

**Felelős kiadó**

HAAS János,  
a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

**Főszerkesztő**

CSÁSZÁR Géza

**Műszaki szerkesztők**

PIROS Olga  
SIMONYI Dezső

**Nyelvi lektor**

Philip RAWLINSON

**Szerkesztőbizottság**

**Elnök: HAAS János**  
FODOR László, KLEB Béla, PALOTÁS Klára, PAPP Gábor, SZTANÓ Orsolya, VÖRÖS Attila

**Főtámogató**

MOL Rt.

**A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni**

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.  
e-mail: piros@mafi.hu

\*\*\*

**Editor-in-charge**

János HAAS,  
President of the Hungarian Geological Society

**Editor-in-chief**

Géza CSÁSZÁR

**Technical editors**

Olga PIROS  
Dezső SIMONYI

**Language editor**

Philip RAWLINSON

**Editorial board**

**Chairman: János HAAS**  
László FODOR, Béla KLEB, Klára PALOTÁS, Gábor PAPP, Orsolya SZTANÓ, Attila VÖRÖS

**Sponsor**

MOL Rt.

**Manuscripts to be sent to**

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O.  
box 106.  
e-mail: piros@mafi.hu

**Földtani Közlöny** is abstracted and indexed in

**Scopus** (Amsterdam)  
**GeoRef** (Washington),  
**Pascal Folio** (Orleans),  
**Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart),  
**Referativny Zhurnal** (Moscow) and  
**Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

# Földtani Közlöny



139/4

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata  
Bulletin of the Hungarian Geological Society

## Tartalom — Contents

- BODOR Sarolta, SZAKMÁNY György: A felső-permi Cserdi Konglomerátum Formáció kavicsanyagának közzetani és geokémiai vizsgálati eredményei (XV. szerkesztőbizottság fűrés, Ny-Mecsek). — *Petrology and geochemistry of the gravels of the Upper Permian Cserdi Conglomerate Formation (borehole No. XV, W Mecsek Mts)*. 325
- SASVÁRI Ágoston: Egy „különleges kőzetmozgási alakulat” értelmezése — nyíráshoz kapcsolható szerkezetek a gerecsei Ördöggáti-kőfejtőben. — *Explanation of an 'extraordinary rock deformation' — shear-related structures in the Ördöggát Quarry of the Transdanubian Range, Hungary*. 341
- SZANYI Gyöngyvér, BADA Gábor, SURÁNYI Gergely, LEÉL-ÓSSY Szabolcs, VARGA Zsolt: A Budai-hegység pleisztocén kiemelkedéstörténete barlangi lemezes kalcitkiválások uránsoros kormeghatározása alapján. — *Pleistocene uplift history of the Buda Hills (Hungary), using uranium-series dating of cave rafts*. 353
- MIHÁLYI Krisztián, GUCSIK Arnold, SZABÓ József, HARGITAI Henrik, KERESZTURI Ákos, BÉRCZI Szaniszló, NAGY Szabolcs: Az impakt szerkezetek helye a földtudományokban I.: A földi meteoritkráterek általános jellegzetességei és eloszlási jellemzői. — *Role of impact structures in earth sciences I: General features of terrestrial impact structures and their distributions*. 367
- FARKAS Izabella Melinda, WEISZBURG Tamás: A bányabérci meddőhányó (Mát-ra) jarositjainak ásványtani jellemzése és környezeti szerepe. — *Mineralogy of jarosites from the Bányabérc waste dump (Mát-ra Mts, Hungary) and their environmental significance*. 379
- KUTI Adrienn, KERESZTURI Ákos: Stabil fagyfoltok a Mars sarkvidékén. — *Frost patches in the polar regions of Mars*. 395
- VITÁLIS György: In memoriam Dr. Marcisz József 403
- Hírek, ismertetések** (összeállította PALOTÁS Klára) 405

*Első borító: Olvadékanyag a szemcsék között (XV. szerkesztőbizottság fűrés, 1915,6 m), 1N (Fotó: BODOR Sarolta). Hátsó borító: A felső helyzetű, vastag triász platformkarbonátból álló test ÉNy felé történő feltolódása elnyírta az izoklin fekvőredőbe gyűrt vékonyabb pados mészkövet (Triglav, Szlovénia). (Fotó: SASVÁRI Ágoston)*

Budapest, 2009

ISSN 0015-542X

## 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.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése, de az Alp-kárpáti-dinári régióból a magyar területhez közvetlenül nem kapcsolódó tanulmányokat is elfogadunk. Távolabbi területekről azonban csak abban az esetben, ha a tanulmány vagy a szerző magyar relációja ezt indokoltá teszi. Ez utóbbi alól kivételt képeznek a Naprendszerhez tartozó égitestekkel foglalkozó, geológiai jellegű munkák. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés, ill. a folyóirat egyéb rovataiba tartozó mű. 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 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt értekezés és rövid közlemény bármelyik nyelven benyújtható, az értekezés esetében magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Magyar nyelvű értekezés esetén részletes angol nyelvű összefoglaló kívánatos. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A kéziratot (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) pdf formátumban — lemezen vagy hálózaton keresztül — kell benyújtani. Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára.

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 a lektorálás után 1 hónapon belül várja vissza a javított változatot**. A szöveget word fájlban az ábrákat és táblázatokat külön-külön fájlban, megfelelő formátumban (l. később) elektronikusan. **A teljes anyagból 1 példány nyomtatot is kérünk**. 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 fenntartja 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) <b>Cím</b>                                      | h) <b>Diszkusszió</b>                             |
| b) <b>Szerző(k), postacímme</b> l (E-mail cím)     | i) <b>Következtetések</b>                         |
| c) <b>Összefoglalás (magyarul, angolul)</b>        | j) <b>Köszönetnyilvánítás</b>                     |
| d) <b>Bevezetés, előzmények</b>                    | k) <b>Hivatkozott irodalom</b>                    |
| e) <b>Módszerek</b>                                | l) <b>Ábrák, táblázatok és fényképtáblák</b>      |
| f) <b>Adatbázis, adatkezelés</b>                   | m) <b>Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok</b> |
| g) <b>A téma kifejtése</b> — megfelelő alcím alatt | (magyarul és angolul)                             |

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Kérjük, hogy az alcímeknél és bekezdéseknél ne alkalmazzanak automatikus sorszámozást vagy bekezdésjelölést. Harmadrendű alcímnél nem lehet több. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

- RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)  
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)  
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)  
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)  
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek:

WIGNALL, P. B. & NEWTON, R. 2001: Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. — *Sedimentary Geology* **144/3**, 335–356.

A hivatkozásokban, irodalmi tételekben a szerző nevét kis kapitálissal kell írni, a cikkben kerülendő a csupa nagybetű használata.

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép) a **tükörméretbe (170×240 mm)** álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. **A fotótábla magassága 230 mm lehet**. Az illusztrációs anyagon **a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb**. **A digitális ábrákat, táblákat cdr kiterjesztéssel**, illetve a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt **az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban** tudjuk elfogadni. Amennyiben az ábra nem konvertálható cdr formátumba, a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a **szürkeárnyaltos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif, ill. jpg kiterjesztéssel** tudjuk használni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési idejét. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés 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., e-mail: piros@mafi.hu

## A felső-permi Cserdi Konglomerátum Formáció kavicsanyagának kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményei (XV. szerkezetkutató fúrás, Ny-Mecsek)

BODOR Sarolta, SZAKMÁNY György

ELTE FFI Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C,  
e-mail: bodors@gmail.com, gyorgy.szakmany@geology.elte.hu

---

### *Petrology and geochemistry of the gravels of the Upper Permian Cserdi Conglomerate Formation (borehole No. XV, W Mecsek Mts)*

#### Abstract

This paper presents the petrological, so-called ‘pebble-statistic study’ of the Cserdi Formation and the geochemical evaluation of numerous rhyolite pebbles in the drillcores of the borehole No. XV (W Mecsek Mts). This borehole is the most entire exposure of the formation.

In this formation among the pebbles the dominating rock types are granitoids-metagranitoids, metamorphites, regional sediments, and acidic volcanogenic rocks (it was determined that the latter are from Gyűrűfű Rhyolite Formation). During the sedimentation, the amount of vulcanites was decreasing, and the amount of metamorphites and granitoids was increasing. It is supposed that in the provenance the basement of the continent gradually exhumed and later on predominated over the acidic vulcanites.

In the lowermost 56 metres traces of local melt formation were detected between the grains. This acidic glass suggests — in contrast to earlier opinions — that the volcanism of the Gyűrűfű Rhyolite had not finished at the beginning of the sedimentation of the Cserdi Formation.

The results have reinforced the earlier supposition that the Cserdi Conglomerate and the Boda Siltstone Formation formed heteropic environments the Cserdi Formation represents the alluvial fan and Boda Siltstone the playa lake.

*Keywords: conglomerate, rhyolite pebbles, provenance, melt*

---

#### Összefoglalás

Munkánk során a Cserdi Formáció kavicsanyagának kőzettani, ún. kavicsstatisztikai, valamint a kavicsanyagban igen jelentős számban előforduló riolitkavicsok geokémiai feldolgozását végeztük el a Nyugat-Mecsekben mélyített XV. szerkezetkutató fúrás anyagán, amely a formáció legteljesebb feltárása.

A vizsgált kavicsanyag uralkodóan granitoidokból-metagranitoidokból, metamorfitokból, regionális üledékekből, továbbá savanyú vulkáni eredetű kőzetekből áll. Utóbbiakról megállapítottuk, hogy a Gyűrűfű Riolitból származnak. A formációban a rétegsor fiatalodásával a vulkanitok mennyisége csökken, a metamorfitoké és granitoidoké növekszik. Ezek alapján feltételezhető, hogy a lepusztulási területen a kontinens „gyökérrégiója” idővel fokozatosan kitakaródott és túlsúlyba került a savanyú vulkanitokkal szemben.

A fúrás alsó 56 méterében első ízben kimutatott, a szemcsék között található helyben képződött olvadék jellegű savanyú kőzetüveg arra utal, hogy a Gyűrűfű Riolit Formáció vulkanizmusa — az eddigi véleményekkel ellentétben — nem ért véget a Cserdi Formáció lerakódásának kezdeti szakaszán.

Eredményeink megerősítik azt a korábbi feltételezést, hogy a Cserdi Konglomerátum és a Bodai Aleurolit Formáció egymással heteropikus fáciesek, amelyben a Cserdi Formáció a törmelékfűtő fácies, a Bodai Aleurolit a playa képződményeket képviseli.

*Kulcsszavak: konglomerátum, riolit kavicsok, lepusztulási terület, olvadék*

## Bevezetés

Az 1950-es évek közepétől a dél-dunántúli uránércsedés felfedezése után a terület perm képződményeinek kutatása előtérbe került, amely során számos fúrást mélyítettek a Mecsekben és a Villányi-hegységben, valamint azok környékén. A fúrási anyag jelentős részéből azonban részletes feldolgozás nem készült. Az érc-kitermelés az 1980-as évek végére gazdaságtalanná vált, és a csökkentett termelés mellett a bányászatot 1997-ben beszüntették.

A dél-dunántúli perm képződmények vizsgálata az 1990-es évek végén ismét aktuálissá vált, egyrészt a nagy aktivitású hulladékok végleges elhelyezésére alkalmas tároló, a Bodai Aleurolit Formáció kutatása kapcsán, másrészt egy másik, a teljes karbon, permi és alsó-triász sziliciklasztos összletre irányuló, modern szemléletű kőzettani és geokémiai kutatás révén. Az újbóli részletes vizsgálatokat a Mecsek, a Villányi-hegység és környékük ősföldrajzi viszonyainak tisztázása a Tiszai-egységen belül, geológiai és tektonikai fejlődésének feltárása tette szükségessé.

Munkánk célja a Cserdi Formáció kavicsanyagának részletes kőzettani, ún. kavicsstatisztikai, valamint a kavicsanyagban igen jelentős számban előforduló riolitos összetételű kavicsok geokémiai feldolgozása volt, amit a XV. szerkezetkutató fúrás anyagán végeztünk el, amely a formáció legteljesebb feltárása. A kavicsanyag vizsgálata információt szolgáltat a lepusztulási terület képződményeiről, és lehetőség nyílik a lepusztulási háttér időbeli változásainak megismerésére.

Az első utalás a Cserdi Formációra, mint a Bodai Aleurolit Formáció bázisképződményére, BARABÁS Andor kandidátusi disszertációjában történt (1955). Ezután azonban már csak összefoglaló munkákban esett szó a formá-

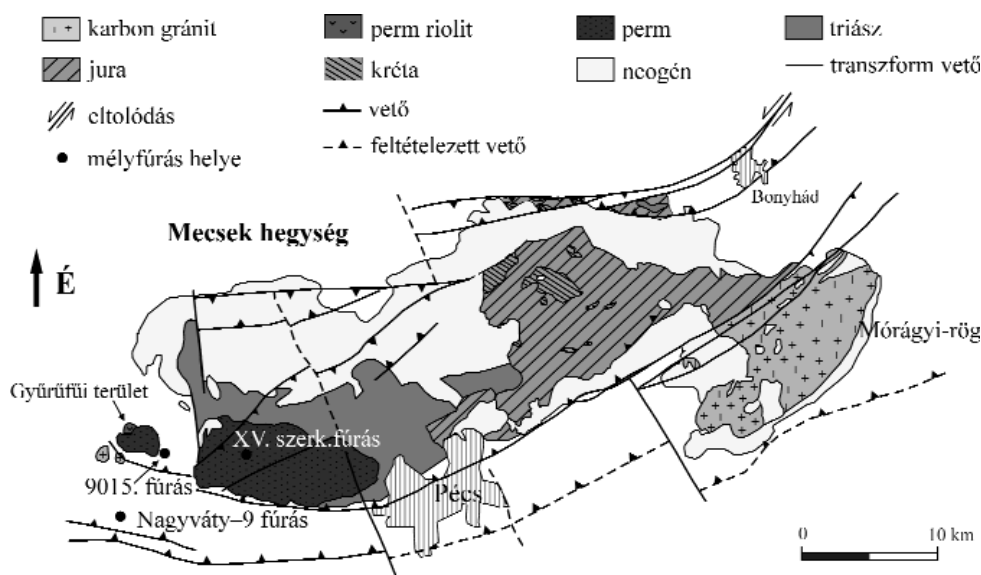
cióról (JÁMBOR 1964, FAZEKAS 1987, BARABÁSNÉ 1987–1988, BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998).

Az 1985–1986-ban, a nyugat-mecseki antiklinálisban mélyített XV. szerkezetkutató fúrás 881,5–1923,5 m közötti mélységben a formáció teljes rétegsorát feltárta. A XV. szerkezetkutató fúrás alapján a Cserdi Konglomerátum a Bodai Aleurolittal fokozatos átmenettel érintkezik, eszerint heteropiát tételeznek fel közöttük (BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998). A XV. szerkezetkutató fúrásban a Cserdi Konglomerátum feldolgozása azonban a makroszkópos leírás szintjén maradt, a kőzetanyag részletes vizsgálata akkor nem történt meg.

2000-től intenzív kőzettani és geokémiai kutatás indult a mecseki perm sziliciklasztos összlet részletes megismerésére az ELTE Kőzetan-Geokémiai Tanszékén. Az eddig publikált munkák elsősorban a Turonyi, Tésenyi, Korpádi, Bodai és Cserdi Formációk pelites képződményeivel, homokköveivel, illetve kavicsanyagával foglalkoznak (ÁRGYELÁN 2004, R. VARGA et al. 2005 és VARGA et al. 2006, 2007, 2008). A Cserdi Formáció gneisz és granitoid kavics típusainak részletes kőzettani és geokémiai vizsgálatát ÁRGYELÁN (2005) diplomamunkájában végezte el. A homokkövek és aleuritok képződmények további részletes kőzettani és geokémiai vizsgálata a teljes perm–alsó-triász rétegsor tekintetében VARGA Andrea a közelmúltban beadott PhD munkája révén jelenleg is folyik (VARGA 2009).

## Földtani háttér

A Mecsek és környezete a Tiszai nagyszerkezeti egység délkelet-dunántúli részét alkotja. A területet több kisebb egység építi fel, határaikat szerkezeti vonalak képezik (1. ábra).



1. ábra. A Mecsek hegység egyszerűsített földtani térképe, a XV. szerkezetkutató fúrás, a 9015. fúrás és a Nagyváty-9 fúrás feltüntetésével (VARGA et al. 2007, módosítva)

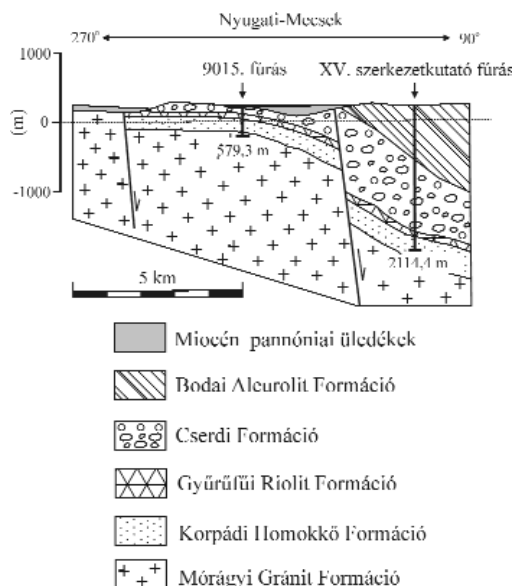
Figure 1. Generalized geological map of the Mecsek Mts and the location of the boreholes No. XV, 9015 and the Nagyváty-9 (VARGA et al. 2007, modified)

A mecseki perm képződmények a variszkuszi hegység-képződés során kialakult belső medencében lerakódtak, nagy vastagságú molassz rétegsor részei. Az idősebb ciklust a felső-karbon–alsó-perm törmelékes és savanyú–neutrális vulkanizmussal záródó rétegsor, a fiatalabb ciklust a felső-permi és az alsó-triászba áthúzódó törmelékes formációk alkotják (BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998).

A Cserdi Formáció a felső-paleozoos molassz rétegsor fiatalabb ciklusa (felső-perm), eddig megismert vastagsága 25,0–1042,0 m között változik. Elterjedése a nyugat-mecseki Gyűrűfű területén és az antiklinálisban, a Máriakémond–Bári-vonulatban és Bába területén ismert. Rétegtani fekvője mindenhol a Gyűrűfű Riolit Formáció, amelynek kissé fellazult felszínére települ diszkordánsan. Fedője a Nyugat-Mecsekben a Bodai Aleurolit Formáció. A nyugat-mecseki antiklinális nyugati részében a Cserdi Formáció lepusztult felszínére miocén, pannóniai vagy kvarter üledékek települnek (BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998). Felszínén csak kevés feltárása van (Gyűrűfű–Dinnyeberki és Cserdi–Boda környékén), ezen kívül csak fúrásokból ismert (9007., 9015., XIII. szerkezetkutató fúrás, Cserdi Cs–I., Cs–14, XV. szerkezetkutató fúrás, Nagykozár Nk–2, Máriakémond Mk–3, Somberek Smb–1, Bába Bt–3).

A Cserdi Formáció — az eddigi ismereteink szerint — szárazföldi-folyóvízi fáciesben képződött, és főleg a medenceperemeken lerakódott hordalékkúp fáciesű rétegsor. A formáció ősmaradványt nem tartalmaz (BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998).

A XV. szerkezetkutató fúrás nem érte el az aljzatot felépítő Mórággyi Gránitot, hanem a Korpádi Homokkőben állt le. A homokkőre a Gyűrűfű Riolit települ, majd a Cserdi Konglomerátum és a Bodai Aleurolit, és végül kvarter üledékek: lejtőtörmelék és lösz (2. ábra).



2. ábra. Földtani metszet a XV. szerkezetkutató és a 9015. fúráson keresztül (VARGA et al. 2007, módosítva)

Figure 2. Geological cross section through boreholes No. XV and No. 9015 (VARGA et al. 2007, modified)

## Vizsgáló módszerek

A XV. szerkezetkutató fúrás Cserdi Formációt harántolt részéből 151 db konglomerátum, homokkő és aleurolit mintát gyűjtöttünk, amelyekről makroszkópos leírást készítettünk. Ennek során a kavics típusokat előzetesen tipizáltuk, majd a különböző kavics típusokból vékonycsiszolatot készítettünk és azok petrográfiai mikroszkópos leírása után a kőzettípusokat véglegesítettük. A fúrómagmintákban lévő, hosszabb tengely szerint 1 cm-t meghaladó nagyságú kavicsok (összesen 1239 db) tulajdonságait — mintaszám, típus, a hosszabb és rövidebb tengely mérete (cm), szín, koptatottság és esetleges átalakultság — adatbázisba vettük fel és ún. kavicsstatisztikai vizsgálatokat végeztünk. Kémiai elemzés XRF módszerrel 5 db reprezentatív riolitkavicsról készült a Tübingeni Egyetem Geokémiai Tanszékén (Bruker AXS S4 Pioneer röntgen spektrométer, Rh cső, 4 kW). A formáció alsóbb régiójában első ízben feltárt, a szemcsék között található olvadékanyagból pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) és energiadiszipatív mikroszkopos (EDAX) mérések az ELTE FFI Kőzettan-Geokémiai Tanszékén, EDAX PV 9800 típusú energiadiszipatív spektrométerrel felszerelt AMRAY 1830 I/T6-os pásztázó elektronmikroszkóppal készültek.

## Eredmények

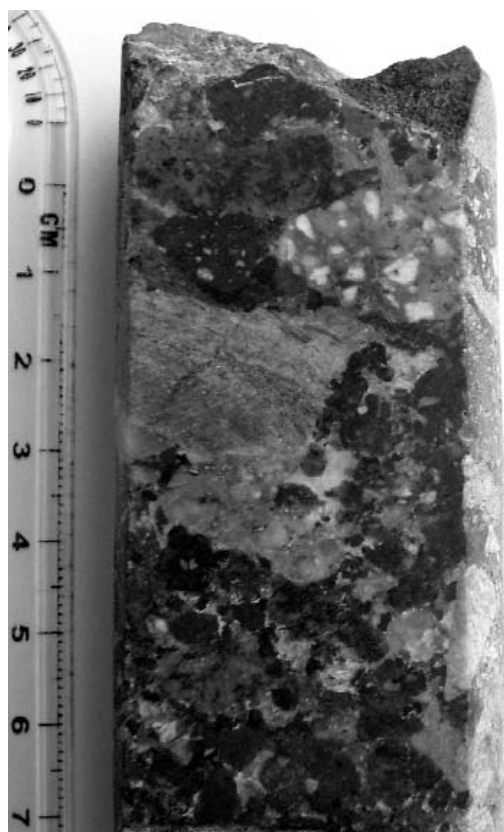
### A Cserdi Formáció kavics típusai

A Cserdi Formáció felfelé finomodó folyóvízi rétegsor, konglomerátum és homokkő váltakozásából áll, a felső, átmeneti részen aleurolit is megjelenik. Négy, tektonikai eredetű ciklus építi fel (BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998). A konglomerátum barnás-lilásvörös színű, általában rosszul osztályozott, de esetenként található benne közepesen osztályozott szakaszok is. Túlnyomórészt polimikt és szemcsevázú. A törmelékek uralkodóan többé-kevésbé koptatott, illetve kerekített, kőzetanyagú kavicsok, emellett önálló szemcsékként ásványtörmelékek is jelen vannak (3. ábra). Mikroszkóppal megfigyelve látható, hogy utóbbiak között gyakori a monokristályos kvarc, polikristályos kvarc, káli-földpát, plagioklász, muszkovit, opak ásványok, ezek mellett ritkán klorit is előfordul. A kavicsok és a homokkőzetliszt frakciójú szemcsék közötti kötőanyag lehet kova, szericit, vas-oxid, karbonát és jellemzően a fúrás egész hosszában anhidrit is megtalálható.

A kavicsanyag makroszkópos és mikroszkópos vizsgálata alapján 15 kőzettípust különítettünk el.

### Riolittípusok

A kavicsanyagban a leggyakoribbak a savanyú vulkáni eredetű, uralkodóan riolitos összetételű kőzetek. Kőzettani szempontból alapvetően két típus különíthető el: vitrofíros szövetségű és felzites szövetségű riolit. A két típus ásványos összetétele hasonló, de a vitrofíros szövetségű riolitkavicsok



3. ábra. Konglomerátum és durvaszemcsés homokkő (fűrőmagminta, XV. szerkezetkutató fúrás, 1728,8 m)

Figure 3. Conglomerate and coarse-grained sandstone (drill core sample, 1728.8 m borehole No. XV)

nagyobb változékonyságot mutatnak a fenokristályok mennyisége, egymáshoz viszonyított aránya, átalakultságuk mértéke és az alapanyag tulajdonságai alapján, ezért több altípusra osztottuk. Ezzel szemben a felzites szövétű riolit-kavicsok nagyon hasonlóak egymáshoz.

1. típus: a vitrofiros szövétű riolittípusok jellemzője, hogy a szanidin mennyisége meghaladja a savanyú plagioklászét. Előbbi hipidio-xenomorf, táblás alakú, repedezett, zárványokat tartalmaz és gyakran peritites. A plagioklász kisebb méretű, általában hipidiomorf, táblás alakú és kisebb-nagyobb mértékben átalakult (szericitesedett). A xenomorf, rezorbeálódott, kissé repedezett és zárványos megjelenésű kvarc fenokristály minden altípusban jelen van, de mennyisége változó. Opak ásványok egyrészt az egykori biotit, illetve amfibol helyén, másrészt az alapanyagban hintésként jelennek meg. Elsődleges opak ásványt nem találtunk. A kőzetben akcesszóriaként cirkon, apatit, ritkán gránát fordul elő. Az alapanyag finomszemcsés, eredetileg folyásos jelleget mutató kőzetüveg, amely változó mértékben átkovásodott.

1/1. altípus: makroszkóposan vörösbarna alapanyagú, közepes–nagy méretű (1 mm-től akár 5 mm-ig) fenokristályokkal rendelkező vulkanit. Az altípus jellegzetessége, hogy a kvarc mérete változó, de elérheti akár a káliföldpát méretét is, mennyisége kisebb, mint a földpátoké. Az opak ásványok limonittal együtt hintésként adják a kőzet

jellegzetes vörösbarna színét. Akcesszóriaként gyakran kis méretű (kb. 0,03 mm) cirkon, különálló szemcséként jelenik meg az alapanyagban, amely általában szabálytalan sávokban átkristályosodott (itt dúsulhatnak az opak ásványok és a limonit). Kéregzárványok előfordulnak, bennük szanidin, savanyú plagioklász, kvarc, és lécs alakú opak szemcsék csoportosulnak, esetenként kevés cirkon található benne, a határuk általában diffúz.

1/2. altípus: makroszkóposan világosbarna alapanyagú, nagy méretű (1 mm-től akár 5 mm-ig), jelentős mennyiségű fenokristályt tartalmazó riolit (1. tábla, 1. kép). Ebben az altípusban a földpátok sokkal kevésbé átalakultak, mint a többi riolit altípusban. A kvarc mennyisége kisebb, vagy ritkán egyenlő a földpátokéval. Az alapanyag csak részben kovásodott át.

1/3. altípus: makroszkóposan sötétbarna alapanyagú, nagy méretű, de az előző két altípusnál kevesebb fenokristályt tartalmazó riolit. A kvarc ritka. Ebben az altípusban gyakori, hogy a kőzet erőteljes kloritosodáson ment keresztül, és a földpát fenokristályok jellemzően erősen szericitesedtek vagy agyagásványosodtak. Az opak ásványok és a limonit sűrű hintésként jelenik meg az alapanyagban, ez adja a kőzet sötét színét. Az alapanyag eredetileg üveges, de teljesen átkovásodott.

1/4. altípus: makroszkóposan szürkészöld alapanyagú, a többinél finomabb szemcséjű, max. 1–2 mm-es méretű fenokristályokat tartalmazó riolit. A fenokristályok közül a kvarc nagy mennyiségben van jelen. Helyenként klorit jelenik meg, alakja és elhelyezkedése az egykor jelenlévő biotitra utal. Másodlagosan képződött klorit az alapanyagban is jelentős mennyiségben található, ez adja a kőzet zöld színét.

2. típus: a felzites szövétű riolit makroszkóposan nagyrészt vörösbarna, esetenként lilásbarna alapanyagú. Az 1/1. altípusú riolittól abban különbözik, hogy általában kevesebb fenokristály van benne, ezek mérete kisebb (1–2 mm). A földpátok közül a savanyú plagioklász mennyisége meghaladja a szanidinéét. A savanyú plagioklász zömmel idio-hipidiomorf, táblás alakú, repedezett, zárványos és szericitesedett. A táblás, idio-xenomorf, szintén átalakult (agyagásványosodott, szericitesedett, gyakran foltosan, mozaikosan átalakult, albitosodott) káliföldpát mérete a plagioklászéval azonos vagy annál kisebb. A xenomorf és rezorbeálódott kvarc mennyisége csekély. Esetenként nem is jelenik meg a kőzetben. Az opak ásványok az eredeti biotit, illetve amfibol után léces, táblás alakban láthatók. Akcesszóriaként cirkon, ritkábban apatit fordul elő, önálló szemcsékként az alapanyagban. Az alapanyag felzitesedett, eredetileg kőzetüveg volt (1. tábla, 2. kép). Jellemzőek a földpátokból, kvarcból, léces opak ásványokból és limonitból álló kéregzárványok. Határuk lehet éles és diffúz is, méretük 1,25–5 mm közötti.

### Vulkanoklasztitok

A vulkáni eredetű kőzeteken belül külön csoportba soroltuk egyrészt a riolitokhoz nagyon hasonló ásványos összetételű piroklasztitokat, másrészt a tufitkavicsokat. A piroklasztitokon belül elkülönítettünk összesült tufakavi-

csokat, míg a többi biztosan robbanásos vulkáni eredetű, de pontosabban be nem sorolható kavicsot általánosságban piroklasztit névvel illetjük. A piroklasztitokra általánosságban jellemző, hogy a bennük lévő törmelékcszemcsék töredeztettek és rendezetlenek, kis hányadukban akcesszóriaként előfordulnak gránátszemcsék. A tufitkavicsok jól osztályozott szemcsékből állnak és gyengén rétegzettek. A vulkanoklasztitok alapanyaga kőzetüveg.

*1. Piroklasztit:* makroszkóposan világosbarna alapanyagú, benne fekete, lécs alakú, 1–2 mm-es opak szemcsék találhatók. A kvarc mennyisége jelentős, xenomorf, rezorbeált. Néhol opak ásványos sávok lehetnek a kőzetben, ahol is az opak ásványok körülveszik a csoportosan előforduló fenokristályokat. A kőzet szövete horzsaköves jellegű, de nem irányított (*I. tábla, 3. kép*).

*1/a. Összesült tufa:* makroszkóposan az 1/1. altípusú riolithoz hasonló megjelenésű kőzet, ám annál sokkal több fekete, léces opak ásvány látható benne. Sok nagy méretű szanidin és csekély számban plagioklász fordul elő. A kvarc a földpátnál kisebb méretű. Jellemzők az 1–2 mm-es kéregzárványok is, amelyekben rezorbeálódott kvarc, földpát, limonit és opak ásványok helyezkednek el csoportosan. A kötőanyag irányított, folyásos jellegű, helyenként horzsaköves szerkezetű, egyes esetekben átkristályosodott.

*2. Tufit:* Makroszkóposan jellegzetes sárgásszürke vagy világoszöld színű, finomszemcsés (0,0125–0,025–0,05 mm) kőzet. A kötőanyagban opak ásványos hintés és szericit figyelhető meg, ezek néhol körbefolyják a kvarc és földpát szemcséket. Egyes példányokon erős utólagos kovásodás is végbement.

### *Metagranitoid és gneisz*

A metagranitoid- és gneiszkavicsok leírását részben saját megfigyeléseink, részben ÁRGYELÁN (2005) munkája alapján adjuk meg.

A kétfajta kavics típus ásványos összetétele nagyon hasonló egymáshoz, az egykori magmás bélyegek a gneiszekben is általában felismerhetőek. Mindkét kőzet kvarcból, plagioklászokból (albit), káliföldpátokból (ortoklász, mikroklin), kloritból és opak ásványokból áll. Az albit és ortoklász foltosan, vagy a hasadási nyomvonalak mentén szericitesegett, agyagásványosodott, a mikroklin általában üde. A klorit pikkelyes, az opak ásványok léces megjelenésűek, valószínűleg biotit utáni átalakulási termékek.

Szabad szemmel megfigyelve a metagranitoid durvaszemcsés, fehéres, halványvöröses szürke, húsvörös, vagy zöldesfehér színű. Mikroszkóp alatt jól látható, hogy a kőzetet általában nagyméretű kvarc- és földpátcszemcsék alkotják (*I. tábla, 4. kép*), nagyon enyhe foliáció figyelhető meg. A durvaszemcsés, hipidioblasztos földpátok uralkodó mennyiségűek (gyakorosság szerint csökkenő sorrendben: ortoklász, plagioklász, mikroklin). Kissé deformált szegéllyel, általában szorosan illeszkednek egymáshoz. Az ortoklász és a plagioklász nagy méretű, táblás, idio-hipidioblasztos, az ortoklász emellett gyakran reliktpertitesedés nyomait őrzi. A földpátok összességében töredeztettek, repedezettek, e repedéseket kvarc, klorit és finomszemcsés opak fázis tölti ki. Ugyanezek

az ásványok helyezkednek el a szemcsék közötti hézagokban is. A kvarc deformációs, hullámos kioltású, sok helyen már alszemcsék is megjelentek.

Az ugyancsak előforduló metaaplitkavicsok makroszkóposan nem különíthetők el a metagranitoidoktól.

A gneisz makroszkóposan vörösszürke, halványvöröses szürke vagy zöldesszürke színű, néha szabad szemmel láthatóan csillámtartalmú, és nem vagy csak gyengén-közepesen foliált. Granoblasztos vagy lepido-granoblasztos szövetű. Gyakran megfigyelhetőek kataklasztosodásra és milonitosodásra utaló jegyek. A kvarcszemcsék szutúrás szemcsehatárúak, gyakran a foliációval párhuzamosan rendeződtek, az alszemcséképződés jellemző. A káliföldpátok közül az ortoklász többnyire xenoblasztos, ritkán hipidioblasztos, általában pertites. Zárványként kvarcot tartalmazhatnak. A plagioklász xenoblasztos és ikerlemezes. A kvarc és a nagyobb méretű földpátok együtt adják a jellegzetes gneiszes szerkezetet (*I. tábla, 5. kép*). A muszkovit pikkelyes, a foliációval párhuzamosan helyezkedik el. Az opak ásványokat gyakran limonitosodás kíséri. A kőzet ritkán gránátot is tartalmaz, ezek erősen átalakultak, ennek során kloritos, vas-oxidos, karbonátos átalakulási termékek alakultak ki. Nagyon ritkán jelentős mennyiségű turmalin is megjelenik a kőzetben, teljesen széttöredezett, zöldesbarna-sárgásbarna pleokroizmusú szemcsék formájában.

### *Milonittípusok*

A milonitokat négy külön csoportra osztottuk, ezek között a milonitosodás előrehaladottsági fokában van különbség: protomilonit, milonit, ultramilonit és szemes milonit kavicsok egyaránt találhatóak a kavicsanyagban. Az összes milonit típusra jellemző, hogy makroszkóposan zöldesszürkés, vöröses színűek és erősen foliáltak.

Mikroszkóp alatt megfigyelhető, hogy az alapanyag finomszemcsés kvarc, szericit, opak és esetenként klorit-vagy limonitásványokból épül fel. A porfiroklasztok anyaguk szerint lehetnek földpátok, kisebb részt muszkovit és kvarc, ez utóbbi, mind mono- mind polikristályos kvarc formájában előfordul (*I. tábla, 6. kép*). A kvarc gyakran alszemcsékké alakul. A földpátok közül az általában savanyú plagioklászok vannak túlsúlyban és jellemző rájuk az erős-közepes szericiteseződés. Néha ikerlemezeség még látható a szemcséken. A töredezett és repedezett káliföldpátok szintén átalakultak, és reliktpertitesedés is megfigyelhető. Akcesszóriaként esetenként cirkon, ritkán apatit található. Egyes mintákban utólagos kovásodás is történt. Az ásványos összetétel és szövet alapján e kőzetek feltehetően granitoid-gneisz kőzetekből vagy földpát-dús homokkövekből képződhettek.

### *Csillámpala*

Makroszkóposan általában világos tónusú, jól láthatóan fehér csillámokat tartalmazó palás kőzet. Mikroszkóp alatt megfigyelhető az inhomogén, erősen deformált szövet. A legnagyobb mennyiségben szutúrás szemcsehatárokkal

érintkező polikristályos kvarcból áll, amely xenoblasztos és általában finomszemcsés. A csillámok (muszkovit) mennyisége a kvarcnál jóval kisebb, a kvarcok között, a foliációval párhuzamosan helyezkednek el. Hullámos kioltásúak és gyakran kinkesek. Kevés xenoblasztos, töredezett, szericitesedett földpát (elsősorban plagioklász) is előfordul. Jellemző még a foliációval párhuzamosan elrendeződött finomszemcsés opak ásvány, limonit és klorit is.

### Kvarcit

Makroszkóposan néhány centiméteres, fehér vagy fehéres rózsaszín, esetleg fehéres, világosvöröses szürke színű kavicsok. Kizárólag változó méretű, szutúrás érintkezésű, hullámos kioltású, irányított elrendeződésű kvarcsejtszomszomszág alkotják. A kőzet repedéseiben finomszemcsés opak ásvány és limonit tölti ki a teret.

A kvarcitkavicsok között ritka változat a limnokvarcit, amely makroszkóposan színben, koptatottságában és egyéb jellegeiben teljesen hasonlít a többi kvarcitkavicshoz és csak mikroszkóp alatt azonosítható. Benne az egykori növénymaradványok helyét kitöltő kalcedongumók figyelhetők meg.

### Finomszemcsés sziliklasztos kőzetek

Makroszkóposan sötét vörösbarna színű, finomszemcsés kavicsok formájában fordulnak elő. Főként kvarcból állnak, de kis mennyiségű földpát is előfordul, ezek közül a plagioklász túlsúlya jellemző a káliföldpátokéhoz képest. A csillám (muszkovit) mennyisége kb. 1-2%. A viszonylag gyakori metahomokkővek jól-közepesen osztályozottak. Bennük a kvarc deformált, hullámos kioltású, xenoblasztos (I. tábla, 7. kép). Erősebben deformált kavicsoknál a kvarc alszemcsékre bomlik. A földpátok pretektonikus eredetűek, jellemző rájuk az erőteljes átalakultság, ami a legtöbb esetben szericitesedést jelent. A muszkovitpikkelyek általában hajladoznak, kinkesek, a kvarc és földpát szemcsékkel együtt rajzolják ki a kőzet irányítottságát, foliációját. A szericit nagyon finom szemcsés formában látható, főként finomszemcsés opak ásvánnyal együtt a nagyobb szemcsék között tölti ki a teret. Néhol ezekhez még finomszemcsés limonit is kapcsolódik.

Csak elvétve fordulnak elő homokkő és metaaleurolit anyagú kavicsok. Ezek kizárólag mikroszkóp alatt különíthetők el a metahomokkő-kavicsoktól, amelyekhez összetételben teljesen hasonlóak, a homokkőveket azonban láthatóan nem érte deformáció. A kőzet finomszemcsés, szemcsevázú, jól osztályozott, monomikt orthohomokkő.

A metaaleurolit csak finomabb szemcseméretével tér el a metahomokkővektől.

### Egyéb kisfokú metamorfitek

A teljes kavicsanyag csupán 1–2%-át adó, nehezen azonosítható metamorfitek makroszkóposan változatos színű, nagyon finom szemcsés, foliált vagy foliációt nem

mutató kavicsok. Az előbbi kőzetcsoportokba nem sorolhatóak be, mivel annyira finomszemcsés, hogy szabad szemmel nem láthatóak a szemcsék (I. tábla, 8. kép).

## A riolitkavicsok geokémiája

A kavicsanyagban leggyakrabban előforduló riolitkavicsok közül 5 reprezentatív mintából készült kémiai elemzés, egy vitrofíros és egy felzites típusból (I. táblázat).

A Gyűrűfői Riolit átfogó, részletes és modern szemléletű feldolgozása eddig még nem történt meg. A formációt alkotó kőzetekből, illetve annak kavicsanyagából nagytonosságú fő- és nyomelemvizsgálatok eddig csak elvétve készültek (JAKAB 2005), eredményeink értelmezéséhez összehasonlításként ennek a 10 mintának kémiai összetételét is felhasználtuk (ACME Analytical Laboratories Ltd., Vancouver – ICP-MS és ICP-AES). Ez utóbbi minták jól

**I. táblázat.** A Cserdi Formációból származó riolitkavicsok kémiai összetétele (XV. szerkezetkutató fúrás)

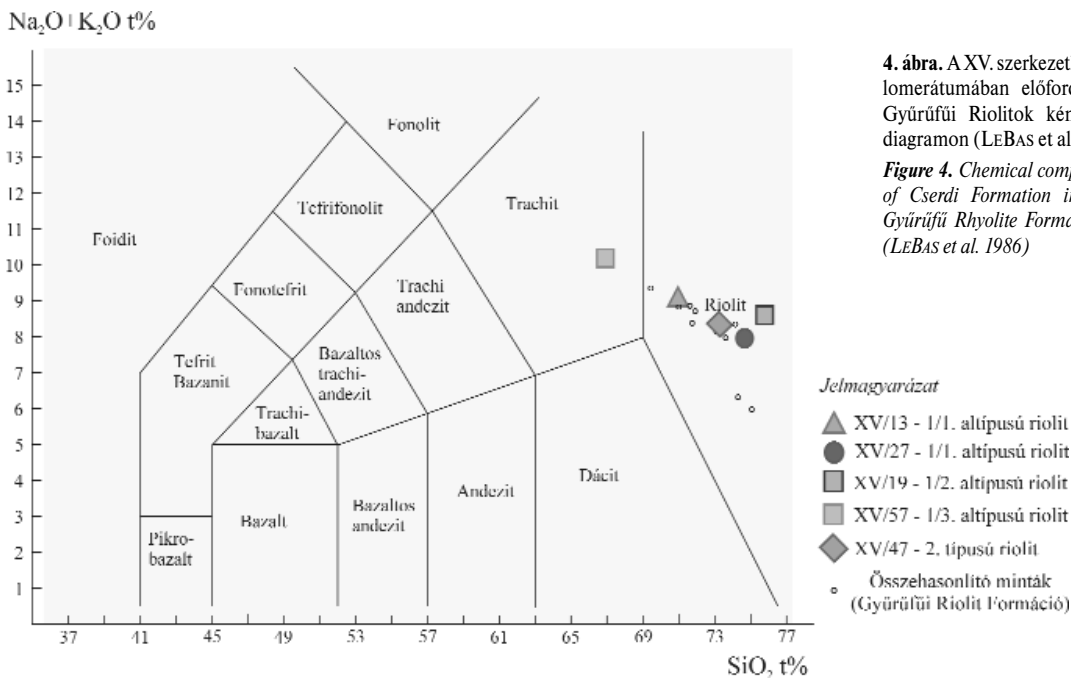
**Table I.** Chemical composition of rhyolite pebbles of Cserdi Formation (borehole No. XV)

Mintaszám	XV/13	XV/27	XV/19	XV/47	XV/57	
Mélység	1895,5 m	1753,5 m	1864,7 m	1615,0 m	1572,0 m	
Riolit típus	1/1.	1/1.	1/2.	1/3.	2.	
SiO <sub>2</sub>	%	69,68	72,51	75,26	72,03	66,88
TiO <sub>2</sub>	%	0,48	0,30	0,30	0,44	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	14,64	11,79	13,29	12,37	17,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	3,62	2,91	1,52	4,50	5,35
MnO	%	0,03	0,04	0,01	0,03	0,03
MgO	%	0,39	0,51	0,42	0,32	0,14
CaO	%	0,83	1,69	0,31	0,77	0,35
Na <sub>2</sub> O	%	6,26	2,19	3,17	3,19	9,56
K <sub>2</sub> O	%	2,63	5,55	5,38	5,03	0,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0,15	0,08	0,09	0,11	0,10
LOI	%	1,16	2,17	0,98	1,34	0,23
Ba	ppm	253	1873	908	1177	83
Co	ppm	0,7	n.a.	n.a.	0,9	5,8
Cr	ppm	8,8	n.a.	n.a.	3,2	14
Ni	ppm	58	51	64	70	86
Rb	ppm	97	169	164	161	18
Sr	ppm	129	112	98	124	102
V	ppm	34	34	26	70	61
Y	ppm	40	38	45	37	34
Zn	ppm	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,2
Zr	ppm	282	226	247	271	287
Ce	ppm	75	99	112	81	71
Eu	ppm	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7
La	ppm	35	27	43	22	34
Nb	ppm	18	15	n.a.	18	17
Nd	ppm	42	36	43	32	36
Sm	ppm	6,1	5,8	7,1	5,7	4,5
Yb	ppm	3,7	3,5	4,2	3,3	2,9

n.a.: nincs adat (Az elemzés a Tübingeni Egyetem Geokémiai Tanszékén készült XRF módszerrel. Elemző: Heinrich TAUBALD.)

n.a.: no data (The analysis was made at the University of Tübingen, Department of Geochemistry, by XRF method. Made by Heinrich TAUBALD.)





4. ábra. A XV. szerzetkutató fúrás Cserdi Konglomerátumában előforduló riolitkavicsok és a Gyűrűfű Riolitok kémiai összetétele a TAS-diagramon (LEBAS et al. 1986)

Figure 4. Chemical composition of rhyolite pebbles of Cserdi Formation in borehole No. XV and Gyűrűfű Rhyolite Formation on the TAS-diagram (LEBAS et al. 1986)

jellemzik az alsó-perm riolit változatos összetételét. A kőzetek a Mecsekben, a Villányi-hegység északi előterében és a báta területen mélyített fúrásokból származnak, valamint egy riolitkavics a miocén konglomerátumból (Szászvári Formáció — JAKAB 2005). Vizsgálatunk célja tehát nem a riolit genetikájának kiderítése — ami 5+10 mintából nem is lehetséges —, hanem a Cserdi Formáció riolitkavicsainak a Gyűrűfű Riolitlaltal való összehasonlítása volt.

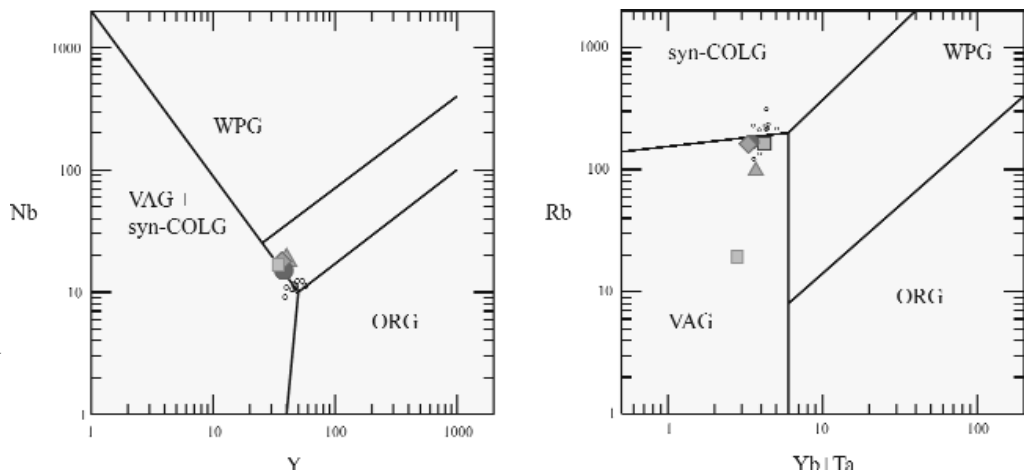
A XV. szerzetkutató fúrás Cserdi Konglomerátumából elemzett minták közül a TAS-diagramon (LEBAS et al. 1986) négy a riolitmezőbe, egy a trachitmezőbe esik. Utóbbi minta (XV/57 — 1/3. altípusú riolit) a legtöbb diagramon a többitől eltérően viselkedik, aminek oka az, hogy lényegesen kevesebb földpát és sok opak (oxid) ásvány található benne. Az összehasonlító minták mind a riolitmezőbe esnek (4. ábra). A riolitokra is gyakran alkalmazott, gránitokra kidolgozott diszkriminációs diagramokon (PEARCE et al. 1984) a minták a hármaspontok környékén helyezkednek el: a vulkáni ív gránit (VAG), a lemezen belüli gránit (WPG), és

a szinkollíziós gránit (syn-COLG) mezők határán. A VAG-mezőbe eső XV/57 minta jóval alacsonyabb Rb-értéket mutat, mint a többi, ami összhangban van a minta kisebb káliföldpát mennyiségével. A minták jelentős Na<sub>2</sub>O valamint kis K<sub>2</sub>O-tartalma (1. táblázat) arra utal, hogy a kőzeteket utólagos hatás, Na-metaszomatózis érte, ami a petrográfiai fejezetben említett káliföldpátok albitosodásában is megnyilvánul. Ugyanez az átalakulás a Gyűrűfű Riolitból származó minták nagy részén is jelentkezik. Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy a riolitkavicsok elemzési eredményei jól egyeznek a Mecsek és környékéről származó összehasonlító minták (JAKAB 2005) összetételével (5. ábra).

A minták nyomelem és ritkaföldfém eloszlását a primitív köpeny összetételére normált (SUN & McDONOUGH 1989) sokelemes diagramokon ábrázoltuk, a nyomelemeket csökkenő inkompatibilitás szerinti sorrendben tüntettük fel (6. ábra). Az egyes mintákban mért értékek meglehetősen hasonlóak egymáshoz, azonban a Cr-, Co-, Rb- és Ba-

5. ábra. A XV. szerzetkutató fúrás Cserdi Konglomerátumában előforduló riolitkavicsok és a Gyűrűfű Riolitok kémiai összetétele a gránit diszkriminációs diagramokon (PEARCE et al. 1984), Jelmagyarázat — l. 4. ábra

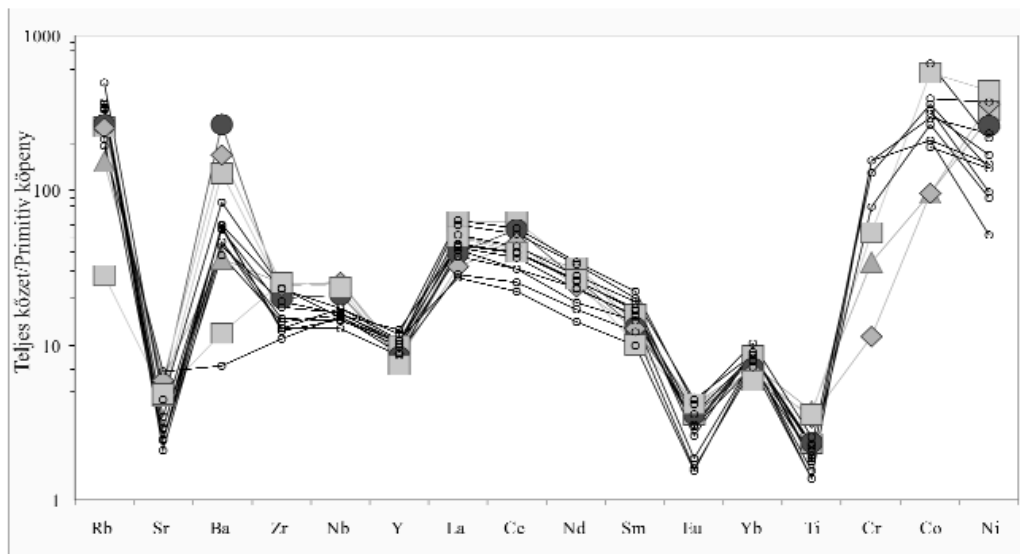
Figure 5. Chemical composition of rhyolite pebbles of Cserdi Formation in borehole No. XV and Gyűrűfű Rhyolite Formation on the granite discrimination diagrams (PEARCE et al. 1984). For key see Figure 4



tartalomban erős szórás tapasztalható, utóbbi kettő összefüggésben van a változó földpáttartalommal. Egyik mintánkban (XV/19) a Nb-tartalom kimutatási határ alatti volt. Jól látható az erős negatív Sr-, Eu- és Ti-anomália. Saját mintáinkra jól illeszkednek az összehasonlító Gyűrűfű Riolit korábbi mérési eredményei (JAKAB 2005), azonban a Ba- és Nb-értékei némileg, míg a Cr- és Co-értékei jelentősebben eltérnek.

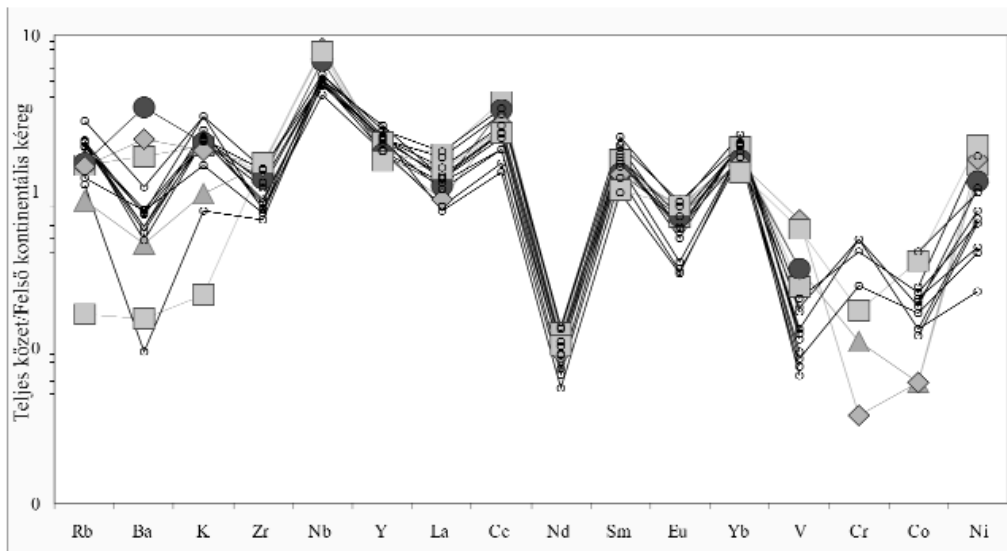
A nyomelem- és ritkaföldfém-eloszlást a felső kontinentális kéreg összetételére normálva (MCLENNAN 2001) azt tapasztaljuk, hogy az inkompatibilis, mobilis nyomelemek: Rb, Ba, K, és az erősen kompatibilis nyomelemek: V, Cr, Co

értékei erősen szórnak, a többi elemnél a görbék mind az öt minta esetében közel azonos lefutásúak. Erős pozitív anomália látható a Nb, és nagyon erős negatív anomália a Nd esetében, míg az Eu gyengébb negatív anomáliával jelentkeznek. A XV/57 minta itt is eltérően viselkedik, erősen szegényedett a mobilis, inkompatibilis nyomelemekben, ez összhangban van a fent említett petrográfiai jellemzőivel. A XV/13 minta szintén szegényedést mutat az előbbi elemekben (7. ábra). Az erősen inkompatibilis (Rb, Ba, K) és erősen kompatibilis (Cr, Co, Ni) nyomelemeket kivéve a korábban vizsgált összehasonlító riolitok összetétele (JAKAB 2005) teljesen hasonló az általunk elemzett mintákéhoz.



6. ábra. A XV. szerkezetkutató fúrás Cserdi Konglomerátumában előforduló riolitkavicsok és a Gyűrűfű Riolit a primitív köpeny összetételére normált nyomelem- és ritkaföldfém-eloszlása (SUN & McDONOUGH 1989). Jelmagyarázat – 1. 4. ábra

Figure 6. Trace and RE element distribution of rhyolite pebbles of Cserdi Formation in borehole No. XV and Gyűrűfű Rhyolite Formation, normalised to the Primitive mantle (SUN & McDONOUGH 1989). For key see Figure 4



7. ábra. A XV. szerkezetkutató fúrás Cserdi Konglomerátumában előforduló riolitkavicsok és a Gyűrűfű Riolit felső kontinentális kéregösszetételére normált nyomelem- és ritkaföldfém-eloszlása (MCLENNAN 2001). Jelmagyarázat – 1. 4. ábra

Figure 7. Trace and RE element distribution of rhyolite pebbles of Cserdi Formation in borehole No. XV and Gyűrűfű Rhyolite Formation, normalised to the Upper continental crust (MCLENNAN 2001). For key see Figure 4

**Kavicsstatisztika**

Az 1239 db 1 cm-t meghaladó hosszúságú kavics kőzet-típusok szerinti vizsgálata azt mutatja, hogy a kavicsanyagot főként riolit, gneisz, metagranitoid, milonit, valamint kisebb mennyiségben egyéb metamorf és robbanásos vulkáni eredetű kőzet alkotja (8. ábra).

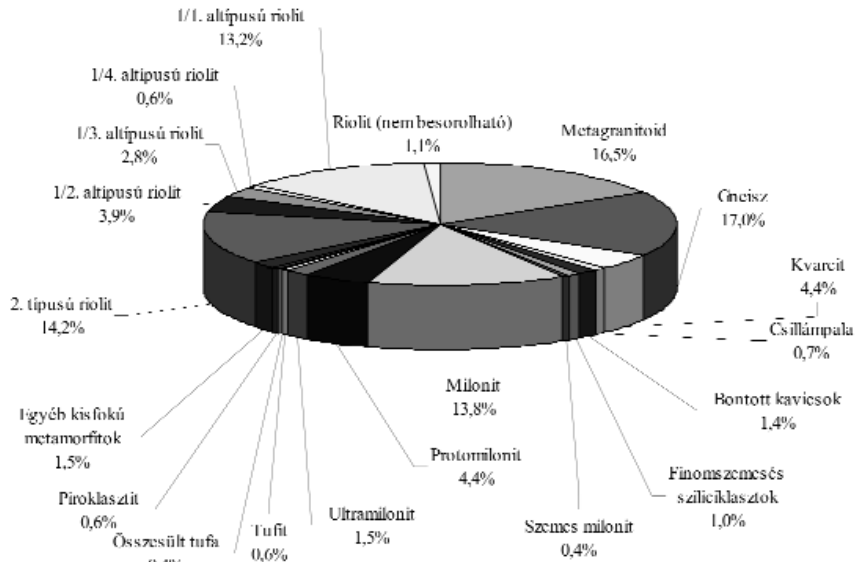
A leghosszabb tengely szerint tekintve a kavicsok 74%-a 1–2 cm méretű, 24%-a 2–5 cm-es és csupán 2%-a haladja meg az 5 cm-t. Az átlagos szemcseméret a rétegsorban felfelé haladva kissé csökken, azonban a formáció középső-felső szakaszán is megjelennek nagyobb szemcseméretű kavicsokat tartalmazó szakaszok.

A koptatottsági vizsgálatok eredményeit csak azokon a kőzettípusokon értékeltük ki, amelyek a kavicsanyagban a legnagyobb számban fordulnak elő és mennyiségük reprezentatív eredményt ad. A koptatottsági vizsgálatokat hatfokozatú tagolás szerint végeztük (PETTJOHN et al. 1987). A kavicsok koptatottsági adatai egyrészt a kőzet fizikai tulajdonságait tükrözik, de információt nyújthatnak a lepusztulási terület távolságáról is.

A riolitikavicsok (430 db) általában gyengén koptatottak vagy koptatottak (9. ábra). A két fő riolit típus koptatottságában jelentősebb különbséget nem tapasztaltunk. A gneiszkavicsok (210 db) általában koptatottak – gyengén koptatottak. A metagranitoid-kavicsok (204 db) gyengén koptatottak vagy kissé szögletesek. A milonitkavicsok (244 db) koptatottak, jól koptatottak. A kvarcitok (54 db) általában gyengén koptatottak. A metahomokkövek (13 db) koptatottak, jól koptatottak.

