

Felelős kiadó

BAKSA Csaba,
a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

Főszerkesztő

SZTANÓ Orsolya

Műszaki szerkesztők

PIROS Olga
KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes

Nyelvi lektor

Philip RAWLINSON

Szerkesztőbizottság

Elnök: BAKSA Csaba
BABINSZKI Edit, CSERNY Tibor, DULAI
Alfréd, FODOR László, KISS János,
PALOTÁS Klára, PAPP Gábor, SZAKMÁNY
György, TÖRÖK Ákos

Főtámogató

Mol Nyrt.

Támogatók

Biocentrum Kft., Colas Északkő
Kft., Elgoscar 2000 Kft., Geo-Log
Kft., Geoproduct Kft., Geoteam Kft.,
Mecsekérc Zrt., Mineralholding Kft.,
OMYA Hungária Kft., O&G
Development Kft., Perlit-92 Kft.,
TerraPeuta Kft.

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

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

Editor-in-charge

Csaba BAKSA,
President of the Hungarian Geological
Society

Editor-in-chief

Orsolya SZTANÓ

Technical editors

Olga PIROS
Ágnes KRIVÁN-HORVÁTH

Language editor

Philip RAWLINSON

Editorial board

Chairman: Csaba BAKSA
Edit BABINSZKI, Tibor, CSERNY, Alfréd
DULAI, László FODOR, János KISS,
Klára PALOTÁS, Gábor PAPP, György
SZAKMÁNY, Ákos TÖRÖK,

Sponsors

Mol Nyrt.
Biocentrum Kft., Colas Északkő
Kft., Elgoscar 2000 Kft., Geo-Log
Kft., Geoproduct Kft., Geoteam Kft.,
Mecsekérc Zrt., Mineralholding Kft.,
OMYA Hungária Kft., O&G
Development Kft., Perlit-92 Kft.,
TerraPeuta Kft.

Manuscripts to be sent to

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

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in

GeoRef (Washington),

Pascal Folio (Orleans),

Zentralblatt für Paläontologie

(Stuttgart),

Referativny Zhurnal (Moscow) and

Geológiai és Geofizikai

Szakirodalmi Tájékoztató

Budapest)

Földtani Közlöny



146/1

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society

Tartalom — Contents

PALOTAI, Márton: Folding and faulting of cherty dolostones at Ördög-om, Buda Hills, Hungary. — <i>Redők és vetők az Ördög-om tűzköves dolomitjában.</i>	3
NÉMETH Norbert, BARACZA Mátyás Krisztián, KRISTÁLY Ferenc, MÓRICZ Ferenc, PETHÓ Gábor, ZAJZON Norbert: Ritkaföldfém- és ritkalelem-dúsulás a Bükk hegység délkeleti részének vulkáni eredetű kőzetesteiben. — <i>Rare earth and rare element mineralization in metavolcanic rock bodies in the SE part of the Bükk Mts.</i>	11
KOVÁCS-PÁLFFY Péter, KÓNYA Péter, FÖLDEVÁRI Mária, FÜRI Judit, UDVARDI Beatrix, KOVÁCS István: Új eredmények a pilisvörösvári Garancs-hegy bentonitkutatásában. — <i>New results on the bentonite exploration in Garancs Hill, Pilisvörösvár (Hungary).</i>	27
SZENTESI, Zoltán: Urodeles from the Lower Pleistocene Somssich Hill 2 palaeo-vertebrate locality (Villány Hills, Hungary). — <i>Farkoskétéltű-maradványok a villányi-hegységi Somssich-hegy 2 kora-pleisztocén korú ősgincerés lelőhelyről.</i>	37
FEHÉR, Béla, SZAKÁLL, Sándor, KRISTÁLY, Ferenc, ZAJZON, Norbert: Mineralogical mosaics from the Carpathian–Pannonian region 3. — <i>Ásványtani mozaikok a Kárpát–Pannon régióból 3.</i>	47
ZAHRA, Poyanmehr: A felszín alatti vízáramlás modellezése Budapest tágabb területén. — <i>Groundwater flow model of thermal karst system of Budapest, Hungary.</i>	61
In memoriam	
MAGYAR Imre: In memoriam dr. MÜLLER Pál.	71
FANCSIK Tamás: In memoriam dr. RÁNER Géza.	81
KISS Péter: In memoriam MÉSZÁROS Zoltán.	83
Hírek, ismertetések (összeállította CSERNY Tibor, PALOTÁS Klára)	85

Első borító: Világoskék sabelliit sötétkék azurittal, Balatonfüred, Hajógyári-kőfejtő. Képszélesség: 4 mm. (fotó: TÓTH László). Hátsó borító: Vékonyréteges-lemezes Sashegyi Dolomit az Ördög-om déli kőfejtőjében (fotó: BUDAI Tamás).

Budapest, 2016

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. 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 cikkkel 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 rövid közlemény terjedelme maximum 4 nyomtatott oldal. 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 értekezéshez elvárt egy részletes angol nyelvű összefoglaló. 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 költségvonatára.

A Szerkesztőbizottság a cikket, indoklással, lektoráltatás nélkül is elutasíthatja. Elfogadás esetén a Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A lektorálásra 3 hét áll rendelkezésre. A harmadik lektor egy elfogadó és egy elutasító vélemény, (vagy elmaradó lektorálás) esetén kapja meg a kéziratot, amennyiben a szerkesztőbizottság így dönt, miután mérlegelte az elutasítást, ill. a további lektoráltatás lehetőségét.

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 nyomatot 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 cikket 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) Cím | h) Diskusszió |
| b) Szerző(k), postacím (E-mail cím) | i) Következtetések |
| c) Összefoglalás (magyarul, angolul) | j) Köszönetnyilvánítás |
| d) Bevezetés, előzmények | k) Hivatkozott irodalom |
| e) Módszerek | l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák |
| f) Adatbázis, adatkezelés | m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarítások (magyarul és angolul) |
| g) A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt | |

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 szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif, ill. jpg kiterjesztéssel tudjuk használni. A színes ábrák és képek közlése a szerző kérésére és költségére történik.

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.olga@mfi.hu

Folding and faulting of cherty dolostones at Ördög-órom, Buda Hills, Hungary

PALOTAI Márton^{1,2}

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék — Department of General and Applied Geology,
1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c

²CASP, West Building, 181A Huntingdon Road, Cambridge CB3 0DH, United Kingdom; e-mail: marton.palotai@casp.cam.ac.uk

Redők és vetők az Ördög-órom tűzköves dolomitjában

Összefoglalás

A budai Ördög-órom felső-triász tűzköves dolomitból áll, amely breccsásodott és porlik. Jelen munka első részletes dokumentációja a sziklán kibukkanó intenzív töréses deformációs jelenségeknek és az enyhén aszimmetrikus redőknek. Ez utóbbiakat a tűzkőrtegek és a rétegzést követő tűzkögumók lefutása jelzi. A redők rideg deformációs mechanizmussal keletkeztek, de a szerkezeti stílus átmenetet képez a folytonos deformáció felé. A rétegzésben lecsatoló rátalódások legalább részben a redőkhöz kapcsolódnak. A redőződés valószínűleg a kora-kréta során történt. A tektonikai transzportirányok NyDNY és ÉNY közt szórnak. A dolomitot több irányban jelentős töréses deformáció érte, amely részben felelős a breccsásodásért is.

Tárgyszavak: redő, vető, Dunántúli-középhegység, kréta, Budai-hegység, Ördög-órom

Abstract

The cliff of Ördög-órom in the Buda Hills, Hungary, comprises brecciated and powderised cherty dolostones of Late Triassic age. This aim of the present paper is to document the folds, faults and fractures of the cliff in detail for the first time. The chert layers and strings of chert nodules indicate that the style of the slightly asymmetric folding was transitional between brittle and ductile, although the deformation mechanism was brittle. Small scale thrusts, detached in bedding planes, are at least partly related to the folding. Tectonic transport directions scatter between WSW and NW. The age of this deformation phase is inferred to be Early Cretaceous. The dolostones were affected by intense fracturing and brecciation in multiple directions.

Keywords: fold, fault, Transdanubian Range, Cretaceous, Buda Hills, Ördög-órom

Introduction

Several, often contrasting theories have been proposed for the structural development and tectonic evolution of the Transdanubian Range and its easternmost part, the Buda Hills (e.g. WEIN 1977; FODOR et al. 1994, 1999; MÁRTON & FODOR 2003; SASVÁRI 2008a, b, 2009).

In order to provide data for regional tectonic interpretations, structural geological field work was undertaken at Ördög-órom, a well-exposed cliff in Budapest (*Figure 1*). Although WEIN (1977) mentioned the folds of Ördög-órom, (*Figure 2*) no detailed geological investigations have been carried out on this cliff because of its inaccessibility due to the crumbly nature of the dolostone. Combining abseil techniques at five sections and the approach of the base and

the top of the cliff elsewhere, it was possible to document the folds and brittle structures. The results of these efforts are presented in this contribution.

Geological background

The Transdanubian Range forms the uppermost tectonic unit in the Austroalpine nappe pile (TARI 1994, TARI & HORVÁTH 2010). Late Triassic formations of the Transdanubian Range are similar to those in the Southern Alps, and to a certain extent the Northern Calcareous Alps (HAAS et al. 1995). While the most common massive carbonates represent shallow marine conditions, cherty limestones in the Transdanubian Range were deposited in deeper marine

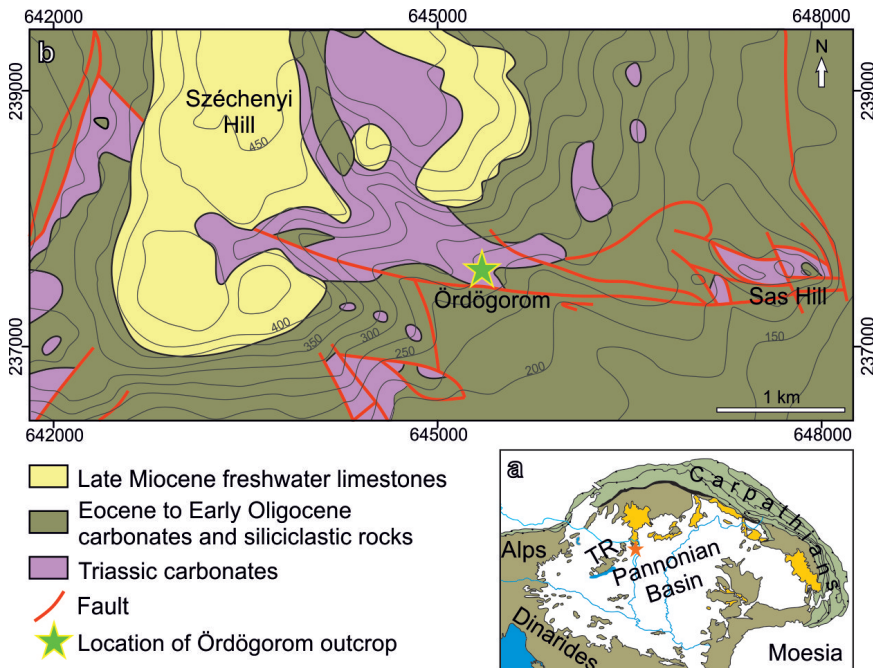


Figure 1. a, Location of the Buda Hills within the Pannonian Basin (indicated by an asterisk). TR – Transdanubian Range. b, Geological map of the southern Buda Hills (modified after FODOR [unpublished] in POROS et al. [2013] and in MINDSZENTY [2014]). Coordinates are in EOV (Hungarian national reference system)

1. ábra. a, A Budai-hegység helyzete a Pannon-medencében (csillaggal jelölve); b, A Budai-hegység déli részének földtani térképe (FODOR in POROS et al. [2013] és in MINDSZENTY [2014] után módosítva)

slope and basin settings, mainly in intraplateau basins (HAAS 2002). Figure 1, b shows the geological map of the southern part of the Buda Hills, without distinguishing between various Triassic formations (given that no

relevant modern mapping is available).

One of the deeper marine formations — the Norian–Rhaetian Mátyáshegy Formation (KOZUR & MOCK 1991, HAAS 2002, HAAS & BUDAI 2014) — is made up of thinly-bedded or laminated cherty dolostones and limestones. Chert occurs as layers and lenses within the carbonates. The dolostones in this formation are the result of late dolomitisation of the limestones (HAAS & BUDAI 2014). In other parts of the Buda Hills, however, Middle Triassic dolostones are characterised by a higher temperature dolomitisation overprint of synsedimentary dolomites (HIPS et al. 2015).

The brecciation and powderisation of Triassic dolostones in the Transdanubian Range, especially in the Buda Hills, is a widespread phenomenon. According to POROS et al. (2013), it was caused by repeated freeze-thaw cycles during the Pleistocene. FODOR et al. (1994) described brecciation related to the

Cretaceous folding in the Buda Hills.

Triassic carbonates were involved in the Alpine orogeny and subsequent deformation events, and generally acted as competent units prone to brittle failure. In some cases,



Figure 2. a, Slightly asymmetric fold train exposed at the roadside part of the outcrop. The antiform in the centre is thickened in the hinge. Thrusts detached in the dolomite offset chert beds. A small-scale subvertical fault offsets various beds. Insets show the locations of 'b' and 'c'. b, Duplexing of a single chert bed on the limb of the antiform and the stereographic image of the fault. c, M-shaped parasitic folds at the dolomite-chert interface in the fold hinge, and their stereographic image

2. ábra. a, Enyhén aszimmetrikus redők a feltárás útmenti részén. A közepén látható antiform a csuklóban kivastagszik. A dolomitban lecsatoló áttolódások elvetik a tűzkőrétegeket. Egy közel függőleges vető kismértékű elvetést okoz. A b és c ábra helyét négyzetek jelzik. b, Egy tűzkőrétegen kialakult duplex az antiform szárnyán, és az áttolódás sztereogramja. c, Dolomit-tűzkő réteghatáron kialakult szimmetrikus parazitaredek a redőcsuklóban, valamint a parazitaredek sztereogramja

however, they were folded as well (WEIN 1977, FODOR et al. 1994, PELIKÁN 2013). Folding of Triassic carbonates in the Transdanubian Range occurred in the Early Cretaceous (SASVÁRI 2008b, TARI & HORVÁTH 2010) and the Palaeogene (FODOR et al. 1994), although even later times have been suggested (PELIKÁN 2013).

The Barremian to Early Albian in the Transdanubian Range was dominated by NE–SW to N–S compression (FODOR et al. 1994, 2013; POCSAI & CSONTOS 2006; PALOTAI et al. 2006). This event represents a far-field echo of the subduction of the Vardar–Melita Ocean (D1 phase) (cf. FODOR et al. 2013). The D1 phase was followed by a gradual rotation of the shortening directions into the NW–SE direction characteristic for the Albian orogeny in the Transdanubian Range (D2 phase) (TARI 1994, FODOR 2008, TARI & HORVÁTH 2010) as a result of Alpine nappe stacking. The D1 phase was thought to account for all thrusts and large scale folds of Cretaceous age in the Buda Hills by FODOR et al. (1994). The Palaeogene – Early Miocene was characterised by transpression with WNW–ESE to NW–SE compression and perpendicular extension directions (D3 phase) (FODOR et al. 1994).

The Ördög-órom forms a ca. 150 m long, ca. 40 m high, north facing cliff in the southern part of the Buda Hills (47°28'55"N, 18°59'12"E) (Figure 1). The steep cliff is entirely made up of the Mátyáshegy Formation. On top of the cliff, outside the current area of interest, the Triassic is unconformably overlain by a transgressive Eocene succession (WEIN 1977, FODOR et al. 1994, MAGYARI, 1996). On the western side of the cliff, Late Miocene sedimentary dykes are known within the dolostone (FODOR & KÁZMÉR 1989, MAGYARI 1996).

The stereograms (Figure 3, f–i) were created with SG2PS software (SASVÁRI & BAHAREV 2014).

General observations

The dolostone is heavily brecciated throughout the Ördög-órom. The powderisation of the dolostone resulted in mosaic breccias *sensu* POROS et al. (2013), but mosaic breccia blocks floating in dolostone powder, and crackle breccias also occur. This indicates an intermediate stage of cryogenic dolostone disintegration (cf. POROS et al. 2013). Except for a few well defined fault zones (Figure 3, b, e), no distinction could be made between tectonic and cryogenic brecciation.

Bedding planes within the carbonate are completely obliterated by the advanced powderisation. Bedding can only be determined where continuous chert layers occur (unaffected by brecciation), or inferred where chert lenses are aligned in a string (Figures 2, a; 3, a, d).

Folds

Chevron folds are common, indicating the brittle rheology of the cherts (Figure 3, c). In some cases, however,

rounded folds were also observed (Figure 3, d). The wavelength of folds is estimated between 3–10 m, while the fold amplitude is less than 2–3 m.

A fold train is delineated by several continuous chert layers in an easily accessible part of the outcrop next to the road at the bottom of the cliff (Figure 2, a). The folds are slightly asymmetric, with generally shorter western limbs. This may indicate a process of generally western tectonic transport.

In the hinge of the antiform in the centre of Figure 2, a, the top of a chert layer is smooth, while the base of it forms small scale M-shaped folds (initial cusped-lobate structures?) at the contact with incompetent dolostone (Figure 2, c). The hinge directions of these folds align well with fold hinges measured elsewhere (Figure 3, h).

The dolostone layers thicken towards the fold hinge of the same antiform. This may suggest the weak rheology of the dolostones relative to the cherts. A duplex within the chert — in its hinge zone — is most likely detached in the dolostone immediately below and above the chert layer (Figure 2, b). This structure resulted in the thickening of the chert layers. Thrusting in the inner arc of the fold is therefore thought to account for the observed fold geometry.

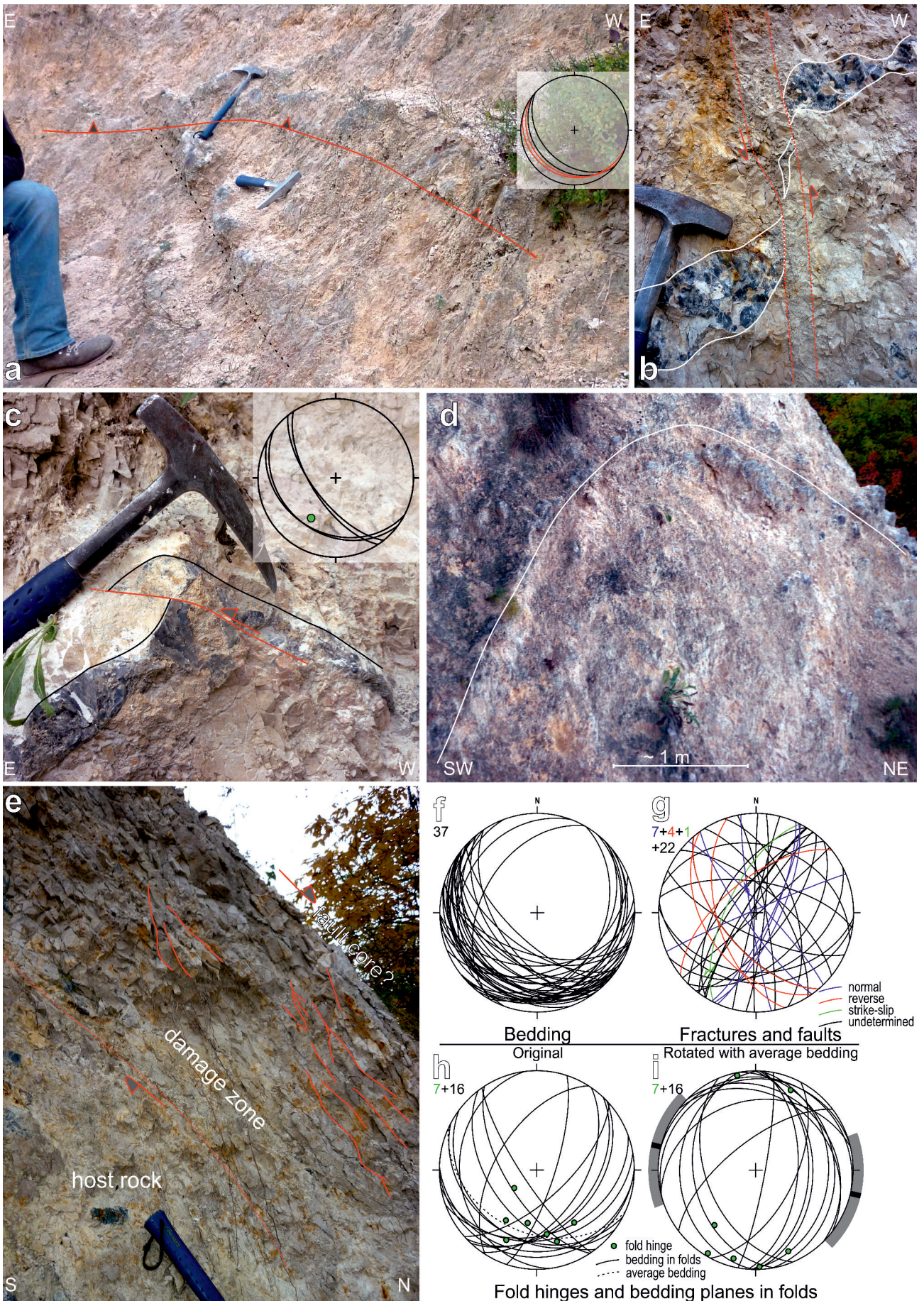
The measured fold hinges dip to the south at low angles (Figure 3, h). The intersection lines of bedding planes that were measured close to changes in dip (i.e. around fold hinges) also scatter around S–SSW (Figure 3, h).

The dataset (containing the measured fold hinges and the bedding planes) recorded on outcrop scale folds was rotated with the average of bedding planes that were measured away from outcrops scale folds; the aim of this was to achieve a pre-tilt geometry (Figure 3, i). In this case, both the measured fold hinges and constructed fold axes scatter between 340° and 45° around north, and between 170° and 200° around south at low angles. Assuming subsimple shear, the direction of maximum shortening can therefore be estimated between WSW–ENE and NW–SE.

Faults and fractures

The dolostone is intensely fractured and brecciated where powderisation has not completely destroyed earlier structures (Figure 3, a–e). In some cases, the sense and amount of dip-slip offset along faults could be determined by offset chert layers (Figure 3, b, g), but often no markers were found. Steep NE–SW oriented fractures prevail (often with minor normal offset), but there is a wide scatter of directions (Figure 3, g). The handful of measured and proven reverse faults (identified by offset chert beds) dip to the SW or the NW (Figure 3, g). Only two small scale striated fault surfaces (Figure 3, g) were identified on faulted chert nodules.

At some cliff sections, a dense set of steep, slope-parallel fractures was observed close to the envelope of the cliff (Figure 3, e). This systematic fracture set fades away towards the interior of the brecciated/powderised rock volume. Two interpretation alternatives can be put forward.



← **Figure 3. a**, Bedding outlined by chert string (dashed line) is cut off by a suspected low angle thrust. **b**, Small-scale fault with dip-slip offset outlined by the oriented brecciation of the dolostone and the drag of a chert bed. **c**, Chevron antiform in chert, and its stereographic image. The discrepancy between the measured fold hinge and the intersection of bedding planes is due to errors in measurement. A shallow angle fold axis dipping approximately to the south is inferred. The chert bed is displaced by a small scale thrust detached in the bedding of the west-dipping fold limb. Note the fractures in the dolostone. **d**, Rounded antiform outlined by a chert layer. This structure could not be accessed directly. **e**, Damage zone of the normal fault at least partly responsible for the topography of the cliff. **f-g**, Stereograms (lower hemisphere stereographic projection, Schmidt net) of structural elements at Ördög-órom. Data numbers are indicated in the top left corner of each diagram. **f**, Bedding planes, with generally shallow dip to the south and southwest. Bedding planes on limbs of observed folds are not shown. **g**, Fractures and faults. Note that some faults without striae classified as normal or reverse might actually be strike-slip faults with some dip-slip component. **h-i**, Fold hinges and bedding planes measured in their immediate vicinity. The average of bedding planes measured away from outcrop scale folds is shown as dashed line. **h**, Present day geometry. Fold hinges and bedding plane intersections scatter widely around south. **i**, Corrected by average bedding to reconstruct pre-tilt geometry. The range of inferred shortening directions is shown in grey, average direction in black

← **3. ábra. a**, A tűzkőgumók által kirajzolt rétegést (szaggatott vonal) átvágja egy laposabb felület, amely valószínűleg egy áttolódás. **b**, A dolomit irányított breccsásodása és a tűzkőréteg elvonszolódása által jelzett kisméretű vető. **c**, Tűzkőrétegben kialakult chevron antiform és sztereogramja. A redőcsukló és a szárnyakon mért dölések metszésvonalai közötti különbség a mérés bizonytalanságából ered; egy laposan délre dőlő redőtengely valószínűsíthető. A tűzkőréteget kis mértékben elveti egy áttolódás, amely lecsatol a nyugatra (W) dőlő redőszárny rétegzésében. A dolomit töredezett. **d**, Tűzkőréteg által kirajzolt lekerekített antiform. Ezt a redőt nem sikerült megközelíteni. **e**, Az Ördög-órom letöréséért legalább részben felelős normálvető zúzott zónája. **f-g**, Sztereogramok alsó félgömb vetületben, Schmidt-hálón. Az adatok száma a bal felső sarokban van feltüntetve. **f**, Többnyire lapos déli és délnyugati rétegdölések (a redőcsuklók közelében mért dölések kivételével). **g**, Törések és vetők. A normálvetőként (normal) vagy feltolódásként (reverse) jelzett karc nélküli vetők egy része lehetséges, hogy valójában eltolódás (strike-slip) némi dőlésirányú elmozdulással. **h-i**, Redőcsuklók és az észlelt redőkön mért rétegdölések. **h**, Jelenlegi helyzetükben a redőcsuklók és a rétegdölések metszésvonalai egy tág tartományban dél körül szóródnak. Az észlelt redőkön mért adatok kizárásával számolt átlagos rétegdölést szaggatott vonal jelzi. **i**, Az átlagos rétegdöléssel korrigált, billenés előtti helyzetben a lehetséges rövidülési irányok tartományát szürke, az átlagos rövidülési irányt fekete sáv jelzi

(1) The fracture set is related to the late exfoliation of the dolostone in the vicinity of the topographic break-off of the cliff. (2) The fracture set forms the 0.5–1 metre wide damage zone of the fault that created the cliff, or of an auxiliary fault parallel to that. The majority of these fractures are oriented sub-parallel to the slope, and might be interpreted as being related to exfoliation. There are, however, steeper fractures as well, and the composite pattern (*Figure 3, e*) resembles the Riedel shear geometry in normal fault zones. Therefore, the second alternative is preferred. Additional support for this interpretation is given by map-scale faults near Ördög-órom (*Figure 1, b*). An east–west striking fault runs south of Ördög-órom. Although this fault is shown to have dextral kinematics, its map view pattern supports a dip-slip component of offset. The ESE–WNW striking fault that runs north of Ördög-órom is clearly a dip-slip fault.

Several steep fault zones were identified by offset, and occasionally dragged, chert layers (*Figures 2, a; 3, c*). The dip-slip offset on these faults is generally 10–20 cm. They often involve a narrow (i.e. a few cm wide) damage zone in the dolostone, showing more pronounced brecciation than in the host rock.

A peculiar feature was identified next to a bunker entrance that is accessible from the road at the base of the cliff (47°28'56.02"N, 18°59'13.42"E) (*Figure 3, a*). Strings of gently southwest-dipping chert nodules (indicative of bedding) are truncated by another chert nodule string that dips in the same direction, but at a lower angle. It was not possible to trace this relationship far beyond than shown in *Figure 3, a*. Consequently, it is difficult to determine whether this represents part of the internal geometry of a sedimentary bed form (which would provide evidence for syn-sedimentary deformation of strata) or an overthrust. Given the slope and basin setting of these sediments (HAAS 2002), erosional truncation at this scale is thought to be unlikely, and a tectonic overthrust is preferred.

Small-scale low angle thrusts, offsetting chert layers, were observed at a few locations (*Figure 2, a*). They seem to

detach in the bedding planes of the dolostone, although this is hard to prove in all cases. These thrusts are at least partly (*Figure 2, b*) related to folds by accommodating shortening on fold limbs.

Discussion

The slope and basin deposits of the Mátyáshegy Formation were commonly affected by synsedimentary deformation (HAAS 2002). It is therefore possible that the observed folds are at least partly slump folds. The reason to prefer their tectonic origin is as follows. Brittle thrusts that offset chert beds are detached on the fold limbs and accommodate fold-related shortening (*Figure 2, b*). This geometry is uncommon in synsedimentary folds. Although fold trains could usually not be traced for longer distances due to outcrop conditions, the folds are not highly dysharmonic (*Figure 2, a*). This also suggests their tectonic origin, although synsedimentary deformation cannot totally be ruled out either.

Accepting their tectonic origin, the style of folding at Ördög-órom is in the brittle-ductile transition zone. The deformation mechanism, however, is brittle as indicated by chevron folds in the chert layers and small-scale fold-related thrusts. The observed fold geometries suggest the contractional origin of these structures. Based on fold asymmetry, tectonic transport was generally top-to-the-west.

The scatter of ENE–WSW to NW–SE oriented shortening directions — derived from the measured folds (*Figure 3, i*) — does not clearly align to the previously known shortening phases in the Transdanubian Range (D1: NE–SW, D2: NW–SE), but is in between. This can be explained in three ways.

(1) The accuracy of fold direction measurements in the cherty dolostones on Ördög-órom was insufficient. Indeed, directions of measured fold hinges, as well as the intersection lines of folded beds as constructed fold axes, scatter

between ENE–WSW and NW–SE, inhibiting a differentiation between the two main phases known in the region.

(2) The folds on Ördög-órom formed during the transition from D1 to D2, i.e. during the Early Albian. A similar transitional phase was proposed by SASVÁRI (2009) for the Gerecse Hills (further west within the Transdanubian Range). This model would imply an extremely rapid phase of folding which, based on the available data, cannot be ascertained.

(3) The Buda Hills underwent differential rotation relative to more western parts of the Transdanubian Range after the formation of folds. The differential rotation of the western and eastern parts of the Transdanubian Range (the latter including the Buda Hills) was proposed by MÁRTON (1998). As the folding direction at Ördög-órom could only be determined within a wide range, again no clear conclusion can be drawn.

Five of the few proven reverse faults indicate NE–SW shortening (in accordance with the D1 phase), while there is a single reverse fault which suggests NW–SE shortening (in accordance with the D2 phase) (*Figure 3, g*).

The Palaeogene – Early Miocene of the Buda Hills was characterised by transpressional deformation (D3 phase) (FODOR et al. 1994). Some folds with NE–SW oriented axes in other parts of the Buda Hills were assigned to this phase (FODOR et al. 1994). Despite the relatively poor 3D exposure, the observed folds at Ördög-órom do not appear to be arranged in *en échelon* manner, but seem purely contractional. Therefore, they are unlikely to have been formed during the D3 phase.

Strain perturbations might have played an additional role in the scatter of folding and thrusting directions in structures that were most likely formed during a single deformation phase.

The normal faults and the majority of undetermined steep joints are most likely related to Miocene and Quaternary tectonics (cf. FODOR et al. 1999).

Conclusions

The chert layers and strings of chert nodules in the Triassic dolostones at Ördög-órom indicate slightly asymmetric folding. Small-scale thrusts, being detached in bedding planes, are related to folding. These structures indicate a brittle deformation mechanism. Tectonic transport directions scatter between WSW and NW. The age of this phase is inferred to be Early Cretaceous. The dolostones were affected by intense fracturing and brecciation in multiple directions.

Acknowledgements

The field support of Dávid BAJNAI and László SKUBLICS, the technical help of Mihály PALOTAI, and the permission of the Mayor's Office of Budapest Council to carry out this study, are highly appreciated. This study benefited from the thorough reviews of Norbert NÉMETH and Jozef HÓK, and the helpful comments of the handling editor, László FODOR. This is Cambridge Earth Sciences contribution ESC.3578.

References — Irodalom

- FODOR L. 2008: Szerkezetföldtan. — In: BUDAI, T., FODOR, L. (szerk.): *A Vértes hegység földtana. Magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez*, 1:50 000. — Magyar Állami Földtani Intézet, 145–202, 282–300.
- FODOR, L., KÁZMÉR, M. 1989: Clastic and carbonate sedimentation in an Eocene strike-slip basin at Budapest. — In: CSÁSZÁR, G. (ed.): *Xth IAS Regional Meeting, Excursion Guidebook*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 227–259.
- 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 palaeostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publication **156**, 295–334.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közlemény* **124/2**, 139–305.
- FODOR, L., SZTANÓ, O. & KÖVÉR, Sz. 2013: Pre-conference field trip: Mesozoic deformation of the northern Transdanubian Range (Gerecse and Vértes Hills). — *Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series* **31**, 1–52.
- HAAS, J. 2002: Origin and evolution of Late Triassic backplatform and intraplatform basins in the Transdanubian Range, Hungary. — *Geologica Carpathica* **53/3**, 159–178.
- HAAS J. & BUDAI T. 2014: A Dunántúli-középhegység felső-triász képződményeinek rétegtani- és fácieskérdései. Régi problémák újragondolása újabb ismeretek alapján. — *Földtani Közlemény* **144/2**, 125–142.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZYN, L. & LEIN, R. 1995: Significance of Late Permian–Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine–North Pannonian domain. — *Tectonophysics* **242**, 19–40.
- HIPS, K., HAAS, J., POROS, Zs., KELE, S. & BUDAI, T. 2015: Dolomitization of Triassic microbial mat deposits (Hungary): Origin of microcrystalline dolomite. — *Sedimentary Geology* **318**, 113–129.
- KOZUR, H. W. & MOCK, R. 1991: New Middle Carnian and Rhaetian Conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic Importance and Tectonic Implications for the Buda Mountains and Adjacent Areas. — *Jb. Geol. B.-A.* **134/2**, 271–297.
- MAGYARI Á. 1996: Eocén szinszediment tektonikai jelenségek és üledékképződésre gyakorolt hatásai a Budai-hegységben. — PhD Thesis, Eötvös University, Budapest, 288 p.

- MÁRTON, E. 1998: The bending model of the Transdanubian Central Range (Hungary) in the light of Triassic palaeomagnetic data. — *Geophys. J. Int.* **134**, 625–633.
- MÁRTON, E. & FODOR, L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the Alcázar unit. — *Tectonophysics* **363/3–4**, 201–224.
- MINDSZENTY A. (szerk.) 2014: *Budapest — Földtani értékek és az ember.* — ELTE Eötvös Kiadó, 311 p.
- PELIKÁN P. 2013: A Mátyás-hegyi feltolódás „fejlődéstörténete”. — *Földtani Közlöny* **143/3**, 227–238.
- PALOTAI M., CSONTOS L. & DÖVÉNYI P. 2006: A kesztölci mezozoos (felső-jura) előfordulás terepi és geoelektromos vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **136/3**, 347–368.
- 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.
- POROS, Zs., MACHEL, H. G., MINDSZENTY, A. & MOLNÁR, F. 2013: Cryogenic powderization of Triassic dolostones in the Buda Hills, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **102/5**, 1513–1539.
- SASVÁRI Á. 2008a: Rövidüléshez köthető deformációs jelenségek a Gerecse területén. — *Földtani Közlöny* **138/4**, 385–402.
- SASVÁRI Á. 2008b: A Gerecse feszültségterének fejlődése a Dunántúli-középhegységről készült publikációk tükrében: irodalmi áttekintés. — *Földtani Közlöny* **138/2**, 147–164.
- SASVÁRI Á. 2009: Középső-kréta rövidülési deformáció és szerkezeti betemetődés a Gerecse területén. — PhD Thesis, Eötvös University, Budapest, 164 p.
- SASVÁRI, Á. & BAHAREV, A., 2014: SG2PS (structural geology to postscript converter) — A graphical solution for brittle structural data evaluation and paleostress calculation. — *Computers & Geosciences* **66**, 81–93.
- TARI, G. 1994: Alpine Tectonics of the Pannonian Basin. — PhD Thesis, Rice University, Texas, USA, 501 p.
- TARI G. & HORVÁTH F. 2010: A Dunántúli-középhegység helyzete és eoalpi fejlődéstörténete a Keleti-Alpok takarós rendszerében: egy másfél évtizedes tektonikai modell időszerűsége. — *Földtani Közlöny* **140/4**, 483–510.
- WEIN Gy. 1977: *A Budai-hegység tektonikája.* — A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa, Budapest, 76 p.

Kézirat beérkezett: 2015. 9. 29.

Ritkaföldfém- és ritkaelem-dúsulás a Bükk hegység délkeleti részének vulkáni eredetű kőzettesteiben

NÉMETH Norbert¹, BARACZA Mátyás Krisztián², KRISTÁLY Ferenc¹, MÓRICZ Ferenc¹, PETHŐ Gábor², ZAJZON Norbert¹

¹Miskolci Egyetem, Ásványtani-Földtani Intézet

²Miskolci Egyetem, Geofizikai és Térinformatikai Intézet

Rare earth and rare element mineralization in metavolcanic rock bodies in the SE part of the Bükk Mts

Összefoglalás

A Bükk hegység délkeleti részén egy korábban nem ismert ritkaföldfém-, Y-, Zr-, Nb- és Th-dúsulást tartalmazó ásványtársulást találtunk, melynek fő ásványai monacit-Ce, cirkon- és nióbbium-tartalmú titán-oxidok. Az eddig vizsgált előfordulások anyakőzetei tüzköves mészkőbe közberétegzett metavulkanittek, amelyek egy Ny–K-i irányú, a Hór-völgytől a Felső-Kecske-várig követhető szerkezeti határzónában helyezkednek el. A testeket kálimetaszomatikus hatás érte, amely a zóna további metavulkanitjaira is kiterjed, és a RFF- és ritkaelem-ásványokkal együtt felülbélyegzi a metamorf vagy korábbi kőzetelváltozásokból származó ásványtársulásokat és a képlékeny deformációs szöveti elemeket. A káliumdúsulás, valamint a cirkonba és monacitba épült tórium révén spektrális természetes gamma-mérésekkel térképeztük fel az érintett kőzettestek kibúvásait.

Kulcsszavak: ritkaföldfémek, metasomatózis, radiometrikus térképezés

Abstract

A mineralization with REE, Y, Zr, Nb and Th enrichment was found in the SE part of the Bükk Mts, NE Hungary. The mineralization comprises of monazite-Ce, zircon and Ti-oxides with Nb content. The host rock bodies of the occurrences explored so far are metavolcanics interbedded within cherty limestone, situated in a W–E striking structural boundary zone from the Hór Valley to the Felső-Kecske-vár Hill. The metavolcanics along this zone were affected by potassic metasomatism. This metasomatism along with the REE–Zr–Nb mineralization overprints the metamorphic or previously altered mineral assemblages and ductile deformational fabric of the rocks. Using the K-enrichment and the Th incorporated by zircon and monazite, spectral natural gamma measurement was applied for mapping the outcrops of the affected rock bodies.

Keywords: rare earth elements, metasomatism, radiometric mapping

Bevezetés

2014 folyamán a Miskolci Egyetem Ásványtani-Földtani intézete a CriticEl projekt keretében mintavételezést végzett a Bükk keleti részének metavulkanit-kibúvásain. A cél elsősorban a kőzetek ritkaföldfém-tartalmának megismerése volt (ZAJZON et al. 2014), de a mintákról számos más nyomelemre is kiterjedő kémiai és röntgenfluoreszcens (XRF) elemzés készült. A Latorútra lejtő Kőrös-völgy egyik útbévágásából származó minta bükki és magyarországi viszonylatban kiemelkedő, 700 mg/kg-os ritkaföldfém-tartalma mellett ittriumból, nióbbiumból, tantáliból, cirkóniumból és tóriumból is jelentős mértékű dúsulást tartalmazott a többi mintára jellemző koncentráció-értékekhez képest. Ezek a sukorói beforsíté-

hoz (SZAKÁLL et al. 2014a) mérhető és a számos ritkaföldfém-ásványt tartalmazó mecseki fonolitét (SZAKÁLL et al. 2014b) meghaladó koncentrációadatok. A felső földkéreg átlagához (RUDNICK & GAO 2003) képest ez összességében a ritkaföldfémek 4,4-szeres dúsulását jelenti, Y és Zr esetén e fölötti (5 és kb. 7-szeres), Nb, Ta és Th esetében pedig a tízszeres is meghaladja. A kémiai eredmények nyomán további vizsgálatokat folytattunk az ásványos összetétel meghatározására, a dúsulást hordozó kőzettest lehatárolására, és további hasonló kőzettesteket is keresni kezdtünk.

Mivel a kőzetanyagon semmilyen szabad szemmel, vagy lupéval megfigyelhető bélyeg nem utal az anomális koncentráció és az azt hordozó ásványok jelenlétére, a kiterjedés tanulmányozására a tóriumdúsulást használtuk fel.

Mivel a tórium teleptani dúsulásai rendszerint ritkaföldfémekkel és cirkóniummal társulnak, és a tórium monacitba és cirkonba épül be (pl. DILL 2010), feltehető volt, hogy az elemcsoport koncentrációi a vizsgált területen is erősen korreláltak. A tórium koncentrációja a bomlási sorában lévő ^{208}Tl β bomlását kísérvő karakterisztikus gammasugárzása folytán spektrális radiometriai úton mérhető, és a dúsulás a kőzet málladékán, illetve kisebb mértékben az azt tartalmazó talajon is kimutatható. Légi spektrális radiometrikus térképezéssel alacsony tóriumtartalmat mértek korábban ezen a területen (WÉBER 1983), ami arra mutatott, hogy a dúsult testek környezete inaktív, és a kontraszt még bolygatatlan talaj fölött mérve is elég jelentős lesz. A Miskolci Egyetem Geofizikai és Térinformatikai Intézetének scintillációs detektorával bejártuk a feltárás környezetének metavulkanit-kibúvásait. Természetes gammasugárzás-mérésekkel támogatott földtani térképezéssel lehatároltuk a dúsulást tartalmazó testek kibúvásait, és ezekből, valamint a nem tóriumdúsnak bizonyult testekből vett mintákon is végeztünk anyagvizsgálatokat. Ezen cikk célja a kimutatott ritkaelem-indikációról és az azt befogadó anyagokról eddig megismert adatok közzététele.

Földtani helyzet

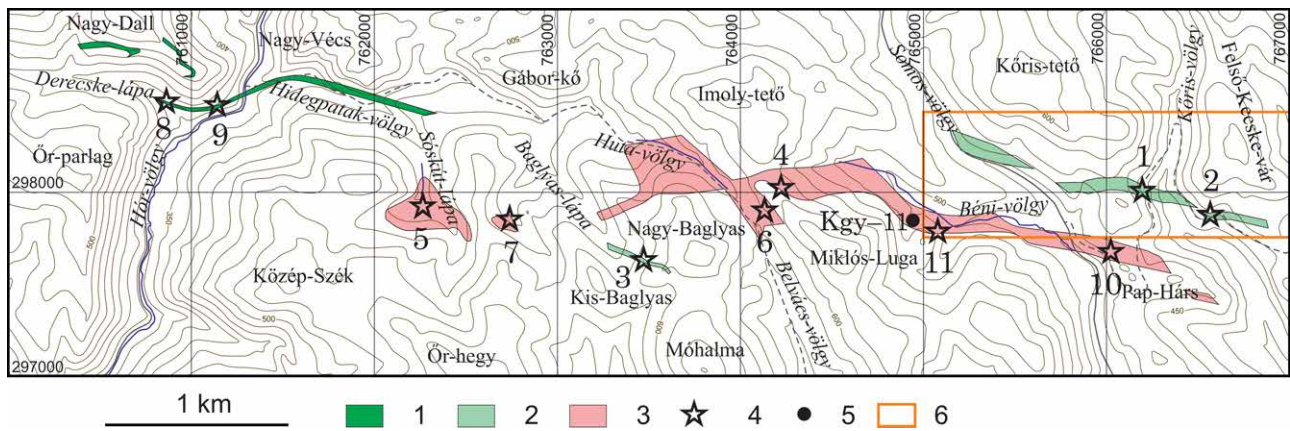
A Bükkben a Magyar Állami Földtani Intézet által végzett legutóbbi térképezési projekt (LESS et al. 2005) során, korábbi hegyszerszerkezeti és rétegtani elképzelések (BALOGH 1964, CSONTOS 1999, 2000, PELIKÁN 2002) nyomán kialakított rétegtani felfogás a triász üledékes kőzetek között megjelenő, különböző mértékben és módon metamorfizált vagy metasomatizált vulkáni, szubvulkanit és áthalmazott vulkáni eredetű anyagokat tartalmazó kőzettesteket négy különböző formációba sorolta. Mivel az ismeretes radiometrikus korok egy kréta korú, anchi–epizonális metamorfózissal összefüggésbe hozott, valamint az utáni hűlési eseményekre vonatkoznak (DUNKL et al. 1994, ÁRKAI et al. 1995), és a vulkáni eredetű kőzettestek szöveti jellegei, ásványos és kémiai összetétele egy kibúvási területen belül is változóak, ráadásul utólagos hatások — köztük regionális metamorfózis — által felülbélyegzettek (ÁRKAI 1973), a különböző szintek azonosítása elsősorban az üledékes keret alapján lehetséges. A későbbiekben leírt saját vizsgálataink is azt mutatják, hogy az ásványos és a kémiai összetétel, beleértve a kőzetben stabil nyomelemként közzetározásra használatos elemeket (pl. Zr, Ti, Y) is, metasomatikus folyamatok eredménye. Vulkanit eredetre utaló szöveti elemek is csupán a nem vagy kevésbé deformált mintákban találhatók. Ennek megfelelően a protolit általában nem határozható meg egyértelműen, ezért a továbbiakban összefoglaló néven metavulkanitoknak nevezzük e kőzettestek anyagát.

A formációk közül kettő, a Szentistvánhegyi Metaandezit és a Bagolyhegyi Metariolit a Nagy-fennsík északi oldalán, illetve attól keletre nagy területen összefüggő, helyenként jól feltárt kibúvásai alapján a felső-anisusi-

alsó-ladin, illetve a felső-ladin–alsó-karni emeletekre tehető, több száz méter vastag, önálló rétegvulkanit szinteket képvisel. Minden valószínűség szerint ezekhez tartoznak a Bánya-Bükk, a Kis-fennsík és környéke pikkelyeinek kisebb-nagyobb kiterjedésű metavulkanit-előfordulásai is. A harmadik formáció, a Szinvai Metabazalt egy az előbbiektől egy regionális vetőzónával elválasztott, eltérő tektonofációs¹ egység (Bükkszentkereszt tektonofációs, NÉMETH 2005) erősen redőzött tűzköves, medence kifejlődésű mészkövébe (Felsőtárkányi Mészkő Formáció) települ. Jellemző a vulkáni eredetű és a karbonátos anyag keveredése és a bázikus összetétel, valamint a legfeljebb néhány száz méteres vastagság. Lehetséges a több szintben való megjelenése is, de a kibúvások sávos ismétlődése sok esetben redőződésnek tulajdonítható. A Conodonta-meghatározással (KOVÁCS in LESS et al. 2005) vizsgált előfordulások késő-karninak adódtak. Végül a negyedik formáció, a Létrási Metabazalt egy kb. 50 000 m² kiterjedésű területen kibúvó, alkáli-dús bázikus kőzettestre alkalmazott név. A test a rétegsorban a Szentistvánhegyi és a Bagolyhegyi Formáció között elhelyezkedő Vesszősi Formáció sziliciklasztos törmeléken üledékes kőzeteibe van beágyazva, azonban határai és közvetlen környezete feltáratlan. A test szövete alapján intruzív, így autochton helyzetű is lehet, de minthogy a tektonofációs-határ erősen elnyírt zónájában helyezkedik el, tektonikusan elszakított pozíciója is elképzelhető egy Szinvai Metabazalthoz tartozó rétegtani szintből. Azon belül nem számíthatna egyedinek; hasonló szövetu és ásványos összetételű mintákat vizsgált például SZOLDÁN (1990) a Lusta-völgyben lévő metabazalt-kibúvásokból.

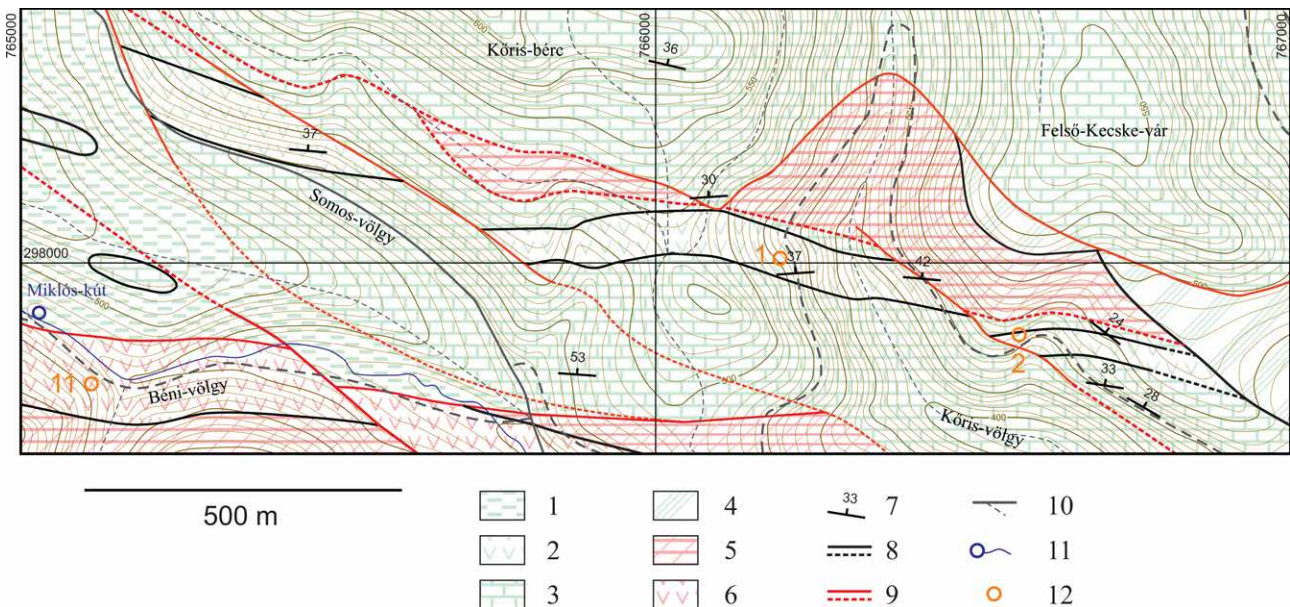
A korábbi, részletes kőzettani leírásokat adó közlemények mind a Lillafüred, Diósgyőr, Bükkszentlászló és Bükkszentkereszt környéki előfordulásokat dolgozták fel (SZENTPÉTERY 1923, 1929a, b, 1931, 1932, 1934a, b, 1935, 1936, 1937, 1950a, b; PANTÓ 1951; ÁRKAI 1973; SZOLDÁN 1990). A Bükkszentkeresztől délre eső hegység rész metavulkanit-kőzettestei e közlemények vizsgálati anyagaiból, sőt részben a földtani térképekről is kimaradtak. Amelyek felső-triász mészkövekhez kapcsolódnak, olykor anyagkeveredéssel átmenetekkel, valószínűleg a Szinvai Metabazalt rétegtani szintjéhez tartoznak; a Kisgyőr–11 fúrásban keresztetett test fekvését azonban a Hámori Dolomittal azonosították (LESS et al. 2005), így az a Szentistvánhegyi Metaandezitnek felelhet meg.