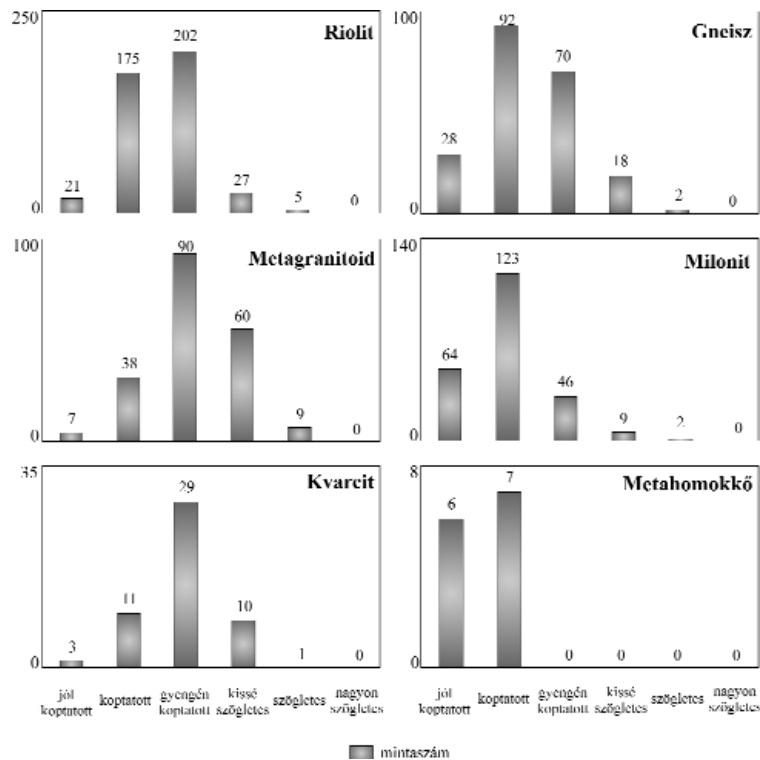
A riolitok alapvetően nem túl kemény alapanyaga már viszonylag rövid szállítás során is könnyen elveszti szögletességét és koptatottá válik. Ez összhangban van azzal a korábbi feltevéssel, miszerint a riolitikavics a közeli, Gyűrűfői Riolit Formáció anyagát adó vulkáni területről származik (FÜLÖP 1994), ezt geokémiai vizsgálati eredményeink is alátámasztják. A metagranitoid-kavicsok — amelyek összetétele a Mórágyi Gránithoz hasonló (ÁRGYELÁN 2005) — koptatottsági eredményei a kőzet keménységére és rideg viselkedésére utalnak, és így ezek valószínűleg távolabbi forrásterületről érkeztek az üledékgyűjtőbe. A gneiszkavicsok bár anya-

gukat tekintve hasonlítanak a metagranitoidokhoz, mégis jobban koptatottak, ami valószínűleg a kőzet metamorfizáltságának, elsősorban a foliáció kialakulásának eredménye, ugyanakkor nem zárhatjuk ki azt sem, hogy a gneisz valamivel távolabbról származik, mint a granitoid. A milonit kavicsok koptatottsági adatai a kőzet puhább anyagára és szöveti sajátosságaira (foliáció miatt gyengült a kőzet), de a hosszabb szállítási távolságra vagy mindkét tényezőre egyszerre utalhatnak. E kőzetek összetételük alapján



8. ábra. A Cserdi Formáció kavics típusainak mennyiségi aránya (XV. szerkezetkutató fúrás)

Figure 8. Amount ratio of pebble types of Cserdi Formation (borehole No. XV)



9. ábra. A Cserdi Formáció egyes kavics típusainak koptatottsága a XV. szerkezetkutató fúrásban

Figure 9. Roundness of individual pebble types of the Cserdi Formation in borehole No. XV

feltehetően a lepusztulási területen előforduló gránittest milonitosodott zónáiból, esetleg részben idős metamorfotokból származhatnak, tehát a lepusztulási területük feltehetően megegyezik a többi kristályos kőzetével.

Az egyes kőzettípusok mélység szerinti eloszlását tekintve a felzites szövetű riolitok mennyisége a XV. szerkezetkutató fúrás Cserdi Formációjának egész hosszában kevesebb, mint a vitrofios típusúaké, a felsőbb régióban pedig már egyáltalán nem találhatóak meg (10. ábra). A

gneiszkavicsok mennyisége a fúrás alsó régiójában nagyon kicsi, de a mélység csökkenésével számuk fokozatosan nő és az 1730 méter feletti szakaszon a vitrofios riolitokhoz hasonló a mennyiségük. A metagranitoid-kavicsok száma a fúrás felső részén haladja meg az előzőekben jellemzett kőzettípusokét. A különböző milonittípusok a fúrás egész hosszában nagy számban és hozzávetőlegesen egyenletes eloszlásban vannak jelen, beleértve a fúrás felső régióját is.

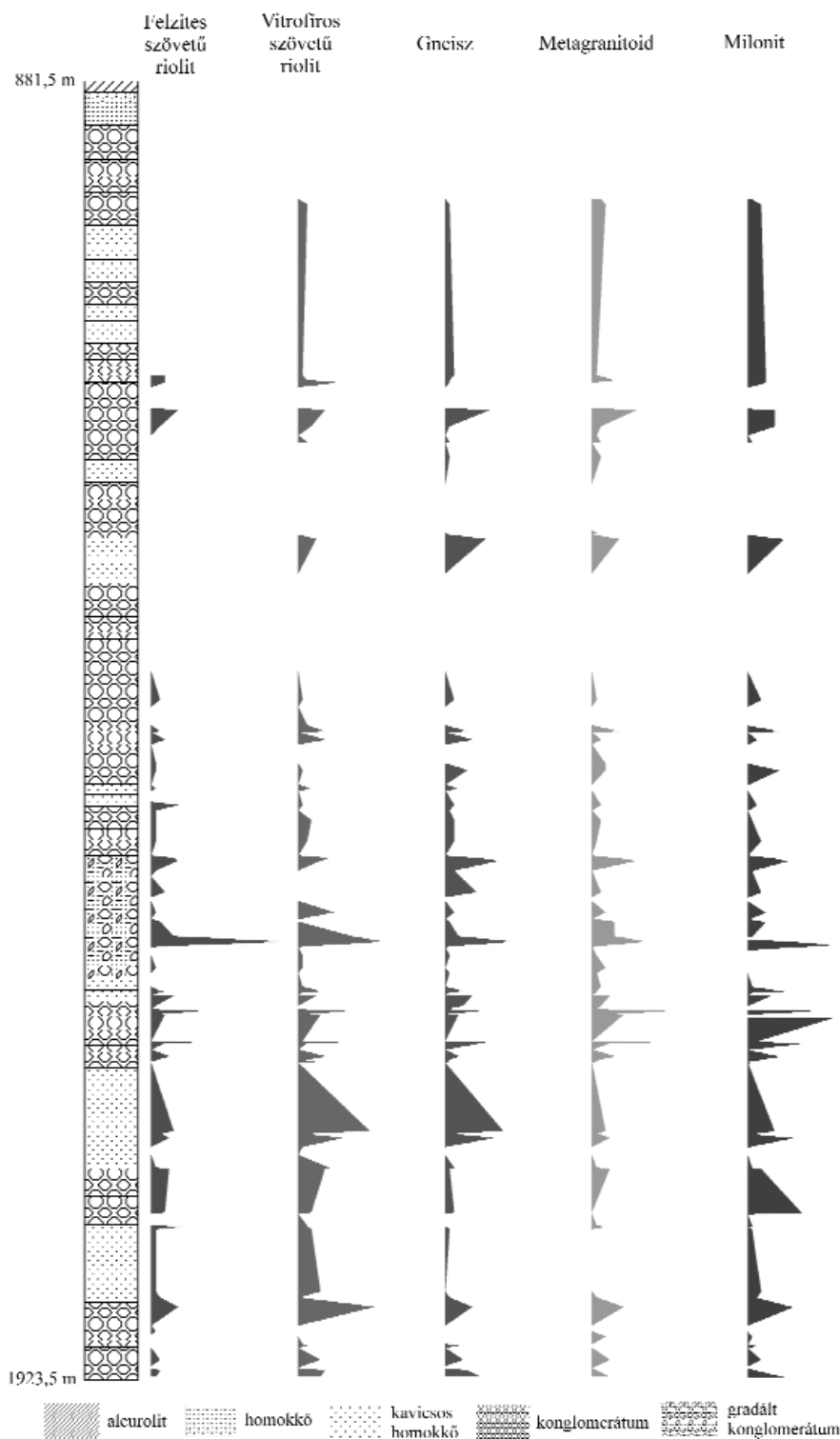
A kavics típusok fentiekben vázolt mennyiségi változása a mélység függvényében azt jelzi, hogy a formáció lerakódásának kezdetén a közeli aktív vulkanikus terület hatása és annak lepusztulása domináns volt, de idővel a riolit fokozatosan lepusztult, és a terület kiemelkedésével a gneisz, illetve a kontinentális aljzat (granitoid) részaránya nőtt a törmelékanyagban. A különböző milonitok nagyszámú jelenléte a fúrás egész hosszában arra utal, hogy a lepusztuló milonitosodott zóna mind horizontálisan, mind vertikálisan jelentős kiterjedésű lehetett.

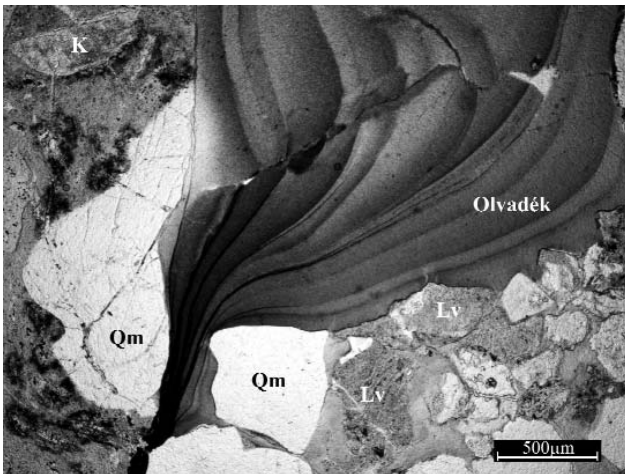
### Lokális olvadékképződés a Cserdi Konglomerátumban

A fúrás Cserdi Konglomerátumának alsó 56 méteres szakaszából készült vékonycsiszolatokban a szemcsék között egy nikollal vörösbarna színű, folyásos, olvadék jellegű homogén anyagot találtunk (11. ábra), amelyet kőzetüvegként azonosítottunk. A kőzetüveg devitrifikálódás következtében keresztezett nikolok között anizotrópiát mutat. Általában jellemző, hogy a konglomerátum kavicsai között csak kevés aleurit és agyag szemcseméretű mátrix van, a szemcsék szorosan illeszkednek, a kőzet kompakt. Helyenként azonban a szemcsék között kisebb rés maradt, ezt vagy finomszemcsés szericit vagy a fent említett kőzetüveg töltötte ki. Néhol az üveg belsejében üreg alakult ki, amiben klorit vagy epidot és kvarc kristályosodott. A kőzetüveg a szem-

**10. ábra.** A Cserdi Formáció reprezentatív kavics típusainak mennyiségi változása a mélységgel a XV. szerkezetkutató fúrásban

*Figure 10.* Changing of the amount of pebble types of the Cserdi Formation in borehole No. XV, depending on the depth





11. ábra. Olvadékanyag a szemcsék között (XV. szerkezetkutató fúrás, 1915,6 m), 1N

Qm = monokristályos kvarc, K = kálic földpát, Lv = vulkanit közettörmelék

Figure 11. Melt between the grains (1915,6 m borehole No. XV), 1N

Qm = mono-crystalline quartz, K = kaolinite, Lv = volcanic fragment

csékekkel kontakt szegéllyel érintkeznek, sok esetben jól látható, hogy a folyás irányában pl.: a földpát vagy kvarc határa hullámos, rezorbeálódott, ami olvadásra utal. A reakció-szegély a környezeténél sötétebb színű.

Az olvadék a fúrásban a formáció bázisától (1920,5 m) 1864,5 m-ig — mintegy 56 m-es szakaszon — követhető felfelé csökkenő tendenciával, majd efölött eltűnik.

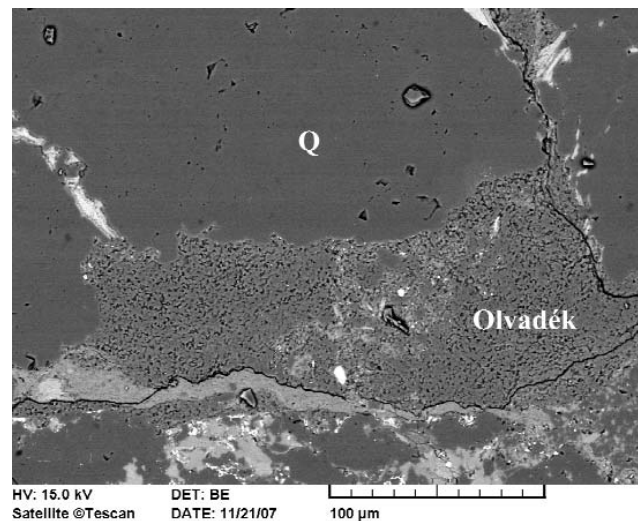
A XV. szerkezetkutató fúrás környezetében mélyült, a Gyűrűfői Riolitot és a Cserdi Formációt harántoló más fúrások korábban készült vékonycsiszolatait átvizsgálva (Nagyváty-9 és 9015. számú fúrás), azokban hasonló jellegű olvadékot találtunk. A Nagyváty-9 jelű fúrás 490,5 m mélyről származó mintájában a Gyűrűfői Riolitból készült vékonycsiszolatban az olvadék teljesen hasonló jellegű, mint a XV. szerkezetkutató fúrásban tapasztalt, emellett a riolitban kialakult olvadékos részben hosszanti repedések is láthatók, feltehetőleg a gyors hűlés eredményeképpen. A riolit és az újonnan képződött olvadék határán szferolit látható. A 9015. számú fúrásban szintén a Gyűrűfői Riolitban (187,0 m) és a Cserdi Formáció alsó részében (115,0 m) egyaránt megjelenik az olvadék. A riolit esetében a riolit és a kőzetüveg kontaktusán beolvadt figyelhető meg, azonban itt a kőzetüveg tartalmaz töredékes, nem beolvadt ásványtörmelégeket is. A 9015. fúrásban az olvadék Cserdi Formációbeli megjelenése azonos a XV. szerkezetkutató fúrásban észleltekkkel, az olvadék mennyisége azonban kisebb.

Elektronmikroszkopos vizsgálataink megerősítették a petrográfiai vizsgálatok eredményét: a kőzetüveg különböző szemcsékkel való érintkezése mentén jellegzetes, a szemcsék szélén lyukacsos, „szivacsos” szegély alakult ki. Ugyanez a szivacsos szerkezet a szemcsék közötti térben is megjelenik, itt a folyósos jelleg és a szemcsék rezorpciója is látható (12. ábra). Az üveg összetételében az  $\text{SiO}_2$ -tartalom átlagosan 85–90%, ezen kívül leggyakrabban K és Al van jelen viszonylag jelentős mennyiségben (K ~8%, Al ~1–2%), vagyis a kőzetüveg erősen savanyú összetételű (13. ábra).

Ezen felül Mg, Na, Fe és Ti szintén előfordulhat, arányuk és mennyiségük attól függ, hogy az adott kis területen éppen milyen ásványok olvadtak meg (pl.: földpátok, csillámok stb.). A Nagyváty-9 fúrásból származó mintában a riolit és az olvadék között jól látható a mikroszkóppal megfigyelt átalakult, szferolitot tartalmazó zóna, itt magas a K-tartalom, de maga az olvadék összetétele teljesen hasonló az előzőekhez.

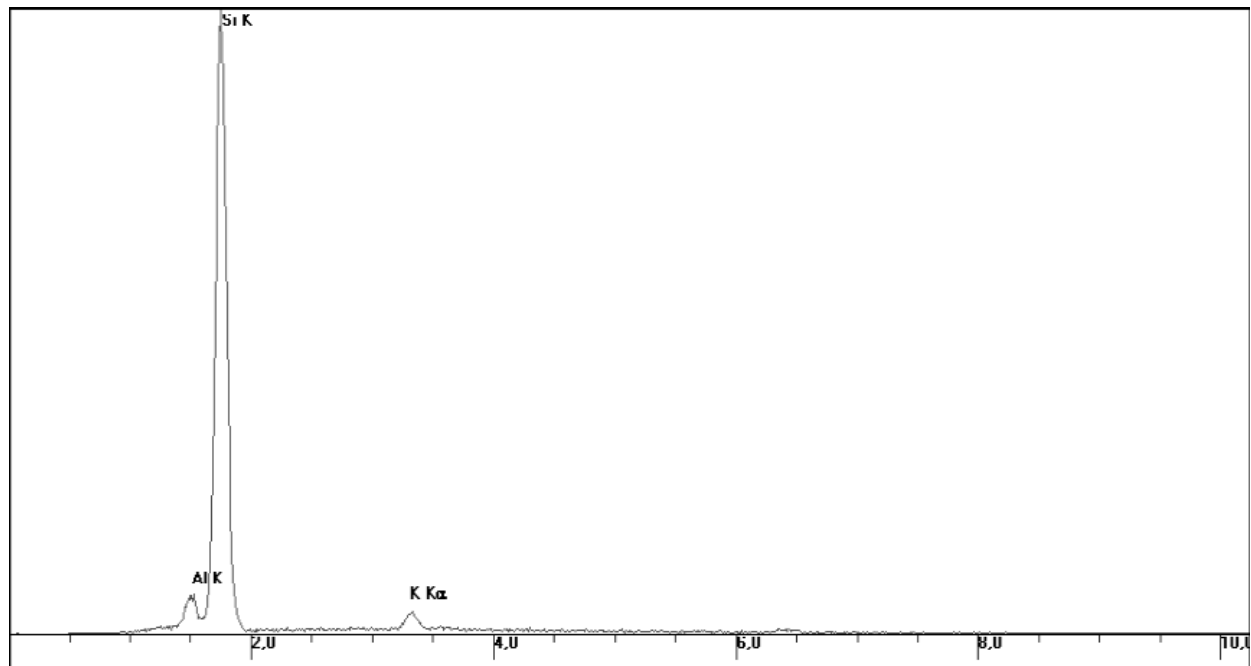
Nem volt célunk, és ennél fogva nem vizsgáltuk át az összes Gyűrűfői Riolit és a Cserdi Formáció határképződésének tartalmazó fúrást, azonban érdemesnek tartjuk megemlíteni, hogy az olvadékot tartalmazó három fúrás a Nyugat-Mecsek délnyugati részén található (1. ábra), és egy kisebb területet fed le. A leírtak arra utalnak, hogy a kőzetüveg képződése helyben, erőteljes hőhatás eredményeképpen keletkezett, és a hőmérséklet akkora volt, hogy akár a kvarcszemcséket is részben megolvadt. Megjegyzendő azonban, hogy a felszabaduló illók, illetve nyomás-csökkenés hatására a törmelékes alkotók olvadáspontja akár jelentős mértékben lecsökkenthetett, így viszonylag alacsonyabb hőmérsékleten is történhetett olvadékképződés. Az olvadási hőmérsékletet egyelőre csak hozzávetőlegesen (>600 °C) tudjuk megadni, ugyanis ez számos más tényező függvénye, aminek vizsgálata, különös tekintettel az olvadékképződés okára és mechanizmusára, feltétlenül részletes vizsgálatokat és külön tanulmányt érdemelne.

Az olvadékképződés kiváltó okai között szubvulkáni intrúzió, tektonikai súrlódás keltette hő-, vagy sokkhatás is felmerülhet, azonban utóbbi két hatóra szöveti és egyéb jelek nem utalnak. Előzetes feltevéseink alapján tehát egy lehetséges magyarázat az, hogy a területen a Gyűrűfői Riolit vulkanizmusához kapcsolódóan egy szubvulkáni riolitost nyomult be a már korábban megszilárdult riolit, valamint a lerakódott Cserdi Formáció alsóbb rétegeinek közelébe, és ez lokálisan jelentős hőhatást fejtett ki, így olvadást idézett elő. E szerint — az eddigi elképzelésekkel ellentétben (BARABÁS & BARABÁS-NÉ 1998, FÜLÖP 1994) — a vulka-



12. ábra. Az olvadék és félig „beolvadt” kvarc (Q) szemcsé és környezete (XV. szerkezetkutató fúrás, 1915,6 m), BSE felvétel

Figure 12. The melt and the „partly-melted” quartz (Q) grain, and its environment (borehole No. XV, 1915,6 m), BSE picture



13. ábra. Az olvadék összetételét mutató jellegzetes spektrum (XV. szerkezetkutató fúrás)

Figure 13. Representative spectrum of the melt composition (borehole No. XV)

nizmus nem ért véget a Cserdi Formáció képződése előtt, hanem a törmelékes rétegsor képződésének kezdetén is folytatódott. Mindezek mellett azonban meg kell jegyezzük, hogy jelenleg nem ismert a környéken akkora méretű intrúzió, ami az olvadékképződést okozhatta volna. Az olvadékképződés további, az előzőektől teljesen más felfogású magyarázatát VARGA (2009) PhD dolgozatában vetette fel, aki szerint a Nyugat-Mecsekben a Gyűrűfői Riolit legfelső része ignimbrites eredetű, és ez a Cserdi Formáció alsó részét is magába foglalja. Ebben az esetben az olvadékképződés nem utólagosan, hanem a vulkanizmussal szingenetikusan történt, és a Cserdi Formáció legalsó része vulkanoszediment jellegű rétegsor. Mindezek azt mutatják, hogy az olvadék eredetének tisztázásához további részletes vizsgálatokra lesz szükség, aminek ki kell terjednie mind a Gyűrűfői Riolitra, mind a Cserdi Formáció alsó részére, a Mecsek és környéke egész területén.

### Diszkusszió, következtetések

A Cserdi Formáció legteljesebb feltárását adó XV. szerkezetkutató fúrásban előforduló durvatörmelékes összetett kavicsanyagának vizsgálati eredményei azt mutatják, hogy a formáció lepusztulási területe érett, kontinentális, uralkodóan savanyú összetételű mélységi magmatitokból (Mórággyi Gránit, ÁRGYELÁN 2005), metamorfítokból, az előbbiek dinamikus (diszlokációs) metamorfózisával keletkezett kőzeteiből, és a környezetében előforduló szintén savanyú, és részben szingenetikus vulkanizmus termékeiből (Gyűrűfői Riolit) állt. A kavicsanyag mélység szerinti változása alapján feltételezhető, hogy a lepusztulási terü-

leten időben a kristályos aljzat fokozatos kitakaródásával és túlsúlyba kerülésével kell számolnunk a savanyú vulkanitokkal szemben. A riolitos kavicsok összetételét tekintve megállapítható, hogy azok jelentős mértékű átalakuláson, elsősorban Na-metaszomatózison estek át.

A karbon Tésényi Homokkő és az alsó-perm Korpádi Homokkő lepusztulási területe, illetve környezete az eddigi kutatások szerint (R. VARGA et al. 2003, VARGA et al. 2007) és saját megfigyeléseink alapján különbözik a Cserdi Konglomerátum lepusztulási környezetétől. Habár a Tésényi Homokkő anyagát többé-kevésbé hasonló összetételű törmelékanyag jellemzi, annak mennyiségi aránya azonban eltérő: a felső-karbon sorozatot túlnyomórészt regionális metamorfítok, sziliciklasztos kőzetek és kvarcitok, továbbá a Gyűrűfői Riolittól nagyrészt eltérő összetételű savanyú-intermedier vulkanitok alkotják. A Korpádi Homokkő klasztjai két csoportra oszthatók: egyrészt a metagranitoid/granitoidok dominálnak, ezen kívül savanyú-neutrális vulkanitok, kevesebb metamorf kőzet, agyagkő és kevés intermedier hipabisszikus kőzet törmeléke is jelen lehet. A másik csoportra a metamorf eredetű kőzettörmelékek jellemzők (ÁRGYELÁN 2004, VARGA et al. 2007). A Cserdi Formációban előforduló hasonló kőzettípusok kőzettani és geokémiai jellegei egy-két kivételtől eltekintve eltérőek a Korpádi Homokkő kavicsanyagától. A heteropikusnak tekinthető Bodai Aleuolit Formáció ritkán előforduló homokköveinek törmelékanyaga főként földpátokból (plagioklász, káli-földpát, mikroklin) és kvarcból (mono- és polikristályos), valamint kevesebb muszkovitból, kloritosodó biotitból áll, akcesszóriaként cirkont és opak ásványokat tartalmaz. A kőzettörmelékek vulkanit (Gyűrűfői Riolit, láva és

piroklasztit), metamorf és üledékes eredetűek (vörös agyagkő, aleurolit). Alárendelt mennyiségben neutrális és bázisos vulkáni/szubvulkáni törmelékszemszék is előfordulhatnak, továbbá tűzkő (radiolarit)-szemszék is találtak (VARGA et al. 2006), utóbbiakat azonban VARGA (2009) PhD munkájában szferolit szemszéknek valószínűsítette. Ezt összevetve a Cserdi Formáció mintáival, elmondható, hogy a kavicsok és a Bodai Aleurolit Formáció homokkő törmelékszemszékének anyaga nagyrészt megegyezik, de a XV. szerkezetkutató fúrásban a Cserdi Formáció vizsgált anyagában bázisos jellegű kőzeteket nem találtunk. Azonkívül a Cserdi Formációhoz hasonlóan a Bodai Aleurolitban is jelentős mértékű a Na-metaszomatózis (ÁRKAI et al. 2000, VARGA et al. 2006).

A szemszék között megjelenő helyben képződött savanyú kőzetűveg összetételű olvadék megjelenése arra utalhat, hogy az eddigi véleményekkel (BARABÁS & BARABÁSNÉ 1998, FÜLÖP 1994) ellentétben a Cserdi Formáció lerakódásának kezdeti szakaszán nem ért véget a Gyűrűfői Riolitot létrehozó savanyú vulkanizmus. Azonban az olvadék-képződés mechanizmusa és kiterjedése egyelőre még nem ismert, az további részletes vizsgálatokat igényel.

A fúrás cementanyagában végig megtalálható anhidrit

jelenlétét először ÁRGYELÁN (2005), majd VARGA et al. (2007) bizonyította. Ez a még hosszan folytatódó vulkanizmus utóhatásait (hidrotermális tevékenység) jelezheti, ugyanakkor jelenléte utalhat arid körülményekre is. Ez utóbbi megerősítheti a szintén arid körülmények között lerakódott Bodai Aleurolittal való heteropijáját (a Cserdi Formáció törmelékkúp fáciesű, míg ennek folytatásában a Bodai Aleurolit playa üledék), mivel a Bodai Formáció képződményeiben is kimutatható az anhidrit (MÁTHÉ 1998).

### Köszönetnyilvánítás

Munkánk engedélyezéséért és a rendelkezésünkre bocsátott anyagokért köszönet illeti a Mecsekérc Zrt.-t. Szeretnénk megköszönni MÁTHÉ Zoltán és VARGA Andrea segítségét és tanácsait, JÓZSA Sándornak a tanácsai mellett a technikai segítséget. Az olvadékkal kapcsolatos konzultációt köszönjük SZABÓ Csabának, HARANGI Szabolcsnak és NAGY Szabolcsnak. A pásztázó elektronmikroszkópos mérésekért köszönetet mondunk BENDŐ Zsoltnak, az XRF mérésekért Heinrich TAUBALD-nak. Köszönet BÍRÓ Lórántnak a 10. ábráért.

### Irodalom — References

- ÁRGYELÁN J. T. 2004: A Máriagyűd-1 számú fúrásban feltárt alsó-perm durvatörmelékes öszlet metamorf eredetű kavicsanyagának kőzettani és geokémiai vizsgálata. — Tudományos Diákköri dolgozat, ELTE Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 75 p.
- ÁRGYELÁN J. T. 2005: A XV. szerkezeti fúrás által feltárt Cserdi Konglomerátum Formáció gneisz és granitoid kavicsanyagának kőzettani és geokémiai vizsgálata. — Diplomamunka, ELTE Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 117 p.
- ÁRKAI, P., BALOGH, K., DEMÉNY, A., FÖRIZS, I., NAGY, G. & MÁTHÉ, Z. 2000: Composition, diagenetic and post-diagenetic alterations of a possible radioactive waste repository site: the Boda Albitic Claystone Formation, southern Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **43/4**, 351–378.
- BARABÁS A. 1955: A mecseki perm időszi képződmények. — Kandidátusi értekezés.
- BARABÁS A. & BARABÁSNÉ STUHL Á. 1998: A Mecsek és környéke perm képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. – MÁFI kiadvány, Budapest, 187–204.
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1987–1988: A Dél-Baranyai-dombság és a Villányi-hegység perm képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés. — Kézirat.
- FAZEKAS V. 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmelékes formációk ásványos összetétele. — *Földtani Közlemény* **117/1**, 11–30.
- FÜLÖP J. 1994: Cserdi Konglomerátum formáció. — In: FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II.* Akadémiai Kiadó, Budapest, 349–353.
- JAKAB A. 2005: A Gyűrűfői Riolit kőzettani és geokémiai leírása. — Diplomamunka, ELTE Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 79 p.
- JÁMBOR Á. 1964: A Mecsek hegység alsóperm képződményei. — Kézirat, Magyar Bányászati, Földtani és Geofizikai Adattár.
- LEBAS, M. J., LEMAITRE, R. W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. — *Journal of Petrology* **27**, 745–750.
- MÁTHÉ Z. (szerk.) 1998: A Bodai Aleurolit Formáció minősítésének rövidtávú programja, Kutatási zárójelentés 4. kötet, Ásványkőzettani, kőzetgeokémiai és izotóptranszport vizsgálatok. — Kutatási jelentés, Mecsekérc Környezetvédelmi Rt., Pécs, 76 p.
- MCLENNAN S. M. 2001: Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **2**, 1–24.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B.W. & TINDLE, A. G. 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. — *Journal of Petrology* **25**, 956–983.
- PETTITJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R. 1987: *Sand and Sandstone*. — Springer-Verlag, New York, 553 p.
- R. VARGA, A., SZAKMÁNY, GY., JÓZSA, S. & MÁTHÉ, Z. 2003: Petrology and geochemistry of Upper Carboniferous siliciclastic rocks (Téseny Sandstone Formation) from the Slavonian–Drava Unit (Tisza Megaunit, S Hungary) — summarized results. — *Acta Geologica Hungarica* **46/1**, 95–113.
- R. VARGA, A., SZAKMÁNY, GY., RAUCSIK, B. & MÁTHÉ, Z. 2005: Chemical composition, provenance and early diagenetic process of playa lake deposits from Boda Siltstone Formation (Upper Permian), SW Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **48/1**, 49–68.

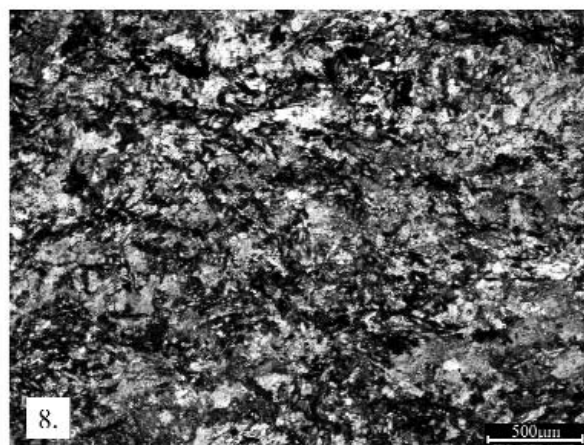
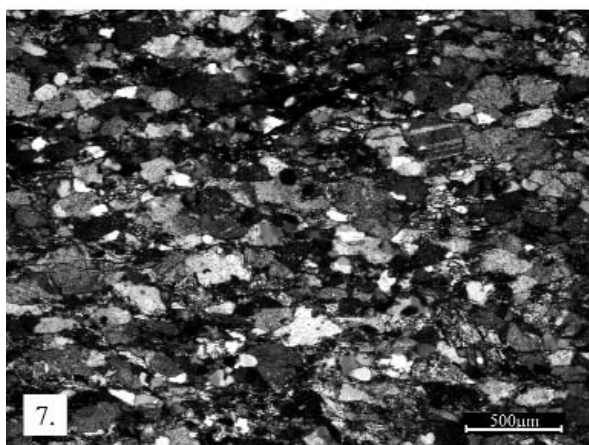
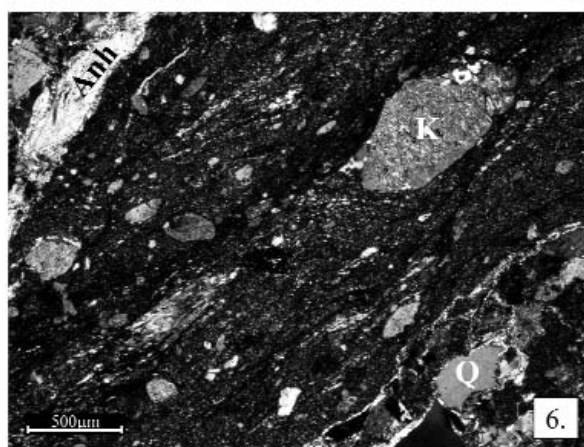
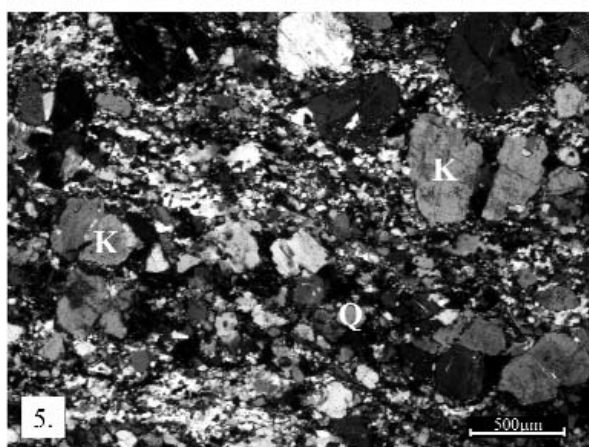
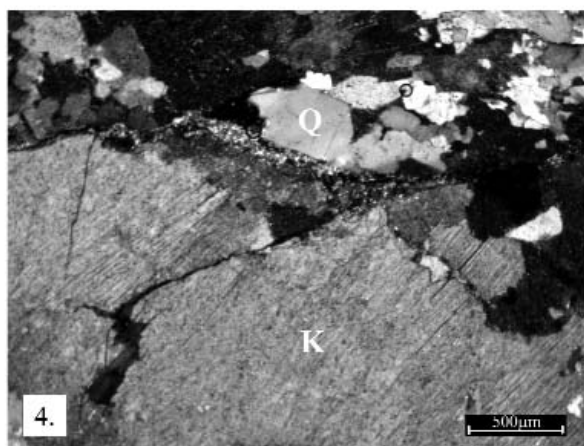
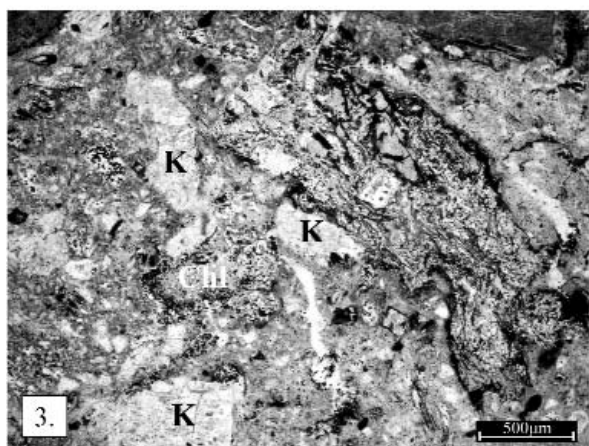
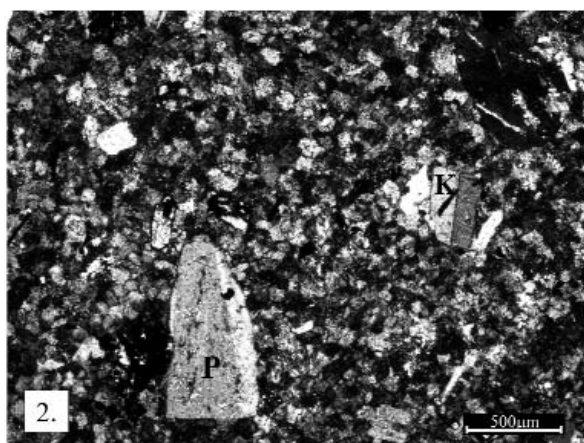
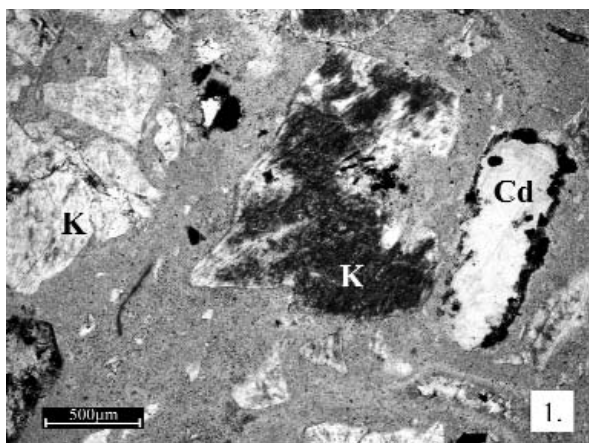
- SUN, S. S. & McDONOUGH, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. — In: SAUNDERS, A. D. & NORRY, M. J. (ed.) 1989: *Magmaism in the ocean basins*. Geological Society of London, 313–345.
- VARGA, A. 2009: A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász sziliciklasztos kőzetek kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményei. — PhD értekezés, ELTE FFI Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest, 150 p.
- VARGA, A., SZAKMÁNY, GY. & MÁTHÉ, Z. 2006: A Bodai Aleurolit Formáció törmelékes kőzettípusainak ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői. — *Földtani Közlemény* **136/2**, 201–232.
- VARGA, A., SZAKMÁNY, GY., ÁRGYELÁN, T., JÓZSA, S., RAUCSIK, B. & MÁTHÉ, Z. 2007: Complex examination of the Upper Paleozoic siliciclastic rocks from the southern Transdanubia, SW Hungary. — Mineralogical, petrographic, and geochemical study. — *Geological Society of America* **420**, 221–239.
- VARGA A., RAUCSIK B., KOVÁCS KIS V. & SZAKMÁNY Gy. 2008: A felső-paleozoikum Turonyi Formáció (Szlavóniai–Drávai-terrénum) pelites kőzeteinek ásványtani és kőzettani jellemzői. — *Földtani Közlemény* **138/1**, 5–20.
- Kézirat beérkezett: 2009. 05. 02.

## I. tábla — Plate I

Egyes kavics típusok polarizációs mikroszkópi képe  
*Polarising microscopic photo of individual pebble types*

1. kép: Vitrofiros szövetű riolit (1/2. altípus) — K = káliföldpát (szanidín) Cd = kalcedon.  
*Picture 1: Vitrophyric rhyolite (Type 1/2.) — K = K-feldspar (sanidine) Cd = Chalcedony.*
2. kép: Felzites szövetű riolit (2. típus) — K = káliföldpát (szanidín) P = plagioklász.  
*Picture 2: Felsitic rhyolite (Type 2.) — K = K-feldspar (sanidine), P = plagioclase.*
3. kép: Piroklastit — K = káliföldpát (szanidín), Chl = klorit.  
*Picture 3: Pyroclastic rock — K = K-feldspar (sanidine), Chl = chlorite.*
4. kép: Metagranitoid — Q = kvarc, K = káliföldpát.  
*Picture 4: Metagranitoid — Q = quartz, K = K-feldspar.*
5. kép: Gneisz — Q = kvarc, K = káliföldpát.  
*Picture 5: Gneiss — Q = quartz, K = K-feldspar.*
6. kép: Milonit — Q = kvarc, K = káliföldpát, Anh = anhidrit.  
*Picture 6: Mylonite — Q = quartz, K = K-feldspar, Anh = anhydrite.*
7. kép: Metahomokkő.  
*Picture 7: Metasandstone.*
8. kép: Klorit-földpát-szericit-pala.





## Egy „különleges kőzetmozgási alakulat” értelmezése — nyíráshoz kapcsolható szerkezetek a gerecsei Ördögáti-kőfejtőben

SASVÁRI Ágoston<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>MOL NyRt., 1117 Budapest, Október Huszonharmadika út 18.

asasvari@mol.hu

<sup>2</sup>Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz-Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék

1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

sasvariagoston@yahoo.com

---

### *Explanation of an ‘extraordinary rock deformation’ — shear-related structures in the Ördögát Quarry of the Transdanubian Range, Hungary*

#### Abstract

The aim of the present paper is to describe and analyse the structural elements in the Valanginian Bersek Marl of the Ördögát Quarry in the Gerecse Mts, Hungary. Fiftyfour years ago, Bálint BALKAY (1955) published a short communication on his observations on an ‘extraordinary rock deformation structure’. The first and main goal of this paper is to identify the origin of the deformation; the existence of both sedimentary and structural mechanisms is supposed. The presence of co-genetical structural deformations and the total absence of sedimentary features suggest pure structural origin.

The formation of an oblique bedded domain in the whole quarry can be related to a bedding-parallel shear. The internal block controlled by two parallel shear planes was cut by subhorizontal normal fault planes; this resulted in the rotation of the blocks synthetic to the shearing direction. This mechanism differs distinctly from the well studied classic block rotation (back tilt) model. Related shear plane related schistosity, minor thrusts, bedding parallel striae, the geometry of the oblique bedded block and bedding controlled the s-c schistosity, this suggests the same origin and same direction of shear. The direction of shear was top-to-east. Taking the palinspastic reconstructions and the structural evolution of the region into consideration, the deformation age is possibly early Albian.

Evidences of an older deformation can be also identified in the Ördögát Quarry. Steep E-NE–W-SW as well as N-S trending fissures can be observed and these form a frequent network in the marl. Their geometry in the normal and oblique bedded rock is different. The retilting of the fissures proves the primacy of fission followed by tilting of shear-controlled blocks. The direction of the compression resulting in the fissures was NE–SW; taking previous results into consideration, their supposed age can be assumed to be Aptian.

The direction of the observed deformation is opposite to the general shear and thrust direction related to the regional structural trend, but the precise explanation of this contradictory looking deformation style will be the aim of a following publication.

*Keywords: Gerecse Mts, Cretaceous, Aptian, Albian, Bersek Marl Fm, structural evolution, block rotation, s-c schistosity*

---

#### Összefoglalás

A dolgozat a Gerecse Ördögáti-kőfejtőjének valangini Berseki Márgájában található szerkezetek leírását és értelmezését tűzte ki célul. A munka nem előzmények nélküli: fél évszázaddal ezelőtt már BALKAY Bálint (1955) rövid tanulmányt szentelt az általa „különleges kőzetmozgási alakulatnak” nevezett jelenség leírására. A feltárásban megfigyelhető jelenség — a normális rétegek között hosszan követhető ferdén rétegzett test — kialakulásának értelmezésekor mindenekelőtt arra a kérdésre kellett választ találni, hogy egyáltalán üledékes vagy szerkezeti okokkal magyarázható jelenséggel állunk-e szemben. Számos egybecsengő szerkezeti bélyeg megléte, valamint a Gerecse kréta képződményeiből jól dokumentált üledékes bélyegek teljes hiánya a szerkezetgeológiai hatók mellett tanúskodik.

A feltárás egészének képét meghatározó ferde rétegzettségű test kialakulása réteglappal párhuzamos nyírásokhoz köthető; ennek során a két nyírósík által kontrollált test blokkokra darabolódott, melyek a nyírás irányával megegyezően, laposságú normálvetők mentén elforogtak. Ez a mechanizmus szigorúan elkülönítendő a nyírással ellentétes irányban forgó blokkokat feltételező, klasszikusnak számító modelltől. A nyírás irányát a nyírósíkok mentén észlelt gyengén fejlett palássági síkok, parányi feltolódások, réteglappal párhuzamos karcok, a kibillentett-kiforgott blokkok rétegdőlése és a ferde rétegzéshez kapcsolatan jelentkező s-c nyírású síkok egybehangzóan mutatják. Az elnyírás nyugat felől kelet felé történt; ennek az eseménynek a kora — szem előtt tartva a terület szerkezetalakulásáról és ősföldrajzi képeről rendelkezésre álló ismereteinket — kora-albainak adódik.

Egy ennél idősebb szerkezetalakulás bizonyítékai is megtalálhatók a kőfejtőben. Meredek kelet-északkelet–nyugat-délnyugati és észak-déli csapású hajszálrepedések figyelhetők meg, melyek sűrű hálózatot alkotnak a márgában. Különlegességük, hogy dőlésük szöge a ferde rétegzettségű test belsejében következetesen eltér az általánostól. A rétegdőléssel való korrekció megerősítette az előzetes sejtést: ezek a hajszálrepedések a blokkok kiforgását okozó nyírást megelőzően alakultak ki. A síkokat kialakító rövidülés iránya északkelet–délnyugati volt; figyelembe véve korábbi ismereteinket, ennek a szerkezeti eseménynek a kora aptinak adódik.

Megemlítendő, hogy az általános nyírás iránya gyakorlatilag ellentétes a nagyszerkezeti és szerkezetfejlődési képből várhatóval. Ez a jelenség nem ismeretlen, azonban részletes értelmezése jelentősen túlnyúlna a dolgozat keretein.

Tárgyszavak: Gercse, kréta, apti, albai, Berseki Márta F., szerkezetalakulás, forgó blokkok, s-c palásság

## Bevezetés

A Felsővadácsi Breccsa klasszikus póckői feltárásától délre (elsőként HOFMANN 1884, továbbá VÍGH 1925, FÜLÖP 1958), a Berseki Márgának a Felsővadácsi Breccsa Tagozatra települő gyakorlatilag legalsó rétegeit tárja fel egy mára már felhagyott bánya. A kőfejtőben megjelenő homokkőcsíkos márgában erősebben és gyengébben meszes aleuritos márga rétegek váltakoznak. A képződmény koráról FÜLÖP (1958), FÓZY (1995) és FOGARASI (2001) mutat be adatokat; ennek során a szerzők *valangini* kort adnak meg.

Az Északi-Gercse területéről kimondottan szerkezetföldtani tárgyú dolgozat alig látott napvilágot, ám ezen kevés munka közül az egyik pontosan az Ördöggáti-kőfejtővel (1. ábra) foglalkozik: ez BALKAY (1955) dolgozata. Ebben a szerző a Gercse északi felén lévő kőfejtő szerkezeteit bemutatva, általa kompressziósnak vélt jelenségeket ír le. Ezek részletes ismertetését és értelmezését tűzte ki célul a jelen dolgozat; nem véletlen, hogy címében is reflektál BALKAY Bálint klasszikus munkájára. Néhány, az utóbbi években keletkezett kézirat is említést tesz az Ördöggáti-kőfejtő területén található szerkezetekről, példaként HALUPKA et al. (1992), CZAUNER et al. (2006) és BOTFALVAI et al. (2007) munkája; a szerzők a szerkezeti jelenségek leírása mellett azonban nem vállalkoztak azok értelmezésére.

## Az Ördöggáti-kőfejtő szerkezeti elemeinek leírása

Az Ördöggáti-kőfejtő leglátványosabb, laikus számára is szembeötlő szerkezete a feltárás jó részén végighúzódó, a rétegzéssel nagyjából párhuzamosan megjelenő ferde rétegzettségű test (2. ábra, A; 3. ábra, 2.). Ennek az anómális kinézetű egységnek a függőlegesen vett vastagsága 80–150 centiméter; az összetétel mind északkeleti, mind pedig délnyugati irányban elvégződik a feltárás területén belül, teljes hossza nagyjából 80 méternek mondható. Az alatta és felette lévő márgarétegek — inntól rendre alsó és felső normális rétegzettségű testek — rétegdőlése a vízszinteshez közeli (3. ábra, 1., 3.). A ferde rétegzettségű test alatt és felett mért rétegdőlések gyakorlatilag azonosnak mondhatók (vö. 3. ábra, 1., 3.).

## Felületek

### Alsó érintkezési felület

Az alsó normális rétegzettségű és a ferdén rétegzett kőzettestek érintkezése egy kiválóan észlelhető diszkrét sík. Szintén tisztán látható, hogy a sík kivétel nélkül lemetszi a ferde rétegzettségű test rétegeit. A lemetszés egyenes, éles, a ferde rétegekben semmilyen egyéb elváltozást — képlékeny deformációt, összetöredezés vagy felleveledést — nem okoz (2. ábra, B).

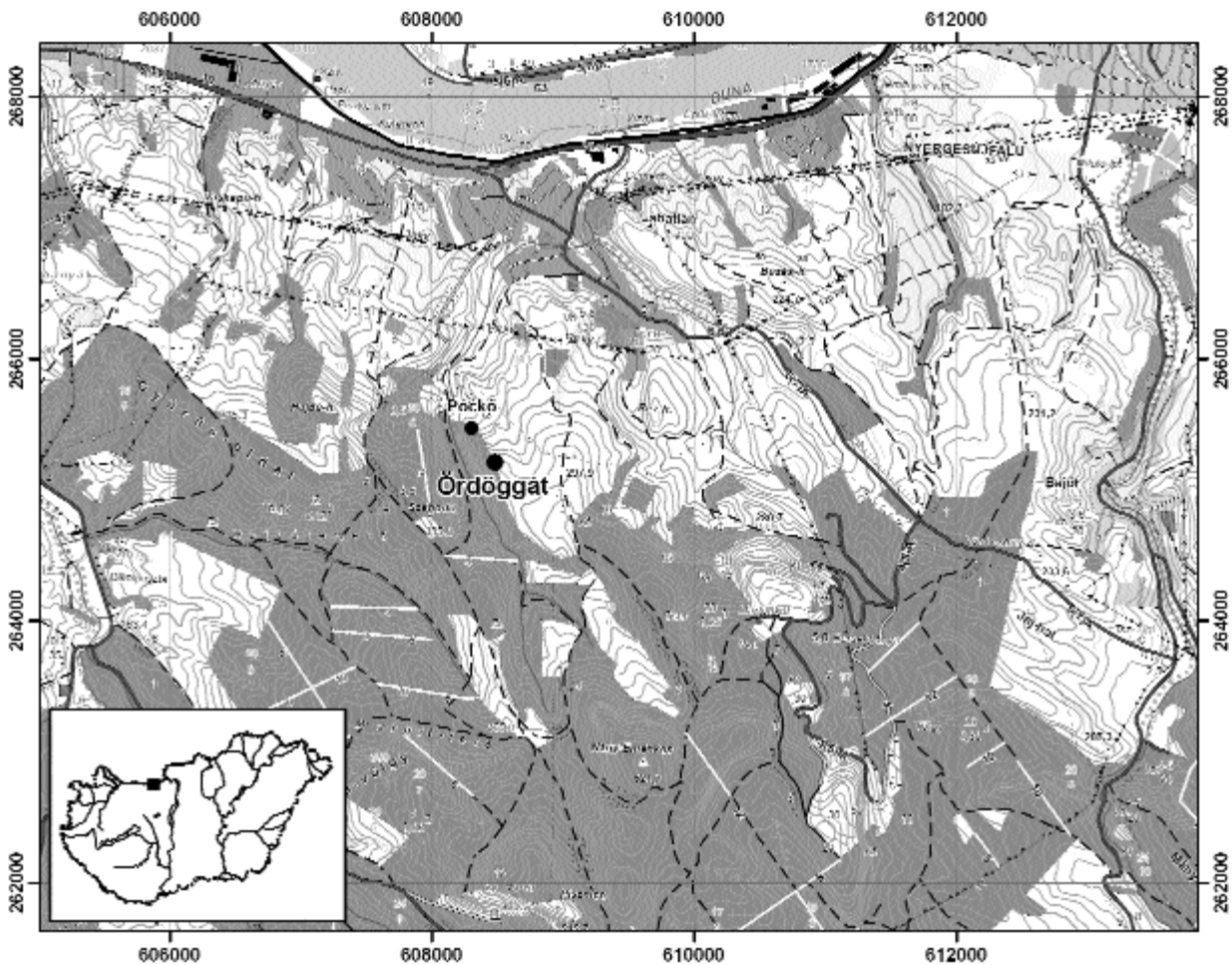
A sík viszonya az alsó normálisan rétegzett testhez megtevesztő: felületes szemlélő a rétegzéssel párhuzamosnak mondaná. Alaposabb szemrevételezéssel azonban látható, hogy ez csak a feltárás középső részére, a BALKAY (1955) által is ismertetett részre igaz; északkeleti, valamint délnyugati irányban ez a sík belemetsz az alsó normális rétegzettségű test rétegeibe is (2. ábra, C). Az érintkezés síkja a réteglapok dőléséhez képest igen lapos szögű, ezért nem is igazán szembeötlő. A konkrét szemrevételezésen kívül egy-egy homokosabb összetételű réteg mint referencia kiválóan segíthet a geometria azonosításában.

A felület a feltárás északkeleti részéről elindulva összességében másfél méternyi vastagságot metsz el lefelé haladva. A sík nem egyenletes: a feltárás közepéig mintegy két – két és fél méternyi réteg lemetszés után nagyjából egy métert lép rétegtanilag felfelé. Az alsó érintkezési sík környékét megbontva BALKAY (1955) közelebbről meg nem nevezett irányú karcokat észlelt — ilyeneket a terepi munka során nem találtam, a feltárás más részeiben viszont igen. Szintén nem sikerült észlelni a BALKAY (1955) által említett „megfolyás” nyomait sem.

Az alsó érintkezési sík alatt nem sokkal, egy homokosabb kifejlődésű rétegben szép szerkezeti jelenséget lehetett találni. Említést érdemel, hogy a nagyobb homoktartalmú rétegekben lévő szerkezetek értelmezése jelentős elővigyázatosságot igényel: a teljes feltárás anyaga tartalmazhat üledékes eredetű formákat, így például lencse alakú homoktesteket, ezért ezeket a megfigyeléseket különösen kritikusan kell kezelni. Ebben az esetben viszont biztosan szerkezeti jelenséggel állunk szemben: a centiméteres vastagságú homokkőlencsécskét három meredekebb sík metszette át, és az egyik mentén a homokkő tisztán észlelhető duplex-szerkezetet vett fel (2. ábra, D).

### Felső érintkezési felület

A ferdén rétegzett összetételű felső határát alkotó sík is kiválóan észlelhető, éles, jól megfigyelhető. A ferde rétegzett-



1. ábra. Az Ördögáti-kőfejtő helyének és környezetének topográfiai térképe; a keret számai EOVS-koordináták

Figure 1. Topographic map of Ördögáti Quarry location and their neighbourhood in Gerecse Mts, Transdanubian Range, Hungary; numbers indicate coordinates in Hungarian EOVS coordinate system

ségű test rétegeit élesen elmeteszi; a metszés környékén egyéb alakváltozást vagy elváltozást — képlékeny deformációt, jelentős felaprózódást — nem okoz. A felső érintkezési sík első pillanatra szintén a rétegzéssel párhuzamosnak mondható. Közlebről szemügyre véve azonban kitűnik, hogy ez a sík is belemetsz a felső normális rétegzettségű test rétegeibe, bár a rétegdőléshez mérten igen lapos szögben (2. ábra, E).

A felső és alsó érintkezési síkok teljes egészében körül-fogják a kibillentett rétegzettségű testet. A két sík összelátalkozása a feltárás északkeleti részén észlelhető — a síkok egyre közelítenek egymáshoz, érintkeznek, majd a réteghatárra lecsatolódnak. A ferde rétegzettségű test geometriája is kirajzolódik: egy igen lapos, északnyugat–délkeleti irányban elnyújtott rombusz átmetszetű testtel állunk szemben.

#### Laposszögű normálvetők

Az Ördögáti-kőfejtőben észlelhető ferde rétegzettségű kőzettestet néhány laposszögű vető tagolja. A vetők síkja éles, tisztán látható, maguk a vetők gyakorlatilag vízszintesek (2. ábra, F; 3. ábra, 4.). A vető síkja helyenként nem egyetlen síkszerű elemre korlátozódik, hanem egész vetőzónaként jelenik meg, a mozgás irányához kapcsolódva

becsípott, erősen igénybevett márgarétegekkel (2. ábra, G). Az elvetés jellege és mértéke is megfigyelhető: jól azonosítható homokkőves betelepüléseket tartalmazó rétegek mentén nagyjából deciméteres nagyságú normális jellegű elvetés észlelhető. Ezen kívül más jelenségek is mutatják az elvetés jellegét: az elvetett szárnyon, különösen a ferde rétegzettségű test teteje felett a rétegek nagyon enyhe meghajlása, redőződése észlelhető (vö. 2. ábra, F). Fontos megemlíteni, hogy a feltárás más részeiben ehhez hasonlóan megjelenő normálvetők nem észlelhetők.

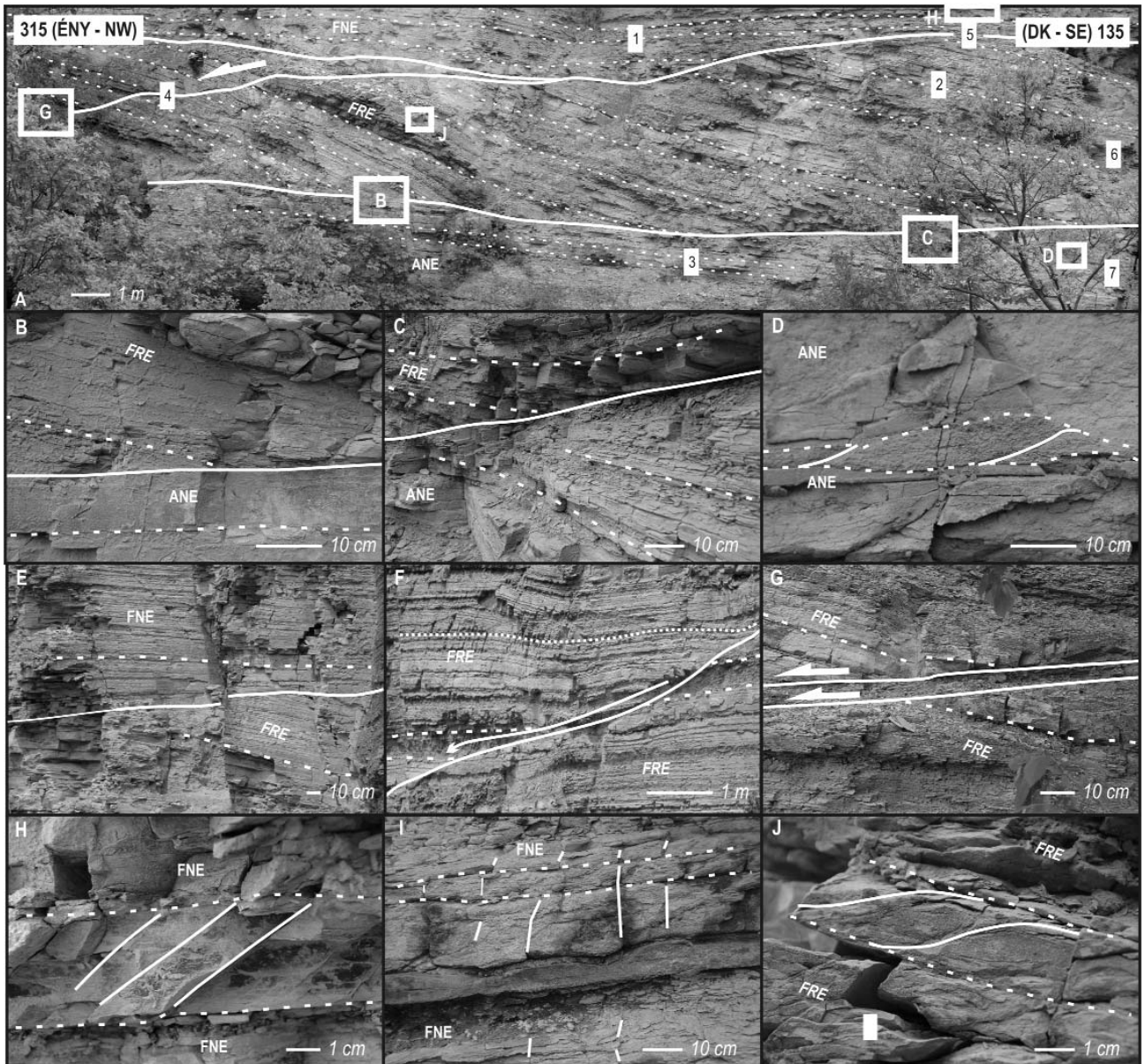
#### Síkseregek

Az Ördögáti-kőfejtő falában számos síkrendszer észlelhető; ezek helyenként egészen szabályos mintázatot adnak a kőzetnek. Háromfajta, megjelenésében igen eltérő síkféleséget lehetett megfigyelni:

1. A ferde rétegzettségű testet alulról és felülről határoló síkok környezetében meredek nyugatias dőlésű, jó közepes behatolású síksereget lehetett felismerni.

2. A kőzet anyagát igen sűrűn járják át meredek hajszálrepedések, melyek mind a normálisan, mind pedig a ferdén rétegzett testben megjelennek.





**3. ábra.** Az Ördöggáton mért szerkezeti elemeket sztereografikus ábrái Schmidt-félgömbön, alsó vetületben. További magyarázat a szövegben  
**Figure 3.** Observed structural data of Ördöggát Quarry on Schmidt net, lower hemisphere. For more explanation see text

### ← 2. ábra. Az Ördögáti-kőfejtő középső részének képe (A) az egyes részletek kiemelésével (B-J)

A vastag fehér vonalak szerkezeti elemeket, a vékonyabb pontozottak rétegeket mutatnak; FNE = felső normális rétegzésű egység; FRE = ferde rétegzésű egység; ANE = alsó normális rétegzésű egység. Az (A) ábrán számok és betűk mutatják rendre a szerkezeti adatok és a fényképek helyét, amennyiben azok az ábra területére esnek. B = az alsó normális rétegzett és a ferde rétegzésű egység érintkezése; C = az alsó normális rétegzésű és a ferde rétegzésű test határa, mely belemetsz az alsó normális rétegzésű egységbe is; D = homokkóduplekx az alsó normális rétegzésű egységben; E = a felső normális rétegzett és a ferde rétegzésű egység kapcsolata; F = laposzógú normálvető, és az elmozduláshoz köthető extenzió hatására kialakult tágulós redő; a részára kétszeresen túlmagasítva; G = laposzógú, normálvető vezetőzóna elnyírt márgablokkokkal; H = meredek nyugatias dőlésű síksereg, I = meredek kelet-északkelet-dél-délnyugati csapású hajszálrepedések; J = s-c palásságként értelmezhető szigmoidális elemek

### ← Figure 2. Picture of central area (A) and features (B-J) in Ördögát quarry

Thick white continuous and dotted lines show structural elements and bedding planes; FNE = upper normal bedded unit; FRE = oblique bedded unit; ANE = lower normal bedded unit. Numbers and letters on (A) indicates data measurement and picture locations, respectively. B = contact of lower normal bedded to oblique bedded unit; C = the contact of lower normal bedded and oblique bedded units cutting the layers of lower normal bedded one; D = sandstone duplex in lower normal bedded unit; E = contact of upper normal bedded to oblique bedded unit; F = low angle normal fault and its related extensional fold; note 2× vertical exaggeration of picture; G = low angle normal fault zone with sheared marl blocks; H = steep W striking fissures, I = steep E-NE-W-SW striking fissures; J = sigmoidal marl features with proposed s-c schistosity origin

3. Észlelhető volt egy másik fajta, lapos szögű, szigmoidális síksereg is — ezeket SASVÁRI (2008a) mutatta be. Jelenlétük már csak azért is figyelemre méltó, mivel kizárólag a ferdén rétegzett blokkban fordulnak elő.

### Jó közepes behatolású meredek, nyugatias dőlésű síkseregek

Az alsó normális rétegzésű testben — közvetlenül az érintkezés síkja alatt — helyenként meredek nyugatias dőlésű, közepes behatolású síksereg figyelhető meg. Ugyanez a jelenség a felső érintkezési felület felett, a normális rétegzésű testben sokkal markánsabban jelenik meg. A Bersek-hegy mellett az Ördögáti-kőfejtő volt az a feltárás, ahol ezek a felületek a legszebben látszódtak. Megfigyelhető, hogy a repedésrendszer szinte hálószerűen járja át a kőzetet, nagyjából két-három centiméterenkénti megjelenéssel. A síkok markánsak, jól érzékelhetők, több rétegen is keresztülhatolnak. Felszínükön sem mozgásindikátorokat, sem ásványos kitöltést nem lehetett észlelni (2. ábra, H; 3. ábra, 5.).

### Meredek kelet-északkelet-dél-délnyugati és észak-déli csapású hajszálrepedések

A teljes feltárásban számos meredek, kelet-északkelet-dél-délnyugati (2. ábra, I, 3. ábra, 6.) és észak-déli csapású hajszálrepedés figyelhető meg. A síkok közepes behatolásúak, általában teljesen átjárják a márgarétegeket. Megjelenésük több dologban is eltér a fentebb bemutatott jó közepes behatolású nyugatias síkseregétől. Ezek a hajszálrepedések nem jelennek meg dominánsan, bár jelenlétük tisztán észlelhető. Általában egy, legfeljebb két réteget metszenek át, utána a réteghatáron lecsatolódnak.

Fontos és gondolatébresztő jelenség, hogy a felső és alsó normálisan rétegzett blokkban a síkok dőlésiránya és dőlésszöge nagyjából azonos volt, ám a ferde rétegzésű testben eltérő dőlésértékeket lehetett megfigyelni (3. ábra, 7.). Ez az észak-déli csapású síkok esetén igen látványos, míg a kelet-északkelet-dél-délnyugati csapásúaknál kevésbé szembevetődő, bár észlelhető (vö. a 3. ábra, 6. és 7.).

Sajnos a márga anyagi minősége már önmagában sem igazán garantálja vetőkarcok megőrződését; a karcok konzerválására alkalmas ásványos bekérgezés csak elvéve fordul elő az Ördögátban, akkor is jellemzően mozgásjelzők nélkül. Szerencsére mind a kelet-északkelet-nyugat-délnyugati, mind pedig észak-déli csapású síkok egyikén sikerült egy-egy vetőkarcot észlelni: ezek rendre jobbos és

balos jellegű oldalelmozdulásról tanúskodnak. Ennek értelmében — és a törések képét is szem előtt tartva — kézenfekvő ezeket a síkokat kapcsolt nyíráshoz hajszálrepedésnek tartanunk.

### Nyugati dőlésű lapos, szigmoidális elemek

A feltárás ferde rétegzésű blokkjában jó közepes behatolású, nyugati dőlésű laposzógú síksereg látható (SASVÁRI 2008a). A parányi felületek ritmikusan, 2–5 centiméterenként jelennek meg a márgarétegekben, azonban a homokkötetekben nem észlelhetők. Alakjuk nem síkszerű, hanem szigmoidális, azaz a rétegzés közepe táján a legmeredekebbek, a réteglap alsó és felső határára érve azonban belesimulnak abba. A felületek kicsi, görbült felszínű, rombusz alakú testeket fognak közre, melyek anyaga a szigmoidális síkok környezetében fellevelesedik (2. ábra, J). Ilyen síkocskák csak a kibillentett rétegzésű testben fordulnak elő, de abban helyenként uralkodó mennyiségben.

### Rétegzéssel párhuzamos karcok

Érdeemes kiemelt figyelmet szentelni a rétegzéssel párhuzamos karcoknak. Ezek a mozgásindikátorok réteglappal párhuzamos nyírást jelölnek, melynek oka egy inkompatibilis csúszófelületen történő mozgástól a redőképződés egyik nyíráshoz való közeledéséig (vö. VIALON et al. 1976) igen sokféle lehet.

A réteglapokon megjelenő karcok több helyen is előfordultak a feltárásban, többek között a ferde rétegzésű blokk felső érintkezési felületén, valamint a bányaudvar északi részén, az alsó érintkezési sík alatt nagyjából egy méterrel. A karcok síkja a rétegzés maga, a karc mint lineáció iránya pedig kelet-északkelet-nyugat-délnyugatinak (3. ábra, 8.), illetve északkelet-délnyugatinak mondható (3. ábra, 9.). A márga anyagi minősége és az ásványos bekérgezés hiánya nem tette lehetővé mozgásindikátorok megőrződését, így nem lehet eldönteni, hogy a vetőkarcok mint lineációk mentén melyik irányba történt a mozgás.

### Értelmezés

Az észlelt jelenségek értelmezésének legelső lépéseként valamilyen fogódzót kellett találni: egyáltalán üledékes vagy szerkezeti okokra vezethető vissza az így kialakult geometria? A Bersek-hegy kréta képződményeiben üledékes szerkezeteket ismertet FÜLÖP (1958), KRIVÁN (1989),

KRIVÁN & PÉRO (1989) és FOGARASI (1993, 1995, 2001) dolgozata; a terület tágabb és szűkebb ösföldrajzi környezetből rendelkezésre álló adataink (példaként FAUPL & TOLLMANN 1979, KÁZMÉR 1987, SZTANÓ 1990a, b és FAUPL & WAGREICH 1992) okán elsőként a szinszediment kialakulás lehetőségét, leginkább a törmelékmozgások szerepét kellett görcső alá venni.

### *Üledékes vagy szerkezetgeológiai eredet?*

A feltárt képződmények fáciése okán szükséges volt az üledékes eredetet tanulmányozni; különösen azután, hogy SZTANÓ (1991) és FOGARASI (1995) munkája a mintegy egy kilométerre található Bersek-hegy kréta törmelékes képződményeiből számos üledékmozgáshoz köthető megfigyelést ismertet. Emiatt célszerű volt az Ördöggáti-kőfejtőben talált jelenségeket a szerzők által bemutatott és részletesen tárgyalt észlelésekkel egybevetni. A SZTANÓ (1991) által dokumentált (és FOGARASI 1995 által hivatkozott) csuszamlásos öszlet a mai napig tanulmányozható a Bersek-hegy északi felén, az őrlőmű felett és mellett. Az Ördöggáti-kőfejtőben és a Bersek-hegyen látott feltárásrészletek között az alábbi különbségek észlelhetők:

— A Bersek-hegyen mind a ferde, mind a normál rétegzettségű testek rétegei *rálapolódnak* az egységeket jólrosszul elválasztó síkra (4. ábra, 1.); az Ördöggáti-kőfejtővel ellentétben *nem általánosan jellemző* a ferde rétegek aljának és tetejének lenyíródása.

— Az Ördöggáttal ellentétben a Bersek-hegyen *döntően a normál rétegzettségű* test rétegei szenvedtek lenyesést (4. ábra, 2.), és nem szinte kizárólagosan a ferde rétegzettségű test rétegei.

— A ferde és normál rétegzettségű testek határa a Bersek-hegyen — az Ördöggáti-kőfejtőben megfigyelhetővel ellentétben — javarészt a *ferde* és nem a normál rétegekkel párhuzamos (4. ábra, 3.).

— A normális és ferdén rétegzett egységek határa a Bersek-hegy üledékes eredetű szerkezeténél *nem elvágólagos és éles*, mint az Ördöggáton (4. ábra, 3.).

— A Bersek-hegyen a ferde rétegzettségű egységen belül hajlított, kiékelődő testek figyelhetők meg (4. ábra, 4.); ilyet az Ördöggáti-kőfejtő feltárásában nem találunk.

— A fenti megfigyeléssel összhangban a Bersek-hegyen a rétegdőlés folyamatos változik a ferdén rétegzett egységen belül (4. ábra, 5.), melyhez hasonló az Ördöggáton nem észlelünk.

— A Bersek-hegy feltárásában a ferdén rétegzett testben *nem található meg* az Ördöggáton megjelenő rétegzéshez kapcsolt szigmoidális síkok (2. ábra, J).

— A Bersek-hegyen a normál rétegzettségű test ferde rétegzettségűhöz közeli részén *nem figyelhető meg* az Ördöggáton találhatóhoz hasonló jó közepes behatolású síksereg.

FOGARASI (1995) munkájában a csuszamlásos deformáció további bélyegei találhatóak meg; ennek értelmében a csuszamlások:

— *homorú, középen kivastagodó* kőzettesteket eredményeztek, amelyekben,

— kicsiny *üledékes tágulások szerkezetek* találhatóak,  
— a deformált kőzettestek 15–20 fokos *szögkülönbséggel* érintkeznek a környező rétegekkel,  
— a csuszamlások alja helyenként *keményfelszínként* értelmezhető.

Az Ördöggáti-kőfejtő esetében kevés hasonló jelenséget találhatunk; gyakorlatilag az egyetlen azonos kritérium, hogy adott rétegek szögkülönbséggel érintkeznek egymással. Kőzetrétegek érdemi kivastagodását és jelentős meghajlását sem a ferde rétegzettségű test egészében, sem pedig az alsó és felső érintkezési síkok környékén nem lehet észlelni. A síkokon nem fedezhető fel a FOGARASI (1995) által bemutatott keményfelszínhez hasonló jelenség, továbbá törmelék-, avagy szemcsefolyásoknak sem található nyomai. Tömegmozgásokhoz kapcsolható eróziós mélyedésekről is említést tesz a szerző, melyek felett törmelék- és szemcsefolyások szemcse- és mátrixvázú nyomai, vagy akár a környezetből felszakított blokkok is észlelhetők — ehhez hasonló megfigyeléseket az Ördöggáti-kőfejtőben nem lehetett tenni.

A fenti összehasonlítás okán a vizsgálódás egyre inkább a szerkezetgeológiai hatók megismerése irányába mozdult el; ennek legfontosabb lépése a feltárásban megismert szerkezeti elemek működésének értelmezése és egybevetése volt.

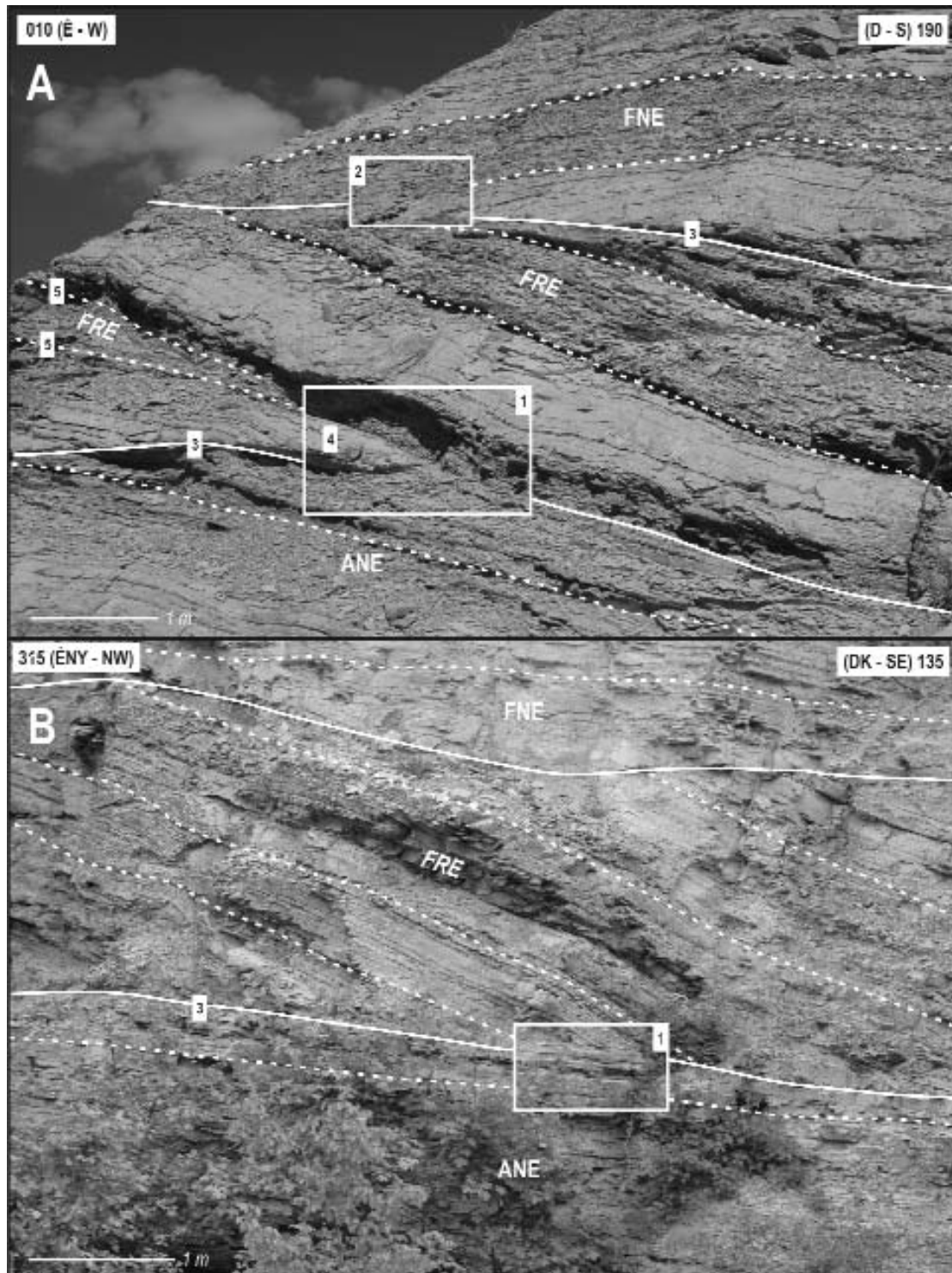
### *A szerkezeti modell*

#### *A szigmoidális síkszerű elemek értelmezése*

A szerkezetalakító folyamatok megértésében kulcsszerephez jutottak a szigmoidális geometriával bíró felületek (2. ábra, J). Ezek nyíráshoz köthető síkként (s) értelmezendők, melyek a rétegzéssel (c) kapcsolt megjelenő s-c síkrendszert alkotnak (elsőként BERTHÉ et al. 1979 említette). A kapcsolt s-c síkrendszer önmagában kiválóan alkalmas a tisztán nyírásos esetekben a feszültségviszonyok és mozgások rekonstruálására. Amennyiben ezek a szigmoidális síkok egy s-c rendszer tagjai, úgy a réteglapok mentén lévő nyírás normális jellegűnek adódik (azaz balról jobbra a 2. ábra, J részén). Ez a felismerés összhangban van a normálvetők (2. ábra, F) jelenlétével, és alátámasztja a *helyi* — nyírású síkok közötti — húzásos deformáció jelenlétét. Ebben az esetben a rétegek elmozdulása a feltárás képén balról jobbra, azaz megközelítőleg északnyugatról délkeletre történt (2. ábra, A).

#### *Az alsó és felső lenyesési síkok értelmezése*

A ferde rétegzettségű blokk alsó és felső határának eredete a fentebb leírtak okán szerkezetgeológiai (vö. 2. ábra, B, C, D és E); ezt a mutatja a ferde helyzetű rétegek alsó és felső élének élesen elmetszett vége is, és ezt engedik sejtetni a síkon talált vetőkarcok is (3. ábra, 8.). Kézenfekvőnek tűnik a megoldás, hogy a síkokat mint a rétegzéssel gyakorlatilag párhuzamos nyírósíkokat értelmezzük — ez



**4. ábra.** A Bersek-hegy üledékes eredetű (SZTANÓ 1991, FOGARASI 1995) csuszamlásának (A) és az Ördögáti-kőfejtő szerkezetének egy részlete (B), megközelítőleg azonos léptékben

A vastag fehér vonalak szerkezeti elemeket, a vékonyabb pontozottak rétegeket mutatnak; FNE = felső normális rétegzésű egység; FRE = ferde rétegzésű egység; ANE = alsó normális rétegzésű egység. További magyarázat a szövegben

**Figure 4.** Picture of a slump documented by SZTANÓ 1991 and FOGARASI 1995 on Bersek Hill (A) and view of the structure of Ördögát Quarry, approximately the same scale

The thick white continuous lines show structural elements and dotted lines show bedding planes; FNE = upper normal bedded unit; FRE = oblique bedded unit; ANE = lower normal bedded unit. For explanation see text



összhangban van a réteglapon észlelt vetőkarcok megjelenésével is. Az alsó lenyesési sík alatt talált homokkőben megjelenő duplex (2. ábra, D) a síkhoz kapcsolódó nyírás irányával kapcsolatban ad információt.

#### A normálvetők szerepe

A feltárásban lévő laposszögű normálvetők a ferde rétegzettségű testet tagolják; a normálvetők mentén nagyjából deciméteres nagyságrendű függőleges és pár deciméteres elvetés észlelhető (2. ábra, F). Amennyiben a vetők mentén mozgás történt, úgy — a könnyen belátható térfogati problémákat elkerülendő — a ferde rétegzettségű test blokkjainak kiforgásával is számolnunk kell. Ez a forgás — figyelembe véve a normálvetők mentén történő elmozdulás mértékét — minden bizonnyal nem volt jelentős mértékű. Ez összhangban is van a feltárásban észlelhető jelenségekkel: a ferde és a normál rétegzettségű testek rétegdőlése között átlagosan 10–15 foknyi az eltérés (vö. a 3. ábra 1. és 3. félgömbjét a 2. félgömbbel). A kiforgás — a feltárás képét szem előtt tartva — óramutató járásával megegyezően történt.

#### A jó közepes behatolású, meredek, nyugatias dőlésű síkseregek szerepe

Ezek a síkok gyakorlatilag csak az alsó és felső nyírófelület közvetlen közelében jelennek meg, így kézenfekvő közös eredettel magyarázni őket. Fontos felismerés, hogy a sűrű behatolású nyugatias síksereg dőlésiránya (3. ábra, 5.) és a réteglappal párhuzamosan észlelt karcok mint lineációk iránya nagyon hasonlóan mondható (3. ábra, 8.); a síkrendszer tagjai gyengén fejlett, keleti irányú nyíráshoz kapcsolatosan megjelenő palássági síkokként értelmezhetők.

#### A modell alapja

A ferde rétegzettségű, lencseszerű test egészét eredményező helyi deformáció rövidüléssel vagy tágulással lehet; előbbire számos kiváló példát ismerünk. Az Ördögáti-kőfejtőben láthatóhoz hasonló geometriát mutat be példaként PRICE & COSGROVE (1991) munkája (176. p.); ebben az esetben egy lencseszerű, réteglapok mint nyírósíkok által határolt testben a szigmoidális geometriával rendelkező rétegek érintkezési felülete egyben nyírás sík is, melynek mentén feltolódásos jellegű mozgás játszódott le. Rövidülés esetén egy többszörös duplexszerkezet alakulhat ki egyetlen réteg többszöri egymásra tolódásával, így a feltárásban egyetlen, azonos réteg ismétlődését kellene látnunk; ezt viszont nem tapasztaljuk. További feloldandó ellentmondás lenne, hogy összenyomásos esetben legalább többszáz méternyi rövidülés eredményét kellene látnunk, azonban ilyen markáns deformáció nyomaival nem találkozunk.

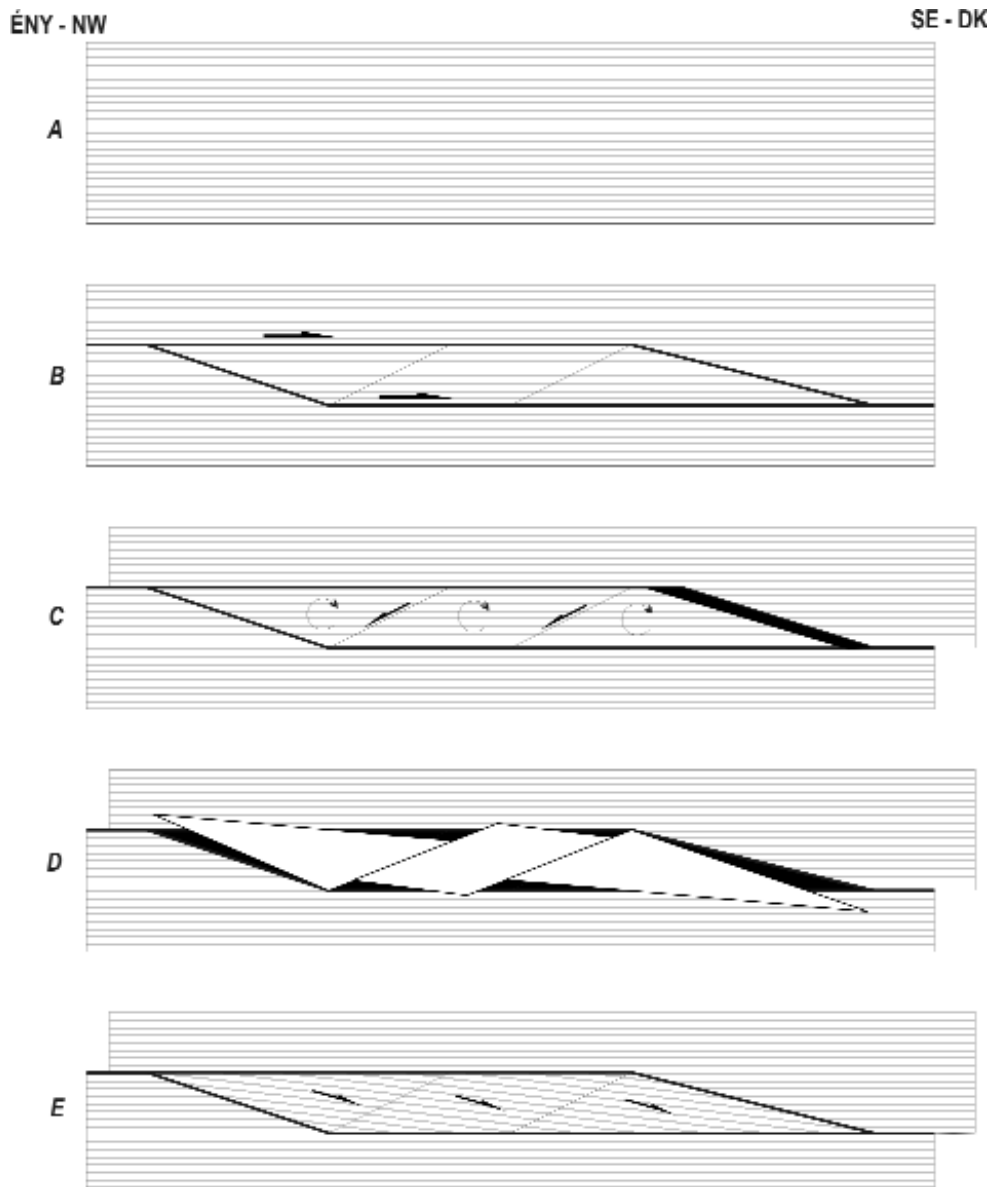
A kapcsolt s-c síkok mentén réteglappal párhuzamos mozgás játszódott le, mely jelenlegi helyzetben normál jellegű elmozdulásként írható le. Továbbá a ferde rétegzettségű blokkot bizonyítottan normális elmozdulású laposszögű síkok tagolják; ennek okán a figyelem egyre inkább a helyi húzásokkal kontrollált szerkezetalakulás felé fordult. A

szerkezeti geológiában nem ismeretlen a nyíráshoz köthető tágulási deformációk jelenségek, melynek két esetét különböztethetjük meg aszerint, hogy a nyírás irányok által meghatározott mozgással azonos, avagy ellentétes irányba forogtak-e ki a nyírósíkok által határolt blokkok. Az előbbi eset a közismertebb: a klasszikus „könyvespolc-szerkezet” és annak értelmezését LOVERING (1928) mutatta be elsőként. A mechanizmusra NICHOLSON et al. (1986) mutat be példát a Szent András-törésvonal környékéről, a folyamat részletes kinematikai ismertetését MANDL (1987) adta meg; ez a modell az alapja TARI (1991) klasszikus blokkrotációs munkájának is. KIM (2000) és KIM et al. (2004) dolgozata hasonló jellegű oldalelmozdulások által kontrollált szerkezetre mutat be általános és konkrét példát. Centiméteres-milliméteres méretben feltöredező és kiforgó ásványszemcsékre mutat a makrotektonikai bélyegekre kísértetiesen emlékeztető geometriát SIMPSON & SCHMIDT (1983) munkája. A fentiek alapján immár lehetőség nyílik a modell kialakítására; ennek értelmében kezdeti, deformálatlan feltárás (5. ábra, A) közeteiben létrejövő egymásba simuló, rétegtanilag lefelé lépő nyírósíkok a szerkezet alapvető és meghatározó elemei (5. ábra, B). A síkok mentén történő nyírás során a közöttük lévő összlet deformációt szenvedett. Az alakváltozón túl a ferde rétegzettségű test blokkokra töredezett (5. ábra, B), mely blokkok a nyírás hatására kiforogtak (5. ábra, C); a határoló sík mentén így normálvetős jellegű mozgást tapasztalunk (5. ábra, C). A forgás hatására fellépő térfogati problémák — átfedések és üregek (5. ábra, D) — a rétegek réteglap menti normális jellegű elmozdulása során keletkezettek (5. ábra, E) volna; erre azonban a rétegekben fellépő belső deformáció adott megfelelő választ.

A feltárás falával szemben állva így a nyírás balról jobbra (5. ábra, B), a normálvetők mentén történő elvetés jobbról balra (5. ábra, C), és ennek eredményeként a blokkok forgása óramutató járásával azonos irányban történt (5. ábra, C).

#### Meredek észak–déli és kelet–északkelet–dél-nyugati csapású hajszálrepedések

A hajszálrepedések sztereografikus képén látható, hogy az észak–déli csapású síkok közül azok, amelyek a ferde rétegzettségű testben találhatóak (3. ábra, 7.), geometriájukban szembetűnően eltérnek a normális rétegzettségű testekben (3. ábra, 6.) észleltektől — jóval laposabbak annál. A kelet–délkelet–nyugat–északnyugati csapású síkok esetében ez a jelenség ennyire tisztán nem észlelhető, mivel a meredek síkok csapása nagyjából egybeesik a rétegek dőlésével (vö. a 3. ábra 2. félgömbjét a 6. és 7. félgömbbel). Ezen „anomális” töréseket a kiforgott blokkok rétegdőlésével (3. ábra, 2.) visszadöntve hasonló képet kapunk (3. ábra, 10.), mint a normális rétegdőlésű testen észlelt törések esetén (3. ábra, 6.). Ez utóbbi jelenség egyetlen lehetséges magyarázata, hogy kialakulásuk korábbi, mint a rétegek kiforgásának a kora. Nagy valószínűséggel ehhez a fázishoz tartoznak az északkelet–dél-nyugati irányú réteglappal párhuzamos mozgást mutató vetőkarcok (3. ábra, 9.) is.



5. ábra. Az Ördögáti-kőfejtő ferde rétegzettségű testjének kialakulási modellje

A vastag és vékony vonalak a nyírósíkokat és a normálvetőket mutatják; a nyilak a mozgások irányát. További magyarázat a szövegben

Figure 5. Schematic sketch showing the structural model of oblique bedded structure in Ördögát Quarry

Thick and thin lines shows shear and normal fault plane, respectively; arrows indicates the movement direction. More explanation in text

### A deformációs fázisok értékelése

A feltárás szerkezeti jelenségeinek bemutatása és értelmezése nem lehet teljes a szerkezetalkító lépések összefoglaló leírása és korának tárgyalása nélkül. Ez utóbbi meghatározása jelentős nehézséget okozott a feltárás leírása és értelmezése során. Mivel a márga valangini képződmény, így ebben a Gerecse szerkezetalkulásának összes poszt-valangini deformációs fázisának meg kell jelennie (pl. BADA et al. 1993, 1994, 1996; MÁRTON & FODOR 2003; SASVÁRI 2008b), így csupán a diszkuszió eszköze jöhetett számításba.

### Északnyugat–délkeleti összenyomás

Az Ördögáti-kőfejtőben megismert deformációs fázisok közül a legelső a meredek kelet-délkelet–nyugat-északnyugati és észak-déli csapású hajszálrepedések mutatják; ezek korban biztosan megelőzik a kinyírt blokkok forgását, egyben a két vízszintes nyírási sík működését. A hajszálrepedések (3. ábra, 6.) és a rajtuk mért vetőkarcok szerkezeti képét szem előtt tartva egy északkelet–délnyugati összenyomással jellemezhető oldalelmozdulásos feszültségtérrel állunk szemben.

Az északkelet–délnyugati összenyomással rendelkező feszültségtér „kuriózum” a Dunántúli-középhegység szer-

kezeti fejlődésében; néhány, már a feszültségtér jellege okán is kizárható késő-badeni–szarmata kivételtől eltekintve (a teljesség igénye nélkül PALOTÁS 1991, FODOR et al. 1992, 1999 és BADA 1999) szinte kizárólag a kora-kréta során találunk ehhez hasonló feszültség- és deformációs viszonyokat. A késő-badeni–szarmata szerkezetalakulás ténye egy másik ok miatt sem állhatja meg a helyét: az északkelet–délnyugati összenyomást kelet–nyugati összenyomásnak (lásd később) kell követnie (a ferde rétegzettségű testben található hajszálrepedés-rendszer geometriája okán); ilyen kelet–nyugati összenyomással jellemezhető posztzarmata feszültségteret viszont a Dunántúli-középhegység területéről nem ismerünk.

Szedimentológiai alapon SZTANÓ (1990a, b), FOGARASI (1995) és BÁRÁNY (2004) északkelet–délnyugati összenyomást feltételeznek a valangini – legkorábbi albai periódusra. Hasonló, észak-északkelet–dél-délnyugati összenyomást ismertet FODOR (1998) munkája is. A Dunántúli-középhegység Gerecsétől távolabbi részeiből is ismert ez a deformáció: POCSAI (2003) és POCSAI & CSONTOS (2006) értelmezése szerint ilyen feszültségi és deformációs állapot a Tatai Mészki lerakódásával egyidőben már fennállhatott. ALBERT (2000), munkájában aptira teszi az északkelet–délnyugati irányú deformációt. Figyelembe véve a képződmény korát, az észak–déli és kelet-északkelet–dél-délnyugati csapású hajszálrepedések keletkezése leginkább az *aptira* tehető.

### *Kelet–nyugati nyírás*

A réteglapok mentén észlelt vetőkarcok és a jó közepes behatolású meredek nyugatias dőlésű síkok (2. *ábra*, H) szinte pontosan kelet–nyugati irányú összenyomásról árulkodnak; ez összhangban van SASVÁRI (2008a) megfigyeléseivel. Mivel ez utóbbiak az alsó és felső lenyesési síkokhoz kapcsolatosan jelennek meg, így a deformáció jellege szinte pontosan nyugat felől kelet felé irányuló nyírás. A szerkezeti modell ellenőrzését is elvégezhetjük ennek az összenyomási fázisnak az elemzésével: amennyiben a nyugatról keletre irányuló nyírás okozta a nyírósíkok kialakulását és ezzel egy időben a közöttük lévő test blokkjainak kiforgását, úgy a blokkokban — egyszerű geometriai megfontolások okán — nagyjából keleties rétegdőléseket kell találnunk. A 3. *ábra* II. félgömbje mutatja be a ferde rétegzettségű blokk rétegdőléseinek a feltárás egészére jellemző átlagdőléssel korrigált vetületi képét — utóbbi esetben gyakorlatilag a várt keleties dőléseket kapjuk. Megjegyzendő, hogy — pontosan a vízszinteshez közeli dőlésértékek okán — a visszabillentés eredménye néhány foknyi eltérés hatására már észrevehetően megváltozhat, ám ez nem jelenti az általános érvényű megfigyelések módosulását.

A kelet–nyugati rövidülés értelmezésében támpontot adhat TARI (1994) és MINDSZENTY et al. (1994, 2000) flexurális deformációs modellje. Ennek értelmében a Dunántúli-középhegység területe a Vardar-óceán záródása (a teljesség igénye nélkül RATSCHBACHER 1986, 1987, NEUBAUER 1987, valamint FRITZ 1988, POBER & FAUPL 1988, FAUPL &

WAGREICH 1992, CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994) során a obdukcióhoz kapcsolható, nagyjából kelet felől nyugat felé vergáló előtéri kiemelkedés volt; a kiemelkedést az obdukált Vardar-ofiolit izosztatikus terhelése okozta. Ezt a deformációs fázist követte TARI (1994) szerint a Dunántúli-középhegység fő szinklinális-szerkezetének (BALLA & DUDKO 1989, TARI 1994, 1995) kialakulása.

A Gerecse területéről BADA (1994) munkája mutat be ilyen kora-krétának interpretált feszültségteret. Bakonyi és vértesi analógiákkal is szolgál a rendelkezésre álló irodalom: MAROS (1988), DUDKO (1994) és ALBERT (2000) említik munkájukban a kelet–nyugati irányú összenyomást. A rövidülés korát legpontosabban talán ALBERT (2000) adja meg: a szerző az apti utánra, az albai üledékciklus előttre (azaz késő-apti után és középső-albai előtt) teszi. Felhasználva a fenti eredményeket, megalapozottan feltételezhető, hogy a feltárásban észlelhető nyugatról keletre történő nyírás kora *kora-albai*.

A nyírás iránya ellentétes a nagyszerkezeti kép alapján várható deformációs képpel; ez a jelenség önmagában is további magyarázatot igényel. Az értelmezéshez alapot nyújthat a terület apti–albai szerkezetfejlődésével összhangban lévő *hanging wall duplex* modell (BANKS & WARBURTON 1986); azonban ennek részletes elemzése és értelmezése már csak egy későbbi munka tárgyát képezheti.

### **Következtetések**

— A Gerecse Ördögáti-kőfejtőjében két kréta szerkezetalakulási lépés nyomai, bizonyítékai azonosíthatók.

— Egy korábbi, minden bizonnyal *apti* fázis során — északkelet–délnyugati irányú rövidülés hatására — kapcsolt hajszálrepedés-rendszer alakult ki, melynek irányait a síkokon és réteglapokon észlelt vetőkarcok támasztják alá.

— Második lépésként nyugat felől kelet felé irányuló nyírás érte a feltárás valangini márgáját — ennek hatására két, rétegzéssel párhuzamos nyírósík és egy közéjük zárt blokk alakult ki.

— A nyírás jelenlétét többek között a nyírósíkokhoz köthető jó közepes behatolású meredek nyugatias dőlésű síkseregek — gyengén fejlett palássági síkok — és réteglappal párhuzamos karcok mutatják, a helyi deformációs térről az apró, homokkőlenecében észlelhető feltolódások tanúskodnak.

— A nyírás során a nyírósíkok közötti testet laposszögű normálvetők tagolták.

— A nyírás hatására a blokkok a nyírással *azonos* irányba kiforogtak.

— Az általánosságban rövidüléssel deformációs teret helyi tágulás kísérte: a blokkok belső alakváltozása során a kibillentett rétegdőlésű blokkok rétegei normális irányban „lecsúsztak” egymáson, melyet a rétegekben észlelt s-c síkrendszerek jelenléte bizonyít.

— A fentebbi jelenségek egymással összhangban vannak, és együttes értelmezésük egy kelet–nyugati nyírással kontrollált tágulásos blokkrotációs modellel magyarázható.

— Az utóbbi szerkezeti esemény kora — szem előtt tartva a terület szerkezetfejlődéséről rendelkezésünkre álló ismereteket — minden bizonnyal *kora-albainak* mondható.

### Köszönetnyilvánítás

A dolgozatban bemutatott eredmények nem jöhettek volna létre közvetlen kollégáim és munkatársaim segítségével

nélkül. Így köszönetemet fejezem ki BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN Gizellának és SOMFAI Attilának, akiktől minden támogatást megkaphattam feladatom elvégzéséhez. CSONTOS László valamilyen újszerű ötlettel, megközelítéssel mindig segítette munkámat. Köszönetemet fejezem ki bírálóimnak, FOGARASI Attilának és PALOTAI Mártonnak részletes észrevételeikért és megjegyzéseikért. A terepi észlelések során — mint a régi szép időkben — POCSAI Tamás és PROHÁSZKA András voltak társaim.

### Irodalom — References

- ALBERT G. 2000: Az Északi-Bakony gyűrődései. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 89 p.
- BADA G. 1994: A paleofeszültségtér fejlődése a Gerecse hegység és kelet-délkeleti előterének területén. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 137 p.
- BADA, G. 1999: Cenozoic stress field evolution in the Pannonian Basin and surrounding orogens: inferences from kinematic indicators and finite element modelling. — *Doktori dolgozat, kézirat*, Vrije Univ., Amsterdam, 204 p.
- BADA, G., KNIBBE, F. L., NAGTEGAAL, J. & NÉMETH K. 1993: Tertiary evolution of the stress field in the Gerecse Mountains, N. Hungary with implications for the dynamics of the Pannonian Basin. — *Terra Abstracts* **5**, p. 214.
- BADA, G., FODOR, L., SZÉKELY, B. & TÍMÁR, G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mountains, northern Hungary. — *Tectonophysics* **255**, 269–289.
- BALKAY B. 1955: Különleges kőzetmozgási alakulat. — *Földtani Közlemények* **85/2**, 153–156.
- BANKS, C. J. & WARBURTON, J. 1986: 'Passive-roof' duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan. — *Journal of Structural Geology* **8**, 229–237.
- BÁRÁNY M. 2004: A jura–kréta határ gravitációsan átülepített képződményei az Északi-Gerecsében. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 72 p.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. 1979: Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: The example of the South Armorican Shear Zone. — *Journal of Structural Geology* **1**, 31–42.
- BOTFALVAI G., FÁBIÁN P., KEMÉNY B. & MOLNÁR L. 2007: Gerecse terepgyakorlati jelentés. — *Kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 56 p.
- CZAUNER B., KISS B., OROSZ E. & SÁGI T. 2006: Terepgyakorlati jelentés. — *Kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 66 p.
- CSÁSZÁR, G. & ÁRGYELÁN, G. B. 1994: Stratigraphic and micromineralogic investigations on Cretaceous Formations of the Gerecse Mountains, Hungary and their palaeogeographic implications. — *Cretaceous Research* **15**, 417–434.
- DUDKO A. 1994: Jelentés a gerecsei 1993-as évi térképezési terület szerkezeti vizsgálatáról. — *Kézirat*, MÁFI Középhegységi projekt, 58 p.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. 1979: Die Rossfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer Tektonisch aktiven Tiefseeinne aus der Kalkalpinen Unterkreide. — *Geologische Rundschau* **68/1**, 93–120.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. 1992: Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and paleogeographical implications. — *Cretaceous Research* **13**, 387–403.
- FODOR, L. 1998: Late Mesozoic and Early Paleogene tectonics of the Transdanubian Range. — *Abstract book of the Carpathian-Balkan Geological Association XVI. Congress, Austria*, 165 p.
- FODOR, L., MAGYARI, Á., KÁZMÉR, M. & FOGARASI, A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary): Record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. — *Geologische Rundschau* **81/3**, 695–716.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH F., SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications, 295–334.
- FOGARASI A. 1993: Egy tengeralatti jeltő elemző üledékföldtani és ciklussztratigráfiai vizsgálata a Gerecse hegységben. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 53 p.
- FOGARASI A. 1995: Üledékképződés egy szerkezeti mozgásokkal meghatározott kréta korú tengeralatti lejtőn a Gerecse hegységben — munkahipotézis. — *Általános Földtani Szemle* **27**, 15–41.
- FOGARASI A. 2001: A Dunántúli-középhegységi alsó-kréta képződmények mészvázú nannoplankton sztratigráfiája. — *Doktori dolgozat, kézirat*, Általános és Történeti Földtani Tanszék, 95 p.
- FÖZY I. 1995: A gerecsei Bersek-hegy alsó kréta rétegtana. — *Általános Földtani Szemle* **27**, 7–14.
- FÜLÖP J. 1958: A Gerecsehegység krétaidőszaki képződményei. — *Geologica Hungarica series Geologica* **11**, 124 p.
- HALUPKA G., INCZE SZ. & SZIVES O. 1992: A Nyagda-völgy és környéke földtani képződményeinek litológiai és szerkezetföldtani vizsgálata térképezési gyakorlat keretében. — *Kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 52 p.
- HOFMANN K. 1884: Jelentés 1883 nyarán Oszöny és Piszke között foganatosított földtani részletes felvételekről. — *Földtani Közlemények* **14**, 174–190.

- KIM, Y. S. 2000: Damage structures and fault evolution around strike-slip faults. — *Doktori dolgozat, kézirat*, University of Southampton, 300 p.
- KIM, Y. S., PEACOCK, D. C. P. & SANDERSON, D. J. 2004: Fault damage zones. — *Journal of Structural Geology* **26**, 503–517.
- KISS, A., GELLÉRT, B. & FODOR, L. 2001: Structural history of the Porva basin in the northern Bakony Mts (Western Hungary): implications for the mesozoic and tertiary tectonic evolution of the Transdanubian Range and Pannonian Basin. — *Geologica Carpathica* **52/3**, 183–190.
- KRIVÁN, B. 1989: A Lower Cretaceous flysch sequence in the Gerecse Mts. (Hungary). — In: KÁZMÉR, M. (szerk.): *Abstracts of 10th meeting of IAS*. 271–272.
- KRIVÁN B. & PÉRÓ Cs. 1989: A bersek-hegyi bánya üledékföldtani szelvényezése. — *Kézirat*, Magyar Bányászati, Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, 35 p.
- LOVERING, T. S. 1928: The fracturing of incompetent beds. — *Journal of Geology* **36**, 709–717.
- MANDL, G. 1987: Tectonic deformation by rotating parallel faults: the „bookshelf” mechanism. — *Tectonophysics* **141**, 277–316.
- MAROS Gy. 1988: A Vértes hegységi Vitány-vár környékének tektonikai elemzése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1986. évről*, 295–309.
- MÁRTON, E. & FODOR, L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the Alcapa unit. — *Tectonophysics* **363**, 201–224.
- MINDSZENTY, A., KNAUER, J. & MÁTÉFI-STEFLER, M. 1994: Superimposed paleokarst phenomena in the Halimba basin (South Bakony, Hungary) — The anomaly of a multiple regional unconformity. — *Abstracts IAS 15th Regional Meeting, Ischia, Italy*, p. 285.
- MINDSZENTY A., CSOMA A., TÖRÖK Á., HIPS K. & HERTELENDI E. 2000: Flexura jellegű deformációhoz köthető karsztbauxitszintek a Dunántúli-középhegységben. — *Földtani Közlöny* **131/1–2**, 107–152.
- NEUBAUER, F. 1987: The Gurktal thrust system within the Austroalpine region — Some structural and geological aspects. — In: FLÜGEL, W. & FAUPL, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Wien, 226–236.
- NICHOLSON, C., SEEGER, L., WILLIAMS, P. & SYKES, L. R. 1986: Seismic evidence for conjugate slip and block rotation within the San Andreas fault system, southern California. — *Tectonics* **5**, 629–648.
- PALOTÁS K. 1991: Üledék- és szerkezetföldtani vizsgálatok a Tétényi-fennsíki szarmatában. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 103 p.
- POBER, E. & FAUPL, P. 1988: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. — *Geologische Rundschau* **77**, 641–670.
- POCSAI T. 2003: A Tatai Mész-kő Formáció bázisképződésének vizsgálata. — *Diplomadolgozat, kézirat*, ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 90 p.
- POCSAI, T. & CSONTOS, L. 2006: Late Aptian – Early Albian syn-tectonic facies-pattern of the Tata Limestone Formation (Transdanubian Range, Hungary). — *Geologica Carpathica* **57/1**, 15–27.
- PRICE, N. J. & COSGROVE, J. W. 1991: *Analysis of geological structures*. — Cambridge University Press, Cambridge, 2<sup>nd</sup> edition, 502 p.
- RATSCHBACHER, L. 1986: Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. — *Tectonophysics* **125**, 335–356.
- RATSCHBACHER, L. 1987: Strain, rotation and translation of Austroalpine nappes. — In: FLÜGEL, W. & FAUPL, P. (eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Wien, 237–243.
- SASVÁRI Á. 2008a: Rövidüléshez köthető deformációs jelenségek a Magas-Gerecse területén. — *Földtani Közlöny* **138/4**, 383–400.
- SASVÁRI Á. 2008b: A Magas-Gerecse feszültségterének fejlődése a Dunántúli-középhegységről készült publikációk tükrében: irodalmi áttekintés. — *Földtani Közlöny* **138/2**, 445–468.
- SIMPSON, C. & SCHMIDT, S. 1983: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. — *Bulletin of the Geological Society of America*. **94**, 1281–1288.
- SZTANÓ O. 1990a: Durvatörmelékes üledékek gravitációs tömegmozgásai egy gerecsei alsókréta tengeralatti csatornakitöltő konglomerátum példáján. — *Általános Földtani Szemle* **25**, 337–360.
- SZTANÓ, O. 1990b: Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* **7**, 431–446.
- SZTANÓ, O. 1991: Submarine fan deposits of Late Aptian – Early albian, Stop 2, Lábatlan. — In: TÖRÖK, Á (ed.): *Programmes, abstracts and guidebook for 1st international meeting of young geologists Budapest, Excursion C*, 213–220.
- TARI, G. 1991: Multiple Miocene block rotation in the Bakony Mountains, Transdanubian Central Range, Hungary. — *Tectonophysics* **199**, 93–108.
- TARI, G. 1994: Alpine tectonics of the Pannonian Basin. — *Doktori dolgozat, kézirat*, Rice University, Houston, Texas, 489 p.
- TARI, G. 1995: Eoalpine (Cretaceous) tectonics in the Alpine/Pannonian transition zone. — In: HORVÁTH, F., TARI, G. & BOKOR, Cs. (ed.): *Extensional collapse of the Alpine orogene any Hydrocarbon prospects in the Basement and Basin fill of the Western Pannonian Basin. AAPG International Conference and Exhibition, Nice, France, Guidebook to fieldtrip no. 6, Hungary*. 133–155.
- VIALON, P., RUHLAND, M. & BRUN, J. P. 1976: Rolling structures at large shear strain. — *Journal of Structural Geology* **9/5–6**, 691–704.
- VÍGH Gy. 1925: Földtani jegyzetek a Gerecse-hegységből. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése az 1920–23-as évekről*, 60–68.

Kézirat beérkezett: 2008. 11. 24.

## A Budai-hegység pleisztocén kiemelkedéstörténete barlangi lemezes kalcitkiválások uránsoros kormeghatározása alapján

SZANYI Gyöngyvér<sup>1</sup>, BADA Gábor<sup>1</sup>, SURÁNYI Gergely<sup>2</sup>, LEÉL-ÓSSY Szabolcs<sup>3</sup>, VARGA Zsolt<sup>4</sup>

<sup>1</sup>ELTE FFI Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány. 1/C, e-mail: gyongyver.szanyi@gmail.com

<sup>2</sup>MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány. 1/C

<sup>3</sup>ELTE FFI Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány. 1/C

<sup>4</sup>MTA Izotópkutató Intézet, 1121 Budapest, Konkoly-Thege Miklós út 29–33.

---

### *Pleistocene uplift history of the Buda Hills (Hungary), using uranium-series dating of cave rafts*

#### Abstract

At and upstream of Budapest, the River Danube cuts through the emerging Hungarian Mountain Range. In this setting, incision rates are taken as an approximation of uplift rates. In the Rózsadomb area of Budapest more than a hundred thermal-karstic caves can be found. One of the largest, the Pál Valley Cave was formed in Eocene Szépvölgy Limestone. The genesis of the cave is interpreted as being the result of mixture corrosion along tectonic fractures at or close to the karstwater level. Uplift of the cave and associated relative subsidence of the base level moved the zone of mixture corrosion, leading to the formation of a large vertically stacked cave system. Precipitation from the saturated parts of the karst water resulted in systematically older crystal assemblages at higher altitudes.

The Pál Valley Cave is exceptionally rich in speleothems, mainly in the form of carbonate and sulphate minerals. Cave rafts are considered as good indicators of paleo-karstwater levels because they are formed at karstwater level. The latter is assumed to be strongly controlled by the base level of erosion, represented by the River Danube near the Buda Hills. Karstwater is devoid of thorium but contains uranium and this is also true for its precipitations (such as cave rafts). Thus their age can be easily determined from the decay equation. Knowing the age and present-day position (i.e. the altitude above the Danube or the base level) of the cave rafts, uplift rates were estimated.

Samples from different altitudes in the Pál Valley Cave were collected and analyzed. The dating method is based on <sup>234</sup>U/<sup>230</sup>Th measurements using ICP-MS analysis, allowing small sample quantities and an upper limit of age determination at cca. 400–500 ka. Considering these assumptions, the obtained ages suggest a periodic uplift history of the Buda Hills for the last 500 ka. Between 500 and 310 ka, a stagnation of the karstwater level due to slow uplift characterized the area. Data seem to confirm an accelerated uplift from 310 ka onwards. Using published ages for the period 280–70 ka, an average uplift rate of 0.16 mm/y was calculated. However, the reliability of this estimate is limited due to the lack of datable materials at the corresponding cave levels.

*Keywords: uranium-series dating, neotectonics, uplift, Buda Hills*

---

#### Összefoglalás

A Budai-hegységben gyakoriak a tektonikusan preformált barlangrendszerek, amelyeket későbbi melegvíz-feltörések tágitottak tovább. Budapesten, a Rózsadomb környezetében található a budai termálkarstos barlangok túlnyomó többsége, köztük a kutatás fő tárgyát képező Pál-völgyi-barlang is, mely az eocén Szépvölgyi Mészköben oldódott ki. A járatrendszer tektonikus hasadékok mentén, a karsztvízszint közelében zajló keveredési korrózióval jött létre. A hegység és a barlangok kiemelkedésével párhuzamosan a karsztvízszint egyre lejjebb került a keveredési korrózió zónájával együtt, ami végeredményben egy nagy barlangrendszer kialakulásához vezetett.

A Pál-völgyi-barlang elsősorban karbonátos és szulfátos kiválásokban gazdag. A lemezes kalcit képződése a mindenkori erózióbázissal összefüggő karsztvízszinthez köthető, amit a Budai-hegységben a Duna képvisel. Az urán és a tórium vízben történő eltérő kémiai viselkedése miatt a barlangi járatok karsztvízeiben csak az urán van jelen. Igaz ez a karsztvízből kivált képződményekre (pl. lemezes kalcit) is, melyek képződési kora meghatározható a bomlási egyenletből. A datált minták jelenlegi, erózióbázis (Duna szintje) feletti magassága ismeretében a barlang környezetének kiemelkedési sebessége becsülhetővé vált.

A mintákat a gyakori előfordulás miatt elsősorban a Pál-völgyi-barlangból gyűjtöttük. A korhatározási eljárás <sup>234</sup>U/<sup>230</sup>Th izotóparány ICP-MS mérésén alapul, ami kis mintamennyiséget és 400–500 ezer évre visszamenő kor-

határozást tesz lehetővé. Eredményeink alapján a Budai-hegység szakaszos kiemelkedése valószínűsíthető az elmúlt közel 500 ezer év során. 500–310 ezer évvel ezelőtt stagnáló karsztvízszint, lassú emelkedés jellemezte a területet. Kb. 310 ezer éve felgyorsult a kiemelkedés üteme. Az irodalmi adatokat is felhasználva a 280–70 ezer éves intervallumra átlagosan 0,16 mm/év-es emelkedés lehetett jellemző, amennyiben a barlangok esetleg differenciált tektonikus mozgását nem vesszük figyelembe. A korolható minták hiánya miatt azonban erről az időszakról pontosabb információink nincsenek.

*Tárgyszavak: uránsoros korhatározás, neotektonika, kiemelkedés, Budai-hegység*

## Bevezetés

Az Északi- és Dunántúli-középhegységet magában foglaló Magyar-középhegység folyóteraszai a hegység fokozatos kiemelkedésére utalnak, amivel lépést tartott a bevágódó Duna, létrejött a Visegrádi-szoros és tágabb környezete. Ez a jelenség évtizedek óta foglalkoztatja a geomorfológiával, felszínfejlődéssel és tektonikával foglalkozó kutatókat (pl. id. NOSZKY 1935; PÁVAI VAJNA 1938; LÁNG 1955; PÉCSI 1956, 1959a, b; SCHEUER & SCHWEITZER 1988; GÁBRIS 1994; RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005a, b, c). A folyóteraszok korának és erózióbázis feletti magasságának ismerete lehetővé teszi a hegység kiemelkedési sebességének becslését, így a kutatások során fontos szerepe volt a teraszok datálásának. Kezdetben ezt csupán morfológiai megfigyelések, geológiai és őslénytani vizsgálatok alapján végezték el (PÉCSI 1959a). A radiometrikus korhatározás elterjedésével a teraszszinteket fedő travertínösszletek korolása is megkezdődött (SCHEUER & SCHWEITZER 1988). Mivel az egyes teraszszintek nem folytonosan fordulnak elő a Duna-völgy mentén, így a korhatározások is többnyire csupán az egyes terasz töredékekre vonatkoznak, ezek adataiból következtettek az egész teraszrendszer korára. Az utóbbi néhány évben RUSZKICZAY-RÜDIGER és szerzőtársai <sup>3</sup>He izotópos kiterjedési korhatározást végeztek a Visegrádi-szoros területén (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005a, b). E módszerrel közvetlenül az eddig ismeretlen korú, fedetlen sziklaterasz-szintek minimális korát határozták meg, így a kéregmozgások idejének és sebességének becslése lehetőségessé vált. A mért korok a Magyar-középhegység központi részének fiatal és igen gyors kiemelkedésére engedtek következtetni.

Kutatásunkkal az eddigi ismereteket barlangi ásványkiválások korolása alapján a Budai-hegység kiemelkedésére vonatkozó új adatokkal kívántuk bővíteni. Cikkünkben alapvetően három fő célt tűztünk ki:

1) bemutatjuk az általunk vizsgált barlangi kiválás kormeghatározásának főbb mozzanatait, nehézségeit és bizonytalansági tényezőit;

2) ismertetjük az általunk vizsgált barlangi lemezes kalcitkiválások korát;

3) a kapott korok alapján a Budai-hegység függőleges deformációtörténetének pontosítását kíséreljük meg. Ezt bevezetendő, fontosnak tartjuk röviden felvázolni a Pannon-medence neotektonikai viszonyait és geodinamikai folyamatait, valamint a korábbi vertikális kéregmozgás vizsgálatok eredményeit.

## Neotektonikai keret

Az Afrikai és Európai tektonikus lemezek konvergenciája, illetve az ehhez kapcsolódó szubdukciós és kollíziós folyamatok alapvetően meghatározzák a központi Mediterráneum geodinamikai képét. Az ívmögötti medencék típusterületének tartott Pannon-medence (BALLY & SNELSON 1980) a kora-miocén végétől kezdődően jött létre. A medence tágulását és süllyedését a Keleti-Kárpátok szubdukciós ívének keleties irányú hátragördülése tette lehetővé (pl. HORVÁTH F. 1993, FODOR et al. 1999, BADA & HORVÁTH F. 2001, HORVÁTH F. et al. 2006). A késő-miocénben a kelet felé hátráló szubdukciós front elérte a vastag és hideg, így rideg Kelet-Európai-tábla peremét és a terület merev környezetbe került (HORVÁTH F. & CLOETINGH 1996). Főként a Keleti-Alpok gravitációs hatásának és az Adriai-mikrolemez nyomásának eredményeként az általános tágulás befejeződött és a délnyugat felől ható nyomóerők váltak dominánssá (BADA et al. 2001, 2007), a Pannon-medence reaktivációs fázisba került, megkezdődött a terület inverziója. A kompressziós hatások miatt a medence belső területein morfortektonikailag eltérő elemek jöttek létre, a peremi részek és a középhegységi területek regionálisan és lokálisan is emelkedtek, míg a Nagy- és Kisalföld központi részei felgyorsult ütemben süllyedtek (HORVÁTH F. & CLOETINGH 1996, JOÓ 2003), ami litoszféra skálájú gyűrődésre utal. Ezen modellt csak akkor fogadhatjuk el, ha az emelkedés és süllyedés kvantitatív alátámasztása is megtörtént. Ehhez kívánunk hozzájárulni a Budai-hegység kiemelkedéstörténetének kutatásával.

## Korábbi vertikális kéregmozgás-vizsgálatok

### Geodéziai mérések

Tektonikus mozgások meghatározását célzó geodéziai méréseket hazánk területén az I. világháború óta végeznek. A mérési kampányok eredményeként 1971-től több vertikális mozgástérkép is megjelent (Joó 1992, 1998, 2003). Ezek eltérő léptékűek, az emelkedés sebességét 0,5 és 1 mm/év beosztású izovonalakkal ábrázolják. A legújabb eredmények szerint (Joó 2003) már egyértelmű az alföldi területek gyors süllyedése, ugyanakkor hazánkban csupán délnyugati részén, a Délnyugat-Dunántúlon, a Bakonyban és a Dunántúli-középhegységben tapasztalható szignifikáns emelkedés. Joó 2003-mas térképe szerint a Dunakanyarban,



a Budai-hegység és az Északi-középhegység területén legfeljebb kismértékű emelkedés tapasztalható. Fontos azonban megjegyezni, hogy hegységeinkben nem voltak háromszögelési mérési pontok, így azon területekre interpolált értékek nem tekinthetők megbízhatónak (GRENERCZY 2000).

### *Teraszkronológiai mérésekből levezetett vertikális kéregmozgások*

A Magyar-középhegység kiemelkedésének rekonstrukciójánál az egyik alapfeltevés, hogy a bevágódó Duna lépést tart a hegység kiemelkedésével és folyóteraszokat hoz létre. PÉCSI (1956) saját megfigyelései és korábbi geomorfológiai, geofizikai és geodéziai vizsgálatok alapján arra a következtetésre jutott, hogy a Magyar-középhegység mozgásban volt a pleisztocén folyamán és az egykorú szintek relatív magassága a Duna hossz-szelvénye mentén változó. PÉCSI (1959b) teraszmorfológiai kutatásai során a Duna-teraszok mai helyzetében lokális tektonikus elmozdulásokat mutatott ki. A teraszok korhatározását PÉCSI (1959b) morfológiai, kőzettani és szedimentológiai vizsgálatok, valamint folyóvízi üledékek és édesvízi mészkő összletek ősmaradvány-tartalma alapján végezte. A radiometrikus korhatározás elterjedésével lehetőség nyílt a teraszokat fedő travertínóösszletek radiometrikus korának meghatározására is. SCHEUER & SCHWEITZER (1988) a Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészköveit vizsgálta geológiai-geomorfológiai, biosztratigráfiai, paleomágneses és radiometrikus kronológiai ( $^{14}\text{C}$ , Th/U, ESR) módszerek segítségével. A Duna IV. sz. teraszszintje a Budai-hegység területén 150–160 m tszf. magasságban található és több helyen édesvízi mészkő települ rá (Apostol u. 160 m, Farkastorki út 160 m stb.). Valószínűleg a Duna III. sz. teraszára települ a 145–150 m tszf. magasságban található mészkő-előfordulás (Kiscelli), melynek kora a Th/U vizsgálatok szerint 175 ezer év (SCHEUER & SCHWEITZER 1988). A 140 m-es édesvízi mészkőszint a Budavári Palota szelvényében 160 ezer (+38 ezer, –27 ezer) évesnek bizonyult, ami azt jelenti, hogy az utolsó interglaciálisnál idősebb. A Bécsi úti mészkőösszlet, amely 120 m tszf. magasságban, a Duna II/b. teraszán helyezkedik el, 60 ezer éves, míg a 105–108 m tszf. magasságban, a II/a. teraszon (Csillaghegy, Római fürdő) található mészkövet fedő futóhomok összletet osztó fosszilis talaj kora  $^{14}\text{C}$ -es vizsgálat alapján 9500 év (SCHEUER & SCHWEITZER 1988), ami 0,2–0,3 mm/év-es kiemelkedésnek felel meg.