A Kőrös-völgyi előfordulás (1., 2. ábra, 1. pont és környezete) a létrási testhez hasonlóan egy olyan nyírózónában található, amelyet egy kelet–nyugati csapású sávban számos kis kiterjedésű, meredek határu, csapásban csak néhány száz méterig követhető vetősízel² épít fel. Ez is egy tektonofációs-határ, ami leginkább a mindkét oldalon jelenlévő tűzköves mészkő deformációs stílusának különbözőségében érhető tetten. A legszembetűnőbb különbségek: az északi oldalon (Bükkszentkereszt tektonofációs) jellemzőek az 1C-2 osztályú redőformák (közel hasonló redők), a redőszárnyakon budinokra szabdalta, a forgókban ptigmatikus redőzött tűzkőrétegek, valamint a palásság menti lemezes hasadozottság, amely 30°–40°-ban északra dől. A



1. ábra. A Hór-völgytől a Felső-Kecske-várig terjedő terület áttekintő térképe a metavulkanit-kibúvással
 1 – tűzköves mészkőbe települt rétegszerű testek (A csoport). 2 – kimutatható Th-dúsulást hordozó testek (B csoport). 3 – tömeges, K-dúsulást hordozó testek (C csoport). 4 – elemzett minták származási helyei; 5 – Kisgyőr-11 kutatófúrás helye; 6 – a 2. ábra térképének szegélye

Figure 1. Sketch map of the metamorphic outcrops on the area extending from Hór Valley to Felső-Kecske-vár Hill
 1 – Stratiform bodies interbedded in cherty limestone (Group A). 2 – Bodies with measured Th-enrichment (Group B). 3 – Massive bodies with K-enrichment (Group C). 4 – Sites of assayed samples. 5 – Location of the mapping borehole Kisgyőr-11; 6 – Borders of the map on Figure 2



2. ábra. Földtani térkép a Kőrös-völgyi ritkalemeledulást hordozó metavulkanit-kibúvásról
 Zöld sraffozás - Bükk-szentkereszti tektofácieshez tartozó kőzettestek: 1 – aleurólitpala (Lök-völgyi F), 2 – metavulkanit (B csoport) (Szinvai Metabazalt F), 3 – tűzköves mészkő (Felsőtárkányi Mészkő F), 4 – tűzkőtörmelék (málladékkal fedett terület). Rózsaszín sraffozás - Kácsi tektofácieshez tartozó kőzettestek: 5 – cukorszövetű dolomit (Belvácsi Dolomit T), 6 – metavulkanit (C csoport) (Szentistvánhegyi Metaandezit F). Egyéb jelek: 7 – palásság, 8 – rátelepüléssel kontaktus, térképezett és valószínűsített, 9 – tektonikus kontaktus, térképezett és valószínűsített, 10 – utak, 11 – forrás és patak, 12 – elemzett minták származási helyei

Figure 2. Geological map of the outcrop of metavolcanics with rare element mineralization at the Kőrös Valley
 Legends: Green hatch - rock bodies belonging to the Bükk-szentkereszti Tectofacies: 1 – shale (Lök-völgyi F), 2 – metavolcanics (Group B) (Szinva Metabasalt F), 3 – cherty limestone (Felsőtárkányi Limestone F), 4 – chert debris (area covered by weathering products). Pink hatch - rock bodies belonging to the Kácsi Tectofacies: 5 – coarse grained dolomite (Belvácsi Dolomite Mb), 6 – metavolcanics (Group C) (Szentistvánhegyi Metaandesite F). Other symbols: 7 – cleavage, 8 – conform contacts (mapped and inferred), 9 – tectonic contacts (mapped and inferred), 10 – roads, 11 – spring and runoff, 12 – sites of assayed samples

déli oldalon (Kácsi tektofácies) ezzel szemben a párhuzamos redők, a lencsés vagy folytonos rétegszerű tűzkő vagy sziliklasztos közbetelepülések és az elsősorban réteglapok menti, pados elválás a tipikus. A tűzköves mészkövön túl a Bükk-szentkereszti tektofácieshez tartozó aleurólitpala, radiolarit és metavulkanit, valamint a Kácsi tektofácieshez tartozó cukorszövetű dolomit, tömeges mészkő és metavulkanit alkot a határvonal mentén térképezhető méretű, de sokszor szálfeltárás nélküli kőzettesteket.

A dúsulást hordozó kőzettest és környezete

A Kőrös-völgy Ny-i oldalán lévő (EOV x = 297980, y = 766220), középső részén 4–5 m magas, mintegy 20 m hosszú útbevágásban mészkőanyaggal kevert, rétegzett metavulkanit van feltárva (1., 2. ábra, 1. pont); minden réteg tartalmaz kalcitot. Ahol a szilikátos anyag dominál, a kőzet réteglapok mentén válik el padokra, amelyek felületei a palásság kifutása miatt erősen vonalkáztak, illetve szilán-

kosak. Szemcsék nem ismerhetők fel, viszont néhány mm széles és néhány cm hosszú, elnyúlt sötétebb zöldes és világosszürke foltok váltakoznak benne. Gyakoriak a mm-es vastagságú, a palásságot átmetsző fehér kalciterek. A padok dőlése közel függőleges, K–Ny-i csapású. A palásság mért dőléseinek átlaga $003^\circ/42^\circ$. Szcintillációs detektorral a feltáráson végzett mérések alapján a tóriumtartalom rétegről rétegre változó, és a szilikátos anyag mészkőhöz viszonyított arányával korrelált.

Ahol a mészkő az uralkodó anyag, ott a benne lévő cm-es vastagságú metavulkanit- és tűzkőrétegek cm-es hullámhosszal redőztek, illetve helyenként budináltak. A redőződés tengelye közel vízszintes. A palásság dőlése a mészkőben $355^\circ/25^\circ$, de 1–2 dm-enként ismétlődő, 1–2 cm vastag nyírszalagokban $350^\circ/52^\circ$ -ra változik. A deformációs stílus szerint a feltárt kőzettest a Bükkszentkereszti tectofacieshez tartozik.

Az út közel É–D-i irányban, azaz dőlésirány mentén keresztezi a kőzettestet. Bár a szálfeltárás ennél jóval rövidebb, mintegy 70 m-re tehető a metavulkanittal váltakozó tűzköves mészkő vastagsága. Ezen a szakaszon a tóriumdúsulás szcintillációs detektorral a törmeléken talajon, az úton is kimutatható, bár a feltáráshoz képest csökkent mértékben. Észak felé egy kis völgyhajlat után cukorszövetű, fehér dolomit szálfeltárási következik az útbeugrásban, közel 300 m-en keresztül. Ebben rétegzés vagy szöveti irányítottság nem figyelhető meg, és radiometrikusan inaktív. Itt a határ fedett, a Kőrös-völgy túlsó, K-i oldalán lévő útbeugrásban azonban fel van tárva (2. ábra, 2. ponttól ÉNy-ra). Ez egy hullámos, átlagosan $040^\circ/35^\circ$ dőlésű nyírózóna, amely mentén a dolomitban lemezes elválás, a mészkőben pedig egymást kis szögben metsző, cm-es térszerű kőzetrészek figyelhetők meg.

A feltárástól D-re az út mentén kb. 200 m-en keresztül folytatódik a tűzköves mészkő, de metavulkanit nélkül, kisebb szálfeltárással. Ennek és fedő málladékának gamma-aktivitása szintén alacsony. Még tovább dél felé egy kiszélesedő, kevésbé meredek völgyfőben (1. ábra, a 10. ponttól K-re) metavulkanit-törmelék található, de ennek anyagában nincs kalcit, és magasabb gamma-aktivitása alacsony Th- és U-tartalom mellett a kálium feldúsulásának köszönhető.

Spektrális radiometrikus térképezés

A természetes gamma-méréseket egy Gamma Surveyor típusú, 0,35 l térfogatú NaI(Tl) kristállyal ellátott kézi szcintillációs detektorral végeztük el. A műszert lehet egyszerű impulzusszámlálóként (keresési üzemmódban), integrális (az összes gamma-aktivitást differenciálatlanul regisztráló) dózismérőként, valamint spektrális üzemmódban használni. Ez utóbbi esetben a 100 keV-től 3 MeV-ig terjedő energiaszintű elektromágneses sugárzástartományt 512 csatornára (intervallumra) bontva történik az intenzitás regisztrációja. Az így mért értékekből elsősorban a három jellemző természetes gamma-sugárforrás, a ^{40}K , ^{214}Bi és a ^{208}Tl (az utóbbiak a ^{238}U és a ^{232}Th bomlási sorainak rövid felezési idejű elemei) koncentrációját, és abból az összes kálium-

valamint a bomlási egyensúly feltételezésével ekvivalens urán- és tóriumtartalmat (eU és eTh) számítja a műszer, és ezeket az adatokat jelzi ki, illetve tárolja el a felhasználó számára. A spektrum stabilizációjára ^{137}Cs kalibrációs izotóp szolgál. Ez a mérés azonban csak akkor szolgáltat használható eredményeket, ha legalább 2 perces mintavételezést végzünk egy helyen, míg keresési üzemmódban kb. másodpercenként történik új mérés. Még 2 perces mintavételezéssel is elég jelentős az eredmények szórása: egy korábbi, azonos helyen többször ismételt tesztmérésünk alapján 7–8 mg/kg-os tóriumtartalom mellett 1,5 mg/kg körüli volt az értéke (NÉMETH et al. 2015).

A térképezés során bejártuk és megmértük keleten a Felső-Kecskevártól nyugatra a Nagy-Dallig (a Hór-völgy nyugati oldaláig) fellelhető metavulkanit-kibúvásokat (1. ábra). Az anomáliát hordozó feltárástól nyugatra eső, a Somos-völgytől a Hór-völgyig terjedő területen 1971-ben már végeztek radiometrikus térképezést, de csak teljes (az összes radioaktív elemről együttesen származó) intenzitást jegyeztek fel, és a metavulkanitok kibúvásain a környezethez képest magas intenzitást találtak (GERZSON 1972). A bejárás során mozgás közben — nemcsak a metavulkanit-kibúvások fölött, hanem lényegében folytonosan — keresési üzemmódot használtunk, vagyis mi is teljes intenzitást mértünk. Az időigényes spektrális méréseket csak olyan helyen végeztük el, ahol kőzetkibúvások voltak, vagy legalább törmelék és altalaj került a felszínre (pl. kidőlt fák által felszakítva) egyébként feltáratlan területen, és a lokális intenzitásmaximumok kiválasztására törekedtünk. Néhány próbamérést végeztünk egyéb kőzetek kibúvásain is. A regisztrált eU-értékek a kőrös-völgyi feltárási kivételével néhány mg/kg-nyinak adódtak csupán, így azokat a továbbiakban nem használtuk fel.

Gamma-sugárzási tulajdonságaik és megfigyelhető jellemzőik alapján három fő csoportba soroltuk a vizsgált metavulkanittesteket:

A) A Bükkszentkereszti tectofacieshez tartozó redőzött, tűzköves mészkőben rétegszerűen megjelenő, lemezes elválásra hajlamos, legfeljebb néhányszor 10 m vastagságú, a Szinvi Metabazalt Formáció jellemzőit hordozó, mészkő- anyaggal kevert metavulkanit. Mérhető K-tartalma 2–4% közötti, eTh-értéke 5 mg/kg alatti. Ilyen kőzettestek nyugaton, a Hór-völgy környékén bújnak a felszínre, meredek hegyoldalokon természetes sziklában feltártak, de legtöbbször csak törmelékben vagy útbeugrásokban találhatóak meg. Kelet felé a Hidegpatak-völgy mentén Sós-kút-lápa aljáig követhetőek ezek a rétegek.

B) Az előzőhöz megjelenésben és befogadó kőzetben hasonló metavulkanit, amely azonban Th-dúsulást tartalmaz. A mérhető eTh-értékek még kedvezőtlen helyzetben (mészkővel kevert anyagú törmeléken) is 10 mg/kg fölöttiek, egyébként 20–30 mg/kg-esek vagy nagyobbak lehetnek. A Kőrös-völgy mindkét oldalán útbeugrásokban feltárt test (2. ábra) egy K–Ny-i csapású sávban K-re a Felső-Kecskevár inaktív málladékkal fedett, ellaposodó gerincéig, Ny-ra pedig a Somos-völgyig volt követhető (két vető menti kielőződésen keresztül). Közel állandó csapása és szélessége azt

jelzi, hogy a határok feltárásban látható meredek állása végig megmarad. Egy másik, kisebb kiterjedésű, szintén sávyszerűen kibúvó test a Nagy-Baglyas Ny-i oldalán található. Ez nincs feltárva, de törmelékben jól azonosítható a felső (K-i) végén éles, Ny-on a Baglyas-lápa völgytalpa felé bizonytalanná váló határokkal. Egy kevert anyagú törmelékletén ezen kívül a Miklós-luga É-i oldalán is találtunk magas Th-tartalmú metavulkanit-törmelékletet. A Középszék DNy-i oldalán pedig tűzköves mészkőbe települő törmelékes, finomszemcsés, nem meszes üledékekben mérünk hasonló koncentráció-értékeket.

C) A tektofácies-határon kibúvó, nem meszes metavulkanit. Szöveti képe változó. Finomszemcsés, olykor porfíros darabjai rendszerint palásak, de nincs a paláság mentén lemezhasadozottság, inkább izometrikus (olykor cm-es vagy apróbb) darabokra esik szét. Több helyen finomszemcsés mátrixban kerekded körvonalú, néhány cm átmérőjű, durvaszemcsés-porfíros szövetű foltok láthatóak. Vannak több mm-es kristályokból álló, irányítatlan szövetű, tömbös elválású részei is. A mátrix zöld, lilás vagy barnás színét a klorit- és a hematit-tartalom, illetve azok bontódása határozza meg. Folytonos átmenete valamely üledékes kőzettesthez sehol sincs feltárva, de kevésbé deformált jellege alapján a Kácsai tektofácieshez sorolható. Mérhető eTh-értékei 5–15 mg/kg közöttiek,

K-tartalma pedig az előzőekben leírt anyaghoz hasonlítól akár 6–9%-ig változhat. Kibúvásai Ny-on a Sós-kút-lápától K-en a Pap-Hársig követhetőek, gyakrabban feltárás nélküli törmelékfoltokban, de a Huta-völgyben természetes sziklákban is.

Anyagvizsgálati eredmények

Kémiai összetétel

A kémiai összetételt röntgenfluoreszcens spektrometriával volt módunk vizsgálni egy Rigaku Supermini 200 készülékkel (200W-os Pd röntgensugárzó, 50 kV gyorsító feszültség, 4 mA áramerősség, LiF200 / PET / XR25 kristályok, 5 g préselt porminta, ZSX vezérlő és kiértékelő software). A kőris-völgyi feltáráson kívül (1. ábra, 1. pont) három további tóriumban dúsnak talált kibúvásról vett minta mérési eredményeit tartalmazza az 1. táblázat, valamint összehasonlítást két, illetve három további mintáét az A és a C csoportokból. Sajnos a ritkaföldfémek és a tórium mennyiségi elemzésére nem volt lehetőség ezzel az eljárással. Egy kőris-völgyi mintából, valamint összehasonlítást két közeli, a C csoportba sorolható mintából az MFGI laboratóriuma által végzett Li-metaborátos feltárási utáni ICP-MS (Elan DRC II. Perkin

I. táblázat. Röntgenfluoreszcens méréssel kapott vegyelemzési eredmények

Table I. Chemical composition measured by XRF

Minta	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃ *	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Izz.v.
1a	57,1	12,6	2,47	10,6	0,65	4,62	3,83	0,037	0,261	0,044	7,5
1b	54,4	12,9	2,64	9,17	0,42	4,89	4,15	0,032	0,265	0,037	10,9
1c	55,2	11,5	2,33	10,6	0,49	4,61	3,36	0,038	0,230	0,037	11,4
1cs	58,3	12,6	2,41	0,22	0,66	4,91	4,57	<0,02	0,301	0,033	15,8
2	55,8	17,6	3,66	0,42	1,64	5,98	5,15	0,024	0,490	0,080	9,0
3	59,8	17,0	1,88	0,28	0,87	7,56	3,17	<0,02	0,268	0,059	8,9
4	53,2	17,6	3,25	0,48	3,52	2,28	5,72	0,031	1,34	0,215	12,2
5	64,1	16,8	2,57	0,17	0,04	5,14	2,94	0,014	0,288	0,071	7,8
6	56,7	13,2	2,18	0,37	0,43	6,32	4,61	0,047	0,583	0,121	15,4
7	55,0	17,5	2,92	0,13	0,17	8,50	5,36	0,010	1,040	0,049	9,3
8	37,9	12,9	8,78	2,70	1,71	3,63	9,38	0,120	1,79	0,205	20,8
9	37,2	12,7	8,17	4,51	1,77	2,90	10,7	0,120	1,69	0,170	20,0

Minta	Cu	Zn	Pb	Rb	Sr	Ba	As	Cr	Co	Ni	Zr
1a	<10	126	31	189	73	77	n.a.	39	<10	16	1326
1b	<10	158	33	216	68	56	n.a.	30	<10	17	1389
1c	<10	123	40	203	84	66	<10	28	<10	14	1278
1cs	<10	165	47	285	10	86	11	33	<10	18	1752
2	<10	126	21	214	25	175	<10	29	<10	14	608
3	<10	134	44	161	73	151	19	21	<10	12	1235
4	10	316	22	40	110	68	<10	32	<10	35	490
5	<10	210	23	81	<10	419	<10	27	<10	<10	268
6	20	70	15	76	51	220	<10	45	<10	18	105
7	<10	68	<10	102	21	<10	<10	62	<10	20	144
8	66	139	<10	42	95	169	<10	124	34	50	111
9	32	97	<10	30	140	123	<10	122	31	46	101

A mintaszámok az 1. ábra mintavételi pontjait jelölik, a betűk az azonos helyről vett különböző mintákat. A cs jel a c jelű porminta ecetsavas kezelése utáni oldási maradékát jelöli. Az oxidos főelem-összetétel tömegszázalékban, a nyomelem-tartalom mg/kg-ban van megadva. n.a.: nem elemzett.

Numbers indicate sampling sites of Figure 1, letters different samples taken from the same sites. Sample 'cs' is the residuum of sample 'c' after acetous acid treatment. Major element oxide composition given in %, trace element concentration given in mg/kg. n.a.: not analysed.

II. táblázat. Li-metaborátos feltárás utáni ICP-MS és ICP-OES vegyelemzési eredmények**Table II.** ICP-MS and ICP-OES assays after Li-metaborate digestion

Minta	Al ₂ O ₃	BaO	CaO	Fe ₂ O ₃ *	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	SrO	TiO ₂	H ₂ O	Izz. v.
1	11,4	0,011	9,94	3,89	4,57	2,16	0,040	0,849	<0,15	55,7	0,009	0,26	0,49	10,6
10	14,9	0,026	5,78	5,84	6,79	2,85	0,054	1,15	0,156	51,6	0,006	1,02	1,19	7,97
11	17,5	0,017	0,25	6,20	8,65	3,93	0,037	0,856	<0,15	56,4	0,002	0,884	0,61	4,31

Minta	Ag	As	Be	Ce	Cd	Co	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Ge	Gd	Ho	La	Lu
1	0,32	15,5	8,96	313	<0,10	3,97	13,1	16,8	12,2	0,35	26,5	1,22	15,7	3,91	175,7	2,24
10	<0,10	7,79	0,994	30,0	<0,10	15,6	4,25	2,96	1,85	0,90	27,3	0,64	2,90	0,63	15,1	0,29
11	<0,10	4,69	0,997	27,8	<0,10	15,6	6,56	2,63	1,96	0,59	25,3	0,70	1,89	0,63	11,5	0,36

Minta	Nb	Nd	Pr	Rb	Sc	Sm	Sn	Ta	Tb	Th	Tm	U	Tl	W	Y	Yb
1	164	98,4	32,0	218	1,69	17,0	20,4	10,3	2,69	107	2,17	21,0	1,69	2,97	106	14,4
10	8,56	15,2	3,87	113	17,7	3,34	2,50	0,81	0,52	5,31	0,29	0,91	0,24	1,01	15,7	1,84
11	6,95	9,92	2,58	140	13,0	2,11	2,20	0,65	0,38	5,82	0,33	0,86	0,26	0,70	14,6	2,19

A mintaszámok az 1. ábra mintavételi pontjait jelölik. Az oxidos főelem-összetétel tömegszázalékban, a nyom-elemtartalom mg/kg-ban van megadva.

Numbers indicate sampling sites of figure 1. Major element oxide composition given in w%, trace element concentration given in mg/kg.

Elmer berendezéssel), illetve ICP-OES (Ultima-2C Jobin Yvon berendezéssel) elemzés egészíti ki ezeket az adatokat (II. táblázat). A kőzetalkotó elemeken túl 32 nyomelemről készült elemzés, ebben a teljes ritkaföldfém-csoport, valamint a radioaktív U és Th is benne foglaltatik. A kálium, illetve a három mintában az urán és a tórium elemzési eredményei általában megerősítik a radiometriai méréseket és az ezek alapján kialakított csoportosítás helytállóságát.

A B csoportbeli 1. és 3. pontokból vett minták közös jellemzője a magas kálium- és alacsony nátriumtartalom (1% alatti Na₂O), valamint az 1000 mg/kg fölötti cirkóniumtartalom. Az 1. pontbeli 10% körüli CaO-tartalom ecetsavas kezeléssel eltávolíthatóknak bizonyult (1cs minta), vagyis döntően kalcit hordozhatja; a kezelés után a stroncium, a mangán és a foszfor kivételével valamennyi mért összetevőben nagyobb koncentrációt lehetett megállapítani. A 2. pont mintája is ezekhez hasonló, de valamivel magasabb nátrium- és jóval alacsonyabb cirkóniumtartalommal. A 4. pont mintája viszont különbözik ezektől a káliumot meghaladó nátriumtartalommal és a cirkóniumdúsulás szerényebb mértékében, valamint az 1% fölötti TiO₂-tartalommal.

Az A csoportot képviselő 8–9. minták jellemzője az alacsony SiO₂- és alkálifém-tartalom, viszont magas vas- és titántartalom. A C csoportból vett 5–6–7. minták magas kálium-, valamint alacsony kalcium- és nátriumtartalommal jellemezhetők (1% alatti Na₂O és CaO), és a cirkóniumon kívül az egyéb röntgenfluoreszcenciával mért nyomelemekben nem térnek el jelentősen a B csoporttól. Annál jelentősebb a különbség a kémiai úton meghatározott nyomelemekben: 5–10-szeresek a Be, Sn, Y és a legtöbb ritkaföldfém, és több, mint 10-szeresek a La, Nb, Ta, Th és U koncentrációi az 1. mintában a C csoporthoz tartozó 9–10. mintákhoz képest. Kivételt képez azonban a ritkaföldfémek közül az Eu, amelynek koncentrációja alacsonyabb, csakúgy, mint a Sc és a Co koncentrációi.

Ásványos összetétel

Az ásványos összetételt vékonycsiszolatokon optikai mikroszkóppal (Zeiss Axio Imager A2m mikroszkóp, AxioCam MRc 5 kamera), pormintákon röntgendiffrakcióval (XRD — Bruker D8 Advance készülék, Cu-K α sugárforrás, Göbel-tükör, 40 kV, 40 mA áram, Vántec-1 detektor), felületi csiszolatokon pedig elektron-mikroszondával (JEOL JXA-8600 Superprobe, 15–20 kV, 20 nA áram), visszaszórt elektronképen (BSE) és energiadiszipatív röntgen-spektrometriával (EDX) tanulmányoztuk. Az elemterképeket EDX-szel, 1 μ m-es nyalábátmérővel és a fenti beállításokkal készítettük.

A Kőrös-völgyi feltárásokból vett mintákban (1. ábra, 1–2. pontok) XRD méréssel kimutatható, kőzetalkotó mennyiségben kvarc, alacsony hőmérsékletű albit, mikroklin, muszkovit és kalcit található (III. táblázat). A szövet irányított: térközös, fonatos mintázatú palásság járja át. A palássági domének elsősorban csillámokból és jellemzően né-

III. táblázat. A vizsgált minták XRD méréssel kimutatott ásványai a mintaszámok az 1. ábra mintavételi pontjait jelölik**Table III.** Mineralogical composition of the studied samples detected by XRD, Numbers indicate sampling sites of figure 1

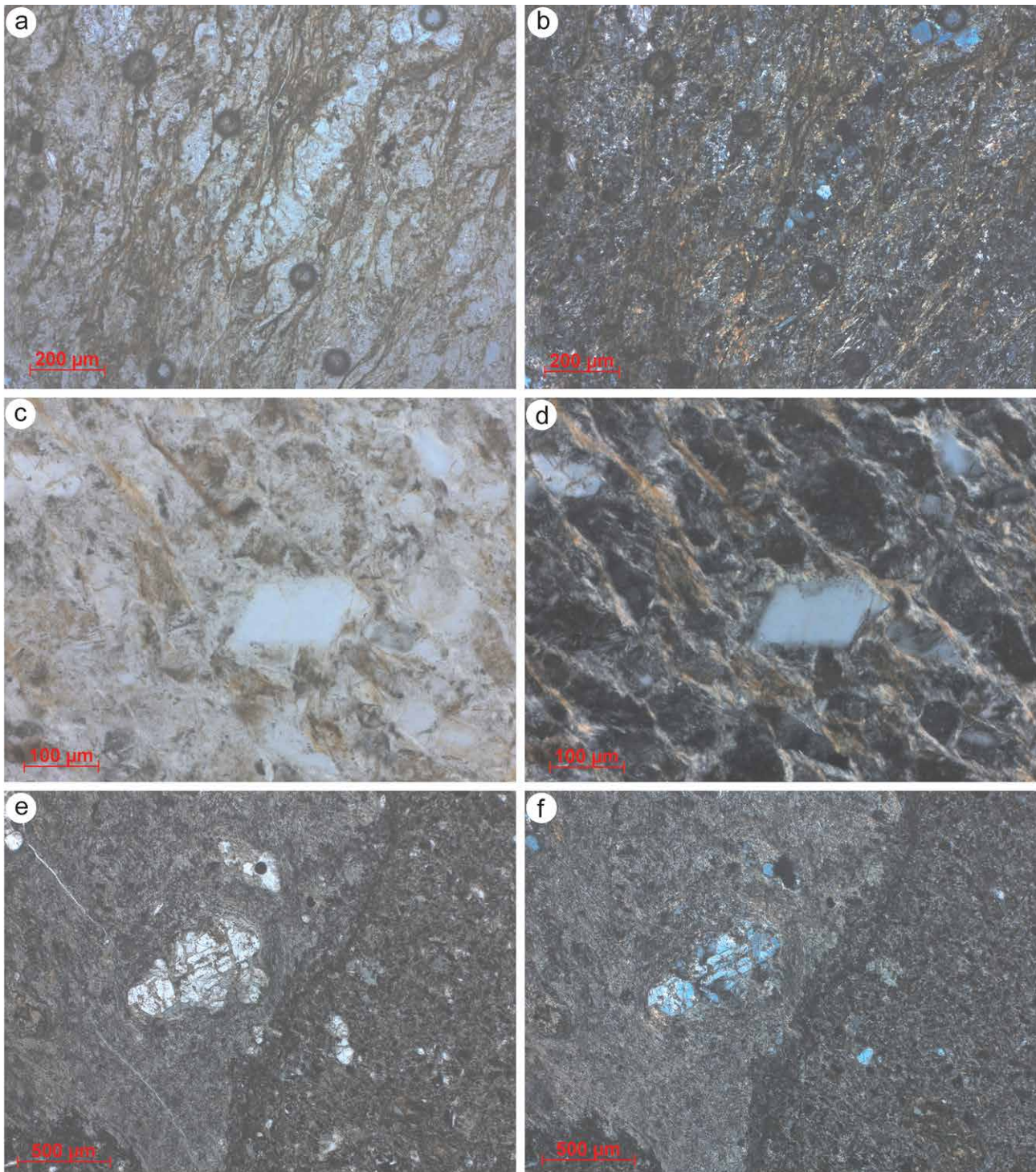
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Kvarc	xxx	xx	x	xxx	xxx	xxx	xx		x
Káliföldpárok	Mikroklin	x	xx	xx				xxx	xx
	Ortoklász			xxx	x	xxx	xx		
	Szanidín					xx	x		xx
Plagioklászok	Albit	x	xxx		xxx	x		xxx	xxx
	Oligoklász			<x					
Karbonátok	Kalcit	xx						x	x
Csillámok	Muszkovit \pm biotit	xx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx		
Agyagásványok	Szmektit 14A	x	x		x	<x			x
	Illit							xx	
Kloritok	Klinoklór		x		xx	x		x	xxx
Oxidok	Anatáz	<x	x	<x	x	<x	<x		
	Hematit			x			x	<x	

xxx - nagy mennyiségben kimutatható; xx - kis, de kőzetalkotó mennyiségben kimutatható; x - kis mennyiségben kimutatható; <x - járulékos mennyiségben kimutatható.

xxx - detected in large quantity; xx - detected in smaller quantity but as rock forming mineral; x - detected in minor quantity; <x - detected as accessory mineral.

hány μm -es vasásványokból (feltehetően oxi-hidroxidokból) állnak, olykor kloritot is tartalmaznak, míg a mikrolitonok hasonló méretű kvarc-, mikroklin- és kalcitkristályok elegyei. A palássággal közel párhuzamos lencseként vagy érként előfordul néhány 10 μm -es, egyenes

szemcsehatárokkal érintkező földpátok halmaza is (3. ábra, a, b). Gyakoriak a palásságot kis szögben metsző nyírósza-
lagok, valamint a mikrolitonok szigmoidális átmetszetei, olykor szigma-klasztként felismerhető szemcsehalmazokkal (4. ábra a, 5. ábra). Mikrolitonok vagy erek határain,



3. ábra. Vékonycsiszolatok mikroszkópi felvételei a mintákról

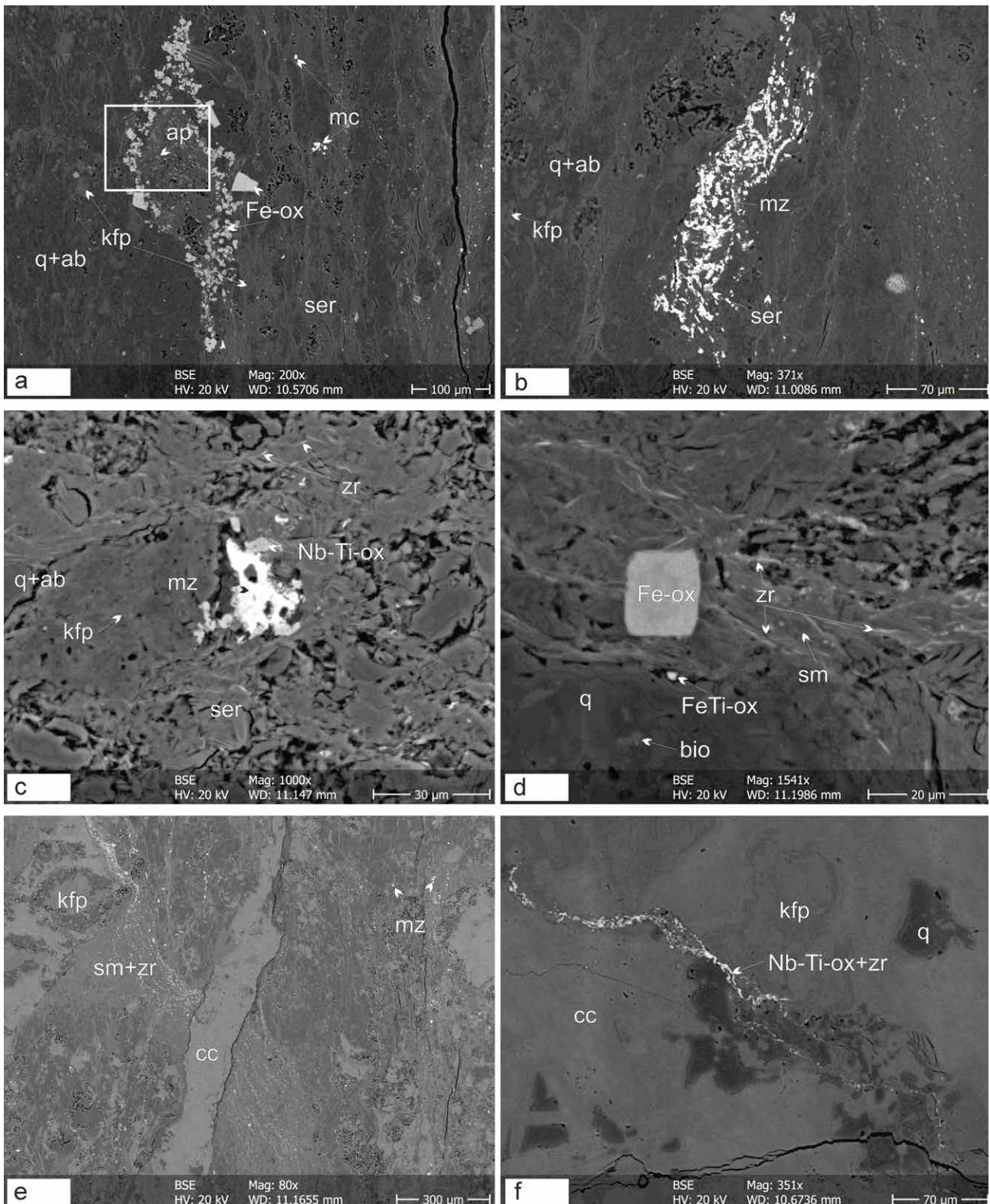
a, b: csillámos palássági domének és káliföldpátos mikrolitonok az 1. mintában. 1N és xN; c, d: sajátalakú ortoklász a 3. minta irányított szövetében. 1N és xN; e, f: közettöredék (bal oldal) és mátrixa (jobb oldal) határa a 7. mintában. A közettöredék fluidális szövetű, relikv plagioklász fenokristállyal. Mindkét oldalon szemcsékhez kötődő klorit. 1N és xN

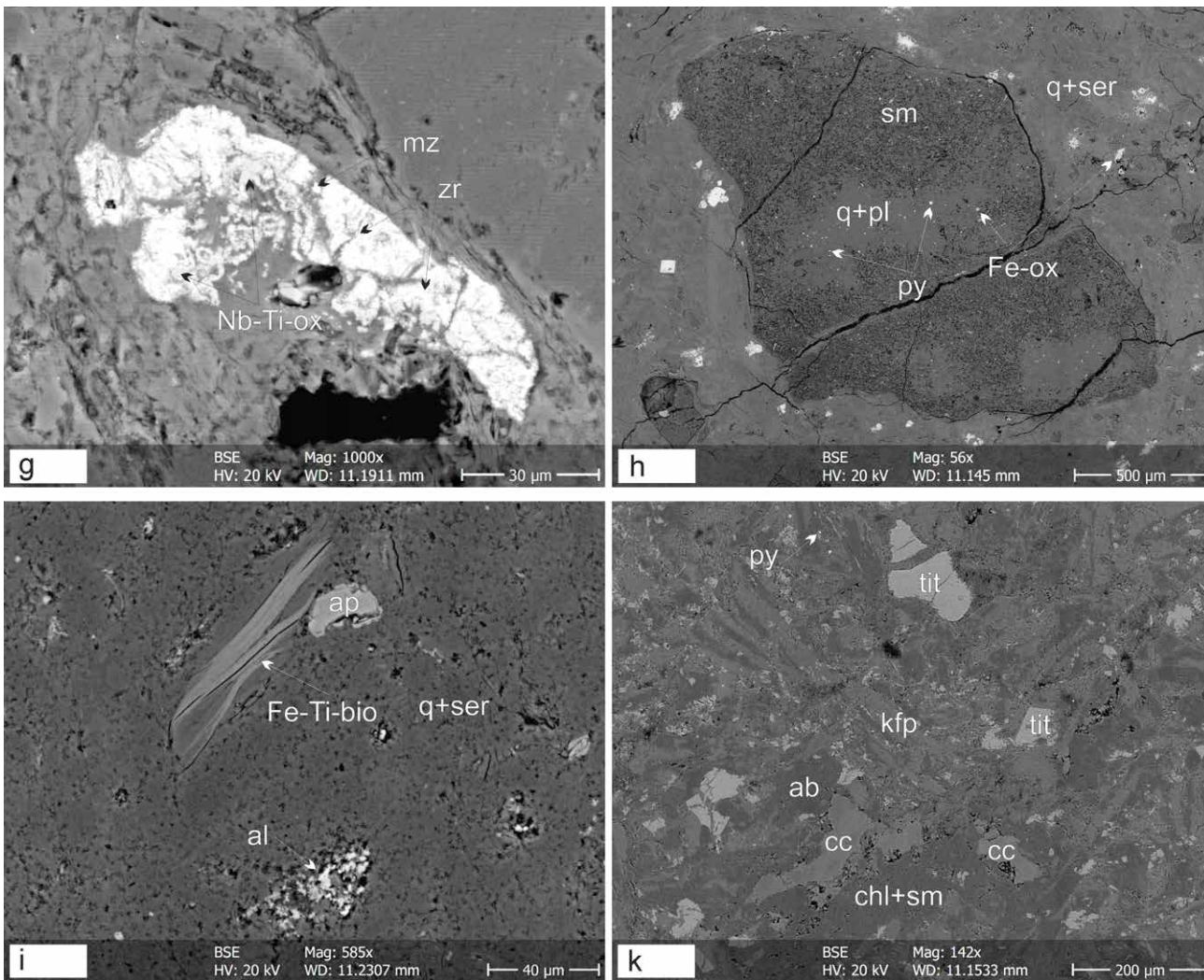
Figure 3. Microscopic images of thin sections from the samples

a, b: micaceous cleavage domains and microlithons comprising K-feldspar grains in sample 1. 1N and xN; c, d: idiomorphic orthoclase in the fabric of sample 3. 1N and xN; e, f: border of a lithoclast (left) and its matrix (right) in sample 7. The lithoclast has a fluidal texture with a relict plagioclase phenocryst. Chlorite is bound to grains on both side. 1N and xN

vagy egyes mikrolitonokban a vasásványok többször 10 µm-es átmérőjű pirít vagy markazit utáni átalakokban is koncentrálódhatnak. Jellemző szövetalakotók még a több 100 µm átmérőjű, szögletes körvonalú, albittörédekekből álló halmazok, amelyek repedéseit finomszemcsés kvarc, kálföldpát és kalcit tölti ki. Az albit kioltása unduláló, de egy-egy

csoporton belül folytonos, ami eredetileg egységes kristályok széttörésére utal. A halmazok határa mentén a paláság körül folyó mintázatú. A legjellemzőbb ritkaföldfém-hordozó ásvány általánosan megfigyelhető járulékos elegyrészként a monacit-Ce. Ennek kristályai hintve fordulnak elő, olykor 10–20 µm-es, de jellemzően apróbb szem-





4. ábra. BSE-felvételek a mintákról. a: apatitos, pirit átalakokkal szegélyezett, szigmoidális klaszt (1. minta; a bekeretezett rész az 5. ábra helye); b: monacitdús fészkek (mikroliton) szericites mátrixban (1. minta); c: Nb-tartalmú titán-oxiddal szegélyezett monacitfészkek kvarcos-szericites mátrixban (2. minta); d: lemezes megjelenésű cirkon agyagos (szmektités) mátrixban (2. minta); e: a palásságot (a képen függőleges) felülíró szmektités ér cirkonhíntéssel, valamint ezt átmetsző kalcitér (1. minta); f: kanyargó, Nb-tartalmú titán-oxid és cirkon kitöltésű hajszálér egy kalcitérrel belül (1. minta); g: átalakult szemcsé helyét kitöltő, összenőtt Nb-tartalmú titán-oxid, cirkon és monacit (3. minta); h: szmektitésedett szemcsé részben megtartott plagioklással és pirittel kvarcos-szericites mátrixban (4. minta); i: felül lemezesen változó összetételű csillám (a világos sávok Fe-Ti-dúsak), mellette apatit; alul allanithalmaz (5. minta); k: megtartott albit- és táblás kálföldpát-szemcsék kloritos mátrixban, részben sajátalakú titanittal (8. minta)

Rövidítések: ab - albit, al - allanit, ap - apatit, bio - biotit, cc - kalcit, chl - klorit, kfp - kálföldpát, mz - monacit, ox - oxidok-hidroxiidok, pl - plagioklász, py - pirit, q - kvarc, ser - szericite, sm - szmektit, tit - titanit, zr - cirkon

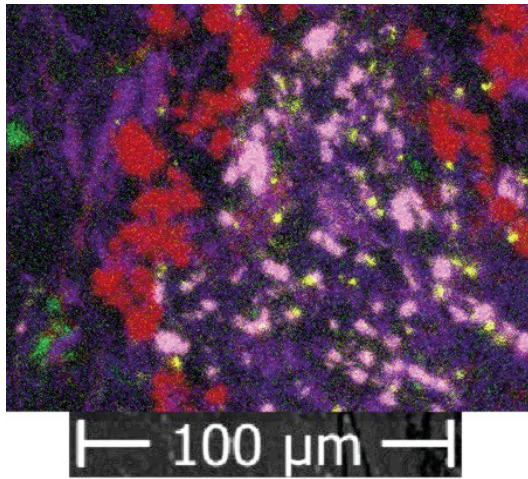
Figure 4. BSE images of the studied samples. a: sigmoidal clast with apatite, bordered by pseudomorphs after pyrite (sample 1; box indicates the position of figure 5); b: monazite node (microolithon) in sericitic matrix (sample 1); c: monazite node bordered by Nb-containing Ti-oxide in quartz-sericite matrix (sample 2); d: lamellar zircon in smectite matrix (sample 2); e: smectite vein with disseminated zircon overprinting the cleavage (vertical on the image) and crosscutting calcite vein (sample 1); f: undulating, thin veinlet of Nb-containing Ti-oxide and zircon within a calcite vein (sample 1); g: intergrowth of Nb-containing Ti-oxide, zircon and monazite replacing an altered grain (sample 3); h: smectitized grain with partly retained plagioclase and with pyrite in quartz-sericite matrix (sample 4); i: upper part: mica with laminar compositional alternation (light bands are Fe-Ti-enriched), next to it apatite; lower part: allanite node (sample 5); k: relict albite and tabular K-feldspar grains in chlorite matrix, with hypidiomorphic titanite (sample 8)

Abbreviations: ab - albite, al - allanite, ap - apatite, bio - biotite, cc - calcite, chl - chlorite, kfp - K-feldspar, mz - monazite, ox - oxide-hydroxide minerals, pl - plagioclase, py - pyrite, q - quartz, ser - sericite, sm - smectite, tit - titanite, zr - zircon

csékben. A monacithintés egyenletlen: elsősorban egyes kálföldpátos mikrolitonokhoz kapcsolódik (4. ábra, b), de a palássági doméneknél is megtalálható lehet. Hiányzik viszont az albit-halmazokból és a kalciterekből, és nem együtt dúsul a vas-oxi-hidroxiidokkal. Néhány μm-es szemcsehalmazokban, ritkán 10 μm-t meghaladó szemcsékben gyakori járulékos ásványok még a fluorapatit, a cirkon és a nióbbiumtartalmú titán-oxidok (4. ábra, c). Cirkont a palás-

sági doméneknél, a csillámok között szubmikronos vastagságú lemezekben is sikerült észlelni (4. ábra, d). Legjellemzőbb dúsulási formája azonban kanyargó, a palásságot részben követő, néhány tízed mm-es érkitöltés, ahol a cirkon csillámok-agyagásványos mátrixban hintve fordul elő (4. ábra, e).

A kalciterek között vannak olyanok, amelyekbe csillám-vas-oxidos palássági domének is behatolnak, illetve



5. ábra. Elektron-mikroszkopos elem térkép a 4. ábra a) bekeretezett részletéről

Színek: piros - Fe (K), sárga - Ti (K), rózsaszín - P (K), zöld - Na (K), kék - Mg (K). A lila foltok klorit, a zöldék albit, a rózsaszínűek apatit, a feketék kvarc, kálföldpátok és csillámok helyét jelzik

Figure 5. Element map of the boxed part of Figure 4, a

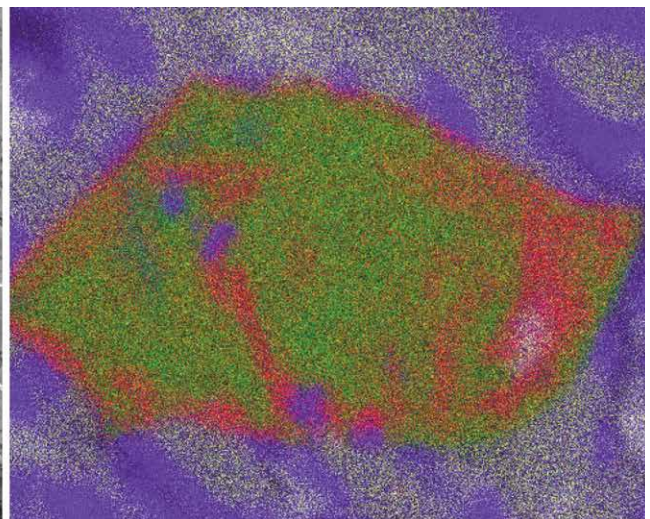
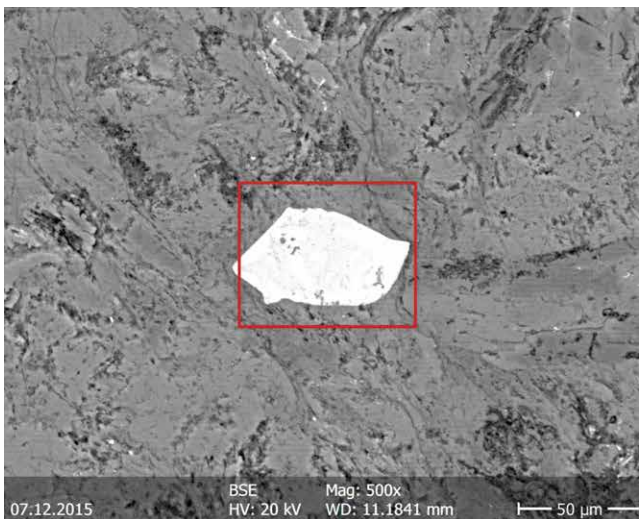
Colours: red - Fe (K), yellow - Ti (K), pink - P (K), green - Na (K), blue - Mg (K). Purple spots indicate chlorite, green spots albit, pink spots apatite, black areas quartz, K-feldspar and mica

amelyek a palásságot követik. Kvarc- és földpátkristályokat is tartalmaznak. Ilyen jellegű erek anyagában figyeltünk meg visszazórt elektronképen baritot, ritkaföldfém-karbonátszemcsét és μm -es, sztilolitszerű érkitöltésként cirkont és Nb-tartalmú titán-oxidot (4. ábra, f). Barit és szfalerit egyébként a kálföldpátos mátrixban is előfordul.

A Nagy-Baglyasról származó 3. minta XRD méréssel kimutatott kőzetalkotó ásványai a kvarc, ortoklász, mikroklin, albit-domináns plagioklász, valamint nanométeres csillámok. A kálföldpátok mellett alacsony Na-tartalmú

szanidin jelenléte is valószínű, amit az elektron-mikroszkopos eredmények is alátámasztanak. Kimutatható járulékos elegyrész a hematit, karbonátásványokat nem találtunk (III. táblázat). A szövetben egyenletesen eloszló, 50–100 μm -es szemcseméretű, több földpátkristályból álló töredékeket vesz körül egy szericites-agyagásványos mátrix kettős, S-C jellegű irányítottsággal. Az albitok töredeztettek, az EDX mérések szerint részben szanidinné és kálföldpátokká alakultak át, illetve agyagásványosodtak. Egyes halmazokban meghajlott, redőzött biotitlemezek is előfordulnak, melyek titántartalma több százaléknyi. A kálföldpátos szemcsék szegélye a mikroszkópi képen fogazott, a szericit velük együttes növekedését mutatva. Olykor romboédere átmetsetű, tized mm-es ortoklász-kristály is megfigyelhető, amely alakjával nem illeszkedik a szöveti irányítottsághoz (3. ábra, c, d). A monacit-Ce és a cirkon ebben a mintában is gyakori, általában μm -es vagy az alatti méretű szemcsékben fordul elő. A dúsulások az 1–2. mintákhoz hasonlóan mikrolitonokban, azokon belüli szemcse-szegélyeken koncentrálnak, de a mátrixban is előfordulhatnak. A szintén jellemző titán-oxidok általában egy nagyságrenddel nagyobb szemcséket, illetve cirkonnal és monacittal összenőtt szemcsehalmazokat alkotnak (6. ábra), amelyek olykor korábbi, bontott, néhány 10–100 μm -es kristályszemcséket töltenek ki (4. ábra, g). Eddigi megfigyeléseink alapján a cirkónium beépülhet a titán-oxidokba is, ennek lehetőségét szakirodalmi adatok is alátámasztják (BANFIELD et al. 1993). Nióbium-tartalmuk több százaléknyi; a kristályokon belül egyes pontokban 10%-nál is magasabb Nb_2O_5 -tartalom volt mérhető, ilyen helyeken valószínűleg mikrométer alatti kolumbit-zárványok lehetnek.

Az előbbieknél kevésbé cirkónium- (XRF) és tórium-gazdagnak (természetes gamma) mért 4. minta XRD mérés szerinti fő alkotói az albit (alacsony Ca-tartalommal), kvarc



6. ábra. Elektron-mikroszkopos elem térkép egy cirkonnal összenőtt, nióbiumos titán-oxid-szemcséről (3. minta), a bal oldali BSE felvétel bekeretezett részlete. A Nb eloszlása egyenletes, a cirkonban is észlelhető, és a titán-oxid is tartalmaz cirkóniumot. A szemcse körül kvarc és kálföldpátok

Színek: kék - Si (K), sárga - K (K), zöld - Ti (K), piros - Zr (L)

Figure 6. Element map of a grain, intergrowth of Nb-containing Ti-oxide and zircon (sample 3), boxed detail of the BSE image on the left. The niobium is evenly dispersed, also detectable in zircon, and Ti-oxide also contains zirconium. Quartz and K-feldspar around the grain

Colours: blue - Si (K), yellow - K (K), green - Ti (K), red - Zr (L)

és muszkovit, kloritja a klinoklór. Észlelhető még az anatóz és szemektitek jelenléte is (III. táblázat). A minta szövete irányítatlan; jellemzője a finomszemcsés kvarc–szericit mátrixban a szemektitesedett, általában 1 mm-nél kisebb átmérőjű porfirok elegyrészek, színesásványok (biotit, amfibol) és földpátok átalakulásainak a jelenléte. Az elektron-mikroszkop mérés alapján egyes szemektites szemcsékben vasoxidok mellett mikrométeres pirit is található (4. ábra, h). Felfedezhető — bár az 1–3. mintáknál kisebb mennyiségben — a cirkon- és monacithintés, leggyakrabban egyes átalakult összetételű szemcsékhez kötődve (belsejükben vagy szegélyükön), olykor vas-oxidokkal együtt.

A C csoportbeli minták közül az 5. mintában az XRD méréssel kimutatott fő alkotók a kvarc és muszkovit (feltételezett Fe és Mg helyettesítéssel), kis mennyiségben észlelhető a klinoklór és anatóz (III. táblázat). Földpátok jelenléte nem jellemző. Elektron-mikroszkop megfigyelések alapján a néhány μm -es kvarcsemmek, továbbá a 3. mintához hasonló, de nem deformált, magas titántartalmú biotitlemezek is gyakoriak (4. ábra, i) az irányítatlan, szericitesszerű mátrixban. Ezekhez, valamint egyes agyagásványosodott szemcsékhez több esetben allanitdúsulás tartozik mikrométeres vagy az alatti szemcsemérettel. A Ti-oxidok jellemzően szintén mikrométeres kristályokból álló, átalakult szemcsék helyét kitöltő halmazok. Felismerhetőek továbbá a B csoportra jellemző méreteket olykor egy nagyságrenddel meghaladó cirkonsemmek, esetenként részlegesen sajátalakú kristályok. A vas-oxidok 10–100 μm -es nagyságrendű, pirit utáni átalakulások.

A 6. minta XRD méréssel kimutatható fő kőzetalkotói a kvarc, ortoklász és muszkovit, valamint kis mennyiségben albit és alacsony Na-tartalmú szanidin, illetve járulékos alkotókként anatóz és hematit (III. táblázat). A szövetben jellemzőek a relik, akár tized mm-es albitszemcsék és a kisebb méretű káliföldpátok, valamint a szericitesszerű mátrix. A néhányszor 10 μm -es káliföldpátok adják az anyag zömét, anatóz- és hematithintéssel. Az ortoklász olykor saját alakú, néhány tized mm-es, esetenként ikres kristályokat, illetve kvarccal együtt érköltéseket alkot. Elektron-mikroszkop mérésével fluorapatit, mikrométeres cirkon, és egy káliföldpátos ér környezetében monacitsemmek is észlelhetőek.

A 7. minta összetételében XRD vizsgálattal csillámok, ortoklász és kvarc a fő kőzetalkotók, kisebb, de jelentős arányú klinoklórral és alacsony Na-tartalmú szanidinnel. Járulékos alkotókként az anatóz és hematit volt azonosítható (III. táblázat). Az ortoklászok itt is lehetnek ikreszek és saját alakúak. A makroszkópos foltosságot okozó, cm-es léptékű szöveti elemek olyan kőzettöredékek, amelyek megőrizték porfirok, folyásos vulkáni szövetüket (3. ábra, e, f). Bennük táblás, relik plagioklászok és olykor bontott, gyengén pleokroos biotitok láthatóak. A klorittartalom jól láthatóan egyes átalakult szemcsékben koncentrálódik mind a klaszterekben, mind pedig a mátrixukban.

A vizsgált terület nyugati részéről származó, A csoportbeli minták XRD méréssel kimutatható fő kőzetalkotó ásványai a földpátok közül az alacsony hőmérsékletű albit és a mikroklin (és egyes esetekben a szanidin), a kloritok közül a

klinoklór. Kisebb mennyiségben a kalcit, valamint a 8. mintában az illit, a 9. mintában pedig az anatóz és a kvarc is megtalálható (III. táblázat). A mintákban jelentős, elektron-mikroszkop mérésével azonosítható járulékos elegyrész a pirit és a titanit, de emellett ilmenit, hematit, szfalerit, barit és apatit is előfordul (mind az XRD kimutatási határa közelében vagy alatta). A szövet jellemzően irányított, de nyírási bélyegek nélkül. A 8. mintában a tized mm-es léptékű izometrikus albit- és a hosszúkás káliföldpátsemmeket veszi körül a klorit–szericitesszerű mátrix (4. ábra, k). A titanit is tized mm-es, saját alakú, töredezett, repedéseiben káliföldpáttal és kvarccal; a kalcit többnyire nem saját alakú, hézagkitöltő.

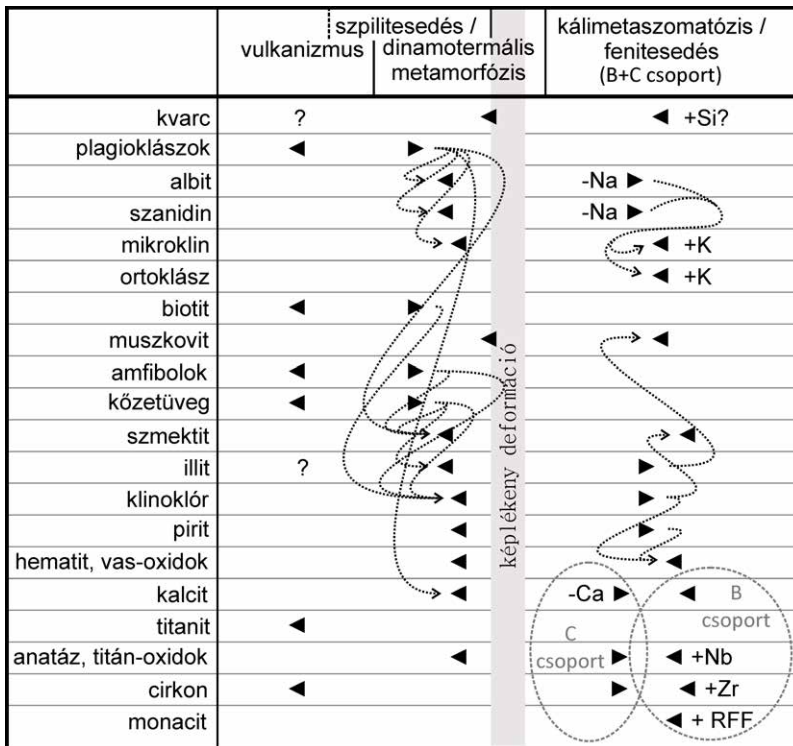
Az anyagvizsgálati eredmények értékelése

Mintázásunkat a radiometrikus térképezés alapján végeztük, elsősorban a tórium- és a káliumdúsulást létrehozó hatás bélyegeinek vizsgálatára törekedve. Valamennyi megvizsgált minta szövetét úgy értékeltük, hogy kőzetelváltozási folyamatok eredményeként jött létre, és a protolitot nem tudtuk azonosítani, ezért arra utaló kőzetneveket nem alkalmaztunk. Relikt elemek alapján valószínű a vulkáni eredet, valamint azon belül heterogén kőzettípusok jelenléte. A jellemző ásványos összetevők képződésére és átalakulására vonatkozó, az alábbiakban leírt elképzeléseinket a 7. ábrán szemléltetjük, ahol összevontuk az egymástól el nem különíthető folyamatok által létrehozott ásványtársulásokat.

A vizsgált mintaanyagban területileg és összetétel szerint is jól elkülönülnek az A és a C csoport kőzetei. Közös jellemzőik az inekvigranuláris szövet, átalakult kristály- vagy kőzettöredékeket tartalmazó szericitesszerű mátrixszal, Ca-tartalmú plagioklászok teljes hiánya az albit és káliföldpátok mellett, valamint a titán-oxidok jelenléte. A jellemző kristályméret az átalakulás során csökkent, eredetileg egységes szemcsék polikristályos keverékhalmazokká alakultak.

Az A csoportra jellemző a kalcit és a klorit kőzetalkotó, valamint a kvarc alárendelt szerepe és a muszkovit hiánya. A C csoport jellemzője, hogy a káliföldpátokat a mikroklin és szanidin mellett az ortoklász képviselheti, és a kvarc és a muszkovit mennyisége is jelentős a mátrixban; ezen kívül a káliumtartalom általában magas. A szövet olykor a jelenlegi ásványsemmeknél nagyobb léptékű, vulkáni és piroklastikus protolitra utaló nyomokat tartalmaz. A B csoport kőzetalkotói a C csoportéhoz hasonlóak, e csoport egyedi sajátossága cirkónium- és ritkaföldfém-dúsulás kialakulása, valamint a titán-oxidok magas nióbiumentartalma. A titán-oxidok között vannak többször tíz μm -es (6. ábra) és kisebb, esetenként mikrométer alatti, repedésköltő (4. ábra c, f) szemcsék is. A monacit és a cirkon szemcsemérete jellemzően szubmikronos, optikai mikroszkóppal nem látható. Járulékos elegyrészként a C csoportban is felfedezhető a cirkon, de ott 10 μm -es léptékű kristálytöredékek fordulnak elő.

Számos megfigyelés — köztük a csoportosítás alapjául szolgáló tulajdonságok is — különféle kőzetelváltozások jeleként értelmezhető. Az általánosan elterjedt, az A cso-



7. ábra. A jellemző ásványok, szövetaalkotók képződésének és átalakulásának genetikai összefüggései. ◀ – ásványképződés, ▶ – átalakulás és helyettesítés a nyílal összekötött képződő fázisokkal, ? – bizonytalan, de a kőzetek egy részében feltehető képződés, ±M – fém hozzáadódása külső forrásból, vagy fém távozása

Figure 7. Genetic relations of the formation and alterations of the characteristic minerals, rock constituents

◀ – mineral formation, ▶ – alteration and replacement by the forming phases connected with arrows, ? – uncertain formation, but probable in some rocks, ±M – addition of metal from outer source, or depletion

portban felül nem írt, ezért leginkább ott megfigyelhető belyegek:

- az albit és a szanidin a megtartott, míg a mikroklin leg-
alább részben a kálimetaszomatózis előtti földpátok,
- a klinoklór, a kalcit és a szericites-agyagásványos mátrix,
- a titanit és a hematit járulékos jelenléte.

A fenti ásványos összetétel megfelel az ÁRKAI (1973) által más bükki metavulkanittestekből leírt, sok esetben képlékeny deformációval kísért dynamotermális metamorfózis ásványtársulásának. Ugyanakkor ez a társulás legalább részben propilitésedés vagy szpilitésedés eredménye is lehet; a bükki kőzetanyag mezozoos geotektonikai környezetének tartott Dinaridákban található rétegtani megfelelőit szpiliteknek írták le (PAMIĆ 1984). Mivel a kloritfészkeket a 7. mintában a kőzettöredékekben és az azokat befoglaló, nem irányított szövetű alapanyagban is megtaláljuk, így egy kőzetté válás utáni, de nem dynamotermális folyamat eredményének tekinthetjük. A szmektitésedett, deformálatlan szemcsék jelenléte a C csoport további mintáiban (5–6. minták) és a B csoport 3–4. mintáiban, ahol az ásványtársulás szintén megvan, ugyancsak inkább a metasomatikus, nem metamorf eredetet teszi valószínűbbé. A szmektitésedés azonban metamorfózist felülbélyegző kőzetelváltozás is lehet.

A C és B csoportban a káliföldpátok uralkodó szerepe a plagioklászokkal szemben, finomszemcsés mátrix- és durvább érkitöltésbeli megjelenése a teljes kőzetben alacsony

Ca- és Na-koncentrációkkal párosulva egyértelműen kálimetaszomatózis eredményének tulajdonítható. Minthogy az átöröklött szemcsékkel szemben a nagyobb, olykor saját alakú, adulárszerű káliföldpát-kristályok az irányított szövetű mintákban (1–3. minták) a palásságtól függetlenül helyzetűek, a kálimetaszomatózis a képlékeny deformációt felülbélyegző hatás lehet. Ezt igazolja a megfigyelés is, mely szerint a káliföldpát-kvarc halmozatokban sem szemcsealaki, sem kristályszerkezeti irányítottság nem alakult ki. A szericites mátrix ugyanakkor megőrizte az irányítottságát. A monacithintés is főként a káliföldpát-halmazokhoz kapcsolódik, a cirkon viszont szemcsehatárokon vagy érkitöltések részeként fordul elő, szintén a palásságot felülbélyegve. Így mindkét dúsulás létrejöttét a kálimetaszomatózis folyamatához kötjük. Mivel egyébként rendre ugyanazon mintákban jelennek meg, valószínűleg ugyanazon metasomatikus folyamat különböző fázisait jelzi ez az elkülönülés a szövetben. A titán-oxidok egy része, amely magas nióbium-tartalmú és hasonló szemcseméretű, szintén ehhez a paragenézishez tartozik, a nagyobb (többször tíz μm -es szemcseméretű és kis vagy járulékos mennyiségben XRD mérésével kimutatható anatáz (III.

táblázat) viszont relikts elem lehet. A Nb és a Zr ilyen relikts szemcsékbe is beépülhet (6. ábra). A kémiai összetételben az Eu, Sc és Co negatív anomáliái hasonlítanak a bükk-szentkereszti Felső-Bagoly-hegy kálimetaszomatizált kőzeteiben tapasztalt helyzetre, ahol viszont a ritkaföldfémek, az Y és a Th is negatív anomáliát mutattak (ZAJZON et al 2014).

A 4. (B csoport) és 5. (C csoport) minták, illetve a középszekei radiometrikus anomália fontos szerepet játszanak a cirkónium- és ritkaföldfém-ásványosodás értékelése szempontjából. A 4. minta szövetét tekintve és lelőhelye szerint a C csoportba illik, megkülönbözteti viszont attól a káliföldpátok hiánya, a nagyobb nátriumtartalom, továbbá a cirkóniumdúsulás és a monacit jelenléte. Az 5. minta radiometrikus paraméterei alapján a C csoportba került, de összetétele nagyon eltér a csoportra jellemzőtől: földpátokat nem, ellenben allanit formájában ritkaföldfém-ásványokat tartalmaz. A Középszekeken viszont üledékes, de a két fő anomáliát hordozó testhez hasonlóan (B csoport, 1. ábra) tűzköves mészköbe települt kőzetanyaghoz kapcsolódik radiometrikusan mért magas K- és Th-tartalom. Mindez arra enged következtetni, hogy a ritkaelem-dúsulás, a kálimetaszomatózis és a hordozó kőzettestek kapcsolata még nincs teljesen felderítve, és korai lenne egyértelmű összefüggéseket feltételezni ezek között.

Az itt dúsuló elemtársulás általában immobilisnak tekinthető a legtöbb földtani környezetben; metasomatikus

dúsulásai (a berilliummal kiegészülve) alkáli és fluorban gazdag gránitos-pegmatitos rendszerekben (pl. PIRAJNO 2009, YANG et al. 2014) és karbonatitok, alkáli magmás kőzetek fenitizált környezetében (pl. LE BAS 1981, BOWDEN 1985) figyelhetők meg, erezett kifejlődésben intrúziók fölötti zónában. A mi esetünkben is elképzelhető, hogy az oldatok forrása egy hipotetikus, képlékeny deformáció utáni alkáli intrúzió, amely azonban a felszínre sehol sem búvik ki, és a tektonikát figyelembe véve nem is feltétlenül a vizsgált kőzettestek alatt keresendő jelenleg. Az elváltozott kőzettesteket tartalmazó, tektofáciéseket határoló vetőzónának szerepe lehetett az oldatvezetésben, és lehetséges ementén, vagy más hasonló zónában további nyomok felbukkanása. Vetőzónabeli helyzetben ismert intruzív hatótest nélküli alkáli metasomatizációhoz kapcsolódó Nb–Zr-ritkaföldfém-ásványosodásra több példát is leírtak (SZAVELJEVA & KARMANOV 2010), amelyeknél az oldatok köpenyből való származtatása is felmerült lehetőségként.

A magas káliumtartalmú hidrotermális oldatok származhattak abból a miocén magmatizmusból is, amelynek magas SiO₂-tartalmú piroklasztikumai a Bükkaljáról nagy vastagságban ismertek, sőt korábban a jelenlegi Bükk hegység jelentős területeit boríthatták (DUNKL et al. 1994), e borítás maradványai pedig a kutatási terület közelében is megtalálhatóak (SERESNÉ HARTAI 1983). Torlatbeli allanit-felhalmozódás ismert egyébként a Bükkaljáról, Cserépváralja környékéről (VINCZE 1973), de nem tudjuk, hogy ez a közvetlen környezet piroklasztikum-testeiből, vagy a bükki forráskőzetek lepusztulásából származik-e.

Nem szükségszerű, hogy a káliumdús oldatoknak kellett volna a ritkaföldfém- és ritkalelem-dúsulás elemeit magukkal hozniuk. A kálimeszomatizált C csoportból származó 10. és 11. mintákban a felső földkéreg átlagához (RUDNICK & GAO 2003) képest is alacsonyabb (kb. annak felét kitevő) koncentráció észlelhető azokból az elemekből, amelyek az 1. mintában (B csoport) dúsulnak. Ez esetben a C csoport testeiből, azok mélybeli folytatásából mobilizált elemek dúsulhatnak egyes zónákban, ahol a kőzettesteket szegélyező mészkő geokémiai gátként játszott szerepet az oldatösszetétel megváltozásában.

Következtetések

A kémiai elemzéssel megtalált ritkaföldfém- és ritkalelem-dúsulást rétegtani egységhez kötődő (stratabound) ásványkiválás tartalmazza, melyet tűzköves mészkőbe települő, vulkáni eredetű anyagból álló, rétegszerűen követhető kőzettestek hordoznak két szerkezeti egység K–Ny-i csapásirányú határzónájában. Az általunk megvizsgált kőzetminták szövete és összetétele többfázisú metasomatikus (illetve részben dinamotermális metamorf) átalakulás eredményeként jött létre. Az

átalakulás miatt — különösen, ahol képlékeny deformációval párosult — a kiinduló kőzetek nem határozhatóak meg.

A dúsulás jellemző paragenetikus ásványai a monacit-Ce, a cirkon és a magas nióbbium-tartalmú titán-oxidok. A szövetségi megjelenésük egyértelműen metasomatikus kiválási eredetüket mutatja. A szemcseméret jellemzően néhány mikrométeres vagy kisebb, ezért a dúsulást hordozó kőzetek szabad szemmel, sőt optikai mikroszkópiával sem különböztethetők meg a dúsulás nélküli anyagoktól. A monacitba és a cirkonba épülő tórium révén azonban a természetes gamma-sugárzás intenzitásának mérése alkalmas volt a hordozó kőzettestek gamma-inaktív környezetüktől, spektrális összetételének mérése pedig a káliumban dús és azért magas gamma-aktivitású testektől való elkülönítésére, továbbá kibúvásuk lehatárolására.

Számottevő dúsulás kálimeszomatizált kőzettestekben alakult ki. A monacit inkább káliföldpátos szemcsehalmozatokhoz, a cirkon pedig inkább szericités mátrixukhoz kapcsolódik. Ez a kőzetelváltozás azonban sokkal elterjedtebb a RFF-ritkalelem-dúsulásnál, és jellemző a vizsgált terület két tektofáciest határoló, számos vetőszeletből felépülő vetőzónája mindkét oldalának metavulkanitjaira. Csekélyebb mértékű monacit- és cirkonkiválást viszont nem kálimeszomatizált mintában is észleltünk, egy kálimeszomatizált mintában pedig allanitot találtunk.

A megtalált testek indikációi lehetnek egy olyan metamorfózis utáni (azaz késő-kréta vagy fiatalabb), alkáli oldatokat szolgáltató magmatizmusnak, amelynek termékei a Bükkből ezidáig nem ismeretesek, de további nyomainak felbukkanására is lehet számítani.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük a kollégák, lektorok (DOBOSI G. és TÖRÖK K.) és szerkesztők (FODOR L., SZAKMÁNY Gy. és SZTANÓ O.) észrevételeit cikkünk javításához. A jelen dolgozatban leírt munka a TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV-2012-0005 jelű projekt részeként, a Miskolci Egyetem stratégiai kutatási területén működő Fenntartható Természeti Erőforrás Gazdálkodás Kiválósági Központ tevékenységének részeként az Új Széchenyi Terv keretében az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg.

Végjegyzet:

¹A tektofációs deformációs bélyegek alapján megkülönböztetett litofációs, azaz közös szingenetikus ásvány- és kőzettani jellemzők mellett eltérő alakváltozási stílus megjelenése egy kőzetegyüttes különböző helyeken feltárt kőzettesteiben. Egy rétegtani egység azonos rétegtani szintbe tartozó, eltérő módon deformálódott kőzettesteit, azaz térbeli egységeket is értenek rajta (BATES & JACKSON 1995).

²A vetőszelet minden oldalról vetők által határolt, olykor rétegtanilag idegen környezetbe került kőzettest (TWISS & MOORES 1992).

Irodalom — References

- ÁRKAI, P. 1973: Pumpellyite-prehnite-quartz facies Alpine metamorphism in the Middle Triassic volcanogenic-sedimentary sequences of the Bükk Mountains, NE Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **17/1–3**, 67–83.
- ÁRKAI P., BALOGH K. & DUNKL I. 1995: Timing of low temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost Western Carpathians, Hungary. — *Geologische Rundschau* **84/2**, 334–344.
- BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. — *MÁFI évkönyv* **48/2**, 245–553.
- BANFIELD, J. F., BISCHOFF, B. L. & ANDERSON, M. A. 1993: TiO₂ accessory minerals: coarsening, and transformation kinetics in pure and doped synthetic nanocrystalline materials. — *Chemical Geology* **110**, 211–231.
- BATES, R. L. & JACKSON, J. A. (eds) 1995: Glossary of Geology, 3rd edition. — *American Geological Institute, Alexandria, Virginia*, elektronikus adatbázis.
- BOWDEN, P. 1985: The geochemistry and mineralization of alkaline ring complexes in Africa (a review). — *Journal of African Earth Sciences* **3/1–2**, 17–39.
- CSONTOS L. 1999: A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. — *Földtani Közlöny* **129/4**, 611–651.
- CSONTOS L. 2000: A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése. — *Földtani Közlöny* **130/1**, 95–131.
- DILL, H. 2010: The „chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminium to zirconium. — *Earth-Science Reviews* **100**, 1–420.
- DUNKL I., ÁRKAI P., BALOGH K., CSONTOS L. & NAGY G. 1994: A hőtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával — a Bükk hegység kiemelkedéstörténete. — *Földtani Közlöny* **124/1**, 1–24.
- GERZSON I. 1972: Előzetes jelentés a Sály-Bükk-szentkereszt közötti lugai munkásház területen 1971-ben végzett terepi gamma mérésekről. — *Kézirat, MÉV Adattár J-0728*, 3 p.
- LE BAS, M. J. 1981: Carbonatite magmas. — *Mineralogical Magazine* **44**, 133–140.
- LESS GY., KOVÁCS S., PELIKÁN P., PENTELENYI L. & SÁSDI L. 2005: A Bükk hegység földtana. Magyarózó a Bükk hegység földtani térképéhez (1:50 000). — *Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest*, 284 p.
- NÉMETH N. 2005: A Délkeleti-Bükk keleti részének szerkezetföldtani viszonyai. — *PhD értekezés. Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar, Földtan-Teleptani Tanszék*, 115 p.
- NÉMETH N., PETHŐ G. & ZAJZON N. 2015: In situ gamma ray survey for geological mapping of K-metasomatized metavolcanics at Bükk-szentkereszt, Bükk Mts, Hungary. — *Open Geosciences* **7**, 318–331.
- PAMIĆ, J. J. 1984: Triassic magmatism of the Dinarides in Yugoslavia. — *Tectonophysics* **109/3–4**, 273–307.
- PANTÓ G. 1951: Az eruptívumok földtani helyzete Diósgyőr és Bükk-szentkereszt között. — *Földtani Közlöny* **81**, 137–143.
- PELIKÁN P. 2002: Földtani felépítés, rétegtani áttekintés. Fejlődéstörténet I: szerkezetfejlődés. — In: BARÁZ Cs. (szerk.): *A Bükki Nemzeti Park*. BNP Igazgatóság, 51–70.
- PIRAJNO, F. 2009: *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. — Springer & Geological Survey of Western Australia, Perth, 1241 p.
- RUDNICK, R. L. & GAO, S. 2003: Composition of the Continental Crust. — In: RUDNICK, R. L. (ed.): *Treatise on Geochemistry, Volume 3: The Crust*. — Elsevier, 683 p.
- SERESNÉ HARTAI É. 1983: Néhány újabb savanyú piroklasztikum előfordulása a Bükk-hegységben. — *Földtani Közlöny* **113/4**, 303–312.
- SZAKÁLL S., GYALOG L., KRISTÁLY F., FEHÉR B. & ZAJZON N. 2014a: Ritkaföldfémek a velencei-hegységi granitoidokban és alkáli magmás kőzetekben. — In: SZAKÁLL S. (szerk.): *Ritkaföldfémek magyarországi földtani képződményekben*. — *CriticEl Monográfia sorozat* **5**, Milagrossa Kft, Miskolc, 67–90.
- SZAKÁLL S., JÁGER V., FEHÉR B. & ZAJZON N. 2014b: A mecseki fonolit ritkaföldfém-tartalma és ásványi hordozói. — In: SZAKÁLL S. (szerk.): *Ritkaföldfémek magyarországi földtani képződményekben*. — *CriticEl Monográfia sorozat* **5**, Milagrossa Kft, Miskolc, 47–66.
- SZAVELJEVA, V. B. & KARMANOV, N. S. 2010: Quartz–Albite–Microcline Metasomatic Rocks in the Main Sayan Fault Zone: Evolution of Metasomatism and Composition of Accessory Minerals. — *Geology of Ore Deposits* **52/4**, 302–321.
- SZENTPÉTERY Zs. 1923: Diósgyőr és Szarvaskő vidéke paleo- és mezo-eruptívumainak földtani viszonyai. — *MÁFI Évi Jelentése 1917–19-ről*, 75–88.
- SZENTPÉTERY, Zs. 1929a: Gesteinstypen aus der Umgebung von Lillafüred. — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica* **1**, 10–43.
- SZENTPÉTERY, Zs. 1929b: Eruptivserie im Savóstale bei Lillafüred. — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica* **1**, 72–128.
- SZENTPÉTERY Zs. 1931: A Bagolyhegy quarzporphyryja Lillafüred mellett. — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica* **2/2**, 81–108.
- SZENTPÉTERY, Zs. 1932: Neuere Beiträge zur Petrologie des Lillafüreder Savóstales. — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica* **2**, 24–46.
- SZENTPÉTERY, Zs. 1934a: Porphyritserie ober Hámor im Bükkgebirge. — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica* **3**, 149–181.
- SZENTPÉTERY, Zs. 1934b: Petrologische Verhältnisse des Fehérköberges und die detaillierte Physiographie seiner Eruptivgesteine. — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica* **4**, 18–123.
- SZENTPÉTERY Zs. 1935: A Fehérkő aljának eruptív része Lillafürednél. — *Matematikai és Természettudományi Értesítő* **52**, 253–286.
- SZENTPÉTERY Zs. 1936: A Lillafüredi Szentistván-hegy eruptívumainak általános közettani viszonyai. — *Matematikai és Természettudományi Értesítő* **54**, 279–308.
- SZENTPÉTERY, Zs. 1937: Stratovulkanischer Teil des Szentistvánberges im Bükkgebirge. — *Acta Chemica, Mineralogica et Physica* **5**, 26–134.
- SZENTPÉTERY Zs. 1950a: Adatok a bükkhegységi diabáz ismertetéséhez. — *Földtani Közlöny* **80**, 168–183.
- SZENTPÉTERY Zs. 1950b: Az újhuta Lőrinc-hegy diabázfajtái a Bükkhegységben. — *Földtani Közlöny* **80**, 316–323.
- SZOLDÁN, Zs. 1990: Middle Triassic magmatic sequences from different tectonic settings in the Bükk Mts. NE Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica* **31**, 25–42.

- TWISS, R. J. & MOORES, E. M. 1992: *Structural Geology*. — Freeman & Co., New York, 532 p.
- VINCZE J. 1973: A „Dóczy-anomália” és a Cserépvárnya környéki ritkaföldfém-tórium anomália mintáinak anyagvizsgálati összefoglalása. — *Kézirat, MÉV*, 25 p.
- WÉBER B. 1983: A thórium területi eloszlása az Északi-középhegységben (légi gamma-spektroszkópiai mérések alapján). — *Földtani Közlemények* **113/3**, 197–206.
- YANG, W.-B., NIU, H.-C., SHAN, Q., SUN, W.-D., ZHANG, H., LI, N.-B., JIANG, Y.-H. & YU, X.-Y. 2014: Geochemistry of magmatic and hydrothermal zircon from the highly evolved Baerzhe alkaline granite: implications for Zr–REE–Nb mineralization. — *Mineralium Deposita* **49**, 451–470.
- ZAJZON N., NÉMETH N., SZAKÁLL S., GÁL P., KRISTÁLY F. & MÓRICZ F. 2014: Ritkaföldfémek a bükk-szentkereszti Mn-U-Be geokémiai anomáliában. — In: SZAKÁLL S. ed.: Ritkaföldfémek magyarországi földtani képződményekben. — *CriticEl Monográfia sorozat* **5**, Milagrossa Kft, Miskolc, 91–108.
- Kézirat beérkezett: 2016. 02. 04.

Új eredmények a pilisvörösvári Garancs-hegy bentonitkutatásában

KOVÁCS-PÁLFFY Péter², KÓNYA Péter¹, FÖLDVÁRI Mária¹, FÜRI Judit¹, UDVARDI Beatrix¹, KOVÁCS István¹

¹Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.,
e-mail: konya.peter@mfgi.hu, foldvari56@t-online.hu, furi.judit@mfgi.hu, udvardi.beatrix@mfgi.hu, kovacs.istvan.janos@mfgi.hu
²H-2518 Leányvár, Bécsi út 62., e-mail: kovacs.palfy.peter@gmail.com

New results on the bentonite exploration in Garancs Hill, Pilisvörösvár (Hungary)

Abstract

The study area is located at the SE slope of the Garancs Hill (289 m), NE from Pilisvörösvár, near the Pilisvörösvár–Csobánka road. The Fót Formation (Carpathian) occurs in the western part of the study area. The intercalated tuff layers are probably of Badenian age in the eastern part of the hill. The bentonite strata have thickness of 8–11 m. They were derived from the hydrodiagenetic alteration of dacitic tuffs according to the stratigraphical and mineralogical compositions, and total silica vs. alkali content.

The smectite content of the bentonite samples ranges between 47–49 wt%. The other mineralogical components of the samples are micas (illite/muscovite 9–14 wt%), quartz (20–28 wt%) and feldspars (7–15 wt%). These bentonites are characterized by subordinated kaolinite, cristobalite, goethite and amorphous phase.

In this region the bentonite was mined for a short time before 1954.

The predominant exchangeable cation is Ca²⁺: Na⁺ (0.0295–0.0330), K⁺ (0.0185–0.0239), Ca²⁺ (0.2367–0.2518), Mg²⁺ (0.0986–0.1365) (cmol/kg).

The swelling capacity ranges from 2.0 to 2.5 (natural) and from 5.0 to 15.0 (activated, 5% Na₂CO₃, ml/2g).

Keywords: Hungary, Garancs Hill, bentonite, mineralogy, geochemistry, granulometry, cation exchange capacity

Összefoglalás

A vizsgált terület a Garancs-hegy (289 m), amely Pilisvörösvártól északkeletre található kb. 1 km-re a Pilisvörösvárt Csobánkával összekötő út mentén. A bentonitot feltáró vízmosások a hegy DK-i oldalában találhatók. A kutatási terület nyugati részén a Fóti Formáció (kárpáti) jelenik meg. A hegy K-i részén található bentonitosodott tufa kora feltehetően badeni. A bentonitok a tufa hydrodiagenetikus átalakulása révén képződtek. Ezek vastagsága 8–11 m közé tehető.

A bentonit szmektitet tartalmaz (47–49%), nagyobb mennyiségben csillámok (illit/muszkovit – 9–14%), kvarc (20–28%) és földpátok (7–15%) jelennek meg. A kaolinit, cristobalit, goethit és amorf fázis mennyisége alárendelt. Ezt a bentonitot 1954 előtt rövid ideig bányászták. Kationcsere-képessége Ca²⁺-jellegű: Na⁺ (0,0295–0,0330), K⁺ (0,0185–0,0239), Ca²⁺ (0,2367–0,2518), Mg²⁺ (0,0986–0,1365) (cmol/kg).

Duzzadókéességük 2,0–2,5 (természetes állapotban) és 5,0–15,0 (aktivált állapotban, 5% Na₂CO₃) (ml/2g).

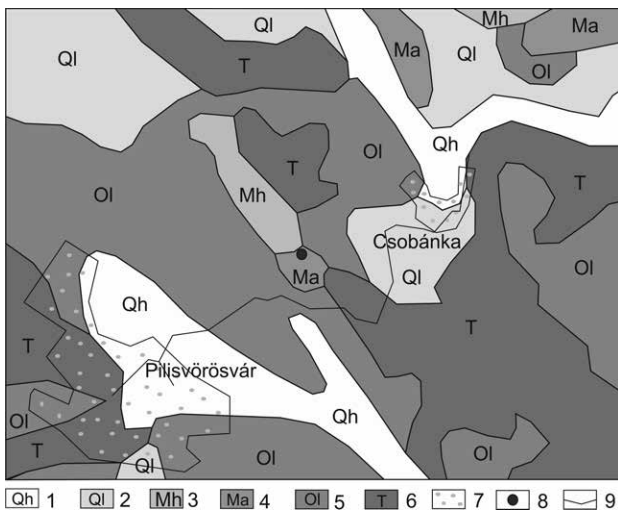
Kulcsszavak: Magyarország, Garancs-hegy, bentonit, ásványtan, geokémia, szemcseméret-eloszlás, kationcsere-kapacitás

Bevezetés, kutatástörténet

A Garancs-hegy (289 m) Pilisvörösvártól északkeletre található kb. 1 km-re a Pilisvörösvárt Csobánkával összekötő út mentén. A bentonitot feltáró vízmosások a hegy DK-i oldalán találhatók, a Határréti-ároktól ÉÉK-re, Garancspusztától kb. 300 m-re (1. ábra).

A Garancs-hegyi fullerföld/bentonitlelőhelyet először SZALAI Tibor említi 1949-es jelentésében, melyről további

adatokkal nem rendelkezett (SZALAI 1949), majd FRITS (1949, 1951), REICH (1951) is felvetette, mint potenciális lelőhelyet. Részletesebb információkat HORUSITZKY Ferenc jelentése szolgáltatott. Ebből kiderül, hogy a Garancspusztától ÉK felé haladó mély árok nagy vastagságú bentonitosodott tufát tárt fel. Az ároktól K-re található domboldalon kutatóknak mélyített, melyben 8 m vastag, zöld bentonitos tufát találtak. A produktív területet 5000 m²-re becsülve a bentonit mennyiségét 80 000 t-ra számította (HORUSITZKY 1950).



1. ábra. A Garancs-hegy és környékének földtani térképe (GYALOG 2013 alapján)

1 – Pleisztocén homok, 2 – Pleisztocén lösz, 3 – alsó-miocén homok, kavics, 4 – Középső-miocén andezit, 5 – Oligocén képződmények, 6 – Triász képződmények, 7 – Település, 8 – Mintavételi hely, 9 – Útvonal

Figure 1. Geological map of the Garancs Hill and the surrounding area (based on GYALOG 2013)

1 – Pleistocene sand, 2 – Pleistocene loess, Lower Miocene sand, gravel, 4 – Middle Miocene andesite, 5 – Oligocene formations, 6 – Triassic formations, 7 – Village, 8 – Sampling site, 9 – Route

VARJÚ Gyula 1953-as jelentésében a pilisvörösvári bentonitot „egyéb ismert bentonit előfordulások”-ként említi a művelés alatt álló bentonittelepek mellett (VARJÚ 1953).

A hegy földtani felépítését és a bentonit ásványtani elemzési eredményeit VARJÚ Gyula (1954, 1955) összefoglaló jelentései tartalmazzák. A vizsgálatokból kiderült, hogy a tufa kb. 11 m vastag, kora feltehetően oligocén (kiscelli emelet). Ezt a nyersanyagot 1954 előtt 15–20 évig magánvállalkozó bányászták, de felhasználási terület ismeretlen. A bentonit a korabeli röntgendiffrakciós vizsgálat szerint nem szmektitet, hanem kaolinitet tartalmaz nagy mennyiségben.

ZELENKA (1960) a garancsi szelvényben a kárpáti faunás mészkő és szürke homok alatt gránátos biotitdácittufát említ.

VARJÚ (1964–1966) a magyarországi bentonitok kataszterében említi a pilisvörösvári, 1952-ben megkutatott bentonitot. Szerinte a bentonitosodás kismértékű és erősen változó. A minőségi követelményeket nem elégti ki, ipari értékű előfordulása nem valószínű.

KADÁR (1982) összefoglaló jelentése szerint az innen származó mintán (valószínűleg ugyanazon a mintán, amelyről röntgendiffrakciós vizsgálat is készült) végzett vizsgálatok a következő eredményt nyújtották: 5% szódázással, kötőképessége rossz, sem nyersen, sem szódázva nem duzzad, gélszám 2,5%, derítőképesség szójaolajra 26,7 %, Standard Tonsil AC-re 70,8%, viszkozitása 1 cP (6% szódával), szitamaradék (DIN-60) 13,5 %, nyomószilárdság 326 g/cm², nyírószilárdság 100 g/cm².

SOLTI (1983) szerint a Pilisben, a Csobánka község felé vezető út mellett a Garancs-hegy DK-i részén ismert egy 11 m vastagságú bentonitréteg, amely oligocén tufa mállásából képződött. Főleg kaolinitből áll, montmorillonittartalma viszonylag kevés. Gyakorlati jelentősége nincs.



2. ábra. A Garancs-hegyi bentonitosodott tufa feltárások, a) Garancs-3, b) Garancs-4 (Fotó: KOVÁCS-PÁLFFY Péter)

Figure 2. The bentonitized tuff outcrops in the Garancs Hill, a) Garancs-3, b) Garancs-4 (Photo: KOVÁCS-PÁLFFY Péter)

2013–2014-ben jelen munka szerzői vizsgálták újra a hegy DK-i lejtőjének 2–4 m mély vízmosásait, amelyekben a fentiekben leírt bentonitosodott tufa szelvényének felső része jelenik meg (kb. 3 m vastagságban) (2. ábra).

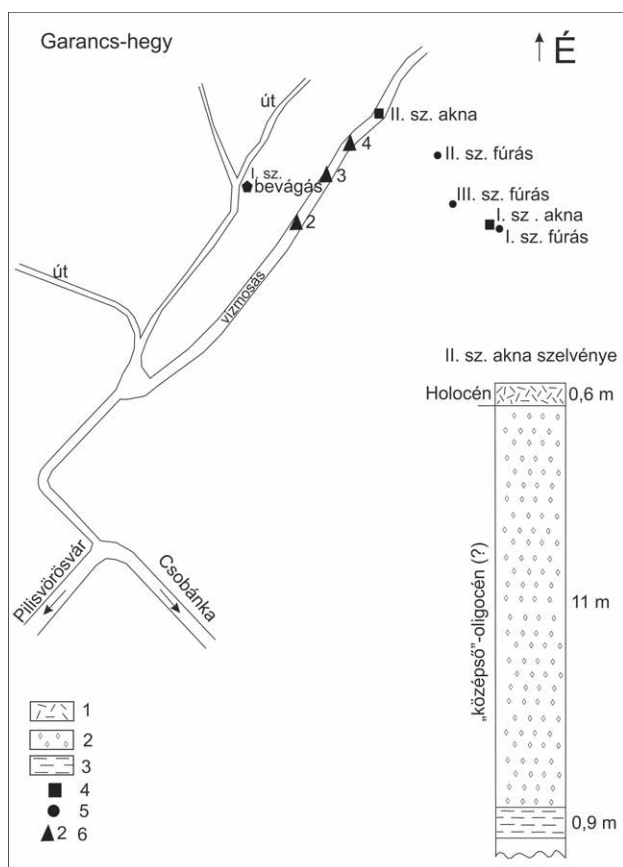
A Garancs-hegyi bentonit földtani kutatása

A bentonitosodott tufarétegeket feltáró vízmosások a Garancs-hegy DK-i részén található (1. ábra). A kutatási terület északi részén triász (nori) Fődolomit, alsó-oligocén Hárshegyi Homokkő, nyugati részén kárpáti bryozoás mészkövek, alatta oligocén képződmények találhatóak. Kelet és dél felől lösz borítja. A hegy K-i részén DDNy-i felé haladó árok

tárja fel a tufát, melynek különben természetes feltárása nincs. A terület erősen tektonizált, nagy része suvadt, emiatt néhány rétegtag kivastagodik (VARJÚ 1954, 1955). A SCHAFFARZIK és munkatársai (1964) által készített földtani térképen a képződmények megegyeznek a VARJÚ (1954, 1955) által leírtakkal, azzal a különbséggel, hogy az oligocén képződményektől délre badeni korú andezittufa található.

VARJÚ (1954) szerint a bentonitosodott tufa „középső” oligocén (rupéli) agyagok között található kb. 180 m tszf. magasságban. VADÁSZ Elemér hazánk földtanáról írt könyvében több helyen tesz említést a „középső” oligocén agyagos képződmények közé települő, változó vastagságú andezittufáról (VADÁSZ 1960). SCHAFFARZIK és munkatársai (1964) szerint a tufa a Dunazug-hegységben már az oligocénban meginduló vulkáni tevékenységre utal.

Az 1950-es évek elején két kutatóaknát és három kézi fúrást mélyítettek le (VARJÚ 1955) (3. ábra). Az I. sz. akna 6,2 m-ig agyagot tárt fel, melyet két helyen szakítanak meg homokkőrétegek (3,0–3,2 m, ill. 5,0–5,15 m). Az aknában mélyült I. sz. fúrás 6,2–11,4 m között szintén agyagot tárt fel. A II. sz. kézi fúrásban (talp 8,0 m) az agyagban szintén két homokkőréteg (6,4–6,5, ill. 7,5–8,0 m) betelepülés figyelhető meg, míg a III. sz. fúrás (talp 9,7 m) elsősorban homokkőben mélyült, 3 méter vastag agyagbetelepüléssel.



3. ábra. A Garancs-hegy kutatási térképe és a II. sz. akna szelvénye (VARJÚ 1955)

1—talaj, 2—bentonitos tufa, 3—agyag, 4—kutatóakna, 5—kézi fúrás, 6—mintavételi helyek

Figure 3. Exploration map of the Garancs Hill and the geological section of pit No II (VARJÚ 1955)

1—soil, 2—bentonitic tuff, 3—clay, 4—pit, 5—hand drilling, 6—sampling sites

A II. sz. aknában a tufa 11 m vastagságban tárul fel. Felüje Kiscelli Agyag, a fedő részben fiatal üledék, részben felső-oligocén homokkő. Néhol a tufa a felszínen is megjelenik. A megjelenés alapján a tufa kezdeti elbomlást mutat. Tulajdonképpen csak a földpátok bomlottak el, a biotit általános, üde és nagyméretű, több helyen piros gránát szemcsék, valamint kvarc figyelhető meg (VARJÚ 1954, 1955).

A Garancs-hegyi bentonit első ásványtani vizsgálatára az 1950-es évek elején került sor. A Bányászati Kutató Intézet megbízásából NEMECZ Ernő készített röntgenfelvételt 1952-ben. Az általa megvizsgált minta pontos mintavételi helye nem ismert. A jelentés azonban nem tartalmazza a röntgenfelvételt, csupán a vonalak d -értékeit Å-ben. A felvételen megjelenő vonalak alapján a minta uralkodóan kaolinitet tartalmaz, mellette kis mennyiségben kvarc és montmorillonit jelenik meg. A diagramon megfigyelhető csúcsok elmosódtak, mely NEMECZ szerint négy okra vezethető vissza (VARJÚ 1954):

- Minta vastartalma.
- Esetleges amorf fázis jelenléte.
- Kaolinit rossz kristályosodottsága.
- Montmorillonittartalom.

A későbbi földtani térképezések pontosították VARJÚ földtani leírását. A kutatási terület nyugati részén bryozoás kalkarenit, meszes homokkő jelenik meg, mely a Főti Formáció része (kárpáti). A hegy K-i részén az oligocén képződményektől délre megjelenő badeni korú andezittufát a Dobogókői Andezit Formációba sorolták (GYALOG 2005, GYALOG & SÍKHEGYI 2005).

Vizsgáló módszerek

A vékonycsiszolatos vizsgálatokat Nikon Eclipse E600 POL mikroszkópon végeztük keresztezett nikolok között.

A röntgen-pordiffrakciós vizsgálatokat (RTG) számítógépes vezérlésű és kiértékelésű Philips PW 1730 diffraktóméterrel végeztük (MFGI) a következő felvételi körülmények között: Cu antikatód, 40 kV és 30 mA csőáram, grafit monokromátor, goniométerssebesség $2^\circ/\text{perc}$, mérési tartomány: $2-66^\circ 2\theta$.

Az ásványos összetételt az egyes ásványokra jellemző reflexiók relatív intenzitása és az ún. kísérleti korund-faktorok alapján számítottuk (KLUG & ALEXANDER 1954). A félmennyiségi összetételt az XDB Power Diffraction Phase Analytical System 2.7 szoftverrel értékeltük ki.

A >2 mikrométer szemcseméretű frakcióról készült preparátumokat kezeletlen, etilén-glikollal telített ($45^\circ\text{C}/12\text{ h}$), majd hevített ($490^\circ\text{C}/4\text{ h}$) állapotban vizsgáltuk meg, azonos műszeres paraméterek mellett.

A termoanalitikai vizsgálatok (TA) számítógépes vezérlésű és kiértékelésű Derivatograph-PC szimultán TG, DTG, DTA készülékkel (MFGI), korund tégelyben, 1000°C -ig $10^\circ\text{C}/\text{perc}$ felfűtési sebességgel és Al_2O_3 inert anyaggal készültek.

Az infravörös spektroszkópiai vizsgálatok (ATR FTIR) során gyengített totálreflexiós infravörös spektrometriai módszert (egyreflexiós Bruker Platinum ATR feltétellel felszerelt

Bruker Vertex 70 infravörös spektrométer) használtunk. A mintákat a mérés előtt 80 °C-on legalább 30 percen keresztül szárítottuk. Az ásványokhoz rendelhető sávok és a karakterisztikus infravörös sávterületek meghatározásához az OPUS 7.2 infravörös spektrumkiértékelő szoftvert használtuk. A sávok azonosítását CARLSON (2004) nyomán végeztük el.

A teljes kémiai elemzések a MFGI Kémiai laboratóriumában LiBO₂ feltárással, induktív csatolású plazma optikai emissziós spektrometriás (ICP-OES) módszerrel készültek, JY 70 szimultán-szekvenciális ICP emissziós spektrométer segítségével.

A szemcsenagyság-eloszlás (MFGI) meghatározására a 0,063–0,002 mm szemcsetartományban a Köhn-féle módszert, a 0,063 mm fölötti szemcsék elkülönítésére szitasort alkalmaztunk. A vizsgálat során 10 g mintát mértünk be, melyre desztillált vizet öntöttünk. A fellazult mintát ultrahanggal diszpergáltuk, majd 0,063 mm-es szitán Köhn-hengerekbe mostuk át. A szitán maradt részt szárítás után a következő szitasoron szitáltuk át: 0,063; 0,1; 0,2; 0,3; 0,5; 1,0; 2,0; 3,0; 5,0 mm.

A duzzadó- és kationcserélő-képesség-vizsgálatokat az MTA Kémiai Kutatóközpont laboratóriumaiban végezték. A duzzadóképeséget 2 g porított anyaggal határozták meg 100 ml-es edényekben, eredeti állapotban és 5% Na₂CO₃ nedvesen hozzákevert mintán, 20 óra nyugalmi idő elteltével. A kationcserélő-képesség meghatározása a cserélhető kationok Ba²⁺-ionokra cserélése bárium-klorid/trietanol-aminósav oldattal. A centrifugálással elkülönített extraktum Na⁺-, K⁺-, Ca²⁺- és Mg²⁺-tartalmát atomabszorpciós spektroszkópiával (AAS) módszerrel határozták meg (cmol/kg).

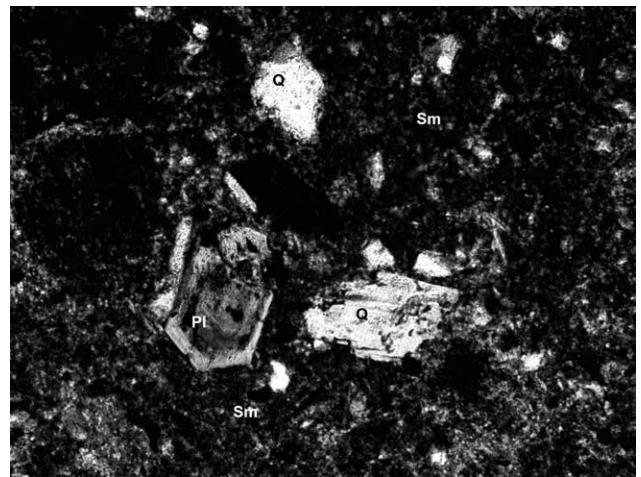
Vizsgálati eredmények

A Garancs-hegy DK-i lejtőjén — csak felszíni vízmosságokban — feltároló bentonitos rétegek kis területen jelennek meg. A fedő talajtakaró eltávolítása után begyűj-

tött minták zöldesszürke színűek, tömörek, bennük maximálisan 1 mm-es halványszürke alakatlan kvarc- és színtelen földpátkristályok és muszkovitlemezek figyelhetők meg.

A vékonycsiszolatos vizsgálatok szerint a kőzet anyaga 0,1–0,2 mm nagyságú, szegletes kvarc-, plagioklász- és káli-földpát-szemcsékből, szórványos piroxén (augit) és vékony muszkovitlemezekből áll agyagásványosodott alapanyagban (4. ábra). A kőzet erősen bontott vulkáni tufa, kevés terrigén anyaggal.

A feltárásokban található bentonitos kőzetek közül részletes elemzéseket a nagy agyagásvány-tartalmú mintákon végeztünk. A röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok szerint a minták uralkodó komponense a szmektit (47–49 m/m%), nagyobb mennyiségben a 10 Å-os fázis (illit és/vagy musz-

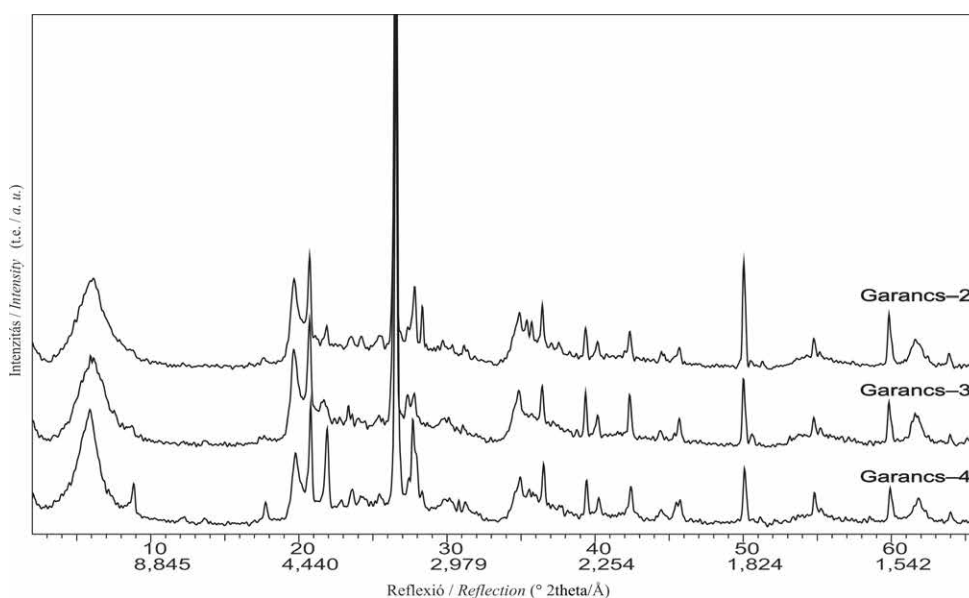


4. ábra. A Garancs-hegyi (Garancs-4.) bentonit vékonycsiszolati képe. +N, Képszélesség 2 mm

Pl: plagioklász, Q: kvarc, Sm: szmektites alapanyag

Figure 4. Thin section of the bentonite (sample Garancs-4) from Garancs Hill. +N, Width of the picture 2 mm

Pl: plagioclase, Q: quartz, Sm: smectitic matrix



5. ábra. A vizsgált minták röntgen-pordiffraktogramjai; t.e.: tetszőleges egységek

Figure 5. X-ray powder diffraction patterns of the observed samples; a.u.: arbitrary units

kovit, félértékszélesség alapján — 9–14 m/m%), kvarc (20–28 m/m%) és földpátok (7–15 m/m%) jelennek meg. A cristobalit?, goethit és amorf fázis mennyisége alárendelt. Kaolinitet csupán egy mintában azonosítottunk nyomokban (5. ábra és I. és II. táblázatokat).