A Duna bevágódásának és a Magyar-középhegység kiemelkedésének mértékét és sebességét RUSZKICZAY-RÜDIGER és szerzőtársai (2005b, c) a PÉCSI (1959b) által definiált teraszszintek és az ezekhez kapcsolódó travertínólerakódások, valamint barlangi ásványok korhatározása segítségével, a korábban publikált terasz-kronológiai adatokból számították. A Dunakanyar mentén differenciált kiemelkedés valószínűsíthető, vagyis a hegység tengelyétől a szárnyak felé haladva az emelkedés

sebessége egyre csökken. A szerzők megállapították, hogy a publikált kronológiai adatok igen bizonytalanok, sokszor kifejezetten megbízhatatlanok. A Duna bevágódásának és így a hegység kiemelkedésének üteme az édesvízi mészkő szintek feldolgozott kronológiai adatai alapján a Budai-hegységben 9 millió és 360 ezer év között 0,04 mm/év volt, 360 ezer évtől napjainkig pedig 0,18 mm/év. Az irodalomban fellelhető teraszok alapján 360 ezer évtől napjainkig ugyanitt 0,14 mm/év volt a bevágódás üteme (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005b, c; RUSZKICZAY-RÜDIGER 2007).

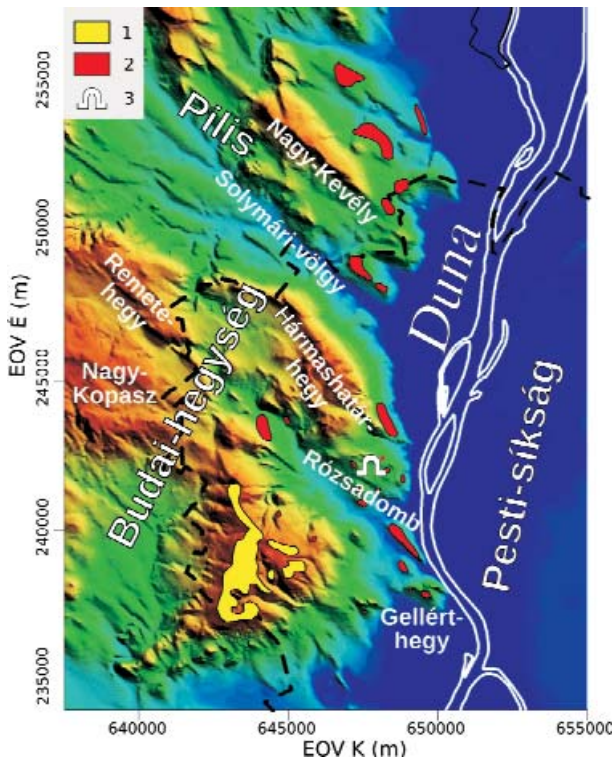
A Visegrádi-szoros teraszainak kozmogén  $^3\text{He}$ -izotópos kitétségi korának meghatározásakor a legmagasabban, 530 m tszf. magasságban lévő teraszszint  $167\pm 5$  ezer évesnek adódott (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005a, b). Ez jelentősen fiatalabb, mint amit a korábbi kutatások határoztak meg. Figyelembe véve a kitétségi korhatározás korlátait, a lehetséges erózió hatását, meg kell jegyezni, hogy a mérések eredményeiből csak minimum kort lehetett számolni. A különböző magasságokból vett mintákból nyert adatsorra illesztett trendvonal alapján a Magyar-középhegység kiemelkedésének maximális értéke  $2,7\pm 0,1$  mm/év volt az elmúlt 167 ezer év során. Az erózió hatását is figyelembe véve azonban, az utolsó 270 ezer évre vonatkozóan, a valószínűsíthető bevágódási ráta 1,6 mm/év a szoros területén (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005a).

### **Földtani felépítés és szpeleológia**

A negyedidőszak során kiemelkedő Magyar-középhegység, DNy–ÉK-i irányú tengelyvonalának középső részén, attól DK-re elhelyezkedő Budai-hegységben, a Hármashatár-hegy csoporthoz tartozó Rózsadomb környezetben található a budai termálkarsztos barlangok túlnyomó többsége (1. ábra).

Rácsos szerkezetű alaprajzuk (2. és 3. ábra) tektonikus preformáltságra utal (LEÉL-ÓSSY S. 1957). A hegység nyílt karsztos térszínei felől érkező, leszálló hideg csapadékvíz a repedések és hasadékok mentén beszivárogva végzi kőzetoldó tevékenységét. Ugyanakkor a mélyből a törésvonalak mentén feltörő langyos-meleg vizek is kialakíthatnak üregeket. A Budai-hegység területén az eltérő hőmérsékletű és különböző kémiai összetételű aszcendens vizek elegyedésekor, valamint a beszivárgó deszcendens csapadék- és olvadékvizek hozzájuk keveredésekor fellépő korróziót (*mixing corrosion*) tekinthetjük a barlangkeletkezés fő mechanizmusának (BÖGLI 1965, FORD 1995). Ez a folyamat óriási termeket is kialakított (pl. Kinizsi pályaudvar a József-hegyi-barlangban, vagy a Széndioxidos-terem a Molnár János-barlangban). A Budai-hegység kiemelkedésével, ill. a Duna mélyebbre vágódásával egyre lejjebb süllyedő karsztvízszinttel párhuzamosan a keveredési korrózió zónája is egyre mélyebbre került, a karsztvízszint feletti üregrendszer pedig fokozatosan szárazzá vált.





1. ábra. Domborzati modell a nagyobb édesvízi mészkő előfordulásokkal a Budai-hegység területén. A travertín-előfordulásokat WEIN (1977) és RUSZKICZAY-RÜDIGER (2007) alapján tüntettük fel

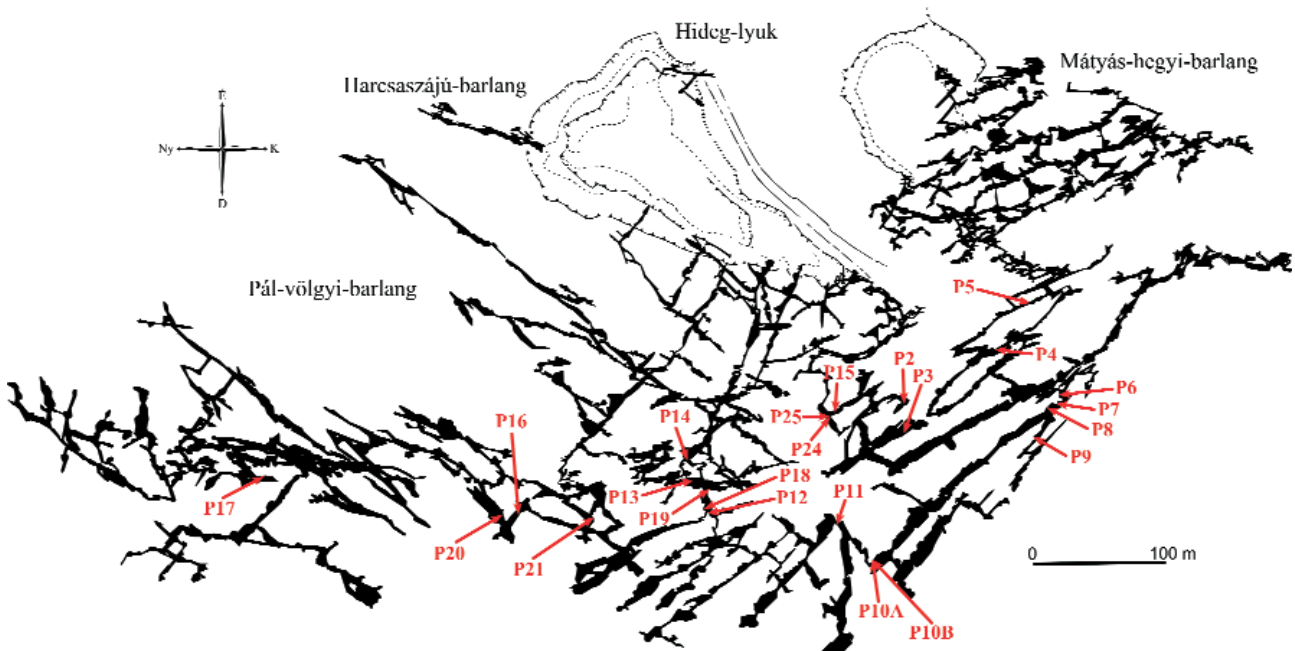
1 – felső-miocén–pliocén édesvízi mészkő szintek, 2 – kvarter édesvízi mészkő szintek, 3 – a rózsadombi nagybarlangok helyzete

Figure 1. Relief model with major travertine horizons of the Buda Hills. The travertine horizons were mapped after WEIN (1977) and RUSZKICZAY-RÜDIGER (2007)

1 – Upper Miocene - Pliocene travertine horizons, 2 – Quaternary travertine horizons, 3 – location of major caves at Rózsadomb

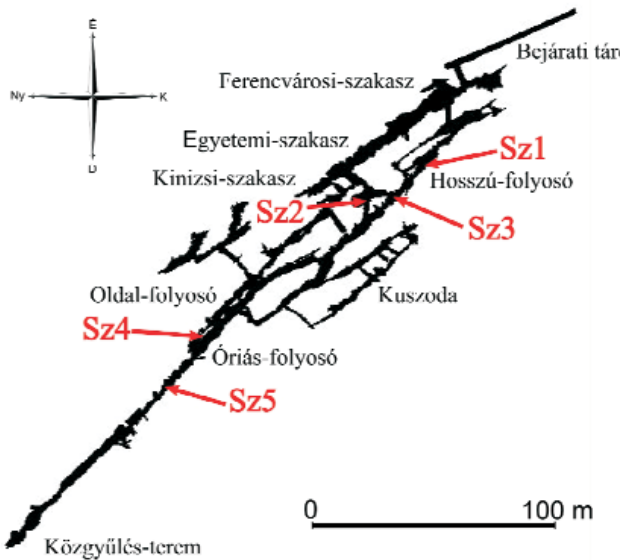
A Rózsadomb ismert legidősebb kőzete az igen gyakori előfordulású, felső-triász Földolomit Formáció, bennük csak ritkán fordulnak elő barlangok (WEIN 1977). A karni–nori–raeti korszakokban kialakult, mára erősen karsztosodott tüzsköves Mátyáshegyi Mész-kő megtalálható például a Mátyás-hegyi-barlangban (JASKÓ 1948), valamint meglehetősen márgabetelepüléssel kifejlődésben a József-hegyi-barlangban is (LEÉL-ÓSSY SZ. 1997, LEÉL-ÓSSY SZ. & SURÁNYI 2003). A triász összletre több mint 150 millió éves üledékhézaggal paleogén és negyedidőszaki képződmények települnek.

A késő-eocén transzgresszió első összlete — néhány méter vastagságú báziskonglomerátum — felszíni előfordulásokban (pl. Gellért-hegy), barlangokban (pl. Zöldmáli-barlang) és fúrásokból is ismert (MAGYARI 1995, LEÉL-ÓSSY SZ. & SURÁNYI 2003). Erre sekélytengeri lithotamniumos–nummuliteszes, discocyclinás mészkő, a Szépvölgyi Mész-kő Formáció települ néhány száz 10 m vastagságban. A barlangi járatok többsége ebben a kőzetben alakult ki. A késő-eocén–kora-oligocén során képződött a barlangokból és fúrásokból ismert Budai Marga Formáció. Agyagtartalma miatt általában rosszul karsztosodik, mégis több barlangi folyosó is kialakult benne, például a Pál-völgyi-, Mátyás-hegyi-, vagy József-hegyi-barlangban (LEÉL-ÓSSY SZ. & SURÁNYI 2003). Az összlet alsó részét, ahol a barlangi járatok találhatóak, bryozoás márgának is nevezik, melyben alodapikus mészkő (VARGA 1985) és szingenetikus vulkanizmushoz kapcsolódó tufarétegek (BALDI 1983) közbe-települése is megfigyelhető. Az oligocént a Tardi Aggyag Formáció tengeri üledékei, valamint az arra települő Kiscelli Aggyag Formáció képviseli, amelyekben nem képződtek járatok (4. ábra).



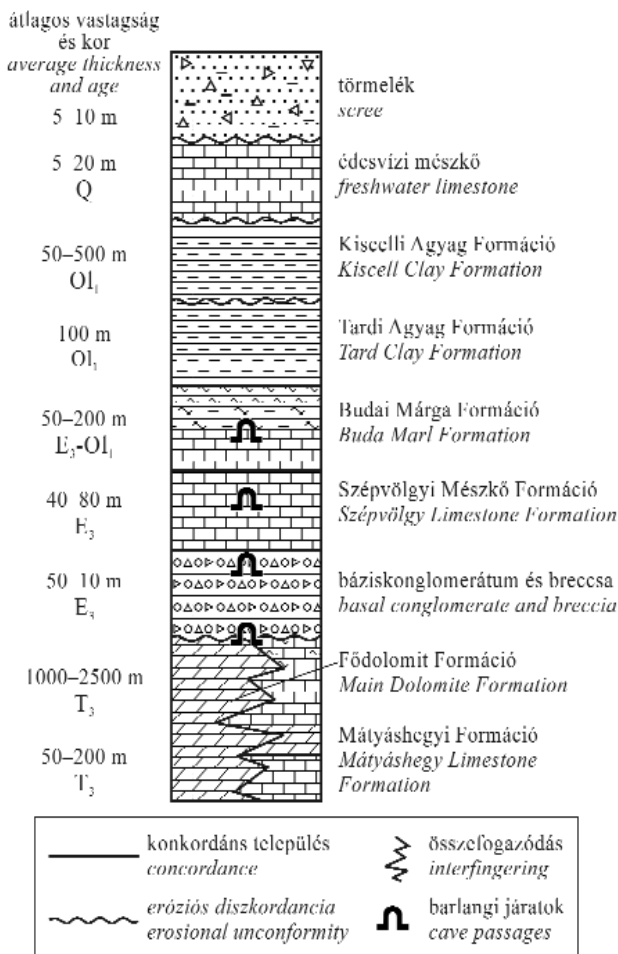
2. ábra. A Pál-völgyi-barlang térképe a mintagyűjtési helyekkel (TAKÁCSNÉ BOLNER & KÁRPÁT 2000). A hálózatos, helyenként labirintus jellegű járatrendszer szerkezete tükrözi az alapkőzetet tagoló törésvonalak lefutását. A meghatározott korokat az I. táblázat tartalmazza

Figure 2. Map of the Pál Valley Cave with sampling sites of cave rafts (TAKÁCSNÉ BOLNER & KÁRPÁT 2000). The network of cave passages has developed mainly along tectonic fractures of the bedrock. Determined ages of samples are listed in Table I



3. ábra. A Szemlő-hegyi-barlang térképe a mintagyűjtési helyekkel (HORVÁTH J. 1965 és VIRÁG et al. 2009 térképe alapján). A meghatározott korokat a II. táblázat tartalmazza

Figure 3. Map of the Szemlő Hill Cave with sampling sites (after HORVÁTH 1965 and VIRÁG et al. 2009, modified). Determined ages of samples are listed in Table II



4. ábra. A Rózsadomb elvi rétegsora (LEÉL-ÖSSY SZ. & SURÁNYI 2003)  
Figure 4. Lithostratigraphic column of Rózsadomb area (LEÉL-ÖSSY SZ. & SURÁNYI 2003)

Alapfeltevések

Feltevésünk szerint a Budai-hegység területén az erózióbázis — azaz a Duna szintje, amivel mindig összekötetésben áll a karsztvízszint — tengerszint feletti magassága jelentősen nem változott a hegység kiemelkedése során, ugyanakkor a karsztvíz hegytetőhöz viszonyított relatív helyzete egyre mélyebbre került. Ha ez igaz, akkor a karsztvízszint közelében képződött lemezes kalcit korának és jelenlegi tengerszint feletti magasságának ismeretében durva becslés adható a hegység kiemelkedési ütemére.

LEÉL-ÖSSY SZ. (1997) József-hegyi-barlangból származó adatai alapján RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005b, c) végeztek hasonló számításokat. Ennek eredménye szerint a Rózsadomb, ill. a Budai-hegység 0,23 mm/év-es sebességgel emelkedett az elmúlt 360 ezer év során.

Az erózióbázisra és a karsztvízszintre természetesen klimatikus tényezők is hatnak. Ezek hatását RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2005a) vizsgálták. A Visegrádi-szoros teraszainak kozmogén <sup>3</sup>He-izotópos kiterjedési koradatai arra utalnak, hogy a teraszok az utóbbi két glaciális alatt jöttek létre. A teraszszintek korát összevetették a glaciálisok és interglaciálisok időszakával. Ezek alapján nem sikerült a teraszképződést egyetlen klímátípushoz kötni. Véleményünk szerint a Duna teraszainak kialakulása nem vezethető vissza elsősorban klimatikus tényezőkre, azok hatása másodlagos a Magyar-középhegység folyamatos kiemelkedésének mértékéhez viszonyítva (RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. 2005a, b). Erre az eredményre alapozva jelen munkánkban eltekintünk a klímának az erózióbázis szintjére gyakorolt hatásától.

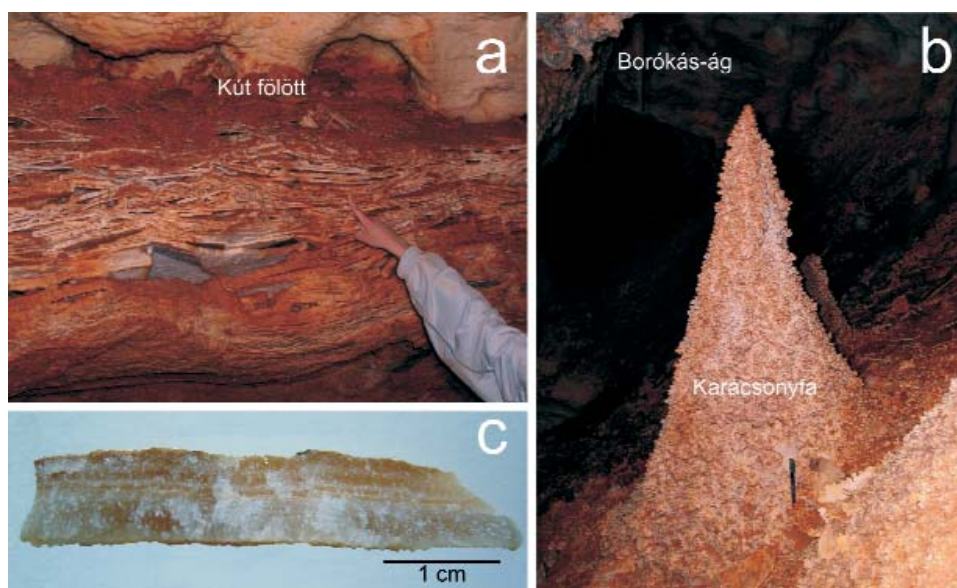
Pál-völgyi-barlang

A Pál-völgyi-barlang a nagy rózsadombi rendszerek közül elsőként, 1904 júniusában tárult fel az ún. Holzspach-féle kőfejtő délnyugati falában, a jelenlegi Szépvölgyi út 162. sz. alatt. A barlang ma ismert járatainak hossza meghaladja a 13 km-t (a Mátyás-hegyi-barlang nélkül), vertikális kiterjedése pedig több mint 100 m. A két kőzet határán kialakult üregrendszer alsóbb szintjei az eocén Szépvölgyi Mészkőben, de egyes folyosói és termei már a Budai Márgában oldódtak ki. Folyosóinak szabályos, egymást keresztező rendszere ÉK-DNy-i és erre merőleges irányú hasadékok mentén alakult ki (2. ábra) és követi az eocén mészkő D-DK-i, 25–30°-os rétegdőlését. A magasabb helyzetű részekben két független szintben alakultak ki a járatok (TAKÁCSNÉ BOLNER 2003).

A barlangban kevés a hidrotermális eredetű képződmény, inkább a később keletkezett cseppkövek jellemzik, melyek változatosságával kitűnik a Budai-hegység barlangjai közül. Az üregrendszert egykor kitöltő meleg vízhez ugyanakkor sok lemezes kalcitkiválás kapcsolódik, ami 148 m és 214 m tszf. magasság között fordul elő (TAKÁCSNÉ BOLNER személyes közlés).

A lemezes kalcit jelentősége képződésében rejlik. Meleg állóvízből, kalcium-karbonátra nézve túltelített





**5. ábra.** a) A Kút fölötti néhányszor 10 cm vastag lemezes kalcit előfordulása, a P16-os minta gyűjtési helye. b) Karácsonyfa a Pál-völgyi-barlang Borókás-ágában, P17-es minta gyűjtési helye. c) Pál-völgyi-barlang Fodros-folyosójáról származó, P21-es lemezes kalcitminta a külső agyagréteg mechanikai eltávolítása után. A kb. 1 cm vastag minta vékony rétegekre tagolódik

**Figure 5.** a) Several 10 cm thick cave raft occurrence above the 'Kút', sampling site P16. b) 'Christmas tree' in the Borókás-branch of Pál Valley Cave, sampling site P17. c) Cave raft, sample P21 from the Fodros corridor of Pál Valley Cave, after the outer clay cover removed. Thin layers are visible in the approx. 1 cm thick sample

oldatból, annak felszínén válik ki, azaz a karsztvízszint egykori felszínét jelzi. A legtöbbször csupán hártya-vékony képződményt a víz hullámzása, a csepegő víz, de akár buborékfeláramlás is eltörheti és a hártya a víz alá süllyedhet. Ekkor a további mészkiválás magjaként szolgál, így egyes esetekben akár a 2–3 cm-es vastagságot is elérheti. Gyorsabb képződés vagy gyakori eltörés esetén a lemezek nem vastagodnak meg, de az egymásra rakódó lemezek gyakran több cm-es vastagságot is elérve összeforrrhatnak (LEÉL-ŐSSY SZ. 1997; 5. ábra, a). Abban az esetben, ha a víz felszínén keletkező hártya mindig ugyanabban a pontban törik el és süllyed le, karácsonyfára emlékeztető, oszlopszerű kúpot hozhat létre (5. ábra, b).

#### *Barlangi ásványok korábbi korhatározási eredményei*

Hazánk barlangjaiból származó ásványkiválásokon először FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1992) végeztek radiometrikus, alfa-spektrometriás uránsoros kormeghatározást. A Pál-völgyi- és Ferenc-hegyi-barlangban gyűjtött 12 kalcitminta közül csupán egy, a Ferenc-hegyi-barlangból származó borsókő bizonyult a módszer határának tekinthető 350 ezer évnél fiatalabbnak, kora  $300 \pm 59$  ezer év volt. Ezt a szerzők azzal magyarázzák, hogy a vizsgált borsókő a karsztvízszint süllyedésével, már légteressé vált barlangban, utólagosan vált ki. Méréseikből tehát arra következtettek, hogy a karsztvízszint a mai 160–165 m tszf. magasságban több mint 350 ezer éve tartózkodott. Pontosabb fejlődéstörténeti következtetésekre azonban nem jutottak.

LEÉL-ŐSSY SZ. (1997) a József-hegyi-barlang fejlődéstörténetének kutatása során a barlangból származó karbonátkiválásokon végzett uránsoros kormeghatározást, alfa-spektrometriás mérések alkalmazásával. A begyűjtött minták urántartalma 0,9–4,87 ppm volt. A vizsgált 52 karbonátkiválásból 25 bizonyult 350 ezer évesnél idősebbnek, de az egyensúlyi görbék alapján mindegyik 1,2 millió évesnél fiatalabbnak adódott. A mért koradatok alapján a József-hegyi-barlang legfelső járatai valószínűleg 450–500 ezer éve, esetleg 600 ezer évvel ezelőtt, a günz–mindel interglaciálisban kezdtek kialakulni (LEÉL-ŐSSY SZ. & SURÁNYI 2003). Az ásványkiválások képződési körülményeit, jelenlegi tengerszint feletti magasságukat és radiometrikus korukat figyelembe véve LEÉL-ŐSSY SZ. (1997) a vizsgált időszakra vonatkozóan megbecsülte a József-hegyi-barlang és így közvetve a Budai-hegység kiemelkedési sebességét, ami 0,15–0,3 mm/évnél adódott.

#### **Uránsoros kormeghatározás**

##### *Elméleti háttér*

Az elmúlt évtizedekben az uránsorozat szerinti korhatározás lett a barlangi kalcitlerakódások kormeghatározásának standard módszere. A módszer alapelveit és technikáját IVANOVICS & HARMON (1982) tárgyalja részletesen.

A Föld felszíni rétegeiben elterjedten található az  $^{238}\text{U}$ , valamint bomlási sorának leányelemei. A bomlás során az

$^{238}\text{U}$  több lépcsőben,  $\alpha$ - és  $\beta$ -bomlások sorozatával,  $^{234}\text{U}$ -en és  $^{230}\text{Th}$ -on keresztül stabil  $^{206}\text{Pb}$  izotóppá alakul. A természetben ezektől függetlenül  $^{232}\text{Th}$  is jelen van. Az urán- és tóriumizotópok gyakori nyom-alkotóelemek a legtöbb kőzetben. A kormeghatározás alapja, hogy az anyaizotópok vízben oldódnak, de leányelemeik nem. Oxidatív körülmények között az uránból VI-os oxidációs állapotú uranilion ( $\text{UO}_2^{2+}$ ) jön létre, ami vízben oldható vegyületeket, komplexeket [ $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$ ] képez (FAURE 1977). Ezzel szemben a tórium csak IV-es oxidációs állapotban stabil és vegyületei általában vízben oldhatatlanok. A tórium igen hamar hidrolizálódik és könnyen adszorbeálódik, elsősorban vízben oldhatatlan üledékek felszínén. A folyamat eredménye, hogy a kőzet oldódása során az urán oldatba megy, mobilizálódik és ezáltal elválik a tóriumtól, így az uránhoz képest a vizekben csak elhanyagolhatóan kis koncentrációban van jelen a tórium (GEYH & SCHLEICHER 1990). Ez igaz a talaj- és karsztvizekre is. Az utóbbiból kiváló képződményekben a kiválás során — ha nem tartalmaznak szennyeződésként agyag-szemcséket — csak a vízben oldott urán tud beépülni. A kormeghatározás szempontjából azt az időpontot tekintjük a kiváló kőzet keletkezési idejének, amittől kezdve a belső izotóptartalom változása csak a radioaktív bomlás eredménye.

Törmelékes fázistól mentes mintáknál a keletkezési idő a következő, atomszámokra felírt egyenlet alapján számítható (LUDWIG 2003, SURÁNYI 2005):

$$\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}} = \frac{\lambda_{238}}{\lambda_{230}} \left(1 - e^{-\lambda_{238}t}\right) + \frac{\lambda_{234}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} - \frac{\lambda_{238}}{\lambda_{234}}\right) \left(1 - e^{-\lambda_{234}t} e^{-\lambda_{230}t}\right)$$

ahol:

- $^{238}\text{U}$ : az  $^{238}\text{U}$ -izotóp mért atomszáma,
- $^{234}\text{U}$ : az  $^{234}\text{U}$ -izotóp mért atomszáma,
- $^{230}\text{Th}$ : a  $^{230}\text{Th}$ -izotóp mért atomszáma,
- $\lambda_{238}$ : az  $^{238}\text{U}$  bomlási állandója,
- $\lambda_{234}$ : az  $^{234}\text{U}$  bomlási állandója,
- $\lambda_{230}$ : a  $^{230}\text{Th}$  bomlási állandója,
- $t$ : a kőzet képződése óta eltelt idő.

Az izotóptartalom meghatározása történhet alfa- vagy tömegspektrometriával. Előbbi alkalmazhatóságának felső határa kb. 350 ezer év, míg az utóbbival ez kitolható 400–500 ezer évre. Idősebb vagy alacsony uránkoncentrációjú minták esetén a kormeghatározás pontossága csökken. Kutatásunk során ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) méréseket végeztünk, ami az alacsony U-Th koncentráció ellenére lehetővé tette kis mennyiségű, mindössze néhány gramm kőzet feldolgozását, így a mintagyűjtés során csak kis mennyiségű lemezes kalcit begyűjtésére került sor. A minták kémiai feldolgozása az MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport Radiometriai Laboratóriumában történt. A tömegspektrometriai méréseket az MTA Izotópkutató Intézetének ICP-MS laboratóriumában végeztük.

## Mintagyűjtés

Munkánkat megelőzően is végeztek már a rózsadombi barlangok egyes képződményein kormeghatározást (FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER 1992, LEÉL-ŐSSY SZ. 1997, LEÉL-ŐSSY SZ. & SURÁNYI 2003), így ezen adatok figyelembe vételével jelöltük ki a mintagyűjtési helyeket. Fontos azonban megjegyezni, hogy elsősorban lemezes kalcitok korolását tűztük ki célul, az ásvány karsztvízszinthez köthető képződése és a viszonylag egyszerű feldolgozhatósága miatt.

A Pál-völgyi-barlangban 148 m és 214 m tszf. magasság között fordul elő lemezes kalcit, így gyakorisága miatt innen gyűjtöttük be a mintákat, a legelső előfordulástól felfelé haladva, mivel elméletileg ezek a legfiatalabb kiválások. A kormeghatározás időbeli felső korlátját mindvégig szem előtt tartottuk, így a barlangban csak 175 m tszf. magasságig végeztünk mintagyűjtést, melynek során TAKÁCSNÉ BOLNER & KÁRPÁT (2000) térképét és TAKÁCSNÉ BOLNER (személyes közlés) magasságadatait használtuk. A lemezes kalcit a karsztvízszint tetején válik ki, majd lesüllyed az aljzatra és ott folytatódik a kiválás. Ez azt jelenti, hogy szükséges a barlangi termék méretének figyelembe vétele is, mivel nem tudhatjuk, hogy milyen vízállásnál kezdődött meg a ma aljzaton elhelyezkedő kiválások képződése. A barlang szerkezetéből, az olykor magas, de keskeny hasadékok jelenlétéből adódóan azonban sok esetben nehéz megállapítani az adott terem belméreteit, így jelenleg ezt nem vettük figyelembe. Ugyanakkor a mintagyűjtés az adott helyen található, helyzetéből adódóan valószínűleg legutóbbi kiválásból történt, ezzel biztosítva, hogy azt a pillanatot örökítjük meg, melyben a karsztvízszint elhagyta a járatot. A Pál-völgyi-barlangban gyűjtött minták helyét a 2. ábra mutatja és az I. táblázat foglalja össze.

A rózsadombi nagybarlangok közül a Szemlő-hegyi-barlangban (3. ábra) és a József-hegyi-barlangban is előfordul lemezes kalcitkiválás, bár jóval kisebb elterjedésben, mint a Pál-völgyi-barlangban. Ezeket is végeztünk kormeghatározást, bár csekély számuk miatt csak kvalitatív következtetésekre alkalmasak.

2007 januárjában fedezték fel a Citadella-kristálybarlangot (Gellért-hegy), melynek végpontján kis „karacsonyfa” található, 167 m-es tszf. magasságban. A kutatás keretén belül az innen származó, vékony lemeztöredékek kormeghatározása is megtörtént.

A Szemlő-hegyi- és a József-hegyi-barlangban, valamint a Citadella-kristálybarlangban gyűjtött minták kor- és magasságadatait a II. táblázat foglalja össze.

## Radiokémiai eljárás

A minta tóriumtartalma származhat az urán bomlásából, illetve bekerülhet törmelékes szennyeződésként, ami rontja a kormeghatározás megbízhatóságát, tehát a feldolgozás során először a minta ezen szennyeződésektől való mechanikai megtisztítása történt meg (5. ábra, c). A lemezes kalcit

**I. táblázat.** A Pál-völgyi-barlangból gyűjtött mintákon végzett radiometrikus korhatározás eredményei a korok 68%-os konfidenciaintervallumaival. Az előfordulások magasságadatait TAKÁCSNÉ BOLNER (személyes közlés) alapján tüntettük fel

**Table I.** Determined ages of cave rafts from the Pál Valley Cave with their 68% confidence levels. The altitudes above sea level are indicated after TAKÁCSNÉ BOLNER (personal communication)

Minta neve / Sample name	Gyűjtés helye / Location	Tszf. magasság (m) / Altitude a.s.l. (m)	Kor (ezer év) / Age (ka)	+ $\sigma$ (ezer év)/(ka)	- $\sigma$ (ezer év)/(ka)
P2	Óriás-kifli vége	161–162	338	22	18
P3	Ajándék-ág	161	408	74	25
P4	Kalcit-galéria	163–165	372	32	25
P5	Osztrigás folytatás	164–166	323	18	15
P6	Karfiol-terem	152–153,5	294	13	13
P7	Karfiol2 VB eleje	152–153,5	298	21	18
P8	VB	152–153,5	313	22	18
P9	VB első párhuzamos	152	286	33	27
P10A	Bergman-cső	148–149	282	19	27
P10B	Bergman-cső, törmelékből	148–149	286	24	20
P11	Mellkas szorító	151–152	296	24	19
P12	Y-folyosó	152–153	281	13	12
P13	Tollas-terem, Ny-i végpont	161	365	51	36
P14	Gyöngyös-átjáró	162–163,5	460	200	70
P15	Cserepes-folyosó	163–165	354	54	37
P16	Kút fölött	167	332	38	30
P17	Karácsonyfa	175	409	108	56
P18	Y-folyosó	152	288	26	21
P19	Műszer alatti	153–154	302	26	22
P20	K2 alatt, alsó létra alatt 5 m-rel	158	269	36	29
P21	Fodros folyosó, 1. oldalfülke	160	278	28	23
P24	Rockenbauer Pál-terem	164,5	512	?	151
P25	Rockenbauer Pál-terem	165	547	?	161

**II. táblázat.** A Szemlő-hegyi- és a József-hegyi-barlangban, valamint a Citadella-kristálybarlangban gyűjtött mintákon (Sz, J és C jelzéssel ellátott minták a fenti sorrendben) végzett korhatározás eredményei a 68%-os konfidenciaintervallumokkal, valamint a minták jelenlegi tengerszint feletti magasságai

**Table II.** Present-day elevation and determined ages of cave raft samples collected in the Szemlő Hill and József Hill Cave and Citadella Crystalcave (marked with Sz, J and C, respectively) with their 68% confidence levels

Minta neve / Sample name	Gyűjtés helye / Location	Tszf. magasság (m) / Altitude a.s.l. (m)	Kor (ezer év) / Age (ka)	+ $\sigma$ (ezer év) / (ka)	- $\sigma$ (ezer év) / (ka)
Sz1	Hosszú-folyosó	176	374	59	40
Sz2	liftakna mellett	175	415	98	54
Sz3	Hosszú-táró elágazás	178	442	185	68
Sz4	Óriás alja	172	295	23	19
Sz5	Hópalota	171	285	21	19
J1	Kinizsi pályaudvar	165	489	287	79
C1	Citadella-kristálybarlang	167	195	11	10

a karsztvízből válik ki, ezért a legtöbb minta törmelékes szennyeződéstől mentes volt, így csak az utólagosan ráradkódott agyagtól kellett megtisztítani őket. A mechanikai előkészítés során néhány grammos darabot vágtunk ki minden egyes mintából, amiből 1,5–2,5 g-nyit dolgoztunk fel.

Az oldásra kerülő minta tömegét 10 mg pontossággal mértük meg. Főzőpohárban, 1 mólos HCl-val történt a feltárás. Ilyen körülmények között a karbonátok maradék nélkül oldódnak, a törmelékes, agyagos szennyeződések azonban csak kis mértékben. Az oldatba  $^{229}\text{Th}/^{233}\text{U}$  nyomjelzőt juttattunk, aminek segítségével számítani tudtuk a későbbiekben a  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  izotóparányt. Az agyagos szennyeződések 0,45  $\mu\text{m}$  pórusméretű cellulóznitrát fecskendőszűrő segítségével távolítottuk el. Néhány esetben, mivel oldási maradékot nem hagyott a minta, a feldolgozás ezen lépésétől eltekintettünk. A szerves nyomok roncsolása legalább háromszoros, tömény  $\text{HNO}_3$ -as nedves bepárlással történt, az első után 8–10 csepp  $\text{H}_2\text{O}_2$  hozzáadásával. A bepárlások után 20 ml 8 M  $\text{HNO}_3$ -at, valamint 0,5 g vas-nitrátot ( $\text{Fe}(\text{NO}_3)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ ) adtunk hozzá és az utóbbi teljes feloldódásáig kevertettük az oldatot. Az urán és a tórium szétválasztása UTEVA gyanta segítségével, extrakciós kromatográfiával történt. A kapott elútmokot, melyek az uránt, ill. a tóriumot tartalmazzák, többszörösen  $\text{HNO}_3$ -val bepároltuk, fokozatosan csökkentve az oldat koncentrációját. Az eredmény kb. 600  $\mu\text{l}$   $\text{HNO}_3$ -as tóriumoldat és kb. 1300  $\mu\text{l}$  uránoldat volt, melyek tömegspektrometriás mérésre kerültek.

### Kormeghatározás és a mérések megbízhatósága

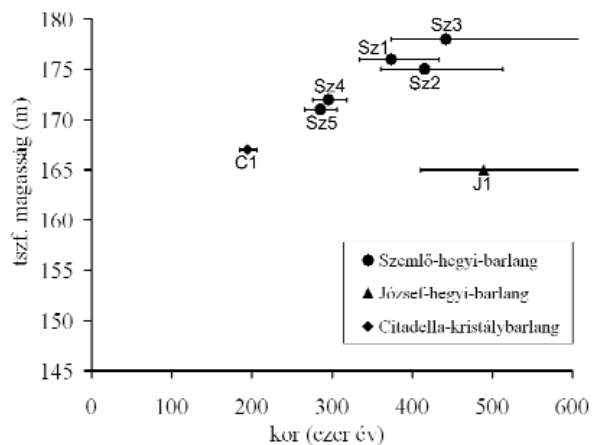
Az IPC-MS mérés segítségével a koregyszerűen szereplő mennyiségek mellett többféle izotópmennyiség, ill. izotóparány került meghatározásra az egyes mintákra vonatkozóan. A mért mennyiségeket különböző effektusok járulékaik terhelik, mint például a mérési eljárásból származó lineáris torzítás, a *mass bias* jelensége, melynek eredménye, hogy nagyobb tömegszámokon kisebb mennyiségeket mérünk a valóságnál. A mért értékek korrigálásánál figyelembe vettük a mérési hiba mellett a háttér, a *mass bias*, a szolvatáció és a nyomjelzőben szereplő egyéb ( $^{233}\text{U}$  és  $^{229}\text{Th}$  mellett előforduló) izotópok hatását is. Vizsgáltuk a minták  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  arányát, mivel a 20-szorosnál kisebb mennyiség tóriumos szennyeződésre utal. Ekkor figyelembe kell venni a kezdeti tóriumtartalmat is, ellenkező esetben eltekinthetünk az agyagos szennyeződések hatásától. A korhatározást és hibaszámítást a korrigált adatokból, Monte Carlo-módszerrel végeztük (I. SURÁNYI 2005).

### Kormeghatározási eredmények

A Pál-völgyi-barlangban összesen 23 mintát gyűjtöttünk (I. táblázat). Szükség esetén ismételt mintagyűjtést és korhatározást végeztünk. Néhány minta tömegspektro-

metriás mérése többször is megtörtént, így a mérések hibája jelentősen csökkenthető volt. Laborkörülményeink között az ICP-MS méréssel történő kormeghatározás alkalmazhatóságának felső határa 400–500 ezer év, ezért a Rockenbauer Pál-teremben gyűjtött mintákról (P24, 512 ezer; P25, 547 ezer év) csak annyit mondhatunk, hogy idősebbek 361, ill. 386 ezer évnél (68%-os konfidenciaszinten). Ugyanígy óvatosnak kell lennünk a Gyöngyös-átjáróban (P14), valamint az Ajándék-ágból (P3) és a Karácsonyfából (P17; 5. ábra, b) gyűjtött minták korával is.

A Szemlő-hegyi-barlangi minták esetén, a Hosszú-tárhoz elágazásánál (3. ábra; Sz3) gyűjtött lemezes kalcit kora (6. ábra) megközelíti a 450 ezer évet, így ennek is csupán az alsó korhatárát érdemes megjelölni, ami 374 ezer év.



6. ábra. A Szemlő-hegyi- és József-hegyi-barlangból, valamint a Citadella-kristálybarlangból származó lemezes kalcitminták kor és tszf. magasság diagramja a 68%-os konfidencia intervallumokkal

Figure 6. Determined ages (in ka) versus present-day altitude above sea level (m) of cave rafts from the Szemlő Hill and József Hill Caves and Citadella Crystal Cave with the 68% confidence levels

A József-hegyi-barlang karbonátos ásványkiválásain LEÉL-ŐSSY SZ. (1997) végzett uránsoros korhatározást, alfa-spektrometriás mérésekkel. A Kinizsi pályaudvarról (J1, 6. ábra) származó lemezes kalcit feldolgozásával a korábban meghatározhatatlan korúnak bizonyult minta képződési korát kívántuk meghatározni. A minta közel 500 ezer évesnek bizonyult, így a magas kor (II. táblázat) és a nagy bizonytalanság miatt ez a koradat sem tekinthető megbízhatónak, csupán annyit mondhatunk, hogy a kiválás idősebb 410 ezer évnél (68%-os konfidenciaszinten).

### Diszkusszió

#### Pál-völgyi-barlang

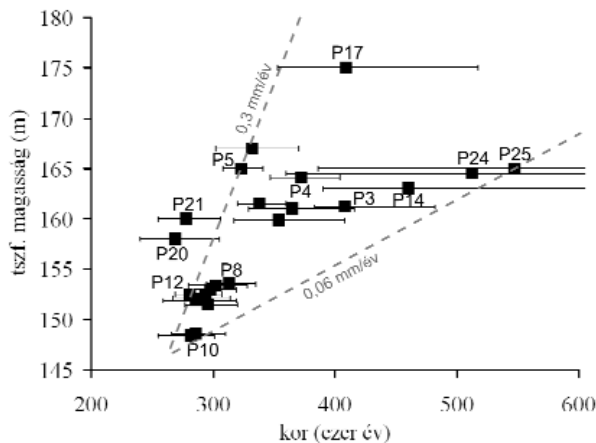
Korábban FORD & TAKÁCSNÉ BOLNER (1992) végeztek a Pál-völgyi-barlangban gyűjtött ásványkiválásokon uránsoros korhatározást, a lemezes kalcitok azonban minden esetben az alfa-spektrometriás módszer alkalmazhatósági határánál, 350 ezer évnél idősebbnek adódtak. Eredm-



nyeink összehasonlíthatósága érdekében mi is gyűjtöttünk a kalcit-galériából és a Gyöngyös-folyosóról lemezes kalcitkiválást (P4 és P14), melyek szintén idősebbek 350 ezer évnél.

A Pál-völgyi-barlangból származó minták koradatait egy kor-magasság diagramon ábrázolva (7. ábra) kirajzolódik a barlang kiemelkedéstörténete. A 148–154 m közötti magasságtartományban gyűjtött lemezes kalcitok radiometrikus kora kis hibával terhelt és nagyon rövid időtartományt fed le, ezért nagy biztonsággal megállapítható, hogy 310–280 ezer éve a karsztvízszint a jelenleg kb. 150 m tszf. magasságban elhelyezkedő folyosók és termek szintjén volt.

A rózsadombi nagybarlangok fő járatszintjét jelentő 155–165 m-es magasságból származó lemezes kalcitok koradatai ugyanakkor széles, több mint 200 ezer éves időintervallumot fednek le, kb. 500–270 ezer év között. Ez önmagában jelenthetne hosszasan stagnáló karsztvízszintet,



7. ábra. A Pál-völgyi-barlangban gyűjtött lemezes kalcitok megbízhatóan minősített koradataiból (68%-os konfidencia intervallumokkal) elkészített kor és tszf. magasság diagram alapján a területen 0,07 mm/év-es átlagos kiemelkedés jellemző. Elfogadhatóbb becslést kapunk a korok „burkológörbéi” alapján (P12–P5, illetve P10–P25), melyeket szaggatott vonallal jelöltünk. További részletek a szövegben

Figure 7. U/Th ages (with the 68% confidence levels) versus present-day elevation of the cave raft samples from the Pál Valley Cave. An average uplift rate of 0.07 mm/y was obtained. A more reasonable estimation is given by the envelopes of the age cluster marked with dashed lines (samples P12–P5 and P10–P25). For details, see text

azonban a fentiekben arra a következtetésre jutottunk, hogy 310–280 ezer éve a karsztvízszint a mai 150 m-es magasságban volt. Ez legegyszerűbben úgy magyarázható, hogy 500–310 ezer évre vonatkozóan egy stagnáló karsztvízszintet tételezünk fel, ami tükrözi a hegység legfeljebb csekély mértékű emelkedését. Ezt valószínűleg gyors kiemelkedés követte, a lemezes kalcitok koradatai alapján 310–280 ezer éve a karsztvízszint a ma 150 m magasságban lévő járatok szintjén volt. A 158–160 m közötti fiatal mintákra magyarázatot adhat egy hirtelen vízszintemelkedés, ami azonban megkérdőjelezné azon alaphipotézisünket, mely szerint az erózióbázis tengerszint feletti magassága jelentősen nem változott a vizsgált időszakban.

A P20-as és P21-es minták, melyek a vízszint emelkedésére utalnak, a barlang Budai Márgában kioldódott járataiból származnak, szemben a többi, Szépvölgyi Mészakőből vett mintával, ezért szükségesnek tartjuk több innen származó minta vizsgálatát, s jelenleg nem tekintjük meg ezek koradatait megbízhatónak. Így a karsztvízszint állandóságára vonatkozó alapfeltevésünket nem kell elvetnünk.

A legmagasabban a P17 mintavételi helye van (Karácsonyfa), melynek radiometrikus kora 409 ezer (+108 ezer, –56 ezer) év, a többi mintagyűjtési helytől viszonylag távol helyezkedik el (2. ábra). Hasonló korú képződményeket találunk 10 m-rel alacsonyabb tszf. magasságban a barlang egyéb részein (pl. Ajándék-ágból származó P3-as minta). Mivel ebből a magasságtartományból csak ez az egy koradat származik, nem tekinthetjük szignifikánsnak, ezért a kiemelkedési ráta becslésekor sem vettük figyelembe.

A fentiek értelmében a Pál-völgyi-barlangból származó, összesen 23 lemezes kalcitminta kora közül 20 használható fel a kiemelkedési tendencia becslésére. Ezek közül az idősebb szintekből származó minták (P14, P24, P25) kora csupán tájékoztató jelleggel vehető figyelembe.

### Szemlő-hegyi-barlang

A Szemlő-hegyi-barlangból származó lemezes kalcitok közül az alacsonyabban elhelyezkedő minták méréseink szerint jelentősen fiatalabbak, mint a néhány méterrel magasabban találhatóak (II. táblázat). A minták származási helye között azonban csak néhány méter függőleges különbség van, a korok mégis széles időtartományt fednek le (6. ábra). Ez, és az a tény, hogy a Szemlő-hegyi-barlang járatai helyenként a 40 m-es függőleges kiterjedést is eléri, arra utalnak, hogy a Pál-völgyi-barlanghoz hasonlóan a járatokat hosszú ideig, folyamatosan kitöltötte a karsztvíz.

### Citadella-kristálybarlang

A 2007 januárjában felfedezett Citadella-kristálybarlangban a számos gipszképződmény mellett lemezes kalcitkiválás is található. A 167 m tszf. magasságból származó minta 195 ezer (+11 ezer, –10 ezer) éves, jelentősen fiatalabb, mint a rózsadombi barlangok hasonló magasságban lévő lemezes kalcitjai. Ennek oka lehet az eltérő barlanggenetika, valamint a rózsadombtól különböző neotektonikai viszonyok.

### Következtetések

A Pál-völgyi-barlangban gyűjtött lemezes kalcitok megbízhatóan minősített koradataiból elkészített kor-magasság diagram alapján a barlangban ~500–310 ezer év közötti intervallumban a mai 160–165 m közötti járatszinten volt a karsztvízszint (7. ábra). A kor- és magasságadatokat alapján mintegy 260 ezer év alatt kb. 18,5 m-t emelkedett a

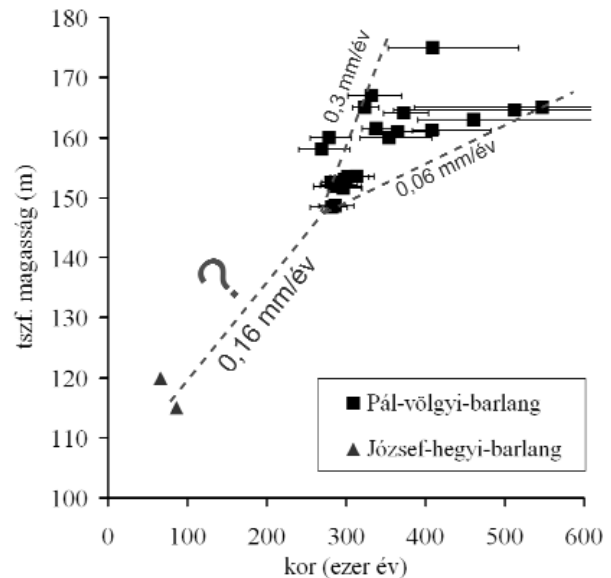
terület (P10A, B és P16 magasságadatai alapján), ez átlagosan 0,07 mm/év-es kiemelkedési rátát jelent. A magasabban elhelyezkedő kalcitlemezek korának nagy szórása miatt ennél lassabb és gyorsabb kiemelkedés is elképzelhető. Megbízhatóbb a P12–P5, illetve a P10–P25 minták által meghatározott, a 7. ábrán látható korok „burkológörbéje”. Ezek alapján az 500–280 ezer éves intervallumban a kiemelkedés sebessége 0,06–0,3 mm/év között lehetett.

Ezt követően felgyorsult a hegység emelkedése. Az elméletileg lehetséges maximális sebességet a P5 (323 ezer év, 165 m) és P8 (313 ezer év, 153 m) minták adataiból számolhatjuk (7. ábra). Ezek szerint 10 ezer év alatt kb. 1,2 mm/év-es sebességgel emelkedhetett a terület 323–313 ezer évvel ezelőtt.

Az általunk vizsgált szűk magasságtartomány csak az 500–250 ezer év közötti intervallumra vonatkozóan szolgál adatokkal. LEÉL-ŐSSY SZ. (1997) méréseit is felhasználva azonban az adatbázisunk kiegészíthető volt. A József-hegyi-barlang legaljáról, az Üvegpalota teremből 115 és 120 m-es tszf. magasságból származó lemezes kalcitok 86 ezer és 66 ezer évesek. Ezek és a Pál-völgyi-barlang 155 m alatti mintái 0,16 mm/év-es kiemelkedést mutatnak a ~280–70 ezer éves intervallumban (8. ábra). Kérdéses, hogy a két barlangból származó koradatok kezelhetők-e egységes rendszerként. A Szemlő-hegyi-barlangban a ~300–450 ezer éves minták 171–178 m tszf. magasságban találhatóak (6. ábra), szemben a Pál-völgyi-barlanggal, ahol 160–165 m között fordulnak elő.

A fentiek értelmében, a Pál-völgyi-barlang lemezes kalcit előfordulásainak radiometrikus korai alapján, a klimatikus hatások figyelmen kívül hagyásával a Budai-hegység szakaszos kiemelkedése valószínűsíthető. 500–310 ezer évvel ezelőtt lassú emelkedés jellemezte a területet, ami a karsztvízszint helyzetének állandóságában nyilvánul meg. A 280–70 ezer éves intervallumban gyorsabban, átlagosan 0,16 mm/év-es ütemben emelkedett a terület, amennyiben a barlangok esetleges differenciált tektonikus mozgását nem vesszük figyelembe. Az elérhető csekély adatmennyiség miatt azonban erre az időszakra pontosabb információink nincsenek.

RUSZKICZAY-RÜDIGER és szerzőtársai (2005c) az irodalomban fellelhető koradatok felhasználásával tettek becslést a Budai-hegység emelkedési rátájára. 360 ezer évtől napjainkig az édesvízi mészkő szintek alapján 0,18 mm/év-es, a Duna-teraszok alapján pedig 0,14 mm/év-es kiemelkedési rátát számítottak, ami jól egyezik a 280–70 ezer évre vonatkozó 0,16 mm/év-es becslésünkkel. Ugyanakkor adatainkból az derül ki, hogy RUSZKICZAY-RÜDIGER és szerzőtársai (2005b) felvetésével ellentétben nem 360 ezer éve,



8. ábra. Az irodalmi adatokat (LEÉL-ŐSSY SZ. 1997) is felhasználva a 280–70 ezer éves intervallumra átlagosan 0,16 mm/év-es emelkedés lehetett jellemző. A korolható minták hiánya miatt azonban erről az időszakról pontosabb információink nincsenek

Figure 8. Using published ages (LEÉL-ŐSSY SZ. 1997), an average uplift rate of 0.16 mm/y was calculated for the period of 280–70 ka. However, the reliability of this estimate is rather limited due to the lack of datable material in the corresponding cave levels

hanem valamivel később, kb. 320–310 ezer éve gyorsulhatott fel a Budai-hegység kiemelkedése. Eredményeink jó egyezést mutatnak LEÉL-ŐSSY SZ. (1997) következtetéseivel, melyek 0,15–0,3 mm/év közötti kiemelkedési sebességet valószínűsítenek. A korábbi geokronológiai adatok azonban jelentős bizonytalansággal terheltek, ezért a koradatok közvetlen összevetése további vizsgálatok tárgyát képezi.

## Köszönetnyilvánítás

A kutatást a T 049713, NK 60445 és F 043715 ny. számú OTKA projektek, valamint a Nemzeti Kutatási és Technológiai Hivatal támogatta. Köszönjük az MTA Izotópkutató Intézetének az ICP-MS mérési lehetőséget. Külön szeretnénk megköszönni TAKÁCSNÉ BOLNER Katalinnak a lemezes kalcit előfordulások magasságadatait, valamint a Közép-Duna-völgyi Környezetvédelmi, Természetvédelmi és Vízügyi Felügyelőségnek a mintagyűjtés engedélyezését és munkánk támogatását. Köszönet illeti bírálóinkat, RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófiát és BRADÁK Balázst. Észrevételeik és hasznos tanácsaik jelentősen segítséget nyújtottak a kézirat javításában.



## Irodalom — References

- BADA, G. & HORVÁTH, F. 2001: On the structure and tectonic evolution of the Pannonian Basin and surrounding orogens. — *Acta Geologica Hungarica* **44/2–3**, 301–327.
- BADA, G., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S., COBLENTZ, D. D. & TÓTH, T. 2001: The role of topography induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin. — *Tectonics* **20**, 343–363.
- BADA G., DÖVÉNYI P., HORVÁTH F., SZAFIÁN P. & WINDHOFFER G. 2007: Jelenkori feszültségtér a Pannon-medencében és alpi-dinári-kárpáti környezetében. — *Földtani Közlemények* **137/3**, 327–359.
- BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
- BALLY, A. W. & SNELSON, S. 1980: Realms of subsidence. — In: MIALL, A. D. (eds): *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence*. *Canadian Society of Petroleum Geology, Memoirs* **6**, 9–75.
- BÖGLI, A. 1965: The role of corrosium by mixed water in cave forming. — In: STEKL O. (eds): *Problems of the Speleological Research, Czechoslovakia. Academy of Science, Prague*, 125–131.
- FAURE, G. 1977: *Principles of isotope geology*. — Wiley New York 197–225.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., BENKOVICS, L. & GYÖRFI, I. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Carpatho–Pannonian region: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, B., JOLIET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds) *The Mediterranean basins: Tertiary extensions within the Alpine orogen*. *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 295–334.
- FORD, D. C. 1995: Some thoughts on hydrothermal caves. — *Cave and Carst Science* **22/3**, 107–118.
- FORD, D. C. & TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1992: Abszolút kormeghatározás és stabil izotóp vizsgálatok budai barlangi kalcitmintákon. — *Karszt és Barlang* **1991/I–II**, 11–18.
- GÁBRIS, GY. 1994: Pleistocene evolution of the Danube in the Carpathian Basin. — *Terra Nova* **6/5**, 495–501.
- GEYH, M. A. & SCHLEICHER, H. 1990: *Absolute Age determination: Physical and Chemical Dating Methods and Their Application*. — Springer-Verlag, 503 p.
- GRENERCZY, GY. 2000: Present-day tectonics at the Pannonian basin and its surroundings inferred from space geodesy. — *Doktori értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest*, 122 p.
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model of the formation of the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **226**, 333–357.
- HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. — *Tectonophysics* **266**, 287–300.
- HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETINGH, S. 2006: Formation and deformation of the Pannonian Basin: Constraints from observational data. — In: GEE, D. G. & STEPHENSON, R. A. (eds): *European Lithosphere Dynamics*. *Geological Society, London, Memoirs* **32**, 191–206.
- HORVÁTH J. 1965: A Szemlőhegyi-barlang 1961–1962. évi felmérése. — *Karszt és Barlang* **1965/I**, 21–30.
- IVANOVICS, M. & HARMON, R. 1982: *Uranium series disequilibrium: applications to environmental problems*. — Clarendon Press, Oxford, 571 p.
- JASKÓ S. 1948: A Mátyás-hegyi-barlang. — *MÁFI Évi Jelentése B. Beszámoló a vitauilésekről* **10**, 133–141.
- JOÓ, I. 1992: Recent vertical surface movements in the Carpathian basin. — *Tectonophysics* **202/2–4**, 129–134.
- JOÓ I. 1998: Magyarország függőleges irányú mozgásai. — *Geodézia és Kartográfia* **50/4**, 3–8.
- JOÓ I. 2003: A Kárpát-régió jelenkori függőleges irányú mozgásai vizsgálatának eredményei és problémái. — *Geodézia és Kartográfia* **55/2**, 12–15
- LÁNG S. 1955: A Mátra és a Börzsöny természetföldrajza. — *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 512 p.
- LEÉL-ŐSSY S. 1957: A Budai-hegység barlangjai. — *Földrajzi Értesítő*, **VI**, 155–167.
- LEÉL-ŐSSY SZ. 1997: A József-hegyi-barlang (Budapest) geológiai viszonyai, fejlődéstörténete és a Rózsadomb környéki termálkarsztos barlangok genetikája. — *Kandidátusi értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest*, 114 p.
- LEÉL-ŐSSY, SZ. & SURÁNYI, G. 2003: Peculiar hydrothermal caves in Budapest, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **46/4**, 407–436.
- LUDWIG, K. 2003: Mathematical-Statistical Treatment of Data and Errors for <sup>230</sup>Th/U Geochronology. — *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **52**, 631–656.
- MAGYARI Á. 1995: Késő eocén hidraulikus breccsásodási jelenségek a Budai-hegység D-i részén. (Late Eocene hydraulic rebrecciation in the Southern Buda Mountains.) — *Földtani Közlemények* **124/1**, 89–107.
- NOSZKY J. id. 1935: Adatok a Visegrádi Dunaszoros teraszképződményeinek geológiai ismeretéhez. — *Földtani Intézet Évi Jelentés* **1933–1935**, 1523–1563.
- PÁVAI VAJNA F. 1938: Az 1938. évi budapestkörnyéki kiegészítő geológiai felvételi jelentésem. — *Földtani Intézet Évi Jelentés*. **1936–1938. évekről**, 399–438.
- PÉCSI M. 1956: Újabb völgyfejlődéstörténeti és morfológiai adatok a Dunavölgy Pozsony (Bratislava) – Budapest közötti szakaszáról. — *Földrajzi Értesítő* **5**, 21–41.
- PÉCSI M. 1959a: *A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.
- PÉCSI M. 1959b: A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Dunavölgy magyarországi szakaszán. — *Geofizikai Közlemények* **VIII/1–2**, 73–83.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS. 2007: Tectonic and climatic forcing in Quaternary landscape evolution in the Central Pannonian Basin: A quantitative, geomorphological, geochronological and structural analysis. — *Doktori értekezés, Vrije Universiteit, Amsterdam*, 149 p.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., DUNAI, T. J., BADA, G., FODOR, L. & HORVÁTH, E. 2005a: Middle to late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend, (Pannonian Basin) using in situ produced <sup>3</sup>He. — *Tectonophysics* **410**, 173–187.

- RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS., DUNAI T., FODOR L., BADA G., LEÉL-ŐSSY SZ. & HORVÁTH E. 2005b: A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén  $^3\text{He}$  kitétségi kor mérések alapján. — *Földtani Közlöny* **135/3**, 373–403.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., FODOR, L., BADA, G., LEÉL-ŐSSY, SZ., HORVÁTH, E., & DUNAI, T. J. 2005c: Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. — *Tectonophysics* **410**, 157–172.
- SCHEUER GY. & SCHWEITZER F. 1988: A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. — *Földrajzi Tanulmányok* **20**, 129 p.
- SURÁNYI G. 2005: Módszerfejlesztés az  $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$  izotóparány mérésén alapuló uránsoros kormeghatározás terén. — *Doktori értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest*, 93 p.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. 2003: Pál-völgyi-barlang. — In: SZÉKELY K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai. *Mezőgazda Kiadó*, 426 p.
- TAKÁCSNÉ BOLNER, K. & KÁRPÁT, J. 2000: Pálvölgyi-Mátyáshegyi barlangrendszer. — *Országos Barlangnyilvántartás*.
- VARGA P. 1985: Mészturbidites betelepülések a budai márgában és a tardi agyagban. — *Őslénytani Viták* **31**, 93–99.
- VIRÁG M., MÁDLNÉ SZÓNYI J., MINDSZENTY A., ZIHNÉ PERÉNYI K., LEÉL-ŐSSY SZ., ERŐSS A. & SIKLÓSY Z. 2009: Az urbanizáció hatása a budai barlangok csepegő vizeire a Szemlő-hegyi-barlang példáján. — *Karsztféjődés XIV. Szombathely* (23 p.) (in press)
- WEIN GY. 1977: A Budai-hegység tektonikája. — *Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi kiadványa, Budapest*, 76 p.
- Kézirat beérkezett: 2008. 10. 24.

## Az impakt szerkezetek helye a földtudományokban I.: A földi meteoritkráterek általános jellegzetességei és eloszlási jellemzői

MIHÁLYI Krisztián<sup>1</sup>, GUCSIK Arnold<sup>2,3</sup>, SZABÓ József<sup>1</sup>, HARGITAI Henrik<sup>4</sup>, KERESZTURI Ákos<sup>5,6</sup>,  
BÉRCZI Szaniszló<sup>7</sup>, NAGY Szabolcs<sup>8</sup>

<sup>1</sup>Debreceni Egyetem, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék, H-4032, Debrecen, Egyetem tér 1., Pf. 9., e-mail: k.mihalyi@freemail.hu

<sup>2</sup>Max Planck Institute for Chemistry, Department of Geochemistry, Joh.-J.-Becherweg 27., Mainz, D-55128, Germany

<sup>3</sup>Nyugat-Magyarországi Egyetem, Savaria Egyetemi Központ, Természetföldrajzi Tanszék, H-9700, Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4.

<sup>4</sup>ELTE TTK, Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport, 1117, Budapest, Pázmány P. st. 1/a

<sup>5</sup>Collegium Budapest, Institute for Advanced Study, 1014, Budapest, Szentháromság u. 2.

<sup>6</sup>Magyar Csillagászati Egyesület, 1114, Budapest, Bartók Béla út 11–13.

<sup>7</sup>ELTE TTK, Általános Fizika Tanszék, 1117, Budapest, Pázmány P. st. 1/a

<sup>8</sup>ELTE TTK, Kézeltani és Ásványtani Tanszék, 1117, Budapest, Pázmány P. st. 1/c

### *Role of impact structures in earth sciences I: General features of terrestrial impact structures and their distributions*

#### Abstract

Impact craters are among the most common surface elements on the surfaces of the Earth-type planets, moons, asteroids and even on the comets. Morphological characteristics of these craters are well known, but their recognition on Earth is problematic because of erosional processes and vegetation cover of the surface. Their distributions are also important because crater-distributions show relative ages of different planet surfaces, which are comparable to other planet surfaces. Generally, it can be said that the larger the numbers of impact craters, the older the surface (assuming nearly continuous and similar cratering rates on different planet surfaces). Geographical distribution of meteorite craters on Earth's surface not only determined by cratering rates, but also modified by continent drifting (plate tectonics) and various post-impact erosional mechanisms (fluvial and aeolian processes, mass movements, sediment covering, etc.). Crater morphology also useful to study surface geology and other surface conditions of the planets.

Unequal distributions (different crater/area ratios on different surfaces) of terrestrial meteorite craters (by diameter and age) on different continents implies undiscovered meteorite craters (assuming similar cratering rates), or different rates of crater erosion.

*Keywords: meteorite craters, impact structures*

#### Összefoglalás

A becsapódási kráterek a legközönségesebb felszíni morfológiai elemek közé tartoznak a Föld-típusú bolygókon, a holdakon, a kisbolygókon, sőt, még az üstökösökön is. Ezen kráterek morfológiai jellegzetességei jól ismertek, de kimutatásuk a Földön nehézkes, a viszonylag gyors eróziós folyamatok és a felszín növényborítottsága miatt. Az eloszlásuk ugyancsak fontos, mert a krátereloszlások utalhatnak a különböző bolygófelszín-részletek relatív korára, amelyek összehasonlíthatóak más bolygók felszíneivel. Általánosságban elmondható, hogy minél több kráter van egy felszínen, annál idősebb (nagyjából állandó és hasonló mértékű kráterképződési intenzitást feltételezve a különböző égitesteken). A földi meteoritkráterek földrajzi eloszlását azonban nem csak a kráterképződési intenzitás határozza meg, módosítják azt a kontinensvándorlás (lemeztektonika), valamint a változatos eróziós folyamatok, amelyek a képződött kráterre hatnak (fluvialis és eolikus lepusztulás, tömegmozgások, üledékkel történő betemetődés stb.). A krátermorfológia segítséget nyújthat továbbá a bolygók felszíni geológiájának és egyéb jellegzetességeinek tanulmányozásához is. A földi meteoritkráterek nem-egyensúlyi eloszlásai (eltérő kráter/felületegység arányok a különböző felszíntípusokon) utalhatnak továbbá még fel nem fedezett meteoritkráterek léteire (egységes kráterképződési intenzitást feltételezve), vagy eltérő mértékű krátererózióra.

*Tárgyszavak: meteoritkráterek, impakt-szerkezetek*

#### Bevezetés

A meteoritkráterekkel kapcsolatos kutatások a 20. század második felétől, az űreszközök terjedésével párhuzamosan lendültek fel, habár már az ezt megelőző évtize-

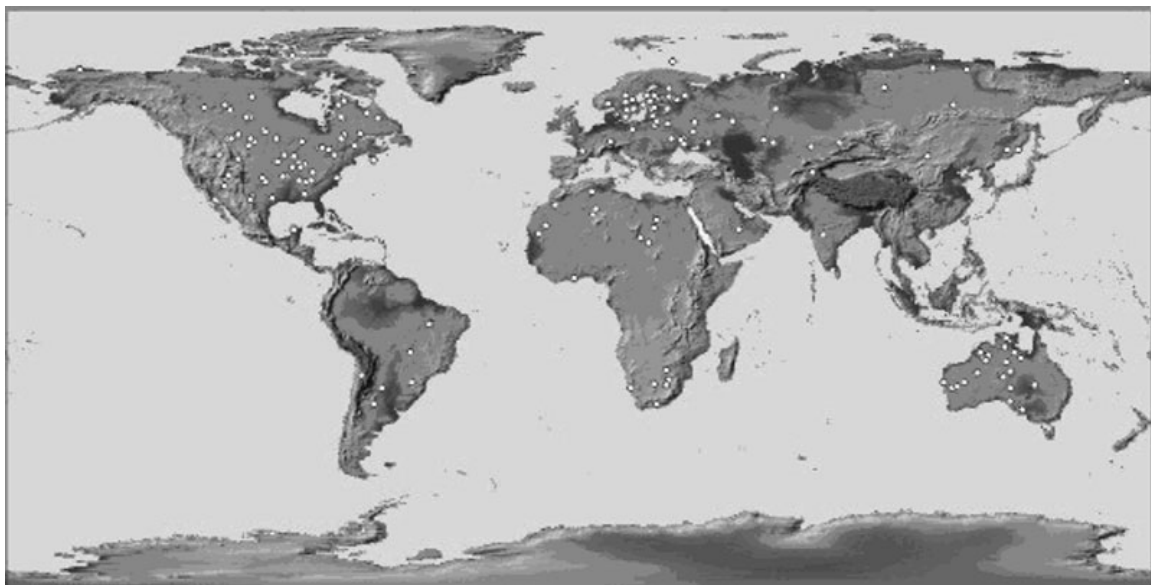
dekben (sőt, évszázadokban) is foglalkoztak érintőlegesen a témával. A legelső magyarázatok a 17. században születtek a kráterek eredetére vonatkozóan: az angol fizikus, Robert HOOKE megfagyott, majd pedig beomlott gázbuborékoknak tartotta a holdi krátereket (BÉRCZI et al. 2005). Utána pedig

az a nézet terjedt el, hogy a holdi kráterek vulkáni eredetűek. Ennek a nézetnek még a 20. század első felében is voltak hívei. Az 1870-es évek második felében merült fel először ezen körszimmetrikus formák esetén az esetlegesen becsapódásos eredet (BÉRCZI et al. 2005). A 20. század második felében egyre részletesebb laborkísérletek (pl. Ames Vertical Gun Range), fotogeológiai elemzések, valamint az egyes égitesteken (Vénusz, Merkúr, Mars, Hold) végrehajtott helyszíni mérések, ill. a földre visszahozott holdi kőzetminták bizonyítékot szolgáltatottak arra, hogy a becsapódásos folyamatok jelentős szerepet játszottak az égitestek korai fejlődéstörténetében. Ezzel párhuzamosan a földi meteoritkráterek tudományos jelentősége is megnőtt, amely együtt járt a felfedezett földi kráterek számának emelkedésével is: az 1930-as években még tíznél kevesebb becsapódásos kráter volt ismert a Földön, 1966-ra azonban már több mint 30 meteoritkráter tartottak nyilván (GREELY 1985). A további kutatások eredményeként, amelyek által meghatározhatóvá váltak a meteoritkráterek legjellemzőbb ismérvei, gyorsan nőtt a felfedezések száma: jelenleg 176 darab, bizonyítottan becsapódásos eredetű kráter ismert a Földön (Earth Impact Database 2009, SPRAY 2009 — 1. ábra). Mindezek mellett az egyéb adatbázisok (pl.: *SEIS database*; *omzg.sccc.ru*) még kb. 600–700 formát tartanak számon, amelyek kapcsán a becsapódásos eredet sem zárható ki teljesen. Azonban ennek bizonyításához jól meghatározott ásványtani és geokémiai bizonyítékok kellene.

Az 1970-es és az 1980-as évek fordulóján olyan feltevések és eredmények is napvilágot láttak, amelyek arra utaltak, hogy a becsapódások nem csak a bolygók (konkrétan a Föld) korai fejlődéstörténetében játszottak szerepet, és nem csak geológiai-geokémiai szempontból jelentősek. ALVAREZ et al. 1980 júniusában publikálták a *Science*-ben, a napjainkig is alapvetésnek számító cikküket, amelyben a kréta–tercier határán (rövidítve: K–T határ, ma kréta–paleocén), 65 millió éve bekövetkezett tömeges kihalást

összefüggésbe hozták egy globális hatású és katasztrofális meteoritbecsapódással (amely kihalásnak legismertebb vonatkozása a dinoszauruszok 65 millió évvel ezelőtti eltűnése és az emlősök diverzitásának egyidejű növekedése). Itt azonban hozzá kell tenni rögtön azt is, hogy a becsapódáson kívül egyéb lehetséges kiváltó/befolyásoló tényezők is közrejátszhattak a kihalásban. Elméletüket a Föld több, egymástól távoli pontján (pl.: Dánia, Olaszország, Franciaország, Tunézia, Mexikó), a K–T határokon fellelhető, sokszor csak centiméteres vastagságú agyagrétegek nagyon magas iridiumtartalmára alapozták. Véleményük szerint ilyen magas iridiumkoncentráció (még hozzá globális elterjedésben) csakis kozmikus eredetű test becsapódásából származhatott. Ez a kráter a kb. 180 km átmérőjű, 65 millió éves Chicxulub-meteoritkráter, félig a Yucatán-félszigeten, félig a Mexikói-öbölben található, amely kapcsán először Glen PENFIELD utalt a lehetségesen becsapódásos eredetre az 1970-es évek végén (olajkutatások során fedezték fel a szerkezetet), majd pedig az 1990-es évek elején kötötték egyértelműen a K–T réteghatár agyagrétegeit (és a K–T kihalást is) a chicxulubi becsapódáshoz. Mindezek után az addig sokat támadott elmélet jobbára elfogadást nyert tudományos körökben és felhívta a figyelmet arra, hogy a becsapódások, habár a jelenlegi valószínűségük rendkívül csekély (főleg a Chicxulub nagyságúaké: statisztikailag 100 millió évente), még akár napjainkban is drasztikus behatásként érhetik a bolygókat, köztük a Földet is, annak ellenére, hogy az ilyen események főleg az égitestek korai fejlődéstörténetére voltak jellemzőek (SAUNDERS & WHITE 2005).

Ezzel párhuzamosan fontos eredmények születtek az egyéb földi meteoritkráterek geológiai-geokémiai jellegzetességeit illetően is. A becsapódásos formák geomorfológiai vonatkozásainak vizsgálatai azonban háttérbe szorultak. A jelen tanulmány sorozatnak célja pont ezen hiányosságok részbeni pótlása, amely remélhetőleg egy hosszú kutatási sorozatnak csupán az első lépéseit jelenti majd,



1. ábra. A jelenleg ismert földi meteoritkráterek (Earth Impact Database 2008)

Figure 1. The currently known terrestrial impact structures (Earth Impact Database 2008)

mert napjainkra egyértelműen bebizonyosodott, hogy ez a téma sok új eredménnyel gazdagíthatja úgy a geomorfológiát, mint a geológiát, sőt még akár az evolúcióbiológiát is.

A becsapódásos kráterek a Naprendszer szilárd felszínrel rendelkező égitesteknek nagy részén a legáltalánosabb felszíni formaelemnek tekinthetők. Közös jellemzőjük a körszimmetrikus megjelenés, amely azonban nem feltétlenül szükséges: a ferdeszögű becsapódások (kb. 5–10 fok alatt) (SCHERLER et al. 2006), illetve a becsapódás utáni (poszt-impakt) geológiai folyamatok, amelyek nem kizárólag a becsapódás következményei vagy utóhatásai (de amelyekre az impakt szerkezet jellegzetességei is befolyással lehetnek), módosíthatják ezt a körszimmetrikus megjelenést, ovális vagy elliptikus krátert eredményezve. Azokon az égitestfelszíneken és felszínrészleteken, ahol a felszín-újraformálódás és az eróziós hatások nem jelentősek, a krátereloszlások utalhatnak az adott felszíndarab relatív korára.

A földi impakt szerkezetek, esetében is kimutathatóak bizonyos törvényszerűségek a földrajzi helyzet-, méret (átmérő)-, ill. a kor szerinti eloszlásokat illetően (MIHÁLYI & GUČSIK 2008), annak ellenére, hogy bolygónk geológiailag igen aktív, illetve jelen ismereteink szerint meteoritkráterekben rendkívül szegény égitestnek számít. Ebben a kráter-szegénységben bolygónk geológiai aktivitása mellett a légkörnek is jelentős szerepe van: közegellenállásával felemészti a kisebb meteorokat, vagy szétdarabolódásra (fragmentálódás) készíti őket a lefelé egyre sűrűbbé váló atmoszférán való áthaladás alatt. Ez az ún. *cut off size*, magyarul a *levágási mérethatár* (BÉRCZI et al. 2005), amely alatt a meteorit nagy valószínűséggel már nem éri el egy darabban a felszínt (ez a mérethatár nagyban függ a becsapódó test anyagi minőségétől). Ennek eredményeként a kisebb meteoritok elégnak a légkörben, vagy felszínt érnek (ez igazából még nem nevezhető becsapódásnak, inkább csak lehullásnak, a valódi becsapódások sebessége néhány km/s-nél kezdődik és egészen 72 km/s-ig emelkedhet), de nagyon lelassul és széttöredezve. Az így keletkező törmelék pedig sok, de igen kisméretű krátert hoz létre (méteres, ill. néhányszor tíz- vagy százméteres átmérőjű kráterekből álló krátermezők, ~5–100 kráterrel), amelyek erózióval szembeni ellenálló képessége kisebb, mint ha az adott meteorit egy darabban csapódott volna be, egyetlen, nagyobb méretű meteoritkrátert alakítva ki ez által. Ilyen krátermezők a Földön is ismertek: a Kaali-járv (Észtország), Morasko (Lengyelország), Henbury (Ausztrália), Szihote Aliny (Oroszország). Ezek mellett meg kell még említeni a kettős kisbolygók (kisbolygó és „holdja”) becsapódása által kialakított kettős krátereket is, pl.: Kara- és Ust Kara-kráter (Észak-Oroszország), Clearwater West- és East (Kanada), Nördlingen-Ries- és a Steinheim-kráter (Németország).

Habár bolygónk becsapódásos kráterekben rendkívül szegény (a Naprendszer ismert, szilárd felszínrel rendelkező égitestei közül az egyik leggyéribben kráterezett), az a lehetőség, hogy impakt formái testközlelől tanulmányozhatóak (helyszíni vizsgálatokkal), nagymértékben segíti a kráterképződés és kráterlepusztulás mechanizmusának a

megértését, amely mechanizmusok (illetve azok nyomai) azután összevethetőek az egyéb égitestek krátereinek jelenleg megfigyelhető jellegzetességeivel, tovább bővítve és finomítva ez által az ismereteket.

A becsapódások alkalmával lejátszódó fizikai és geokémiai folyamatok kísérleti vizsgálatára a hidegháborús kísérleti atomrobbantások megfigyelése adott elsőként lehetőséget.

A becsapódási kráterek leginkább sajátos lepusztulási formája a légkör nélküli égitesteken a mikrometeorit-becsapódások okozta ún. „kozmosz erózió”, mely lassan és egyenletesen pusztítja le formájukat. Itt tehát a kráterek lepusztulását más kráterek kialakulása okozza. A Marson a krátereket erodáló defláció, a folyóvízi vonalas és areális erózió, illetve a száraz és fluidizált tömegmozgási folyamatok mellett a becsapódási erózió (a kisebb kráterek hatása) is megtalálható, mivel az egyes kráterek felszíni kitettségi kora igen nagy, így statisztikailag említésre méltó esély van rá, hogy újabb impaktorok (meteoritok) hulljanak területére; másrészt a kráter számtalan éghajlati periódust is a felszínen maradvá élhet át.

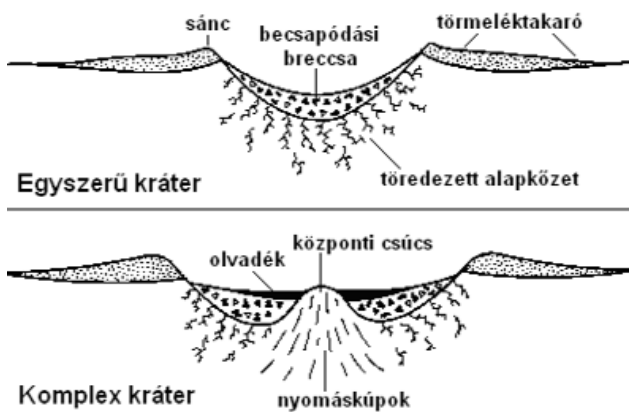
A Földön a becsapódás után egy ideig a felszabadult hő (amely nem csak az olvadékképződésben nyilvánulhat meg, hanem hidrotermális aktivitásban is), valamint hosszabb távon az eróziós-akkumulációs folyamatok jellemző együttese alakítja ezen formák utótörténetét, amelyet poszt-impakt fázisnak nevezhetünk.

A következő fejezetek célja egy általános áttekintés nyújtása a kráterképződés mechanizmusáról, valamint néhány földi meteoritkráter geológiai és geomorfológiai jellegzetességének bemutatása.

## Morfológiai jellegzetességek

A meteoritkráterek legjellemzőbb tulajdonsága a körszimmetrikus megjelenés, amelyet az alapvető ásványtani jellemzőkhöz hasonlóan, szintén a kis területre koncentrálnak, majd onnan pillanatszerűen szétterjedő, igen nagy energia alakít ki. Ez a körszerű-koncentrikus energiaterjedés csak a ferdeszögű becsapódások esetében módosulhat ellipszissé. Mindezen folyamatoknak különféle alaktani, geológiai és geofizikai megnyilvánulásai lehetnek.

**Geomorfológiai-geológiai jellegzetességek:** a körszerű megjelenés mellett a legfeltűnőbb tulajdonság a környezeténél mélyebben fekvő *kráter aljzat*, amely kisebb átmérőjű (földi körülmények között 3–4 km alatti) kráterek esetében homorú (tál alakú kráterek), nagyobb kráterek esetében fokozatosan erősödik az aljzat síkság jellege (sík aljzattal rendelkező kráterek) (2. ábra). Az aljzat és a környező, eredeti felszín közötti szintkülönbség az idős és/vagy erősen lepusztult kráterek esetében minimálisra csökkenhet vagy el is tűnhet: az elegyengetésben a kráter sánca lepusztul, medencéje feltöltődik. A kráterek belső medencéje üledékfogadóként szolgál, így az a belekerült üledék és a sánc anyagának csuszamlásai miatt lassan feltöltődhet. A Földön szárazföldi környezetben a kráterben



2. ábra. Egyszerű és komplex meteoritkráterek keresztmetszete (DRESSLER & REIMOLD 2001, módosítva)

Figure 2. Cross sections of simple and complex meteorite craters (DRESSLER & REIMOLD 2001, modified)

esetlegesen megjelenő tó lakusztikus üledékei töltik fel a medencét, vagy annak egy részét. Ezt a folyamatot a tó eltűnése után (vagy a helyett) a folyók feltöltő tevékenysége is helyettesítheti. A jég letaroló tevékenysége is csökkenti a szintkülönbségeket. Nagyméretű meteoritkrátereknél (földi viszonyok között 100 km-es nagyságrendű átmérőnél) szerepet játszhat az izosztatikus emelkedés is: a kráter kivájdásával egyidejűleg (annak egyenes következményeként) akár több száz vagy ezer méteres vastagságban robbanhat le a fedőréteg, akár néhány száz km-es átmérőjű területről is. Ennek eredményeként a krátermedencére érdemben hathat az asztenoszféra izosztatikus felhajtóereje. A kráter szűkebb környezete pedig süllyedésnek indulhat, például a sánc és a törmeléktakaró súlya miatt.

A medence pereménél kezdődik a *kráterfal*, amely a medence felé lejtő, rézsútós térszínként határozható meg. A kráteraljzat és a környező, eredeti térszín közötti kapcsolatot teremti meg. A kráterfal magasabbra nyúlik, mint az eredeti térszín. Ez a túlmagasodó rész a krátertől távolodva, konkáv lejtővel újra belesimul az eredeti felszínbe. Ez a meteoritkráter *sánca* vagy más néven a *pereme* (2. ábra). A sánc rétegzettsége gyakran inverze az eredeti rétegsornak (GREELY 1985), ami arra utal, hogy nem csak kidobott anyagról van szó, hanem egy átfordított rétegsorként is értelmezhető.

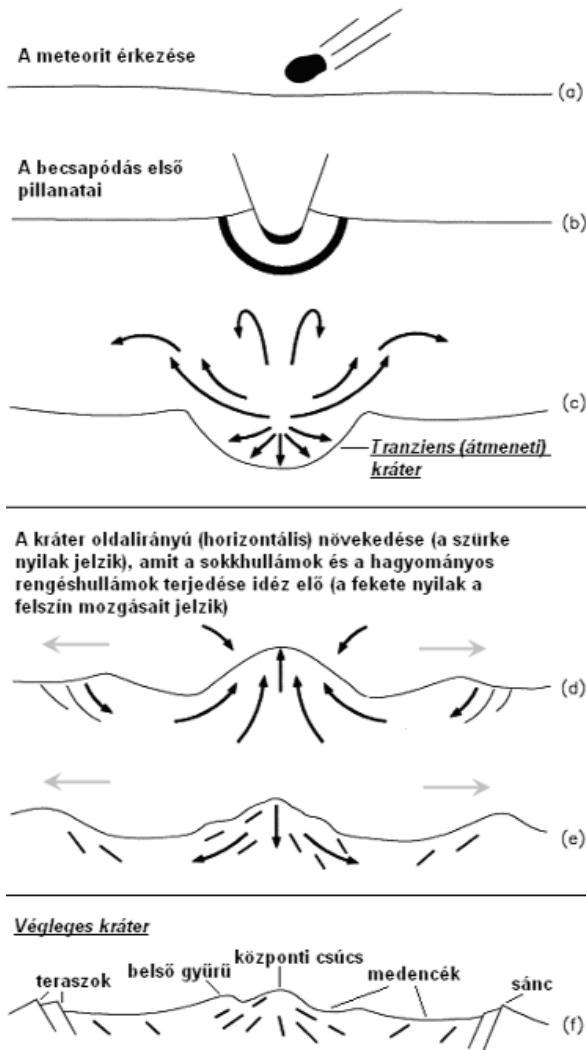
A sánctól kifelé haladva következik a *törmeléktakaró* (kidobott és visszahullott anyag) (2. ábra). A kráterhez közelebbi része vastagabb, összefüggő takarót képez, neve is innen ered: *közeli* (*proximális*)-, avagy *folyamatos törmeléktakaró*, amely a sánc folytatásának tekinthető. A krátertől távolodva a törmeléktakaró egyre vékonyabb lesz és szét is szakadozik: ez a *távoli* (*disztális*)-, más néven *szakadozott törmeléktakaró*. A törmeléktakaró alkotja a kráter legtávolabbi nyúló és egyben legkönnyebben lepusztuló morfológiai egységét. A földi meteoritkrátereknél csak a közeli törmeléktakaró maradhat meg hosszabb ideig. A pillanatszerűen keletkező, nagy területet borító törmeléktakaró korjelző réteggént a sztratigráfiában is fontos lehet, pl. a Hold esetén (sugársávós kráterek) (HARGITAI et al. 2008).

A fentebb tárgyalt formaelemek (medence, fal, sánc, törmeléktakaró) minden frissen képződött meteoritkráterre jellemzőek. Azok a kráterek, amelyek csak ezekkel a formaelemekkel rendelkeznek, összefoglaló nevükön az *egyszerű kráterek*. Földi körülmények között kb. 3-4 km átmérőig terjednek (2. ábra — GREELY et al. 1981, 1985; CARR et al. 1984; FRENCH 1998; GUCSIK 2003; BÉRCZI et al. 2005). Az egyszerű kráterek másik fő jellegzetessége az, hogy a képződött *végleges kráter* átmérője és a kráterképződés első fázisában kialakuló, ún. *átmeneti* (*tranzien*s) *kráter* átmérője viszonylag közel áll egymáshoz (akár egyezhet is, azaz a tranzien kráter egyben a végleges kráter is).

A fent említett átmérő-kategóriánál (~3-4 km) nagyobb meteoritkráterek azonban egyéb formaelemekkel is rendelkezhetnek, amelyek nem feltétlenül teljesen új folyamatok eredményei, hanem annak következményei, hogy a kisebb becsapódásoknál is már többé-kevésbé meglévő folyamatok sokkal erősebben jelentkeznek, amely így már a formákban is megnyilvánul. Tehát ezek a jellegzetességek is a hirtelen bekövetkező kompressziós-dekompressziós fázisokkal és a sokk-hullámokkal, ill. azok különféle interferenciáival hozhatóak összefüggésbe. Ezek az ún. *komplex kráterek*. Az az átmérőhatár, amely elválasztja az egyszerű és a komplex meteoritkrátereket, mindenek előtt az adott égitest felszíni gravitációs gyorsulásának a függvénye: minél kisebb a felszíni gravitációs gyorsulás, annál nagyobb lesz ez a határ-átmérő. Legjobb példa erre a Hold, ahol a felszíni gravitációs gyorsulás kb. hatoda (1,6 m/s<sup>2</sup>) a földinél, a két krátertípus közötti határ-átmérő pedig durván hatszorosa a földinél (20–30 km). Mind-ezen okok miatt nem lehet az egész Naprendszerre vonatkozó, egységes határ-átmérőt meghúzni az *egyszerű* és a járulékos formákkal jellemezhető *komplex* kráterek között. A *komplex kráterekre* jellemző járulékos formaelemek (GREELY et al. 1981, 1985; CARR et al. 1984; FRENCH 1998; GUCSIK 2003; BÉRCZI et al. 2005 — 2., 3., 4. és 5. ábrák):

— *Központi csúcs*: a krátermedence központi aljzatának rugalmas visszapatannása miatt alakul ki. Formálódása a becsapódás utáni pillanatokban kezdődik. Instabil formának számít, a gravitáció hatására a kiemelkedés után nem sokkal (percek, órák) összeomlásnak indul, de még így is jelentős hegytömegekként magasodhat ki a kráterek medencéjének közepén.

— *Gyűrűív(ek)*: ha a becsapódáskor felszabaduló energia nagyobb, mint ami a központi csúcsos kráterek kialakulásához kell, a krátermedence külsőbb régióiban (de még a faltól beljebb eső területeken) egy vagy több koncentrikus gyűrűív futhat körbe. Kialakulásukban a túl magasra fejlődő központi dóm részleges vagy teljes összeomlásának, a szétterjedő sokk-hullámoknak, illetve az általuk létrehozott vetőknek és gyűrődéseknek van fő szerepe. Szintén a kráter képződésével egy időben jönnek létre. Ezek a központi gyűrűs kráterek. Ha a felszabaduló energia még nagyobb, a gyűrűívek (tektonikus hatásra) a sáncon kívül is megjelenhetnek (főleg a jéggel borított égitesteken): ezek már akár több száz km átmérőjűek is lehetnek. Ilyenek a többgyűrűs medencék (FRENCH 1998). Jellemzően a jéggel fedett holdakon alakulnak ki.



3. ábra. A komplex meteoritkráterek képződésének elvi vázlata (DRESSLER & REIMOLD 2001, módosítva)

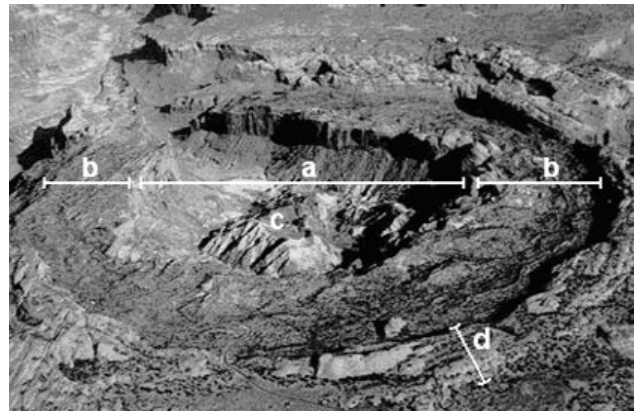
Figure 3. Theoretical sketch for the formation of complex meteorite craters (DRESSLER & REIMOLD 2001, modified)

— *Teraszos fal*: ez a formaelem a kráter peremi területein alakul ki, lépcsős kiemelkedések, ill. csuszamlásos folyamatok hatására, a magasabb kráterfal instabilitása miatt. A becsapódás után hosszabb idő elteltével is létrejöhet (pl. földrengés hatására), egyben a kráterfal hátrálását, a kráter



5. ábra. A Steinheim-meteoritkráter, Dél-Németország (Earth Impact Database 2008, módosítva)

Figure 5. Steinheim meteorite crater, South Germany (Earth Impact Database 2008, modified)



4. ábra. Az Upheaval Dome-meteoritkráter, Utah, U.S.A. (Earth Impact Database 2008, módosítva)

Kora: <170 millió év, átmérője: 10 km. Ezen a komplex impakt formán jól megfigyelhetők a különböző morfológiai egységek: a – tranziens kráter; b – a sokk-hullámok által kialakított végleges kráter további kiterjedése; c – központi csúcs; d – sánc

Figure 4. Upheaval Dome meteorite crater, Utah, U.S.A. (Earth Impact Database 2008, modified)

Age: <170 my, diameter: 10 km. This crater has well preserved morphological elements: a – transient crater; b – final crater formed by shock-waves; c – central uplift; d – rim

kiszélesedését is okozhatja (beomlások, csuszamlások miatt).

Az első két formaelem (központi csúcs, gyűrűív) előfordulhat együtt vagy külön-külön is, és arra szolgálnak bizonyítékkul, hogy becsapódáskor a felszín közelítőleg a vízcsépp-modellnek megfelelő mozgást végez (nem a kőzetek megolvadása miatt, hanem a jobbra koncentrikus, impakt eredetű vetők által kijelölt translációs síkok és gyűrődési zónák mentén — 3. ábra).

### A kráterek lepusztulása

A Földön az erózió mértékét alapvetően meghatározza az éghajlat és a szerkezeti mozgások. Ez igaz a többi, légkörrel- és (egykori) geológiai aktivitással rendelkező égitestre is: modellszámítások alapján a kráterek erodáltsága arra utal, hogy a marsi felföldek a nagy bombázási időszak (más néven: LHB — 1. a „A földi meteoritkráterek eloszlási jellemzői” c. fejezetet) óta, az utolsó 3,8–4 milliárd évben átlagosan ~1 km-t erodálódtak (kb. 25 cm/millió év)



(KARGELL 2004). Összehasonlításként: a Földön az erózió egymillió évente kb. 25–30 méternyit pusztít le átlagosan a felszínből (TAYLOR & McLENNAN 1985). A földi, néhány km-es átmérőjű kráterek így néhány millió év alatt eltűnnek. Egy 1 km átmérőjű kráter a Földön, csapadékos éghajlaton, 40–50 ezer év alatt eltűnhet, ha a felszíne kiegyenlítődik, a növényzet pedig beborítja. A törmeléktakaróra és a sánkra települő növényzet azonban akár csökkentheti is az eróziót.

A becsapódáskor keletkezett, légkörből visszahullt por az első, amely eltűnik a kráter környezetéből. A Vénuszon azonban ez is megmaradhat (az ún. radarsötét „haló”-k). Ennek feleltethető meg a tengeralatti becsapódások területére a vízből kihulló finomszemcsés üledékanyag (pl. pliocén végi, ún. *Eltanin-tengeri becsapódás* üledékzavarai az Atlanti-óceán déli részén — KYTE 2002).

A kráterek lepusztulásának a sorozata idealizált esetben a következő: sugársávnak — mint a távoli törmeléktakaró egyik fajtájának — eltűnése; a törmeléktakaró határának fokozatos elmosódása, ill. a távoli törmeléktakaró további pusztulása; a krátersánc magasságának csökkenése; a kráterfal/kráterfenék határának elmosódása a csuszamlások miatt; a szerkezeti elemek (kráterfal: terasz; kráteraljzat: csúcs, gyűrű) jellegtelenné válása; a mélyedésen kívüli összes jellemző eltűnése; illetve legvégül a feltöltődés vagy relaxáció.

### Tengeri környezetben létrejött kráterek

A Naprendszerben egyedül a Földre jellemző, hogy kráterek vízi környezetben is keletkezhetnek, habár a korai Marson is előfordulhattak ilyen kráterek. A Földön ismert 176 meteoritkráterből 27-ről bizonyosodott be, hogy vízborítású felszínen képződtek. Ezek a kráterek ugyanakkor jobban megőrződhetnek, hiszen létrejöttük után nem erózió, hanem üledékakkumuláció hat rájuk, mely eltemeti, és ezzel konzerválja őket (TSIKALAS & FALEIDE 2006).

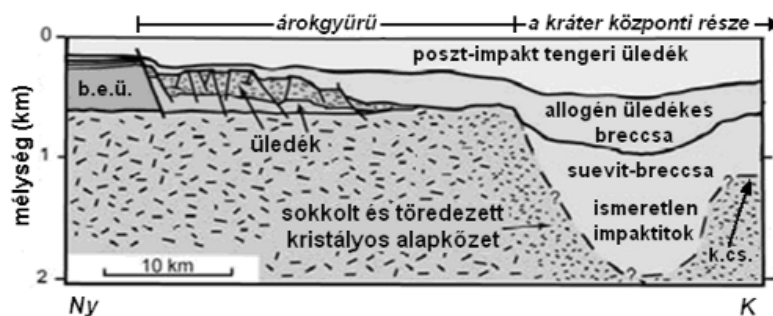
A vízbe csapódó meteoritok esetében már a kráter kialakulásakor eltérő folyamatok hatnak. A célkőzet is más: kevésbé konszolidált üledék, nagy porusvíz-tartalommal. A

kráter üregének létrejötté után annak formáját nem a kráterbe ballisztikus pályán visszahulló kőzetanyag, hanem inkább a vízben képződött átmeneti üregbe visszazúduló víz és az iszapcsúszások alakítják. A tengerfenéken csak az az impaktor hagy nyomot, amely azt eléri, azaz melynek átmérője összemérhető a vízmélységgel. Ellenkező esetben az időleges „becsapódási kráter” csak a vízben keletkezik, annak nyoma a partmenti cunamik üledékében és a víz fenekére ülepedő extraterresztrikus anyagban lesz fellelhető (DYPVIK & JANSÁ 2003).

Ferdeszögű becsapódás esetén a kráterbe a becsapódás irányától függően eltérő mértékben visszazúduló víz kifejtettebb nyomokat hagy, mint szárazföldön, különösen a törmeléktérítő esetén, ami a Vénusz sűrűbb légkörében is jól látható aszimmetrikus nyomokat eredményez (szegmenshiányos törmeléktérítőjű kráterek). A sánctól lecsuszamló anyag teraszképző folyamata itt víz alatti zagyrakat (turbidit) hozhat létre, melyek a kráter belsejében keletkeznek, részben a perem irányából, részben a gyorsan összeomló központi csúcsból kiindulva (ORMÖ & LINDSTRÖM 2004).

A víz alatti becsapódásokban létrejött kráternek morfológiai jellemzője, hogy nincs sánca, ehelyett széles, sekély árokgyűrű veszi körbe (pl. Montagnais-, Mjřlnir- és Chesapeake Bay-meteoritkráterek) (6. ábra). A kráter körüli árokgyűrű a kráter körül visszahullt/lerakódott, gyengén konszolidálódott iszapos-törmelékes üledék összeomlásával keletkezik. Az összeomlás a kráterbe annak létrejöttékor elpárologó víz helyére visszazúduló víz okozza. A folyamat során a visszaáramlásban völgyek, törmelékarak, turbiditok jönnek létre. A kráterfal (sánc) és a központi csúcs jelentős része is összeomlik és anyaga szétterül.

A fluidizált törmeléktakaró a krátert körülvevő árokgyűrűben található (angolul: *annular trough* vagy *brim*, azaz karima — mivel a Chesapeake Bay-kráter szombréró-alakúként említi a szakirodalom), amely nem kiemelkedés, hanem a környezetéhez képest bemélyedés, ellentétben az ennek megfelelő szárazföldi forma, a törmeléktakaró kiemelkedő domborzatával (6. ábra). A porózus, illógazdag üledékbe történő becsapódáskor hasonlóan kiterjedt beomlással (fluidizált anyag csuszamlásával) kiszélesedő



6. ábra. A Chesapeake Bay-meteoritkráter, U.S.A. (HORTON et al. 2005, módosítva)

Átmérője: 90 km; kora: 35,3 mill. év) nyugati felének nyugat-keleti irányú keresztmetszete. Az ábra túlmagasított, a magassági torzítás mértéke 10-szeres. b.e.ü.: becsapódás előtt lerakódott üledék; k.cs.: központi csúcs (a nyíl a csúcs teteje felé mutat)

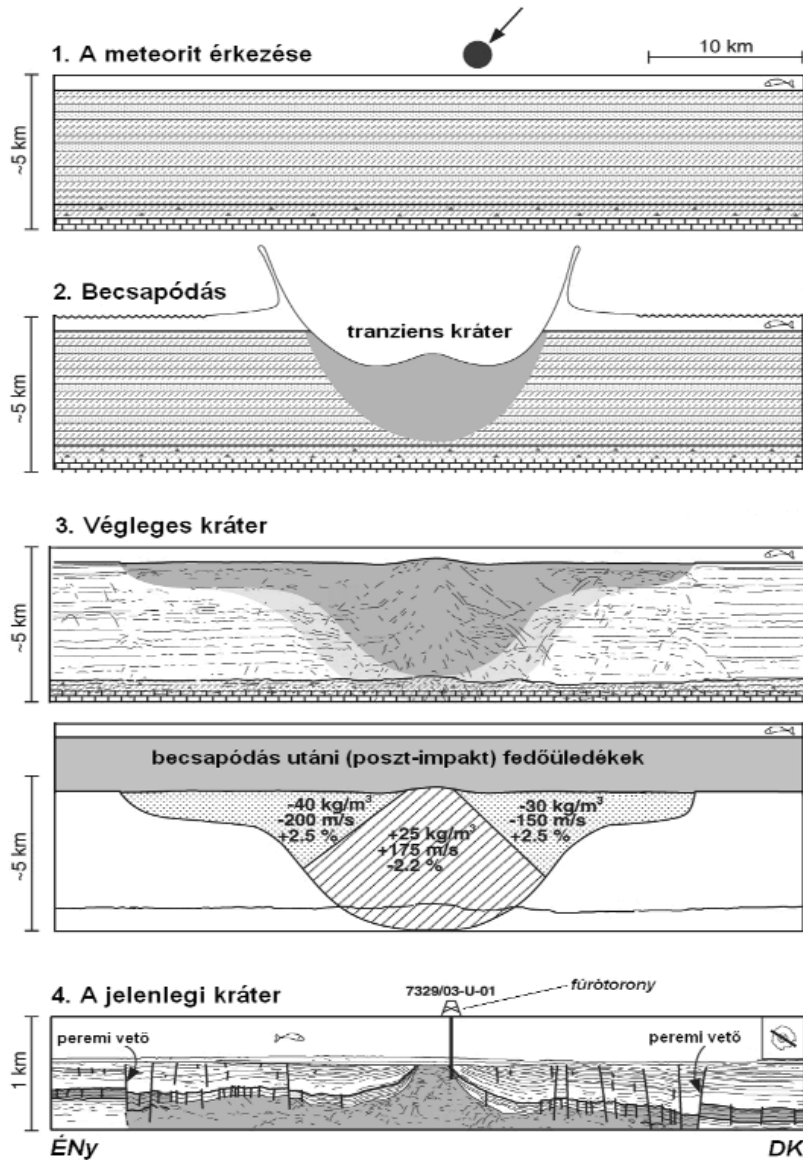
Figure 6. W-E cross-section of the western half of Chesapeake Bay impact structure, U.S.A. (HORTON et al. 2005, modified)

D=90 km; age: 35.3 million years). Vertical exaggeration is 10×. b.e.ü.: pre-impact sediments; k.cs.: central uplift (arrow shows top of the uplift)

medencéjű krátereket a Marson is megfigyeltek (*wide-brimmed impact structures*) az ún. káoszterületeken (HORTON et al. 2005).

A vízben keletkezett és keletkezése után is víz alatt lévő krátereket a továbbiakban párhuzamos rétegzettségű üledék fedi be. A keletkezés utáni eltemetés során a kráter domborzati különbségei kihangsúlyozódhatnak (a csúcs kiemelkedhet, az árokgyűrű tovább süllyedhet), melyek oka részben a kőzetanyag területenként különböző mértékű porozitása (pl. a Mjilnir-kráter esetén vizsgált *differenciált kompaktió* — 7. ábra) (DYPVIK et al. 2004).

Mindez azt is eredményezheti, hogy az eredeti kráterforma geomorfológiai inverzió megy keresztül: először gyorsan lepusztul a krátersánc, ezután a kráter belsejében összegyűlt, majd az alatta a becsapódáskor visszahullt, porózus, nem cementálódott kőzetanyag pusztul le. Ez alatt viszont a kráter középpontjában lévő olvadékok, ill. az alatta lévő, a lökéshullám hatására az erózióknak ellenálló — megolvadt és összetömörödött — kőzetek már lassabban pusztulnak környezetüknél, azaz a kráter medencéje egy idő után kerekasztal táblahegyként (egyfajta tanúhegyként) kiemelkedik környezetéből. Ilyen, differenciális erózióval



7. ábra. A Mjilnir-meteoritkráter, Norvégia, Barents-tenger (TSIKALAS & FALEIDE 2007, módosítva) Átmérője: 40 km; kora: 142 mill. év) képződésének vázlata, ill. a jelenleg megfigyelhető kráter északnyugat-délkeleti irányú keresztmetszete. Fentről a 4. szelvény számadatai azon fizikai jellemzők változásait mutatják, amely változásokat a becsapódás okozott (modellelés alapján): sűrűség értékek (kg/ml); szeizmikus sebességek (m/s); porozitás-anomáliák (%)

Figure 7. Schematic sketch for the formation of Mjilnir meteorite crater, Norway, Barents Sea (TSIKALAS & FALEIDE 2007, modified)

D=40 km; age: 142 million years, and NW-SE cross-section of the present crater. 4th panel from top showing modelled impact-induced physical property changes: density-contrasts (kg/ml); seismic velocities (m/s) and porosity anomalies (%)

keletkezett, invertált kráterekre a Marson találunk példákat: az ún. lépcsős (pedestal) krátereket.

A Manicouagan-kráter (Quebec, Kanada) gyűrűje esetében az impakt breccsa glaciális erózióval lepusztult, míg a központi, metamorf és magmás kőzetekben keletkezett olvadékpajzs kevésbé, így az kiemelkedik és ma tó veszi körbe. A Gosses Bluff-kráter (Northern Territory, Ausztrália) ma csak egy gyűrűszerkezet, melyet síkság vesz körbe. Ez azonban nem a kráterperem, amely rég elegyengetődött, hanem a kráter központi gyűrűje, mely szerkezeti kiemelkedéssel keletkezett, azaz nem visszahullt vagy akkumulálódott, hanem az eredeti alapközet elmozdulása által jött létre.

Amint a törmeléktakaró lepusztul, az ebben található, hullással idekerült olvadékblokkok kireparálódnak, és mint a glaciális vándorló erraticus tömbök, de ezúttal autochton genetikával, jelzik a becsapódáskor kivetett törmeléktakaró valamikori helyét (pl. a kanadai New Quebec-kráter esetén: 2 km távolságban)

### A jég szerepe a kráterek lepusztulásában

Mivel a Földön eleve csak a pajzsokon maradhettek meg a több milliárd éves kráterek, ezen területek történetével a kráterek története is összekapcsolódik. A pajzsterületek (pl. balti, kanadai) jelentős eljegesedést szenvedtek, ami felszínre hozta és egyben le is gyalulta a kőzettestükben már eltemetve megőrzött idős krátereket (MIHÁLYI & GUCSIK 2008).

A glaciális lepusztulás a kráterek alakját is módosíthatja, pl. elnyújthatja (Mistastin-kráter, Labrador, Kanada).

A periglaciális éghajlaton a szoliflukció befolyásolja a lejtős területek tömegmozgását.

Más égitesteken a jég szublimációja is eróziós tényező: a jégdús rétegbe csapódáskor a mélyből felszínre került jég szublimál.

A jégholdakon, ill. sok jeget tartalmazó anyagú környezetben a kráterek lepusztulásában a jég relaxációja sem elhanyagolható tényező (Marsi poláris környezet, Ganymedes, Callisto, Europa). Ilyen környezetben a kráter domborzata a jég (ill. jégdús talaj) képlékeny folyása következtében kiegyenlítődik, elsimul.

### A földi meteoritkráterek eloszlási jellemzői

A Földön lévő meteoritkráterek (úgy a felszínen lévőké, mint az eltemetetteké) átmérő-, ill. kor szerinti eloszlása arra utal, hogy az ismert földi meteoritkráterek jelenkori elhelyezkedése nem véletlenszerű és nem tükrözi a meteoritok becsapódásának földrajzi szélesség szerinti valószínűségét sem. Ezt azért kell kiemelni, mert a kisbolygók és üstökösök jelenkori térbeli eloszlását, ill. pályáit vizsgálva valószínűsíthető, hogy a Föld egyenlítői régióiban kb. 10 százalékkal nagyobb az esélye egy becsapódásnak (azaz,

egy kráter képződésének), mint a poláris területeken (LE FEUVRE & WIECZOREK 2008). Ha ez így is van, a kontinensvándorlás folyamatosan torzítja ezt az elméletileg kalkulált eloszlást. Azonban ettől a feltevéstől eltekintve is lehet bizonyos összefüggéseket találni az eloszlásokban, amelyeket három fő szempontból érdemes vizsgálni: meteoritkráterek földrajzi elhelyezkedése-, átmérője-, ill. kora szerint.

Az ismert kráterek *jelenkori földrajzi helyzetére* vonatkozóan az alábbi jellegzetességek említhetők meg (l. az 1. ábrát):

— Nagy részük az északi féltekén található, annak is a ~10. és a ~60. szélességi fokai között. A déli féltekén is hasonló területen, de keskenyebb zónában tömörülnek.

— Az egyenlítő környékén, ill. az attól északra és délre lévő ~10-10 fokos zónákban nagyrészt hiányoznak (rejtve vannak?). Ez leginkább az erős trópusi növényborítottsággal, valamint az e területre jellemző gyors felszín-újraformálódással lehet összefüggésben.

— Afrika (Sahara) és Ausztrália sivatagjaiban nagy számban találhatóak, amely a sivatagi klíma formakonzerváló hatásával magyarázható.

— Legnagyobb koncentrációjukat Európában (Balti- és Ukrán-pajzs) és Észak-Amerikában (Kanadai-pajzs) érik el. Mivel ezen területek kráterei túlnyomórészt jóval pleisztocén előtt keletkeztek és ősi kontinensmagokon vannak, valószínűsíthető, hogy a jég exhumálta őket.

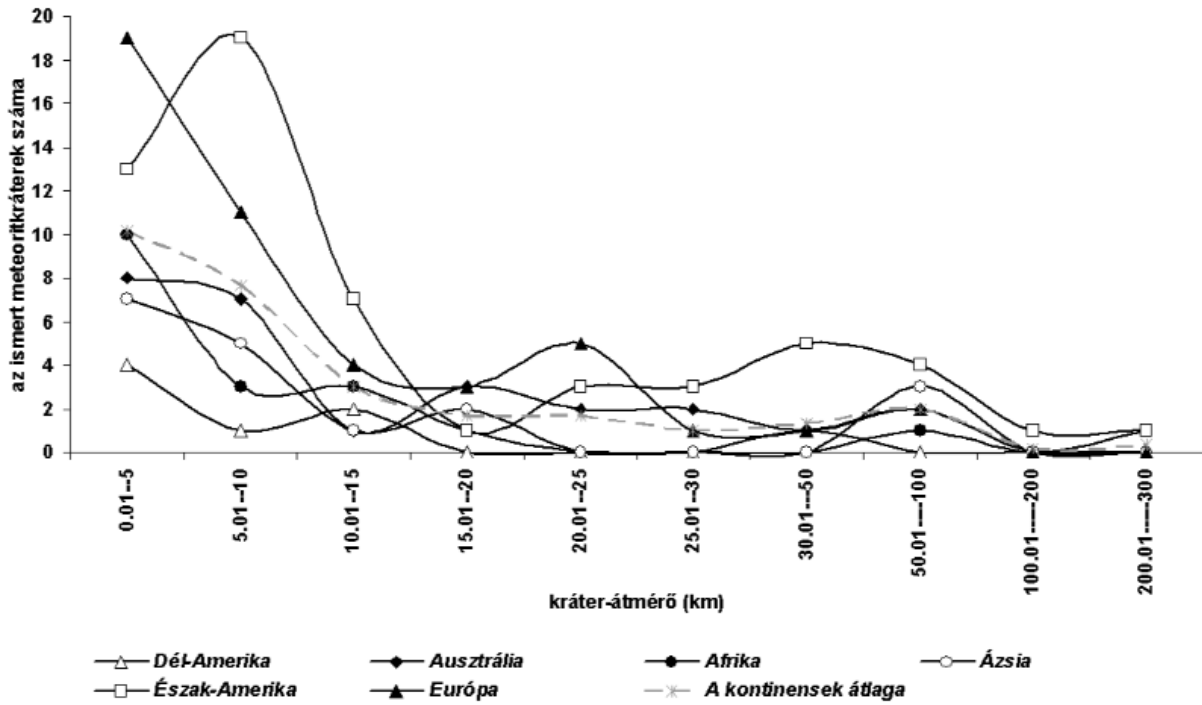
— A poláris területek krátermentesek, de ez nem a fenntebb említett becsapódási valószínűségekkel van összefüggésben, hanem azzal, hogy a poláris jégtakarók fiatalok (a pleisztocén óta léteznek), ill. az esetlegesen jégen képződő kráterek valószínűleg gyorsabban is pusztulhatnak, habár ennek tisztázásához még további vizsgálatok szükségesek.

— A tengerek és óceánok aljzatáról sem ismert kráter, ennek három oka van: (a) Egyrészt a több ezer méter vastag vízréteg közegellenállásával még a vízben haladva felémésztheti a becsapódó meteoritot. Erre jó példa a kb. 2 millió éves és ~500 km átmérőjű, ún. *Eltanin-rétegzavar*, az Atlanti-óceán déli medencéjéből, amely egy, még a vízben haladva felrobbanó és hatalmas örvényeket és szökőárakat keltő kisbolygó nyoma. (b) Az óceánok és tengerek aljzatának domborzata ma még viszonylag kevésbé ismert. (c) Az óceáni kéreg folyamatos elnyelődése miatt, juránál idősebb óceáni kéreg nincs.

A jelenleg ismert földi meteoritkráterek *átmérő szerinti eloszlási jellemzői* (8. és 9. ábrák):

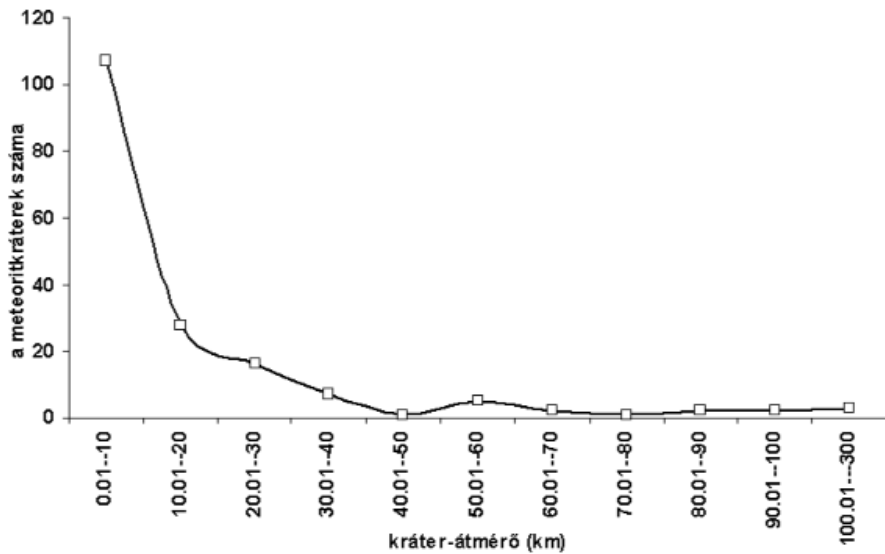
— A legegyszerűbb, legkisebb meteoritkráterek kb. 10–15 méter átmérőjűek a Földön (az ennél kisebb krátert létrehozó testeket a légkör nagy valószínűséggel felemészti), míg a legnagyobb, komplex (többgyűrűs) földi becsapódásos forma 300 km átmérőjű (Vredefort-szerkezet, Dél-Afriai Köztársaság).

— A Naprendszer kis égitesteinek (kisbolygók, szikladarabok, üstökösök stb.), mint potenciális becsapódó testeknek a méret-eloszlásai, valamint az égitestek krátereinek megfigyelése alapján adódik az egyik alapvető kráterképződési szabály, amely szerint minél kisebb egy kráter,



8. ábra. Átmérők szerinti összesített krátereloszlás a Földön (Earth Impact Database, 2008 adatok alapján)

Figure 8. Cumulative distribution of craters by diameter on Earth (based on Earth Impact Database, 2008 data)



9. ábra. Átmérők szerinti meteoritkráter-eloszlás a Földön, kontinensenként (Earth Impact Database, 2008 adatok alapján)

Figure 9. Meteorite crater distribution by diameter on Earth by continents based on Earth Impact Database, 2008 data

annál több van belőle (ez a szabály azonban helyenként csorbulhat).

— A kontinensenként vett átmérő-eloszlás alapján két kontinenscsoport különíthető el: (a) Észak-Amerika és Európa csoportja; ill. (b) Ausztrália, Afrika, Ázsia és Dél-Amerika csoportja. A fő különbség a két kontinenscsoport között az, hogy a első csoportot (nagy számú, 5–17 km-es átmérők közötti meteoritkráterrel a Kanadai- és a Balti-paj-

zsonkon) jelentős jégtakarók borították a pleisztocén idején, míg a második csoport négy kontinensét (kevesebb kráterrel) nem. Ez a jégtakarók krátert exhumáló szerepére utal.

A jelenleg ismert földi meteoritkráterek kor szerinti eloszlási jellemzői:

— Meteoritkráterek napjainkban is képződhetnek, legfeljebb nem szerzünk róla tudomást (ha ez így is van, ezek legnagyobb valószínűséggel igen kisméretűek). A legidő-

sebb ismert földi meteoritkráter ~2,4 milliárd éves (Suavjärvi, Oroszország karéliai része). Az ennél idősebbeket az óceáni kéreg szubdukciója valószínűleg eltüntette, habár léteznek izotóp-geokémiai nyomok ennél idősebb becsapódásokra vonatkozóan is. A holdi analógiák pedig arra utalnak, hogy a legnagyobb (akár ezer km-es nagyságrendű óriásmedencéket létrehozó) becsapódások kb. 4,2–3,8 milliárd éve zajlottak (ezt az időszakot nevezik a *Late Heavy Bombardment* [LHB] korszakának).

— A kor szerinti eloszlásoknál bizonytalanságok adódnak, amelynek oka az, hogy sok földi meteoritkráter korára csak becscült adatok vannak.

— A bizonytalanságok ellenére valószínűsíthető, hogy az elmúlt 3–3,5 milliárd évben a becsapódások jelentősen lecsökkentek (egyes becslések szerint az LHB korszak becsapódási fluxusának húszezred részére), és nagyjából állandó fluxusúak voltak. Kivétel ez alól a kréta kor, ahol valószínűleg megnövekedett az időegység alatti becsapódások száma, és amely végén (65 millió éve) bekövetkezett a chicxulubi becsapódás a Mexikói-öbölben, amely aktív szerepet játszhatott a kréta végi globális kihalásban (ALVAREZ et al. 1980). Az eocénben szintén megnőtt az időegységre jutó becsapódások száma, és itt is volt egy kisebb kihalás, de a két esemény közötti kapcsolat nem bizonyított.

— A Kanadai- és a Balti-pajzs pleisztocén jégborítású felszínén pleisztocén korú meteoritkráter alig található. Ez pedig arra utal, hogy az egykori jégtakaró pajzsként védte a felszínt a becsapódásoktól.

Az eloszlások összefoglalásaként az mondható el, hogy a földrajzi elhelyezkedés-, az átmérő- és a kor szerinti eloszlások összefüggő rendszerbe foglalhatóak, ahol a kor-

értékek bizonytalanságainak a kiküszöbölése a legfontosabb feladat.

## Összefoglalás

A meteoritkráterekkel kapcsolatban az alábbi, főbb kutatási irányok léteznek: (1) a kráterképződés mechanizmusa, amely főleg geológiai és fizikai módszerekkel dolgozik; (2) a meteoritkráterek eloszlási jellemzőinek vizsgálata. Itt statisztikai módszerek alkalmazása indokolt: érdemes összehasonlítani a megfigyelhető kráterek kor-, méret- és elhelyezkedés szerinti eloszlásait a különböző égitesteken (kalkulálva az utólagos módosító tényezőkkel is, mint pl. tektonika, légkör stb.), majd ezeket összevetni a Naprendszer kis égitestjeinek méret és térbeli helyzet szerinti eloszlásaival; (3) újabb meteoritkráterek azonosítása; (4) az előbbi három módszer segítségével közelebb kerülhetünk annak megválaszolásához, hogy a becsapódások milyen környezeti hatásokkal járnak és milyen szerepük volt a földi élet megjelenésében, ill. utána az öt nagy és a hét kisebb globális kihalásban.

## Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki a tanulmány lektorainak, RÓZSA Péternek (Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék) és SOLT Péternek (Magyar Állami Földtani Intézet), hasznos észrevételeikért.

## Irodalom —References

- ALVAREZ, L. W., ALVAREZ, W., ASARO, F. & MICHEL, H. V. 1980: Extraterrestrial Cause for the Cretaceous–Tertiary Extinction. — *Science, New Series*, Vol. **208**, No. 4448., pp. 1095–1108.
- BATES, L. R. 1980: Glossary of geology. — American Geological Institute, p. 21., 23., 24., 25., 79., 102., 134., 166., 168., 181., 319., 430., 477., 516., 523., 531., 624., 663.
- BÉRCZI SZ., HARGITAI H., GUCSIK A., HORVAI F., ILLÉS E., KERESZTURI Á. & NAGY SZ. J. 2005: A Naprendszer kisenciklopédiája: a Naprendszer formakincse (1) – Becsapódások folyamata, nyomai és hatásai, — *ELTE TTK – MTA Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport (KAVÜCS)*, p. 2., 5., 11., 17.
- CARR, M. H., SAUNDERS, R. S., STROM, R. G. & WILHELMS, D. E. 1984: The geology of the terrestrial planets. — NASA, Washington DC, pp. 115–126.
- DRESSLER, B. O. & REIMOLD, W. U. 2001: Terrestrial impact melt rocks and glasses. — *Earth-Science Reviews* **56**, pp. 205–284.
- DYPIK, H. & JANSÁ, L. 2003: Sedimentary signatures and processes during marine bolide impacts: a review. — *Sedimentary Geology* **161**, 309–337.
- DYPIK, H., SANDBAKKEN, P. T., POSTMA, G. & MØRCK, A. 2004: Early post-impact sedimentation around the central high of the Mjølfrir impact crater (Barents Sea, Late Jurassic). — *Sedimentary Geology* **168/3–4**, 227–247.
- FRENCH, B. M. 1998: *Traces of catastrophe — A handbook of shock metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures*. — Lunar and Planetary Institute, Houston, pp. 17–30.
- GREELY, R. 1985: *Planetary Landscapes*. — Allen & Unwin, London, pp. 39–44.
- GREELY, R., MALIN, M. C. & MURRAY, B. 1981: *Earthlike planets (Surfaces of Mercury, Venus, Earth, Moon, Mars)*. — W. H. Freeman and Company, San Francisco, pp. 70–88.
- GUCSIK, A. 2003: Terrestrial impact cratering and shock metamorphism: A review. — *The Bulletin of Research Institute of Natural Sciences, Okayama University of Science* **29**, p. 29., 30., 33., 34.
- HARGITAI H., CSÁSZÁR G., BÉRCZI SZ. & KERESZTURI Á. 2008: Földön kívüli égitestek geológiai és rétegtani tagolása és nevezéktana. — *Földtani Közlemény* **138/4**, pp. 445–468.

- HORTON, J. W., POWARS, D. S., GOHN, G. S. & ORMÓ, J. 2005: Chesapeake Bay impact structure: morphology, crater fill, and relevance for impact processes on Mars. — *Role of Volatiles and Atmospheres on Martian Impact Craters 2005 conference, abstract #3024*
- KARGELL, J. S. 2004: *Mars — A Warmer Wetter Planet*. — Springer, pp. 245–246.
- KYTE, F. T. 2002: Composition of impact melt debris from the Eltanin impact strewn field, Bellingshausen Sea. — *Deep-Sea Research II* **49**, pp. 1029–1047.
- LE FEUVRE, M. & WIECZOREK, M. A. 2008: Nonuniform cratering of the terrestrial planets. — *Icarus* **197**, pp. 291–306.
- MIHÁLYI, K. & GUČSIK, A. 2008: Distributions of the currently known terrestrial impact structures. — *71st Annual Meeting of the Meteoritical Society, abstract #5012* (printed in *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 43, Supplement, A98)
- ORMÓ, J. & LINDSTRÖM, M. 2004: The influence of a deep shelf sea on the excavation and modification of a marine-target crater, the Lockne crater, Central Sweden. — *35th Lunar and Planetary Science Conference, #1283*
- SAUNDERS, A. D. & WHITE, R. V. 2005: Volcanism, impact and mass extinctions: incredible or credible coincidences? — *Lithos* **79**, pp. 299–316.
- SCHERLER, D., KENKMANN, T. & JAHN, A. 2006: Structural record of an oblique impact. — *Earth and Planetary Science Letters* **248**, pp. 43–53.
- SPRAY, J. (passc director), 2009: Earth Impact Database (EID). — Website: <http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html>
- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. 1985: *The continental crust: its composition and evolution: An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. — Blackwell, Oxford 312 p.
- TSIKALAS, F. & FALÉIDE J. I. 2006: Quantification of the significance of post-impact crater deformation through the study of Mjǫlnir and Chesapeake Bay craters: differential compaction, changes in geophysical signature response, and reconstruction of the original crater relief. — *Geophysical Research Abstracts* **8**, 07132
- Kézirat beérkezett: 2008. 12. 15.

## A bányabérci meddőhányó (Mátra) jarositjainak ásványtani jellemzése és környezeti szerepe

FARKAS Izabella Melinda, WEISZBURG Tamás

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.  
farkasizabella@yahoo.com

### *Mineralogy of jarosites from the Bányabérc waste dump (Mátra Mts, Hungary) and their environmental significance*

#### Abstract

The amount of leached metals in sulphidic mine waste dumps is controlled by the mineralogical composition, the degree of oxidation of sulphides and the secondary minerals formed at the site. This study focuses on one of the most common secondary iron-sulphate families — the jarosite-group — which is occurs at the Bányabérc sulphidic waste dump, in the Mátra Mts, Hungary. The jarosites were identified on the basis of their mineralogical characteristics. Their presence indicate a low pH, high sulfate content and highly oxidative media. The samples of values above 1.7 Fe/S atomic ratio were regarded as mixtures of jarosite and iron oxy-hydroxides (goethite), but with jarosite as the dominant mineral phase ("jarositic"). The mixed nature of these samples was proved also by Raman spectroscopy. In some samples P and As were also present, indicating  $(\text{AsO}_4)^{3-}$  and  $(\text{PO}_4)^{3-}$  as substitution in the  $(\text{SO}_4)^{2-}$  position. No replacement of Fe for Al in the jarosite structure was directly proved, though Al occurred in some of the samples.

The chemical data show, that most of the the Bányabérc jarosites form a solid solution along the jarosite - hydroniumjarosite join (continuous  $\text{K}^+ - \text{H}_3\text{O}^+$  substitution, without Na in the structure). That observation was confirmed also by unit cell data: the  $c_0$  unit cell dimensions in our samples are of lower values [17.082(2), 17.087(2), 17.104(4), 17.124(5), 17.136(2), 17.125(5), 17.091(2)] than for the pure jarosite (17.2043(2) Å; BASCIANO & PETERSON 2007). These lower values of c unit-cell parameter justify the  $\text{H}_3\text{O}^+$  substitution. The lattice constant  $a_0$ , which is sensitive to substitution (e.g.  $\text{Al}^{3+}$ ) in the Fe site, is very close to that reported for pure end-member K-jarosite (compare 7.3346(4), 7.3325(6), 7.3238(5), 7.3117(5), 7.3241(4), 7.3143(7), 7.3317(5) with 7.30293(8) Å, BASCIANO & PETERSON 2007). A minor amount of Al was measured in some samples and this may reflect other included minerals.

Well-crystalline plumbojarosite forms an outer ring around the anglesite and the latter encloses an unaltered core of galena. These textural relationships suggest that galena was the Pb source for the two secondary minerals. The secondary anglesite coatings on galena may increase the stability of the latter; this is due to the low solubility of anglesite and its protection of galena from direct contact with oxidizing agents. Thus, the galena in the Bányabérc dump may persist for longer periods of time than other sulphides. The Raman spectra of jarosite-group minerals slightly differ from each other. The plumbojarosite spectrum has some special features. Around  $472 \text{ cm}^{-1}$  and  $153 \text{ cm}^{-1}$  there are two extra peaks which cannot be identified in the other jarosite spectra. There are three broad bands at  $990\text{--}1030 \text{ cm}^{-1}$  [ $\nu_1(\text{SO}_4)^{2-}$ ], around  $1080\text{--}1120 \text{ cm}^{-1}$  [ $\nu_3(\text{SO}_4)^{2-}$ ] and around  $1160\text{--}1180 \text{ cm}^{-1}$  [ $\nu_3(\text{SO}_4)^{2-}$ ] due to overlapping of multiple peaks.

The presence of jarosites in large quantities at the Bányabérc waste dump leads to the conclusion that the oxidative processes are still in progress. As an oxidation product of pyrite, the jarosite is ubiquitous in the waste dump, indicating an acidic environment. In the waste material from Bányabérc, in addition to pyrite oxidation, the transformation of jarosite into goethite is also an acid producer.

*Keywords: Bányabérc, Gyöngyösorszi, waste dump, jarosite, hydroniumjarosite, plumbojarosite, unit-cell parameters, Raman spectroscopy, Fe/S atomic ratio*

#### Összefoglalás

Szulfidos meddőhányóknál a kioldódott fémek mennyiségét az ásványos összetétel, a szulfidok oxidációs foka, valamint a másodlagosan képződött ásványok mennyisége és minősége befolyásolja. Munkánkban a bányabérci (Ny-Mátra) szulfidos meddőhányó leggyakoribb másodlagos vas-szulfátjait, a jarositokat vizsgáltuk ásványtani jellemzőik alapján. Jelenlétük alacsony pH-ra, magas szulfáttartalomra és erősen oxidatív közegre utal. SEM-EDX mérések eredményeiből számolt Fe/S atomarányok alapján csoportosítottuk a mintákat. A vizsgált 56 mintából 30 esetben az



értékek az ideális (1,5), vagy ahhoz közeli Fe/S arányúak voltak. Az 1,7-nél magasabb Fe/S arányok esetében a jarositokhoz Fe-oxid-hidroxidok (goethit) keverednek. Ezt a Raman-spektroszkópos adatok is alátámasztják. Néhány esetben a mintákból Al-t, P-t és As-t is mértünk. A  $(\text{SO}_4)^{2-}$  anion pozícióban feltehetően  $(\text{PO}_4)^{3-}$  és  $(\text{AsO}_4)^{3-}$  is helyettesít a bányabérci jarosit mintákban, innen a mért P- és As-tartalom. A kation pozícióban  $\text{K}^+$ -ot és esetenként  $\text{Pb}^{2+}$ -ot mértünk. A bányabérci jarositok a jarosit és hidróniumjarosit közötti elegysor tagjai. A mintáinkon számolt  $c_0$  elemi cella értékek [17,082(2), 17,087(2), 17,104(4), 17,124(5), 17,136(2), 17,125(5), 17,091(2)] a  $\text{K}^+ \text{H}_3\text{O}^+$  ion általi helyettesítést igazolják. A minták  $a_0$  cellaparaméterei [7,3346(4), 7,3325(6), 7,3238(5), 7,3117(5), 7,3241(4), 7,3143(7), 7,3317(5)] Al-helyettesítés nélküli jarosit–hidróniumjarosit összetételű sort igazolnak. Egyes jarositmintákban mért Al-tartalom utalhat egyéb keverékfázisok jelenlétére.

A plumbojarosit galenit környezetében található, a már oxidációs terméként, másodlagosan képződött anglesit körül. A plumbojarosit és a jarosit Raman-spektrumaik alapján elkülöníthetők egymástól. A 990–1030  $\text{cm}^{-1}$  [ $\nu_1(\text{SO}_4)^{2-}$ ] körüli, 1080–1120  $\text{cm}^{-1}$  [ $\nu_3(\text{SO}_4)^{2-}$ ] körüli és az 1160–1180  $\text{cm}^{-1}$  [ $\nu_3(\text{SO}_4)^{2-}$ ] körüli csúcsok kiszélesedése feltehetően a többszörös csúcsátfedéseknek tulajdonítható (SASAKI et al. 1998). 472  $\text{cm}^{-1}$ -nél és 153  $\text{cm}^{-1}$ -nél további két csúcs van, ami a többi jarosit spektrumán nem azonosítható.

A bányabérci meddőhányón tömegesen megjelenő jarositok arra utalnak, hogy az oxidatív folyamatok még 50 év után is zajlanak. A helyenként hintésszerűen, máshol meg csomókban található pirit bomlásából nagy mennyiségű jarosit keletkezik, ami savas közegre utal. A bányabérci meddő esetében, nem csak a pirit oxidációjából, hanem a jarosit goethitté való átalakulásából is várható savképződés.

*Tárgyszavak:* Bányabérc, Gyöngyösoroszi, meddőhányó, jarosit, hidróniumjarosit, plumbojarosit, elemi cella paraméterek, Raman-spektroszkópia, Fe/S atomarányok

## Bevezetés

Az ásványtelepek potenciális környezeti hatásának érvényesülése az ásványos és geokémiai összetétel, a bányászati eljárások, az éghajlat, a bioreceptorok (ember, állatvilág, növényzet) és az ország fejlettségi szintjének függvénye (SEAL & HAMMARSTROM 2003).

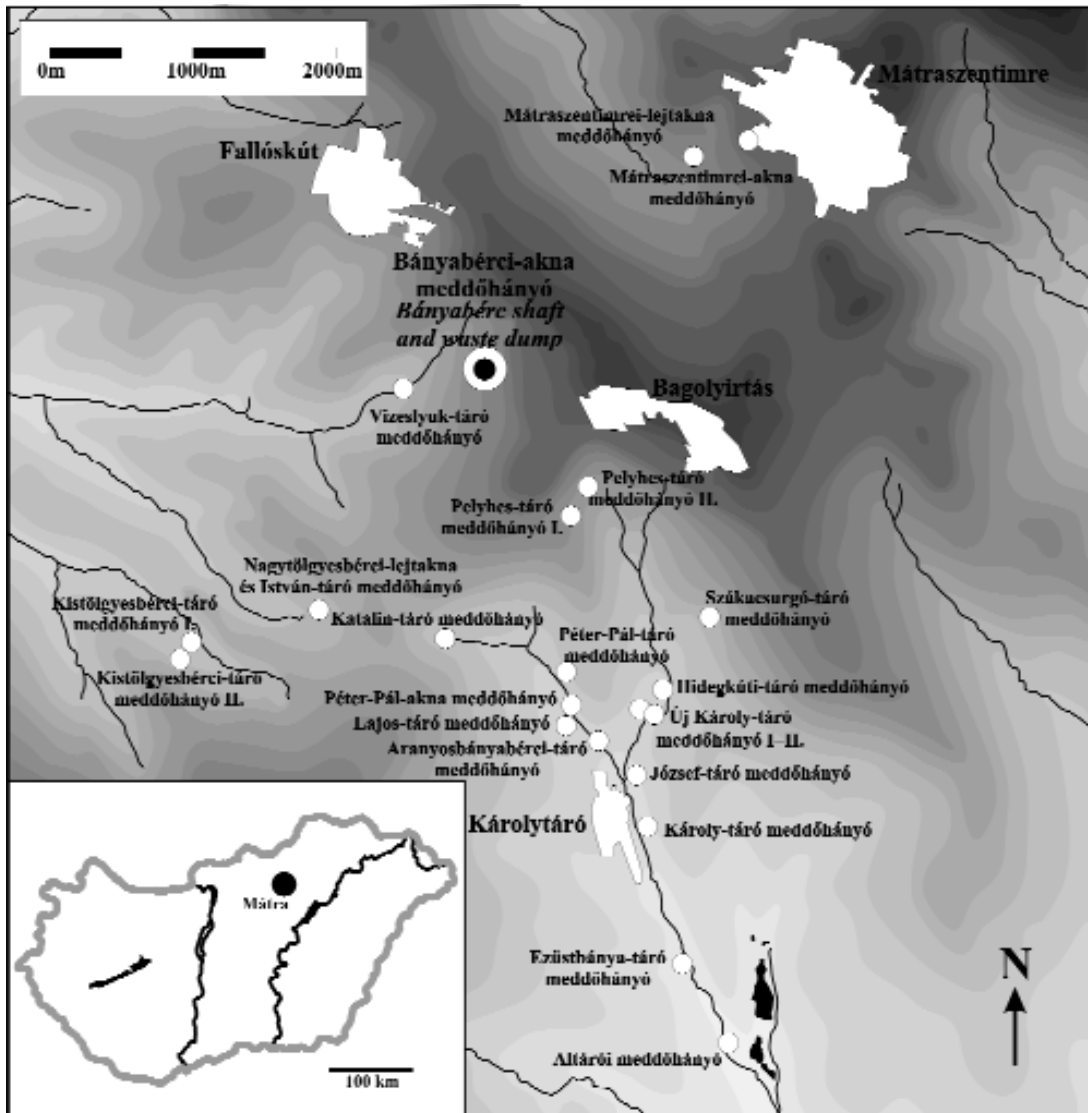
A szulfidok oxidációja főként  $\text{H}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  ionokat juttat a meddőhányók pórusvizébe. Az ásványos összetétel és a szulfidásványok oxidációs foka hatással van a fel szabadul, kioldódó fémekre. A kioldódott fémek mennyiségét a meddőhányók ásványos összetétele, a szulfidok oxidációs foka, valamint a másodlagosan képződött ásványok mennyisége és minősége befolyásolja (BLOWES et al. 2003). NORDSTROM (1982) szerint 4,5-ös pH alatt a  $\text{Fe}^{3+}$ -ionok oldhatósága megnő és erős oxidálószerként viselkednek. Az oldott  $\text{Fe}^{2+}$ -ionok oxidációja nagy mennyiségű másodlagos Fe- és Al-hidroxid és oxid-hidroxid képződéséhez vezet, melyek oldhatósága számottevően kisebb a vízben oldható szulfátokénál, és melyek kristályosságai foka az amorftól a jól kristályosig terjed. Fontos  $\text{Fe}^{3+}$ -tartalmú ásványok a jarosit [ $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ ], schwertmannit [ $\text{Fe}_8\text{O}_8(\text{OH})_6\text{SO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ], goethit [ $\alpha\text{-FeO}(\text{OH})$ ] és a ferrihidrit [ $\text{Fe}_5\text{HO}_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ]. Ha a környezeti körülmények megváltoznak (pl. növekszik a pH, akár a rekultiváció eredményeként is, HUDSON-EDWARDS et al. 1999) néhány, viszonylag nehezen oldható ásvány oldhatóvá válhat. Így a másodlagosan képződött ásványok vizsgálata nagyon fontos, mivel jó geokémiai előrejelzés csak szilárd ásványtani alapokra támaszkodva adható ilyen jellegű szennyezett területen.

A gyöngyösoroszi ércbányászat során és utána kialakult „környezetszennyezés” Magyarország egyik legismertebb és legtöbbet vizsgált környezeti problémája. Számos környezeti hatástanulmány készült a területről. Ezek a vizsgálatok főleg kémiai, geokémiai (pl. HORVATH & GRUIZ 1996, FÜGEDI 2006) valamint biológiai jellegűek

(pl. HORVATH & GRUIZ 1996, TAMÁS & KOVÁCS 2005) voltak, a szennyező anyagokat (nehézfémek és félfémek), a szennyezett területek mértékét, a potenciális szennyezőforrásokat kutatták. FARKAS et al. (2009) a bányabérci meddőhányón képződött másodlagos szulfátok ásványtani összetételét vizsgálta.

Egy nagyméretű kármentesítési program keretében a valamikori bányászati termékek teljes elhordását, valamint egyes meddőhányók környezettől való teljes elszigetelését tervezik. E program keretében kezdődött el a bányabérci meddőhányó (1. és 2. ábra) elhordása 2006-ban. A teljes körű rekultiváció során a meddőhányó teljes anyaga a Száraz-völgyi zagyártározóban került elhelyezésre. A kb. 40 éves hányó térfogatát 26 000  $\text{m}^3$ -re becsülték, és a 2001-ben elvégzett pH mérések alapján anyaga savas kémhatásúnak (pH 3,7) bizonyult (CSÖVÁRI 2004). Ez másodlagos szulfátok jelenlétére engedett következtetni. A meddőhányó anyagából korábban készült részleges kémiai vizsgálatok mintavételei általában a felszínről történtek. Mi a rekultiváció során feltárt meddőhányó teljes szelvényéből gyűjthettünk mintát, ezáltal betekintést nyerünk a meddőhányó mélyebb részeibe is.

Munkánk a bányabérci meddőhányó jarositjainak, mint fontos geokémiai indikátoroknak az összetételével foglalkozik. Ez a csoport képviseli itt legnagyobb mennyiségben a Fe-szulfátokat. BIGHAM és NORDSTROM (2000) szerint a jarositok alacsony pH-n (1,5–3), magas szulfát-tartalmú környezetben (>3000 mg/l), valamint erősen oxidatív körülmények között képződnek. Csak 3 alatti pH-n stabilak (BIGHAM et al. 1994, 1996; BIGHAM & NORDSTROM 2000). Elterjedt ásvány a szulfidos érclepek oxidációs zónájában, valamint pirit- vagy markazithintéses környezetben, ahol a szulfidok mállása erőteljes, s ahol a kálium (általában földpátok vagy biotit formájában) és nátrium rendelkezésre áll. Jellegzetes másodlagos ásványa a szulfidos ércbányák meddőhányóinak. Képződését a  $\text{K}^+$ ,  $\text{H}_3\text{O}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Pb}^{2+}$ -tartalom határozza be, a jelenlévő



1. ábra. A Mátraszentimre-Gyöngyösorszi bányaterület fontosabb meddőhányóinak elhelyezkedése, a jelen cikkben feldolgozott bányabérci meddőhányó kiemelésével

A térkép a MecsekÖko Zrt. által elkészített felmérés alapján készült

Figure 1. Location map of the main waste dumps in the Mátraszentimre-Gyöngyösorszi mining region  
After MecsekÖko Ltd. surveying, meddőhányó = waste dump, tároló = adit, akna = shaft

2. ábra. A bányabérci meddőhányó feltárt fala. A felső részben a vöröses és sárga rétegek váltakozása látható

A sárga színt a meddőhányón nagy mennyiségben jelen lévő jarosit-hidroniumjarosit kölcsonzi, míg a vöröses-barna szín a kőzet felületén, bevonatként található Fe-oxid-hidroxidoknak és Fe-oxid-hidroxid-szulfátoknak tulajdonítható. A kép a 2006. november 7-ei állapotot mutatja

Figure 2. Bányabérc waste dump full profile with alternating brownish and yellow layers

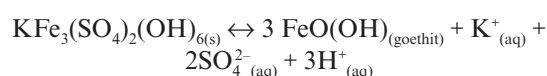
The yellow colour is caused by jarosite-hydroniumjarosite. The brown colour is due to coatings of Fe-oxyhydroxides and Fe-oxyhydroxy-sulfates on the rock surface. The picture was taken on 7th November 2006



kationok függvényében dől el, hogy milyen jarosit keletkezik. BARON és PALMER (1996) kalorimetriás mérései azt mutatták, hogy a hidróniumjarosit oldhatóbb, mint a jarosit. 15–30%-nyi  $H_3O^+$  helyettesítés egy-két nagyságrenddel is megnöveli a jarosit oldhatóságát a tiszta K-os szélső taghoz viszonyítva. Ezért fontos a jarositek összetételének ismerete.

ALPERS et al. (1994) kutatásai azt bizonyították, hogy a jarosit enyhén oldódó. Ioncserélt vízben, szintetikus jarositon végrehajtott oldási kísérletek azt mutatták, hogy jarosit adagolása után a pH-érték 6-ról 3–4-re csökkent (ALPERS et al. 1994).

A jarositek finomszemcsés, felszíni kiválásai savas jelenségeket kísérnek, a meddőhányók kémiai fejlődésében köztes fázisnak számítanak a bomló pirit és a  $Fe^{3+}$  végállomását jelentő goethit között. A reakció során sav képződik (STOFFREGEN et al. 2000):



Ez a reakció bonyolódhat, ha metastabil fázisok képződnek, mint pl. a schwertmannit [ $Fe_8O_8(OH)_6SO_4 \cdot nH_2O$ ] vagy a ferrihidrit [ $Fe_5HO_8 \cdot 4H_2O$ ] (NORDSTROM & ALPERS 1999, BIGHAM & NORDSTROM 2000).

A jarosit szerkezetébe különböző, környezeti kockázatot jelentő elemek (esetünkben Pb, As) is beépülhetnek. Fontos szerepet játszat a nyomelemek oldatból való felvételében (BIGHAM et al. 1994); 2,5 alatti pH-n az  $As^{5+}$  beépülhet a jarositba (SAVAGE et al. 2000, FOSTER et al. 1998). Mivel csak oxidatív környezetben, savas körülmények között stabil (BIGHAM et al. 1994, 1996; BIGHAM & NORDSTROM 2000; ZHU et al. 2007), a talajok redox potenciáljának kritikus érték alá csökkenése destabilizálhatja a jarositot. Ha bármilyen nehézfém van kötötten a szerkezetben, ennek összeomlásakor az is kikerül a környezetbe.

A nehézfémekkel terhelt oldatok beszivárognak a talajba, innen pedig a talajvízbe, rontva ezek minőségét. A beszivárgott oldatok elsődleges ásványok átalakulását és másodlagos fázisok kicsapódását eredményezik, melyek nehézfémeket építenek szerkezetükbe, vagy adszorpcióval megköthetik azokat. A másodlagos ásványok képződése befolyásolja a toxikus elemek mobilitását, valamint ezek koncentrációját a felszíni vizekben. A másodlagos ásványfázisok azonosítása, valamint képződési körülményeik megállapítása javítja a potenciális egészségügyi hatások előrejelezhetőségét és a rekultivációs munkálatok tervezését is nagymértékben megkönnyíti.

### A jarositról általában – kutatástörténet, képződés, kristályszerkezet

A jarosit a leggyakoribb savas közegben képződő vas-szulfát. Először BREITHAUPT írta le 1852-ben, egy spanyolországi szulfidos savas bányából, Barranco Jaroso

területről (BREITHAUPT 1852). A területen fellelhető ásványegyüttes részletes leírásakor a LINNÉ által felállított binominális nevezéktant is alkalmazta az ásványfajok megnevezésére. Ezért a jarosit először a *Jarosites kalicus* latin nevet kapta, akárcsak a korábról ismert alunit (*Alunites kalicus*). BREITHAUPT (1852) leírta az új ásvány fizikai jellemzőit és romboéderes kristályformát állapított meg. A kémiai vizsgálatok tömegszázalékos eredményei a következők voltak (BREITHAUPT 1852):

Fe-oxid	52,5
Al-oxid	1,7
K-oxid kevés Na-oxiddal	6,7
Kénsav	28,8
Víz	9,2
Összesen:	98,9

A  $3^+$  vegyértékű kation pozíciót 3 atomnál több nem töltheti be a képletben, ezért a BREITHAUPT méréseiben szereplő vasmennyiség túl magas. A mai rendszertanban a jarositek az alunitcsoport alcsoportját képezik (*I. táblázat*). Az alcsoporton belül folytonos helyettesítések alakulhatnak ki. Az alcsoport természetben keletkező tagjai leggyakrabban a jarosit–hidróniumjarosit–nátro-

I. táblázat. A jarosit-alcsoport tagjai (SCOTT 1987, JAMBOR 1999, DILL 2001)

Table I. The members of jarosite subgroup (SCOTT 1987, JAMBOR 1999, DILL 2001)

Ásványnév / Mineral name	Képlet / Formula
Jarosit / jarosite	$KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Nátrojarosit / natrojarosite	$NaFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Hidróniumjarosit / hydroniumjarosite	$(H_3O)Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Ammoniojarosit / ammoniojarosite	$(NH_4)Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Plumbojarosit / plumbojarosite	$PbFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Argentojarosit / argentojarosite	$AgFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Dorallcharit / dorallcharite	$TlFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
Beaverit / beaverite	$Pb(Fe^{3+}, Cu)_3(SO_4)_2(OH)_6$

jarosit szélső tagok által határolt kristálykémiai mezőbe esnek (BROPHY et al. 1962, BROPHY & SHERIDAN 1965, KUBISZ 1970, LI et al. 2007).

PAPIKE et al. (2006) kutatásai jarositot valószínűsítettek a Marson. Feltételezik, hogy hasonló körülmények között képződhetett mint a Földön, szulfidok oxidációs termékeként. Mivel hidroxiltartalmú ásvány (10 tömegszázalék vizet tartalmazhat OH-formában), jelenléte jellegzetes fluidum és hőmérséklettartományra utal.

A Földön a jarosit négy eltérő képződési környezetben jöhet létre. Leggyakrabban a szulfidok mállásának eredményeként képződik, érctelepeken és piritben gazdag széntelepeken. Ilyen paragenézisekben a jarosit gyakran bevonatokat képez egyéb vas-szulfátokkal együtt. Agyakokban szintén megtalálható, ahol kis tömör csomókban vagy diffúzan szétszórva, egyéb agyagásványok körül van jelen. Azt feltételezik, hogy az agyakokban lévő pirit oxidációja biztosítja a vasat és szulfátot, míg a sav által kimosott alkáli elemek szolgáltatják a jarosit képződéséhez a többi elemet. Savanyú szulfátos talajokban is gyakori, ahol a talaj összetevői hidrogén ion leadására,

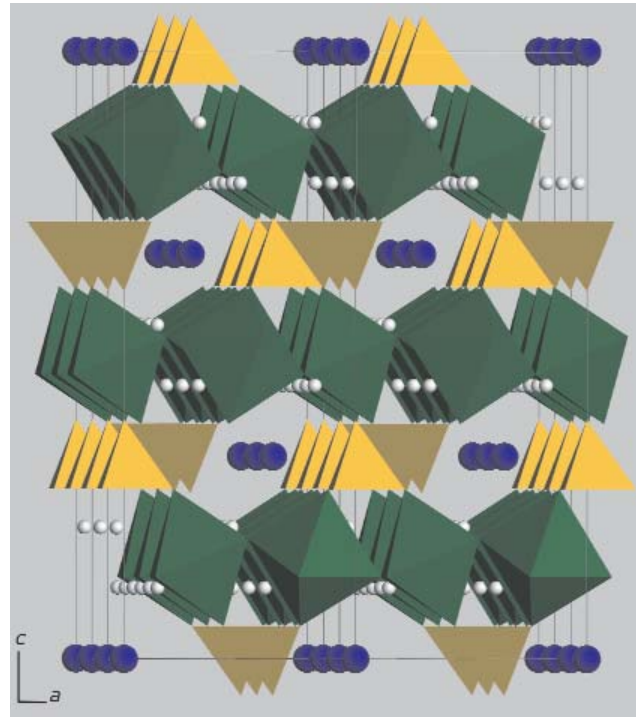


illetve néhány elektron felvételére is képesek. A világ számos területén találunk 3 és 4-es pH-jú talajokat. Ez sárga talajok képződéséhez vezet (WARSHAW 1956). A negyedik lehetséges képződési környezet a hidrotermás eredetű előfordulásokban van, ahol hipogén eredetű ásványként találjuk. Erre példákat a Yellowstone Nemzeti Parkban (ALLEN & DAY 1935), valamint Japánban és Indonéziában találunk (ROTHSTEIN 2006).

A szulfidok oxidációja során másodlagosan képződött jarosit és hidróniumjarosit stabilitása általában szűk, 0,8 és 3-as pH közötti savas tartományra korlátozódik. A talajvíz természetes megemelkedése, valamint a bányatermek elárasztása megváltoztathatja a környezet pH-ját és Eh-ját. Egyik nem szándékos és nem kívánatos következménye egy már oxidált terület elárasztásnak a jarosit oldódása lehet, amely eredményeként savassá válik a környezet és nehézfémek szabadulnak fel (WELCH et al. 2007).

A jarosit stabilitásának, valamint a lehetséges toxikus fémek szerkezetbe való beépülésének megértéséhez szükség van a jarosit kristálykémiai jellemzőinek ismeretére. A jarosit az alunits csoport tagja. Általános képlete:  $AB_3(TO_4)_2(OH)_6$  (SCOTT 1987, JAMBOR 1999, DILL 2001). A trigonális rendszerben kristályosodó ásványcsoportnak  $R\bar{3}m$  a tércsoportja és fémionokat tartalmaz az enyhén torzított oktaéderes pozícióban. Minden oktaéderhez 4 hidroxilion tartozik, ezek egy síkban helyezkednek el, a csúcsonkál pedig a szulfát tetraéderek oxigénjei találhatóak. A csoport tagjai tipikusan réteg-szerkezetűek, a jarositnál a  $Fe(OH)_4O_2$  oktaéderek, csúcsokkal összekapcsolódva alkotnak rétegeket (3. ábra). A rétegekben 6-6 oktaéderből álló gyűrűk találhatóak, melyek közepén a  $SO_4^{2-}$  tetraéderek helyezkednek el, illetve a 6 oktaéderből álló gyűrűk találkozásánál lévő 3 oktaéderből álló gyűrűk közepén az  $A$  pozícióban lévő kation található. Valójában az  $A$  pozícióban lévő kation és az  $SO_4^{2-}$  tetraéderek vannak egy síkban, két ilyen sík között Fe-ionok, OH-csoportok és O-atomok foglalnak helyet (3. ábra). A rétegek között hidrogénhid kötés létesít kapcsolatot.

A viszonylag rugalmas szerkezetéből adódóan a jarosit számos iont beépíthet szerkezetébe. Az  $A$  pozíciót egyvegyértékű ( $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $H_3O^+$ ,  $NH_4^+$ ,  $Ag^+$ ,  $Rb^+$ ,  $Tl^+$ ), kétvegyértékű ( $Pb^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Sr^{2+}$ ,  $Ba^{2+}$ ,  $Cu^{2+}$ ,  $Hg^{2+}$ ) és háromvegyértékű kationok [ $Bi^{3+}$ ,  $La^{3+}$ ,  $Ce^{3+}$ ,  $Nd^{3+}$ , (Th, Pb) $^{3+}$ ] tölthetik be (SCOTT 1987, JAMBOR 1999, DILL 2001). A  $B$  pozíciót általában  $Fe^{3+}$ ,  $Al^{3+}$ , (Fe, Cu, Al) $^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $V^{3+}$ ,  $Ga^{3+}$  töltheti be. A  $TO_4$ -es pozícióban  $[SO_4]^{2-}$ ,  $[CrO_4]^{2-}$ ,  $[PO_4]^{3-}$ ,  $[AsO_4]^{3-}$  lehet (SCOTT 1987, JAMBOR 1999, DILL 2001). A jarositok stabilitása és reaktivitása függ az  $A$ ,  $B$  kationpozícióban történő helyettesítésektől, a tetraéderes pozícióban létrejövő helyettesítések függvényében nagymértékben változik (BECKER & GASHAROVA 2001). Az  $A$  pozícióban lévő  $Na^+$  vagy  $H_3O^+$  helyettesítése növeli a jarosit reakcióképességét és oldhatóságát (STOFFREGEN 1993, BARON & PALMER 1996, GASHAROVA et al. 2005).



3. ábra. A jarosit kristályszerkezetének poliéderez ábrázolása a  $c$  tengellyel párhuzamos nézetből

A kisebb, fehér gömbök a H-atomokat jelképezik. Az  $A$  kationt a kék színű gömbök jelzik. Az oktaéderek a  $Fe(OH)_4O_2$  egységeket, a tetraéderek a szulfátot mutatják

Figure 3. Polyhedral drawing of the crystal structure of jarosite viewed approximately parallel to the  $c$  axis

Small white spheres represent H-atoms, A cations are shown as blue spheres, octahedra show  $Fe(OH)_4O_2$  units, while tetrahedra represent the sulfate

A plumbojarositot 1902-ben írták le először úgy, mint jarosittal rokon fajt, Pb-gazdag összetétellel. Az ólom a  $K^+$ -ot helyettesíti a jarosit szerkezetében. Olyan bányameddőkön gyakori, ahol az ólom valamilyen formában jelen van (SMITH et al. 2006, HOCHHELLA et al. 1999, HUDSON-EDWARDS et al. 1999). Felismerték gazdasági fontosságát is, mivel az  $Ag^+$  gyakran helyettesít a szerkezetben. Pb- és Ag-tartalma egyes lelőhelyeken elegendő ahhoz, hogy gazdaságosan kinyerhető legyen (SZYMAŃSKI 1985). A plumbojarosit szerkezetét először HENDRICKS (1937) írta le, majd SZYMAŃSKI (1985) pontosította. Mindketten a Tintic Standard bányából (Dividend, Amerikai Egyesült Államok) gyűjtött plumbojarositot használtak a szerkezet meghatározására és megállapították, hogy az elemi cella mérete megduplázódik a  $c$  tengely irányában, ami annak a következménye, hogy a szerkezetben az egyvegyértékű  $K^+$ -ot a kétvegyértékű  $Pb^{2+}$  helyettesíti. Következésképpen a képlete:  $PbFe_6(SO_4)_4(OH)_{12}$ .

A hidrometallurgiai ipar is kihasználja, hogy a jarosit a szerkezetébe sokféle iont tud befogadni. A jarosit kicsapódásának indukálásával tudják koncentrálni az oldatokban található nehézfémeket (DUTRIZAC & JAMBOR 2000, BECKER & GASHAROVA 2001, DILL 2001, KOLITSCH & PRING 2001).

## Földtani háttér és bányászattörténet

A vizsgált terület egy közel 50 éves, magas pirit-tartalmú meddőhányó. A bányabérci érces terület szerves részét képezi a Ny-Mátra és ezen belül a Gyöngyösoroszi érces kifejlődésnek. A terület fő tömegét az erőteljes badeni vulkanizmushoz kapcsolódó differenciálódott andezitláva kőzetei képezik. Az összetett vulkánosság során képződött andezitben és tufáiban fejlődtek ki a nyugat-mátrai ércesedést alkotó ércfelérek. Ez egy közepes hőmérsékletű, hidrotermás teléres ércesedés (ÓDOR et al. 1998, GATTER et al. 1999). Az érces teléreket magába foglaló andezit fölé települt egy fiatalabb, ércesedési szempontból meddő andezit, az úgynevezett fedőandezit (piroxéndandezit). A terület uralkodó szulfid-ásványai a pirit, szfalerit, galenit, kalkopirit, wurtzit, markazit és antimonit.

A hidrotermás ércképződés közben zajló nagyobb tektonikai mozgások a kivált érc gyűrődését, morzsolódását eredményezték, létrehozva ezáltal néhány breccsás szerkezetű telért, mint amilyen a bányabérci is. Az ásványparagenezisek arra utalnak, hogy a hidrotermák bizonyos időszakokban magas káliumtartalmúak voltak. Bányabérc területén intenzív kálímetaszomatikus jelenségeket figyelhetünk meg. Több munka foglalkozik ezeknek a káliumdús kőzeteknek a keletkezésével. VARGA (1966a, 1966b, 1992) és VARGA et al. (1975) szerint ezek a kőzetek egy káliumdús lávából kristályosodtak. KUBOVICS (1965, 1966, 1970) és MEZŐSI (1968, 1970) úgy találták, hogy ezek a kőzetek egy intenzív kálímetaszomatózis eredményeként nyerték magas  $K_2O$ -tartalmukat. A 10–13 százaléknyi össz  $K_2O$ -tartalom nem tulajdonítható egyedül annak, hogy az andezitben a káliföldpátnak relatív dúsulása figyelhető meg. A kőzet 60–80%-os káliföldpát-tartalma az intenzív kálímetaszomatózis eredménye (BAKSA et al. 1981). A terület alacsony szulfidizációs fokú ércesedése (GATTER 1997, GATTER et al. 1999) jellegzetes részét képviseli a Belső-kárpáti vulkáni koszorú epitermás polimetallikus ércesedésének.

Gyöngyösoroszi környezetében az ércbányászatnak már a 14. századtól van tárgyi emléke. Ettől az időszaktól számítva a bezárásig 38 aknát és tárót nyitottak meg. A középkorban főleg aranyat kutattak és termeltek (KUN 1998).

1949–1985 között az ércutatás és feltárás folyamatos volt. A térségben az ólom-, cink- és rézércet intenzív bányászata közel 50 évig tartott. Az utolsó tárót 1986-ban zárták be, rekultivációs munkálatok nélkül. A bányászat eredményeként számos felszíni terület ólommal, cinkkel, arzénal és rézzel szennyeződött.

2006-ban egy nagyméretű kármentesítési projekt keretében elkezdődött a bányabérci meddőhányó elhordása, valamint további meddőhányók tájrendezése, akár elhordással, akár a környezettől való teljes elszigeteléssel. A kármentesítési program célja a savasodás és a nehézfém-szennyezés megakadályozása.

## Mintavétel és -előkészítés, anyagvizsgálati módszerek

Az elhordás során a meddőhányót teljes szelvényben vizsgálhattuk (2. ábra). A mintákat pontszerűen gyűjtöttük, a felszíntől változó mélységben. A mintagyűjtés 2006 szeptemberében és októberében (esős időszak) és 2007 májusában (hosszú száraz időszak után) történt. A gyűjtött minták heterogének voltak, eltérő makroszkópos tulajdonságokkal rendelkeztek. A vízvesztés csökkentése a mintákat zárt műanyagtasakokban tároltuk. A feltárt meddőhányó bizonyos részein (2. ábra) sárga és vörösesbarna rétegek váltakozását figyeltük meg. A sárga színt a nagy mennyiségben jelen lévő jarosit kölcsönözte, míg a vörösesbarna szín a vas-oxid-hidroxidoknak és a vas-oxid-hidroxid-szulfátoknak volt tulajdonítható. Nem találtunk arra utaló jelet (szín, ásványfázis), ami azt bizonyítaná, hogy a meddőhányóban, akár az alsó részen is, redukzív körülmények léteztek volna.

Néhány minta esetében szemcseméret szerinti elválasztást alkalmaztunk a kisméretű (1–3  $\mu\text{m}$ ) jarosit dúsítására. Hét frakciót különítettünk el (>400  $\mu\text{m}$ , 400–250  $\mu\text{m}$ , 250–125  $\mu\text{m}$ , 125–63  $\mu\text{m}$ , 63–32  $\mu\text{m}$ , 32–2  $\mu\text{m}$  és <2  $\mu\text{m}$ ). Az ioncserélt vízzel történő nedves szitálás (a legkisebb frakció esetében ülepités) után a mintákat szobahőmérsékleten szárítottuk, a teljes vízmennyiség elpárologtatásával.

A különválasztás során nyert frakciókat, ugyanúgy, mint az eredeti állapotban begyűjtött mintákat röntgen pordiffrakcióval (XRD) elemeztük. Az ELTE Ásványtani Tanszékén történő mérések Siemens D5000 Bragg-Brentano geometriájú, másodlagos pirolitikus grafitkristály monokromátorral felszerelt pordiffraktométerrel, Cu-K $\alpha$  sugár alkalmazásával történtek. Az elsődleges cél az ásványfázisok azonosítása volt. A rutin vizsgálatok esetében 2°–65° 2 $\theta$  értékek között készültek a felvételek, 0,05° 2 $\theta$  lépésközzel és 2 s számlálási idővel. A fázis-azonosításhoz a Diffra<sup>plus</sup> EVA 10.0.1.0 szoftvert használtuk. Az elemi cellák számolásához készült felvételek 5°–70° 2 $\theta$  értékek között, 0,01° 2 $\theta$  lépésközzel, 6 s számlálási idővel készültek. Az elemi cella számolásához a UnitCell programot alkalmaztuk (HOLLAND & REDFERN 1997).

Néhány válogatott szemcsén és a kőzetfelületen található bevonatokon néztük a kristályok morfológiáját, méretét és összetételét. A mérések az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékén AMRAY 1830 I/T6 típusú pásztázó elektronmikroszkóppal készültek. Az elemzésekhez visszaszórt elektrondetektort (BSE), szekunder elektrondetektort (SE) és EDAX PV 9700 röntgenspektrométert (SEM-EDX) használtunk. A mérések sztenderdmentesen, 20 kV gyorsítófeszültséggel, 1,4 nA sugárárammal készültek. A mintákat műgyantába ágyaztuk, szárazon csiszoltuk és szénrel való gőzölés után kémiai összetételt mértünk (SEM-EDX).

A Raman-spektroszkópiát ásványfázisok azonosításához használtuk. A mérések a Bécsi Egyetem Ásványtani

és Kristálytani Intézetében, Renishaw RM1000 típusú, pszeudokonfokális, Leica DMLM optikai mikroszkóppal felszerelt Raman-spektroszkóppal készültek. A mérésekhez Leica 50× objektívet használtunk, a laterális felbontás ~2 µm volt. A műszer spektrális felbontása 2,2 cm<sup>-1</sup>, pontossága 0,5 cm<sup>-1</sup>. A minták gerjesztésére HeNe-lézer 632,8 nm-es, valamint Ar-ion lézer 514,5 nm-es vonalát használtuk. A minták érzékenysége miatt csökkentett lézerintenzitást (25%) alkalmaztunk és minden mérés után ellenőriztük a minta épségét. A Raman-eltolódást a Rayleigh-vonal (rugalmas szóródás) segítségével kalibráltuk. A spektrumok illesztését és az alapvonal-eltávolítást a PeakFit 4.12 program segítségével végeztük.

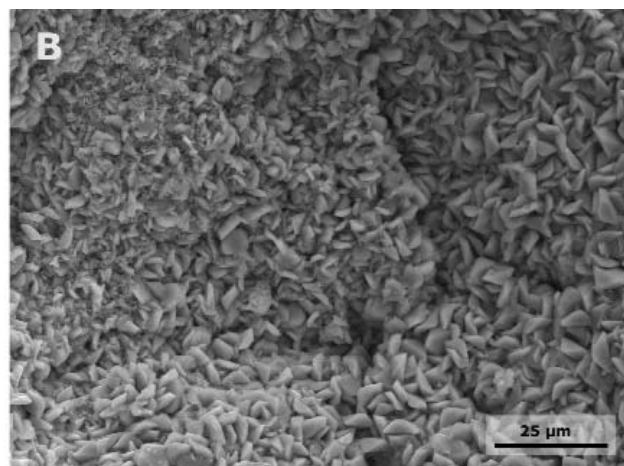
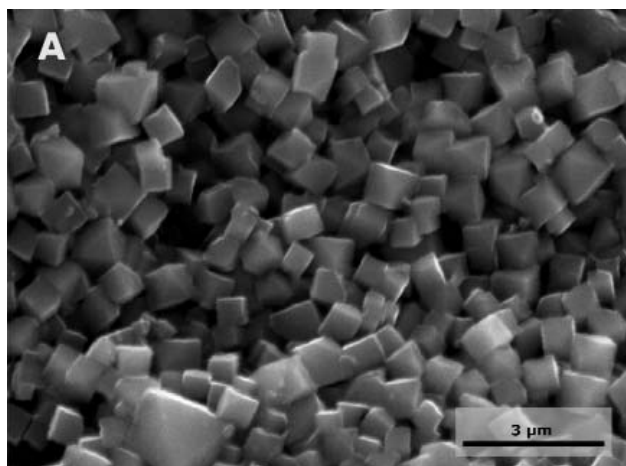
### Vizsgálati eredmények és diszkusszió

A meddőhányó jellegzetes sárga színét is kölcsönző, 1–3 µm közötti jarositkristályok a leggyakoribb vaszulfátok a bányabérci meddőhányón (4. ábra).

A csiszolt és polírozott szemcsékről, valamint a kőzetfelületen található bevonatokról készült SEM-EDX mérések eredményeiből Fe/S atomarányokat számoltunk és a kapott értékek alapján csoportosítottuk a mintákat. Az 56 mintából 30 minta esetében az értékek az ideális (1,5) Fe/S arány körültekintően voltak (II. táblázat). Ideálisnak tekintettük az 1,22–1,7 közötti értékeket, mivel az arány mind analitikai, mind kristálykémiailag okokból adódóan enyhén eltérhet az ideálistól. Az alsó határ megállapításánál figyelembe vettük, hogy JAMIESON et al. (2005) számolt Fe/S arányai 1,25–1,48 között, míg DROUET & NAVROTSKY (2003) szintetikus jarositokon mért és számolt Fe/S arányai 1,24–1,46 között változnak. Az 1,7 fölötti Fe/S arányokat (III. táblázat) a magasabb Fe-tartalomnak tulajdonítottuk és jarosit-Fe-oxid-hidroxid (goethit) keverékének tekintettük. BIGHAM et al. (1996) a jarosit és goethit keverékéből képződött anyagot, ami még döntően jarositból áll, de már magasabb Fe/S aránnyal

rendelkezik, „jarositosnak” nevezi. Értelmezésünket a Raman-spektroszkópos adatokkal támasztottuk alá. Az 5. ábra A részén a bomló pirít jarosit, jarosit és goethit keveréke (Fe/S arány: 2,58 és 10,33) valamint goethit látható. Az 5. ábra, B a mérési pontokban felvett Raman-spektrumokat mutatja. A goethithez és jarosithoz rendelhető rezgéseken kívül szerves anyaghoz rendelhető rezgések is azonosíthatók a spektrumon. Mivel felületi szennyeződés kizárható, ezért a szerves összetevőt az anyagban találhatóak tekinthetjük. A szerves anyag utalhat az átalakulási folyamatokban résztvevő baktériumok jelenlétére. A szerves összetevőhöz rendelhető rezgéseket csillaggal (\*) jelöltük (goethitnél: 1606, 1343; jarositnál: 1603, 1482, 1301, 1183 cm<sup>-1</sup>) (EDWARDS et al. 2007). A goethithez rendelhető rezgések 301, 390, 479, 550, 688 és 983 cm<sup>-1</sup>-nél, míg a jarosit rezgései 223, 300, 357, 431, 451, 580, 624, 1008, 1107 és 1153 cm<sup>-1</sup>-nél találhatók, melyek szinte teljes mértékben (±5 cm<sup>-1</sup>) egyeznek a szakirodalomban közölt értékekkel (DE FARIA et al. 1997, SASAKI et al. 1998, FROST et al. 2006, EDWARDS et al. 2007). Néhány esetben a mintákból Al, P és As is mérhető volt. Mivel a vasat az Al helyettesítheti, míg a (TO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> pozícióba a (SO<sub>4</sub>)<sup>2-</sup>-on kívül (PO<sub>4</sub>)<sup>3-</sup> vagy (AsO<sub>4</sub>)<sup>3-</sup> is beépülhet (SCOTT 1987, JAMBOR 1999, DILL 2001) ezért ezekre a mintákra a (Fe+Al)/(S+P+As) arányokat is kiszámoltuk (II. és III. táblázat). Bár az alunit szerkezetben a Si is helyettesíthet (SiO<sub>4</sub>)<sup>4-</sup> formájában (SCOTT 1987, JAMBOR 1999, DILL 2001), ezt az elemet nem a szerkezethez tartozónak, hanem keveréknek, kvarc, vagy valamilyen szilikát formájában jelenlévő fázisnak tekintettük, ezért az atomarányok számolásánál nem vettük figyelembe.

A jarosit alcsoport tagjainak általános képlete alapján [AB<sub>3</sub>(TO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>6</sub>] (SCOTT 1987, JAMBOR 1999, DILL 2001), a jarosit esetében, az A kation pozícióban leggyakrabban Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup> és H<sub>3</sub>O<sup>+</sup> található. A jarositok között a természetben leggyakrabban a nátrojarosit, jarosit és hidróniumjarosit, valamint ezek szilárd elegysorai jelennek meg (BROPHY et al. 1962, BROPHY & SHERIDAN 1965, KUBISZ



4. ábra. Jarosit (A) és plumbojarosit (B) fenn-nőtt kristálycsoportjai. A jarositkristályok romboéder [1011] - bázislap [0001] kombinációjúak. Szekunder elektron (SE) felvételek

Figure 4. Jarosite (A) and plumbojarosite (B) euhedral crystals. The jarosite crystals are combinations of [1011] - [0001]. Secondary electron (SE) image



**II. táblázat.** SEM-EDX mérések eredményei „ideális” Fe/S atomarányú jarositokról. Az értékeket vízmentes formában 100% oxidos  
**Table II.** Results of SEM-EDX analyses of “ideal” jarosites. Data were normalized to 100% oxide composition, not counting

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> [wt% ]	0,00	1,81	0,00	2,52	0,00	0,00	7,07	6,48	1,67	2,25	6,71	4,84	5,12	6,78	5,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	51,10	51,56	56,32	51,54	54,29	57,36	48,72	48,24	53,73	53,18	48,70	50,68	53,69	49,85	50,03
K <sub>2</sub> O	6,93	4,15	0,00	5,33	4,49	0,87	7,39	7,21	3,44	5,25	8,45	7,50	2,87	6,73	7,00
SO <sub>3</sub>	41,98	40,65	43,68	39,32	41,21	42,77	36,83	35,86	39,77	38,49	34,54	36,12	37,83	34,77	34,60
SiO <sub>2</sub>	0,00	0,87	0,00	1,28	0,00	0,00	0,00	0,44	0,80	0,83	0,63	0,85	0,49	0,00	1,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,76	0,00	0,00	0,97	0,00	0,00	1,87	1,38
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al [apfu]	0,00	0,14	0,00	0,20	0,00	0,00	0,60	0,54	0,13	0,18	0,59	0,42	0,43	0,58	0,48
Fe	2,44	2,50	2,59	2,63	2,64	2,64	2,65	2,56	2,68	2,77	2,74	2,81	2,85	2,71	2,78
K	0,56	0,34	0,00	0,46	0,37	0,07	0,68	0,65	0,29	0,46	0,81	0,71	0,26	0,62	0,66
S	2,00	1,97	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,89	1,98	2,00	1,94	2,00	2,00	1,89	1,91
Si	0,00	0,06	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,06	0,05	0,06	0,03	0,00	0,11
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,11	0,09
As	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H <sub>3</sub> O*	0,44	0,66	1,00	0,54	0,63	0,93	0,32	0,35	0,71	0,54	0,19	0,29	0,74	0,38	0,34
Fe/S	1,22	1,27	1,29	1,31	1,32	1,32	1,33	1,35	1,35	1,39	1,41	1,41	1,42	1,44	1,45
(Fe+Al)/ (S+P+As)		1,32		1,42	1,37		1,63	1,55	1,41	1,48	1,67	1,62	1,64	1,64	1,63

\* számolt értékek - calculated values; H<sub>3</sub>O+K=1,00

**III. táblázat.** SEM-EDX mérések adatai 1,7-nél magasabb Fe/S atomarányú („jarositos”) mintákról. Az értékeket vízmentes formában 100% oxidos  
**Table III.** Results of SEM-EDX analyses of “jarositic” samples (Fe/S > 1.7). Data were normalized to 100% oxide composition, not counting

	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> [wt% ]	6,87	7,46	1,08	0,00	1,67	3,11	3,20	1,46	2,55	8,34	3,85	3,01	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58,19	58,37	60,88	64,34	63,47	58,95	60,21	67,33	65,38	59,24	67,61	66,56	
K <sub>2</sub> O	2,57	2,58	2,83	1,82	2,55	3,01	1,07	1,93	3,46	0,00	2,04	0,91	
SO <sub>3</sub>	32,38	31,59	31,17	32,50	31,12	27,99	25,62	28,17	25,41	20,47	23,01	22,51	
SiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	2,54	1,50	0,00	1,76	3,86	0,00	2,13	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	2,80	1,34	1,20	2,56	2,52	0,00	1,44	4,83	3,49	2,43	
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,97	0,00	0,00	1,83	5,87	0,00	0,00	3,26	0,00	2,45	
Al [apfu]	0,67	0,74	0,10	0,00	0,16	0,30	0,31	0,16	0,30	0,93	0,45	0,35	
Fe	3,60	3,71	3,56	3,79	3,92	3,68	3,71	4,59	4,85	4,22	5,03	4,95	
K	0,27	0,28	0,28	0,18	0,27	0,32	0,11	0,22	0,43	0,00	0,26	0,12	
S	2,00	2,00	1,82	1,91	1,92	1,74	1,57	1,92	1,88	1,45	1,71	1,67	
Si	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,21	0,12	0,00	0,17	0,36	0,00	0,21	
P	0,00	0,00	0,14	0,09	0,08	0,18	0,17	0,08	0,12	0,39	0,29	0,20	
As	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,08	0,25	0,00	0,00	0,16	0,00	0,13	
Fe/S	1,80	1,85	1,96	1,99	2,04	2,11	2,36	2,40	2,58	2,90	2,95	2,97	
(Fe+Al)/ (S+P+As)		2,13	2,22	1,83	1,90		1,99	2,01	2,37	2,57	2,57	2,74	2,65

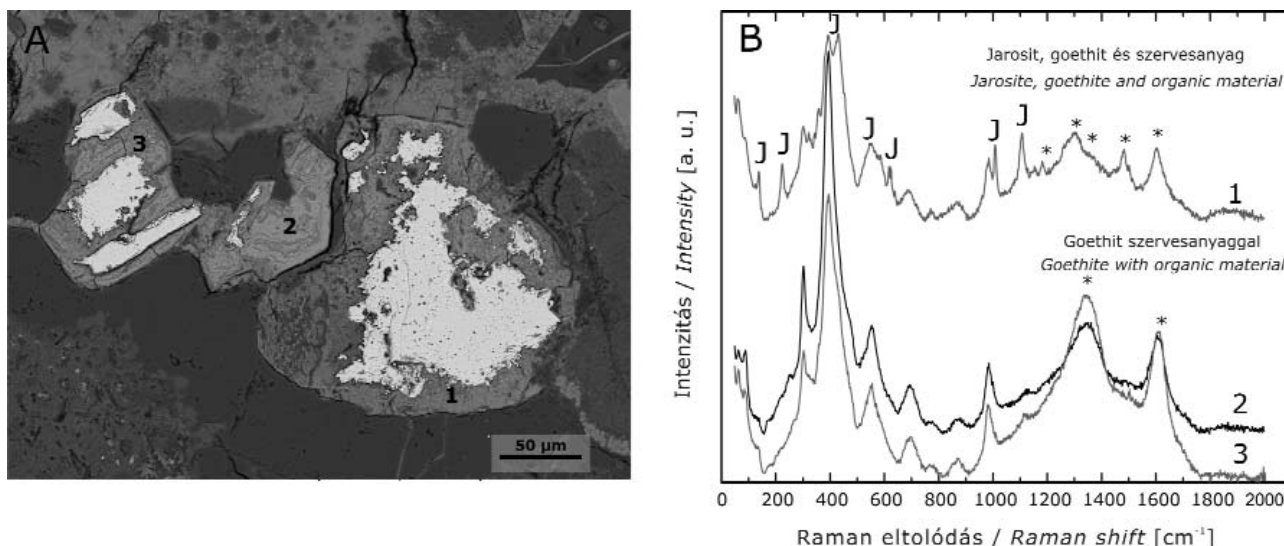


összetételre, a képletszámolásnál 2 S-re normáltuk. Úgy a számolt Fe/S, mint a  $(\text{Fe}+\text{Al})^{\text{VI}}/(\text{S}+\text{P}+\text{As})^{\text{IV}}$  atomarányok értékeit feltüntettük  
*the water. Formulae were calculated for 2 S. Calculated Fe/S and  $(\text{Fe}+\text{Al})^{\text{VI}}/(\text{S}+\text{P}+\text{As})^{\text{IV}}$  atomic ratios are also presented*

16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	Elméleti összetétel Theoretical composition
1,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,59	0,94	3,87	0,00
54,97	55,65	59,37	59,13	59,70	55,88	57,13	56,55	57,49	60,50	59,79	59,53	56,57	56,56	57,00	53,61
5,85	6,84	0,97	1,38	1,18	6,11	5,74	5,94	5,66	0,63	1,68	2,17	2,51	6,29	2,14	10,54
37,97	37,51	39,66	39,48	39,11	36,53	37,13	36,85	36,85	38,87	38,53	38,30	35,87	35,61	35,45	35,85
0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,94	0,59	1,09	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,52	0,00	0,44	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31	0,08	0,34	0,00
2,94	2,98	3,00	3,00	3,06	3,07	3,09	3,02	3,13	3,12	3,11	3,12	3,11	3,19	3,18	3,00
0,53	0,62	0,08	0,12	0,10	0,57	0,53	0,54	0,52	0,06	0,15	0,19	0,23	0,60	0,20	1,00
2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,96	2,00	2,00	2,00	2,00	1,97	2,00	1,97	2,00
0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,04	0,08	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,47	0,38	0,92	0,88	0,90	0,43	0,47	0,46	0,48	0,94	0,85	0,81	0,77	0,40	0,80	0,00
1,47	1,49	1,50	1,50	1,53	1,53	1,54	1,54	1,56	1,56	1,56	1,56	1,58	1,59	1,61	1,50
1,52					1,58		1,51					1,71	1,63	1,76	

összetételre, a képletszámolásnál 2 S-re normáltuk. A táblázat tartalmazza úgy a Fe/S, mint a  $(\text{Fe}+\text{Al})^{\text{VI}}/(\text{S}+\text{P}+\text{As})^{\text{IV}}$  atomarányok értékeit  
*the water. Formulae were calculated for 2 S. The table contains the calculated Fe/S and  $(\text{Fe}+\text{Al})^{\text{VI}}/(\text{S}+\text{P}+\text{As})^{\text{IV}}$  atomic ratios*

43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56
8,25	3,29	0,00	1,76	0,00	0,00	2,37	3,34	0,00	1,26	0,92	10,08	1,44	0,00
66,59	67,20	79,31	69,93	78,82	76,61	73,56	75,99	75,59	74,28	77,77	71,67	75,29	79,28
0,00	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00
20,34	20,48	20,69	17,09	19,02	18,27	17,50	18,03	17,78	17,31	18,13	16,27	17,07	17,87
1,75	1,52	0,00	1,76	1,50	1,38	2,23	1,55	2,24	1,56	1,42	0,00	1,51	1,69
3,10	4,42	0,00	5,15	0,66	1,84	1,71	1,00	2,62	3,07	0,76	1,62	2,59	1,16
0,00	2,84	0,00	3,13	0,00	1,89	2,62	0,00	1,78	2,52	1,01	0,00	2,11	0,00
1,08	0,38	0,00	0,37	0,00	0,00	0,35	0,54	0,00	0,18	0,15	1,77	0,21	0,00
5,60	4,91	7,69	5,59	8,00	7,09	6,94	7,91	6,90	6,61	7,92	7,94	7,04	8,29
0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
1,71	1,49	2,00	1,36	1,92	1,69	1,65	1,87	1,62	1,54	1,84	1,80	1,59	1,86
0,20	0,15	0,00	0,19	0,20	0,17	0,28	0,21	0,27	0,19	0,19	0,00	0,19	0,24
0,29	0,38	0,00	0,46	0,08	0,19	0,18	0,13	0,27	0,31	0,09	0,20	0,27	1,14
0,00	0,14	0,00	0,17	0,00	0,12	0,17	0,00	0,11	0,16	0,07	0,00	0,14	0,00
3,28	3,29	3,84	4,10	4,16	4,21	4,22	4,22	4,26	4,30	4,30	4,42	4,42	4,45
3,34	2,64		2,98	4,00	3,55	3,64	4,23	3,45	3,39	4,04		3,62	4,15



**5. ábra.** A) Pirit-jarosit-goethit átalakulás. A pirit (felemésztdőben lévő világos magok) körül jarosit-goethit keverékből (1) álló (Fe/S arány 2,58), illetve már teljesen goethitté (2, 3) alakult (2: Fe/S arány 10,33) szegély. Az átalakulás során a szemcsék alakja megőrződik (álalak), ami alapján a folyamat fokozatos előrehaladására következtethetünk. Visszaszórt elektron (BSE) felvétel. B) Az A ábrán jelzett 1, 2 és 3 pontokban felvett Raman-spektrumok, amelyek igazolják a jarosit (J) – goethit keverék (1), illetve a goethit (2, 3) jelenlétét. Mindhárom spektrumon megjelennek a szerves anyaghoz (EDWARDS et al. 2007) rendelhető csúcsok (\*-al jelölve). Mivel a felületi kontamináció kizárható, így jelenlétére kézenfekvő magyarázat, az átalakulási folyamatokban közreműködő baktériumok anyagával történő azonosítás

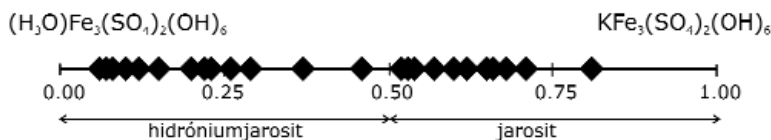
**Figure 5.** A) Pyrite-jarosite-goethite transformation. Pyrite (highly weathered bright cores) is surrounded by a (1) jarosite-goethite mixture (Fe/S atomic ratio 2.58) and (2, 3) goethite (2: Fe/S atomic ratio is 10.33). During transformation the shape of pyrite crystals is maintained (pseudomorphism). This leads to the conclusion that the process is gradually progressing. Backscattered electron (BSE) image. B) The measured Raman spectra in the points 1, 2 and 3 resp. in Figure A. Spectrum 1 shows a mixture between jarosite(J) and goethite and spectra 2 and 3 demonstrate the presence of goethite. The peaks marked with \* are assigned to organic compound(s) (EDWARDS et al. 2007). Since the presence of surface contamination can be excluded, the organic material has to be considered as a component of the measured material. Bacteria present, involved in transformation processes could be a possible explanation for the presence of this organic material

1970, LI et al. 2007). A bányabérci jarositokból az A kationként értelmezhető elemek közül  $K^+$ -ot mértünk. (Az esetenként talált  $Pb^{2+}$ -ot a plumbojarositnál később külön tárgyaljuk). Mivel  $Na^+$  nincs jelen a rendszerben, a képletszámolásnál az A kristálykémiái pozícióban a  $K^+$  mellett jelentkező hiányt  $H_3O^+$  jelenlétének tulajdonítottuk (RIPMEESTER et al. 1986, JAMIESON et al. 2005, JAMBOR 1999). Az eredmények azt mutatják, hogy a bányabérci jarositok a jarosit és hidróniumjarosit közötti elegység tagjai (6. ábra).