I. táblázat. A Garancs-hegy bentonit mintáinak ásványos összetétele (m/m%), a röntgendiffrakciós és termoanalitikai vizsgálatok alapján. Zárójelben a termoanalitikai vizsgálat által meghatározott összetétel szerepel

Table I. Mineralogical composition of bentonite samples from Garancs Hill (wt%) based on X-ray powder diffraction and thermoanalytical measurements. Mineralogical composition determined by thermal analyses is in the brackets

Minta	szmektit	illit (Hb=0,72-0,77 °2 θ)	muszkovit (Hb=0,25 °2 θ)	kaolinit	cristobalit ?	kvarc	kálföldpát	plagioklász	goethit	amorf
Garancs-2.	49	9			2	28	2	6		4
Garancs-3.	49 (49)	11 (11)			3	21	2	7	2 (2)	5
Garancs-4.	47 (46)		14 (13)	ny		20	2	13		4

A II. táblázatban a NEMECZ Ernő által közölt és értelmezett röntgenfelvétel (VARJÚ 1954), valamint az általunk mért minták diffrakciós vonalainak d -értékeit hasonlítjuk össze. A közölt adatok hasonlóságot mutatnak a kaolinit-1Md kártyaadataival, feltűnő azonban, hogy a felvételen nem jelent meg a kaolinit 7 Å-ös legnagyobb intenzitású bázisreflexiója (001).

A teljes mintákon végzett vizsgálatok adatai is jól alátámasztják azt a tényt, hogy a minták nagy szmektit-tartalmúak. Kaolinit egyáltalán nincs bennük egy minta kivételével, amelyben nyomnyi mennyiségben határoztuk meg. A szmektit (001) reflexiójának d -értékei: 14,14–14,85 Å, a (001) bázisreflexió félérték-szélessége: Hb: 1,42–2,03 °2 θ közötti. A (060) reflexió d -értékei 1,498–1,501 Å közöttiek, mely alapján a szmektit dioctaédres.

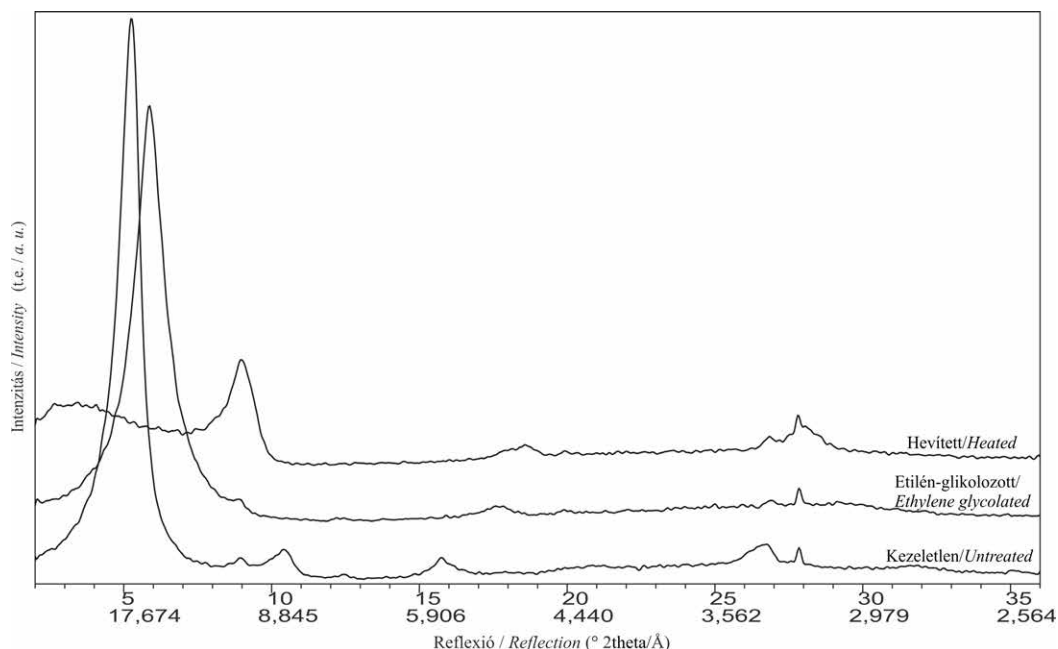
A >2 mikrométeres szemcseméretű frakcióból készült orientált felvételeken a szmektit bázisreflexiója a következő értékek között változik: *kezeletlen* — 14,92–15,00 Å; *etilén-glikolos* — 16,83–16,93 Å; *hevített* — 9,90–9,97 Å (6. ábra).

Termoanalitikai, infravörös spektroszkópiás, szedimentológiai és kémiai vizsgálatok a Garancs-3. és -4. mintákról készültek az ásványösszetétele hasonlóságuk miatt.

II. táblázat. A vizsgált teljes minták röntgen-pordiffrakciós adatai

Table II. X-ray powder diffraction data of the investigated samples

NEMECZ E. adatai (VARJÚ 1954)		Saját felvétel					
		Garancs-2.		Garancs-3.		Garancs-4.	
d (Å)	ásványok	d (Å)	ásványok	d (Å)	ásványok	d (Å)	ásványok
		14,14	szmektit	14,28	szmektit	14,86	szmektit
		9,93	csillám	9,93	csillám	9,87	csillám
						7,17	kaolinit (?)
				4,98	szmektit	4,96	szmektit
4,39	kaolinit, kvarc	4,48	szmektit	4,47	szmektit	4,47	szmektit
		4,25	kvarc	4,25	szmektit	4,25	kvarc
		4,02	plagioklász	4,07	plagioklász	4,03	plagioklász
		3,76	szmektit	3,79	szmektit	3,75	szmektit
3,60	kaolinit						
		3,48	szmektit	3,48	szmektit	3,50	szmektit
3,33	kvarc	3,34	kvarc	3,34	kvarc	3,34	kvarc
				3,24	plagioklász	3,21	plagioklász
2,56	kaolinit, montmorillonit	2,56	szmektit	2,56	szmektit	2,56	szmektit
		2,46	kvarc	2,45	kvarc	2,45	kvarc
2,27	kaolinit						
		2,28	kvarc	2,28	kvarc	2,28	kvarc
		2,24	kvarc	2,23	kvarc	2,23	kvarc
2,12	kvarc	2,13	kvarc	2,13	kvarc	2,13	kvarc
1,81	kvarc	1,82	kvarc	1,82	kvarc	1,82	kvarc
1,67	kvarc, kaolinit	1,67	kvarc	1,67	kvarc	1,67	kvarc
1,53	kvarc	1,54	kvarc	1,54	kvarc	1,54	kvarc
1,49	kaolinit	1,50	szmektit	1,49	szmektit	1,49	szmektit



6. ábra. A 2 mikrométer alatti frakció röntgendiffrakciós felvételei; t.e.: tetszőleges egységek

Figure 6. X-ray diffraction patterns of the fraction under 2 micrometer; a.u.: arbitrary units

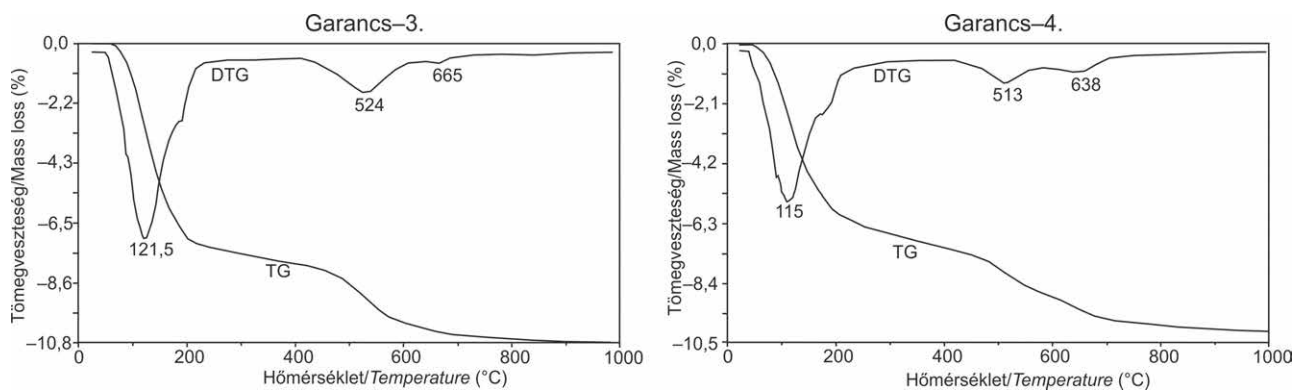
A termoanalitikai elemzések alapján megállapítható, hogy a rétegek közötti tér Ca^{2+} -ot tartalmaz (a 4. sz. minta részben, Na^+ -ot is), melyet két dehidroxilációs csúcs jellemez (7. ábra). A nagyobb mértékű, alacsonyabb hőmérsékletű endoterm reakció csúcshőmérséklete 513 és 524 °C-nál van, ami transzvakanációs oktaéderes pozíció (mállás) vagy vas beépülését jelezheti. A kisebb tömegvesztéssel járó, de magasabb hőmérsékletű endoterm reakció (ciszvakanációs oktaéderes pozíció) hőmérséklete 638, ill. 665 °C.

Az infravörös sávok értelmezését a III. táblázatban mutatjuk be, míg példaként a Garancs-4. minta ATR FTIR spektrumát a 8. ábrán szemléltetjük. A vizsgálatok alapján a minták uralkodó ásványa a szmektit. A szmektitben vas beépülését jelezheti a 878 cm^{-1} -nél jelentkező deformációs rezgés (BISHOP et al. 2002, GATES 2005). A Garancs-4. mintában nagyon kevés kaolinit jelenik meg, melyet a

röntgendiffrakciós vizsgálat is igazolt. Ezen kívül nyomnyi mennyiségben karbonátot is tartalmaz a Garancs-3. és -4. minta.

A bentonitok kémiai vizsgálati eredményeit a IV. táblázatban mutatjuk be. A minták kémiai összetétele nagyon hasonló, amely a telep vizsgált felső részének homogenitását mutatja. Az izzítási veszteség 10,69–12,31 s% között változik, amely az agyagásványosodást támasztja alá. A SiO_2 – Na_2O + K_2O eloszlása alapján (9. ábra) a vizsgált minták dácitos jelleget mutatnak a nagyfokú agyagásványosodás következtében.

A szemcse-összetételi vizsgálatok szerint a minták homokfrakciója kicsi (8,8, ill. 14,0 s%). A bentonitokban a 0,06 mm alatti frakció (agyag+kőzetliszt) uralkodik (91,0, ill. 85,9 s%), ezen belül a Garancs-3. számú minta agyagosabb, míg a Garancs-4. számú kőzetlisztesebb (10. ábra).



7. ábra. A Garancs-3. és -4 minták derivatogramjai

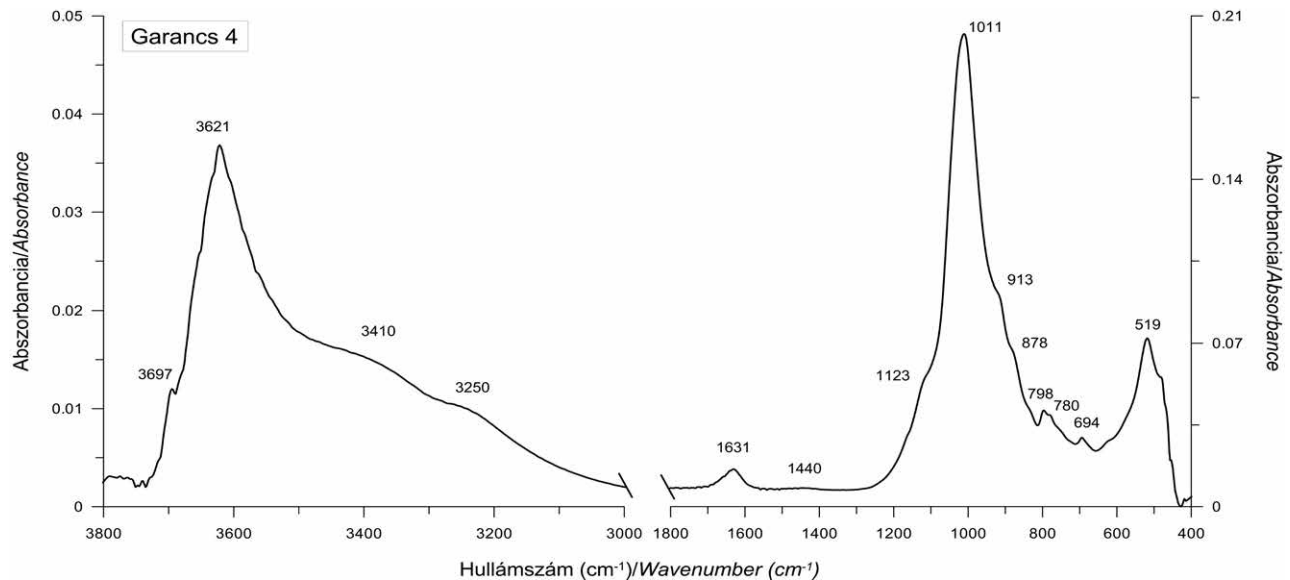
Figure 7. Thermoanalytical curves of the samples Garancs-3 and -4

III. táblázat. A vizsgált minták főbb ATR FTIR sávjai és értelmezésük (cm^{-1}) CARLSON (2004) alapján

Table III. Main ATR FTIR bands (cm^{-1}) and their assignment in the investigated samples, after CARLSON (2004)

Hullámszám (cm^{-1}) Wavenumber	Intenzitás/ Intensity	Sávok értelmezése/ Assignment	Ásványok/ Minerals
3697		νOH , belső felületi/Inner surface	kaolinit
3621		νOH , szerkezeti/structural	muszkovit, illit, szmektit, kaolinit
3410		νOH , molekuláris víz/molecular water	szmektit
3250		$2\delta\text{OH}$, molekuláris víz	
1631		δOH , molekuláris víz	
1440		νCO_3^{2-}	karbonátok
1123		$\nu\text{Si-O}$	kvarc
1011		$\nu\text{Si-O}$	muszkovit, illit, szmektit, kaolinit
913		$\delta\text{Al-Al-OH}$	
878		$\delta\text{Al-Fe-OH}$	szmektit
798		$\nu\text{Si-O}$	kvarc, szmektit
780		$\nu\text{Si-O}$	kvarc
694		$\nu\text{Si-O}$	kvarc, kaolinit
519		$\delta\text{Al-O-Si}$	szmektit, illit, muszkovit

	erős - strong
	gyenge/váll - weak/shoulder
	nagyon gyenge - very weak
ν	vegértékregzés - stretching
δ	deformációs rezgés - bending



8. ábra. A Garancs-4. minta infravörös spektruma

Figure 8. Infrared spectrum of the sample Garancs-4

IV. táblázat. A bentonitminták kémiai összetétele (s%)

Table IV. Chemical composition of the bentonite samples (wt%)

Minta	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O	H_2O^+	CO_2	BaO	SrO	Σ
Garancs-3.	61,80	0,68	13,60	5,58	0,31	0,02	1,22	2,36	0,55	1,47	6,69	5,55	0,07	0,03	0,01	99,94
Garancs-4.	61,30	0,61	15,60	4,48	0,29	0,03	1,74	2,20	1,03	1,84	5,11	5,51	0,07	0,04	0,01	99,86

Hasznos tulajdonságok

Az általunk begyűjtött és megvizsgált bentonitminták fontosabb jellemzői a következők:

— Kationcserélő-képességük gyengén Ca^{2+} -jellegű: Na^+ (0,0295–0,0330), K^+ (0,0185–0,239), Ca^{2+} (0,2367–0,2518), Mg^{2+} (0,0986–0,1365) [cmol/kg].

— Duzzadóképességük 2,0–2,5 (természetes állapotban) és 5,0–15,0 (aktivált állapotban, 5% Na_2CO_3) [ml/2g].

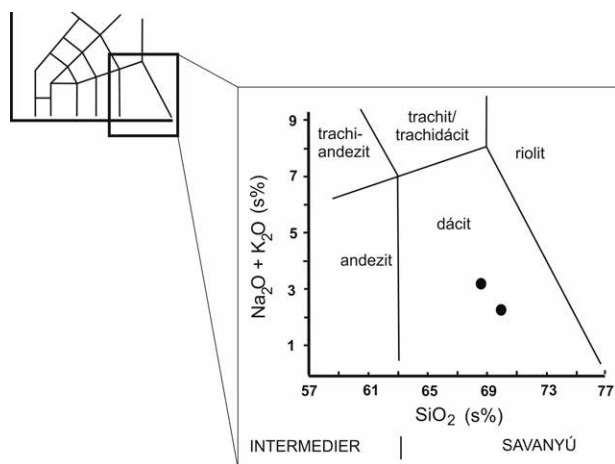
Gazdasági jelentőség

A tanulmányban bemutatott bentonit-előfordulást a következőképpen jellemezhetjük:

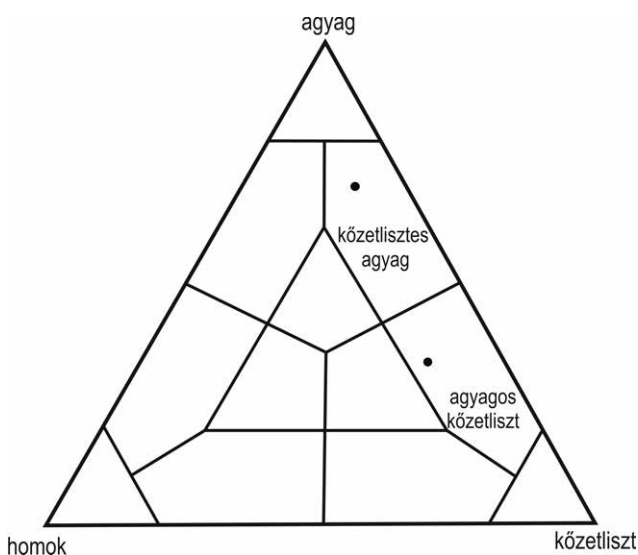
A Garancs-hegy (Pilisvörösvár) D–DK-i lejtőjén található bentonit-előfordulás potenciálisan fontos lehet gazdaságilag: vastagsága felszíni méréseink alapján minimum 3 m (a régebben megkutatott szelvény felső része), szmektit-tartalma magas (46–49 m/m%). A nyersanyag felszínen vagy a felszín közelében vékony talajtakaró alatt található, beépített területektől távol.

A lelőhely kiterjedésének és vastagságának meghatározása céljából részletes földtani kutatásokra van szükség.

Ipari alkalmazhatósága természetesen a technológiai tulajdonságaitól függ. Biztatóak az ásványtani vizsgálatok eredményei (szmektit-tartalom), valamint a duzzadóképesség vizsgálatok is.



9. ábra. A vizsgált bentonitminták a SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diagramban
 Figure 9. The investigated bentonite samples in the SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diagram



10. ábra. A Garancs-3. és -4. minta szemcseméret-eloszlása
 Figure 10. Grain size distributions of the samples Garancs-3 and -4

Összefoglalás

A Pilisvörösvártól ÉK-re található Garancs-hegy DK-i oldalán kibukkanó nyersanyagot a múlt század első felében bentonitként írták le. A NEMECZ Ernő által készített röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok szerint a minták kaolinitet tartalmaznak. Ennek tisztázása érdekében került sor a nyers-

anyag újra vizsgálatára, mely során négy darab felszíni mintát elemeztünk meg röntgen-pordiffrakciós, termoanalitikai, infravörös spektroszkópos, kémiai és szedimentológiai módszerekkel.

A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat szerint szmektitartalma 46 és 49 m/m% között változik. A Garancs-4. mintában megjelenő muszkovit behordódásra utal.

A termoanalitikai vizsgálatok alapján a minta Ca-montmorillonit, melynek oktaéderez rétegében — az endoterm reakció alacsonyabb hőmérséklete alapján — vas is jelen lehet.

A kémiai elemzések a minták homogenitását mutatják, ezen kívül alátámasztják a termoanalitikai vizsgálatok által jelzett vas beépülést is. Ezt az infravörös spektrometriai vizsgálatok is megerősítik. A 10–12 s% közötti izzítási veszteség agyagásványosodást jelez.

A korábban uralkodóan kaolinittartalmának határozott mintához hasonló területen nem találtunk. A röntgen-pordiffrakciós, termoanalitikai, infravörös és kémiai vizsgálatok alátámasztják a nyersanyag bentonit vagy bentonitos jellegét.

Nagy valószínűséggel a korábbi vizsgálatok más lelőhelyről származó mintán készültek Pilisvörösvár vagy Garancs-hegy megjelöléssel, mely minta kaolinnak bizonyult.

A megismert szelvény felső részének mintáin készült vizsgálataink a régebbi eredményeket nem támasztották alá. A jelen tanulmányban szereplő minták nagy szmektitartalommal és közepes duzzadásképeséggel rendelkező bentonitosodott kőzetek, melyek feltehetően a badeni korú andezittufa átalakulásával képződtek.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk dr. PAPP Jánosnak (MTA-TTK Anyag- és Környezetkémiai Intézet) a mintákon elvégzett kationcserélő- és duzzadásképeség valamint dr. KALMÁR Jánosnak a vékonycsiszolatos vizsgálatokért.

Ezúton köszönjük dr. RAUCSIK Bélának és dr. NÉMETH Tibornak az alapos és körültekintő bírálói véleményét.

A kézirat és a publikált dokumentációk tanulmányozásának elősegítéséért köszönet illeti a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet könyvtárának és adattárának dolgozóit.

A dolgozatban elvégzett anyagvizsgálatok az MFGI 2014. évi 8.2-es és 9.2-es állami témák keretében került sor.

Irodalom — References

- BISHOP J., MADEJOVA J., KOMADEL P. & FROSCHL H. 2002: The influence of structural Fe, Al and Mg on the infrared OH bands in spectra of dioctahedral smectites. — *Clay Minerals* **37**, 607–616.
- CARLSON, L. 2004: *Bentonite mineralogy. Part 1. Methods of investigation — a literature review & Part 2. Mineralogical research of selected bentonites.* — Posiva Oy, Oikiluoto. Working Report, 108 p.
- FRITS J. 1949: Adatok a magyar bentonitkérdéshez a Komlóskai (Tokaj-Hegyalja) előfordulással kapcsolatban. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 20 p. (Bn. 34)
- FRITS J. 1951: Bentonit-fullerföld előfordulások készletei 1950. évi adatok alapján. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 6 p. (T: 4579)

- GATES, W. P. 2005: Infrared spectroscopy and the chemistry of dioctahedral smectites. — In: KLOPPROGGE J. T. (ed.): *The Application of Vibrational Spectroscopy to Clay Minerals and Layered Double Hydroxides*, Clay Minerals Soc., Aurora, CO, pp. 125–168.
- GYALOG L. (szerk.) 2005: Magyarázó Magyarország fedett földtani térképéhez. — Magyar Állami Földtani Intézet Térképmagyarázói, 188 p.
- GYALOG L. 2013: Magyarország földtani térképe, 1:500 000. — A Magyar Földtani és Geofizikai Intézet kiadványa.
- GYALOG L. & SIKHEGYI F. 2005: Magyarország földtani térképe, M=1:100 000. — CD. A Magyar Földtani Intézet Kiadványa, 88 szelvény.
- HORUSITZKY F. 1950: Jelentés Magyarország bentonit készletéről. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 13 p. (Bn. 41)
- KÁDÁR L.-NÉ 1982: Új bentonitfélések kutatása, II. — *Kézirat*, Kutatási jelentés, Központi Bányászati Fejlesztési Intézet, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 93 p. (T:12979)
- KLUG, H. P. & ALEXANDER, L. E. 1954: *X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials*. — Wiley, New York, 716 p.
- REICH L. 1951: Jelentés a mészkő-, bentonit-, ásványi festékanyag-, cement-, márga- és vízkészlet nyilvántartási táblázat-minták összeállításáról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 4 p. (Ált. 19/a)
- SCHAFARZIK F., VENDL A. & PAPP F. 1964: *Geológiai kirándulások Budapest környékén*. — Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 296 p.
- SOLTI G. 1983: A kemenesháti bentonit prognózis javaslat (prognózis). — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 184 p. (T:12332)
- SZALAI T. 1949: Hazai fullerföld-bentonit előfordulások. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 3 p. (Bn. 36)
- VADÁSZ E. 1960: *Magyarország földtana*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 646 p.
- VARJÚ GY. 1953: A magyar bentonit jelenlegi helyzete. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 14 p. (Bn. 53)
- VARJÚ GY. 1954: Pilisvörösvári bentonitterület tájékoztató kutatásának összefoglaló jelentése. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 9 p. (Bn. 55)
- VARJÚ GY. 1955: Pilisvörösvári bentonitterület tájékoztató kutatásának összefoglaló jelentése. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 10 p. (Bn. 59)
- VARJÚ GY. 1964–1966: Magyarország bentonit előfordulásainak katasztere és távlati kutatási terve. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 102 p. (T:1820)
- ZELENKA T. 1960: Kőzettani és földtani vizsgálatok a Dunazug-hegység DNy-i részén. — *Földtani Közlemény* **90/1**, 83–102.
- Kézirat beérkezett: 2015. 12. 08.

Urodeles from the Lower Pleistocene Somssich Hill 2 palaeovertebrate locality (Villány Hills, Hungary)

SZENTESI Zoltán

Department of Palaeontology and Geology, Hungarian Natural History Museum, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2., Hungary
e-mail: crocutaster@gmail.com

Farkoskétéltű-maradványok a villányi-hegységi Somssich-hegy 2 kora-pleisztocén korú ősgérinces lelőhelyről

Összefoglalás

A alsó-pleisztocén korú Somssich-hegy 2 ősgérinces lelőhely kétéltűinek vizsgálata a békák tömeges jelenlétét mutatta ki, különösen igaz ez a zöld varangyok (*Bufo viridis*) esetében. A békák mellett főleg postcranialis elemek segítségével sikerült bizonyítani a farkos kétéltűekhez (Caudata) sorolt Salamandridae család jelenlétét. Ezek között kimutatható volt a *Salamandra salamandra*, a *Triturus cristatus* és a *Lissotriton vulgaris* fajok jelenléte. Habár e nedvesség-kedvelő fajok csontjai ritkák, mégis fontos környezetjelzők. A hasonló környezeti igényű kétéltűek és hüllők csaknem mindenütt megjelennek a szelvényben, ami arra utalhat, hogy valamilyen állandó víztest lehetett a fosszília-felhalmozódási hely közelében.

Tárgyszavak: kora-pleisztocén, Lissamphibia, Caudata, Salamandridae, herpetofauna, paleoökológia

Abstract

A study carried out on the amphibian fauna of the Lower Pleistocene Somssich Hill 2 palaeovertebrate locality revealed a significant presence of frogs, among these especially green toads (*Bufo viridis*). Besides frogs, the presence of the family Salamandridae (Caudata) was detected in the studied material, based mainly on postcranial elements. Among these, the following three species were distinguished: *Salamandra salamandra*, *Triturus cristatus* and *Lissotriton vulgaris*. Although the bones of these moisture-preferring animals are rare, they are important in the reconstruction of the palaeoenvironment. The likewise moisture-preferring lissamphibians and reptiles are present in almost all parts of the succession, therefore taking all these factors into consideration a permanent water surface is indicated near the depositional place of the fossils.

Keywords: Lower Pleistocene, Lissamphibia, Caudata, Salamandridae, herpetofauna, palaeoecology

Introduction

The uppermost Lower Pleistocene Somssich Hill 2 palaeovertebrate locality (SZENTESI 2014a, Figure 1) is one of the richest sites among the more than 50 Pleistocene vertebrate localities in the Villány Hills (e.g. KORMOS 1937; KRETZOI 1956; JÁNOSSY 1979, 1986; KORDOS 1991; HÍR 1993, 1998; PAZONYI 2009). KORMOS (1937) mentioned these fossiliferous sediments for the first time. KRETZOI (1956) called the locality Villány 11, but the current investigative work started later. Dénes JÁNOSSY and György TOPÁL collected fossils from 50 strata of the site between 1975 and 1984 (the method of this strata separation is unknown), using

a screen-washing technique (JÁNOSSY 1999). Samples were collected from top to bottom in small units, called hereafter as layers, although they are not separate beds in a sedimentological sense. In the previous studies several vertebrate taxa had been identified (e.g. KRETZOI 1956; JÁNOSSY 1979, 1983, 1986; KORDOS 1991; HÍR 1998; MÉSZÁROS et al. 2013; BOTKA & MÉSZÁROS 2014, 2015; SZENTESI 2014a). This collected fossil material is currently being studied by a research group. The technical advances in methods of geological research have made it possible to revise the older, previously published results. Therefore, new field studies were started in 2014 in order to explain the dimensions and the geology of the fossiliferous sediments at this locality.

On the basis of the vole fauna, the age of this palaeovertebrate assemblage is estimated to be slightly older (approximately 800–900 ka) than the early–middle Pleistocene boundary. It corresponds to the Betsfian or Nagyharsányian phase within the Biharian Stage of the local biostratigraphic system (KORDOS 1994; KRETZOI 1969; KRETZOI & PÉCSI 1982; PAZONYI 2011; PAZONYI et al. 2013a, b). The study on insectivore remains suggests similar results (BOTKA & MÉSZÁROS 2014, 2015a, b).

Up until the present time this exceptionally rich fauna has only been partially processed (e.g. JÁNOSSY 1983, 1986; HÍR 1998; KROLOPP 2000; BOTKA & MÉSZÁROS 2014, 2015; MÉSZÁROS 2015a, b; SZENTESI 2014a, b, 2015). Besides amphibians, this fossil assemblage is known to contain seed (*Celtis* sp.), mollusc, fish, turtle, lizard, snake and bird fossils. It is also rich in small mammal fossils and contains a few, poorly preserved large mammal remains.

Based on the remains of vole faunas, the 50 layers can be separated into six different phases, and together these represent the variable environmental conditions in this section. During the sedimentation the climate changed many times between warm and humid; this is typified by gallery forests and woody environments, and the colder and drier environments, where open steppes dominated (e.g. PAZONYI et al. 2013a, b; BOTKA & MÉSZÁROS 2014; SZENTESI 2014a; MÉSZÁROS 2015b).

Some previous studies on this fossil assemblage reported a very rich herpetofauna (SZENTESI 2013; SZENTESI 2014a, b) with a very high number of fossil remains of frogs and about 1 million bones of snakes. *Bufo viridis* (= *Bufo viridis* or *Pseudepidalea viridis*) is the most abundant (more than 90%) among the more than 183 000 fossils of frogs. Besides the green toad, five other frog species were identified (*Bufo bufo*, *Bombina variegata*, *Pelobates fuscus*, *Hyla arborea* and *Rana temporaria*), but these are infrequent. Based on preliminary studies, the reptile fauna of the locality contains turtles (*Testudo lambrechtii* and *Emys orbicularis*), lizards (*Lacerta* cf. *viridis*, *Ophisaurus* sp., *Pseudopus* sp.) and snakes (*Coluber* sp., *Elaphe* sp., *Coronella* cf. *austriaca*, *Natrix natrix*, *N. tessellata* and *Vipera* sp.). The turtle fossils are infrequent isolated bones and shell-fragments. Although the fossils of lizards are present in nearly all layers, they are rare compared with the quantity of snakes (based on cranial elements) (SZENTESI 2014b). The prevalence of snake fossils is typical for the Hungarian Lower Pleistocene localities of the Villány Hills (e.g. KRETZOI 1962; JÁNOSSY 1979, 1986).

The salamandrids of Somssich Hill 2 described here are represented with some isolated cranial and postcranial bones, which were previously undetected from this palaeovertebrate site.

Anatomical and taxonomical conventions: The description of the vertebrae follows RATNIKOV & LITVINCHUK (2007, 2009). Although this work is written on fossil material, it aims to follow the latest taxonomic nomenclature. Many authors have worked on the taxonomy of urodeles (e.g. TITUS &

LARSSON 1995; GARCÍA-PARÍS et al. 2004; SCHMIDTLER 2004; CARRANZA & AMAT 2005; LITVINCHUK et al. 2005; SPEYBROECK & CROCHET 2007; ZHANG et al. 2008) but unfortunately, there is no consensus among them. This paper aims to attempt to move towards a consensus and thus it prefers the papers of FROST et al. (2006) and DUBOIS & RAFFAELLI (2009).

Urodele remains of Somssich Hill 2 palaeovertebrate locality

Dénes JÁNOSSY and György TOPÁL collected the sediments containing the bones studied here between 1974 and 1984, while the remains of urodeles were found during the revision of the latter material. The 82 moderately or weakly preserved specimens consist of disarticulated skull and postcranial bones.

Class Amphibia LINNAEUS, 1758
Subclass Lissamphibia HAECKEL, 1866
Clade Caudata FISCHER VON WALDHEIM, 1813
(stem+crown group salamanders)
Order Urodela DUMÉRIL, 1806
(crown-group salamanders)
Family Salamandridae GOLDFUSS, 1820
Subfamily Salamandrinae GOLDFUSS, 1820
Tribe Salamandrini GOLDFUSS, 1820
Genus *Salamandra* LAURENTI, 1768
Subgenus *Salamandra* LAURENTI, 1768

Salamandra cf. *salamandra* LINNAEUS, 1758 (Figure 1, A–E)

1979 *Salamandra salamandra* LINNAEUS – SANCHIZ & MLYNARSKY, p. 177, figure 1.

1981 *Salamandra salamandra* LINNAEUS – ESTES, p. 67, figure 16, F
2007 *Salamandra salamandra* LINNAEUS – RATNIKOV & LITVINCHUK, p. 182, figure 6.

Referred material – 2 trunk vertebrae (VER 2015.73.1., 2015.74.1.)

Trunk vertebrae. The centrum length of these opistho-coelous vertebrae is 2–2.5 mm (Figure 1, A–E). The anterior

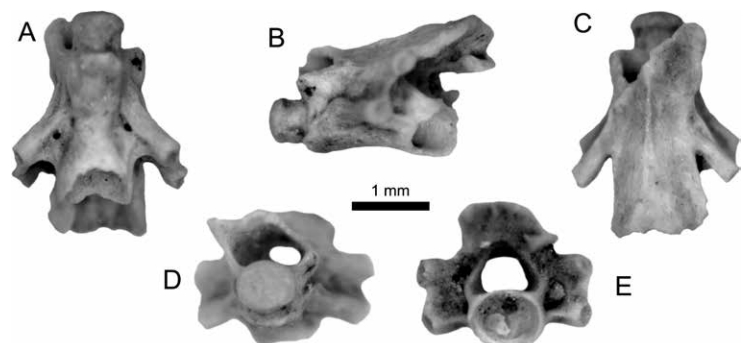


Figure 1. (A–E) *Salamandra* cf. *salamandra* trunk vertebra (VER 2015.74.1.) from the Lower Pleistocene Somssich Hill 2 palaeovertebrate locality. (A) in posteroventral (B) left lateral (C) dorsal (D) anterior and (E) posterior views.

1. ábra (A–E) *Salamandra* cf. *salamandra* thoracalis vertebra (VER 2015.74.1.) a kora-pleisztocén Somssich-hegy 2 ösgerinces lelőhelyről. (A) postero-ventralis (B) bal lateralis (C) dorsalis (D) anterior és (E) posterior nézetben

surface of the condylus is flat and inclined anteroventrally. The neck of the condylus is well developed. These vertebrae have two small subcentral foramina. The neural arch is low and bears protrusive lamina. The anterior margin of the neural arch is concave at the level of the middle part of the prezygapophyseal articular facets. The posterior margin of the neural arch is in front of the level of the posterior edges of the postzygapophyseal articular facets. The neurapophysis is broken, but it can be observed that it originates behind the level of the anterior margin of the neural arch. The middle part of the neural arch is well developed (it is wide on its base). The zygapophyseal crests are distinctly developed. The ventral crest near the base of the lower rib-bearer is weakly developed.

Remarks – The well-developed neck of the condylus, the small subcentral foramina and the position of the posterior margin of the neural arch suggest that these are *Salamandra* cf. *salamandra* remains (e.g. ESTES 1981, RATNIKOV & LITVINCHUK 2007). The centrum length of the trunk vertebra of *Salamandra salamandra* is between 5.3 and 6.8 mm, as mentioned in previous studies (HODROVA 1984; HALLER-PROBST & SCHLEICH 1994; RATNIKOV & LITVINCHUK 2007). The centrum of these vertebrae are significantly shorter (these possibly belong to a juvenile specimen) and the specimens are not complete so the classification is uncertain.

Subfamily Pleurodelinae TSCHUDI, 1838
Tribe Molgini GRAY, 1950
Subtribe Molgina GRAY, 1950
Infratribe Molgita GRAY, 1950
Genus *Triturus* RAFINESQUE, 1815
Subgenus *Triturus* RAFINESQUE, 1815

Triturus cristatus (LAURENTI, 1768)
(Figure 2, A–S)

1981 *Triturus cristatus* (LAURENTI) – ESTES, p. 80, figure 21, C
1986 *T. cristatus* (LAURENTI) – GONZALEZ & SANCHIZ, p. 483.
1990 *Triturus* cf. *cristatus* (LAURENTI) – VENCZEL, figure 1.
2005 *Lophinus* (*T. vulgaris*) (LAURENTI) – LITVINCHUK et al., p. 317.
2007 *Triturus cristatus* (LAURENTI) – RATNIKOV & LITVINCHUK, p. 184, figure 7.
2009 *Triturus cristatus* (LAURENTI) – RATNIKOV & LITVINCHUK, p. 65, figure 9.

Referred material – 2 right dentaries (VER 2015.86.1-2.), 1 left dentary (VER 2015.83.1.) 1 atlas (VER 2015.86.3.), 40 trunk vertebrae (VER 2015.76.1., 2015.86.4-18.), 4 caudal vertebrae (VER 2015.86.21-24.), 3 femurs (VER 2015.8619-20.; V 82.124.1.) and 1 tibia (V 82.124.2.).

Dentary. This 3 mm long bone is only the anterior part of the dentary in the specimen shown (VER 2015.86.1., Figure 2, A–B). The dentary is relatively low; and bears narrow, dense pleurodont teeth with anteriorly tapering lamina horizontalis. The Meckelian canal is open posteriorly 1 mm from the symphysis. The symphysis is wide at the level of the lamina horizontalis and rounded labially. The labial

surface of the bone is ornamented with irregular, relatively deep grooves and foramina.

Atlas. The length of the centrum is 2.5 mm (Figure 2, C–G). The neural canal is nearly rounded. The width of the processus odontoideus is nearly equal to the cotylus, but narrower than the breadth of the neural canal. The dorsal margin of the neural arch is inclined posteriorly in the lateral view. The neurapophysis is low anteriorly and it tapers towards the posterior part. The secondary dorsal crests are low and extend to the posterior edge of the neural arch. Although the left part of the neural arch is broken, it forms a trapezoid in the posterior view. The processus lateralis bears deep grooves. The ventral surface of the centrum and the lateral processes have many foramina.

Trunk vertebrae. The size of these opisthocoelous vertebrae is variable (the length of the centrum is between 1.5–3 mm). The anterior surface of the condylus is flat (Figure 2, H–L). The subcentral foramen is very large, and on some specimens it is supplemented with several more or less smaller foramina. A foramen is present near the base of the rib-bearers. The neural arch is low, and it has a short medial notch on the posterior margin of the neural arch. The anterior margin of the neural arch is concave, and its bottom is situated at the level of the anterior half of the prezygapophyseal articular facets. The neurapophysis is low; it is somewhat higher in the middle part of the neural arch, while it also flattens anteriorly and posteriorly. The anteroventral and zygapophyseal crests are weakly developed. The posterior ventral crests are robust.

Caudal vertebrae. The length of the centrum of these opisthocoelous vertebrae is between 1–2.2 mm. All the bones are broken (Figure 2, M–Q). The anterior surface of the condylus is flat. The neural arch is low, while the haemal arch is deep and wedge-like, tapering ventrally. The anterior margin of the neural arch is moderately concave. The neurapophysis is low and also diminishes anteriorly and laterally.

Femur. The length of these bone-fragments is 6 mm. This bone is slightly sigmoid in shape (Figure 2, R) in both anterolateral and posterolateral views. The epiphysis is cartilaginous and the end of the bone is concave. The trochanter has a spur-like process, which connects to a well developed crista trochanterica. The crista trochanterica passes along the anteroventral margin of the femur to about the middle part of the bone. The distal end of the femur is moderately widened and dorsoventrally flattened.

Tibia. This slightly S-shaped bone is 5 mm long (Figure 2, S). The proximal part is strongly thickened, bends posteriorly and is flattened laterally and medially. The bone bears a lateral crista on the tapering diaphysis posteriorly. The end of the proximal part is slightly convex, while the distal end is broken.

Remarks – Although the morphology of the trunk vertebrae is similar to *Triturus dobrogicus* (e.g. RATNIKOV & LITVINCHUK 2007, Figure 8.), the posterior height of the neural arch is significantly higher posteriorly; furthermore the distance of the rib-bearer is bigger and the prerib-bearer foramen is lacking in the specimens. shown here. The

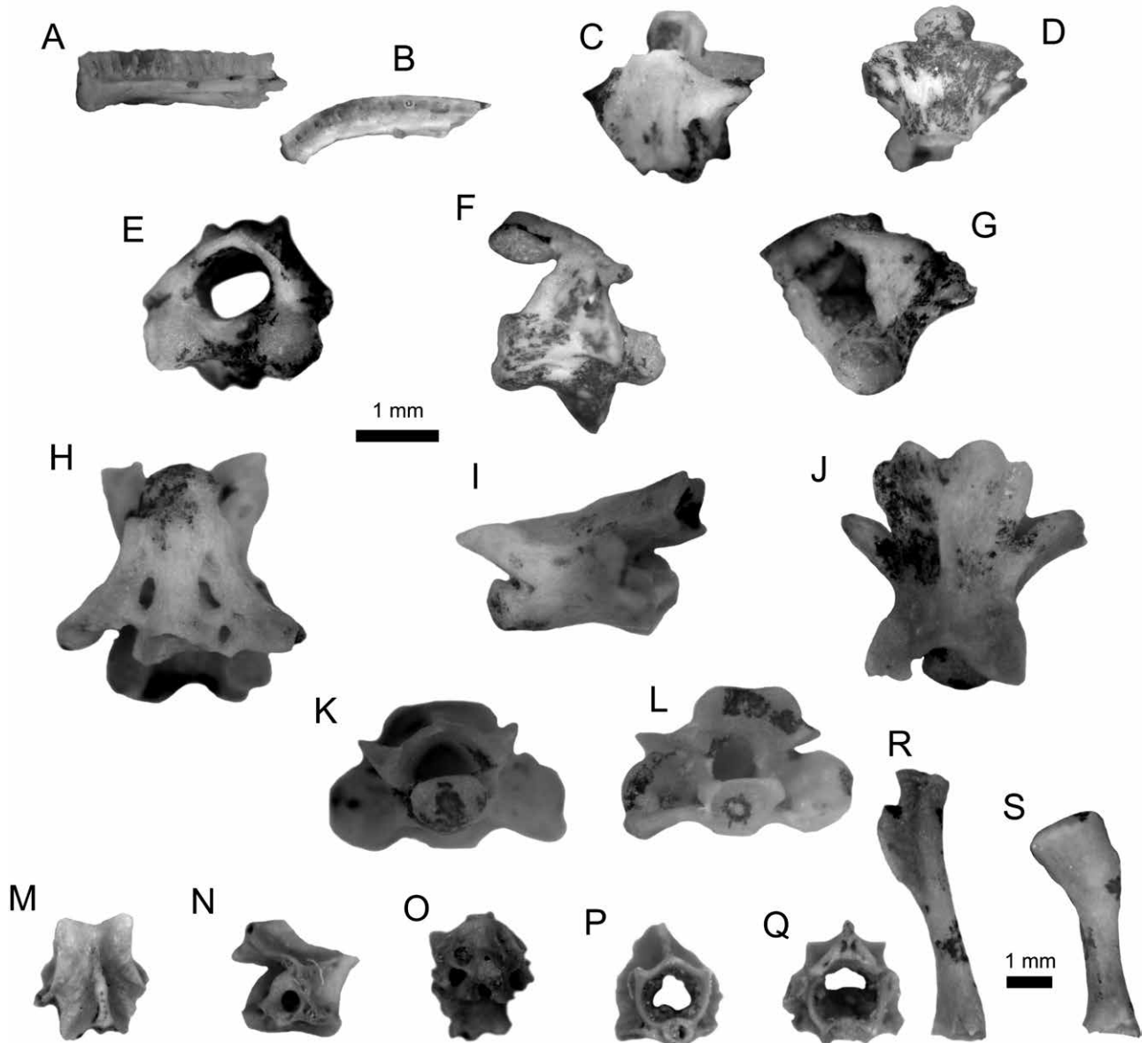


Figure 2. (A–S) *Triturus cristatus* fossils from the Lower Pleistocene Somssich Hill 2 palaeovertebrate locality. (A–B) right dentary (VER 2015.86.1.) (A) in lingual and (B) occlusal views; (C–G) atlas (VER 2015.86.3.) (C) in dorsal (D) ventral (E) anterior (F) left lateral and (G) posterior views; (H–L) trunk vertebra (VER 2015.86.4.) (H) in ventral (I) right lateral (J) dorsal (K) anterior and (L) posterior views; (M–Q) caudal vertebra (VER 2015.86.21.) (M) in dorsal (N) right lateral (O) ventral (P) anterior and (Q) posterior views; (R) femur (V 82.124.1.) and (S) tibia (V 82.124.2.) in ventral view. (The first scale belongs to figured specimens from A to Q, and the second from R to S.)

2. ábra (A–S) *Triturus cristatus* maradványok a kora-pleisztocén Somssich-hegy 2 ősgérces lelőhelyről. (A–B) jobb dentale (VER 2015.86.1.) (A) linguális és (B) occlusalis nézetben; (C–G) atlas (VER 2015.86.3.) (C) dorsalis (D) ventralis (E) anterior (F) bal lateralis és (G) posterior nézetben; (H–L) thoracalis vertebra (VER 2015.86.4.) (H) ventralis (I) jobb lateralis (J) dorsalis (K) anterior és (L) posterior nézetben; (M–Q) caudalis vertebra (VER 2015.86.21.) (M) dorsalis (N) jobb lateralis (O) ventralis (P) anterior és (Q) posterior nézetben; (R) femur (V 82.124.1.) és (S) tibia (V 82.124.2.) ventralis nézetben. (Az első méretarány az A–Q, a második az R–S csontmaradványokra vonatkozik.)

morphology of other figured bones (the relatively low dentary with pleurodont teeth, the slightly sigmoid femur with prominent trochanter and crista trochanterica etc.) (e.g. ESTES 1981; VENCZEL 1990; RATNIKOV & LITVINCHUK 2007, 2009) suggests that these fossils belong to the species *Triturus cristatus*.

Genus *Lissotriton* BELL, 1839
Subgenus *Lissotriton* BELL, 1839
Supraspecies *Lissotriton vulgaris* (LINNAEUS, 1758)

Lissotriton cf. vulgaris (LINNAEUS, 1758)
(Figure 3, A–C)

1981 *Triturus vulgaris* group – ESTES, p. 80, figure 21, A.
1986 *T. vulgaris* (LINNAEUS) – GONZALEZ & SANCHIZ, p. 482.
2007 *Lissotriton v*
ulgaris (LINNAEUS) – RATNIKOV & LITVINCHUK, p. 184, figure 13.

Referred material – 17 trunk vertebrae (VER 2015.73., 2015.74., 2015.83.2–4., 2015.86.25–36.).

Trunk vertebrae. These vertebrae are opisthocelous (Figure 3, A–C), and the length of their centrum varies

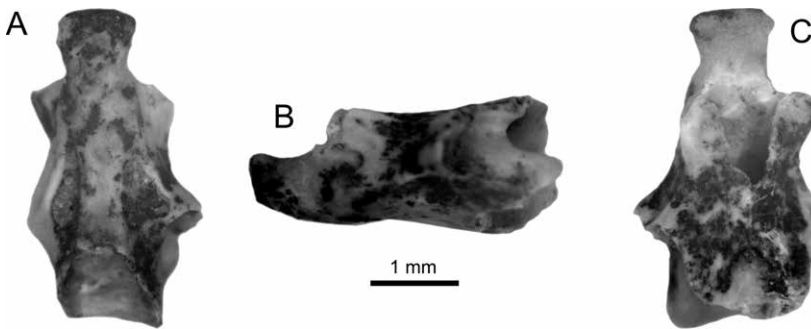


Figure 3. (A–C) *Lissotriton cf. vulgaris* trunk vertebra (VER 2015.83.2.) from the Lower Pleistocene Somssich Hill 2 palaeovertebrate locality (A) in ventral (B) left lateral and (C) dorsal views.

3. ábra (A–C) *Lissotriton cf. vulgaris thoracalis vertebra* (VER 2015.83.2.) a kora-pleisztocén Somssich-hegy 2 ősgérintés lelőhelyről (A) ventralis (B) bal lateralis és (C) dorsalis nézetben.

between 1.6–2 mm. The condylus has a flat anterior surface and a well developed neck. The latter is moderately inclined anteroventrally. Ventrally, the subcentral foramen is very large and almost triangular. The neural arch is high. On the posterior margin of the neural arch is a well developed medial notch. The very high neurapophysis has a horizontal dorsal margin that expands toward the medial notch. The zygapophyseal and the ventral crests are well developed.

Remarks – On these opisthocoelous vertebrae the following can be observed (i) very large subcentral foramina; (ii) a medial notch on the neural arch; (iii) a very high neurapophysis and (iv) well-developed crests (e.g. ESTES 1981; RATNIKOV & LITVINCHUK 2007, 2009). These features suggest that these bones belong to the species *Lissotriton vulgaris*.

Salamandridae indet.

Referred material – 22 trunk (VER 2014.2., 2015.45.1., 2015.76., 2015.77.1–2., 2015.81.1., 2015.82.1., 2015.83.5–9., 2015.86.37–46.) and 4 caudal vertebrae (VER 2015.83.10–13.).

Although these specimens are broken, they bear some characteristic features. These features include: opisthocoelous vertebrae, the presence of the subcentral foramina, the horizontally oval articular surfaces, as well as the well-developed zygapophyseal and ventral crests (see e.g. ESTES 1981; RATNIKOV & LITVINCHUK 2007; VENCZEL 2008) suggest that these vertebrae belong to the family Salamandridae.

Discussion

Taphonomical observations

All the examined tailed amphibian bones are isolated. Nevertheless, these bones are relatively well-preserved, except in the respective cases of some specimens. Most tailed amphibian fossils have clear, smooth and hard surfaces. Some bones are covered with manganese oxides on relatively large areas. This coating originated from

soluble manganese compounds which transported with the water that infiltrates the sediment. These precipitated alongside an ongoing variation of pH — in this case affecting the surface of the fossilized bones (e.g. LÓPEZ-GONZÁLEZ et al. 2006). Some vertebrae are coated with calcite crust. Traces of predation (for example traces of chewing or digestion) cannot be observed on the respective surfaces of these bones. The amount of the remains of urodeles increases towards the bottom of the section. Most of these occur in the layer 2/46. Unfortunately, the quantity of screen-washed sediment is

unknown; as a result, quantitative changes can not be evaluated between these layers.

Palaeoecological interpretations

Tailed amphibian remains are represented by 95 bones in five layers in the section of the Somssich Hill 2 (*Table I*). Only a few Caudata fossils were unearthed from the upper region of the section (layer 7) and near the middle of the succession (layer 20). The bones of this group appear in larger quantities in the lower strata from two longer stages (between layers 35 and 39, and near the bottom, between layers 44 and 49). Although the number of tailed amphibian bones is low, these fossils are appropriate for a palaeoecological interpretation because these animals are moisture-seeking (e.g. BÖHME et al. 2006).

The distribution of amphibian fossils within the strata concurs with the aforementioned six phases based on vole fossils (SZENTESI 2014a, Figure 7). Fossils of heliophile green toads (e.g. BÖHME et al. 2006) occur in all layers in large numbers (SZENTESI 2014a). The subterranean, arboreal spade-foot toads (*Pelobates fuscus*) (e.g. BÖHME et al. 2006) are also present in almost the full succession but, even so, are fairly rare (SZENTESI 2014a). Lacertid and anguid lizards were also detected, with similar ecological conditions (e.g. BÖHME et al. 2006), in almost all layers (SZENTESI 2014b). The heliophile vipers are rare but they are present in all phases except the fifth (between 17 and 12 layers).

Based on *Mimomys*, *Pliomys* and *Sorex* fossils (PAZONYI et al. 2013a), it appears that the oldest sediments (from layers 50 to 47) were deposited during a more humid climate with forest and gallery forest vegetation. The presence of periaquatic *Bombina variegata* and salamandrid amphibians besides *Elaphe longissima* (= *Zamenis longissimus*) and *Natrix tessellata* confirm these data in this part (SZENTESI 2014a, b).

Although the appearance of lemmings (*Lagurus*) indicates a drier, open steppe environment between layers 46 and 35, Urodela and *B. variegata* remains also occur in these layers (SZENTESI 2014a). *Sorex* is more abundant in this region than *Crocidura*. The former shrew was very capable of tolerating the cold, whilst *Crocidura* is thermophilic, so

Table 1. The table shows the distribution of herpetological elements in the succession of Lower Pleistocene Somssich Hill 2 palaeovertebrate locality with the indication of phases

I. táblázat. A herpetofauna rétegenkénti megoszlása a Somssich-hegy 2 ósgerinces lelőhelyen a fázishatárok feltüntetésével

Number of layers/Rétegszám	<i>Salamandra cf. salamandra</i>	<i>Triturus cristatus</i>	<i>Lissotriton cf. vulgaris</i>	<i>Salamandridae</i> indet.	<i>Bombina variegata</i>	<i>Pelobates fuscus</i>	Bufo bufo	Bufo viridis	<i>Hyla arborea</i>	<i>Rana temporaria</i>	<i>Emys orbicularis</i>	Lacertidae	Anguillidae	<i>Elaphe longissima</i>	<i>Natrix natrix</i>	<i>Natrix tessellata</i>	<i>Vipera</i> sp.
1																	
2																	
3																	
4																	
5																	
6																	
7																	
8																	
9																	
10																	
11																	
12																	
13																	
14																	
15																	
16																	
17																	
18																	
19																	
20																	
21																	
22																	
23																	
24																	
25																	
26																	
27																	
28																	
29																	
30																	
31																	
32																	
33																	
34																	
35																	
36																	
37																	
38																	
39																	
40																	
41																	
42																	
43																	
44																	
45																	
46																	
47																	
48																	
49																	
50																	

this genus was even rarer at the time of deposition. The dominance of *Sorex* probably indicates a rather cold temperature with a humid climate (MÉSZÁROS 2015a). The almost continuous presence of the opportunist *Beremendia* probably indicates the proximity of a permanent stream or still water (BOTKA & MÉSZÁROS 2015). The sylvan *Elaphe longissima* and the mainly aquatic *Natrix* are frequent in layers 46 to 18 (SZENTESI 2014b).

The ratio of wood mice (*Apodemus*) and dormice (Gliridae) increases with the reduction of the number of *Lagurus* between layers 35 and 25. Voles (*Pitymys*, *Myodes* and *Pliomys*) are more frequent (PAZONYI et al. 2013a, b). *B. variegata* and *Hyla arborea* are more common in this part among the amphibians, while the remains of urodeles appear only in layer 35. The ratio of field and forest shrews shows the *Sorex* genus is significantly more frequent in layer 18, which indicates a closed forest steppe (MÉSZÁROS 2015a).

The next phase (between layers 25 and 18) is separated based on the presence of the remains of voles (PAZONYI et al. 2013a, b). European tree frog fossils appear in nearly all layers in this region, while *B. variegata* emerges on only one occasion. Furthermore only one salamandrid bone was unearthed from layer 20 of this unit (SZENTESI 2014a). An increase in the number of red-backed voles (*Myodes*) indicates the presence of deciduous woods, and this explains the disappearance of *Crocidura* and the reduction in the number of heliophile green toads (PAZONYI et al. 2013a, b; SZENTESI 2014a).

The ratio of lemmings increases again from layer 17 to 12, and this indicates another cooling event (PAZONYI et al. 2013a, b). The number of green toad fossils decreases continuously toward the top of the layers and besides this the urodeles disappear, while *Hyla* and *Bombina* sometimes occur during this phase (SZENTESI 2014a). Among snakes *Natrix tessellata* is present in all layers, while *Elaphe longissima* occurs from layer 15 to 12. The presence of the latter snake suggests that in the proximity of still water or a permanent stream the bushy vegetation remained even in a dry steppe climate (PAZONYI et al. 2013a, b; SZENTESI 2014a, b).

On the top of the succession (from layer 11 to 1) the number of amphibian and reptilian bones is constantly small. Urodeles are represented with a few bones in layers 7 and 3; however, the yellow bellied toad occurs in almost all layers. The disappearance of woody and bushy land preferring *Hyla arborea* is peculiar beside the appearance of the *Apodemus* and dormice (PAZONYI et al. 2013a, b; SZENTESI 2014a). *Elaphe longissima* occurs in these upper layers (except layers 12 and 11) (SZENTESI 2014b). This fact similarly to the presence of small mammals, also proves the return of a warmer and more humid climate and a closed vegetation. The moisture-preferring frogs (*Bombina*) and snakes (*Natrix*) indicate the presence of permanent water near the place of deposition (SZENTESI 2014a, b). The occurrence of the European pond turtle (*Emys orbicularis*) confirms this assumption (in layers 11, 7 and from 4 to the top).

In conclusion, the heliophile and subterranean amphibians and reptiles are present in periods of deposition, while the periaquatic and sylvan forms occur in those layers where the water and/or forest-preferring small mammals were also present. The quantitative study of the mollusc fauna also suggests a variable climate during the sedimentation of the strata of Somssich Hill 2 in the last phase of the early Pleistocene (KROLOPP 2000). Although forest mammals,

amphibians and reptiles are most abundant at the bottom of the studied section, they are present in varying quantities in all layers (e.g. SZENTESI 2014a, b; MÉSZÁROS 2015a, b). This fact could indicate that the forest environment existed in all periods of deposition in at least a small area, even when the wider palaeoenvironment was a steppe. Yet this would only have been possible if there was a permanent stream or lake to, allow the formation of dense vegetation, such as scrubland or a gallery forest. The presence of permanent water is demonstrated by fluviatic snails, fish, many amphibians (e.g. salamanders and yellow bellied toads) and reptiles (turtles and *Natrix*) (e.g. JÁNOSSY 1983; KROLOPP 2000; SZENTESI 2014a, b). This stream or lake ensured the survival of the moisture-seeking and woodland animals during the drier periods.

The amount of fossilized bones of amphibians and reptiles decreases towards the top, although not always uniformly (for example in layer 4). This effect could have been caused by a biological problem (for example it is easier to climb from a shallower hole) or a hitherto unknown taphonomic one.

Conclusions

Based on mainly postcranial bones, the presence of the family Salamandridae (Caudata) was confirmed as a result of the latest revision of the fossilized vertebrate assemblage of Somssich Hill 2. The family is represented by at least three species: *Salamandra salamandra*, *Triturus cristatus* and *Lissotriton vulgaris*.

The Caudata bones are important indicators of the palaeoenvironment. These animals are moisture-preferring, so they indicate a permanent water surface near the site of deposition, which supports the previous results.

The climate changed several times during the sedimentation process — from humid and warm to dry and cold. The palaeoenvironment changed together with the climate between closed forest and open steppe.

The fossils of Urodela and other moisture-seeking vertebrates, suggest a permanent water surface (stream or lake) was near the site of deposition during the periods of sedimentation relevant for all strata.

These amphibians tolerated the temperature changes well (their life cycles were able to adapt to the circumstances); consequently unlike small mammals, they cannot be used as warm or cold climate indicators.

Although the quantity of amphibian and reptilian bones decreases toward the top of the section, these data are unusable because the original amount of screen-washed sediments is unknown.

Acknowledgements

The author is grateful to Mihály GASPARIK (Department of Palaeontology and Geology, Hungarian Natural History Museum), who generously made available the fossils that are reported herein. The author is also grateful to Mariann BOSNAKOFF (MTA-MTM-ELTE Research Group for Palaeontology), and Viktória SZÓKE and Judit VÖRÖS (Department of Zoology, HNHM) for their technical support. This work was supported by the Hungarian Scientific Research Fund (OTKA K104506 project). I am grateful to Eszter VESZELINOV (Department of Foreign Languages, Szent István University, Budapest) and Attila VIRÁG (MTA-MTM-ELTE Research Group for Palaeontology), who helped to improve the English text. I am also deeply indebted to reviewers Márton VENCZEL (Țării Crișurilor Museum, Oradea, Romania) and Attila VIRÁG for their valuable comments and suggestions which assisted in the improvement of this paper. Furthermore the author is equally grateful to the leader and the members of the OTKA Palaeontological Research Group for their valuable suggestions and kind help in this work: Piroska PAZONYI, Dániel BOTKA, Mihály GASPARIK, Lukács MÉSZÁROS and Attila VIRÁG.

References — Irodalom

- BOTKA, D. & MÉSZÁROS, L. 2014: *Beremendia* (Mammalia, Soricidae) remains from the late Early Pleistocene Somssich Hill 2 locality (Southern Hungary) and their taxonomic, biostratigraphic, palaeoecological and palaeobiogeographical relations. — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **31**, 79–111.
- BOTKA D. & MÉSZÁROS L. 2015: A Somssich-hegy 2-es lelőhely (Villányi-hegység) alsó-pleisztocén *Beremendia fissidens* (Mammalia, Soricidae) maradványainak taxonómiai és paleoökológiai vizsgálata. Taxonomic and palaeoecological studies on the Lower Pleistocene *Beremendia fissidens* (Mammalia, Soricidae) remains from the Somssich hill 2 locality [Villány Hills]. — *Földtani Közlemények* **145/1**, 73–84. (in Hungarian with English abstract)
- BÖHME, M., ILG, A., OSSIG, A. & KÜCHENHOFF, H. 2006: New method to estimate paleoprecipitation using fossil amphibians and reptiles and the middle and late Miocene precipitation gradients in Europe. — *Geology* **34/6**, 425–428.
- CARRANZA, S. & AMAT, F. 2005: Taxonomy, biogeography and evolution of *Euproctus* (Amphibia: Salamandridae), with the resurrection of the genus *Calotriton* and the description of a new endemic species from the Iberian Peninsula. — *Zoological Journal of Linnean Society* **145**, 555–582.
- DUBOIS, A. & RAFFAELLI, J. 2009: A new ergotaxonomy of the family Salamandridae Goldfuss, 1820 (Amphibia, Urodela). — *Alytes, International Journal of Batrachology* **26/1–4**, 1–85.
- ESTES, R. 1981: *Encyclopedia of Paleoherpptology*, Part 2. Gymnophiona, Caudata. — Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, New York, 115 p.

- FROST, D. R., GRANT, T., FAIVOVICH, J., BAIN, R. H., HAAS, A., HADDAD, C. F. B., DE SÁ, R. O., CHANNING, A., WILKINSON, M., DONELLAN, S. C., RAXWORTHY, C. J., CAMPBELL, J. A., BLOTTO, B. L., MOLER, P., DREWES, R. C., NUSSBAUM, R. A., LYNCH, J. D., GREEN, D. M. & WHEELER, W. C. 2006: The Amphibian tree of life. — *Bulletin of the American Museum of Natural History* **297**, 1–370.
- GARCÍA-PARÍS, M., MONTORI, A. & HERRERO, P. 2004: Amphibia, Lissamphibia. — In: RAMOS, M. A. et al. (eds): *Fauna Ibérica 24: Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC.*, Madrid, 640 p.
- GONZALEZ, J. E. & SANCHIZ, B. 1986: Consideraciones metodológicas sobre el análisis evolutivo: el caso de los morfotipos vertebrales y fósiles del género *Triturus* (Caudata, Salamandridae). — *Estudios Geológicos* **42**, 179–186.
- HALLER-PROBST, M. & SCHLEICH, H. H. 1994: Vergleichende osteologische Untersuchungen an einigen Urodelen Eurasiens (Amphibia: Urodela, Salamandridae, Proteidae). — In: SCHLEICH, H. H. (ed.): *Amphibien und Reptilien aus dem Kenozoikum Eurasiens, Courier Forschungs-Institut Senckenberg* **173**, Frankfurt am Main, 23–77.
- HÍR, J. 1993: *Allocricetus ehiki*, SCHAUB 1930 (Rodentia, Mammalia) finds from Villány 3 and Osztramos 3 (Hungary). — *Fragmenta Mineralogica et Paleontologica* **16**, 61–80.
- HÍR, J. 1998: Cricetids (Rodentia, Mammalia) of the Early Pleistocene vertebrate fauna of Somssich-hegy 2 (Southern Hungary, Villány Mountains). — *Annales historico-naturales Museo Nationalis Hungarici* **90**, 57–89.
- HODROVA, M. 1984: Salamandridae of the Upper Pliocene Ivanovce locality (Czechoslovakia). — *Acta Universitatis Carolinae: Geologica* **4**, 331–352.
- JÁNOSY D. 1979: *A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján*. [Partitioning of the Pleistocene of Hungary based on vertebrate faunas]. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 207 p. (in Hungarian)
- JÁNOSY, D. 1983: Lemming-remain from the Older Pleistocene on Southern Hungary (Villány, Somssich-hegy 2). — *Fragmenta Mineralogica et Paleontologica* **11**, 55–60.
- JÁNOSY, D. 1986: *Pleistocene vertebrate faunas of Hungary*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 208 p.
- JÁNOSY D. 1999: Újabb adatok a villányi Somssich-hegy 2. lelőhely leleteihez. [New data to the fossils of locality Somssich Hill 2 of Villány]. — Kézirat, Magyar Természettudományi Múzeum, Őslénytani és Földtani Tár, Budapest, 1–10. (unpublished manuscript, in Hungarian)
- KORDOS L. 1991: Villányi hegység, Villány, alsó-pleisztocén ősgerinces lelőhelyek. [Villány Hills, Villány, Lower Pleistocene palaeovertebrate sites]. — *Magyarország alapszelvényei*, MÁFI, Budapest, 1–6. (in Hungarian)
- KORDOS, L. 1994: Revised Biostratigraphy of the Early Man Site at Vértesszőlős, Hungary. — *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* **171**, 225–236.
- KORMOS, T. 1937: Zur Geschichte und Geologie der ober pliozänen Knochenbreccien des Villányer Gebirges. — *Matematikai és Természettudományi Értesítő* **56**, 1061–1110.
- KRETZOI M. 1956: A Villányi hegység alsó-pleisztocén gerinces faunái. [Lower Pleistocene vertebrate faunas of the Villány Hills]. — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **27**, 1–264.
- KRETZOI M. 1962: A csarnótai fauna és faunaszint. [The Csarnótai fauna and faunal stage]. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1959. évről*, 297–343.
- KRETZOI M. 1969: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. [Delineation of the Quarter and Pliocene terrestrial biostratigraphy of Hungary]. — *Földrajzi Közlemények* **17**, 179–204. (in Hungarian)
- KRETZOI M. & PÉCSI, M. 1982: A Pannóniai-medence pliocén és pleisztocén időszakának tagolása. [Subdivision of the Pliocene–Pleistocene period in the Pannonian basin]. — *Földrajzi Közlemények* **30/4**, 300–326. (in Hungarian)
- KROLOPP E. 2000: Alsó-pleisztocén Mollusca-fauna a Villányi-hegységből. (Lower Pleistocene mollusc fauna from the Villány Mts. [Southern Hungary]). — *Malakológiai Tájékoztató* **18**, 51–58. (in Hungarian with English abstract)
- LITVINCHUK, S. N., ZUIDERWIJK, A., BORKIN, L. J. & ROSANOV, J. M. 2005: Taxonomic status of *Triturus vittatus* (Amphibia, Salamandridae) in western Turkey: trunk vertebrae count, genom size and allozyme data. — *Amphibia–Reptilia* **26**, 305–323.
- LÓPEZ-GÓNZALEZ, F., GRANDAL-D'ANGLADE, A. & VIDAL-ROMANÍ, J. R. 2006: Deciphering bone depositional sequences in caves through the study of manganese coatings. — *Journal of Archeological Science* **33**, 707–717.
- MÉSZÁROS L. 2015a: Őslénytani kutatás és tehetségvizsgálat. Előzetes jelentés az alsó-pleisztocén Somssich-hegy 2-es lelőhely *Sorex-Crocidura* fog-arány vizsgálatáról. [Preliminary report on the study of the *Sorex-Crocidura* (Mammalia, Soricidae) relation in the Lower Pleistocene fossil assemblage of the Somssich Hill 2. locality (Hungary)]. — *Acta Pintériana* **1**, 15–24. (in Hungarian)
- MÉSZÁROS, L. 2015b: Palaeoecology of the Early Pleistocene Somssich Hill 2 locality (Hungary) based on *Crocidura* and *Sorex* (Mammalia, Soricidae) occurrences. — *Hantkeniana* **10**, Barnabás Géczy Jubilee Volume, 147–152.
- MÉSZÁROS L., BOTKA D. & BRAUN B. 2013: A Somssich-hegyi középső-pleisztocén *Beremendia* (Soricidae, Mammalia) maradványok paleoökológiai jelentősége. [Paleoecologic significance of Middle Pleistocene *Beremendia* (Soricidae, Mammalia) remains of Somssich Hill]. — In: BOSNAKOFF M., DULAI A., & PÁLFY J. (szerk.): *Program, Előadástípusok, Kirándulásvetető, 16. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Orfű*, pp. 24–25. (in Hungarian)
- PAZONYI P. 2009: A Kárpát-medence felső-pliocén és quarter emlősfauna közösségeinek paleoökológiai vizsgálata. (Palaeoecological investigations of Upper Pliocene and Quarter mammalian communities in the Carpathian Basin). — *Földtani Közlemények* **139/3**, 283–304. (in Hungarian with English abstract)
- PAZONYI, P. 2011: Palaeoecology of Late Pliocene and Quaternary mammalian communities in the Carpathian Basin. — *Acta zoologica cracoviensis* **54A/1–2**, 1–29.
- PAZONYI P., MÉSZÁROS L., SZENTESI Z., GASPARIK M. & VIRÁG A. 2013a: A Somssich-hegy 2-es lelőhely gerinces faunájának új kutatási eredményei. [New results on study of the vertebrate fauna of Somssich Hill 2 locality]. — In: BOSNAKOFF M., DULAI A., VÖRÖS A. & PÁLFY J. (szerk.): *Program, Előadástípusok, Kirándulásvetető, 16. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Orfű*, 30–31. (in Hungarian)
- PAZONYI P., MÉSZÁROS L., SZENTESI Z., GASPARIK M. & VIRÁG A. 2013b: Preliminary results of the palaeontological investigations of the

- Late Early Pleistocene Somssich Hill 2 locality (South Hungary). — In: CAGATAY, N., ZABCI, C. (eds): *Book of Abstracts of the RCMNS 2013*, Istanbul Technical University, p. 270.
- RATNIKOV, V. YU. & LITVINCHUK, S. N. 2007: Comparative morphology of trunk and sacral vertebrae of tailed amphibians of Russia and adjacent countries. — *Russian Journal of Herpetology* **14/3**, 177–190.
- RATNIKOV, V. YU. & LITVINCHUK, S. N. 2009: Atlantal vertebrae of tailed amphibians of Russia and adjacent countries. — *Russian Journal of Herpetology* **16/1**, 57–68.
- SANCHIZ, F. B. & MLYNARSKI, M. 1979: Pliocene salamandrids (Amphibia, Caudata) from Poland. — *Acta Zoologica Cracoviensa* **24/4**, 175–188.
- SCMIDTLER, VON J. F. 2004: Der Teichmolch (*Triturus vulgaris* [L.]), ein Musterbeispiel für systematische Verwechslungen und eine Flut von Namen in der frühen Erforschungsgeschichte. — *Der Sekretär* **4/2**, 10–28.
- SPEYBROECK, J. & CROCHET, P. A. 2007: Species list of the European herpetofauna — a tentative update. — *Podarcis* **8/1–2**, 8–34.
- SZENTESI Z. 2013: Egy középső-pleisztocén kétéltű fauna a Villányi-hegységből. [A Middle Pleistocene amphibian fauna from the Villány Hills]. — In: BOSNAKOFF M., DULAI A., VÖRÖS A. & PÁLFY J. (szerk.): *Programok, Előadáskivonatok, Kirándulásvezető, 16. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Orfű*, 38–39. (in Hungarian)
- SZENTESI Z. 2014a: Előzetes eredmények a késő kora-pleisztocén Somssich-hegy 2 (Villányi-hegység) ősgerinces lelőhely kétéltűinek vizsgálatában. (Preliminary results on a study of amphibians of the late Early Pleistocene Somssich Hill 2 palaeovertebrate locality (Villány Mountains)). — *Földtani Közlöny* **144/2**, 165–174. (in Hungarian with English abstract)
- SZENTESI Z. 2014b: Előzetes eredmények a késő kora pleisztocén korú Somssich-hegy 2 gerinces lelőhely hüllőinek vizsgálatában. [Preliminary results on a study of reptiles of the late Early Pleistocene Somssich Hill 2 vertebrate locality]. — In: BOSNAKOFF M. & DULAI A. (szerk.): *Programok, Előadáskivonatok, Kirándulásvezető, 17. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Győr*, 35–36. (in Hungarian)
- SZENTESI Z. 2015: Farkos kétéltű (Caudata) leletek az alsó-pleisztocén Somssich-hegy 2 lelőhelyről (Villányi-hegység). [Urodela (Caudata) remains from the Lower Pleistocene Somssich Hill 2 locality (Villány Hills)]. — In: BOSNAKOFF M. & DULAI A. (szerk.): *Programok, Előadáskivonatok, Kirándulásvezető, 18. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Verbó-Fónagyság*, 33–34. (in Hungarian)
- TITUS, T. A. & LARSON, A. 1995: A molecular phylogenetic perspective on the evolutionary radiation of the salamander family Salamandridae. — *Systematic Biology* **44**, 125–151.
- VENCZEL, M. 1990: Date asupra herpetofaunei fosile de la Subpiatră (Județul Bihor). — *Extras din Crisia* **20**, 1–10.
- VENCZEL, M. 2008: A new salamandrid amphibian from the Middle Miocene of Hungary and its phylogenetic relationships. — *Journal of Systematic Palaeontology* **6/1**, 41–59.
- ZHANG, P., PAPENFUSS, T. J., WAKE, M. H., QU, L. & WAKE, D. B. 2008: Phylogeny and biogeography of the family Salamandridae (Amphibia: Caudata) inferred from complete mitochondrial genomes. — *Molecular Phylogenetics and Evolution* **49**, 586–597.
- Kézirat beérkezett: 2015. 12. 07.

Mineralogical mosaics from the Carpathian–Pannonian region 3

FEHÉR, Béla¹, SZAKÁLL, Sándor², KRISTÁLY, Ferenc², ZAJZON, Norbert²

¹Department of Mineralogy, Herman Ottó Museum, Kossuth u. 13., H–3525 Miskolc, Hungary
E-mail: feherbela@upcmail.hu

²Institute of Mineralogy and Geology, University of Miskolc, H–3515 Miskolc-Egyetemváros, Hungary

Ásványtani mozaikok a Kárpát–Pannon régióból 3.

Összefoglalás

Harmadik tanulmányunkban (SZAKÁLL et al. 2013, 2014a) további mozaikszerű információkat közlünk a Kárpát–Pannon régió új ásványtani eredményeiből. Az adatokat országok és lelőhelyek szerint csoportosítottuk. Az egyes „mozaikdarabokban” az ásványok pontos leírására és — döntően XRPD, SEM-EDX és EMPA általi — meghatározására, illetve a paragenézis tömör bemutatására koncentráltunk. A tanulmányunkban szereplő ásványok olykor első említések az egész régióból vagy legalábbis az illető lelőhelyről.

Magyarországról a balatonfüredi polimetallikus ércindikációból sabelliit, a darnózseli kavicsstelepből elbait, a mecseki fonolitból pektolit és sérandit, illetve az alsótelekesi evaporittelepből előkerült bazaltból zeolitok (phillipsit, kabazit) vizsgálati adatait közöljük.

Romániából a kirlibabai (Cârlibaba) ércesedésből annabergit-köttigit, míg Újmoldováról (Moldova Nouă) és Sárosdornáról (Șaru Dornei) realgár kíséretében lévő farmakolit és pikrofarmakolit jelenlétét dokumentáljuk.

Szlovákiából a korábban ismert kapkai turmalin fajbesorolását végeztük el (mikroszondás elemzés alapján magneziofoitit), kémiai és morfológiai adatokkal jellemeztük a bulgáriumi (Bulhary) szodalitot, végül kimutattunk két másodlagos Ni-szulfátot (retgersit és nikkhexahidrit) Dobsináról (Dobšiná).

Tárgyszavak: sabelliit, elbait, pektolit, sérandit, phillipsit, kabazit, farmakolit, pikrofarmakolit, magneziofoitit, szodalit, retgersit, nikkhexahidrit

Abstract

This is the third paper of the authors named above (SZAKÁLL et al. 2013, 2014a) where new, mosaic-like mineralogical data are presented from the Carpathian–Pannonian region. Data are arranged by countries and localities. Every section gives an accurate description (including XRPD, EMPA, SEM-EDX results) of the minerals and a concise description of their parageneses. Every discussed mineral is first described from the given locality and in many times even from the whole region.

From Hungary the following minerals are described: (i) sabelliite from a polymetallic ore indication at Balatonfüred, (ii) elbaite from a gravel pit at Darnózselyi, (iii) pectolite and sérandite from phonolite of the Mecsek Mts, and (iv) phillipsite and chabazite from basalts found in the evaporite deposit of Alsótelekes.

From Romania the following minerals are described: (i) annabergite-köttigit solid solution from the ore deposit of Cârlibaba, and (ii) pharmacolite and picropharmacolite associated with realgar from Moldova Nouă and Șaru Dornei.

From Slovakia the following minerals are described: (i) based on EPMA results, the undetermined tourmaline from Kapka (Remetské Hámre) is classified as magneziofoitite, a (ii) chemical and morphological description of sodalite from Bulhary, and (iii) two secondary Ni sulphates, retgersite and nickelhexahydrite, from the Co-Ni ore deposit of Dobšiná.

Keywords: sabelliite, elbaite, pectolite, sérandite, phillipsite, chabazite, pharmacolite, picropharmacolite, magneziofoitite, sodalite, retgersite, nickelhexahydrite.

Experimental methods and samples

X-ray powder diffraction patterns of sabelliite, pharmacolite, picropharmacolite, retgersite and nickelhexahydrite were recorded on a Bruker D8 Advance diffractometer using

CuK α radiation (40 kV and 40 mA) with a 250-mm-radius goniometer; this was carried out in parallel-beam geometry obtained by Goebel-mirror optics, 0.25° primary axial Soller with a 0.6-mm exit slit and position sensitive Văntec-1 detector (1° opening). Samples of 1 to 5 mg were ground in

agate mortar under acetone and loaded on low-background (Si crystal) sample holders. All patterns were recorded in the 2–70° (2 θ) range with a 0.007° (2 θ)/4 second scanning rate.

X-ray diffraction studies were also performed with a 114.6 mm diameter Gandolfi camera for köttigite-annabergite and pectolite. The analytical parameters included: CuK α radiation, Ni filter, 40 kV accelerating voltage, 25 mA tube current, with exposition times between 47 to 48 hours. Unit cell parameters were calculated with the UnitCell software (HOLLAND & REDFERN 1997). NIST SRM 640 silicon powder was used as an external standard for the correction of film shrinkage.

Scanning electron microscopy (SEM) studies, energy-dispersive X-ray spectroscopy (EDX), and X-ray mapping and electron microprobe measurements (EMPA) were done on a JEOL JXA-8600 Superprobe unit equipped with three wavelength-dispersive spectrometers and an EDX silicon drift detector (SDD). These examinations were carried out at the Institute of Mineralogy and Geology, University of Miskolc. For the EDX measurements 15–20 kV accelerating voltage was used, with a probe current of 10–20 nA. A 4 \times 5 μ m area was scanned with focused beam during the analyses (a stopped focused beam was used if the target area was too small).

Some minerals (elbaite, pectolite, phillipsite, chabazite and magnesiofoitite) were analyzed in wavelength-dispersive mode. Operating conditions were as follows: accelerating voltage 15 kV, probe current 20 nA, final beam diameter was 1 μ m for magnesiofoitite and 10 μ m for the other minerals; peak count-times were 10 s and background count-times were 5 s. The analytical standards were: quartz (Si), corundum (Al), ilmenite (Ti, Fe), olivine (Mg), augite (Ca), MnS₂ (Mn), anorthoclase (Na), microcline (K) and fluorite (F). Raw intensity data were corrected using a PAP matrix correction.

Quantitative electron microprobe analyses were also performed at the Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava, Slovakia. For the analyses of sabelliite, sérandite-pectolite, köttigite-annabergite and sodalite, a Cameca SX-100 instrument was used in wavelength-dispersive mode. Operating conditions were as follows: accelerating voltage 15 kV, and probe current 20 nA. The analytical standards were: apatite (P), GaAs (As), stibnite (Sb), orthoclase (Si, K), TiO₂ (Ti), UO₂ (U), Al₂O₃ (Al), pure Cr (Cr), fayalite (Fe), forsterite (Mg), wollastonite (Ca), rhodonite (Mn), pure Co (Co), pure Ni (Ni), pure Cu (Cu), willemite (Zn), SrTiO₃ (Sr), baryte (S, Ba), PbCO₃ (Pb), albite (Na), LiF (F), and NaCl (Cl). Raw intensity data were corrected using a PAP matrix correction.

In situ determination of the Li and Be content of Darnózseli elbaite was performed by laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) at the Institute of Chemistry, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary. This involved the use of a Thermo Scientific Element 2 mass-spectrometer equipped with a New Wave UP213 laser ablation head. Measurement parameters were as follows: 213 nm laser, 55 μ m spot-size, 10 Hz frequency, 0.121 mJ/impulse energy, 0.85 l/min Ar auxiliary gas, 1.3 l/min Ar carrier gas, NIST 610 and 612 standards, and Li⁷ and Be⁹ measured isotopes with an Al²⁷ internal standard for ablation correction.

All the investigated samples are deposited in the mineral collection of the Herman Ottó Museum, Miskolc, Hungary.

Results

Hungary

Sabelliite from Balatonfüred

Sabelliite — Cu₂Zn(AsO₄, SbO₄)(OH)₃ — was first described from the oxidation zone of the Is Murvonis mine (Iglesias mining area, Sardinia, Italy) by OLMÍ et al. (1995) as an alteration product of tetrahedrite. It was associated with azurite and malachite.

The polymetallic ore indication in the Lower Triassic dolomite of the “Hajógyár” quarry at Balatonfüred — with dominant chalcopyrite, galena and smaller amounts of sphalerite and secondary chalcocite — was first described by PAPP & MÁNDY (1955). Azurite, malachite and cerussite were mentioned as alteration products of the sulphide minerals. The new samples considered in the present study contain tetrahedrite nests with an alteration product quite different from those described earlier. The new phase, sabelliite, appears as light blue encrustations or spherical-botryoidal aggregates. The crusts are built up of 1–3- μ m-sized lamellae (Figure 1) according to SEM. The crust is formed above a smectite layer coating of the host rock, and shows a transition from a fine-grained mixture of phases of the inner part, to the lamellar, coarser grained outer layer. The texture suggests a supergene alteration origin of the

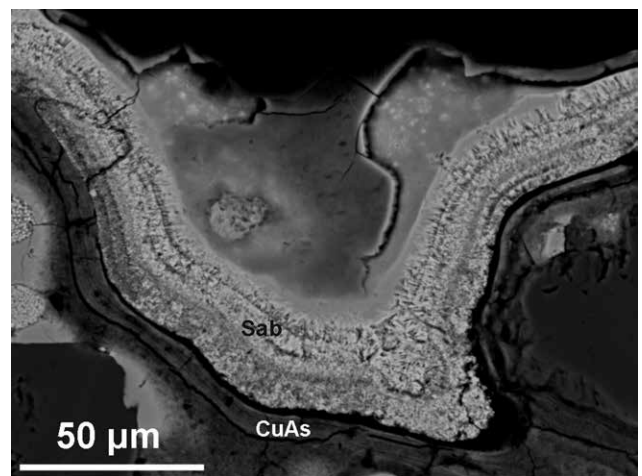


Figure 1. Sabelliite (Sab) encrustation consisting of minute scales, surrounded by poorly crystallized Cu arsenates (CuAs). Hajógyár Quarry, Balatonfüred. BSE image

1. ábra. Sabelliit (Sab) parányi pikkelyekből álló bekérgezése rosszul kristályos Cu-arszenátokkal (CuAs) körülvéve. Balatonfüred, Hajógyári kőfejtő. BSE-kép

assemblage. Sabelliite is associated with azurite and a poorly-crystallized Cu arsenate. XRD data are presented in Table 1. The differences between peak intensities of the measured and reference patterns are attributed to a contaminated sample; this is because the specimen was mixed with dolomite, azurite and quartz. The cell parameters of

Table I. X-ray powder diffraction data of sabelliite from Balatonfüred in comparison with the corresponding reflections of the ICDD 00-048-1891 card

I. táblázat. A balatonfüredi sabelliit röntgen-pordiffrakciós adatai, összehasonlítva az ICDD 00-048-1891 kártya megfelelő reflexióival

Sabelliite Balatonfüred		Sabelliite (ICDD 00-048-1891) Is Murvonis mine, Italy				
<i>d</i> (Å)	<i>I</i> (%)	<i>d</i> (Å)	<i>I</i> (%)	<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>
7.315	13	7.33	42	0	0	1
7.102	24	7.15	7	1	0	0
5.096	<1	5.11	18	1	0	1
4.101	51	4.11	55	1	1	0
3.658	37	3.66	52	0	0	2
3.577	27	3.58	49	1	1	1
3.252	5	3.25	31	1	0	2
3.195	11	3.20	46	2	0	1
2.729	6	2.726	29	1	1	2
2.684	23	2.688	29	1	2	0
2.548	31	2.548	15	0	2	2
2.520	100	2.522	100	1	2	1
2.367	8	2.369	26	0	3	0
2.252	<1	2.253	28	0	3	1
2.164	16	2.166	88	1	2	2
2.096	0	2.096	25	1	1	3
2.050	1	2.054	12	2	2	0
1.974	3	1.974	18	2	2	1
1.902	1	1.901	18	3	1	1
1.829	1	1.828	7	0	0	4
1.805	9	1.805	92	1	2	3
1.734	1	1.733	23	1	3	2
1.725	4	1.725	23	0	4	1
1.670	1	1.670	26	1	1	4
1.626	4	1.626	18	2	0	4
1.590	2	1.591	22	3	2	1
1.569	<1	1.569	9	2	2	3
1.550	34	1.550	100	4	1	0
1.532	5	1.532	8	3	1	3
1.511	7	1.513	85	1	2	4
1.488	1	1.489	17	3	2	2
1.463	5	1.462	11	0	0	5
1.447	1	1.448	16	0	3	4

Table II. Electron-microprobe data of sabelliite from Balatonfüred (in wt%)

II. táblázat. A balatonfüredi sabelliit elektronmikroszkopos elemzési adatai tömegszázalékban

	1	2	3	Average Átlag
SO ₃	0.05	0.05	0.05	0.05
As ₂ O ₃	23.76	18.12	19.83	20.57
Sb ₂ O ₃	5.68	7.29	6.94	6.64
SiO ₂	0.87	1.50	0.60	0.99
CuO	39.82	37.11	40.12	39.02
ZnO	21.03	29.47	22.86	24.45
H ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	*6.77
Total	91.22	93.52	90.40	98.49

n.d. = not determined / nincs meghatározva.

* Calculated from stoichiometry / A sztöchiometrikus összetételből számolva: OH = 3 apfu.

sabelliite calculated from the measured XRD data are $a = 8.201 \text{ \AA}$, $c = 7.315 \text{ \AA}$, and $V = 426.068 \text{ \AA}^3$. Three electron microprobe analyses were performed on sabelliite (Table II). The chemical formula, based on the average of the microprobe data, is:



Zeolites from basalt, Alsótelekes

In the Bódva Valley (NE Hungary), Triassic ophiolites built up from serpentinites, gabbros (metagabbros) and tholeiitic basalts (metabasalts) — probably of a lherzolitic origin — are found as remnants of an oceanic floor. Fragmented blocks of the ophiolites, 1 to several 100 m in size, are embedded in Permian evaporites, as a result of tectonic processes. The serpentinite has a unique mineral paragenesis with most probably, an ocean-floor metasomatic overprint (ZAJZON et al. 2013). At the Alsótelekes evaporite mine, dm-sized blocks of strongly-weathered serpentinite and basalt are known; these are mainly from the debris of the industrial road (surrounded by excavations) and the waste-pile, respectively (ZELENKA et al. 2005). Zeolites (chabazite and phillipsite) and carbonates (aragonite and calcite) fill the voids of the amygdaloidal basalts. Zeolites are sometimes coated by smectite. Chabazite forms 0.1 mm-sized rhombohedra, while the phillipsite aggregates consist of 0.1–0.3 mm-sized fourlings. The latter are mainly hollow skeletal crystals with partially developed faces (Figure 2). According to the electron-microprobe analyses (Tables III and IV) both zeolites are potassium-dominant, i.e. chabazite-K and phillipsite-K. For these zeolite minerals a “balance error” E was calculated from the electron microprobe analyses (see PASSAGLIA 1970): $E = [(Al + Fe^{3+} - Al_{\text{theor}})/Al_{\text{theor}}] \times 100$, where $Al_{\text{theor}} = Na + K + 2(Ca + Mg + Sr + Ba)$. A zeolite analysis is considered reliable, if the balance error is less than $\pm 10\%$.

It is worth mentioning that, after potassium (0.42–0.51

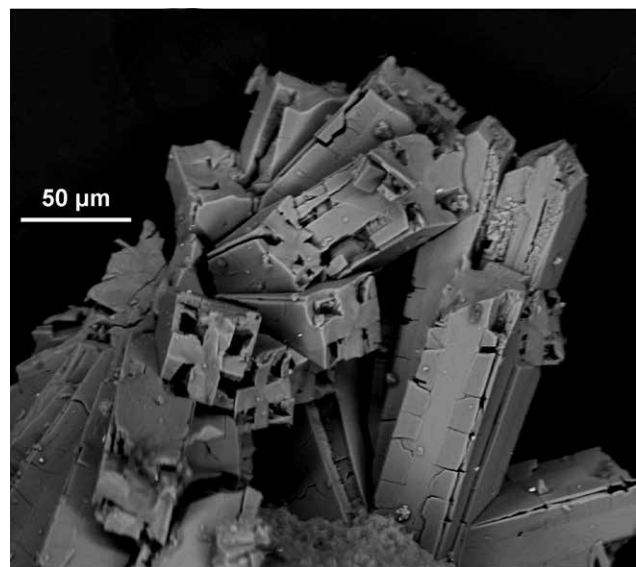


Figure 2. Phillipsite-K, skeletal fourlings from Alsótelekes. BSE image

2. ábra. Phillipsit-K vázkristályos megjelenésű négyes ikrei. Alsótelekes. BSE-kép

Table III. Electron-microprobe data of chabazite from Alsótelekes (in wt%)**III. táblázat.** Az alsótelekesi kabazit elektronmikroszondás elemzési adatai tömegszázalékban

SiO ₂	58.61	57.13	58.70	58.32	58.94	57.40
Al ₂ O ₃	16.49	16.33	16.06	15.62	16.26	15.82
Fe ₂ O ₃	0.07	0.06	0.09	0.04	0.00	0.02
MgO	2.70	2.52	2.80	2.61	2.70	2.90
CaO	2.49	2.48	2.49	2.54	2.18	2.20
BaO	0.00	0.02	0.05	0.00	0.02	0.00
Na ₂ O	0.13	0.18	0.17	0.15	0.12	0.19
K ₂ O	5.24	4.54	4.30	4.96	4.73	4.63
Total	85.74	83.26	84.66	84.25	84.96	83.15
Cation numbers based on 12 oxygens Kationszámok 12 oxigénre						
Si	4.49	4.49	4.53	4.54	4.53	4.51
Al	1.49	1.51	1.46	1.43	1.47	1.47
Fe	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.31	0.30	0.32	0.30	0.31	0.34
Ca	0.20	0.21	0.21	0.21	0.18	0.19
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
K	0.51	0.46	0.42	0.49	0.46	0.46
E (%)	-3.87	0.00	-2.65	-6.54	0.68	-5.16
R	0.75	0.75	0.76	0.76	0.76	0.75

E: balance error / egyensúlyi hiba.

R = Si/(Si + Al + Fe).

Table IV. Electron-microprobe data of phillipsite from Alsótelekes (in wt%)**IV. táblázat.** Az alsótelekesi phillipsit elektronmikroszondás elemzési adatai tömegszázalékban

SiO ₂	56.14	51.66	52.49	55.33	56.12
Al ₂ O ₃	16.95	18.02	18.35	17.41	17.05
Fe ₂ O ₃	0.09	0.22	0.00	0.08	0.09
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
CaO	5.05	6.27	5.95	5.28	5.32
BaO	1.82	1.10	1.23	1.65	1.50
Na ₂ O	0.72	0.70	0.62	0.65	0.70
K ₂ O	6.51	6.32	6.50	6.13	5.92
Total	87.27	84.30	85.14	86.55	86.78
Cation numbers based on 32 oxygens Kationszámok 32 oxigénre					
Si	11.72	11.22	11.27	11.62	11.71
Al	4.17	4.61	4.64	4.31	4.19
Fe	0.01	0.04	0.00	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Ca	1.13	1.46	1.37	1.19	1.19
Ba	0.15	0.09	0.10	0.14	0.12
Na	0.29	0.29	0.26	0.26	0.28
K	1.73	1.75	1.78	1.64	1.58
E (%)	-8.73	-9.53	-6.83	-5.26	-7.08
R	0.74	0.71	0.71	0.73	0.74

E: balance error / egyensúlyi hiba.

R = Si/(Si + Al + Fe).

apfu), the second most abundant extra-framework cation of chabazite is magnesium (0.30–0.34 apfu), although the calcium content is also significant (0.18–0.21 apfu). Phillipsite also has a mixed extra-framework cation content: K (1.58–1.78 apfu) > Ca (1.13–1.46 apfu) > Na (0.26–0.29 apfu) > Ba (0.09–0.15 apfu), with a negligible amount of magnesium.

Pectolite and sérandite from phonolite, Hosszúhetény

The miarolitic cavities of phonolite at Hosszúhetény – in conformity with the alkaline character of the rock – are rich in Na-containing silicates. The latter include, for example the common natrolite, analcime, albite, sanidine or the less common thomsonite, apophyllite, sodalite, eudialyte and neptunite (SZAKÁLL et al. 2014b). A rarer member of this assemblage is pectolite, which usually forms 0.5–1 mm-sized, elongated laths and acicular crystals; these are scattered or grouped into radial aggregates on analcime. Analcime sometimes overgrows the radial aggregates. Pectolite was formed as a hydrothermal alteration product of rock-forming minerals like nepheline and plagioclase. Its X-ray powder diffraction data are given in Table V. The differences between peak intensities of the measurements

Table V. X-ray powder diffraction data of pectolite from Hosszúhetény compared with the data of the ICDD 00-033-1223 card**V. táblázat.** A hosszúhetényi pektolit röntgen-pordiffrakciós adatai, összehasonlítva az ICDD 00-033-1223 kártya adataival

Pectolite Hosszúhetény		Pectolite (ICDD 00-033-1223) Ledalfoot, Ayrshire, Scotland		
d (Å)	I (%)	d (Å)	I (%)	hkl
7.80	10	7.76	2	100
6.99	10	6.98	4	001
5.75	5	5.81	1	-110
5.47	12	5.45	5	-101
4.99	1	4.967	1	101
4.65	3	4.656	2	110
		4.573	2	-111
		4.371	1	1-11
4.03	10	4.028	4	11-1
3.889	23	3.883	10	200
3.752	6	3.750	2	-210, 111
3.506	16	3.499	11	002
3.422	9	3.419	5	-211
3.316	36	3.307	16	-102
3.270	25	3.268	15	201
3.160	21	3.154	12	0-12
		3.082	40	102, 012
3.087	60	3.061	20	-112
2.916	100	2.901	100	120, -220
		2.746	7	12-1
2.736	28	2.732	13	-202, -221
		2.622	3	-310
2.630	5	2.591	12	300
2.593	22	2.486	1	0-22, 202
2.493	3	2.467	1	2-12, -122
		2.433	8	1-22
2.440	14	2.417	7	022
2.416	10	2.360	2	301
		2.330	11	220, -320
2.334	14			

Table V cont.

V. táblázat. folyt.

Pectolite Hosszúhetény		Pectolite (ICDD 00-033-1223) Ledalfoot, Ayrshire, Scotland		
<i>d</i> (Å)	<i>I</i> (%)	<i>d</i> (Å)	<i>I</i> (%)	<i>d</i> (Å)
2.298	21	2.308	1	12-2
		2.295	10	-103, -222
2.267	3	2.266	1	310
2.228	3	2.228	2	0-13, 212
		2.219	2	31-1
2.168	20	2.164	15	3-21, 221
		2.089	3	-203
2.089	3	2.078	3	2-31
		2.052	1	-213
2.018	4	2.013	4	22-2
		1.996	5	-322, 302
1.998	5	1.989	4	-410
		1.957	1	-411, 0-23
1.948	6	1.944	4	1-32, 400
1.920	3	1.920	1	-401, 1-23
		1.904	1	023
1.884	9	1.888	3	032
		1.878	6	3-22, -232
1.862	2	1.863	1	-223
		1.833	2	2-32
1.831	10	1.828	6	401, 13-2
		1.757	30	-140, 004
1.761	20	1.728	4	-332
		1.715	8	32-2, 22-3
1.707	10	1.708	9	-422, -323
		1.674	1	104
1.677	2	1.674	1	104
		1.656	3	303, -204
1.659	6	1.656	3	303, -204
		1.617	1	-233
1.604	6	1.602	4	4-22, 322
		1.566	5	-403, -142
1.565	7	1.566	5	-403, -142
		1.558	5	0-42, 500
1.553	10	1.558	5	0-42, 500
		1.549	6	-520, -242
1.543	5	1.549	6	-520, -242
		1.528	3	32-3
1.530	5	1.528	3	32-3
		1.520	4	042, -423
1.521	3	1.520	4	042, -423
		1.4876	7	501
1.491	10	1.4876	7	501
		1.4696	7	2-24
1.473	10	1.4696	7	2-24
		1.4615	5	124
1.463	8	1.4615	5	124
		1.4560	4	240, -440
1.443	2	1.4560	4	240, -440
		1.4379	3	3-42
1.433	2	1.4379	3	3-42
		1.4320	2	142
1.404	1	1.4097	1	0-34
		1.4006	2	0-43, -134
1.392	3	1.3901	3	304
		1.3740	6	24-2, 502
1.376	6	1.3740	6	24-2, 502
		1.3662	3	-404, -442
1.356	3	1.3662	3	-404, -442
		1.3539	4	-503
		1.3397	1	-343, 32-4
		1.3297	1	-424
		1.3208	1	-351
		1.3100	3	1-52
1.313	2	1.3100	3	1-52
		1.2961	5	-601
1.299	4	1.2961	5	-601
		1.2838	1	-305
1.270	1	1.2838	1	-305
		1.2679	2	5-41, 341
		1.2590	1	-450
		1.2455	2	1-44
1.249	3	1.2455	2	1-44
		1.2348	1	-144
1.237	2	1.2348	1	-144

and the reference patterns are attributed to the different measurement geometries: i.e. Gandolfi for the Hungarian sample and Bragg-Brentano for the reference sample. Least-squares refinement of the XRD data using the program UnitCell (HOLLAND & REDFERN 1997) on 60 indexed lines leads to $a = 8.007(6)$, $b = 6.988(8)$, $c = 7.037(5)$ Å, $\alpha = 90.7(1)^\circ$, $\beta = 95.12(8)^\circ$, $\gamma = 102.19(8)^\circ$, $V = 383.1(5)$ Å³ unit cell parameters. Six electron microprobe analyses were performed on the cavity-filling pectolite (Table VI).