Jól ismert (HENDRICKS 1937, BASCIANO & PETERSON 2007), hogy az alunitsoportban az A kation-pozícióban fellépő helyettesítésekre a  $c_0$  elemi cella paraméter érzékeny. Mind a  $Na^+$ , mind a  $H_3O^+$  szerkezetbe lépése a  $K^+$  helyére a  $c_0$  érték csökkenését eredményezi (BASCIANO & PETERSON 2007, 2008). MAJZLAN et al. (2004) hidróniumjarositra számolt  $c_0$  elemi cella értéke 17,01795(4) Å.

BASCIANO & PETERSON (2007) szintetikus, eltérő hidróniumtartalmú jarositokon mért  $c_0$  elemi cella adatai 17,2043(2) Å-tól 16,9945(4) Å-ig változnak (IV. táblázat) ahogy haladunk a jarosittól a hidróniumjarosit irányába.  $K_{0,35}(H_3O)_{0,65}Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$  összetétel esetében az elemi cella értékei:  $c = 17,1030(3)$  Å,  $a = 7,3373(1)$  Å (BASCIANO & PETERSON 2007) (7. ábra, IV. táblázat). A mintáinkon számolt  $c_0$  értékek kisebbek, mint az irodalomban megadott tiszta jarosité (17,2043(2) Å; BASCIANO & PETERSON 2007) (7. ábra, IV. táblázat). Mivel esetünkben  $Na^+$  nincs jelen, a kisebb  $c_0$  értékek (IV. táblázat) is a  $H_3O^+$  ion helyettesítést igazolják.

Az alunit szerkezetben a B kristálykémiái pozícióban  $[AB_3(TO_4)_2(OH)_6]$  (SCOTT 1987, JAMBOR 1999, DILL 2001)] fellépő helyettesítésre az  $a_0$  rácsparaméter érzékeny. Az Al-os szélső tagnál (alunit) ez az érték 7,0115(1) Å (LAGER et al. 2001) és ez a  $Fe^{3+}$  helyettesítéssel nő. A  $Fe^{3+}$  szélső tagnál (jarosit)  $a_0 = 7,30293(8)$  Å (BASCIANO & PETERSON 2007). A mintáinkon számolt  $a_0$  cellaparaméter értékei (IV. táblázat, 7. ábra) 7,3117(5) és 7,3346(4) Å között változnak, melyek megegyeznek BASCIANO & PETERSON (2007) által megadott, eltérő hidróniumtartalmú, Al-helyettesítés nélküli jarositok értékeivel. Ez alapján, legalább mintáink egy részénél, a SEM-EDX mérésekben szereplő alumínium nem rendelhető a jarositszerkezethez. Annak eldön-



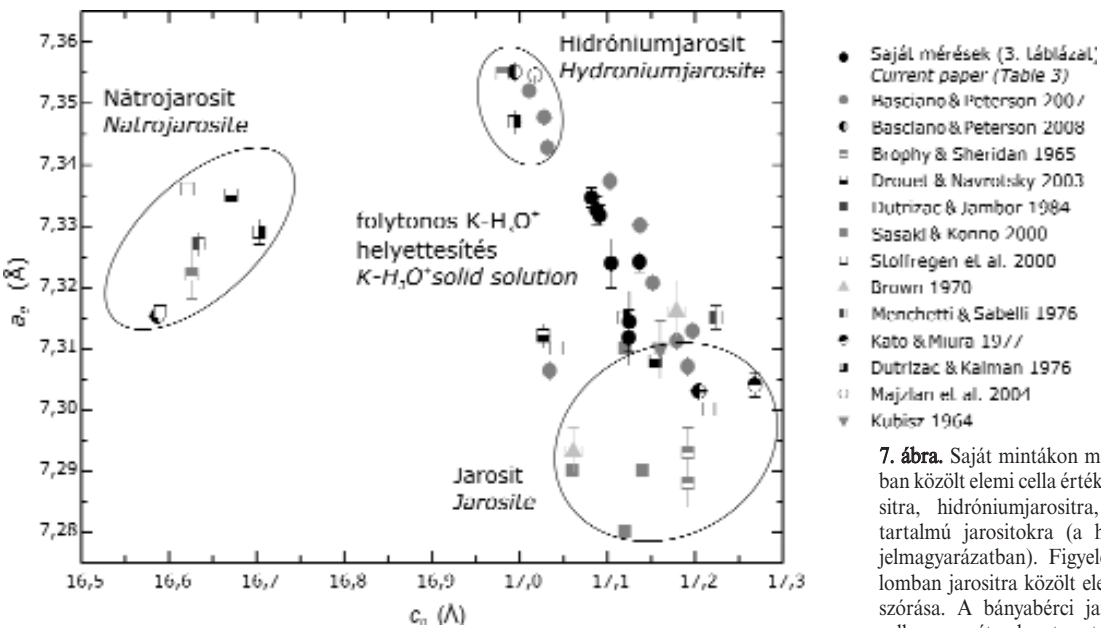
**6. ábra.** A bányabérci jarositok kémiai összetétele. A diagramon csak az ideális Fe/S atomarányú (1,3–1,7) (II. táblázat) jarositokat tüntettük fel. Az eredmények alapján a bányabérci jarositok a jarosit és hidróniumjarosit közötti elegység tagjai

**Figure 6.** The chemical composition of jarosites from Bányabérc. Only jarosites with ideal Fe/S atomic ratios (1.3–1.7) (Table II) were represented. The results suggest a solid solution series between jarosite and hydroniumjarosite

**IV. táblázat.** Bányabérci jarositok (A–G) számolt elemi cella értékei összehasonlításként BASCIANO & PETERSON (2007) adataival (1–8) kiegészítve. (BASCIANO & PETERSON (2007) mintáin mért  $K+H_3O$  összetételek és a minták típusa: (1) = 0+1 - szintetikus; (2) = 0,019+0,981 - Rio Tinto, természetes; (3) = 0,20+0,80 - szintetikus; (4) = 0,35+0,65 - szintetikus; (5) = 0,51+0,49 - szintetikus; (6) = 0,70+0,30 - szintetikus; (7) = 0,84+0,15 - Rio Tinto, természetes; (8) = 0,95+0,05 - szintetikus)

**Table IV.** Calculated unit cell parameters of jarosites from Bányabérc (A–G) compared with values published by BASCIANO & PETERSON (2007) (1–8). (The measured  $K+H_3O$  composition and the type of material published by BASCIANO & PETERSON (2007): (1) = 0+1 - synthetic; (2) = 0.019+0.981 - Rio Tinto, natural; (3) = 0.20+0.80 - synthetic; (4) = 0.35+0.65 - synthetic; (5) = 0.51+0.49 - synthetic; (6) = 0.70+0.30 - synthetic; (7) = 0.84+0.15 - Rio Tinto, natural; (8) = 0.95+0.05 - synthetic)

Minta / Sample	c (Å)	a (Å)	v (Å <sup>3</sup> )
A	17,082(2)	7,3346(4)	795,8(1)
B	17,087(2)	7,3325(6)	795,6(2)
C	17,091(2)	7,3317(5)	795,6(1)
D	17,104(4)	7,3238(5)	794,5(2)
E	17,124(5)	7,3117(5)	792,8(2)
F	17,125(5)	7,3143(7)	793,4(2)
G	17,136(2)	7,3241(4)	796,0(1)
1	16,9945(4)	7,3552(2)	796,2(4)
2	17,0280(2)	7,3478(1)	796,1(2)
3	17,0316(5)	7,3428(2)	795,2(5)
4	17,1030(3)	7,3373(1)	797,4(3)
5	17,1374(2)	7,33009(8)	797,4(2)
6	17,1792(2)	7,3112(1)	795,2(3)
7	17,1973(4)	7,3128(1)	796,4(3)
8	17,2043(2)	7,30293(8)	794,6(2)



**Figure 7.** Representation of our current measurements and the published unit cell values for jarosite, natrojarosite, hydroniumjarosite and  $K-H_3O$  jarosite (for references see the legend). Note the dispersion of published jarosite unit cell values. The unit cell data of jarosite samples from Bányabérc indicate the existence of a continuous solid-solution series between jarosite and hydroniumjarosite

tése, hogy vannak-e a bányabérci jarositok között Al-helyettesítésűek is, további vizsgálatokat igényelne.

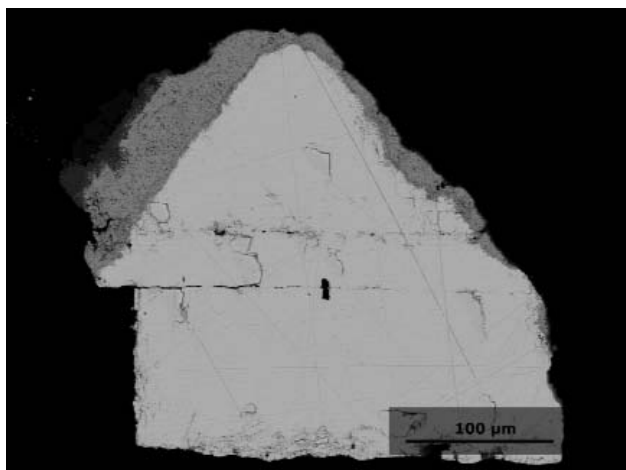
A 7. ábrán az irodalomban közölt jarosit, hidroniumjarosit és nátrojarosit elemi cella paramétereit ábrázoltuk a saját értékeinkkel együtt. Az elemi cella adataink a jarosit és hidroniumjarosit értékei közé esnek.

DUTRIZAC & JAMBOR (2000) szerint a hidroniumjarosit a szulfidok nagyon gyors oxidációja eredményeként keletkezik ott, ahol a  $K^+$  és  $Na^+$  kevés. A bányabérci minták esetében K bőven van a káliföldpátokban, mégis a jarositokban gyakori a hidroniumhelyettesítés is az alkáli pozícióban. Ez a területen zajló nagyon gyors oxidációs folyamatokra enged következtetni.

A meddőhányó egyes mintáiban, a galenit jelenlétének köszönhetően a plumbojarosit [ $PbFe_6(SO_4)_4(OH)_{12}$ ] is megjelenik. Csak galenit környezetében, a már oxidációs terméként, másodlagosan képződött anglesit [ $PbSO_4$ ] körül találjuk (8. ábra). Oxigéndús közegben a galenit elbomlik és anglesitté alakul. Bár a kén- és ólomvonalak átfedése miatt az EDX mérésekből kvantitatív, kristály-kémiai képlet számítására alkalmas adataink nincsenek a plumbojarositról, a Raman-spektroszkópia segítségével egyértelműen bizonyítottuk ennek az ásványfázisnak a jelenlétét. A galenit körül képződött anglesitkéreg növeli a galenit ellenállóságát, mivel az anglesit nehezen oldódik és megvédi a galenitet az oxidáló reagensek direkt hatásától (JAMBOR & BLOWES 1998). Savas környezetben úgy az anglesit, mint a plumbojarosit viszonylag stabil. Az anglesit 6-os pH alatt gyengén oldódik. A pH növekedése kedvez az ólom-szulfátok oldódásának (ROUSSEL et al. 2000). Már a helyi pH-növekedés következtében is a jarositok instabillá válnak és az Pb kikerül a környezetbe. A plumbojarosit szétesése és az ólom vas-oxid-hidroxidok

**7. ábra.** Saját mintákon mért és a szakirodalomban közölt elemi cella értékek jarositra, nátrojarositra, hidroniumjarositra, valamint  $K^+-H_3O^+$ -tartalmú jarositokra (a hivatkozásokat lásd a jelmagyarázatban). Figyelemre méltó az irodalomban jarositra közölt elemi cella értékek nagy szórása. A bányabérci jarositokon mért elemi cella paraméterek azt mutatják, hogy a jarosit és hidroniumjarosit között folyamatos elegysor van





8. ábra. Galenit (fényes mag) körül képződött anglesit (középszürke) és plumbojarosit (sötétszürke). Visszaszórt elektron (BSE) felvétel

Figure 8. Galena (bright core) surrounded by anglesite (mid grey) and plumbojarosite (dark grey). Backscattered electron (BSE) image

általi megkötése közötti tartományban az ólom oldatban van, ezáltal biológiailag hozzáférhető (HOCELLA et al. 2005). Kutatások igazolták, hogy az emésztőrendszerben a Pb biológiai hasznosíthatósága az ásványtani összetétel

függvényében változik. A galenit és anglesit szerkezetében kötött ólom nehezebben hozzáférhető, mint a cerusszit szerkezetében lévő (USEPA 1999). SMITH et al. (2006) plumbojarositok oldódásáról kapott kísérleti eredményei azt igazolták, hogy 2-es pH-n jól oldódik és oldatban lévő Pb, Fe valamint  $\text{SO}_4^{2-}$  képződik, míg 8-as pH-n oldatban lévő Pb,  $\text{SO}_4^{2-}$  és gyengén kristályos  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  keletkezik. Mindkét esetben, a reakció következő lépéseként, a végtermék rosszul kristályos  $\text{PbSO}_4$ .

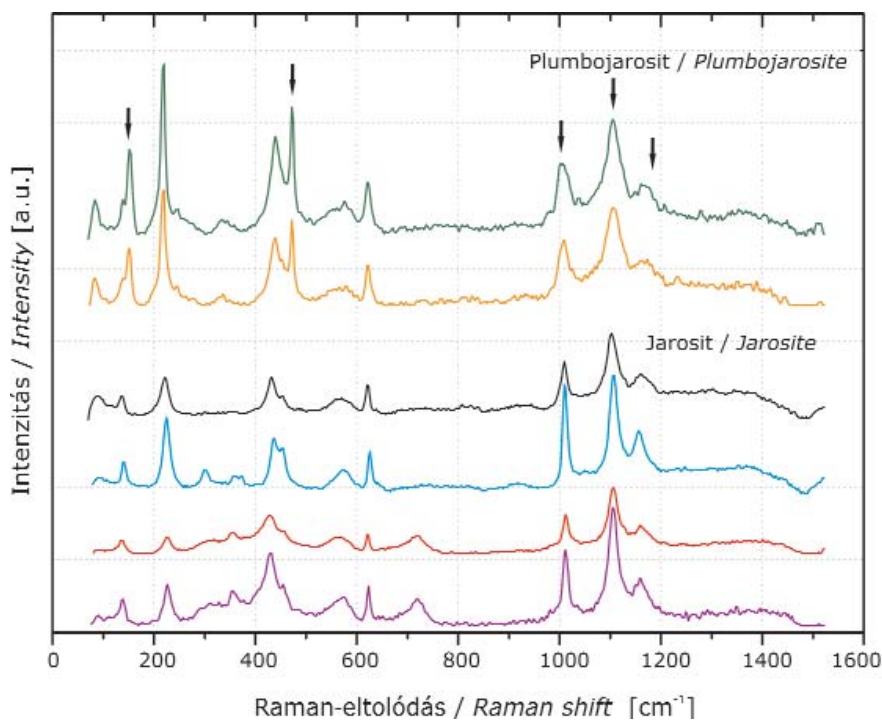
A jarositok Raman-spektrumát értelmezve, a  $440 \text{ cm}^{-1}$ -nél alacsonyabb tartományokban a Fe–O kötések rezgési módjait,  $448\text{--}455 \text{ cm}^{-1}$  között a  $(\text{SO}_4)^{2-}$   $\nu_2$  rezgését, míg  $622\text{--}625 \text{ cm}^{-1}$  között a  $(\text{SO}_4)^{2-}$   $\nu_4$  rezgését találjuk.  $900$  és  $1300 \text{ cm}^{-1}$  között, az  $1000\text{--}1015 \text{ cm}^{-1}$ -es és  $1090\text{--}1115 \text{ cm}^{-1}$ -es tartományban a  $(\text{SO}_4)^{2-}$   $\nu_1$  és  $\nu_3$  rezgései vannak (SASAKI et al. 1998). A megfigyelhető csúcsetolódások a szerkezetben található kation függvényei.  $1153\text{--}1169 \text{ cm}^{-1}$  körüli gyenge csúcsok vannak, ezek a  $(\text{SO}_4)^{2-}$   $\nu_3$  rezgéséhez rendelhetők. Az OH vegyértékrezgései általában széles Raman-csúcsokat eredményeznek, melyek a  $3000\text{--}3700 \text{ cm}^{-1}$  közötti tartományban azonosíthatók.

A plumbojarosit és a jarosit Raman-spektrumaik alapján különíthetők el egymástól. A 9. ábra néhány példán mutatja be az általunk mért plumbojarositok spektrumának

jellegzetességeit a jarositokhoz viszonyítva. Az eltéréseket nyíllal is jelöltük (9. ábra). Ezek az eltérések abból adódhatnak, hogy a plumbojarosit szerkezetében minden második A pozíció betöltetlen. A plumbojarositban a szulfátionok két különböző környezetben vannak jelen (SZYMAŃSKI 1985), ami összetett szulfátcúcsokat eredményez. A  $990\text{--}1030 \text{ cm}^{-1}$  körüli  $[\nu_1(\text{SO}_4)^{2-}]$ ,  $1080\text{--}1120 \text{ cm}^{-1}$  körüli  $[\nu_3(\text{SO}_4)^{2-}]$  és az  $1160\text{--}1180 \text{ cm}^{-1}$  körüli  $[\nu_3(\text{SO}_4)^{2-}]$  csúcsok kiszélesedése a többszörös csúcsátfedéseknek tulajdonítható (SASAKI et al. 1998).  $472 \text{ cm}^{-1}$ -nél és  $153 \text{ cm}^{-1}$ -nél további két csúcs van, ami a többi jarosit spektrumán nem látható. Ezek a csúcsok minden egyes plumbojarosit (hat különböző minta) spektrumán megjelennek. A keverékfázisok jelenléte kizárható. A csúcspozíciók azonosításához SASAKI et al. (1998) és FROST et al. (2006) munkáit vettük alapul.

## Következtetések

A bányabérci meddőhányón tömegesen megjelenő jarositok arra utalnak, hogy az oxidatív folyamatok 50 év után is zajlanak még és



9. ábra. Bányabérci plumbojarositokról és jarositokról készült Raman-spektrumok. A plumbojarositra jellemző spektrális különbségeket fekete nyíllal jelöltük. A  $990\text{--}1030 \text{ cm}^{-1}$  körüli  $[\nu_1(\text{SO}_4)^{2-}]$ ,  $1080\text{--}1120 \text{ cm}^{-1}$  körüli  $[\nu_3(\text{SO}_4)^{2-}]$  és az  $1160\text{--}1180 \text{ cm}^{-1}$  körüli  $[\nu_3(\text{SO}_4)^{2-}]$  csúcsok kiszélesedése a többszörös csúcsátfedéseknek tulajdonítható (SASAKI et al. 1998).  $472 \text{ cm}^{-1}$ -nél és  $153 \text{ cm}^{-1}$ -nél további két csúcs van, ami a többi jarosit spektrumán nem látható és minden általunk mért plumbojarosit minta esetében megjelenik.

Figure 9. Raman spectra of plumbojarosite and jarosite from Bányabérc. The spectral differences typical for plumbojarosite were marked with black arrows. There are three broad bands at  $990\text{--}1030 \text{ cm}^{-1}$   $[\nu_1(\text{SO}_4)^{2-}]$ , around  $1080\text{--}1120 \text{ cm}^{-1}$   $[\nu_3(\text{SO}_4)^{2-}]$  and around  $1160\text{--}1180 \text{ cm}^{-1}$   $[\nu_3(\text{SO}_4)^{2-}]$  due to overlapping of multiple peaks (SASAKI et al. 1998). Around  $472 \text{ cm}^{-1}$  and  $153 \text{ cm}^{-1}$  we have two extra peaks which cannot be identified in the other jarosite spectra, and in every measured plumbojarosite were present.

a helyenként hintésszerűen, máshol meg csomókban található pirit bomlásából nagy mennyiségű, a jarosit–hidróniumjarosit folytonos elegysorba tartozó kristályos vegyületek keletkeznek. A jarositok jelenléte erősen oxidatív, magas szulfáttartalmú, savas közegre utal, ezáltal fontos geokémiai indikátor. Bányabércen a mért átlag pH 3,7 volt (CSÓVÁRI 2004), de a mikrokörnyezetekben alacsonyabb pH-értékek is jelentkezhetnek (DOLD 2005, COHEN 2006). A meddőhányó anyagának környezeti kémiai fejlődése során a pirit mennyiségének csökkenésével, a következő évtizedekben a pH növekedésére kell számítani. A savas körülmények között stabil jarosit (3-as alatti pH a jarosit esetében, 4–5 pH-nál kisebb a plumbojarosit esetében; HOCELLA et al. 2005), a pH emelkedésével instabillá válik és a megkötött nehézfémek (pl. Pb, As) kiszabadulnak a környezetbe. A folyamatot lassítja, hogy a jarosit goethitté való átalakulása során proton szabadul fel (STOFFREGEN et al. 2000), ezáltal sav képződik. bár a savasodás nem annyira intenzív, mint a pirit oxidációja során. Következésképpen a jarosit bomlása a savképző folyamatok egyik forrása, bár a savasodás nem annyira intenzív, mint a pirit oxidációjakor.

Kiemelendő még, hogy vizsgálati eredményeink szerint a bányabérci jarositok a jarosit–hidróniumjarosit

szilárd elegysor tagjai. BARON & PALMER (1996) adatai alapján 15–30 %-nyi  $H_3O^+$  helyettesítés egy-két nagyságrenddel növeli meg a jarosit oldhatóságát a tiszta K-os szélső taghoz viszonyítva. Ez arra enged következtetni, hogy a bányabérci jarositok szerkezetében megkötött nehézfémek (As, Pb) is majd könnyebben kikerülnek a környezetbe.

### Köszönetnyilvánítás

A Raman spektroszkópiás mérések a Bécsi Egyetem Ásványtani és Kristálytani Intézetében készültek az első szerző által elnyert CEEPUS ösztöndíj keretében. Köszönet illeti a bécsi egyetemről Lutz NASDALÁT és VÁCZI Tamást a szakmai irányításért. A röntgen pordiffrakciós felvételek elkészítéséért TÓTHNÉ KIRÁLY Juditnak, a SEM–EDX mérésekért pedig PEKKER Péternek mondunk köszönetet. Köszönettel tartozunk még a Mecsek-Öko Zrt.-nek, név szerint FÖLDING Gábornak, GERMUS Bertalannak és FEKETE Ferencnek a dokumentációs anyagokért és terepi kalauzolásért. A kézirat bírálatáért PÓSFAL Mihálynak és SZAKÁLL Sándornak mondunk köszönetet.

### Irodalom — References

- ALLEN, E. T. & DAY, A. L. 1935: *Hot springs of Yellowstone National Park*. — Carnegie Institute Washington Publication, 466 p.
- ALPERS, C. N., BLOWES, D. W., NORDSTROM, D. K. & JAMBOR, J. L. 1994: Secondary minerals and acid mine water chemistry. — In: BLOWES, D. W. & JAMBOR, J. L. (eds): *Environmental Geochemistry of Sulfide Mine-Wastes. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook*, Ontario, **22**, 247–270.
- BAKSA, CS., CSILLAG, J., FÖLDESSY, J. & ZELENKA, T. 1981: A hypothesis about the Tertiary Volcanic activities of the Mátra Mountains, NE Hungary. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **24**, 337–349.
- BARON, D. & PALMER, C. D. 1996: Solubility of jarosite at 4–35 °C — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60/2**, 185–195.
- BASCIANO, L. C. & PETERSON, R. C. 2007: Jarosite – hydronium jarosite solid-solution series with full iron site occupancy: Mineralogy and crystal chemistry. — *American Mineralogist* **92**, 1464–1473.
- BASCIANO, L. C. & PETERSON, R. C. 2008: Crystal chemistry of the natrojarosite-jarosite and natrojarosite-hydronium jarosite solid-solution series: A synthetic study with full Fe site occupancy. — *American Mineralogist* **93**, 853–862.
- BECKER, U. & GASHAROVA, B. 2001: AFM observations and simulations of jarosite growth at the molecular scale: probing the basis for the incorporation of foreign ions into jarosite as a storage mineral. — *Physics and Chemistry of Minerals* **28**, 545–556.
- BIGHAM, J. M., CARLSON, L. & MURAD, E. 1994: Schwertmannite, a new iron oxyhydroxy-sulphate from Pyhäsalmi, Finland, and other localities. — *Mineralogical Magazine* **50**, 641–648.
- BIGHAM, J. M., SCHWERTMANN, U., TRAINA, S. J., WINLAND, R. L. & WOLF, M. 1996: Schwertmannite and the chemical modeling of iron in acid sulfate waters. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60/12**, 2111–2121.
- BIGHAM, J. M. & NORDSTROM, D. K. 2000: Iron and aluminum hydroxysulfates from acid sulfate waters. — In: ALPERS, C. N., JAMBOR, J. L. & NORDSTROM, D. K. (eds): *Sulfate Minerals — Crystallography, geochemistry and environmental significance. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **40**, 351–403.
- BLOWES, D. W., PTACEK, C. J. & JURJOVEC, J. 2003: Mill tailings: hydrogeology and geochemistry. — In: JAMBOR, J. L., BLOWES, D. W. & RITCHIE, A. I. M. (eds): *Environmental aspects of mine wastes. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook*, Vancouver, **31**, 95–116.
- BREITHAUPT, A. 1852: Beschreibung der zum Teil neuen Gang-Mineralien des Barranco Jaroso in der Sierra Almagrera. — *Berg- und hüttenmännische Zeitung* **11**, 65–69.
- BROPHY, G. P., SCOTT, E. S. & SNELGROVE, R. A. 1962: Sulfate studies II: Solid solution between alunite and jarosite. — *American Mineralogist* **22**, 773–784.
- BROPHY, G. P. & SHERIDAN, M. F. 1965: Sulfate studies IV: The jarosite-natrojarosite-hydronium jarosite solid solution series. — *American Mineralogist* **50**, 1595–1607.
- BROWN, J. B. 1970: A chemical study of some synthetic K-hydronium jarosites. — *The Canadian Mineralogist* **10**, 696–703.

- COHEN, R. R. H. 2006: Use of microbes for cost reduction of metal removal from metals and mining industry waste streams. — *Journal of Cleaner Production* **14**, 1146–1157.
- CŠŐVÁRI M. 2004: Gyöngyösorszi ércbányászat során képződött hulladékok mennyisége és összetétele. — *Kutatási jelentés. Kézirat*, 50 p.
- DE FARIA, D. L. A., VENÂNCIO SILVA, S. & DE OLIVEIRA M. T. 1997: Raman microspectroscopy of some iron oxides and oxyhydroxides. — *Journal of Raman spectroscopy* **28**, 873–878.
- DILL, H. G. 2001: The geology of aluminum phosphates and sulphates of the alunite group minerals: a review. — *Earth Science Reviews* **53**, 35–93.
- DOLD, B. 2005: Basic concepts of environmental geochemistry of sulfide mine-waste. — *XXIV Curso Latinoamericano de Metalogenia UNESCO-SEG*, 1–36.
- DROUET, C. & NAVROTSKY, A. 2003: Synthesis, characterization, and thermochemistry of K–Na–H<sub>3</sub>O jarosites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67**, 2063–2076.
- DUTRIZAC, J. E. & KAIMAN, S. 1976: Synthesis and properties of jarosite-type compounds. — *The Canadian Mineralogist* **14**, 151–158.
- DUTRIZAC, J. E. & JAMBOR, J. L. 1984: Formation and characterization of argentojarosite and plumbojarosite and their relevance to metallurgical processing. — In: PARK, W. C., HAUSEN, D. M. & HAGNI R. D. (eds): *Applied Mineralogy*. Metallurgical Society of American Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Engineers, Warrendale, Pennsylvania, 507–530.
- DUTRIZAC, J. E. & JAMBOR, J. L. 2000: Jarosites and their application in hydrometallurgy. — In: ALPERS, C. N., JAMBOR, J. L. & NORDSTROM, D. K. (eds): *Sulfate Minerals — Crystallography, geochemistry and environmental significance. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **40**, 405–452.
- EDWARDS, H. G. M., VANDENABEELE, P., JORGE-VILLAR, S. E., CARTER, E. A., RULL PEREZ, F. & HARGREAVES, M. D. 2007: The Rio Tinto Mars analogue: An extremophilic Raman spectroscopic study. — *Spectrochimica Acta A* **68**, 1133–1137.
- FARKAS, I. M., WEISZBURG, T. G., PEKKER, P. & KUZMANN, E. 2009: A half-century of environmental mineral formation on a pyrite-bearing waste dump in the Mátra Mountains, Hungary. — *The Canadian Mineralogist* **47/3**, 509–524.
- FOSTER, A. L., BROWN, G. E. jr., TINGLE, T. N. & PARKS, G. A. 1998: Quantitative arsenic speciation in mine tailings using X-ray absorption spectroscopy. — *American Mineralogist* **83**, 553–568.
- FROST, R. L., WILLS, R. A., WEIER, M. L., MARTENS, W. & MILLS, S. 2006: A Raman spectroscopic study of selected natural jarosites. — *Spectrochimica Acta A* **63**, 1–8.
- FÜGEDI U. 2006: A Gyöngyösorszi környezetszennyezés geokémiai vizsgálata. — *Doktori értekezés*. Miskolci Egyetem, Földtan-Teleptani Tanszék. Kézirat, p. 107.
- GASHAROVA, B., GÖTTLICHER, J. & BECKER, U. 2005: Dissolution at the surface of jarosite: an in situ AFM study. — *Chemical Geology* **215**, 499–516.
- GATTER, I. 1997: Fluid inclusion characteristics of the epithermal style mineralizations of the Central Mátra Mts. (NE Hungary). — In: BOIRON, M. C. & PIRONON, J. (eds): *Proceedings of the XIV<sup>th</sup> European Current Research of Fluid Inclusions, Abstract Volume*, Nancy, 121–122.
- GATTER, I., MOLNÁR, F., FÖLDESSY, J., ZELENKA, T., KISS, J. & SZEBÉNYI, G. 1999: High- and low-sulfidation epithermal mineralization of the Mátra Mountains, Northeast Hungary. — In: MOLNÁR, F., LEXA, J. & HEDENQUIST, J. W. (eds): *Epithermal mineralization of the Western Carpathians*. Guidebook Series **31**, Society of Economic Geologists, 155–179.
- HENDRICKS, S. B. 1937: The crystal structure of alunite and the jarosites — *American Mineralogist* **22**, 773–784.
- HOCELLA, M. F. jr., MOORE, J. N., GOLLA, U & PUTNIS, A. 1999: A TEM study of samples from acid mine drainage systems: Metal-mineral association with implications for transport. — *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**, 19/20, 3395–3406.
- HOCELLA, M. F. jr., MOORE, J. N., PUTNIS, C. V., PUTNIS, A., KASAMA, T. & EBERL, D. D. 2005: Direct observation of heavy metal-mineral association from the Clark Fork River Superfund Complex: Implications for metal transport and bioavailability. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69/7**, 1651–1663.
- 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.
- HORVATH, B. & GRUIZ, K. 1996: Impact of metalliferous ore mining activity on the environment in Gyöngyösorszi, Hungary. — *Science of the Total Environment* **184**, 215–227.
- HUDSON-EDWARDS, K. A., SCHELL, C. & MACKLIN, M. G. 1999: Mineralogy and geochemistry of alluvium contaminated by metal mining in the Rio Tinto area, southwest Spain. — *Applied Geochemistry* **14**, 1015–1030.
- JAMBOR, J. L. & BLOWES, D. W. 1998: Theory and applications of mineralogy in environmental studies of sulphide-bearing mine wastes. — In: CABRI, L. J. & VAUGHAN, D. J. (eds): *Ore and Environmental Mineralogy. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook*, Ottawa, Ontario **27**, 367–401.
- JAMBOR, J. L. 1999: Nomenclature of the alunite supergroup. — *The Canadian Mineralogist* **37**, 1323–1341.
- JAMIESON, E. H., ROBINSON, C., ALPERS, C. N., NORDSTROM, D. K., POUSTOVETOV, A. & LOWERS, H. 2005: The composition of coexisting jarosite-group minerals and water from the Richmond Mine, Iron Mountain, California. — *The Canadian Mineralogist* **43**, 1225–1242.
- KATO, T. & MIURA, Y. 1977: The crystal structure of jarosite and svanbergite. — *Mineralogical Journal* **8**, 419–430.
- KOLITSCH, U. & PRING, A. 2001: Crystal chemistry of the crandallite, beudantite and alunite groups: a review and evaluation of the suitability as storage materials for toxic metals. — *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* **96**, 67–78.
- KUBISZ, J. 1964. A study on minerals of the alunite-jarosite group. — *Polska Akademia Nauk Prace Geologiczne* **22**, 1–90.
- KUBISZ, J. 1970: Studies on synthetic alkali-hydronium jarosites. I. Synthesis of jarosite and natrojarosite. — *Mineralogia Polonica* **1**, 47–57.
- KUBOVICS, I. 1965: The role of potassium metasomatism on volcanic rock genesis in the Western Mátra Mountains. — *Acta Geologica Hungarica* **9**, 193–213.



- KUBOVICS I. 1966: A kálimetaszomatózis szerepe a nyugat-mátrai kőzetképződésben. — *Földtani Közlemény* **96**, 13–26.
- KUBOVICS I. 1970: Északkelet és Nyugat-Máttra ásvány-kőzettani vizsgálata. — In: KUBOVICS I. & PANTÓ Gy.: *Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben*. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 302.
- KUN B. 1998: A Gyöngyösoroszi környéki ércbányászat. — *Földtani Kutatás* **4**, 22–27.
- LAGER, G. A., SWAYZE, G. A., LOONG, C. K., ROTELLA, F. J., RICHARDSON, J. W. jr. & STOFFREGEN, R. E. 2001: Neutron spectroscopic study of synthetic alunite and oxonium-substituted alunite — *The Canadian Mineralogist* **39**, 1131–1138.
- LI, J., SMART, R. ST. C., SCHUMANN, R. C., GERSON, A. R. & LEVAY, G. 2007: A simplified method for estimation of jarosite and acid-forming sulfates in acid mine wastes. — *Science of the Total Environment* **373**, 391–403.
- MAJZLAN, J., STEVENS, R., BOERIO-GOATES, J., WOODFIELD, B. F., NAVROTSKY, A., BURNS, P. C., CRAWFORD, M. K. & AMOS, T. G. 2004: Thermodynamic properties, low-temperature heat-capacity anomalies, and single-crystal X-ray refinement of hydronium jarosite,  $(\text{H}_3\text{O})\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ . — *Physics and Chemistry of Minerals* **31**, 518–531.
- MENCHETTI, S. & SABELLI, C. 1976: Crystal chemistry of the alunite series: crystal structure refinement of alunite and synthetic jarosite. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Monatshefte* **9**, 406–417.
- MEZŐSI, J. 1968: Potassium metasomatism in the neighbourhood of Mátraszentistván. — *Acta Mineralogica Petrographica* **18**, 79–86.
- MEZŐSI, J. 1970: Metasomatic phenomena in the Mátra Mountains. — *Acta Mineralogica Petrographica* **19**, 143–157.
- NORDSTROM, D. K. 1982: Aqueous pyrite oxidation and the consequent formation of secondary iron minerals. — In: KITTRICK, J.A., FANNING, D. S. & HOSSNER, L. R. (eds): *Acid Sulfate Weathering. Soil Sciences Society of America, Special Publication* **10**, 37–56.
- NORDSTROM, D. K. & ALPERS, C. N. 1999: Geochemistry of acid mine waste. — In: PLUMLEE, G. S. & LOGSON, M. J. (eds): *The Environmental Geochemistry of Ore Deposits. A. Processes, Techniques, and Health Issues. Reviews in Economic Geology* **6A**, 133–160.
- ÓDOR, L., WANTY, R. B., HORVÁTH, I. & FÜGEDI, U. 1998: Mobilization and attenuation of metal downstream from a base-metal mining site in the Mátra Mountains, Northeastern Hungary. — *Journal of Geochemical Exploration* **65**, 47–60.
- PAPIKE, J. J., KARNER, J. M., SPILDE, M. N. & SHEARER, C. K. 2006: Terrestrial analogs of martian sulfates: Major and minor element systematics of alunite-jarosite from Goldfield, Nevada. — *American Mineralogist* **91**, 1197–1200.
- RIPMEESTER, J. A., RATCLIFFE, C. I., DUTRIZAC, D. E. & JAMBOR, J. L. 1986: Hydronium ion in the alunite-jarosite group. — *The Canadian Mineralogist* **24**, 435–447.
- ROTHSTEIN, Y. 2006: Spectroscopy of jarosite minerals, and implications for the mineralogy of Mars. — Thesis presented to the Department of Astronomy, Mount Holyoke College, 1–42.
- ROUSSEL, C., NÉEL C. & BRIL, H. 2000: Minerals controlling arsenic and lead solubility in an abandoned gold mine tailings. — *Science of the Total Environment* **263**, 209–219.
- SASAKI, K. & KONNO, H. 2000: Morphological change of jarosite groups formed from biologically and chemically oxidized Fe(III) ions. — *The Canadian Mineralogist* **38**, 45–56.
- SASAKI, K., TANAIKE, O. & KONNO, H. 1998: Distinction of jarosite-group compounds by Raman spectroscopy. — *The Canadian Mineralogist* **36**, 1225–1234.
- SAVAGE, K. S., TINGLE, T. N., O'DAY P. A., WAYCHUNAS, G. A. & BIRD, D. K. 2000: Arsenic speciation in pyrite and secondary weathering phases, Mother Lode Gold District, Tuolumne County, California. — *Applied Geochemistry* **15**, 1219–1244.
- SCOTT, K. M. 1987: Solid solution in, and classification of gossan-derived members of the alunite-jarosite family, northwest Queensland, Australia. — *American Mineralogist* **72**, 178–187.
- SEAL, R. R. & HAMMARSTROM, J. M. 2003: Geoenvironmental models of mineral deposits: examples from massive sulfide and gold deposits. — In: JAMBOR, J. L., BLOWES, D. W. & RITCHIE A. I. M. (eds): *Environmental aspects of mine wastes. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook*, Vancouver, **31**, 11–50.
- SMITH, A. M. L., DUBBIN, W. E., WRIGHT, K., HUDSON-EDWARDS, K. A. 2006: Dissolution of lead-arsenic-jarosites at pH 2 and 20 °C: Insights from batch experiments. — *Chemical Geology* **229**, 344–361.
- STOFFREGEN, R. E. 1993: Stability relations of jarosite and natrojarosite at 150–250 °C. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57/11**, 2417–2429.
- STOFFREGEN, R. E., ALPERS, C. N. & JAMBOR, J. L. 2000: Alunite-jarosite crystallography, thermodynamics, and geochronology. — In: ALPERS, C. N., JAMBOR, J. L. & NORDSTROM, D. K. (eds): *Sulfate Minerals — Crystallography, geochemistry and environmental significance. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **40**, 453–479.
- SZYMAŃSKI, J.T. 1985: The crystal structure of plumbojarosite  $\text{Pb}[\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6]_2$ . — *The Canadian Mineralogist* **23**, 659–668.
- TAMÁS, J. & KOVÁCS, E. 2005: Vegetation pattern and heavy metal accumulation at a mine tailing at Gyöngyösoroszi, Hungary. — *Zeitschrift für Naturforschung, Tübingen* **60c**, 362–367.
- USEPA 1999: Short sheet: IEUBK model bioavailability model variable. Office of Solid Waste and Emergency Response Washington, DC 20460. *Elérhető*: <http://www.epa.gov/superfund/lead/products/sspbbioc.pdf>
- VARGA Gy. 1966a: A Mátra hegység fejlődéstörténetének vázlata. — *MÁFI Évi Jelentés 1964-ről*, 389–401.
- VARGA Gy. 1966b: Magyarázó a Mátra hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat, Hasznos (Mátrakeresztes). — *MÁFI Budapest*.
- VARGA Gy. 1992: Kálitracit és káliumdús kőzetek a Mátrában. — *MÁFI Évi Jelentés 1990-ről*, 241–276.
- VARGA Gy., CSILLAG-TEPLÁNSZKI E. & FÉLEGYHÁZI Zs. 1975: A Mátra hegység földtana. — *MÁFI Évkönyv*, LVII.
- WARSHAW, C.M. 1956: The occurrence of jarosite in underclays. — *American Mineralogist* **41**, 288–298.
- WELCH, S. A., CHRISTY, A. G., KIRSTE, D., BEAVIS, S. G. & BEAVIS, F. 2007: Jarosite dissolution I — Trace cation flux in acid sulfate soils. — *Chemical Geology* **245**, 183–197.
- ZHU, L., LIN, C., WU, Y., LU, W., LIU, Y., MA, Y. & CHEN, A. 2007: Jarosite-related chemical processes and water ecotoxicity in simplified anaerobic microcosm wetlands. — *Environmental Geology* **53/7**, 1491–1502.

## Stabil fagyfoltok a Mars sarkvidékén

KUTI Adrienn<sup>1,3</sup>, KERESZTURI Ákos<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>ELTE TTK Csillagászati Tanszék, 1117 Budapest, XI. Pázmány Péter sétány 1/A.

<sup>2</sup>Collegium Budapest Institute for Advanced Study, 1014 Budapest Szentháromság u. 2.

<sup>3</sup>Magyar Csillagászati Egyesület, 1114 Budapest, Bartók Béla út 11–13.

---

### *Frost patches in the polar regions of Mars*

#### Abstract

This paper presents a global overview of the behaviour of frost patches in the polar regions of Mars, it also introduces the results of an effort to reveal the basic properties of the crater called Dokka and its surrounding terrain in the north polar region. The outlined regions and units were analyzed morphologically and thermally. It was found that most of these units in and around Dokka have frost coverage throughout the whole Martian year. The crater floor of Dokka and the region above it have different thermal behaviour than the surrounding areas. The results obtained imply that the reason for this behaviour is the summertime frost coverage. This assumption is also supported by the fact that there is a typical trend in albedo, showing a second, summertime peak around  $L_s = 160$  in the frost covered regions. Since the temperature at this time is too high to be  $CO_2$  frost while the surface is still too cold and bright to be a barren surface, this ice coverage is presumed to be water-ice.

*Keywords: planetology, Mars, polar cap, albedo, ice cover*

---

#### Összefoglalás

Cikkünkben a Mars pólussapkáitól különálló sarkvidéki, fagytakaró borította területeket mutatjuk be általánosan, majd részletesen elemzünk egy északi sarkvidéki krátert, a Dokkát, valamint annak környékét. A vizsgálat során különös figyelmet fordítunk ezen területek morfológiai és hőtani jellemzőire. Eredményeink alapján az elkülönített felszíni egységek jelentős részét egész évben jégtakaró borítja. A Dokka-kráter aljzata, és a tőle északra fekvő terület hőtani viselkedése a vizsgált két és fél marsi év során eltért a környező térségtől. Ezen részek albedója nyaranta  $L_s = 160^\circ$  körül egy második maximumot is mutatott a várttal ellentétben, vagyis a téli időszakot követően is fényesek voltak. Mivel elemzésünk alapján ekkor a hőmérséklet túl magas ahhoz, hogy szén-dioxid-jég borítsa a vidéket, de a felszín túl fényes és hideg, hogy jégmentes legyen, így csak vízjég takarhatja a vidéket.

*Tárgyszavak: planetológia, Mars, pólussapka, albedo, jégtakaró*

---

#### Bevezetés

Az alábbi munka a Mars északi sarkvidékén található fagyfoltok vizsgálatáról ad áttekintést, kiemelve és részletesebben tanulmányozva egy érdekes területet, a Dokka-krátert és környezetét. A fagy alatt a cikkben a felszínen évszakosan kialakuló víz-, illetve szén-dioxid-jéget értünk, amelyek közül bármelyik, esetleg a kettő együttese is alkothat fagyréteget.

A vízjég fontos felszínformáló a bolygón (GYENIZSE 2008, HARGITAI 2002, KERESZTURI 2008, SÍK et al. 2005), emellett millió éves időskálán akár ezer km-nél nagyobb

távolságokon migrálhat is, így viselkedésének megértése mind geológiai szempontból, mind a tavaszi melegedés során a folyékony víz megjelenési lehetősége (HORVÁTH et al. 2005), és a kráterekben található folyásnyomok szempontjából (MIHÁLYI et al. 2008) is fontos.

#### Az évszakos folyamatok háttere

A marsi évszakos változások hátterében a földihez hasonlóan a felszínre jutó napsugárzás mennyiségének ingadozása áll, amelyet a forgástengely 25 fokos ferdesége,

és az elnyúlt alakú pályán való mozgás következtében a változó naptávolság okoz. Az alábbiakban a sarkvidék és ott található fagytakaró viselkedésének háttérismeretei olvashatók, az évszakos folyamatok általános meteorológiai jellegű leírása a hivatkozásokban megadott forrásokból tanulmányozható (KUTI & KERESZTURI 2009, KERESZTURI 2007).

A marsi évszakok leírásában a „solar longitude” (ezentúl:  $L_s$ ) fogalmát szokás alkalmazni, amely a bolygó pályáján elfoglalt helyzetét adja meg a tavaszponthoz viszonyított szöggel. Az északi féltekére  $L_s = 0$  a tavaszi napéjegylenlőséget,  $L_s = 90$  a nyári napfordulót,  $L_s = 180$  az őszi napéjegylenlőséget,  $L_s = 270$  a téli napfordulót jelöli.

A bolygón a napsütéstől legjobban felmelegedő felszíni pontok által kijelölt zóna — a termikus egyenlítő — a besugárzásnak megfelelően vándorol, méghozzá olyan mértékben, hogy télen és nyáron a megszokott kettővel szemben egyetlen Hadley-cella jellemző. Naptávolságban é.sz.  $30^\circ$  és d.sz.  $10^\circ$  között megjelenik az aféliumi felhőv, amely a Hadley-cella felszálló ágát képviseli. Ekkor, a helyi, északi nyár idején az északi pólussapkából származó víz-pára kicsapódik felhőket alkotva. Napközben változékony a légkör portartalma, s alkalmanként az egész bolygóra kiterjedő porviharok is megfigyelhetők. A por az örvénylő portölcsérek, a szelek és az évszakos pólussapka szublimációjának hatására jut a légkörbe. Ez fényelnyelésével és saját infravörös visszاسugárzásával csökkenti a nappali maximális, és növeli az éjszakai minimális felszíni hőmérsékletet.

A ritka légkör miatt a felszíni energiamérlegben a nappali besugárzás és az infravörös kisugárzás közti arány dominál. A légkörrel fennálló hőcsere csekély, a felszíni hőmérséklet a légkörre nappal az alsó 1 km-es rétegben, éjszaka az alsó 100 m-es rétegben van erős hatással. A hőingás esetenként a napi 100 fokot is meghaladja a ritka légkör és a felszíni anyagok kis hőkapacitása miatt (KUTI 2007). Így napközben, csupán néhányszor 10 másodperc alatt az alsó, néhány méter vastag légréteg hőmérséklete akár 10 fokot is változhat, amit a felszínről gyorsan emelkedő „meleg” légbuborékok okoznak.

A hőingás szempontjából ugyancsak fontos szerepe van a hőtehetetlenségnek (thermal inertia, TI). Ez a felszínt alkotó és néhány cm–m mélységig terjedő anyagról ad információt. Értéke azt jellemzi, hogy milyen gyorsan melegszik nappal vagy hűl le éjszaka a felszín. Nagyságát a hővezetőképesség és a hőkapacitás befolyásolja. A Marson előforduló felszíni anyagok miatt elsősorban a belső szerkezet határozza meg a hőtehetetlenséget; ha az anyag összefüggő és folyamatos, a felszínről könnyen vezet lefelé a hőt, ezért lassan hűl és melegszik, hőtehetetlensége tehát nagy. A porózus anyag (homokkő, konszolidálatlan törmelék, lerakódott por) a meleget lassan vezet lefelé, vagyis felszíne gyorsan melegszik és hűl, hőtehetetlensége ezért kicsi. A marsi viszonyok között az alacsony hőtehetetlenség általában porborítást, a nagy pedig szállkőzetet jelent. Néhány jellemző TI érték az eddigi marsi megfigyelések alapján: laza por:  $28\text{--}135 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$ , homok:  $160\text{--}355 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$ , tömör kőzet:  $>386 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$ .

## A pólussapkák viselkedése

A pólussapkák esetében az állandó (avagy maradvány) sapka a helyi nyár idején is megmarad, míg az évszakos sapka a hőmérséklettel párhuzamosan zsugorodik, illetve terjed ki, és télen maximum 50 fokos szélességig nyúlik le (*I. ábra*). Az évszakos sapkák szerkezete rétegzett: ősszel a magasabb fagyáspontú  $\text{H}_2\text{O}$  havazással vagy gázfázisból közvetlenül szilárd halmazállapotban történő kiválással, ezt követően pedig az alacsonyabb fagyáspontú  $\text{CO}_2$  is kifagy a pólusokra.

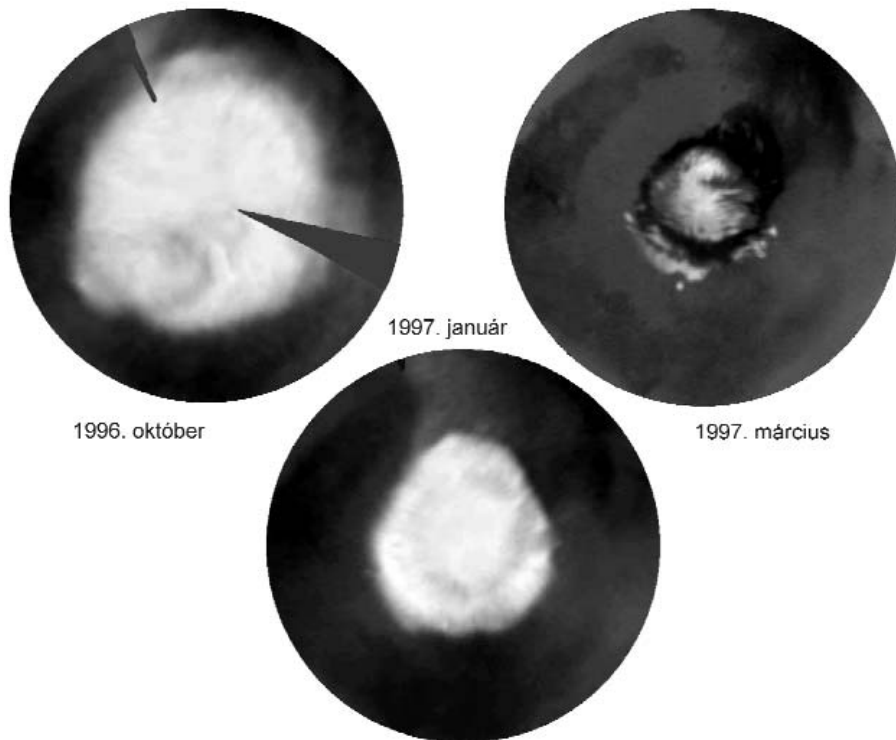
Az évszakos pólussapkáknak fontos szerepük van a  $\text{CO}_2$  és  $\text{H}_2\text{O}$  körforgásában. Zsugorodásuk évről évre hasonló, a légköri portartalom változása kevésbé befolyásolja azt. Peremüknél a  $\text{CO}_2$  által fedett és fedetlen terület határát crocus vonalnak, a  $\text{CO}_2$  takaró eltűnésének egy adott helyre vonatkozó időpontját pedig crocus dátumnak nevezik. Közel 160 K felett már nincs jelen szilárd szén-dioxid a Marson.

A crocus helye és időpontja az egymással szomszédos fagyborította és a fagymentes területek eltérő hőmérséklete, avagy eltérő albedója alapján határozható meg. Ennek megfelelően az évszakos sapka pereme kijelölhető hőmérséklet és albedó alapján is, a kettő azonban nem feltétlen fed egymást. A hőmérséklet alapján kijelölt crocus dátum egyenletesebben halad, mint az albedó alapján meghatározott.  $L_s = 240$  előtt a hőmérséklet alapján, ez után pedig az albedó alapján megállapított dátum késik a másikhoz viszonyítva.

A sapkák zsugorodásánál (KIEFFER et al. 2000) a teljes fagyborításból a teljesen fagymentes állapotba történő átmenet 60 km-es méretskálán vizsgálva kb. 20 napot igényel. Az évszakosan kifagyó  $\text{CO}_2$  egy része laza, porózus szerkezetű lehet, de vannak benne összefüggő és tömör részek is (ELUSZKIEWICZ et al. 2005). Az évszakos sapka pereméről elszublimált gáz részben a légkörben marad, részben pedig magasabb szélességű, és ezért hidegebb területeken fagy ki — ennek megfelelően a pólus felé vándorol a jég.

Az **északi évszakos sapka** maximális kiterjedésekor é.sz.  $53^\circ$ -ig nyúlik le. A tavasszal zsugorodó pólussapkánál a vízjég egy peremi gyűrűt alkot. Ez részben a szén-dioxid-takaró alól előtűnő vízjégtől, részben pedig az abból elszublimáló, és a hideg szén-dioxid-sapka peremére ráfagyó molekulákból származik (SCHMITT et al. 2006).  $L_s = 60$  környékén a  $\text{H}_2\text{O}$  dominál az évszakos sapkában (LANGEVIN et al. 2006),  $\text{CO}_2$  csak néhány foltban van jelen az állandó sapka területén, vagy annak pereméhez közel. A zsugorodó  $\text{H}_2\text{O}$  gyűrű a nyári napforduló idejére éri el az állandó pólussapka peremét. Az északi évszakos sapkában jellegzetes zónák határolhatók le a pólustól távolodva (SCHMITT et al. 2005): 1. stabil és viszonylag tiszta  $\text{CO}_2$ , 2. szublimáló és porosabb  $\text{CO}_2$ , 3. elkülönülő  $\text{H}_2\text{O}$ -,  $\text{CO}_2$ -jég régiója, 4. tiszta és szublimáló  $\text{H}_2\text{O}$ -jég, 5. jégmentes hidratált regolit, 6. meleg és száraz regolit.

Mivel a déli tél hosszabb és hidegebb, a **déli évszakos sapka** kiterjedtebb, mint az északi. A fagytakaró visel-



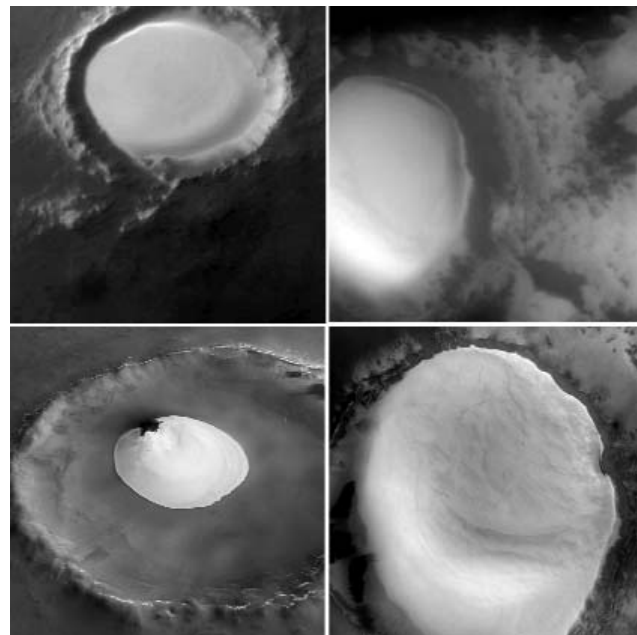
**1. ábra.** Az északi pólussapka zsugorodása a Hubble-űrteleszkóp WFPC-2 kamerájának felvételeiből készített mozaikok alapján (NASA, James, Clancy, Lee)

*Figure 1.* The recession of the northern polar cap on Mars, based on mosaics assembled from images acquired by the WFPC-2 camera onboard the Hubble Space Telescope (NASA, James, Clancy, Lee)

kedését azonban bonyolítja, hogy a légkörben az északról (az ottani nyár idején) érkező  $H_2O$  a déli  $CO_2$ -vel együtt is kifagyhat. (LANGEVIN et al. 2006; DOUTÉ et al. 2005). A déli évszakos sapka zsugorodása aszimmetrikus, az egyes évek zsugorodási görbéi azonban hasonlóságot mutatnak; eltérések főleg  $L_s = 230$  után jelentkeznek. Az északi sarkvidéken megfigyelt  $H_2O$  gyűrűhöz hasonló jelenség délen nem figyelhető meg, kisebb vízjégfoltok azonban feltűnnek, főleg  $L_s = 180-200$  között, majd  $L_s = 240-270$  között már alig mutatkozik  $H_2O$ -jég. Míg északon a maradványsapka csak vízjégből áll, déli párja tetején 1-2 méter vastag szén-dioxid-fedőréteg található, amely alól a vízjég csak annak kivékonyodó részeinél látszik ki. Az OMEGA detektorral (Mars Express-űrszonda) a helyi tavasz során vízjégfelhőket is észleltek a sapka peremvidékén (LANGEVIN et al. 2006).