Some 0.1-mm-sized euhedral crystals of members of the

Table VI. Electron-microprobe data of cavity-filling pectolite from Hosszúhetény in wt%

VI. táblázat. A hosszúhetényi üregkitöltő pektolit elektron-mikroszondás elemzési adatai (tömegszázalékban)

SiO ₂	56.24	55.63	54.95	56.43	54.81	54.80
Al ₂ O ₃	0.24	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	1.82	1.02	0.95	0.99	1.33	1.42
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	30.89	32.42	32.49	32.17	32.15	32.06
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
Na ₂ O	8.55	8.19	8.06	8.61	8.89	8.26
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O*	2.75	2.73	2.72	2.77	2.73	2.72
Total	100.49	100.00	99.35	100.97	99.95	99.26
Ion numbers based on 9 oxygens Ionszámok 9 oxigénre						
Si	3.06	3.05	3.03	3.06	3.02	3.03
Al	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe	0.07	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.80	1.90	1.92	1.87	1.90	1.90
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.90	0.87	0.86	0.90	0.95	0.89
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OH	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

* Calculated from stoichiometry. / A sztöchiometrikus összetételből számolva: OH = 1 apfu.

sérandite-pectolite solid solution, NaMn₂Si₃O₈(OH)–NaCa₂Si₃O₈(OH), were observed in a phonolite sample, where the crystals are found in the rock matrix. According to four electron microprobe point analyses, they correspond to solid-solution compositions close to the sérandite/pectolite boundary. Two of the analyses fall on the sérandite side (Mn > Ca) and the other two on the pectolite side (Ca > Mn) of the compositional field (Table VII). The mineral is associated with aegirine, potassium feldspar and monazite (Figure 3) at the Köves-tető locality. It forms subhedral crystals, developed on the potassium feldspar, which precede nepheline. The potassium feldspar presents a hydrothermal alteration pattern as structure-controlled dissolution (large number of pores); this could be related to the processes that generated the sérandite-pectolite formation. The Mn → Ca substitution in the sérandite-pectolite solid solution is well known (TAKÉUCHI et al. 1976). Both minerals are characteristic components of alkaline magmatic rocks, but up to

Table VII. Electron-microprobe data of sérandite-pectolite from Hosszúhetény (in wt%): (1–2) sérandite; (3–4) pectolite
VII. táblázat. A hosszúhetényi sérandit-pektolit elegykristályok elektronmikroszkopos elemzési adatai (tömegszázalékban): (1–2) sérandit; (3–4) pektolit

	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO ₂	51.96	52.20	52.13	51.78
TiO ₂	0.03	0.01	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.02
CaO	14.59	15.14	16.56	17.74
MnO	20.75	19.67	18.92	17.82
FeO	3.09	2.63	2.41	2.12
NiO	0.01	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	8.04	8.32	8.59	8.49
K ₂ O	0.01	0.05	0.01	0.01
F	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.01	0.00	0.01
H ₂ O*	2.60	2.60	2.63	2.60
–O = F, Cl	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.09	100.65	101.25	100.61
Ion numbers based on 9 anions (O, OH)**				
Ionszámok 9 anionra (O, OH)**				
Si	2.99	3.01	2.99	2.98
Ca	0.90	0.93	1.02	1.09
Mn	1.01	0.96	0.92	0.87
Fe	0.15	0.13	0.12	0.10
Na	0.90	0.93	0.95	0.95
OH	1.00	1.00	1.00	1.00

* Calculated from stoichiometry. / A sztoichiometrikus összetételből számolva: OH = 1 apfu.

** Elements with ion numbers = 0.00 (Ti, Al, Cr, Mg, Ni, K, F, Cl) are omitted. / A 0,00 ionszámú elemeket (Ti, Al, Cr, Mg, Ni, K, F, Cl) kihagytuk.

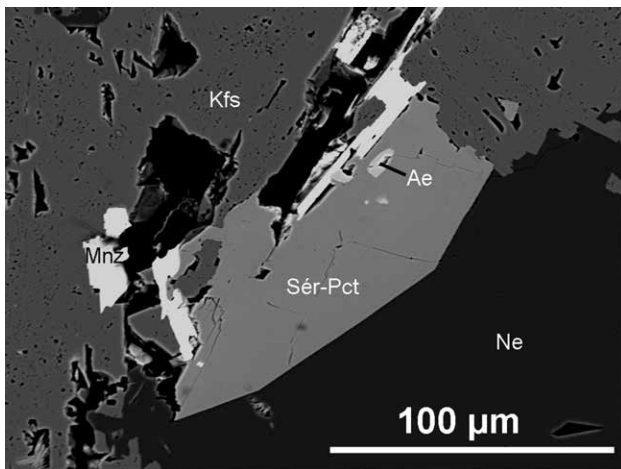


Figure 3. Sérandite-pectolite mixed crystal (Sér-Pct) with nepheline (Ne), potassium feldspar (Kfs), monazite (Mnz) and aegirine (Ae). Köves Hill, Hosszúhetény. BSE image

3. ábra. Sérandit-pektolit elegykristály (Sér-Pct) nefelinnel (Ne), káli földpáttal (Kfs), monacittal (Mnz) és egrinnel (Ae). Hosszúhetény, Köves-tető. BSE-kép

now in the whole Carpathian region pectolite was described only from the nepheline-syenites of the Ditrău Alkaline Massif (SZAKÁLL & KRISTÁLY 2010).

Elbaite from the Darnózseli gravel pit

Members of the tourmaline supergroup are complex borosilicate minerals with a generalized structural formula $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$, where $X = Na, Ca, K$ or vacancy (\square); $Y = Fe^{2+}, Mg, Mn^{2+}, Al, Li, Fe^{3+}$ or Cr; $Z = Al, Fe^{3+}, Mg$ or Cr; $T = Si, Al$ or B; $V = OH$ or O; and $W = OH, F$ or O. Tourmaline species are defined in accordance with the dominant-valency rule, such that in a relevant site the dominant ion of the dominant valence state is used for the basis of nomenclature (HENRY et al. 2011).

The sediments of the Danube River are exposed by numerous gravel pits on the Little Hungarian Plain. 1–2 mm-sized fragments or, rarely, whole crystals of pink tourmaline can sometimes be found in the sand fraction of the gravel of the pit at Darnózseli. According to the electron-microprobe analyses, this pink tourmaline is an X-site vacant elbaite. Namely the dominant cations are Na and vacancy at the X site, Al and Li at the Y site, Al at the Z site, Si at the T site, and OH at both V and W sites. At the X site, the contents of sodium, calcium and vacancy are in a fairly narrow range: Na = 0.471–0.551, Ca = 0.008–0.013 and vacancy (\square) = 0.436–0.519 apfu. Plotting the analytical values on the Na-Ca-vacancy ternary diagram (Figure 4), the compositions of the Darnózseli tourmaline fall on the fields of elbaite and rossmanite, near the boundary between them. At the Y site the aluminum and lithium content is con-

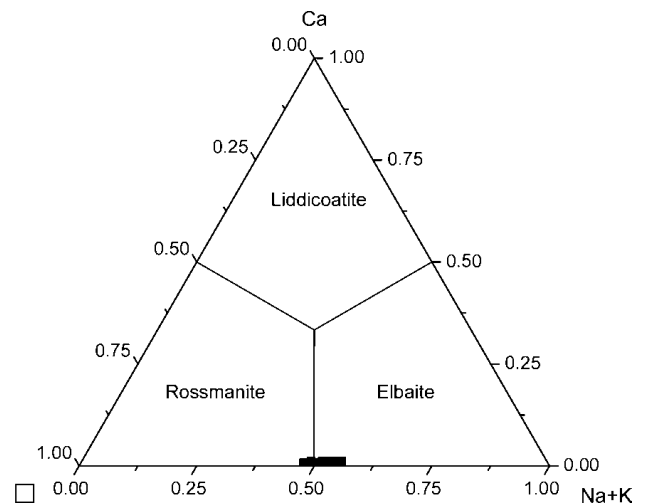


Figure 4. Chemical composition of the tourmaline of Darnózseli plotted in the Na-Ca-vacancy (\square) ternary diagram of Li-tourmalines

4. ábra. A darnózseli turmalin kémiai összetétele a Li-turmalinok Na-Ca-kationhiány (\square) háromszögdiagramjában ábrázolva

siderable, while the quantity of other elements (e.g. magnesium, manganese and iron) is negligible. In Table VIII the calculated Li-contents are indicated — these were given from the stoichiometry, i.e. $Al^Y + Ti + Mn + Mn + Fe + Li = 3.00$ apfu. However, the Li-content has also been

Table VIII. Electron-microprobe data of tourmaline from Darnózseli (in wt%)

VIII. táblázat. A darnózseli turmalin elektronmikroszkopos elemzési adatai tömegszázalékban

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)
SiO ₂	37.19	37.12	37.01	37.00	37.85	37.86	37.37	37.37	36.75	37.00	37.14	36.74	37.08	37.55
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
B ₂ O ₃ *	11.17	11.11	11.10	11.14	11.27	11.30	11.09	11.13	11.08	11.12	11.13	11.06	11.11	11.16
Al ₂ O ₃	43.83	43.34	43.47	43.74	43.93	44.25	43.04	43.15	43.60	43.48	43.50	43.38	43.50	43.31
FeO**	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00
MgO	0.04	0.00	0.04	0.00	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03
CaO	0.07	0.08	0.07	0.08	0.05	0.05	0.08	0.06	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07
MnO	0.20	0.18	0.00	0.23	0.08	0.00	0.17	0.28	0.12	0.30	0.23	0.26	0.08	0.10
Li ₂ O*	1.82	1.87	1.86	1.84	1.88	1.86	1.86	1.88	1.82	1.85	1.85	1.81	1.87	1.89
Na ₂ O	1.68	1.78	1.74	1.80	1.66	1.58	1.60	1.82	1.73	1.81	1.76	1.74	1.75	1.70
K ₂ O	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01
F	0.07	0.00	0.04	0.01	0.06	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06	0.01	0.06	0.00	0.00
H ₂ O*	3.82	3.83	3.81	3.84	3.86	3.90	3.83	3.83	3.82	3.81	3.84	3.79	3.83	3.85
-O=F	0.03	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00
Total	99.90	99.33	99.13	99.69	100.66	100.85	99.04	99.58	99.03	99.49	99.57	99.07	99.31	99.69

Structural formulae based on 31 anions (O, OH, F)

Szerkezeti képlet 31 (O, OH, F) anionra

Si	5.786	5.807	5.796	5.771	5.835	5.822	5.856	5.834	5.767	5.785	5.798	5.772	5.799	5.846
Al	0.214	0.193	0.204	0.229	0.165	0.178	0.144	0.166	0.233	0.215	0.202	0.228	0.201	0.154
ΣT	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
ΣZ	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al	1.822	1.799	1.820	1.813	1.817	1.841	1.804	1.774	1.831	1.798	1.803	1.805	1.816	1.794
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002
Mg	0.009	0.000	0.009	0.000	0.007	0.007	0.000	0.007	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.007
Mn	0.026	0.024	0.000	0.030	0.010	0.000	0.023	0.037	0.016	0.040	0.030	0.035	0.011	0.013
Fe ²⁺	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000
Li	1.141	1.177	1.170	1.157	1.166	1.152	1.173	1.181	1.149	1.161	1.165	1.141	1.173	1.184
ΣY	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Ca	0.012	0.013	0.012	0.013	0.008	0.008	0.013	0.010	0.012	0.012	0.013	0.013	0.012	0.012
Na	0.507	0.540	0.528	0.544	0.496	0.471	0.486	0.551	0.526	0.549	0.533	0.530	0.531	0.513
K	0.004	0.004	0.002	0.002	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002	0.004	0.004	0.006	0.004	0.002
∅	0.478	0.443	0.458	0.440	0.494	0.519	0.500	0.439	0.460	0.436	0.450	0.450	0.454	0.473
ΣX	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
OH	3.966	4.000	3.980	3.995	3.971	4.000	4.000	3.985	4.000	3.970	3.995	3.970	4.000	4.000
F	0.034	0.000	0.020	0.005	0.029	0.000	0.000	0.015	0.000	0.030	0.005	0.030	0.000	0.000

* Calculated from stoichiometry. / A sztöchiometrikus összetételből számolva.

** Total Fe was regarded as FeO. / Az összes vasat FeO-ként vettük figyelembe.

determined directly by LA-ICP-MS, but the measured Li₂O quantities are rather low (0.95–1.40 wt%) as compared to the calculated values (1.81–1.89 wt%). Be content, determined by LA-ICP-MS, is between 20–80 ppm with an average of 60 ppm. The pink elbaite crystals in the Danube sediments could be derived from the pegmatites of the

Moravian Massif in the Czech Republic. The most likely locality is Rožná, where the lepidolite subunit and quartz core of a large lepidolite-subtype pegmatite dike contain X-site vacant elbaite (NOVÁK & SELWAY 1997) with a chemistry very similar to that of the Darnózseli tourmaline.

Romania

Köttigite–annabergite solid solution from
Cărlibaba (Kirlibaba)

Many secondary mineral phases can be found on the historical dumps of the polymetallic mineralization located in the vicinity of the town of Cărlibaba (ZEPHAROVICH 1859). Here we report for the first time 20–30- μm -sized, stubby, prismatic crystals of köttigite–annabergite: $\text{Zn}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O} - \text{Ni}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. The measured XRD data are presented in Table IX. Least squares refinement of the XRD

Table IX. X-ray powder diffraction data of köttigite–annabergite from Cărlibaba compared with the corresponding reflections of the ICDD 00-033-1467 card

IX. táblázat. A kirlibabai (Cărlibaba) köttigit–annabergit röntgen-pordiffrakciós adatai, összehasonlítva az ICDD 00-033-1467 kártya megfelelő reflexióival

Köttigite Cărlibaba		Synthetic köttigite ICDD 00-033-1467					
<i>d</i> (Å)	<i>I</i> (%)	<i>d</i> (Å)	<i>I</i> (%)	<i>h</i>	<i>k</i>	<i>l</i>	
7.97	47	7.97	24	1	1	0	
6.71	100	6.72	100	0	2	0	
4.94	13	4.951	10	2	0	0	
4.60	3	4.595	5	-1	0	1	
4.40	22	4.403	14	0	1	1	
4.08	5	4.083	9	1	3	0	
3.988	3	3.987	6	2	2	0	
3.915	15	3.923	15	1	0	1	
3.664	8	3.660	7	-2	1	1	
3.221	38	3.229	47	0	3	1	
3.005	46	3.013	34	2	1	1	
		3.002	36	-3	0	1	
2.780	7	2.779	8	2	4	0	
2.741	27	2.736	28	-3	2	1	
2.710	21	2.711	25	-1	4	1	
2.657	13	2.657	16	3	3	0	
2.548	7	2.549	9	1	4	1	
2.459	16	2.468	16	3	0	1	
2.331	14	2.343	10	-1	1	2	
		2.328	22	0	5	1	
2.239	4	2.238	5	0	6	0	
2.196	7	2.200	4	0	2	2	
		2.195	9	-2	5	1	
2.083	9	2.0838	11	3	5	0	
2.014	1	2.0120	2	-1	6	1	
1.987	3	1.9874	2	3	4	1	
1.953	8	1.9594	8	5	1	0	
		1.9542	8	1	3	2	
1.915	8	1.9153	3	-3	3	2	
1.839	2	1.8434	7	4	3	1	
1.789	2	1.7893	3	-4	5	1	
1.774	2	1.7744	2	0	7	1	
1.691	5	1.6884	9	1	5	2	
1.681	7	1.6789	11	0	8	0	
1.662	7	1.6643	11	-3	5	2	
		1.6604	10	4	6	0	
1.615	3	1.6154	3	4	5	1	
1.603	3	1.6023	2	6	2	0	
1.593	2	1.5941	1	5	5	0	
1.562	2	1.5621	3	-6	3	1	
1.542	2	1.5441	2	1	8	1	

data using the program UnitCell (HOLLAND & REDFERN 1997) on 36 indexed lines leads to $a = 10.117(4)$, $b = 13.429(4)$, $c = 4.762(2)$ Å, $\beta = 101.99(4)^\circ$, and $V = 632.8(3)$ Å³. The measured EPMA data are listed in Table X.

Table X. Electron-microprobe data of annabergite (1-2) and köttigite (3-4) from Cărlibaba, Romania (in wt%)

X. táblázat. Annabergit (1-2) és köttigit (3-4) elektronmikroszkopos elemzési adatai, Kirlibaba (Cărlibaba), Románia (tömegszázalékban)

	(1)	(2)	(3)	(4)
SO ₃	0.06	0.06	0.07	0.04
P ₂ O ₅	0.00	0.04	0.00	0.01
As ₂ O ₅	41.71	42.36	41.47	45.70
SiO ₂	0.20	0.15	0.09	0.17
UO ₂	0.00	0.00	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	0.12	0.08	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.12	0.22	0.06	0.25
MgO	0.56	0.46	0.13	0.10
CaO	0.18	0.11	0.02	0.07
MnO	3.39	4.91	1.47	1.51
CoO	14.52	14.65	1.87	1.42
NiO	20.70	16.01	1.67	1.65
CuO	0.20	0.11	0.36	0.31
ZnO	2.82	6.23	39.81	41.39
SrO	0.04	0.00	0.01	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00
PbO	0.06	0.01	0.04	0.02
Total	84.68	85.40	87.09	92.67
Cation numbers based on 8 oxygens Kationszámok 8 oxigénre				
S	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00
As	1.88	1.90	1.95	2.00
Si	0.02	0.01	0.01	0.01
U	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe	0.01	0.01	0.00	0.02
Mg	0.07	0.06	0.02	0.01
Ca	0.02	0.01	0.00	0.01
Mn	0.25	0.36	0.11	0.11
Co	0.94	0.94	0.13	0.09
Ni	1.44	1.10	0.12	0.11
Cu	0.01	0.01	0.02	0.02
Zn	0.18	0.39	2.64	2.56
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00

Even though STURMAN (1976) described köttigite–parasymplesite solid solution from the Ojuela mine (Mexico), JAMBOR & DUTRIZAC (1995) recorded synthetic annabergite–erythrite–hörnesite solid solutions, and ZAJZON et al. (2015) mentioned annabergite–erythrite–(Co-Fe-Ni-Ca) arsenates from Avram Iancu, Romania. Minerals corresponding to the köttigite–annabergite have not been described yet.

Pharmacolite and picropharmacolite from Moldova Nouă (Újmoldova) and pharmacolite from Şaru Dornei (Sárosdorna)

The formation of arsenates is connected to realgar mineralizations at both localities. Realgar and orpiment are well known minerals of the polymetallic ore deposits at Moldova Nouă (RĂDULESCU & DIMITRESCU 1966). Rare arsenates were found in the nests and voids of As sulphides located in vein-filling calcite. Colourless, 0.5–2-mm-sized, elongated laths of pharmacolite and picropharmacolite form radial aggregates and crusts (Figure 5). The X-ray powder diffraction pattern of picropharmacolite is shown in Figure 6. The identification of minerals is confirmed by the

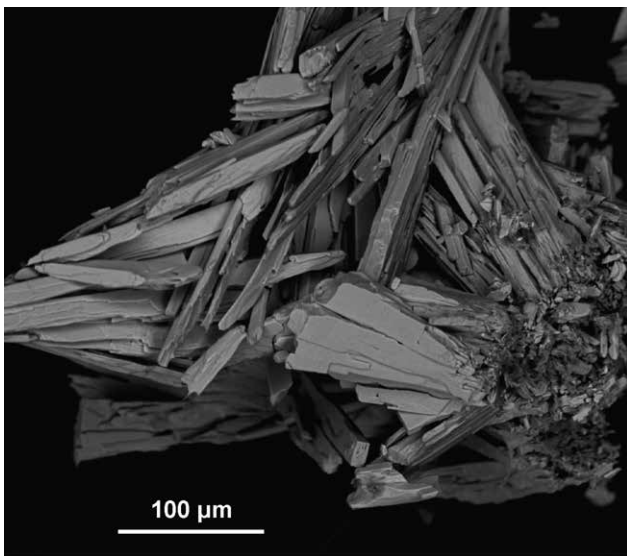


Figure 5. Prismatic pharmacolite crystals from Moldova Nouă. BSE image 5. *ábra.* Farmakolit oszlopos kristályai. Újmoldova (Moldova Nouă), Románia. BSE-kép

EDX spectra: Ca and As were detected in one of the minerals that can be considered as pharmacolite — ideally $\text{Ca}(\text{HAsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — while Ca, As and Mg were detected in the other mineral that corresponds to picropharmacolite, ideally $\text{Ca}_4\text{Mg}(\text{AsO}_4)_2(\text{HAsO}_3\text{OH})_2 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$. Both minerals were formed as alteration products of As sulphides.

At Şaru Dornei, veins filled by calcite and realgar crosscut the black, poorly consolidated kaolinite-calcite-rich slate-like formation (GHERGARI et al. 1992, KRISTÁLY & SZAKÁLL 2009). Here, pharmacolite forms matted aggregates consisting of white, 0.5–2 mm long, elongated laths and acicular crystals with pearly lustre (Figure 7). Pharmacolite was formed by arsenate/calcite reactions during the acidic alteration of realgar. Gypsum is always a by-product of sulphate and calcite reactions, and, in a later stage, aragonite was also formed. X-ray powder diffraction data of pharmacolite are given in Table XI. The differences

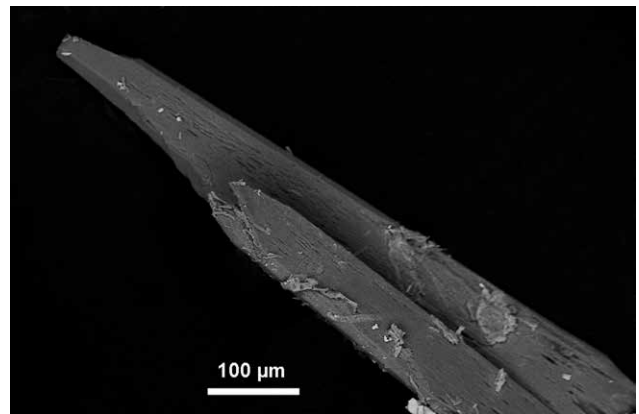


Figure 7. Lath-shaped pharmacolite crystal from Şaru Dornei. BSE image 7. *ábra.* Léc alakú farmakolitikristály Sárosdornáról (Şaru Dornei). BSE-kép

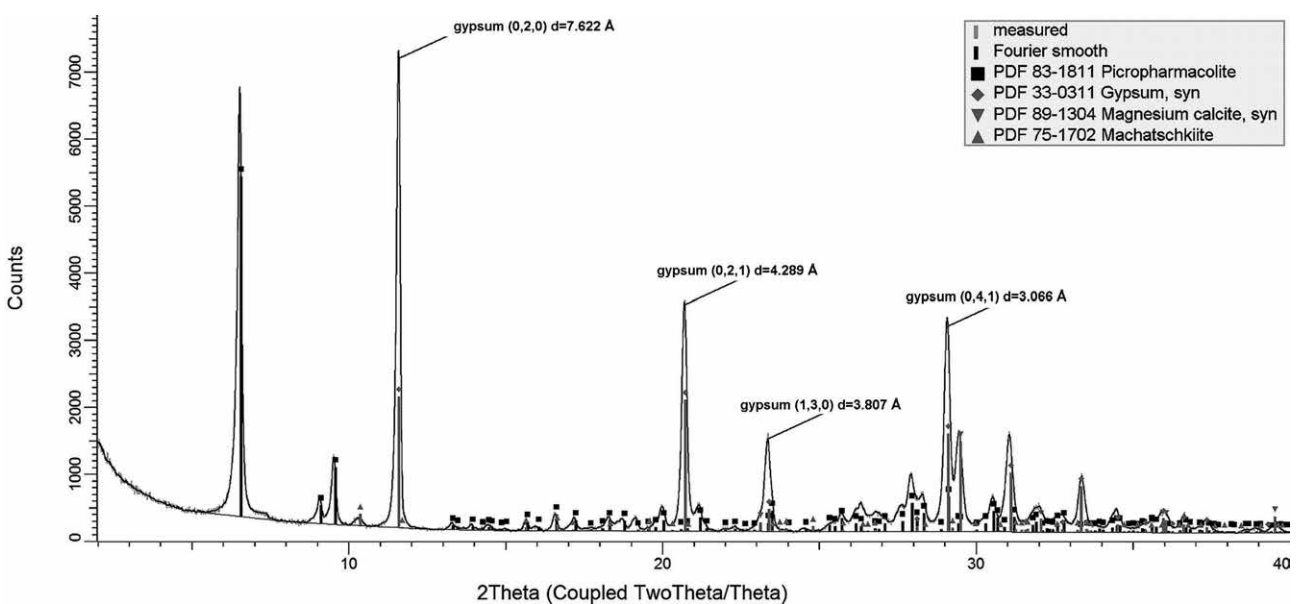


Figure 6. X-ray powder diffraction pattern of the picropharmacolite-bearing sample from Moldova Nouă 6. *ábra.* Az újmoldovai (Moldova Nouă) picrofarmakolit-tartalmú minta röntgen-pordiffrakciós felvétele

Table XI. X-ray powder diffraction data of pharmacolite from Šaru Dornei compared with the data of the ICDD 00-074-0602 card

XI. táblázat. A sárosdornai (Šaru Dornei) farmakolit röntgen-pordiffrakciós adatai összehasonlítva az ICDD 00-074-0602 kártya adataival

Pharmacolite Šaru Dornei		Pharmacolite (ICDD 00-074-0602) St. Andreasberg, Germany		
<i>d</i> (Å)	<i>I</i> (%)	<i>d</i> (Å)	<i>I</i> (%)	<i>hkl</i>
7.717	51.8	7.717	100.0	020
5.356	2.2	5.346	4.2	011
5.120	11.5	5.116	16.9	110
4.292	93.5	4.287	75.6	12-1
3.861	14.3	3.859	4.6	040
3.820	20.5	3.819	9.2	031
3.736	1.0	3.732	0.5	130
3.093	100.0	3.089	43.4	14-1
3.072	89.3	3.057	9.6	11-2
3.033	33.7	3.032	29.0	121
2.930	7.2	2.928	3.8	21-1
2.854	5.9	2.850	3.9	002
2.714	23.3	2.711	19.9	200, 051
2.707	26.8			
2.685	60.8	2.683	8.1	150
2.674	58.3	2.673	20.9	022
		2.667	13.8	13-2
2.585	3.9	2.578	5.6	20-2, 23-1
2.575	22.5	2.572	5.3	060
2.560	1.8	2.558	1.1	220
2.508	49.4	2.507	13.0	141
2.448	29.7	2.445	8.9	22-2
2.303	12.8	2.302	2.4	16-1
		2.292	1.4	042
2.221	26.2	2.218	7.5	240
2.217	23.4	2.194	2.0	15-2
2.150	1.7	2.153	0.5	112
2.144	2.2	2.143	1.0	24-2, 25-1
2.094	18.2	2.106	0.1	211
		2.056	0.1	071
2.042	2.9	2.042	0.2	170
2.028	5.8	2.028	0.8	161
2.017	15.5	2.015	5.1	12-3
2.004	2.1	2.003	0.4	132
1.995	3.0	1.983	0.7	21-3
1.965	6.0	1.965	0.9	231
1.930	31.2	1.929	2.2	080
		1.923	1.5	31-2
1.916	50.0	1.917	5.8	32-1
1.909	78.8	1.909	11.4	062
1.878	12.4	1.885	0.2	013
1.866	34.5	1.866	8.0	23-3, 260
1.837	42.4	1.836	7.2	14-3
1.822	56.2	1.821	7.7	26-2
1.815	20.7	1.814	4.3	33-2
1.808	19.2	1.807	2.0	18-1

between peak intensities of the measured and reference patterns are attributed to a contaminated sample, because our specimen mixed with calcite, kaolinite and realgar. The identification of pharmacolite is confirmed by the EDX spectrum (detection of Ca and As).

Slovakia

Hydrothermal tourmaline (magnesianfoitite) from Kapka locality, Remetské Hámre (Remetevasgyár)

Metasomatic bodies, formed by pneumatolytic-hydrothermal processes at the central part of the Vihorlat Mts., were described by BACSÓ (1971) and DERCO et al. (1977). The mineral paragenesis of the dominantly silicic alteration shows a well-defined zonation. The central zone consists of corundum, andalusite, topaz, tourmaline and clay minerals. The tourmaline is colourless or light blue, and it appears as minute needles or forms radial aggregates. According to BSE images, its chemical composition is homogeneous (Figure 8). Until now, the species-level determination of this tourmaline was impossible, due to the lack of chemical data. According to our results (Table XII), the dominant cations at

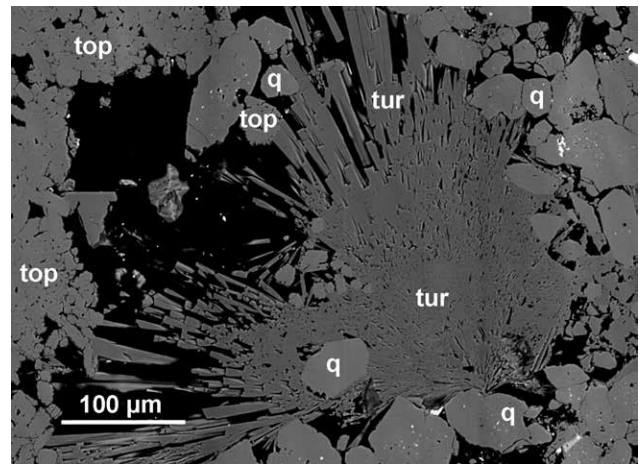


Figure 8. Radial aggregate of tourmaline (tur) with quartz (q) and topaz (top) from Kapka locality, Remetské Hámre. BSE image

8. ábra. Turmalin (tur) sugaras halmazza kvarccal (q) és topázzal (top). Remetevasgyár (Remetské Hámre), Kapka lelőhely. BSE-kép

Table XII. Electron-microprobe data of tourmaline from Kapka, Remetské Hámre (in wt%)

XII. táblázat. A kapkai (Remetevasgyár, Remetské Hámre) turmalin elektronmikroszkopos elemzési adatai tömegszázalékban

SiO ₂	37.71	37.57	36.24
TiO ₂	0.05	0.00	0.01
B ₂ O ₃ *	11.21	11.21	11.09
Al ₂ O ₃	40.92	40.92	41.75
FeO**	0.07	0.07	0.04
MgO	6.28	6.46	6.06
CaO	0.14	0.16	0.24
MnO	0.00	0.01	0.00
Na ₂ O	0.62	0.63	0.66
K ₂ O	0.03	0.03	0.02
F	0.01	0.00	0.00
H ₂ O*	3.86	3.87	3.83
-O=F	0.00	0.00	0.00
Total	100.90	100.92	99.93

Table XII. Continuation
XII. táblázat. Folytatás

Cation numbers based on 31 anions (O, OH, F) Kationszámok 31 anionra (O, OH, F)			
Si	5.846	5.826	5.681
Al	0.154	0.174	0.319
ΣT	6.000	6.000	6.000
B	3.000	3.000	3.000
Al	6.000	6.000	6.000
ΣZ	6.000	6.000	6.000
Al	1.323	1.306	1.395
Ti	0.006	0.000	0.001
Mg	1.451	1.494	1.416
Mn	0.000	0.001	0.000
Fe ²⁺	0.009	0.009	0.005
ΣY	2.790	2.810	2.818
Ca	0.023	0.027	0.040
Na	0.186	0.189	0.201
K	0.006	0.006	0.004
∅	0.784	0.778	0.755
ΣX	1.000	1.000	1.000
OH	3.995	4.000	4.000
F	0.005	0.000	0.000

* Calculated from stoichiometry. / *A sztöchiometrikus összetételből számolva.*

** Total Fe was regarded as FeO. / *Az összes vasat FeO-ként vettük figyelembe.*

the different structural sites (for details see the subsection “Elbaite from the Darnózselyi gravel pit”) are vacancy at the X site, Mg and Al at the Y site, Al at the Z site, Si at the T site and OH at both V and W sites. Based on the nomenclature of the tourmaline-super group minerals (HENRY et al. 2011), the Kapka tourmaline falls in the compositional field of magnesiofoitite.

Sodalite from alkaline basalts, Bulhary (Bolgárom)

The Bulhary maar/diatreme complex is built up from nepheline basanite with phenocrysts of olivine, clinopyroxene, plagioclase and rare opacitized amphibole. The volcano evolved in multiple (five) stages (KONEČNÝ & LEXA 2003). The formation of nepheline basanite sometimes rich in miarolitic cavities, was most probably connected to the second (laccolite-like intrusive body) stage of volcanism. In the first description of the cavity-filling mineral association by FARSANG et al. (2014), sodalite ($\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{Cl}_2$) was mentioned as a rare phase (although no further details were given). During recent years, new specimens, rich in sodalite and leucite, have been found. Leucite forms white, 0.5–1 cm-sized unique, skeletal crystals, where only the edges of the trapezohedron have been developed. White and smaller sodalite crystals form 0.5–2-mm-sized rhombic dodecahedra. Its habit can be similar to that of leucite, namely ring-

shaped skeletal or partially developed crystals, frequently with hollow faces (Figure 9). Some sodalite crystals are

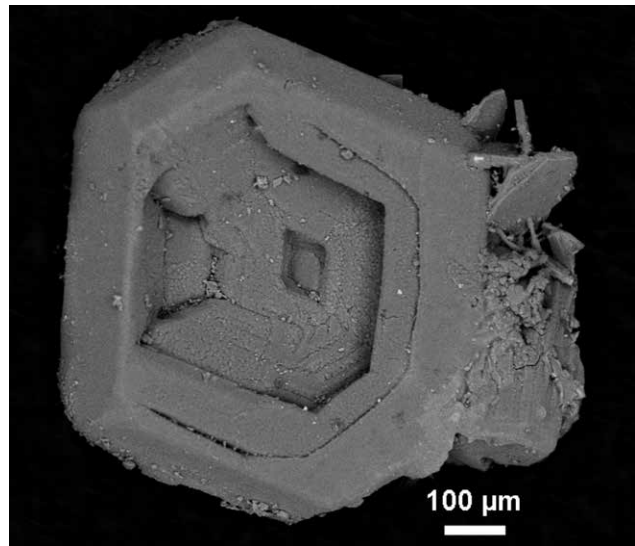


Figure 9. Skeletal crystal of sodalite from Bulhary. BSE image
9. ábra. Szodalit vázkristály Bolgáromból (Bulhary). BSE-kép

Table XIII. Electron-microprobe data of sodalite from Bulhary, Slovakia (in wt%)
XIII. táblázat. A bolgáromi (Bulhary) szodalit elektronmikroszkopos elemzési adatai tömegszázalékban

SiO ₂	37.90	37.96
TiO ₂	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	30.06	30.77
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00
CaO	0.08	0.08
MnO	0.00	0.03
FeO	0.21	0.20
NiO	0.01	0.01
Na ₂ O	24.43	24.34
K ₂ O	0.03	0.04
F	0.00	0.00
Cl	7.34	7.40
-O=F, Cl	1.66	1.67
Total	98.41	99.18
Ion numbers based on 26 anions (O, Cl) Ionszámok 26 anionra (O, Cl)		
Si	6.19	6.15
Ti	0.00	0.00
Al	5.79	5.87
Cr	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00
Fe	0.03	0.03
Ni	0.00	0.00
Na	7.74	7.64
K	0.01	0.01
O	23.97	23.97
F	0.00	0.00
Cl	2.03	2.03

perfectly developed combinations, although in some cases these latter ones can also be hollow inside. Besides the dominant rhombic dodecahedron, the cube and small faces of the octahedron and the trapezohedron have also been observed. There are well-developed minute crystals of magnetite, ilmenite, apatite, and titanite in close association with sodalite. According to the textural features observed in BSE images, sodalite can be consumed by the later formed leucite. Remnants of alkali feldspars are also present. The EPMA measurements data (Table XIII) are close to the sodalite ideal stoichiometric formula.

Sodalite with similar paragenesis and appearance is known from the Eifel region, Germany (HENTSCHEL 1987), and occasionally it has also been recorded in the cavities of basalt of Pauliberg, Austria (KOLITSCH et al. 2009).

Nickelhexahydrate and retgersite from Dobšiná (Dobsina)

Ni-Co sulphides and their secondary sulphates and arsenates are well known from the ore deposit of Dobšiná (MELCZER 1907, ĎUĎA & OZDÍN 2012). The re-investigation of the collection of Jenő RUFFINYI (a famous former director of the Dobšiná mine and discoverer of the Dobšiná ice cave) yielded some new Ni-Co-sulphide-rich ore specimens. Some of these are covered by a 2–3 mm-thick, porous crust on the surface consisting of secondary minerals.

Detailed investigation of these crusts has led to the identification of the following minerals: annabergite, erythrite, nickelhexahydrate, retgersite, gypsum and arsenolite. Of these, two Ni sulphates, nickelhexahydrate, ideally $(\text{Ni, Mg, Fe})\text{SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, and retgersite, ideally $\text{NiSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, had not been identified from the locality earlier. Nickelhexahydrate forms light blue fibrous crusts or massive aggregates (Figure 10). The rounded grains resemble euhedral crystals attacked by dissolution, in this case for example the humidity of the air. The irregularly

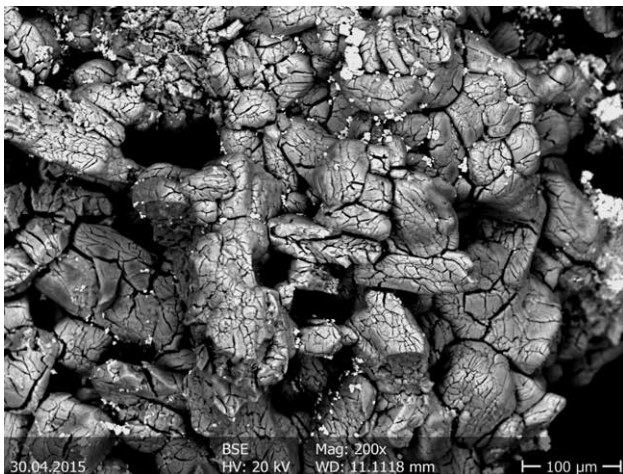


Figure 10. Crust-like aggregates of nickelhexahydrate from Dobšiná. BSE image

10. ábra. Nickelhexahidrit kéregszerű aggregátumai Dobsináról (Dobšiná). BSE-kép

cracked surface is also characteristic of the fast dehydration of highly hydrated materials. However XRD showed the presence of Ni substitution for Mg with variable ratios, as suggested by peak maxima falling between those of the hexahydrate and nickelhexahydrate species (Table XIV). Since zoning or any other pattern of Ni substitution is not observed on BSE images, it can be supposed that mixed Ni-Mg phases are present. The XRD data showed that hexahydrate also occurs, as observed on

Table XIV. X-ray powder-diffraction data of nickelhexahydrate from Dobšiná compared with the corresponding reflections of the ICDD 00-033-0955 and 00-024-0719 cards

XIV. táblázat. A dobsinai (Dobšiná) nikkelhxidrit röntgen-pordiffrakciós adatai összehasonlítva az ICDD 00-033-0955 és 00-024-0719 kártyák megfelelő reflexióival

Nickelhexahydrate Dobšiná		Nickelhexahydrate ICDD 00-033-0955			Hexahydrate ICDD 00-024-0719		
d(Å)	I(%)	d(Å)	I(%)	hkl	d(Å)	I(%)	hkl
		5.98	5	400	6.05	6	400
5.838	11	5.824	20	011	5.8	8	-111
		5.538	6	111	5.58	4	111
5.443	33	5.424	21	-211	5.45	50	-211
5.084	28	5.061	21	211	5.1	45	211
4.945	23	4.9	51	002, -311	5.01	4	002
4.839	26	4.782	24	-202	4.88	30	-202
4.543	6	4.519	6	311	4.56	8	311
4.384	100	4.367	100	-411	4.39	100	-411
		4.314	21	202			
4.135	14	4.096	22	-402	4.16	35	-402
4.021	48	4.003	60	411	4.04	45	411
		3.865	4	-511	3.893	10	-511
		3.625	14	020			
3.612	11				3.61	20	402
3.573	15	3.576	9	120	3.569	2	120
		3.544	20	402, 511			
		3.466	3	220			
3.452	9	3.432	8	-611	3.459	14	-611
3.373	7	3.34	8	-602	3.387	12	-602

the powder pattern in Figure 11, a. Hydrotalcite is the product of hydrothermal processes; this affected the host rock, and led to the formation of the sulphate paragenesis. The presence of annabergite proves the existence of Ni-(sulph)arsenide phases prior to alteration. Retgersite forms ca. 1 mm-sized, green, pulverulent, irregular aggregates. Its X-ray diffraction pattern is given in Figure 11, b. Both Ni-sulphate minerals are well known from alteration zones of Ni sulphides, and can usually be found together (ANTHONY et al. 2003).

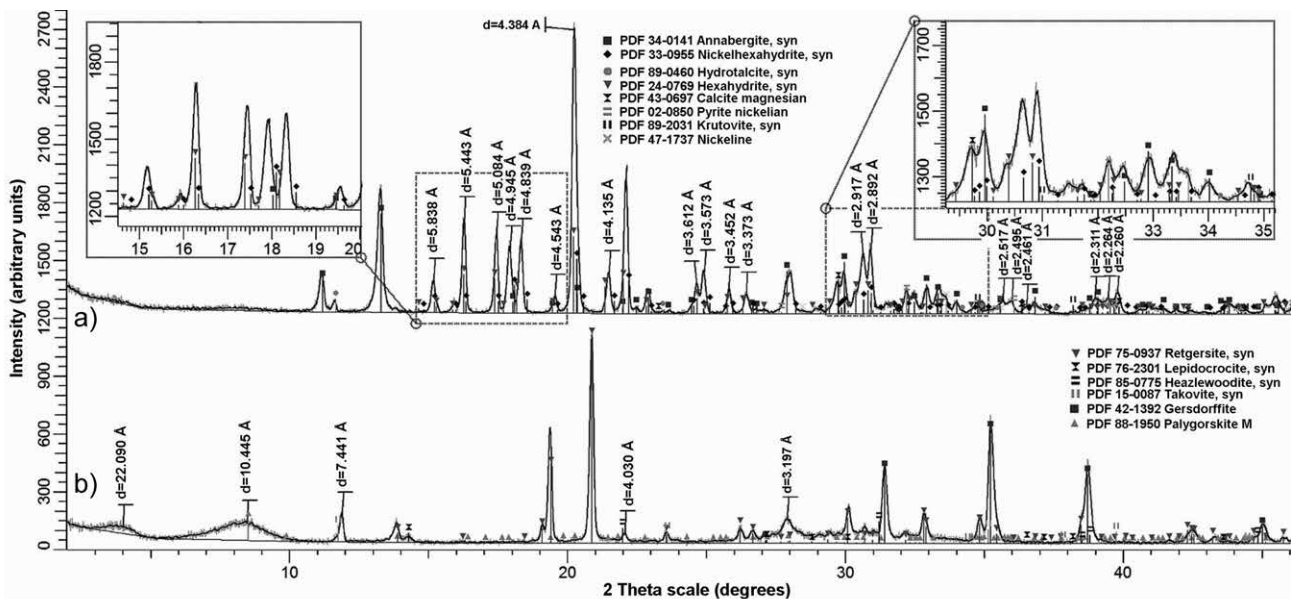


Figure 11. X-ray powder diffraction patterns of the nickelhexahydrite- (a) and the retgersite-containing (b) samples from Dobšiná
 11. ábra. A dobsinai (Dobšiná) nikkellhexahidrit- (a) és retgersittartalmú (b) minták röntgen-pordiffrakciós felvételei

Acknowledgements

The authors are grateful to Michael NEUBAUER (Dobšiná) for the samples from the Ruffinyi-collection, Gábor KOLLER (Pilisborosjenő) for the arsenates from Moldova Nouă and Șaru Dornei and köttigite from Cărlibaba, Regina KÖRMENDY (Budapest) for the elbaite from Darnózseli, and finally to István HORVÁTH (Miskolc) for the zeolites from Alsótelekes. Both referees, Izabella FARKAS (MOL Group, Budapest) and

Gábor PAPP (Hungarian Natural History Museum, Budapest) are highly acknowledged for comments and suggestions that helped to improve the manuscript.

This work was carried out as part of the TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV -2012-0005 project, under the auspices of the Center of Excellence of Sustainable Resource Management, in the framework of the New Széchenyi Plan. The realization of this project was supported by the European Union, and cofinanced by the European Social Fund.

References — Irodalom

- ANTHONY, J. W., BIDEAUX, R. A., BLADH, K. W. & NICHOLS, M. C. 2003: *Handbook of Mineralogy. Vol. V. Borates, carbonates, sulfates.* — Mineral Data Publishing, Tucson, 813 p.
- BACSÓ, Z. 1971: Nové minerály a nové surovinové možnosti Vihorlatu (New minerals and raw material perspective in the Vihorlat Mts.). — *Mineralia Slovaca* **3/11**, 247–252 (in Slovak with English abstract).
- DERCO, J., KOZÁČ, J. & OČENÁŠ, D. 1977: Nové poznatky o mineráloch a genéze sekundárnych kvarcítov lokality Kapka v centrálnom Vihorlate (New information about the mineralogy and genesis of secondary quartzites at Kapka locality in the central Vihorlat Mts. area). — *Mineralia Slovaca* **9/3**, 185–205 (in Slovak with English abstract).
- ĎUŠA, R. & OZDÍN, D. 2012: *Minerály Slovenska [Minerals of Slovakia]*. — Granit, Prague, 480 p. (in Slovak)
- FARSANG, S., SZAKÁLL, S., OZDÍN, D., ZAJZON, N. & GAÁL, L. 2014: A Cseres-hegység (Cerová vrchovina, Szlovákia) vulkanitjainak ásványai (Minerals of volcanites of the Cerová Highlands, Slovakia). — In: FEHÉR, B. (ed.): *Az ásványok vonzásában. Tanulmányok a 60 éves Szakáll Sándor tiszteletére (In the attraction of minerals. Studies in honour of the 60-year-old Sándor Szakáll)*. Herman Ottó Múzeum & Magyar Minerofil Társaság, Miskolc, 27–43 (in Hungarian with English abstract).
- GHERGARI, L., OLARU, G. & TRANDAFIR, V. 1992: Arsenic minerals at Șaru Dornei, Suceava region. — *Romanian Journal of Mineralogy* **75/1 (suppl.)**, 12.
- HENRY, D. J., NOVÁK, M., HAWTHORNE, F. C., ERTL, A., DUTROW, B. L., UHER, P. & PEZZOTTA, F. 2011: Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. — *American Mineralogist* **96**, 895–913.
- HENTSCHEL, G. 1987: *Die Mineralien der Eifelvulkane.* — Lapis Monographie, Weise Verlag, München. 176 p.
- 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.
- JAMBOR, J. L. & DUTRIZAC, J. E. 1995: Solid solutions in the annabergite-erythrite-hörnesite synthetic system. — *Canadian Mineralogist* **33**, 1063–1071.

- KOLITSCH, U., POSTL, W., BOJAR, H. P. & TRATTNER, W. 2009: Die Mineralvorkommen im Bazalt des Paulibergeres. — In: GÖTZINGER, M. A. & HUBER, P. (eds): *Die Mineralien des Burgenlandes. Geologie, Mineralogie und mineralische Rohstoffe. Arbeiten aus dem Burgenland* Band **126**, Eisenstadt. 83–100.
- KONEČNÝ, V. & LEXA, J. 2003: Evolution of the phreatomagmatic/extrusive/intrusive complex of the Bulhary maar-diatreme volcano in Southern Slovakia. — *Geolines* **15**, 47–51.
- KRISTÁLY, F. & SZAKÁLL, S. 2009: Regional distribution of As-minerals on Neogene volcanic arc – cretaceous flysch boundary in the Romanian East Carpathians. — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* **155**, 94.
- MELCZER, G. 1907: Gömör megye ásványai [Minerals of Gömör county]. — In: EISELE, G. (ed.): *Gömör és Kishont törvényesen egyesült vármegyének bányászati monográfiája [Mining monography of Gömör and Kishont legally united counties]*. Selmecbánya, Joerges Ágost özvegye és fia nyomdája, 521–546 (in Hungarian).
- NOVÁK, M. & SELWAY, J. B. 1997: Locality No. 1. Rožná near Bystřice nad Pernštejnem, Hradisko hill. A large lepidolite subtype pegmatite dike. — In: NOVÁK, M. & SELWAY, J. B. (eds): *Tourmaline 1997 International Symposium on Tourmaline. Field trip guidebook*. Nové Město na Moravě, 23–38.
- OLMI, F., SANTUCCI, A. & TROSTI-FERRONI, R. 1995: Sabelliite, a new copper-zinc arsenate-antimonate mineral from Sardinia, Italy. — *European Journal of Mineralogy* **7**, 1325–1330.
- PAPP, F. & MÁNDY, T. 1955: Rézércnyomok Balatonfüreden (Traces of copper ore at Balatonfüred, Central Western Hungary). — *Földtani Közlöny* **85**, 457–459 (in Hungarian with English and Russian abstracts).
- PASSAGLIA, E. 1970: The crystal chemistry of chabazites. — *American Mineralogist* **55**, 1278–1301.
- RĂDULESCU, D. & DIMITRESCU, R. 1966: *Mineralogia topografică a României [Topographical mineralogy of Romania]*. — Edit. Academiei, București, 376 p. (in Romanian)
- STURMAN, B. D. 1976: New data for köttigite and parasymplesite. — *Canadian Mineralogist* **14**, 437–441.
- SZAKÁLL, S. & KRISTÁLY, F. (eds) 2010: *Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania*. — Csík County Nature and Conservation Society, Sfântu Gheorghe-Miercurea Ciuc-Târgu Mureș. 321 p.
- SZAKÁLL, S., FEHÉR, B., KRISTÁLY, F. & ZAJZON, N. 2013: Mineralogical mosaics from the Carpathian–Pannonian region 1. — *Földtani Közlöny* **143**, 177–187.
- SZAKÁLL, S., FEHÉR, B., KRISTÁLY, F. & ZAJZON, N. 2014a: Mineralogical mosaics from the Carpathian–Pannonian region 2. — *Földtani Közlöny* **144**, 445–468.
- SZAKÁLL, S., JÁGER, V., FEHÉR, B. & ZAJZON, N. 2014b: A mecseki fonolit ritkaföldfém tartalma és ásványi hordozói [Rare-earth content and its mineral carriers of phonolite of Mecsek Mts., Hungary]. — In: SZAKÁLL, S. (ed.): *Ritkaföldfémek magyarországi földtani képződményekben [Rare-earth elements in geological formations of Hungary]*. CriticEl Monográfia 5. Milagrossa kft., Miskolc, 47–66 (in Hungarian)
- TAKÉUCHI, Y., KUDOH, Y. & YAMANAKA, T. 1976: Crystal chemistry of the serandite-pectolite series and related minerals. — *American Mineralogist* **61**, 229–237.
- ZAJZON, N., VÁCZI, T., FEHÉR, B., TAKÁCS, Á., SZAKÁLL, S. & WEISZBURG, T. G. 2013: Pyrophanite pseudomorphs after perovskite in Perkupa serpentinites (Hungary): a microtextural study and geological implications. — *Physics and Chemistry of Minerals* **40**, 611–623.
- ZAJZON, N., SZENTPÉTERI, K., SZAKÁLL, S. & KRISTÁLY, F. 2015: The origin of the Avram Iancu U-Ni-Co-Bi-As mineralization, Băița (Bihor) metallogenic district, Bihor Mts., Romania. — *International Journal of Earth Sciences* **104**, 1865–1887.
- ZELENKA, T., KALÓ, J. & NÉMETH, N. 2005: Az alsótelekesi gipsz-anhidrit dóm szerkezete (The structure of the gypsum-anhydrite dome at Alsótelekes). — *Földtani Közlöny* **135**, 493–511 (in Hungarian with English abstract).
- ZEPHAROVICH, V. 1859: *Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Österreich*. I. Band — Braumüller, Wien. 627 p.

Kézirat beérkezett: 2015. 06. 22.

A felszín alatti vízáramlás modellezése Budapest tágabb területén

Poyanmehr ZAHRA

e-mail: poyan@freemail.hu

Groundwater flow model of thermal karst system of Budapest, Hungary

Abstract

The purpose of this work is to construct a numerical flow model, which provides basic information required as a first step, to make a decisions related to management of the Budapest karst system. In this study, long term hydrological and hydrodynamic's data of close to hundred observation and abstraction wells and springs were used for steady state modelling of the region. In this study the flow system was simplified to two aquifer systems, the uncovered shallow aquifer and the semi-covered karst aquifer, which are separated by a Palaeogene–Neogene aquitard complex layer. The applied model successfully characterised the recharge, discharge and zonebudget conditions and the main flow paths of the area. The Visual Modflow Pro software was applied to simulate the model.

Keywords: conceptual model, karst system, thermal water, zonebudget

Összefoglalás

A tanulmány célja, a budapesti karsztos hévizekre készült számos hidrogeológiai, hidraulikai mérés és értékelés alapján a felszín alatti áramlási útvonalak jellemzésére egy elfogadható, kalibrált stacionáris állapotú modellt készíteni. A terület áramlási modelljében leegyszerűsítve két külön víztartó modellréteget — talajvíztartó és karsztvíztartó — határoztunk meg, mely a két víztartó modellréteg között vastag, rossz vízvezető, paleogén–neogén komplex réteg helyezkedik el. Így elkülönül a mély áramlású karsztvízrendszer a sekély vízáramlási (talajvíz)-rendszerrel. A hévízrendszer áramlási viszonyainak tisztázása, a vízszintekre és a vízhozamokra kalibrált értékelése megtörtént. Az elvégzett értékelések alapján tisztázott a terület karsztrendszerében kialakuló áramkép, tehát a betáplálási, megcsapolási és vízháztartási viszonyok. A munka elkészítéséhez a Visual Modflow Pro program került alkalmazásra.

Tárgyszavak: koncepcióális modell, karszt rendszer, termálvíz, zonebudget

Előzmények

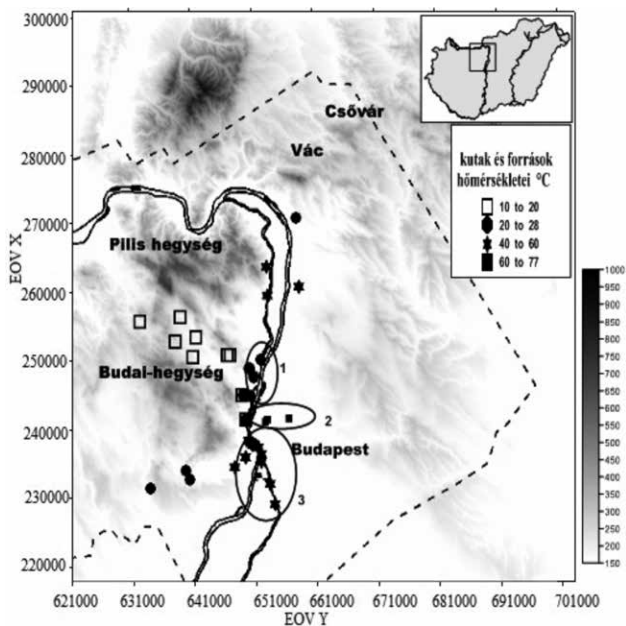
A terület első, regionális kiterjedésű, hidrodinamikai modellje közel 35 éve vált ismertté (HEINMANN & SZILÁGYI 1977, KOVÁCS et al. 1979). E modell Fortran IV. nyelvű programmal készült, a szénhidrogéntelepek 2D-s modelljeinek módosításával. A vízáramlást leíró differenciálegyenlet megoldásánál a véges-differencia módszerét alkalmazták. Később az Országos Vízföldtani Modell (OVM) fejlesztése keretében a főkarsztvíztárolóra vonatkozó ún. DKH modell első változatát a VITUKI-ban alakították ki. CSEPREGI (In: ALFÖLDI & KAPOLYI 2007) az 1951–2005 időszakra tovább fejlesztette a területről korábban készült

egyszerű 2D, esetenként kétréteges numerikus modellt, mely célja elsősorban a csapadék-beszívargások, bányászati vízemelések és más víztermelések időben változó hatásainak értékelése volt. E feladatokhoz a hidrosztratigráfiai egységek térbeliségének kezelése másodlagos volt. Az általam kialakított 3D permanens (steady-state) modell a vízminőségi, vízgeokémiai viszonyok jobb térbeli értékeléséhez járul hozzá. Továbbá, a területet érintő beavatkozások hatásait (kedvezőtlen vagy javító hatások) első lépésben képes vizsgálni. Természetesen e munka keretében ezek a hatásvizsgálatok még nem végezhetők el, azonban az itt kialakított modell segítséget nyújthat a megfelelő kérdések megfogalmazásához.

A terület földrajzi–földtani ismertetése

A tanulmányozott terület a Dunántúli-középhegység északkeleti része, a legfontosabb felszíni vízfolyása a Duna. Földrajzilag a Budai (Budapesti) termálkarszt a Budai-hegység, a Pilis és a Vác–Csóvári-rögök területéhez tartozik. A területen több mint 100 hévforrás (65–77 °C ig), illetve hévízkút található (1. ábra)

Budapest területén a termálvizek hőmérsékleti és geokémiai tulajdonságai alapján három kiáramlási zónát lehet meghatározni (ALFÖLDI et al. 1968): ezek a langyos vizet adó északi zóna, Óbuda–Rómaifürdő–Csillaghegy–Békásmegyér térségi források, kutak; a melegebb vizet adó déli zóna, Gellért, Rudas és Rácz fürdők forrásai, kútjai (ALFÖLDI 1981, SÁRVÁRY 1995); valamint a közepső zóna. Itt a Margitszigeti és a városligeti kutak vonalában a két tároló érintkezik, és a langyos vizek keverednek a meleg vizekkel.



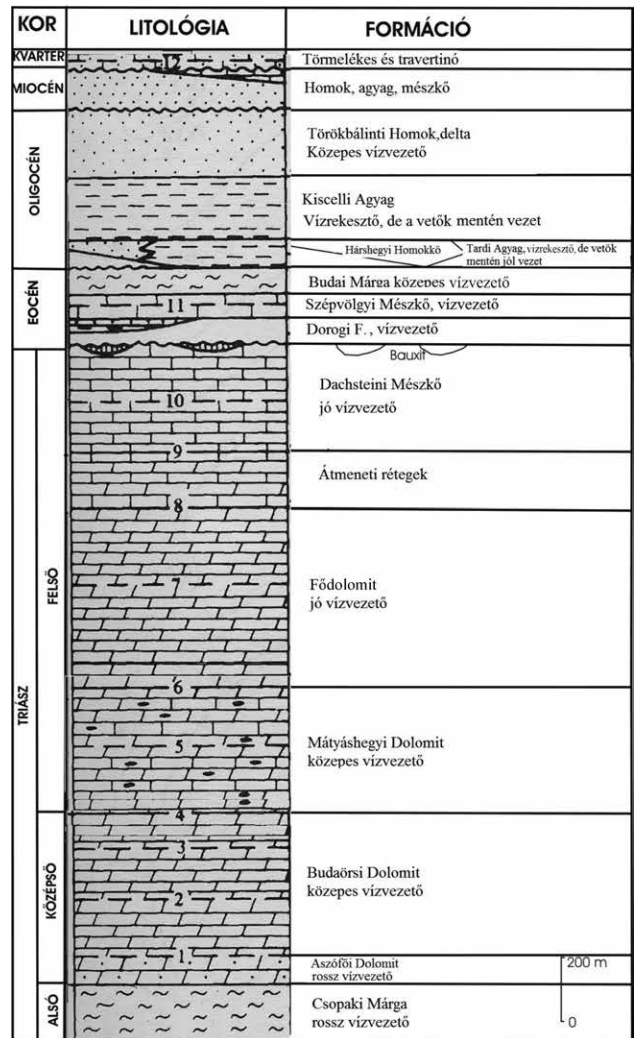
1. ábra. A vizsgált terület domborzati térképe, hévforrásai és hévízkútjai (EOV koordináták mentén), a szaggatott vonal az aktív modell határa

A termálvizek hőmérsékleti és geokémiai tulajdonságai alapján elkülönített három kiáramlási zóna, 1 – Északi zóna; 2 – Középső zóna; 3 – Déli kútsoport

Figure 1. Relief map of study area with thermal springs and wells, coordinates are in EOV (Hungarian National Coordinate System); broken line shows the boundary of the active model domain

Numbers of the encircled areas 1–3 represent the three main discharge zones along the Danube river, characterised by different temperature and geochemical properties. 1 – Northern, 2 – Central, 3 – Southern discharge zones

A kutatási terület karsztvízföldtani szempontból legjelentősebb kőzetcsoportja a nagy vastagságúra becsülhető, triász és annál fiatalabb korú karbonátos kőzetek, amelyek a főkarsztvíztározót alkotják (2. ábra). A triász rétegekre közvetlenül eocén, vagy oligocén képződmények települtek (Szépvölgyi Mészkö, Budai Márga, Kiscelli Agyag, Tardi Agyag és Hárshegyi Homokkő), amely a krétától eocénig tartó üledékhiányra, a terület hosszantartó kiemelkedésére utal (HAAS 1994, MAGYARI 1996, MINDSZENTY szerk. 2013, FODOR et al. 1994). Pliocéntól a terület fokozatos kiemel-



2. ábra. A Budai-hegység és tágabb környezete elvi rétegsora; 1–12 számok a paleokarszt határát, illetve a területen bekövetkezett süllyedések és emelkedések hatására kialakult 12 barlangi horizontot mutatja (KORPÁS nyomán 1998)

Figure 2. Synthetic stratigraphic chart of the Buda Hills, showing the main palaeokarszt and cave system horizons (1–12), which resulted in uplifting and subsidence of the region (modified after KORPÁS 1998)

kedésével szárazulattá vált, mely a triász–eocén kőzetek felszínre kerüléséhez és a mai felszín alatti áramlási rendszer kialakulásához vezetett. A területen bekövetkezett süllyedések és emelkedések hatására 12 barlangszint (2. ábra) alakult ki (KORPÁS 1998). A területen található legfiatalabb üledékek a Budai-hegységben az édesvízi mészkövek (KORPÁS 1981, KELE et al. 2011), valamint a lösz, a hegységi lejtőtörmelékek és a Duna bevágódásához és árteréhez kötött üledékek (MINDSZENTY szerk. 2013).

A terület hidrológiája

A területen csak meteorikus eredetű vizek cirkulálnak, melyek az utánpótlódási területeken beszivárogva és különböző mélységekbe lejutva eltérő mértékben melegednek fel. A mélybe áramló víz hőt von el a környezetéből, és a feláramlás során ezt a hőt hévforrások formájában a felszínre

juttatja. Ez a hőelvonás és hőhozzáadás a geotermikus gradiensben is érzékelhető területi különbségeket okoz (LORBERER 1984).

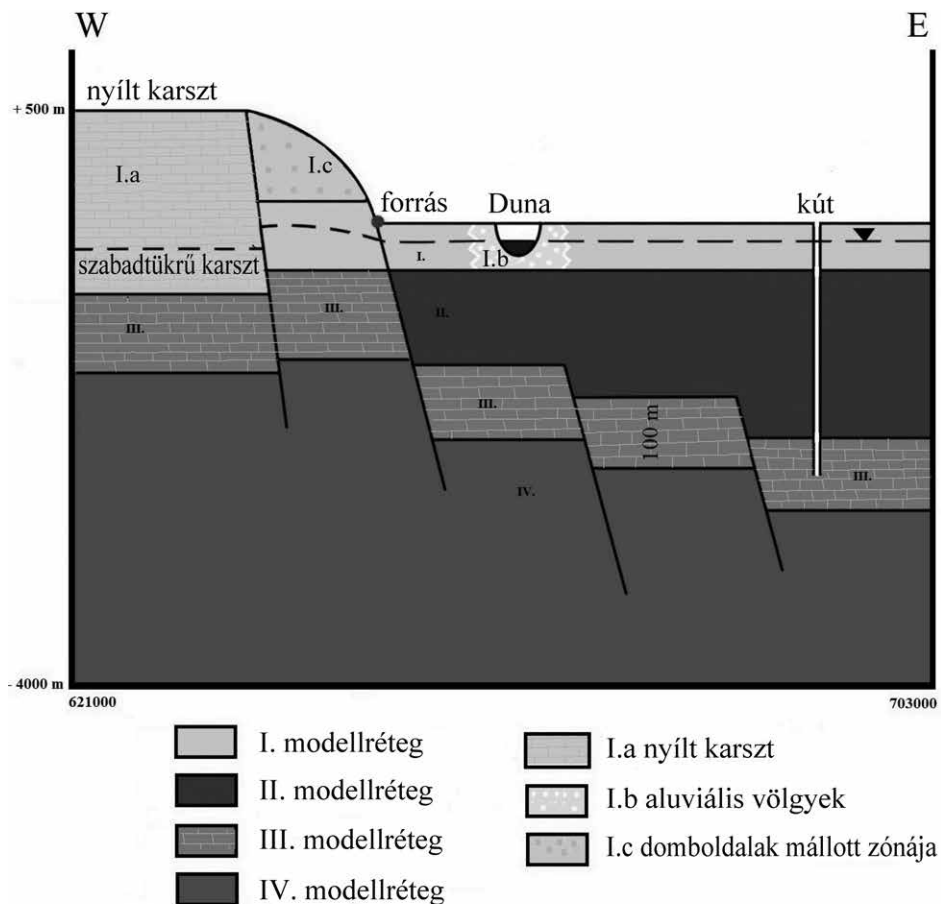
A kutatási területen a felszín alatti víz áramlásának legfontosabb hajtó ereje a gravitáció. Az így kialakuló áramlás nem csak a tengerszint feletti magasság különbségéből, hanem az eltérő hőmérsékletű vizek különböző sűrűségéből is adódik (hidrodinamikus vezérlésű geotermikus áramlási rendszer) (ALFÖLDI 1981). Azaz a kémiai összetételbeli különbség és földtani folyamatok (tektonika, kompresszió) által indukált potenciálkülönbség hatására is kialakul áramlás.

További kutatások során a Rózsadomb és Gellért-hegy környezetében újabb koncepcionális modellt lehetett felállítani a két megcsapolódási zóna folyamataira és termékeire, amely alátámasztja a keveredés lehetőségét a középső zónában a Rózsadomb környékén és a hidrotermális vizek megcsapolódását a déli zónában a Gellért-hegynél (ERŐSS et al. 2008a, b; 2012).

A koncepcionális modell kialakítása

A vízföldtani modell kialakítása a koncepcionális modell megfogalmazásával kezdődik. A koncepcionális modell követi a területről az irodalom által ismert „alááramlási elmélet” egyszerűsített fizikai modelljét, mely szerint az utánpótlódási területeken beszivárgó csapadékvíz a terület monoklinális szerkezete miatt a vízrekesztő agyagos összletek alá kerül, majd felmelegedve visszafordul és a hegységperemen a felszín felé áramlik (SCHAFARZIK 1928; VENDEL & KISHÁZI 1964; ALFÖLDI 1979, 1981; KOVÁCS & MÜLLER 1980). Az említett áramlási elmélet alapján a koncepcionális modell kialakításához a következő négy főbb rétegcsoportot (hidrosztratigráfiai egységet vagy modellréteget) különítem el, melyek egymástól vízföldtani tulajdonságai, szerepük és helyzetük alapján jelentősen különböznek (3. ábra).

Az I. modellréteg: A hegyvidéki, dombvidéki és síkvidéki talajvizek zónája, mely tartalmazza a nyílt karszt karsztvízszint alatti 25 méteres zónáját, a vízzáró rétegekből



3. ábra. Vízföldtani modellrétegek, I. – a talajviztartó zóna és a nyíltkarszt terület (talajvíz tarzó réteg); II. – a vízzáró félig átérésztő paleogén és neogén rétegcsoport; III. – a karsztrendszer felső 100 méteres zónája (főkarszt réteg) és; IV. – az „üde” karszt, ami a karsztrendszer fekéjéig terjed

Figure 3. Hydrostratigraphic units of the conceptual model; Ist model layer: the shallow unconfined aquifer (including the uncovered carbonate rocks in the highland); IInd model layer: the Palaeogene-Neogene aquitard sediment complex. IIIrd model layer: the upper 100m of the fractured and karstified carbonate sediments (semi-confined aquifer or main karst system); IVth not karstified, fresh carbonate rocks

álló domboldalak mállott zónáját és az alluviális völgyek vízvezető képződményeit.

A II. modellréteg: A karsztrendszer és a talajvizek közötti paleogén és neogén nagy vastagságú vízzáró, illetve félig átteresztő rétegek, amelyek elkülönítik a két víztartó összletet. Ezek az oligocén Kiscelli Agyag és, Hárshegyi Homokkő, továbbá miocén homokos és agyagos képződmények. (lásd a 2. ábra).

A III. modellréteg: A karsztrendszer felső, jobb vízvezető zónája (főkarszt), mely magába foglalja a nyomás alatti karszterületeken a karsztrendszer felső 100 méteres zónáját, a nyílt karszt területén a karsztvízszint alatti 25–100 méteres zónát. A következő formációk karsztosodott mállott rétegei alkotják ezt a modellréteget a triász Fődolomit, Dachsteini Mész, az eocén Szépvölgyi Mész és Budai Márga (lásd 2. ábra).

A IV. modellréteg: A karsztrendszer alsó, kevésbé, vagy nem karsztosodott, rosszabb vízvezető, „üde” zónája. Ez a réteg a karsztrendszer fekéjéig terjed, meghatározása földtani megfontolások és irodalmi adatok alapján becsült.

A vizsgálatba vont terület térbeli és mélységi lehatárolása

A terület határait a karsztrendszer határáig lehetne megadni, ezek, mint áramlásmentes határok („no-flow boundary”) a modellezés szempontjából kedvezőek lennének. Azonban a terület nagysága megnehezítette volna egy részletes modell felépítését, így a Dunántúli-középhegység fő karsztvízáramlási rendszerén belül egy kisebb területet választottam ki, az alábbi EOY koordináták mentén:

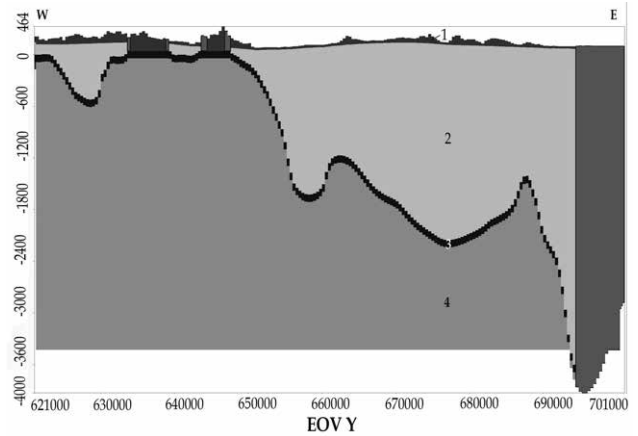
Délnyugati sarokpont koordinátái: EOY X = 621 000; EOY Y = 218 000

Északkeleti sarokpont koordinátái: EOY X = 703 000; EOY Y = 302 000

A karbonátos alaphegység domborzati térképe alapján a legalsó karsztosodott egység a felszín alatti 4000–5000 méterig terjedhet (HAAS 1988). Ezért a modellezett térrész vertikálisan a +500 és –4000 méteres tartományt öleli fel.

Modell geometriája

A terület áramlási rendszerének modelljében leegyszerűsítve két külön víztartó modellréteget — talajvíztartó és karsztvíztartó — határoztam meg (4. ábra). A két víztartó modellréteg között vastag, rossz vízvezető, paleogén–neogén komplex réteg helyezkedik el. Az első modellréteg felszíne az 1:50 000 topográfiai térkép alapján lett beépítve. Az első modellréteg alja párhuzamos a szerkesztett talajvízszinttel, amely az egyréteges homogén modell futtatásának az eredményeiből készült. A második, a főkarszt modellréteg felszínének felépítésére, illetve a jó vízvezető karbonátos kőzetek és a vízrekesztő paleogén–neogén fedő elkülönítésére az 1:200 000 Dunántúli-középhegység fekéjéi térképét használtam (LORBERER 2001), harmadik modellréteg tetejéig lett beépítve a modellbe. A koncepcionális



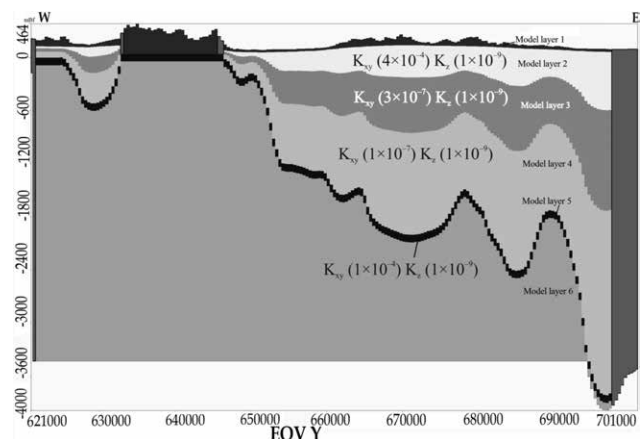
4. ábra. Négyréteges modell; 1 – talajvíztartó réteg; 2 – paleogén–neogén vízrekesztő réteg; 3 – fő karsztvíztartó réteg; 4 – üde karszt réteg

Figure 4. Four layered model; 1 – water-table bearing layer; 2 – Palaeogene-Neogene layer; 3 – main karst layer; 4 – not karstified, fresh carbonate rocks

modell alapján a harmadik modellréteg vastagsága 100 m, ezért a modellréteg alját a harmadik modellréteg tetejétől 100 m távolságra vettük (3. ábra). Ezekkel a lépésekkel alakítottuk ki a modellezési szempontból fontos modellrétegeket, az a felső talajvíztartó réteget, illetve a második főkarsztréteget.

Az áramlási modellezés során egyértelművé vált, hogy a megfelelő talajvíz-potenciálszint térbeli alakítása érzékeny a vastag paleogén–neogén modellréteg oldalirányú vízátteresztőképességének változására. Ennek következtében, ezt a vastag réteget további három különböző homogén, illetve anizotróp rétegre osztottuk (5. ábra). Így lehetővé vált a lokális és az intermedier áramlási rendszer közötti vízmegosztás és ezen keresztül a potenciálviszonyok befolyásolása.

Ahogy a koncepció modellben (3. ábra) látszik, a nyílt karszt területén a két tározóban a talajvízszint és a szabad tükrű karsztvízszint között éles a határ. Emiatt a nyílt karszt környezetében, a modellfuttatás során száraz cellák alakultak ki. Így a két rendszer (karszt- és talajvíztartó) közötti



5. ábra. Hatréteges modell, a paleogén–neogén modellréteg bontása további három homogén, illetve anizotróp 2-dik, 3-dik, 4-dik rétegre

Figure 5 Six layered model, the Palaeogene-Neogene complex model layer was split to three homogeneous and anisotropic layers as 2nd, 3rd and 4th model layers

éles határ kezelésére a nyitott karszt térrészt az első és a további három paleogén–neogén modellrétegben, inaktív cellákkal határoltuk le (4. ábra). A modellháló celláinak mérete 400×400 méter, amelyek 188 sorba és 190 oszlopba rendeztük.

A modell kezdeti és peremfeltételei

A modell kezdeti feltétele („initial head”) az 1950-es évek előtti termelés nélküli, és eredeti állapotnak tekinthető karsztvízszint, amihez CSEPREGI (2007) által szerkesztett a Dunántúli-középhegység főkarsztvíztárolójának eredeti állapotára vonatkozó térképét vettük alapul. A határfeltételek a következők: az első modellréteget drénként és négy forrást (Rác-Nagy forrás, Lukács-Király-forrás, Lukács-forrás, Esztergom-forrás) állandó nyomásúként („constant head”) definiáltunk. Az első modellrétegen a Duna hatását a drén peremfeltétel biztosítja.

Tekintettel arra, hogy a tanulmányozott terület határait a Dunántúli-középhegység határa adja, a modell északi, nyugati és keleti peremeit áramlásmentesnek („no-flow”) határoztuk meg. Bár ismert, hogy a vizsgált terület pilisi és dunazugi részein a bányászati víztermelések nyomáscsökkentő hatása jelentkezett, de úgy ítéljük meg, hogy a vizsgálatunk tárgyát képező, a budapesti források vízminőségét meghatározó áramlási rendszert ez nem befolyásolta alapvetően. Így a modell oldalperemei áramlásmentesnek definiálhatók.

A modell alsó határa a triász alaphegység és a rossz vízvezető perm rétegek között húzódik.

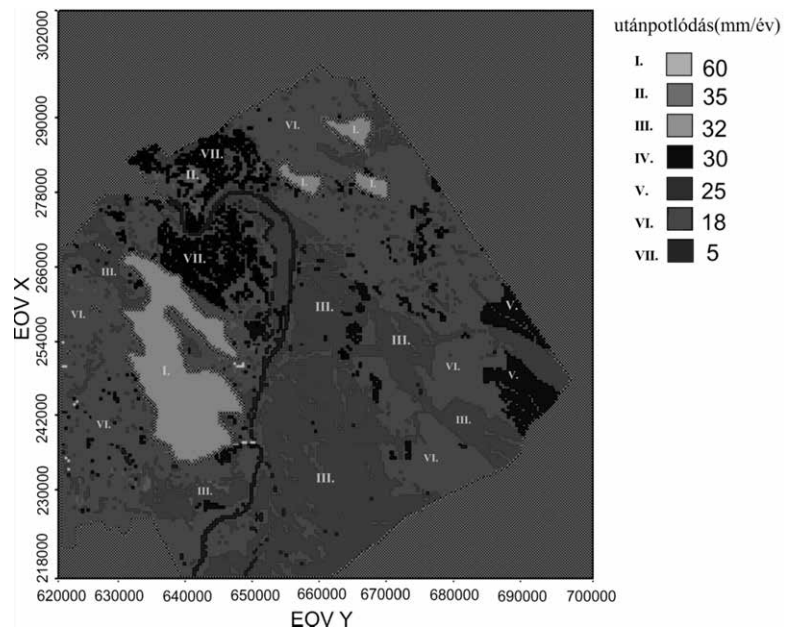
Fő utánpótlódási és megcsapolási viszonyok leírása

Karsztos beszivárgás történhet közvetlenül a karsztfelszínen vagy vékony fedő rétegen keresztül, így ebben a munkában a nyílt karszt területeit és a vékony fedővel borított területeket együtt, mint nyílt karszt beszivárgási területet definiáltuk. Ehhez minden karsztos területet, ami a 100 mBf fölött esik, nyíltkarszt beszivárgási területnek határoztunk meg.

A karszt fő megcsapolásai az ismert langyos és meleg karsztforrások, szökevényforrások, a fedőrendszer megcsapolásai a felszíni vizek, talajvíz- és repedésvízforrások, esetenként felszínközeli párolgó talajvizes allúviumok, mocsaras, lápos területek.

A beszivárgás számítása

A terület nagysága és földtani bonyolultsága miatt nem lehetett egységes utánpótlódási értéket megadni, így külön utánpótlódási zónákat hoztuk létre a MÁFI által szerkesztett



6. ábra. Utánpótlódási zónák az egyréteges homogén modellben. A zónák lehatárolása a MÁFI által szerkesztett 1:100 000 földtani térkép alapján készült (GYALOG et al. 2005)

Figure 6. Recharge map; recharge zones were assigned a border based on the 1:100 000 scale covered surface geological map published by the Geological Institute of Hungary (GYALOG et al. 2005)

1: 100 000 fedett földtani térkép alapján (GYALOG et al. 2005) (6. ábra).

Itt kell újra megemlíteni, hogy a 100 mBf terület a nyíltkarszt térrészének definiáltuk, és inaktív cellákkal határoltuk le.

A „trial and error” módszer alkalmazásával 5 és 60 mm/év közötti beszivárgási érték mellett (6. ábra), 68 000 m³/nap hozamot biztosítottam a főkarsztrétegben, ami közel áll GÖLZ (1982) által megadott 67 000 m³/nap a 15 °C-nál melegebb vizet adó kutak és források összhozamához.

Hidraulikai paraméterek

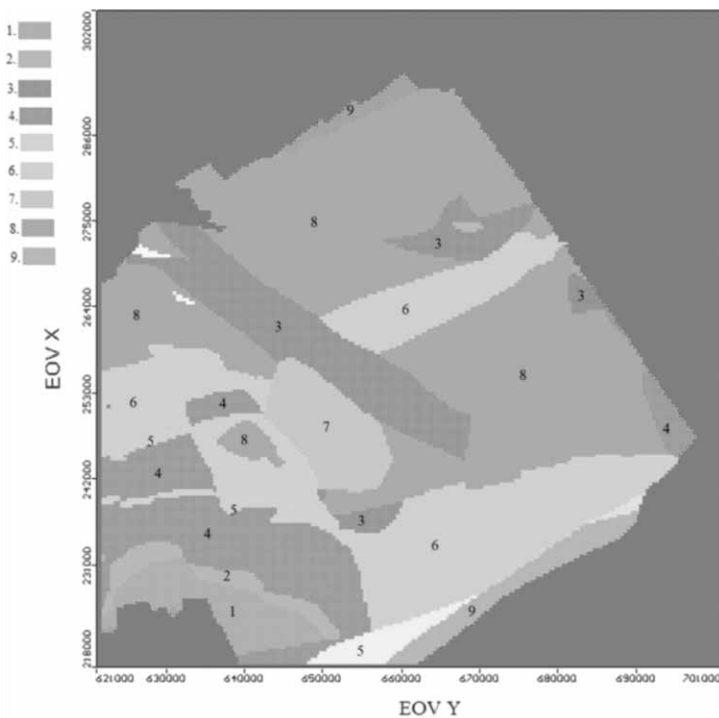
A rétegek hidraulikai tulajdonságait a réteg transzmisszibilitása (m²/nap), a tározási és a szivárgási tényezők (m/nap) határozzák meg, amelyek modellbeli értékei a még természetesnek tekinthető, 1950-es években mért karsztvízszintek és forráshozamok értékeivel lettek pontosítva (kalibrálva).

A felső modellréteget a szivárgási tényezőjének meghatározása céljából — a bonyolult földtani felépítés miatt — külön földtani zónákra, azaz különböző vezetőképességekkel rendelkező részekre osztottuk. A földtani zónákat a földtani térkép (1:100 000) alapján különítettem el és „trial and error” módszer alkalmazásával határoztuk meg a szivárgási tényezőket. A talajvizek esetében a számított vízszinttérképet az állandó vízfolyások térképével vetettük össze. A kalibráció itt arra irányult, hogy a számított vízszint esetében, a vízfolyások alakmódosító (vízáramlást módosító) hatása jelentkezzen.

A főkarszt modellréteg szivárgási tényezőjének meg-

határozása a MÁFI által szerkesztett 1:100 000 prekainozoos alaphegységtérkép segítségével történt, amely alapján elkülönítettük a különböző vízvezető zónákat (7. ábra, I. táblázat). Ezen felül, a Budapest északi és középső zónájában elhelyezkedő kutak körül még jobb vízvezető zónát határoltunk le (7. ábra 7-es színskála).

A vastag paleogén–neogén komplex modellréteg három külön homogén anizotróp rétegből áll (5. ábra). Tekintettel arra, hogy a fedőképződményekben a vertikális kapcsolat nagyságrenddel kisebb, mint a főkarsztárolóban, így a vertikális szivárgási tényező értéke itt három nagyságrenddel kisebb, mint a főkarszt modellrétegben ($K_z = 1 \times 10^{-9}$).



7. ábra. A főkarszt modellrétegben (az ötödik modellréteg) elkülönített szivárgási zónák (1–9), mely a MÁFI által szerkesztett 1:100 000 Prekainozoos földtani térkép alapján készült

Figure 7. The Geological zones of main karst model-layer (fifth model-layer) separated with different hydraulic conductivities (1–9), based on 1:100 000 scale Pre-Cenozoic geological map published by the Geological Institute of Hungary

A vízháztartási vizsgálatok (zonebudget)

Vízháztartási számítások alapján, a teljes tanulmányozott területen beszivárgott víz (283 677 m³/nap) 76%-a a felső modellrétegen, a lokális áramlási rendszeren keresztül, míg 24%-a a kutak és források összhozamaként kerül újra felszínre. A főkarsztrétegből kitermelt langyos-meleg víz összhozama 68 401 m³/nap, azaz beszivárgott víz 24%-a. Ez az érték közel van a GÖLZ által megadott 15 °C-nál melegebb vizet adó kutak és források összhozamához, ami 67 000 m³/nap.

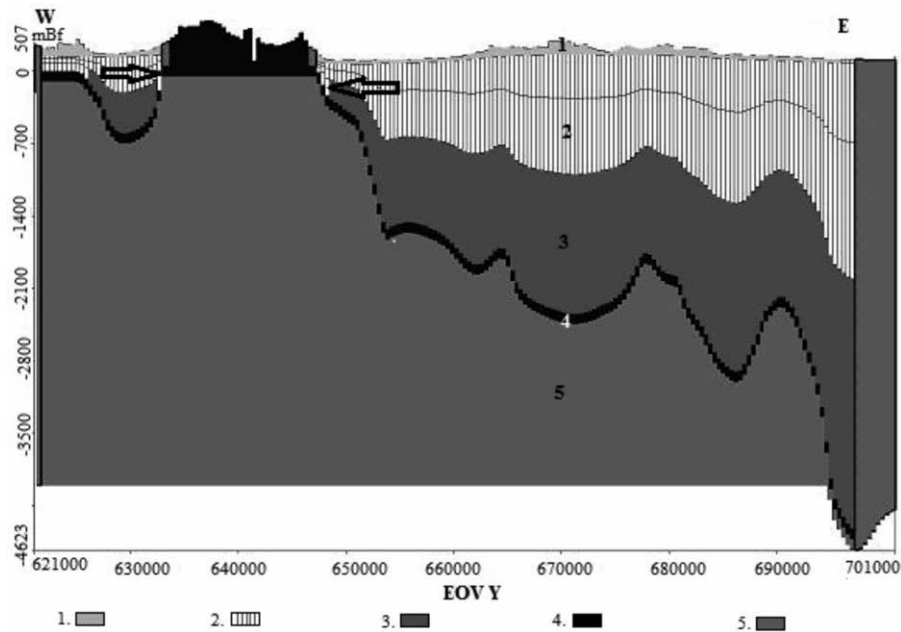
A vízmérlegszámításnál, azért hogy érthetőbbé váljon a karszt utánpótlódása a rossz vízvezető réteg felől, a paleogén–neogén réteget kettéosztottuk. Így a két víztartó réteg között elhelyezkedő vastag, összességében rossz vízvezető képességű paleogén–neogén üledékes összletet az alaphegység térképen megrajzolt –500 méteres mélységű izovonal alapján külön felső és alsó zónára különítettük el (8. ábra). Ezzel a fedőréteg felső és alsó zónája és a karszt közötti kapcsolatot külön is értékelni tudjuk. Feltételezésünk az volt, hogy ahol a fedőréteg vékonyabb, mint 500 m, ott a felszínről a fedőrétegen keresztül az utánpótlódás közvetlenebb. Az 500 méternél vastagabb paleogén–neogén fedő esetén már csak az abban tárolt idős vizek táplálásával számolhatunk.

Így egyértelművé vált, hogy a főkarszt modellréteget közel ugyanannyi mennyiségű vízzel táplálja a paleogén–neogén komplex modellréteg felső zónája (8401,5 m³/nap), mint az alsó (7779,8 m³/nap), annak ellenére, hogy az utóbbival az érintkezési felület sokkal jelentősebb. Ezzel igazoltuk, hogy a föld felszínére jutó szennyeződés elérve a paleogén–neogén második modellréteget a felső zóna peremén ugyanakkora mértékben áramlik a karsztároló felé, mint a második modellréteg mélyebb zónája felé. Ily módon a modell szimulálta azt az ismertényt, hogy a szennyező anyag a vékonyabb fedő réteg pereme mentén bekerülhet a karsztvíz-áramlási rendszerbe.

I. táblázat. Főkarszt modellrétegében elkülönített zónák szivárgási értékei

Table I. Hydraulic conductivities of separated geological zones of main karst model layer

Szivárgási zónák	Képződmények	$K_{x,y,m/s}$	K_z
1	Felső-perm sekélytengeri karbonátos és evaporitos összlet	3×10^{-4}	1×10^{-6}
2	Alsó-triász sekélytengeri finom sziliciklasztos és karbonátos összlet	2×10^{-4}	1×10^{-6}
3	Felső-triász–alsó-jura platform fáciesű mészkő	1×10^{-4}	1×10^{-6}
4	Ladin–karni platform fáciesű dolomit	1×10^{-5}	1×10^{-6}
5	Karni medence fáciesű márga és mészkő	1×10^{-4}	1×10^{-6}
6	Karni–nori platform fáciesű dolomit	1×10^{-4}	1×10^{-6}
7	Felső-triász–alsó-jura platform fáciesű mészkő és nori–rhaeti és legsalsó-jura medence fáciesű mészkő, dolomit	3×10^{-4}	4×10^{-6}
8	Felső-triász–alsó-jura platform fáciesű mészkő	1×10^{-4}	1×10^{-6}
9	Középső-jura olisztróma-melanzs	1×10^{-4}	1×10^{-6}



8. ábra. A vízhozartás számításához elkülönített zónák Ny-K-i szelvényben

1 – talajvíztartó zóna; 2 – a paleogén-neogén komplex modell-rétegcsoport felső zónája; 3 – a paleogén-neogén komplex modell-rétegcsoport alsó zónája; 4 – főkarszt; 5 – üdekarszt zóna. A nyílak a főkarsztot tápláló felületet jelöli a paleogén-neogén réteg felső zónájából

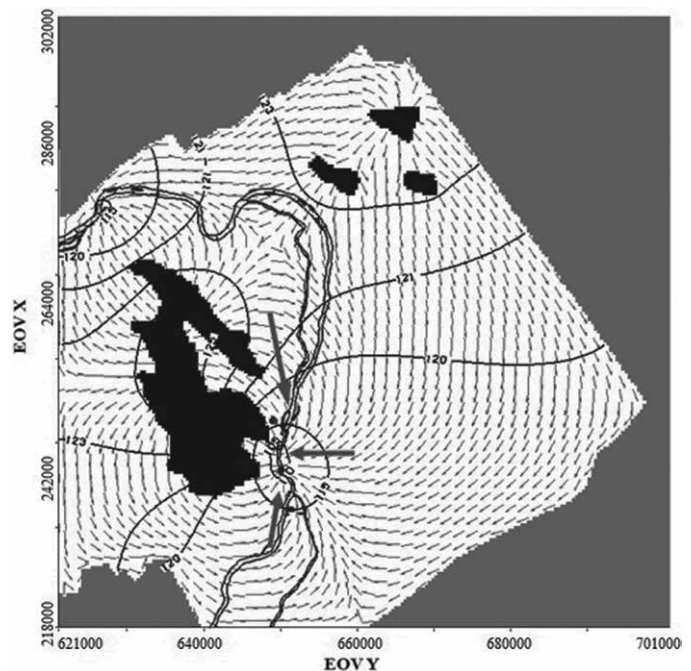
Figure 8. Separated layers for calculating the zonebudget of model domain (W-E caption)

1 – water-table bearing layer; 2 – Upper zone of Palaeogene-Neogene complex aquitard layer; 3 – lower zone of Palaeogene-Neogene complex aquitard layer; 4 – Main karst layer; 5 – Not karstified rocks. The arrows show the contact area of upper zone of karst covering layer with the main karst layer

A modell eredményei

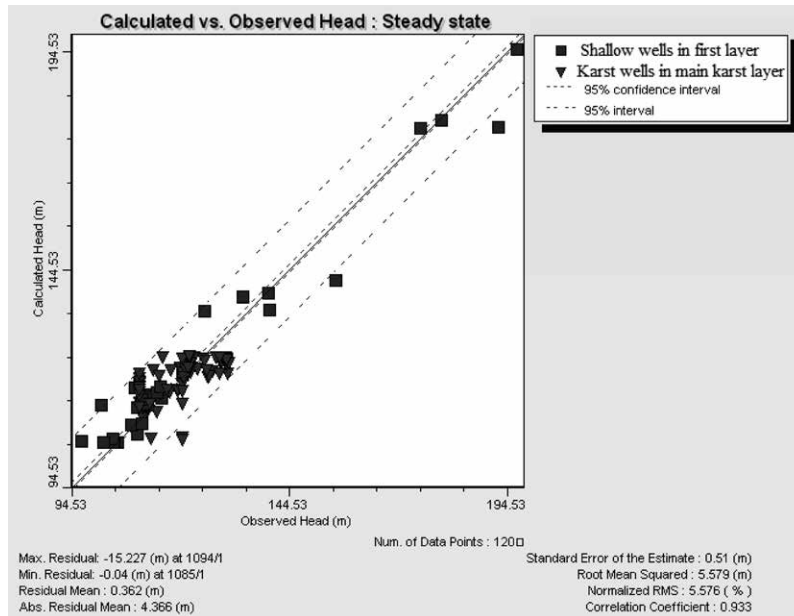
A modell ellenőrzésére és a rendszer kalibrációjához a felső víztárolóban (talajvíztartó modellréteg) 24 talajvíz- és megfigyelőkútban, míg a főkarszt modellrétegben 64 termelő és megfigyelő karszt-kútban mért vízszintértékeket vettünk figyelembe. A modellezés futtatási eredményeként a főkarsztrétegben számított karsztvízszint az utánpótlási területek környékén 125 mBf (9. ábra), amely megegyezik a Pilisből ismert 120–125 mBf és a Budai-hegységből ismert 120–130 mBf karsztvízszinttel (LORBERER et al. 1992, CSEPREGI 2007). Továbbá a 9. ábrán szürke nyilakkal jelölt áramlási irányok alapján kimutatható, hogy a termásvíz Budapest területén három irányból áramlik fel a források felé, azaz északról a langyos vizet adó kutak felé, délnyugatról a Gellért-forráscsoport felé és keletről a városligeti és a Margit-szigeti kutak vonalában, a Rózsadomb meleg vizet adó források kútjai felé. Így ezen áramlási irányok alapján kirajzolódott az első ábrán már leírt három külön áramlási zóna, azaz az északkeleti langyos vizet adó zóna, a déli meleg vizet adó zóna és a középső zóna, ahol a langyos és a meleg vizek keverednek.

A 10. ábra az első modellrétegben és a főkarszt modellrétegben számított és mért potenciálszintek korrelációját mutatja be. A 0,93 korrelációs együttható érték igazolja, hogy négy pont kivételével az összes



9. ábra. Szerkesztett karsztvízszint térkép (főkarszt rétegben). fekete szín: nyílt karszt rész; a szürke nyílak a három főbb áramlási pályát jelölik Budapest területén

Figure 9. Karst water levels of main karst model layer; The grey arrows show the main three flow paths in Budapest; Recharge areas are indicated by black colour



10. ábra. Mért és számított potenciál értékek (hatréteges modell)

N (kutak száma) = 120; RMS (négyzetes középérték) = 5,6 m; nRMS (normált négyzetes középérték) = 5,58 %; r_2 (korrelációs együttható) = 0,93

Figure 10. Model results of calculated versus observed head

megfigyelési pont vízszintértéke a 95%-os konfidencia intervallumon belül van. A nagyobb eltérést mutató két talajvízszint- és két karsztvízszint-megfigyelő kút esetén, ahol a számított vízszintértékek alacsonyabbak a mértnél, az eltérés oka részben a helyi domborzatváltozás mértéke és a modellcella mérete (400×400) közötti jelentős különbség, illetve nem zárható ki a hibás adatrögzítés okozta eltérés sem.

A normalizált hiba (nRMS = 5,58) 6-nál kisebb értéket mutat, ami nagyon jó eredménynek tekinthető, a számított és mért potenciálszintek jó egyezésére utal mind a két víztárolóban (főkarszt- és talajvíztartó-réteg).

Diszkusszió és következtetések

A tanulmányozott területre, természetes állapotot jól reprezentáló permanens állapotra 3 dimenziós numerikus modell készült. A jelen állapotában készült modell nem csak a hidraulikai paraméterek, hanem a két tározót felépítő

közvettesek és azok földtani viszonyai alapján történt lokális és regionális modell-futtatás kalibrációjának az eredménye. A modell eredményei:

— A két külön víztartó réteg (főkarszt és talajvíztartó-réteg) definiálásával elkülönült a mély áramlású karsztvíz-rendszer a sekély vízáramlási (talajvíz-) rendszertől.

— A főkarsztrétegben a modell által számított potenciáeloszlás alapján kirajzolódott a budapesti területen jelölt három jelentősebb áramlási pálya.

— A terület vízháztartási számításai alapján kiderült, hogy az első modellréteget elérő összes beszivárgás (283 677 m³/nap) 76%-a a felső modellrétegen a lokális áramlási rendszeren keresztül drénként és 24%-a a termáلكutak és források összhozamként újra felszínre kerül. Az utóbbi értéke, azaz 68 401 m³/nap közel áll a GÖLZ által megadott 15 °C-nál melegebb vizet adó kutak és források összhozamához, ami 67 000 m³/nap.

— A vízmérleg számításánál a paleogén–neogén komplex modellréteget két, felső és alsó zóna elkülönítésével sikerült számszerűsíteni, így a paleogén–neogén modellréteg felső zónájának peremén ugyanakkora mértékben áramlik a víz a karsztárazó felé, mint a második modellréteg mélyebb zónája felé, annak ellenére, hogy az utóbbival az érintkezési felület sokkal jelentősebb. Ily módon a modell alátámasztotta azt az ismert tényt, hogy a szennyező anyag a fedő réteg felső peremén rövid idő alatt bekerül a karsztvíz-áramlási rendszerbe.

Köszönetnyilvánítás

Ez a munka TÓTH György szakmai vezetésével „Budai karszrendszer utánpótlódási viszonyainak hidrodinamikai vizsgálata vízgeokémiai adatok” című doktori kutatás részeként készült. Köszönöm a tanulmány véleményezését és a szakmai tanácsokat Dr. SZÉKELY Ferencnek és Dr. SZANYI Jánosnak.

Irodalom — References

- ALFÖLDI L., BÉLTEKEY L., BÖCKER T., HORVÁTH J., KESSLER H., KORIM K., ORAVECZ J. & SZALONTAI G. 1968: Budapest hévizei. — VITUKI kiadvány, Budapest, 365 p.
- ALFÖLDI L. 1979: Budapesti hévizek — Thermal waters of Budapest. — VITUKI Közlemények–Proceedings 20, Budapest, 102 p.
- ALFÖLDI L. 1981: A budapesti geotermikus áramlási rendszer modellje. — *Hidrológiai Közöny* 1981/9, 7 p.
- CSEPREGI A. 2007: A karsztvíztermelés hatása a Dunántúli-középhegység vízháztartására. — In: ALFÖLDI L. & KAPOLYI L. (szerk.): *Bányászati karsztvízszint-süllyesztés a Dunántúli-középhegységben*. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet kiadványa, Budapest, 103–113.

- ERŐSS, A., MÁDL-SZÓNYI J. & CSOMA É. A. 2008a: Characteristics of discharge at Rose and Gellért Hills, Budapest, Hungary. — *Central European Geology* **51/3**, 267–281.
- ERŐSS, A., CSOMA, É. A. & MÁDL-SZÓNYI, J. 2008b: The effects of mixed hydrothermal and meteoric fluids on karst reservoir development, Buda Thermal Karst, Hungary. — In: SASOWSKY, I. D., FEAZEL, C. T., MYLORIE, J. E., PALMER A. N. & PALMER, M. V. (eds): Karst from recent to reservoirs. *Special Publication 14*, Karst Waters Institute, Leesburg, Virginia, USA, 57–63.
- ERŐSS, A., MÁDL-SZÓNYI, J., SURBECK, H., HORVÁTH, Á., GOLDSCHIEDER, N. & CSOMA A. É. 2012, Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary. — *Journal of Hydrology* **426–427**, 124–137.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A. & PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közlöny* **124/2**, 139–305.
- GÖLZ B. 1982: A Dunántúli-középhegység forrásainak természetes hőteljesítménye. — *Földrajzi Értesítő* **31**, 427–447.
- GYALOG L., BUDAI T., CHIKÁN G., IVANCSICS J., KAISER M., KOROKNAI B., KOVÁCS S., MAIGUT V., PELIKÁN P., SIKHEGYI F. & TURCZI G. 2005: *Magyarország fedett földtani térképéhez 1:100 000*, Commentary to Geological Map of Hungary, 1:00 000 (In Hungarian). — Magyar Állami Földtani Intézet, 189 p.
- HAAS J., 1988: A Dunántúli-középhegység felsőtriász karbonátos kőzeteinek fácies elemzése a Lofér-ciklusok jellegei alapján. — *Földtani Közlöny* **118**, 10–108.
- HAAS J. 1994: *Magyarország földtana. Mezozoikum*. — Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 119 p.
- HEINEMANN Z. & SZILÁGYI G. 1977: A Dunántúli-középhegység főkarstvíz-rendszerének szimulációja. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **110/11**, 750–758.
- KELE S., SCHEUER GY., DEMÉNY A., CHUAN-COU SHEN & HONG-WEI CHIANG 2011: A Rózsadomb (Budapest) édesvízi mészköveinek U-Th-sorozatos kormeghatározása és stabilizotóp-geokémiai vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **141/3**, 293–312.
- KORPÁS. L. 1981: Oligocene – Lower Miocene formations of the Transdanubian Central Mountains in Hungary. — *MÁFI Évkönyv* **64**, 140 p.
- KORPÁS, L. 1998: *Paleokarst studies in Hungary*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 139 p.
- KOVÁCS J. & MÜLLER P. 1980: A Budai-hegység hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. — *Karst és Barlang* **1980/2**, 93–98.
- KOVÁCS GY., ÁDÁM O., BEKE I., BÖCKER T., EGRSZEGI GY., HEINEMANN Z., HORVÁTH J., OTTLIK P., SCHMIEDER A., SZEBÉNYI L. & SZILÁGYI G. 1979: *A Dunántúli bányászat karstvízszint-súlyesztése és a termásvíz ellátás kérdései*. — Budapest, Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság, 101 p.
- LORBERER Á. 1984: *Budapest környékének geotermikus térképe. M=1:100 000*. — VITUKI, Budapest.
- LORBERER Á. 2001: *A Dunántúli-középhegység karstvízszint térképe ÉK-i rész (mBf). M= 1:200 000*. — VITUKI, Budapest.
- LORBERER Á. & IZÁPY-WEHOVSZKY E. 1992: *Map of the karstwater-table of the Transdanubian Range. Scale 1:200,000*. (in Hungarian) — Vízgazdálkodási Tudományos Központ Vízrajzi Intézete, Budapest.
- MAGYARI Á. 1996: Eocén szinszediment tektonikai jelenségek és üledékképződésre gyakorolt hatásaik a Budai-hegységben. — PhD Thesis, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 288 p.
- MINDSZENTY A. (szerk.) 2013: *Földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok („In urbe et pro urbe”)*. — Budapest, ELTE – Eötvös Kiadó, 311 p.
- SÁRVÁRY I. 1995: A budapesti termálkarst kitermelhető vízkészleteinek felülvizsgálata. — *Hidrológiai Közlöny* **75/2**, 87–93.
- SCHAFARZIK F. 1928: Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére. — *Hidrológiai Közlöny* **1**, 9–14.
- VENDEL M. & KISHÁZI P. 1964: Összefüggések melegforrások és karstvizek között a Dunántúli-középhegységben megfigyelt viszonyok alapján. — *MTA Műszaki Tud. Oszt. Közleménye* **32**, 393–417, **33**, 205–234.
- WEIN Gy. 1977: *A Budai-hegység tektonikája*. — MÁFI alkalmi kiadványa, Budapest, 76 p.