### Fagynyomok a jégsapkán kívül

A fent említett általános jellemzők alól vannak kivételek magas szélességeken is. Itt említhetők északon az állandó sapka határán kívüli területek, kráterek, ahol a fagytakaró nyáron sem szublimál el (2. ábra). Ezeket hátramaradó vízjégszigeteknek (frost outliers) is nevezik a szakirodalomban (KIEFFER & TITUS 2001, DOUTÉ et al. 2005). Délen hasonló anomális viselkedés már a távcsöves megfigyelések idejéből is ismert Mountains of Mitchel nevű hegyvidéknel mutatkozik, ahol tovább megmarad a szén-dioxid-jég



**2. ábra.** Négy kráter az északi sarkvidékről, amelyek nyáron is megtartják fagyborításukat. Az eltérő méretű ábrázoláson balra fent a Koroljov (átmérő 80 km, R2300178 THEMIS kép), jobbra fent a Dokka (50 km, E0202374 MOC kép), balra lent a Louth (36 km, HRSC kép), és jobbra lent egy névtelen kráter (é.sz. 77 k.h. 88, 31 km, P02-001819-2570 MRO CTX kép) látható

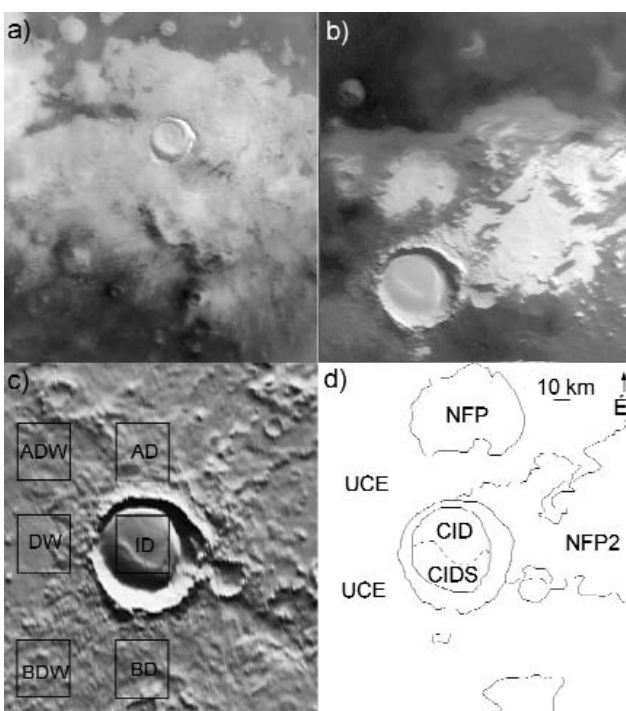
*Figure 2.* Four craters in the northern polar region, with summertime frost coverage. The images show different size of the terrains around: Koroljov crater in the upper left (diameter: 80 km, R2300178 THEMIS image), Dokka crater in the upper right (50 km, E0202374 MOC image), Louth crater in the lower left (36 km, HRSC image), and an unnamed crater in the lower right (77N 88E, 31 km, P02-001819-2570 MRO CTX image) corner of the figure

borítás. Ezt eredetileg magas területnek gondolták, azonban valójában egy sűrűn kráterezett, csak enyhén kiemelkedő vidék.

Nem visszamaradó fagyfolt ugyan, de az általános évszakos tendenciától eltér a „Cryptic terrain-nek” nevezett régió. Ez a déli évszakos pólussapka területén, k.h. 6–210 és d.sz. 73–85 között húzódik, ezen belül központi része k.h. 135–185, d.sz. 75–81 között található. Területe akkor is hideg marad, amikor az azt fedő szén-dioxid-jég a környező jégmentes területekhez hasonlóan sötét (KIEFFER et al. 2000), és ezért melegebbnek kellene lennie.  $L_s = 290$ -nél hőmérséklete hozzávetőlegesen 164 K, míg a környező területek ez idő tájt 240–270 K közöttiek. Eszerint bár jég borítja, mégis viszonylag sötét vidék, feltehetőleg azért, mert a jégréteg metamorfizálódott, nagy szemcseméretűvé alakult, és átlátszó lett mind az optikai, mind az infravörös tartományban. Egyes modellek alapján az erre fújó erős szelek befolyásolják a  $CO_2$  szilárd fázisba alakulását és lerakódását — ezzel együtt pedig a szemcseméretet is.

### Egy különleges kráter, a Dokka

Az északi sarkvidéken előfordulnak olyan területek, melyekben a fagyborítás nyáron is megmarad, holott ezek a részek már elváltak a tavasszal zsugorodó sapkától. Ezek a területek a környező fagymentes részeknél hidegebbek, és így albedójuk is magasabb. Ilyen hátramaradt fagyborítást mutató kráter a Dokka-kráter, mely az északi sarkvidéken helyezkedik el, é.sz. 77, k.h. 214 foknál. Átmérője 50 km, belseje pedig valószínűleg ősi, poláris réteges üledékekhez hasonló anyaggal feltöltött (3. ábra). A következőkben a Dokka-kráter és környező területeinek megismerésére irányuló vizsgálataink eredményét ismertetjük.



### Vizsgálati módszerek

Az albedó vizsgálata jelen szempontunkból a fagy-takaró viselkedése miatt fontos. Mért értéke sok tényezőtől függ: a felszínt borító jég összetételétől, szemcseméretétől, a napsugárzás beesési szögétől, az árnyékot vető felszínformák gyakoriságától, a felmelegedett porszemcsék jégbe történő beolvadásától, avagy felszínre kerülésétől. Az elszublimáló  $CO_2$  jég alól előtűnő  $H_2O$  ráfagyhat a zsugorodó  $CO_2$  jég peremére, megnövelve annak albedóját. Amíg a Nap nem éri el a horizont feletti, kb. 10 fokos magasságot, addig az albedó igen alacsony. Később a Nap emelkedésével együtt nő, akár 0,6-ig is, míg a jégmentes felszínen a 0,1 érték közelébe is lecsökkenhet. A két maradványsapka átlagos albedója eltér, mivel északon az állandó pólussapka tisztán  $H_2O$ -ból áll, délen viszont megmarad a felszíni  $CO_2$  borítás (PAIGE & INGERSOLL 1985)

A hőmérséklet és albedó analízishez szükséges adatokat az MGS űrszonda TES műszerének méréseiből nyertük. A hőemissziós spektrométer termális bolométere az 5,1–150 mikronos tartományban rögzített adatokat, ahonnan a felhasznált hőmérsékletértékek származnak. A TES-alapú albedó ún. Lambert-albedó, mely a legegyszerűbb, izotrop módon szóró felszínt feltételez. Mivel eszerint ugyanakkora intenzitású fény szóródik minden irányba, a mérés eredménye szempontjából nem számít, hogy felülről nézünk a vizsgálati pontra, vagy oldalról. A vizuális értékeléshez THEMIS (Mars Odyssey szonda) optikai és éjszakai infravörös felvételeket is felhasználtunk, melyek ugyancsak a felszín tulajdonságaiba engednek betekintést, a TES-nél jobb térbeli, ám rosszabb időbeli felbontással.

A vizsgálatot összesen hat területre végeztük, melyek közül 3-3 különböző szélességen helyezkedik el. Méretük meghatározásakor az elsődleges szempont az volt, hogy elég kicsik legyenek ahhoz, hogy homogénnek tekinthessük őket, ám megfelelően nagyok legyenek ahhoz, hogy kellő mennyiségű adat álljon rendelkezésünkre a különböző  $L_s$ -ekre. E hat területből hármat tekintettük elsődleges vizsgálati célpontnak, beleértve magát a Dokka-krátert (BD, ID, AD), a további három részt pedig referenciaként határoztuk le (BDW, DW, ADW) (3. ábra, c).

Ezen kívül a kráternek és környezetének geológiai analízisét megkönnyítendő, megjelenés és topográfia alapján további négy területtypust különítettünk el: kráterbeli üledék (CID), kráterbeli üledék déli része (CIDS), szétszórt krátertörmelék (UCE), és a kráteren kívüli fagyfoltok (NFP) (3. ábra, d). Hangsúlyozzuk, hogy ezen egységek kijelölése önkényesen történt, nem állítjuk, hogy alaptípusok lennének az adott területen, de az elemzést megkönnyítik.

**3. ábra.** A Dokka-kráter. a) tágabb környezete tél végén, amikor kiterjedt a fagyborítás a területen (S1802213 MOC kép); b) a kráter és szűkebb környezete nyáron, az ekkor is jól kivehető fagyborítással (M0100629 MO kép); c) a kráter domborzatárnyékolásos ábrázolása, rajta a vizsgált területekkel; d) a lehatárolt területtypusok és rövid elnevezésük

**Figure 3.** Dokka crater. a) its surrounding terrains, with frost cover in winter (S1802213 MOC image); b) in summer with patchy frost (M0100629 MO image); c) topography of the terrains; d) the analyzed terrain types, defined by the authors

## Eredmények

### Kráterbeli üledék jellemzése

A kráter belsejében elhelyezkedő üledéken (CID) nem látható kisebb méretű kráter, így felszíne valószínűleg fiatal. Helyzete aszimmetrikus, tetején közel vízszintes síksággal, mely enyhén (0,6–1 fokkal) dél felé lejt. A kráterbeli üledék déli része (CIDS) takarószerű bevonatot képez, mely a kráterbeli üledék közel 1/3-át borítja. Az üledék déli részén kisebb aldebóalakzatok vehetők ki, ellentétben a homogén, északi résszel.

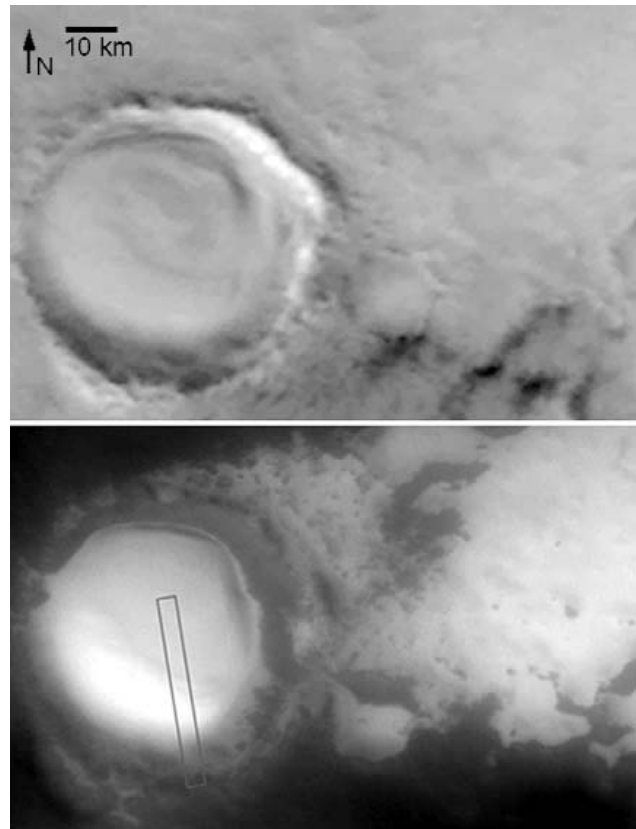
Mivel a Marson a besugárzás hatására szublimáló jégtakaró eltéréseket okoz a különböző kitértségű lejtők alakjában, ezért ennek nyomát itt is kerestük. A kráterbeli üledék északi és déli lejtőjének átlagos meredeksége hasonló, azonban maximális lejtőszögük eltér; a CID északi határán 1-2 fokkal nagyobb, mint a déli peremnél. Míg a CID északi része sima és jellegtelen, addig a déli rész elnyúlt alakzatokat, erőteljesebb topográfiai egyenetlenséget, és albedó-különbséget mutat.

### Nyári fagyborítás

A korábban említett, visszahúzódó sapkán kívül maradt nyári fagyfoltok közül többet is megfigyelhetünk az elemzett területen, részben a CID-ben, részben a környező területen, mint az a 3. ábrán is látható. A következőkben kráteren kívüli fagyfoltokra (NFP) összpontosítunk, és azokat a Dokka kráter környezetében legjellegzetesebb képviselőjük, az AD jelzésű terület ismertetésén keresztül mutatjuk be.

A kráteren kívüli fagyfoltok felülete hullámzóbb, mint a kráter belsejében található üledéké, mivel azok az alattuk fekvő egyenetlen felszín domborzatát követik. Az albedó és hőtehetetlenség értékei ezen a részen igen tág keretek között változnak; a kráterbeli üledékhez viszonyítva minimális és átlagos hőtehetetlenségük alacsonyabb (CID: min.:  $1200 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$ , átlag:  $2710 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$ ; NFP: min.:  $800 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$ , átlag:  $1360 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{s}^{-1/2}$ ). Mindegyik érték tehát viszonylag magas, összefüggő anyagra, azaz folyamatos jégre vagy kőzetre utal, melyben kevés a gázzal kitöltött pórustérfogat. Ugyanakkor a környező, nyáron jégmentes területen ez 250 és 600 közötti, amely a cementálatlan homok, és a tömör kőzet alsó határa közötti érték. A fagyborítás foltokban van jelen, sötétebb, jégmentes területekkel, „lyukakkal” a déli lejtőkön, melyet valószínűleg a kitértség miatt ott érvényesülő erősebb besugárzás okoz. A fagyott részek legtöbbször élénk perem figyelhető meg, ám néhány esetben elmosódott, diffúz határvonal is látható. Az élénk peremek erős topográfiai változásokkal esnek egybe, pl. meredek gerincek mentén látszódnak.

Míg a sarkvidéki tél során a NFP egésze jéggel borított, tavasszal (Ls = 58-tól kezdődően) a déli lejtőkön eltűnik a jég (4. ábra). A hőmérséklet ekkor 175 és 180 K közötti. Míg ezen fagymentes lejtők dőlésszöge hasonló a kráterbeli üledék déli részének lejtőszögéhez, a kráterbelsőben nem tűnik el a jég. A CID dél felé néző lejtői vagy nem tudnak elegendően felme-



4. ábra. A Dokka-kráter tél végén (fent, S1802213 fotó, Ls = 58.11) és tavasszal (lent, E2000879, Ls = 69.22) az MGS űrszonda MOC detektorának felvételén. Jól kivehető a terület, ahonnan a fagytakaró eltűnt tavasszal

Figure 4. Dokka crater in late winter (top, S1802213 image, Ls = 58.11) and in spring (bottom, E2000879 image, Ls = 69.22) on MGS MOC images. The terrain where the ice disappeared in spring, can easily be identified

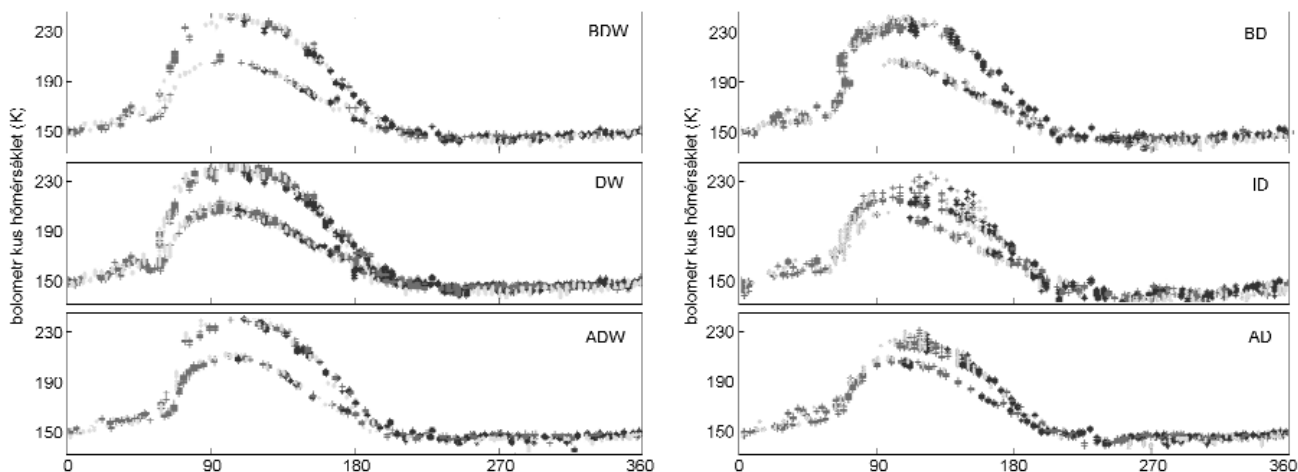
legedni a környező területekkel ellentétben, avagy a róluk elszublimáló anyag alulról utánpótlást kap.

### Évszakos változás

A TES adatok alapján a hőmérséklet és az albedó együttes évszakos változása jellegzetes, és a jégtakaró tulajdonságaiba enged bepillantást. A hat vizsgált területen mért éves hőmérsékletgörbék az 5. ábrán láthatók.

Az 5. ábra jobb oszlopában a három „elsődleges területre”, három marsi évre láthatók a hőmérsékleti profilok. Szembetűnő, hogy a különböző évek hőmérsékletadatai jó egyezést mutatnak, vagyis megállapítható egy éves ismétlődő trend. A hirtelen hőmérsékletemelkedés Ls = 58 körül a crocus dátumnak felel meg. Ettől az időponttól kezdődően az évszakos sapka visszahúzódásának következtében a CO<sub>2</sub> teljesen eltűnik a felszínről. A maximális nappali hőmérséklet mindhárom területen a nyári napforduló (Ls = 90) idejére tehető, majd lassan csökkenni kezd, és Ls = 201-től a Nap magasságának megfelelően az éjszakák és nappalok megkülönböztethetetlené válnak. Innentől a hőmérséklet a CO<sub>2</sub> szilárd fázisban történő kiválásának hőmérséklete közelében marad, vagyis tartós téli fagyborítás fedi el a területeket.





5. ábra. Hőmérsékletprofilok a hat vizsgált területre. Minden görbe három év adatait mutatja; az eltérő árnyalatok eltérő éveket jeleznek. Ahol két görbe figyelhető meg, ott a felső a nappali, az alsó pedig az éjszakai hőmérsékletmenetet jelenti

Figure 5. Annual temperature profiles for the six analyzed areas. Each curve shows data values from three subsequent years. The upper and lower branches on each individual plot indicate daytime and night-time temperatures, respectively

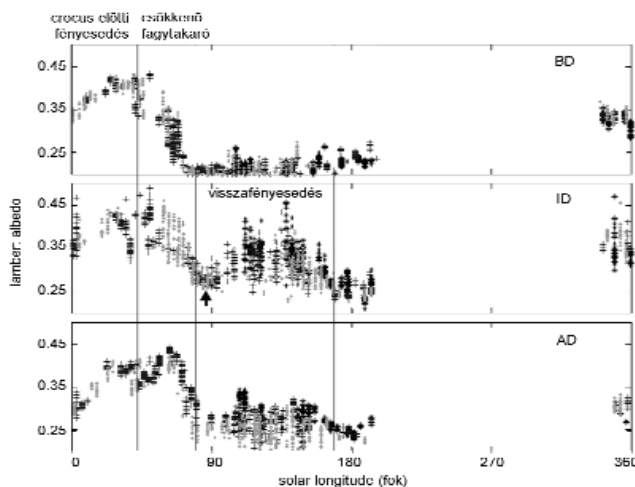
Eszrevehető, hogy az  $L_s = 80\text{--}150$  időszakban a hőmérsékletértékek jelentősen alacsonyabbak a kráterben, illetve az attól északra eső területen (5. ábra, ID, AD jelzésű panelok), mint a krátertől délre lehatárolt területen (5. ábra, BD). Ennek két magyarázata lehet: egyrészt okozhatja a besugárzásból eredő meridionális eltérés, vagyis a hőmérsékletkülönbség lehet azzal kapcsolatos, hogy a kráter és a tőle északra eső terület kevesebb napfényt kap, mint a BD. A másik lehetséges magyarázat a THEMIS és MOC képeken is megfigyelhető, nyáron is megmaradó fagyborítás az ID és AD jelzésű területeken.

A lehetséges okok valószínűsítéséhez, illetve kizárásához a három referenciaterület hőmérsékleti profiljait is (5. ábra, bal oszlop) elkészítettük. Ez alapján egyértelmű, hogy csupán a szélességbeli különbség nem okozhatja a megfigyelt jelenséget. Ha ugyanis a kizárólagos befolyásoló faktor a besugárzás volna, ugyanazon szélességi övön belül hasonló menetet várnánk az eltérő területeken — a görbék alapján pedig nyilvánvaló, hogy nem ez a magyarázat. Vagyis az eltérő hőtani viselkedést nagy valószínűséggel a megfigyelhető nyári fagytakaró okozza. Mivel a fagytakarókon az ekkor mért hőmérséklet (215 K) túl magas ahhoz, hogy a területet  $\text{CO}_2$  borítsa, de túl alacsony ahhoz, hogy teljesen fagymentes legyen — ezért a fényes borításnak  $\text{H}_2\text{O}$  jégnek kell lennie.

Az albedó éves menete a hőmérséklettel korrelálva érdekes eredményeket ad.  $L_s = 0$ -tól a crocus dátumig, ameddig  $\text{CO}_2$ -jég borítja a területeket, magas az albedó, majd a crocus dátumnál hirtelen visszaesik minden vizsgált területen. Mivel ekkor a hőmérséklet meghaladja a 150 K-t, a  $\text{CO}_2$  szublimál, és így kiterjedése csökken. A 6. ábra ID paneljén a nyíllal jelölt részen ( $L_s = 80\text{--}93$ ) az albedó rövid ideig lecsökken. Ennek oka lehet a  $\text{CO}_2$  szublimációt követő porszennyezés, mely ideiglenesen sötétebbé teszi a térseget, avagy a  $\text{CO}_2$  alatt lévő vízjégre jellemző olyan kristályszerkezet, amely kevesebb napfényt ver vissza.

$L_s = 80\text{--}170$  között két eltérő trend figyelhető meg a

területtől függően: a kráterben és az NFP területen visszafényesedés látszik, ami ugyancsak jég jelenlétét erősíti, ezzel ellentétben a krátertől délre (BD) elhelyezkedő területen ekkor az albedó alacsony, 0,20–0,25 közötti értékekkel. A visszafényesedés egy második csúcsként figyelhető meg  $L_s = 160$  körül, mikor is az albedó akár a 0,45-ös értéket is elérheti. Mivel ekkor a hőmérséklet túl magas  $\text{CO}_2$ -jég jelenlétéhez, a visszafényesedést vízjég kell, hogy okozza. 200 K felett a  $\text{H}_2\text{O}$  is szublimálni kezd. E második csúcsot követő albedócsökkenés oka valószínűleg egy régebben lerakódott, nagyobb szemcseméretű vízjégréteg kibukkanásának, és a porviharok következtében megnövekedő aeroszol mennyiségnek az együttes hatásában keresendő. A  $\text{H}_2\text{O}$  fagy kiterjedése nőni fog ebben a szakaszban, ugyanis 200 K alatt finomszemcsés vízjég kezd el lerakódni, melynek általában magasabb az albedója, azonban nem elég ahhoz, hogy az albedó csökkenő tendenciáját kompenzálni tudja (XIE 2008).  $L_s = 180\text{--}190$  körül az albedó emelkedésére utaló nyomok fedezhetők fel, ám a poláris éjszaka



6. ábra. A három elsődleges terület albedójának éves változása

Figure 6. Annual albedo variation in the three primary areas

miatt ebben az időszakban nem állnak rendelkezésre mérési adatok. A hőmérséklet trendekkel összevetve azonban nyilvánvaló, hogy megkezdődik a CO<sub>2</sub> fagy lerakódása, ami az albedó fokozatos növekedéséhez vezet. A szén-dioxid mennyisége addig nő, míg végül teljesen befedi a H<sub>2</sub>O-jeget.

### Konklúzió

A Dokka-kráterre és környezetére irányuló vizsgálataink alapján a morfológiát illetően megállapítható, hogy a kráterbeli üledék meridionális aszimmetriákat mutat: a felszíne enyhén délre dől, a peremén mérhető maximális lejtőszögek északon 1-2 fokkal nagyobbak a délen jellemzőnél, emellett az üledék déli felén egy vékony felszíni borítás van, amely különbözik az északi résztől. Mindezeket az eltéréseket valószínűleg a különböző kitérítésű lejtőket érő eltérő mennyiségű besugárzás okozza, illetve a mai és a közelmúlt klímaváltozásaival kapcsolatban lép fel. A bolygó forgástengelyének dőlésszöge élénken változik, ezzel kapcsolatban közepes és magas szélességeken az eltérő éghajlati állapotok során más és más mértékben jelentkezik a jég és vele a por lerakódása/lepusztulása az eltérő kitérítésű területeken. A NFP esetében sok déli lejtőről nyáron eltűnik a fagy, melynek oka az ezeket a területeket érő erősebb besugárzásban keresendő.

A fizikai paraméterek elemzése alapján mind a hőmérséklet, mind az albedó esetén évesen visszatérő trend mutatkozik. A kráter maga és a rajta kívüli fagyfoltok eltérő viselkedést mutatnak, mint az a szélességi öv, amiben elhelyezkednek. A jelenséget a nyáron is megmaradó vízjég okozza.

Az albedónál a CO<sub>2</sub> jég eltűnése után megfigyelt visszafényesedés ugyancsak a nyári vízjégtakaróval kapcsolatos, amelyet okozhat a vízjég újra kifagyása a felszínre, illetve a szemcseméret változása is.

Modellvizsgálatok alapján a jelenség valószínűleg a következőképpen megy végbe: késő nyár végén, mikor a hőmérséklet meghaladja a CO<sub>2</sub> fagyáspontját, az albedó lecsökken. Később ismét megemelkedik, vagyis magas albedójú üledékek keletkeznek a kráteren belül. Ezt létrehozhatja a felszínre ráfagyó vízpára, avagy az eleve meglévő jég szemcseméretének változása az erős besugárzástól. A vízpárában gazdag, északi pólussapka pereméhez közeli kráterek mintegy csapdaként működhetnek mind a kráterbeli, mind a környező területbeli regolitból a nyár során kibocsátott vízjég és vízgőz számára.

A Dokka-kráter belseje feltehetőleg a pólussapka egy korábbi, kiterjedtebb állapotának maradványa, ezért fontos információkat tartalmazhat annak változására vonatkozóan. Tulajdonságainak megismerése segíthet a poláris területek jobb megértésében, illetve a hátramaradó vízjégszigetek marsi H<sub>2</sub>O-körforgásban betöltött szerepének megértésében. Az ilyen vizsgálatok továbbá hasznosak lehetnek a pályaelem-változások által indukált klimatikus ingadozások tisztázásában.

### Köszönetnyilvánítás

A kutatómunkát az ESA ECS-project No. 98076., valamint a Pro Renovanda Cultura Hungarie Tudomány az Oktatásban Szakalapítvány támogatta.

### Irodalom — References

- DOUTÉ, S., SCHMITT, B., BIBRING, J.-P., LANGEVIN, Y., ALTIERI, E., BELLUCCI, G., GONDET, B. & MEX Omega Team 2005: Nature and Composition of the Icy Terrains of the South Pole of Mars from MEX OMEGA Observations. — *36<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference, abstract no.1734*.
- ELUSZKIEWICZ, J., MONCET, J.-L., TITUS, T. & HANSEN, G. 2005: A microphysically-based approach to modeling emissivity and albedo of the martian seasonal caps. — *Icarus* **174**, 524–534.
- GYENIZSE P. 2008: Planetomorfológia — In: LÓCZY D. (szerk.) *Geomorfológia II.* — Dialóg Campus Kiadó, Budapest–Pécs, 305–362.
- HARGITAI, H. 2002: Planetary Landscape Geography. — *EGS XXVII General Assembly, abstract no. 1019*.
- HORVÁTH, A., KERESZTURI, Á., BÉRCZI, SZ., SIK, A., PÓCS, T., GESZTESI, A., GÁNTI, T. & SZATHMÁRY, E. 2005: Annual change of Martian DDS-seepages. — *36<sup>th</sup> Annual Lunar and Planetary Science Conference, abstract no.1128*.
- KERESZTURI Á. 2007: Éghajlatváltozás a Marson I., II. rész. — *Léggör* **52/2**, 12–17. és **52/3**, 6–9.
- KERESZTURI Á. 2008: Klimatikus planetomorfológia. — ELTE TTK, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 2007/2008 II. szemeszterben tartott kurzus online anyaga.  
[http://kereszturi.csillagaszat.hu/eloadasok/klimatikus\\_planetomorfologia\\_kereszturi.pdf](http://kereszturi.csillagaszat.hu/eloadasok/klimatikus_planetomorfologia_kereszturi.pdf)
- KIEFFER, H., TITUS, T., MULLINS, K. & CHRISTENSEN, P. 2000: Mars south polar spring and summer behavior observed by TES: Seasonal cap evolution controlled by frost grain size — *J. Geophys. Res.* **105/E4**, 9653–9699.
- KIEFFER, H. & TITUS, T. 2001: TES mapping of Mars' north seasonal cap. — *Icarus* **154**, 162–180.
- KUTI A. 2007: Hőmérsékleti viszonyok vizsgálata a Marson. — *Kézirat*, Csillagászat Kari TDK dolgozat.
- KUTI A. & KERESZTURI Á. 2009: Inszolációs aprózódás a Marson. — *Földrajzi Közlemények* **133/1**, p. 1–12.
- LANGEVIN, Y., BIBRING, J.-P., DOUTÉ, S., VINCENDON, M., POULET, F., GONDET, B., SCHMITT, B., FORGET, F., MONTMESSIN, F. & Omega Team 2006: CO<sub>2</sub> Ice and H<sub>2</sub>O ice in the seasonal caps of mars during the spring retreat phase. — *Fourth Mars Polar Science Conference on Mars Polar Science and Exploration, October 2–6, Davos, Switzerland. LPI Contribution no. 1323*, p. 8091.

- MIHÁLYI, K., GUCSIK, A. & SZABÓ, J. 2008: Drainage Patterns of Terrestrial Complex Meteorite Craters: A Hydrogeological Overview. — *39<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference, abstract no. 1200.*
- PAIGE, D. A. & INGERSOLL, A. P. 1985: Annual heat balance of the Martian polar caps: Viking observations. — *Science* **228**, 1160–1168.
- SCHMITT, B., DOUTÉ, S., LANGEVIN, Y., FORGET, F., BIBRING, J.-P., GONDET, B. & OMEGA Team 2005: Northern Seasonal Condensates on Mars by Omega/Mars Express. — *36<sup>th</sup> Lunar and Planetary Science Conference abstract no. 2326.*
- SCHMITT, B., SCHMIDT, F., DOUTÉ, S., LANGEVIN, Y., FORGET, F., BIBRING, J.-P., GONDET, B. & OMEGA Team 2006: Recession of the Northern Seasonal Condensates on Mars by OMEGA/Mars Express. — *Fourth International Conference on Mars Polar Science and Exploration (2006) October 2–6, Davos, Switzerland. LPI Contribution no. 1323*, p. 8050.
- SÍK A., KERESZTURI Á. & HARGITAI H. 2005: A víz és a jég szerepe a Mars felszínfejlődésében. — *Földrajzi Közlemények* **129 (54)**, 3–4., 159–176.
- XIE, H., GUAN, H., ZHU, M., THUESON, M., ACKLEY, S. F. & YUE, Z. 2008: A conceptual model for explanation of albedo changes in Martian craters. — *Planetary and Space Science* **56**, 887–894.
- Kézirat beérkezett: 2009. 02. 09.

**Dr. MARCZIS József**  
(1920–2009)

*Marczis József* *Marczis Péter* és *Demeter Teréz* hetedik gyermekeként, az Alföld északi peremén, a Borsod megyei Mezőkövesden 1920. november 30-án látta meg a napvilágot. Édesapja a jobb megélhetés reményében és érdekében a 20. század elején vándorolt ki az Egyesült Államokba, ahol a New York és Chicago között elterülő Clevelandben, a külföldre szakadtak erőt és kitartást igénylő munkájával először bányászként dolgozott, majd tehetsége révén az ottani kályhagyár művezetőjévé küzdötte fel magát. Édesanyja mindvégig idehaza hordozta a szegénység és nélkülözés terhét.

Édesapja 13 évi külföldi tartózkodást követően hazatért, részt vett az első világháborúban és négy évre orosz fogságba került. Jó nyelvérzékéből adódóan az amerikai évek az angol, az orosz hadifogság az orosz nyelvben tette járatossá, melyeket már Tatabányán tolmácsként is hasznosított.

Mezőkövesden a Szt. Imre templom előtt álló Szt. György szobrot a hazatért amerikai magyarok hozták létre, melyen *Marczis Péter* neve is szerepel.

Nem mulaszthatjuk el megemlíteni *Marczis György* komáromi várkapitány felmenőjét, aki az 1848/49-es szabadságharc során a vár kapitulációjakor nem kapta meg időben a tüzet szüntess parancsot, ezért tovább lövette az osztrákokat, melynek eredményeként a kufsteini várbörtönbe került, ahol meg is halt.

Édesapja hazatérve a diósgyőri vasgyárhoz került, majd a sajkócai szénbányában föld alatti munkát végzett, végül 1920-ban Tatabányán a XII-es aknában 1946-ig vājárként dolgozott.

*Marczis József* örökölte édesapja vállalkozó szellemét és édesanyja a hazához való töretlen hűségét, ezek a vonások az Ő életében is megjeleníthetők voltak. Szülei példája Őt is képessé és alkalmassá tette a mindig felfelé törekvő és egymásra épülő, sohasem szem elől tévesztett életcélja megvalósítására.

A család Mezőkövesdről 1928-ban Tatabányára költözött, ahol a kis *Marczis Jóska* az elemi iskolai éveit követően a Felsőgallai Községi Polgári Fiúiskola elvégzése után, különbözeti vizsgával a Tatabányai Dolgozók Gimnáziuma reál tagozatára nyert felvételt, ahol 1949-ben jó eredménnyel érettségizett.

Közben a XII-es aknában dolgozott, megismerve a bányászat összes munkaféleségét.

Miként az 1953. augusztus 20-án kelt abszolutáriumában is olvashatjuk: az „1950 évben tett sikeres felvételi vizsgálat alapján a Rákosi Mátyás Állami Műszaki Főiskola hallgatói közé felvételre és az 1950/51-es tanév első félévétől az 1950/51-es tanév második félévéig az Állami Műszaki Főiskolán [ a szénbányászati tagozaton ], az 1951/52 és az 1952/53-as tanév első és második féléveiben pedig a Rákosi Mátyás Nehézipari Műszaki Egyetem bányamérnöki karán mint esti tagozatos hallgató a bányaművelő tagozaton előírt tanulmányokat bevégezte és a végbizonyítvány elnyerésére megszabott követelményeknek mindenben eleget tett.”

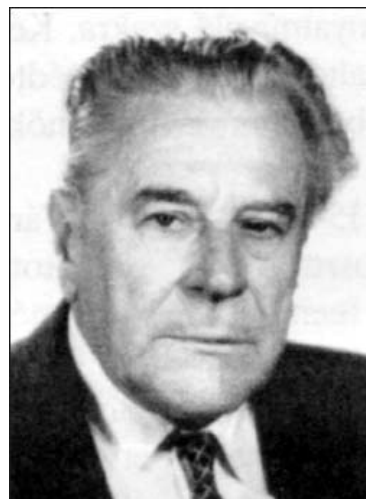
1955. július 12-én az egyetem bányaművelő tagozatán, diplomamunkáját megvédve, a végvizsgálaton jól megfelelt és megkapta bányaművelő mérnöki oklevelét.

Tanulmányai mellett 1951-ig a Tatabányai Szénbányászati Trösztnél dolgozott, 1951. szeptember 15-től a Magyar Állami Földtani Intézetbe került mint technikus, ahol 1953-tól tudományos segédmunkatárs, 1954. szeptember 1-től tudományos munkatárs és az Alapadattári Osztály vezetője volt.

Adattári tevékenysége során elsősorban a Dorogi barnaköszén medence negyedidőszaki képződményeivel, illetve azok dokumentálásával foglalkozott.

1964-től a *Távlati Földtani Kutatás* című évente megjelenő kiadvány társszerkesztője, 1969-ben a *Központi Földtani Kutatás*, 1975-ben pedig a *Magyarország Mélyfúrásai Adatai* című kiadványok szerkesztésében működött közre. A Központi Földtani Hivatal – Magyar Állami Földtani Intézet archív dokumentációs anyagok katalógusát (1950-től 1975-ig) az 1982. július 1-i állapot szerint állította össze. 1987. január 1-jétől vonult nyugdíjba.

Hivatali munkájának elvégzése mellett az 1952. év óta a Magyarhoni Földtani Társulat, az 1978. év óta az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület tagja, valamint a Magyar Állami Földtani Intézet Filozófiai Vitakörének alapító tagja.



Szakmai és társadalmi tevékenysége során több alkalommal részesült kitüntetésben.

A *Földtani Kutatás Kiváló Dolgozója* kitüntetést 1958 és 1969-ben, a *Bányász Szolgálati Érdemérem bronz, ezüst és arany fokozatát* 1977, 1978, 1979-ben, *gyémánt fokozatát* 1985-ben kapta meg. A *Kiváló Véraló 10-es bronz, 15-ös ezüst és arany fokozatával* 1968, 1972 és 1980-ban tüntették ki.

A Magyarhoni Földtani Társulatban eltöltött *50 éves tagságát elismerő díszoklevelét* 2002-ben kapta meg. A Miskolci Egyetem 2008. augusztus 31-én *aranyoklevéllel* tüntette ki.

A bányászat mellett a földtudomány iránt is állandó érdeklődést mutatott, ennek koronázásaként 1978. május 20-án „A *Dorogi-medence negyedkori képződményei*” című doktori értekezése megvédésével az Eötvös Loránd Tudományegyetemen alkalmazott földtanból cum laude eredménnyel egyetemi doktorrá avatták. Doktori értekezése „A Dorogi-medence negyedkori képződményei hasznosításának gazdaságföldtani lehetőségei” címmel az *Építőanyag* 1980. évi 1. számában (pp. 23–31.) nyomtatásban is megjelent.

1961. június 29-én Budapesten feleségül vette a téti születésű, tanítónő végzettségű, főkönyvelőként dolgozó *Mészáros Ernát*, akivel a haláláig 48 éven át boldog házasságban élt. Felesége akár a kirándulásaikon, akár a színházlátogatásaikon és a társasági élet területén olyan távlatokat is megnyitott előtte, melynek során mind szellemileg, mind lelkileg egyre emelkedettebb gondolkodásúvá vált és ez a meghitt szeretet embertársai felé is kiáramlott. Felesége az 1985. év óta az egymást követő, egyre súlyosabb betegségeiben egészen a 2009. augusztus 27-i elhunytáig példás, önfeláldozó legfőbb segítője és ápolója volt.

És amikor utolsó jó szerencsét kívánva életére visszatekintünk, akkor jusson eszünkbe, hogy Ő sem élt hiába, mert élete folyását a lehetőségeihez képest bölcsen formálta. Nyíltszívű optimizmusával, szívéllyességével, öntudatosságával, jóindulatával, igazságtudatával, ahol lehetősége nyílt segítette, gyámolította, vigasztalta embertársait.

Sohase felejtette el, hogy nagy akaraterevel és céltudatossággal milyen nehéz körülmények közül emelkedett egyre feljebb. Különös színfoltja volt a közösségi életnek és akik szerették, és akiket Ő is szeretett, azok mindig hű barátja, jó kollégára találtak benne.

\*\*\*

Búcsúztatása 2009. szeptember 17-én a r. k. egyház szertartása szerint a Krisztinavárosi Szt. János Plébániatemplomban volt. Urnájánál a Magyar Állami Földtani Intézet, a Magyarhoni Földtani Társulat és az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület nevében *dr. Vitális György* mondott utolsó Istenhozzádot. Hamvait 2009. november 7-én a Pápa alsóvárosi temetőben felesége családi sírjában helyezték el.

*VITÁLIS György*

## Események, rendezvények

### geoTEA előadássorozat

A Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszéke és a Magyarhoni Földtani Társulat Alföldi Területi Szervezete geoTEA címmel előadássorozatot indított minden második hét hétfőjén, 16 órai kezdettel az Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék Grasselly termében (6722 Szeged Egyetem u. 2., I. em.). Az ettől eltérő kezdési időpontot és helyszínt előre jelezzük. A részletes program elérhető a tanszék honlapján:

<http://www.sci.u-szeged.hu/asvanytan>.

### ZSIGMONDY Béla (1848–1916) mellszobrának avatása Szegeden

Szeged város közgyűlése úgy határozott, hogy a tereket otthonossá, széppé varázsolják, ugyanakkor minden teret jellegzetessé, kívántak tenni. Megújult a Szent István tér is, amelyre igaz, hogy „Új európai városközpont született”. Itt 1904 óta áll a település egyik büszkesége, a ZIELINSKI Szilárd által tervezett víztorony. A tér teljes egészében újjáépült és 3 évvel ezelőtt döntötték el, hogy a víztorony köré a város életében jelentős alkotást felmutató 7 személy szobrából mérnök-panteont alakítanak ki. A szoborcsoport tagjai: ZIELINSKI Szilárd, a vasbeton építészet meghonosítója, PÁLFY-BUDINSZKY Endre városi főmérnök, MAGYAR Ede építész, KORB Flóris építőművész, TÓTH Mihály városi főmérnök, FEKETEHAZY János hídpépítő mérnök és ZSIGMONDY Béla vízépítő mérnök.

A hetedik szobrot, amelyet a szegedi első artézi kút létesítójéről, ZSIGMONDY Béla vízépítő mérnökről TÓTH Sándor szegedi szobrászművész készített 2009. szeptember 18-án avatták fel ünnepélyes keretek között.

Az avatóünnepséget CSÁSZÁR Angéla színművész előadásában Ady és Márai egy-egy verse indította, majd SOLYMOS László alpolgármester köszöntötte a megjelenteket. Az avatóbeszédet DOBOS Irma mondta el, majd SOLYMOS Lászlóval leleplezte a szobrot. Először a város, a mérnöki kamara és a vízmű tisztelgett koszorúval, majd a Magyar Hidrológiai Társaság nevében ANDÓ Mihály főmérnök és DOBOS Irma, a Magyarhoni Földtani Társulat nevében pedig BOGNÁR Ferencné koszorúzott. Az avatáson a Városi Koncertfűvös Zenekar is közreműködött.

*DOBOS Irma*

### Dunán-inneni PhD műhelytábor Szarvas, 2009. október 2–4.

A tábor célja a fiatal kutató hallgatók szakmai kapcsolatainak bővítése, vitakészségük fejlesztése volt, egy kellemes helyen eltöltött hétvége keretében. A szállásköltséget a Debreceni Egyetem, miskolci résztvevők utazási költségeit a Mikovinyi Sámuel Doktori Iskola állta.

A Miskolci Egyetem Földtudományi Doktori Iskola részéről 10 PhD hallgató, a karról további két, tanszéki kutatásokban részt vevő BSC alapszakos hallgató vett részt, a Debreceni Egyetemről érkező hallgatók száma 15 fő volt. A konferencián az ME részéről FÖLDESSY János egyetemi tanár és ZAJZON Norbert tudományos munkatárs, a Debreceni Egyetem részéről LÓKI József egyetemi tanár és RÓZSA Péter egyetemi docens vett részt.

Október 2-án pénteken LÓKI és FÖLDESSY professzorok megtartták a két résztvevő doktori iskola tevékenységét. Ezt követően DEMETER GÁBOR (DE) és ZAJZON Norbert (ME) adott életrajzi képet a PhD felkészülésről, kutatóvá válásról.

Október 3-án szombaton a PhD hallgatók számoltak be kutatásaikról.

A tábor alatt szóba került a vízitelep profilja és fejlesztése is. A korábbi tulajdonos (jelenleg használó) a Kölcsey Ferenc Református Tanítóképző Főiskola, mindig előtérben tartotta a nevelési szempontokat. (SCHEIBERT Ferenc főiskolai docens ilyen irányú több évtizedes fáradozására és a Körlánc program kidolgozására kell gondolnunk.) Jelen viszonyok között a Debreceni Egyetem TTK Földtudományi Intézete hivatott arra, hogy a DE-TEK tulajdonában lévő szarvasi vízitelep összes pedagógiai célú programjának elvi-módszertani irányítója legyen. Minden tábori programban komoly környezetvédelmi, tájvédelmi célokra és feladatokra kell megfogalmazni és megvalósítani.

A szarvasi vízitelepen megvalósítható lenne egy 30-50 fő befogadására alkalmas konferenciaterem, s néhány hálószoza létesítése, melynek tervdokumentációja elkészült. A DE-TEK vezetőinek összefogása szükséges a tervek megvalósításához. A résztvevők úgy búcsúztak el egymástól, hogy jövőre ugyanitt, akár nagyobb létszámban, több napon, több intézmény részvételével találkoznának. A II. Szarvasi Kutatói Műhelytáborban.

A következő PhD tábort 2009 első félévében a Miskolci Egyetem rendezi a telkibányai terepi oktatóparkban. Javasoljuk mindkét doktori iskolának a rendezvény rendszeressé tételét, és esetleges bővítését más egyetemek bevonásával.

A résztvevők köszönetüket fejezik ki a támogató doktori iskoláknak.

Köszönjük a Szarvasi Óvó- és Tanítóképző Főiskola dékánjának, LIPCSEY Imre úrnak, hogy a konferencia számára megfelelő előadótermet biztosított.

FÖLDESSY János  
intézet igazgató egyetemi tanár  
Miskolci Egyetem MFK AFI

LÓKI József  
tanszékvezető egyetemi tanár  
Debreceni Egyetem TTK

NÁDASI Lajos  
főiskolai docens  
Kölcsey Ferenc RTKF

### 3. Földtudományi Diákkonferencia Miskolc, 2009. november 6–7.

A konferencia megrendezésére az „A Föld bolygó nemzetközi éve” eseménysorozat keretében került sor, a középiskolások számára, földtudományi témakörben zajlott. A főszervező hagyományosan HARTAI Éva volt. A konferencián 4 felkért előadó és 22 diák vagy diákcsoport tartott előadást.



**Eredmények:***A. szekció: Energia, környezetvédelem**1. díj, az MTA Szádeczky-Kardoss Elemér Alapítvány 2. díja*

ANDA Géza Pál, MADARÁSZ Emese (Bibó István Gimnázium, Kiskunhalas): A fényszennyezés hatásai

*2. díj*

BERKI Borbála, KASZPER Blanka, VALKONY Csenge (Karolina Óvoda, Általános Iskola, Gimnázium, Alapfokú Művészetoktatási Intézmény és Diákotthon, Szeged): Napenergia népszerűsítése a Karolina Iskolában

*3. díj*

NAGYHÁZI Ádám (Eötvös József Gimnázium, Tata): Megújuló energiaforrások

*A Szélenergia Társaság különdíja*

BÓDI Dorina, NÉMETH Veronika (Tinódi Sebestyén Gimnázium és Idegenforgalmi Vendéglátói Szakképző Iskola, Sárvár): Sárvár megújuló energiaforrásai

*B. szekció: Közvetlen, földtan, csillagászat**1. díj, az MTA Szádeczky-Kardoss Elemér Alapítvány 1. díja*

FARSANG István (Selye János Gimnázium, Révkomárom): A Cseres-hegységbeli Bucsony-Bolgáromi vulkanikus komplexum ásványtani jellemzése

*A Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karának különdíja*

PAPP Enikő Ivett (Madách Imre Gimnázium és Szakközépiskola, Salgótarján): Üregek (fatörzslenyomatok) az Ipoly mentén

*2. díj, közönségdíj*

JUHÁSZ Ákos, SURÁNYI Dániel (Varga Katalin Gimnázium, Szolnok): Napfoltok és a Földre gyakorolt hatásuk

*3. díj*

BLUM Diána Blanka, RÁCZ Tamás, MOLNÁR Dániel (Pécsi Tudományegyetem Babits Mihály Gyakorló Gimnázium és Szakközépiskola, Pécs): A hidrovulkanizmus bizonyítékai a Bakony–Balaton-felvidék területén

*C. szekció: Meteorológia, hidrológia, hidrogeológia**1. díj, Az MTA Szádeczky-Kardoss Elemér Alapítvány 3. díja*

OTTMÁR Bálint (Madách Imre Gimnázium és Szakközépiskola, Salgótarján): Kutak az Ipoly mentén

*2. díj, A Magyar Meteorológiai Társaság különdíja*

MARSCHALL Bence (Eötvös József Gimnázium, Tata): Ciklonok fizikája

*3. díj*

FAZEKAS Márton (Eötvös József Gimnázium, Tata): Egy vértessaljai község vizei

**Személyi hírek**

M. TÓTH Tivadar 2009. szeptember 30-án sikeresen megvédte az MTA doktora címre benyújtott „Repedezett, metamorf fluidumtárolók az Alföld aljzatában” című értekezését.

A Magyar Tudományos Akadémia elnökének előterjesztésére, SÓLYOM László köztársasági elnök által adományozott Magyar Köztársasági Érdemrend és Érdemkereszt kitüntetések átadására került sor 2009. augusztus 19-én, az MTA székház Kistermében, ahol a Magyar Köztársasági Érdemrend Lovagkeresztje kitüntetés

vehette át *BREZSNYÁNSZKY Károly*, a Magyar Állami Földtani Intézet tudományos főmunkatársa, és nyugalmazott igazgatója, a földtani kutatásban több mint 40 éven keresztül végzett munkájáért, a Magyar Állami Földtani Intézet évtizedes, kiemelkedő eredményeket felmutató vezetéséért, a Föld Bolygó Nemzetközi Éve szellemiségének hatékony terjesztéséért, valamint *NAGY Béla*, az MTA Titkársága Földtudományok Osztálya Titkársága nyugalmazott osztályvezetője, kiváló tudományos szervezői munkájáért, elsősorban az MTA Földtudományok Osztályának tudományos titkáráként végzett lelkiismeretes és eredményes tevékenységéért. A kitüntetéshez gratulálunk!

A Magyarhoni Földtani Társulat elnöksége döntött a Földtani Közlöny főszerkesztőjének és technikai szerkesztőjének személyéről. A Földtani Közlöny főszerkesztője a 2009–2012. periódusban: *CSÁSZÁR Géza*, a műszaki szerkesztők: *PIROS Olga* és *SIMONYI Dezső*.

**A területi szervezetek és szakosztályok 2009–2012-re megválasztott vezetői****Területi Szervezetek**

Alföldi Területi Szervezet

Elnök: M. TÓTH Tivadar Titkár: KOVÁCS Gábor

Budapesti Területi Szervezet

Elnök: BUDAI Tamás Titkár: KOROKNAI Balázs

Dél-Dunántúli Területi Szervezet

még nem volt tisztújítás

Észak-Magyarországi Területi Szervezet

Elnök: FÖLDESSY János Titkár: KISS Péter

Közép- és Észak-Dunántúli Területi Szervezet

Elnök: FUTÓ János Titkár: RAUCSIK Béla

**Szakosztályok**

Agyagásványtani Szakosztály

Elnök: SZENDREI Géza Titkár: NÉMETH Tibor

Általános Földtani Szakosztály

Elnök: BUDAI Tamás Titkár: KOROKNAI Balázs

Ásványtan-Geokémiai Szakosztály

Elnök: DOBOSI Gábor Titkár: PAPP Gábor

Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály

Elnök: GEIGER János Titkár: KOVÁCS József

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály

Elnök: TÖRÖK Ákos Titkár: KÓVÁRINÉ GULYÁS Erzsébet

Oktatási és Közművelődési Szakosztály

Elnök: HARTAI Éva Titkár: NÉMETH Norbert

Őslénytani-Rétegtani Szakosztály

Elnök: DULAI Alfréd Titkár: ÓSI Attila

Tudománytörténeti Szakosztály

Elnök: TÓTH Álmos Titkár: PAPP Péter

**Elhunyt tagtársaink**

Mély megrendüléssel tudatjuk Önökkel/Veletek, hogy drága szerettünk, *HEMMERTNÉ DR. PATZKÓ Ágnes* gyors lefolyású súlyos betegségben 71 éves korában váratlanul elhunyt.

Szomorú szívvel tudatjuk mindazokkal, akik ismerték és szerették, hogy *DR. ORAVECZ János* 2009. szeptember 27-én, 74

éves korában, boldog házasságának 49. évében rövid szenvedés után elhunyt.

Szomorúan tudatjuk, hogy *DR. SZENTIRMAI István* tagtársunk 2009. október 22-én elhunyt.

Szomorúan tudatjuk, hogy *MITÓK Béla* 95 éves korában elhunyt.

*Emléük szívünkben és munkáikban tovább él!*

## Könyvismertetés

**BÁRDOSY György:**

**The Halimba Malom-völgy bauxite deposit. — A halimbai Malom-völgy bauxit-előfordulás című új könyvéről**

BÁRDOSY György 2007-ben megjelent, „A halimbai bauxit-előfordulás” című könyve után, várható volt, hogy a szerző hamarosan egy kapcsolódó munkával áll a szakközönség elé. Ezt annál is inkább előre jelezhető volt, mert egyrészt a Halimba térségében és környezetében található bauxit-előfordulások egymással összefüggésben vannak, másrészt a malom-völgyi bauxit-lelőhelyről korábban még nem jelent meg átfogó jellegű monográfia.

A könyv — miképpen a korábbi munka is — A4-es formátumban készült, terjedelme 88 oldal. A kötet a tanulmányt angol és magyar nyelven tartalmazza, az ábrák az angol nyelvű részben, angol és magyar felirattal láthatók. A 43 db ábrából egy színes, a többi fekete-fehér, illetve szürkeárnyalatos kivitelű. A szöveg közötti fényképek száma 4 darab, míg a Mellékletben további 21 fekete-fehér fotó látható. A 20 db táblázat mind az angol, mind a magyar nyelvű szövegben megtalálható. Az ábrák és a fotók szép kiállításúak és jól olvashatóak. A könyvhöz a mellékletek rész előtt másfél oldalnyi irodalomjegyzéket csatolt a szerző.

BÁRDOSY akadémikus új könyve két szempontból is úttörő munkának számít. Egyrészt azért, mert ez az első átfogó jellegű monográfia a malom-völgyi bauxit-előfordulásról, másrészt azért, mert olyan geomatematikai módszerekkel történt feldolgozási eredményeket is közöl, amelyeket a vizsgált területről korábban még nem publikált senki.

A könyv, felépítését tekintve, négy fontos részre tagolódik. Az első a *Kutatástörténeti* rész, a második a *Földtani* rész, a harmadik az *Értékelő* rész, és végül a negyedik, a *Következtetések* rész.

A viszonylag rövid *Kutatástörténeti* rész két szempontból is érdekes. Egyrészt azért, mert megismerhetjük belőle a hosszú ideig tartó és számos megszakítással tarkított kutatástörténetet, másrészt képet kapunk arról, miként változik meg egy lelőhely megítélése, a feldolgozási technológia fejlődésével.

A *Földtani* részben a fedő- és feképződményekről, a bauxit-test méreteiről, a tektonikai felépítésről, a szedimentológiai és közettani sajátosságokról, a bauxittest járulékos kémiai komponenseiről, a nyomelemekről, az ásványtani felépítésről ad áttekintést a szerző.

Kiemelkedően fontosnak tartom az *Értékelő* részben olvasható geomatematikai feldolgozási eredményeket, melyek képileg a 7–9., a 15–25. ábrákon jelennek meg. Külön nívumot képvisel „A fő és járulékos komponensek összefüggései” alfejezet, melyben a fuzzy-elmélet, a klaszterezés és a hagyományos korrelációs számítás felhasználásával kapott eredmények olvashatók.

A könyv *Következtetések* része, amelyhez „Az előfordulás továbbkutatásnak lehetőségei” című, alig negyedoldálny alfejezet is hozzászámítandó, egyrészt útmutató a jövő bauxitkutatóinak,

másrészt összefoglalását adja a könyvben részletezett feldolgozási és dokumentációs munkának.

Mindent összevetve, jó szívvel ajánlom BÁRDOSY akadémikusnak ezt az új könyvét is, minden hazai és külföldi szakembernek, abban a reményben, hogy a jövő generáció is fontosnak tartja majd a földtani tudományok fejlesztését és a matematikai módszerek egyre szélesebb körű alkalmazását a földtanban.

*FÜST Antal*

**SCHUEER Gyula:**

**Forrásmészkövek és a lemeztektonika**

SCHUEER Gyula szenior geológus, a földtudomány kandidátusa, 1951-ben kezdődött szakmai pályafutása során rengeteg energiát, időt és pénzt befektetve, felelősségteljes urbán geológusi hivatalos munkája mellett a hazai és a Föld öt kontinensén előforduló külföldi fiatal édesvízi mész- és egyéb (hév)forrás-üledékek kiváló szakértőjévé kepezte magát. Fáradságot nem kímélve felkereste Észak- és Dél-Amerika, Afrika, Európa, Oroszország, Kína, Új-Zéland stb. leghíresebb és földtani szempontból legérdekesebb előfordulásait, rendszeresen dokumentálta azokat hidrogeológiai szempontból, szorgalmasan gyűjtve eközben a helyszínen és a szakkönyvtárakban is a vonatkozó irodalmi adatokat. Az így szerzett ismereteiről nagyszámú publikációt közölt, elsősorban a Hidrológiai Közleményben, a Hidrológiai Tájékoztatóban, a Földrajzi Közleményekben és a Földtani Közleményben. Ezeket túlmenően szakmai eredményeiről a közelmúltban (2001–2004) három, saját kiadású, sajnálatosan nagyon kis példányszámú, de a Magyar Állami Földtani Intézet könyvtárában és egyéb szakkönyvtárakban is elérhető, színvonalas könyvben számolt be. Folytatva ezirányú szakmai munkálkodását 2009-ben negyedik, ugyancsak saját kiadású könyvét is elkészítette „*Forrásmészkövek és a lemeztektonika*” címmel. Könyve bevezetőjében tájékoztatja az olvasót, hogy az tulajdonképpen olyan cikkgyűjtemény, amelynek jelentős része már megjelent Magyarországon a Hidrológiai Közleményben, illetve a Hidrológiai Tájékoztatóban, de ott terjedelmi, illetve technikai okokból az anyaghoz tartozó fotó- és ábraanyagok jószerivel az egészét ki kellett hagynia. Ezt ebben a kötetben bővegesen pótolta.

Most kiadásra került könyvében hat terület — Yunnan (Kína), Szlovákia, Danakil-depresszió (Etiópia), Afar-mélyföld (Dzsi-butí), Tirtapur, Manszovár (Tibet) — hévforrásait és forráslerakódásait mutatja be. Ezek közül — Kárpát-medencei helyzetének megfelelően a szlovákiai hévforrások tevékenysége már lecsengő félben van, miként az itt nem tárgyalt magyarországiaké is — a többiek azonban tektonikailag olyan aktív zónákhoz kötődnek, amelyek ma is nagyon erőteljes forrásműködést váltanak ki. Különösen vonatkozik ez az északkelet-afrikai területekre, amelyek forrásai és azok üledékei változatosságukkal, nagyon magas hőmérsékletükkel a Földön egyedülállóan minősülnek.

Az A/4 méretű könyv összesen 156 oldal terjedelmű. Ebből 102 oldalt teszi ki a szöveg 39 db ábrával és a 7 db táblázattal. A további 54 oldalt a 110 db, túlnyomórészt 10–15 cm, néhány esetben 15×21 cm-es méretű, színes, színvonalas fotó foglalja el. Összességében véve így kiváló bemutatást kap az olvasó ezekről a túlnyomórészt nehezen, vagy alig elérhető hévforrásokról és az általuk létrehozott kiválásokról, annál is inkább, mert táblázatainak nagyobb része a forrásokból hazamentett vízminták itthon (MÁFI, BARTHA A.) elkészített kémiai összetételét mutatja be. Reméljük, hogy SCHUEER kolléga folytatja a magyar szakirodalomban a Föld hévforrásainak további bemutatását.

*JÁMBOR Áron*