Kézirat beérkezett: 2014. 01. 20.

In memoriam

Dr. MÜLLER Pál Mihály

1935–2015

2015. szeptember 13-án elhunyt Dr. MÜLLER Pál Mihály, a magyar geológia és őslénytán egyik legeredetibb, legszínesebb alakja. Halála előtt néhány hónappal találkoztam vele utoljára az otthonában. Betegsége ekkor már eluralkodott rajta: régebben mindig derűs, kedves arca komoly volt, egykor élénk szemei egykedvű szomorúságot tükröztek. Beszélgetni, kommunikálni már nem tudtunk egymással. Mégis jó volt a közelében lenni: személyiségének kisugárzása, szeretetreméltósága így, végletesen passzív állapotában is érvényesült.

Pál 1935. július 14-én született Budapesten. 1958-ban végzett az Eötvös Loránd Tudományegyetemen okleveles geológusként. Első munkahelye a Bauxitkutató Vállalat volt, majd 1959 és 1967 között az Agroterv, 1967 és 1976 között a VITUKI munkatársa volt. 1974-ben a Budapesti Műszaki Egyetemen hidrológus szakmérnök képesítést, 1975-ben pedig kandidátusi fokozatot szerzett. 1976-tól 1995. évi nyugdíjba vonulásáig a Magyar Állami Földtani Intézetben dolgozott. Akadémiai doktori címét 2003-ban szerezte.

Változatos munkakörei híven tükrözték sokszínű érdeklődését. Kutatásai a geológia szakterületeinek széles körére terjedtek ki, a hidrogeológiától a karszt- és barlangkutatáson, az őslénytánon és rétegtánon át a karbonátos képződmények szedimentológiájáig. Kiemelkedő tudományos munkásságáért a Magyarhoni Földtani Társulat 1986-ban Hantken Miksa emlékéremmel, a Magyar Barlangkutató Társaság pedig 2002-ben Kadić Ottokár-díjjal tüntette ki.

Legnagyobb hatása vitathatatlanul az őslénytani munkáinak volt. Két területtel foglalkozott nemzetközileg kiemelkedő szinten: a fosszilis tízlábú rákok kutatásával, és a Pannon-tó endemikus puhatestű faunájának és ehhez kapcsolódóan a pannóniai emelet rétegtájának vizsgálatával. Ez az esetlegesnek tűnő párosítás nem a véletlennek köszönhető: Pál őszinte tisztelettel és egyfajta szakmai rokonszenvvel viseltetett LŐRENTHEY Imre (1867–1917), az Őslénytani Tanszék egykori professzora iránt, aki éppen ezen a két területen alkotott maradandót és szerzett magának nemzetközi elismerést.

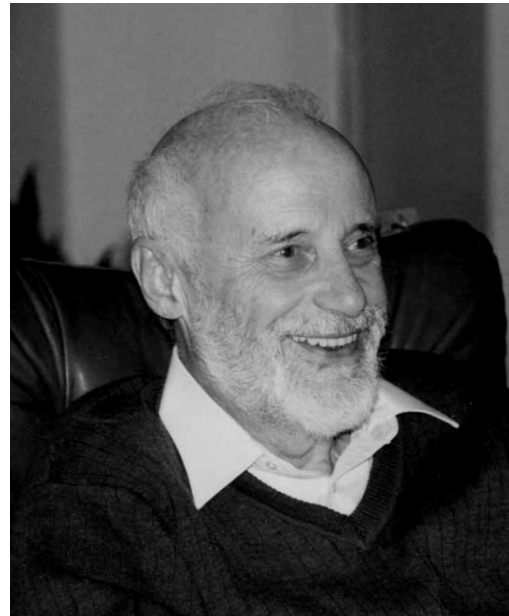
Pál rákokkal kapcsolatos kutatásait két nagy vonulat jellemezte. Egyrészt részletesen tanulmányozta Európa neogén korú tízlábú rákjait, másrészt különösen érdekelte őt a zátonylakó fajok és együttesek elterjedése és evolúciója, kortól és földrajzi helytől függetlenül. Eleinte Budapesten és környékén gyűjtött kövületeket, elsősorban a badeni „lajtamészköből”, később egyre távolabbi lelőhelyeket is meglátogatott az egykori Középső-Paratethys területén. 1984-ben jelent meg a „Decapod Crustacea of the Badenian” című nagymonográfiája a Magyar Állami Földtani Intézet *Geologica Hungarica series Palaeontologica* 42. köteteként. Pál munkája és LŐRENTHEY Imrénének ugyanebben a sorozatban 1929-ben, posztumusz megjelent monográfiája a neogén tízlábú rákokról szóló ismereteink két pillérét jelentik a mai napig ebben a régióban.

A zátonylakó rákok kutatása során a miocén lelőhelyek mellett eocén és jura feltárásokban gyűjtött anyagot, és ezekből több mint 100 új fajt írt le. Tanulmányait széles nemzetközi érdeklődés és visszhang kísérte, eredményei világszerte lendületet adtak a zátonylakó közösségek kutatásának.

Elismertségét, megbecsültségét mi sem mutatja jobban, minthogy külföldi kollégái 2014-ben a *Scripta Geologica* folyóirat egy tematikus számát neki dedikálták, és a kötet elején külön cikkben méltatták személyét és munkásságát (HYŽNÝ et al. 2014), halálát követően pedig a *Crustaceana* folyóiratban jelentettek meg róla nekrológot (HYŽNÝ et al. 2015).

Pál a pannóniai puhatestűek kutatásában is LŐRENTHEY egykori legfontosabb lelőhelyeinek felkeresésével (Tihany, Budapest-Kőbánya) kezdte a gyűjtőmunkát, majd innen terjesztette ki az egész országra. A legintenzívebb gyűjtést a Balaton környékén, Tihanyban és Somogy megyei lelőhelyeken végezte. Itt ismerte fel, hogy északról dél felé egyre fiatalabb rétegek bukkannak felszínre a feltárásokban, és hogy ezt a fiatalodást a fauna is tükrözi. Ez a felismerés vezetett a Pannon-tó litorális üledékeinek új biosztratigráfiai tagolásához és korrelációjához.

Bár Pál kiválóan ismerte a pannóniai szakirodalmat, nem lett egyik korábbi iskola követője sem, hanem nagyon eredeti, független szemléletmóddal kutatta a Pannon-tó puhatestűit és a tó történetét. Úgy gondolta, hogy ez a puhatesű fauna az



egész földtörténetből ismert egyik leggazdagabb, ha nem éppen a leggazdagabb tavi mollusca együttes. Óriási adatbázisba gyűjtötte a mélyfúrásokból előkerült pannóniai puhatestűek adatait, hogy szeizmikus szelvények mentén el lehessen végezni rétegtani korrelációjukat. Az őslénytani és szeizmikus adatok összekapcsolása új dimenziót nyitott mind a pannóniai puhatestű faunának, mind a Pannon-medence üledékes fejlődésének a megértésében.

Őslénytani kutatómunkája során a számára legérdekesebb feltárásokat többször is felkereste, volt, ahová évtizedeken keresztül rendszeresen kijárt gyűjteni (pl. rákosi vasúti delta). Az ősmaradványok preparálására otthon rendezkedett be; rendkívüli ügyességgel tudta kimenteni a bezáró kőzetből a papírvékony héjú, sérülékeny mészvázakat is. A mészkőben és homokkőben képződött lenyomatokból műgyanta öntvényvel nyerte vissza az egykori váz másolatát. A kövületeket saját készítésű dobozokba helyezte, a rákokat rendszerezve, katalogizálva tárolta. Gyűjteményének publikált anyagait (a rákokat és a puhatestűeket egyaránt) még saját maga adományozta a Magyar Természettudományi Múzeumnak, halála után pedig — akaratának megfelelően — a gyűjtemény többi része is ide került.

Pál rendkívül önálló, a saját útját járó, független kutató volt, de távolról sem „magányos farkas”. Mint publikációi is mutatják, gyakran és szívesen dolgozott másokkal együtt, akár párban, akár kutatócsoport tagjaként. Közösségi felelősségvállalását a Magyarhoni Földtani Társulat 2003-ban Emlékgyűrüvel ismerte el. Kevés tanítványa volt, őket azonban nagy szeretettel és türelemmel, a kezdetektől fogva egyenrangú félként kezelve terelgette és támogatta. A rákok kutatásában Matúš HYŽNÝ, a pannóniai őslénytani és rétegtani kutatásban jómagam voltunk a legközelebbi tanítványai és munkatársai. Ebben a minőségben ismerhettem meg közelről az ő nagyon kedves, nagyon emberi, mégis kivételes személyiségét.

Ennek a személyiségnek pedig varázsa volt. Nem ismert lehetetlent, nem félt az újtól, bármibe belevágott. Sziporkázó elme volt. Mindent meg akart érteni, mindig voltak ötletei, és azokat örömmel osztotta meg. A szakirodalom tanulmányozásában nem létezett számára nyelvi akadály. Tudományos lelkiismerete hibátlanul működött: a legkeményebb, legkíméletlenebb próbáknak vetette alá saját hipotéziseit. Szakmai életét nem a becsvágy mozgatta, hanem a kíváncsiság, és ezért valamiféle természetes játékosság és megvesztegethetetlenség jellemezte. Semmi magamutogatás nem volt benne: szerény és a szó legnemesebb értelmében szemérmes volt.

2012-ben diagnosztizálták Alzheimer betegségét. Még gondoskodott gyűjteményei és szakmai könyvtára sorsáról, de a szakmai közösségből visszahúzódott, és felesége, Éva asszony hűséges gondoskodására bízta magát. 2015. szeptember 13-án hunyt el, sírja a Farkasréti temetőben található.

A Magyarhoni Földtani Társulat főhajtással tiszteleg Dr. MÜLLER Pál Mihály, az Őslénytani-Rétegtani Szakosztály és a Budapesti Területi Szervezet egykori elnöke, a kitűnő geológus, paleontológus és szeretetreméltó pályatárs emléke előtt.

MAGYAR Imre

MÜLLER Pál nyomtatásban megjelent publikációi

1969

BÖCKER T. & MÜLLER P. 1969: A Dunántúli Magyar Középhegység karsztvízmezőfigyelő hálózatának terve. — *Beszámoló a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet 1967. évi munkájáról*, 257–266.

1971

MÜLLER P. 1971: A metamorf eredetű széndioxid karsztkorróziós hatása. — *Karszt és Barlang* **1971/1**, 53–56.

MÜLLER P. 1971: Nagy Megalodontidae maradvány az Alsó-hegyről. — *Karszt- és Barlangkutatói Tájékoztató* **1971/4**, 16–18.

1972

MÜLLER P. 1972: Treatise on Invertebrate Palaeontology Part R. Arthropoda 4. Crustacea, excl. of Ostracoda, Myriapoda) XXXVI. 651 p. 1762 fig. 1969 — könyvismertetés. — *Földtani Közlöny* **102/1**, p. 102.

1974

BÖCKER T., CSOMA J.-NÉ, LIEBE P., LORBERER Á., MAJOR P. & MÜLLER P. 1974: A felszínalatti vízkészletek komplex kutatása a Bükkábrányi tervezett külfejtés környezetében. — In: Matematikai módszerek, számítástechnika a nyersanyagkutatásban. MFT kiadvány, Budapest, 47–79.

BÖCKER T., CSOMA J.-NÉ, LIEBE P., LORBERER Á., MAJOR P. & MÜLLER P. 1974: A felszín alatti vízforgalom elemzése a Bükk-hegység déli előterében. — *Vízügyi Közlemények* **76**, 183–209.

MÜLLER, P. 1974: Decapoda (Crustacea) fauna a budapesti miocénből (1). [Les faunes de crustacés décapodes des calcaires miocènes de Budapest (1).]. — *Földtani Közlöny* **104**, 119–132 (in Hungarian, French summary).

MÜLLER, P. 1974: Decapoda (Crustacea) fauna a budapesti miocénből (2). [Faune de décapodes (crustacés) du Miocène de Budapest (2).]. — *Földtani Közlöny* **104**, 275–287. (in Hungarian, French summary).

MÜLLER P. 1974: Melegforrás-barlangok és gömbfülkék keletkezéséről. — *Karszt és Barlang* **1974/1**, 7–10.

1975

MÜLLER, P. 1975a. Decapoda (Crustacea) fauna a budapesti miocénből (3). [Faune de décapodes (crustacés) du Miocène de Budapest (3)]. — *Földtani Közlemények* **105**, 506–515. (in Hungarian, French summary).

MÜLLER, P. 1975b. Trapezia (Crustacea, Decapoda) a magyar eocénből és miocénből. [Trapezia (Crustacea, Decapoda) dans l'Eocène et le Miocène de Hongrie.]. — *Földtani Közlemények* **105**, 516–523. (in Hungarian, French summary).

1976

MÜLLER, P. 1976. Decapoda (Crustacea) fauna a budapesti miocénből (4). [Faune de décapodes (crustacés) dans le Miocène de Budapest (4)]. — *Földtani Közlemények* **106**, 149–160. (in Hungarian, French summary).

1977

MÜLLER, P. & SÁRVÁRY, I. 1977: Some aspects of the developments in Hungarian speleology theories during the last 10 years. — *Karszt és Barlang Spec. Issue* 53–60.

1978

MÜLLER, P. 1978: Decapoda (Crustacea) fauna a budapesti miocénből (5). [Faune de décapodes (Crustacea) dans le Miocène de Budapest (5)]. — *Földtani Közlemények* **108**, 272–312. (in Hungarian, French summary).

1979

MÜLLER, P. 1979: The Indo-West-Pacific character of the Badenian decapod crustaceans of the Paratethys. — *VII International Congress on Mediterranean Neogene. Athens, September 27 – October 2. Annales Géologiques des Pays Helléniques, Tome Hors Série* 1979, f. 2, 865–869.

MÜLLER, P. 1979: Crustacés décapodes du Badénien et Sarmatien de Bulgarie. — *Palaeontology, Stratigraphy and Lithology* **10**, 3–8, pls. 1–3.

MÜLLER P. 1979: *Az élet története és a lemeztectonika*. — Magvető Kiadó, Budapest, 156 p.

1980

KOVÁCS J. & MÜLLER P. 1980: A Budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. — *Karszt és Barlang* **1980/2**, 93–98.

MÜLLER, P. & SÁRVÁRY, I. 1980: Karstic corrosion graphs. — *Karszt és Barlangkutatás* **9**, 201–228.

1981

MÜLLER P. 1981: Élet nap nélkül. — *Élet és Tudomány* **36**, 1128–1130.

1982

MÜLLER P. 1982: Az élet első üzenetei: a sztromatolitikok. — *Élet és Tudomány* **22**, 684–686.

1983

MÜLLER P. 1983: Válasz Ernst Lajos kritikai megjegyzésére. — *Karszt és Barlang* **1983/1–2**, 49.

MÜLLER P. 1983: Milyen lesz földünk jövőbeli arculata. — *Élet és Tudomány* **41**, 1289–1290.

1984

GEORGIADIS-DIKEOULIA, E. & MÜLLER, P. 1984: Palaeoecology of a Messinian dolomite from Iraklion (Greece) with the description of a new crab species. — *Annales Géologiques des Pays Helléniques* **32**, 237–244.

JANSSEN, A. W. & MÜLLER, P. 1984: Miocene Decapoda and Mollusca from Ramsel (province of Antwerpen, Belgium), with a new crab genus and a new cephalopod species. — *Scripta Geologica* **75**, 1–26.

KÓKAY J., MIHÁLY S. & MÜLLER P. 1984: Bádéniai korú rétegek a budapesti Örs vezér tere környékén, Badenian layers at the Eastern part of Budapest. — *Földtani Közlemények* **114/3**, 285–295.

KOVÁCS, J. & MÜLLER, P. 1984: Origin of hydrothermal Karstic Phenomena in the Buda-hills (Hungary). — *Kras i Speleologia* **5/14**, 77–84.

LELKES, GY. & MÜLLER, P. 1984: Foraminifera-alga onkoidok a budapesti miocénban, Foraminiferal-algal oncoids from the Miocene of Budapest. — *Földtani Közlemények* **114/3**, 349–356.

MÜLLER, P. 1984: Decapod Crustacea of the Badenian. — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **42**, 3–317.

MÜLLER, P. 1984: Messinian and older decapods from the Mediterranean with description of two new species. — *Annales Géologiques des Pays Helléniques* **32**, 25–34.

MÜLLER, P. & SÁRVÁRY, I. 1984: Effect of mining activity on thermal karst springs (Transdanubian Range, Hungary). — *Kras i Speleologia* **14**, 70–76.

1985

CLIFTON, H. E., BOHN-HAVAS, M. & MÜLLER, P. 1985: Contrasting types of nearshore sands and gravels from semi-protected Miocene coasts, Northern Hungary. — *Geophysical Transactions* **31/1–3**, 101–129.

FORRÓ, L. & MÜLLER, P. 1985: An annotated list of Decapoda material collected by L. Bíró in New Guinea. — *Miscellanea Zoologica Hungarica* **3**, 77–80.

1986

MÜLLER Pál 1986: Egy krátertó halálos lehelete (mint a fölnyitott szódásüveg). — *Élet és Tudomány* **42**, 1315–1317.

MÜLLER, P. 1985: Contribution to the origin of the mediterranean decapods. — In: SARDA, F. (ed.): III Colloquium: Crustacea Decapoda Mediterranea. *Investigation Pesquera* **51/1**, p. 111.

1987

MÜLLER, P. 1987: Imre Lőrenthey (1867–1917). — In: HÁLA, J. (ed.): Rocks, Fossils and History. Italian–Hungarian relations in the field of geology. 13th Symposium of INHIGEO, Pisa–Padova, Italy 91–93.

1988

MÜLLER P. & KÓKAY J. 1988: Budapest-Rákos, Rákosi Mésző Formáció. Budapest-Rákos, Rákosi Limestone Formation. — Magyarország geológiai alapszelvényei. A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 6 p.

MÜLLER P. & SZÓNOKY M. 1988: Tihanyi-félsziget, Tihany, Fehérpart. — Magyarország geológiai alapszelvényei, A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest 6 p.

NAGYMAROSY, A. & MÜLLER, P. 1988: Some aspects of Neogene Biostratigraphy in the Pannonian Basin. — *AAPG Memoir* **45**, 69–77.

SAINT-MARTIN, J.-P. & MÜLLER, P. 1988: Les crustacés décapodes du Messinien récifal d'Oranie (Algérie). — *Geobios* **21/2**, 251–257.

1989

MÜLLER, P. 1989: Hydrothermal paleokarst of Hungary. — In: BOSÁK, P., FORD, D. C., GLAZEK J. & HORAČEK I. (eds): *Paleokarst*. Academia Publishing House of the Czechoslovak Academy of Sciences Prague, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 155–163.

1990

MOISETTE, P. & MÜLLER, P. 1990: Crustacés décapodes des faciès marno-diatomitiques du Messinien d'Oranie (Algérie occidentale). — *Geobios* **23/6**, 737–747.

MÜLLER, P. 1990: Revised and other species of malacofauna from Tihany (Fehérpart) in Hungary. — In: STEVANOVIĆ, P., NEVESSKAJA, L. A., MARINESCU, FL., SOKAC, A. & JÁMBOR, Á. (eds): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westlichen ("Zentrale") Paratethys, VIII, Pli Pontien*. JAZU and SANU, Zagreb–Beograd, 558–581.

MÜLLER, P. & SZÓNOKY, M. 1990: Faciostratotype Tihany-Fehérpart (Hungary), ("Balatonica Beds" by Lőrenthey, (1905). — In: Stevanovic, P., Neveeskaya, L. A., Marinescu, F., Sokac, A. & Jámbor Á. (eds.) *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westliche ("Zentrale") Paratethys 8, Pontien*. 427–436. JAZU and SANU, Zagreb–Beograd.

POGÁCSÁS, Gy., MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 1990: Seismo- and biostratigraphy of the Late Neogene deposits in Hungary. — *9th Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Barcelona, Abstracts. 1990. 11. 19–11. 24.*, 271–272.

1991

KÓKAY J., HÁMOR T., LANTOS M. & MÜLLER P. 1991: A Berhida–3. sz. fúrás paleomágneses és földtani adatai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1989-ről*, 45–63.

MÜLLER, P. & COLLINS, J. S. H. 1991: Late Eocene coral-associated decapods (Crustacea) from Hungary. — *Contributions to Tertiary and Quaternary Geology* **28/2–3**, 47–92.

MÜLLER, P. & COLLINS, J. S. H. 1991: *Palaeograpsus parvus* (Crustacea, Decapoda), a replacement name for *Palaeograpsus bittneri* Müller & Collins, 1991, non *Palaeograpsus bittneri* Morris & Collins, 1991. — *Contributions to Tertiary and Quaternary Geology* **28**, 140.

MÜLLER P. & MAGYAR I. 1991. Evolution of the lacustrine cardiid *Prosodacnomya*: a probable case of adaptation to extremely shallow water (Pannonian Lake, the Late Miocene). — *Paleontologia a batymetria. Materialy XIV Konferenci Paleontológów w Karpatach Rzeszowskich, Kraków*. p. 47.

1992

MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 1992: Continuous record of the evolution of lacustrine cardiid bivalves in the late Miocene Pannonian Lake. — *Acta Palaeontologica Polonica* **36/1**, 353–372.

MÜLLER P. & MAGYAR I. 1992: A *Prosodacnomyák* rétegtani jelentősége a Kötöcs környéki pannóniai s.l. üledékekben. (Stratigraphic significance of the Upper Miocene lacustrine Cardiid *Prosodacnomya* (Kötöcs section, Pannonian basin, Hungary). — *Földtani Közlemény* **122**, 1–38.

STALEY, A. W., GEARY, D. H., MÜLLER P. & MAGYAR I. 1992: An iterative evolutionary pattern in the gastropod genus *Melanopsis*. — *Fifth North American Paleontological Convention, Abstracts and Program, Chicago University of Tennessee, 1992. 06. 28 – 07. 01.* p. 276.

SZÓNOKY M., MAGYAR I. & MÜLLER P. 1992: A felső-pannon partközeli képződmények előzetes biosztratiográfiai értékelése a Mecsek déli előterében. — *Őslénytani Viták* **38**, 27–30.

1993

KORDOS L., MAGYAR I., MAKÁDI M., MÜLLER P. & SZÓNOKY M. (szerk.): Kirándulásvezető a Magyarhoni Földtani Társulat Őslénytani-Rétegtani Szakosztályának 1993. június 17–18-i terepbejárásához. — MFT, Budapest, 24 p.

- MÜLLER, P. 1993: Neogene decapod crustaceans from Catalonia. — *Scripta Musei Geologici Seminarii Barcinonensis* **225**, 1–39.
- MÜLLER P. & MAGYAR I. (eds) 1993: Endemic evolution and biostratigraphy of the Pannonian lake mollusks. — *Vijesti Hrvatskoga Geološkog Društva* **30/1**, 6–8.
- MÜLLER P. & MAGYAR I. 1993: Evolution of the Pannonian Lake molluscs, implication on the hydrogeology and palaeogeography of the lake (late Miocene, East Europe). — *Abstracts of the 8th Meeting of the Association of European Geological Societies Budapest*, p. 45.
- MÜLLER, P., MAGYAR, I. (eds) 1993: *8th Meeting of the Association of European Geological Societies, Budapest, [19–26 September 1993]. Excursion Guide. Field Trip A. Marginal Facies of the Pannonian Basin*. Hungarian Geological Society, Budapest, 70 p.
- POGÁCSÁS, Gy., MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 1993: The role of seismic stratigraphy in understanding biological evolution in the Pannonian lake (SE Europe, Late Miocene). — *Geologia Croatica* **46/1**, 63–69

1994

- MAGYAR I., MAKÁDI M., MÜLLER P., SZÓNOKY M., SZILAJ R., & SZÖLLÖSY L. 1994: Sedimentological and paleontological study of Pontian nearshore deposits from the foreland of Bakony and Mecsek Mountains. — *64. Jahrestagung der Palaontologischen Gesellschaft, Vortrags- und Posterkurzfassungen* p. 58.
- MÜLLER, P. 1994: Érd-Diósd: abandoned sandpit and quarry (Middle to Late Miocene: Badenian, Sarmatian, Pannonian). — In: Dudich, E. (ed.): *Guide to Field Trip, Association of European Geological Societies Executive Committee Meeting, Budapest*, 7–9.
- MÜLLER, P. 1994: Tihany, Basalt-Agglomerate und lakustrine Schichten. — In: KECSKEMÉTI T. (ed.): *Excursionsführer D: 64, Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft 26–30 September 1994*, 74–79.
- MÜLLER P. & MAGYAR I. 1994: A Pannon-tó puhatestűinek fejlődése. — *Természet Világa* **125/10**, 437–439.
- MÜLLER, P., MAGYAR, I. 1994: Várpalota—Bántapuszta, Melanopsis beds (Early Pontian). — In: NAGYMAROSY A (ed.): *IGCP 329 Project "The Neogene of the Paratethys" workshop meeting, Excursion Guide*, 17–18.

1995

- MÁTYÁS J., S. J. BURNS, MÜLLER P. & MAGYAR I. 1995. What can stable isotopes say about salinity? An example from the Late Miocene Pannonian Lake. — *The First International Limno-geological Congress, Research and research methods in ancient and modern basins, Abstracts of papers, Geological Institute, University of Copenhagen, Denmark*, p. 77.
- MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 1995: Designation of the base of the Pontian stage in Pannonian basin. — *10th Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Abstracts, Romanian Journal of Stratigraphy* **76**, Supplement 7, 83–84.
- MÜLLER P. & MAGYAR I. 1995: Endemic evolution of molluscs in the Late Miocene Pannonian Lake, Hungary. — *The First International Limno-geological Congress, Research and research methods in ancient and modern basins, Abstracts of papers, Geological Institute, University of Copenhagen, Denmark*, p. 90.
- MÜLLER P., SZÓNOKY M., MAKÁDI M., MAGYAR I., SZILAJ R., & SZÖLLÖSY L. 1995: Endemic evolution of molluscs in the Pannonian Lake. — *10th Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Abstracts, Romanian Journal of Stratigraphy* **76**, Supplement 7, 83–84.

1996

- JUHÁSZ, E., MÜLLER, P., RICKETTS, B. D., TÓTH-MAKK, Á., HÁMOR, T., FARKAS-BULLA, J. & SÜTŐ-SZENTAI, M. 1996: High-resolution sequence stratigraphy and subsidence analysis of the Late Neogene in the Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **39**, 129–152.
- MÁTYÁS J., BURNS S. J., MÜLLER P. & MAGYAR I. 1996: What can stable isotopes say about salinity? An example from the late Miocene Pannonian Lake. — *Palaios* **11/1**, 31–39.
- MÜLLER, P. 1996: Middle Miocene decapod Crustacea from southern Poland. — *Prace Muzeum Ziemi* **43**, 3–14, pls. 1, 2.

1997

- JUHÁSZ, E., Ó. KOVÁCS, L., MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á., PHILLIPS, L. & LANTOS, M. 1997: Climatically driven sedimentary cycles in the Late Miocene sediments of the Pannonian Basin, Hungary. — *Tectonophysics* **282**, 257–276.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H., MÜLLER, P. 1997: Paleogeography of Lake Pannon, a closed lake from the Upper Miocene of SE Europe. — *Geological Society of America, 1997 Annual Meeting, Salt Lake City. Abstracts with Programs*, A-252-253.
- SACCHI, M., HORVÁTH, F., MAGYAR, I. & MÜLLER, P. 1997: Problems and progress in establishing a Late Neogene Chronostratigraphy for the Central Paratethys. — *Neogene Newsletter* **4**, 37–46.

1998

- KROBICKI, M. & MÜLLER P. 1998: Palaeoecology and biogeography of Jurassic primitive crabs (Brachyura, Prosopidae). — *5th International Symposium on the Jurassic system, Vancouver, Canada*, 50–51.
- KROBICKI, M. & MÜLLER P. 1998: Tithonian crustaceans (Decapoda: Brachyura) from the Stramberk-type limestones in the Carpathians. — *Abstracts of the Carpathian-Balkan Geological association XVI Congress, Wien, Österreich*, p. 315.
- MAYORAL, E., MÜLLER, P. & MUÑIZ, F. 1998: Lower Pliocene decapod crustaceans from the southwestern Iberian Peninsula (Guadalquivir Basin, Sevilla, Spain). — *Geobios* **31/4**, 505–510.
- MÜLLER P. 1998: A pannóniai képződmények rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL-MÁFI, Budapest, 485–493.

- MÜLLER, P. 1998: Crustacea Decapoda. — In: FLÜGEL, H. W. (ed.): *Catalogus Fossilium Austriae*. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, 1–55.
- MÜLLER, P. 1998: Decapode Crustacea aus dem Karpat des Korneuburger Beckens (Unter-Miozän, Niederösterreich). — *Beiträge zur Paläontologie* **23**, 273–281.
- MÜLLER, P. & GALIL, B. 1998: A note on a Miocene matutine crab from Hungary (Decapoda, Brachyura, Calappidae). — *Crustaceana* **71**, 583–587.
- MÜLLER P. & MAGYAR I. 1998. Tata, Baji úti téglagyár gödre. Pannóniai, Száki Agyagmárga. — *1. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Tata. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*, 23–25.
- MÜLLER P. & SZÓNOKY M. 1988: Tihanyi-félsziget, Tihany, Fehér-part. Magyarország geológiai alapszelvényei, Tihanyi Formáció. — Magyar Állami Földtani Intézet.

1999

- JUHÁSZ, E., PHILLIPS, L., MÜLLER, P., RICKETTS, B., TÓTH-MAKK, Á., LANTOS, M. & Ó. KOVÁCS, L. 1999: Late Neogene sedimentary facies and sequences in the Pannonian Basin, Hungary. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. Geological Society, London, Special Publications* **156**, 335–356.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147/3–4**, 151–167.
- MAGYAR I., MÜLLER P., GEARY, D. H., SANDERS, H., TARI G. 1999. Pannóniai kagylók és a Kisalföld medencéjének feltöltődése. — *2. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Noszvaj. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető* p. 14.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H., SÜTŐ-SZENTAI, M., LANTOS, M. & MÜLLER, P. 1999: Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. — *Acta Geologica Hungarica* **42/1**, 5–31.
- MÜLLER, P., GEARY, D. H. & MAGYAR, I. 1999: The endemic molluscs of the Late Miocene Lake Pannon: their origin, evolution, and family-level taxonomy. — *Lethaia* **32**, 47–60.
- RANDAZZO, A. F., MÜLLER, P., LELKES, GY., JUHÁSZ, E. & HAMOR, T. 1999: Cool-water limestones of the Pannonian basinal system: Middle Miocene, Hungary. — *Journal of Sedimentary Research* **69/1**, 283–293.
- SACCHI, M., HORVÁTH, F., MAGYAR, I. & MÜLLER, P. 1999: Problems and progress in establishing a Late Neogene Chronostratigraphy for the Central Paratethys: Comments and Replies. — *Neogene Newsletter* **6**, 25–58.
- SZILAJ, R., SZÓNOKY, M., MÜLLER, P., GEARY, D. H. & MAGYAR, I. 1999: Stratigraphy, paleoecology, and paleogeography of the „*Congerina unguilacaprae* beds” (= *Lymnocardium ponticum* Zone) in NW Hungary: study of the Dáka outcrop. — *Acta Geologica Hungarica* **42/1**, 33–55.
- SZÓNOKY, M., DOBOS-HORTOBÁGYI, E., GULYÁS, S., MÜLLER, P., SZUROMI-KORECZ, A., GEARY, D. H. & MAGYAR, I. 1999: Árpád, a classic locality of Lake Pannon bivalves. — *Acta Geologica Hungarica* **42/1**, 89–108.

2000

- GEARY, D. H., MAGYAR, I. & MÜLLER, P. 2000: Ancient Lake Pannon and its Endemic Molluscan Fauna (Central Europe; Mio-Pliocene). — In: A. Rossiter and H. Kawanabe (eds): *Ancient Lakes: Biodiversity, Ecology, and Evolution. Advances in Ecological Research* **31**, Academic Press, 463–482.
- KROBICKI, M. & MÜLLER, P. M. 2000: Crabs of the family Prosopidae — their distribution and palaeoecology. — *Study e Ricerche, Associazione Amici de l Museo – Museo Civico “G. Zannato”*, 49–50.
- MAGYAR, I., MÜLLER, P., GEARY, D. H., SANDERS, H. C. & TARI, G. C. 2000: Diachronous deposits of Lake Pannon in the Kisalföld basin reflect basin and mollusc evolution. — *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* **56/2**, 669–678.
- MAGYAR I., SÜTŐNÉ SZENTAI M., GEARY, D. H., LANTOS M. & MÜLLER P. 2000: A Pannon-tó üledékeinek integrált bio-, magneto-, és kronosztratigráfiaja. — *3. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Tihany. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*, 19–20.
- MÜLLER, P. 2000: Reefal Decapods of the Mediterranean and Paratethyan Tertiary. — *Study e Ricerche, Associazione Amici de l Museo – Museo Civico “G. Zannato”*, 59–60.
- MÜLLER, P., KROBICKI, M. & WEHNER, G. 2000: Jurassic and Cretaceous primitive crabs of the family Prosopidae (Decapoda: Brachyura) — their taxonomy, ecology and biogeography. — *Annales Societatis Geologorum Poloniae* **70**, 49–79.
- NÁDOR, A., LANTOS, M., KERCSMÁR, ZS., THAMÓ-BOZSÓ, E., MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á., JÁMBOR, Á., FARKAS-BULLA, J. 2000: Quaternary climate changes and tectonic driven sedimentation on the SE-ern part of the Pannonian Basin, Hungary. — *Kurzfassungen (Abstracts) Sediment 2000, Leoben, 2000/06/21–23 Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 43, p. 97.
- NÁDOR A., MÜLLER P., LANTOS M., THAMÓNÉ BOZSÓ E., KERCSMÁR ZS., TÓTHNÉ MAKK Á., SÜMEGI PÁL, FARKASNÉ BULLA J. & NAGY T. NÉ 2000: A klímaváltozások és az üledékes ciklusok kapcsolata a Körös-medence negyedidőszaki folyóvízi rétegsoraiban. — *Földtani Közlemény* **130/4**, 623–645.
- NÁDOR, A., TÓTHNÉ MAKK, Á., MÜLLER, P., LANTOS, M., KERCSMÁR, ZS., THAMÓNÉ BOZSÓ, E., Ó. KOVÁCS, L., FARKASNÉ BULLA, J. 2000: High-resolution, multiproxy records for the last 2.6 Ma from the continental Pannonian Basin, Hungary. — *Millenium Flux Sediment supply to basins, 22–23 June, Southampton*.
- NÁDOR A., TÓTH-MAKK Á., MÜLLER P., LANTOS M., KERCSMÁR ZS., THAMÓ-BOZSÓ E. & FARKASNÉ BULLA J. 2000: A Körös-medence negyedidőszaki fejlődéstörténete az üledékes ciklusok tükrében. — *Abstract, Bányász-Kohász-Földtani Konferencia, Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Kolozsvár 2000. 03. 17–19.*, p. 102
- SAINT MARTIN J-P., MÜLLER, P. MOISSETTE, P., DULAI, A. 2000: Coral microbialite environment in a Middle Miocene reef of Hungary. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **160/3–4**, 179–191.

TRUNKÓ L., MÜLLER P., BUDAI T., CSILLAG G. & KOLOSZÁR L. 2000: Ungarn, Bergland um Budapest, Balaton-Oberland, Südbakony. — *Sammlung Geologischer Führer* **91**, Borntraeger, Berlin-Stuttgart 158 p.

2001

- GEARY, D. H., MAGYAR, I., SANDERS, H., GULYÁS, S. & MÜLLER, P. 2001: The frequency of gradually changing lineages in ancient Lake Pannon: implications for models of speciation. — *North American Paleontological Convention, Berkeley, California, Abstracts*.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H., MÜLLER, SZÓNOKY, M. & GULYÁS, S. 2001: Evolution of molluscs in Lake Pannon. World Congress of Malacology 2001, Vienna, Austria, Abstracts, p. 202.
- MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á. & JUHÁSZ, E. 2001: Neogén rétegek párhuzamosítása karotázsgörbék segítségével a tolnai Hegyháton és Mórággy környékén. (Correlation of Neogene beds by well-log curves in the Tolna Hegyhát and Mórággy areas.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996-ról*, 209–224.

2002

- BUDAI T., CSILLAG G., KOLOSZÁR L., MÜLLER P. & NÉMETH K. 2002: Geológiai kirándulások I. A Balaton-felvidék. — A Balaton-felvidéki Nemzeti Park Igazgatósága, Veszprém, 101 p.
- GEARY, D. H., STALEY, A. W., MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 2002: Iterative changes in Lake Pannon Melanopsis reflect a recurrent theme in gastropod morphological evolution. — *Paleobiology* **28/2**, 208–221.
- GULYÁS, S., MÜLLER, P., MAGYAR, I., GEARY, D. H. & SANDERS, H. 2002: The endemic mollusks of the Late Miocene Lake Pannon. — *Resúmenes II Congreso Internacional de las Sociedades Malacológicas Europeas, 2002, Vigo-Espana*, p. 201.
- JUHÁSZ GY., MÜLLER P., TÓTH-MAKK Á. & NÁDOR A. 2002: Kvarter folyóvízi képződmények szedimentológiai vizsgálata és ciklussztratigráfiai értelmezésének első eredményei a Körös medencében. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–28/06/2002, Abstracts*, p. 5.
- SZTANÓ, O., MAGYAR, I., MÜLLER, P., LANTOS, M., MAGYARI, Á. & BABINSZKI, E. 2002: Tempestites and trace fossils in Lake Pannon, Late Miocene, Hungary. — *16th International Sedimentological Congress, Rau, South Africa, Abstracts*, 360–361.

2003

- JUHÁSZ, GY., MÜLLER, P. & TÓTH-MAKK, Á. 2003: Sequence stratigraphy and sedimentology of a thick Quaternary alluvial succession in a continental interior basin, E Hungary. — *22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, Croatia, 17–19/09/2003, Abstract book*, p. 90.
- JUHÁSZ, GY., MÜLLER, P. & TÓTH-MAKK, Á. 2003: Stratigraphic architecture and sequence stratigraphy of long-term fluvial records in a continental interior basin, E Hungary. — *XVI INQUA Congress, 23–30/07/2003, Reno, Programs with Abstracts*, p. 167.
- MAGYAR I., LANTOS M., MÜLLER P.M., SZTANÓ O. & BABINSZKI E. 2003: A budapesti pannon integrált rétegtani és szedimentológiai vizsgálata. — *Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Bányászati, kohászati, földtani konferencia, Zilah*, p. 72.
- MAGYAR I., MÜLLER P., LANTOS M., SZTANÓ O. & BABINSZKI E. 2003: A Budapest, Kozma utcai pannóniai feltárás őslénytani és rétegtani szerepe. — *6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, 2003. máj. 8–10, Zirc, Abstracts*, p. 20.
- PÜSPÖKI, Z., KOZÁK, M., TÓTH-MAKK, Á., MCINTOSH, R. W. & MÜLLER, P. M. 2003: Sequence stratigraphical studies of the Miocene sediments of the Borsod basin (N Hungary): intercourse between eustasy and Alpine tectonism in the Central Paratethys. — *22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, Croatia, 17–19/09/2003, Abstract book*, p. 168.

2004

- BERNOR, R. L., KORDOS, L., ROOK, L., AGUSTI, J., ANDREWS, P., ARMOUR-CHELU, M., BEGUN, D. R., CAMERON, D. W., DAMUTH, J., DAXNER-HÖCK, G., BONIS, DI L., FEJFAR, O., FESSAHA, N., FORTELIUS, M., FRANZEN, J., GASPARIK, M., GENTRY, A., HEISSIG, K., HERNYÁK, G., KAISER, T., KOUFOS, G. D., KROLOPP, E., JÁNOSY, D., LIENAS, M., MÉSZÁROS, L., MÜLLER P., RENNE, P., ROČEK, Z., SEN, S., SCOTT, R., SZYNDLAI, Z., TOPÁL, GY., UNGAR, P. S., UTESCHER, T., VAN DAM, J. A., WERDELIN, L., ZIEGLER, R. 2004: Recent advances on multidisciplinary research at Rudabánya, Late Miocene (MN9), Hungary: a compendium. — *Palaeontographia Italica* **89**, 3–36.
- CSILLAG, G., FODOR, L., MÜLLER, P. & BENKŐ, K. 2004: Denudation Surfaces, Development of Pannonian Formations and Facies Distribution Indicate Late Miocene to Quaternary Deformation of the Transdanubian Range. — *Geolines 17, Proceedings of the 9th of the Czech Tectonic Studies Group, 2nd Meeting of the Central European Tectonic Group, Lucenec, Slovakia, 22–25/06/2004*, 26–27.
- JUHÁSZ, Gy., MÜLLER, P. & TÓTH-MAKK, Á. 2004: Alluvial architecture and fluvial cycles in quaternary deposits in a continental interior basin, E Hungary. — *Geologia Croatica* **57/2**, 171–190, 3 figs.
- MÜLLER, P. M. 2004: History of reef-dwelling decapod crustaceans from the Paleocene to the Miocene with comments about Mesozoic occurrences. A zátonylakó tízlábú rákok története a paleocéntől a miocénig — mezozoos előfordulások. — *Földtani Közlemények* **134/2**, 237–255.
- MÜLLER, P. M. 2004: Origin of caves in the Buda Mountains, role of the deep crustal or mantle carbon dioxide. — *Hévízes barlangok genetikája és képződményei, MKBT kiadvány? Budapest*, 75–78.
- SACCHI, M. & MÜLLER, P. 2004: Orbital cyclicity and astronomical calibration of the Upper Miocene continental succession cored at the Iharosberény–I well site, western Pannonian basin, Hungary. — In: D'ARGENIO, B., FISCHER, A. G., PREMOLI SILVA, I., WEISSERT, H. & FERRERI, V. (eds): *Cyclostratigraphy: Approaches and case histories*. — *SEPM Special Publication* **81**, 275–294.

2005

- CSILLAG G. & MÜLLER P. 2005: Vulkanizmus utáni felszínalakulás Leányfalu környékén (Visegrádi-hegység). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, 261–272.

- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., MÜLLER, P. & RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs. 2005: Interplay between neotectonic deformation and surface processes in the Pannonian basin. — *15th Conference on Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics, ETH Zürich, 2-4/05/2005, Abstract volume*, p. 79.
- KROBICKI, M., MÜLLER P. & ZATON, M. 2005: Middle and upper jurassic brachiuran crabs — phylogenetic and palaeoenvironmental significance of their early evolutionary stage. — *Salt Lake City Annual Meeting* 77-9.
- SZTANÓ, O., MAGYAR, I., MÜLLER, P., KATONA L., BABINSZKI E. & MAGYARI Á. 2005: Sedimentary cycles near the coast of Lake Pannon, Late Miocene, Hungary. — *12th RCMNS Congress: pattern and Process in the Neogene of Mediterranean region. Wien, 2005/09/06 – 09/11*, 227–230.

2006

- MAGYAR, I., MÜLLER, P. M., SZTANÓ, O., BABINSZKI, E. & LANTOS, M. 2006: Oxygen-related facies in Lake Pannon deposits (Upper Miocene) at Budapest–Kőbánya. — *Facies* **52**, 209–220.
- MOISETTE, P., DULAI, A. & MÜLLER, P. 2006: Bryozoan faunas in the Middle Miocene of Hungary: biodiversity and biogeography. — *Palaeogeography, Palaeobiology, Palaeoecology* **233**, 300–314.
- MÜLLER, P. M. 2006: New decapods from the Miocene of Hungary — with remarks about their environment. — *Földtani Közlöny* **136/1**, 37–49.

2007

- MÜLLER, P. M. & MAGYAR I. 2007: Tihany, Fehérpart. Miocén (pannóniai emelet), Tihanyi Formáció. — In: PÁLFY J. & PAZONYI P. (szerk.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben*. Hantken Kiadó, Budapest, 61–64.
- MÜLLER P. M. & MAGYAR I. 2007: A budai pannon. — *10. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Budapest. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*, 29–30.
- MÜLLER P. M., CZICZER I. & MAGYAR I. 2007: Tata, Baji úti és Agostyáni úti agyagbányák. Felső-miocén (pannóniai emelet), Száki Formáció. — In: PÁLFY J. & PAZONYI P. (szerk.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben*. Hantken Kiadó, Budapest, 47–51.

2008

- CZICZER, I., MAGYAR, I., PIPÍK, R., BÖHME, M., ČORIĆ, S., BAKRAČ, K., SÜTŐ-SZENTAI, M., LANTOS, M., BABINSZKI, E. & MÜLLER, P. 2008: Life in the sublittoral zone of long-lived Lake Pannon: paleontological analysis of the Upper Miocene Szák Formation, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **98**, 1741–1766.
- CSILLAG G., FODOR L., SEBE K., MÜLLER P. M., RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs., THAMÓNÉ BOZSÓ E. & BADA G. 2008: Deflációs formák és folyamatok a Dunántúl hegységi területein és környezetükben. — In: SZABÓ V., OROSZ Z., NAGY R., FAZEKAS I. (szerk.): *4. Magyar Földrajzi Konferencia, Debrecen, 14–15/11/2008*, Debrecen, 105–111.
- CSILLAG, G., MAGYAR, I., HABLY, L., SELMECZI, I., LANTOS, Z., MÜLLER, P. & SZTANÓ, O. 2008: Késő-miocén flóra és fauna Alcsútdoboz környékén. — *11. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Szögliget, 22–24/05/2008, Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*, p. 7.
- DULAI, A., BITTNER, M. A. & MÜLLER, P. 2008: A monospecific assemblage of the rhynchonellidae brachiopod from the Paleocene of Austria. — *Fossils and Strata* **54**, 193–201.
- FÓRIZS I., DEÁK J., MÜLLER P., LORBERER Á. & TÓTH GY. 2008: A többlet széndioxid eredete a budapesti termál-karsztvízrendszerben. — *15. Konferencia a felszín alatti vizekről, Balatonfüred, 26–27/03/2008*, p. [16.]
- MÜLLER P. & MAGYAR I. 2008: A budai pannóniai képződmények. — *Földtani Közlöny* **138/4**, 345–354.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., DUNAI, T., CSILLAG, G., FODOR, L., BADA, G. & MÜLLER, P. 2008: Quaternary deflation in the western Pannonian Basin, Hungary – landforms dated using in situ produced cosmogenic ¹⁰Be. — *5th EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 13–18/04/2008*. — *Geophysical Research Abstracts* 10 (EGU2008–A–04665)
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs., FODOR, L., BADA, G., DUNAI, T., CSILLAG, G., BRAUCHER, R. & MÜLLER, P. 2008: Cosmogenic ¹⁰Be ages support long lasting Quaternary deflation as a possible origin of the linear valley network in the Western Pannonian Basin. — In: NÉMETH, Z., PLAŠIENKA, D. (eds): *SlovTec 08: 6th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) & 13th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS), Upholav, Slovakia, 23–26/04/2008, Proceedings and Excursion Guide*. State Geological Institute of Dionyz Stur, Bratislava, 116–117.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., CSILLAG, G., FODOR, L., MÜLLER, P. M. & NAGY, A. 2008: OSL age data to Quaternary landscape evolution in the forelands of Vértes Hills (Hungary). — *12th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating (LED 2008), Peking University, Beijing, China, 18–22/09/2008, Programme and Abstracts*, p. 152.

2009

- CORNÉE, J.-J., MOISETTE, P., SAINT MARTIN, J.-P., KÁZMÉR, M., TÓTH, E., GÖRÖG, Á., DULAI, A., MÜLLER, P. 2009: Marine carbonate systems in the Sarmatian (Middle Miocene) of the Central Paratethys: the Zsámbék Basin of Hungary. — *Sedimentology* **56**, 1728–1750.
- VERHOFF, J. R., MÜLLER, P. M., FELDMANN, R. M. & SCHWEITZER, C. E. 2009: A new species of Tumidocarcinidae (Decapoda, Carpioidea) from the Kambühel Formation (Paleocene) of Austria. — *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* **111A**, 225–232.

2010

- CSILLAG G., FODOR L., SEBE K., MÜLLER P., RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs., THAMÓNÉ BOZSÓ E. & BADA G. 2010: A szélerózió szerepe a Dunántúl negyedidőszaki fejlődésében. — *Földtani Közlöny* **140/4**, 463–482.

- CSILLAG, G., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., BRAUCHER, R., FODOR, L., DUNA, I. T. J., BADA, G., BOURLÉS, D. & MÜLLER, P. 2010: Dating aeolian landforms using cosmogenic ^{10}Be in Hungary, Central Europe. — *Geologica Balcanica* **39/1–2**, — *19th Congress of the Carpathian–Balkan Geological Association, Thessaloniki, Greece, 23–26/09/2010. Abstracts Volume*, p. 83.
- HYŽNÝ, M. & MÜLLER, P. M. 2010: The first fossil record of the genus Callichirus (Decapoda, Axiidea, Callianassidae) from the middle Miocene of Hungary, with description of a new species. — *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum* **36**, 37–43.
- HYŽNÝ, M. & MÜLLER, P. M. 2010: Loerenthopluma Beschin, Busulini, De Angeli & Tessier, 1996 (Decapoda: Brachyura: Retroplumidae) from the Oligocene of Hungary. — *Atti della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano* **151**, 129–140.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., CSILLAG, G., FODOR, L. I., MÜLLER, P. M., & NAGY, A. 2010: OSL-dating the Quaternary landscape evolution in the Vértes Hills forelands (Hungary). — *Quaternary Geochronology* **5**, 120–124.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., CSILLAG, G., FODOR, L., MÜLLER, P. M. & NAGY, A. 2010: OSL dating on quartz in the north-eastern Transdanubian Central Range (Hungary). — *10th International Conference “Methods of Absolute Chronology”, Gliwice, Poland, 22–25/04/2010, Abstracts and Programme*, p. 126.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., CSILLAG, G., KÁKAY-SZABÓ, O., KÓNYA, P. & MÜLLER, P. 2010: A study of wind-polished rock surfaces in the Transdanubian Range (Hungary). — *20th General Meeting of IMA, Budapest, 21–27/08/2010 — Acta Mineralogica–Petrographica, Abstract Series* **6**, p. 333.

2011

- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., BRAUCHER, R., CSILLAG, G., FODOR, L. I., DUNA, I. T. J., BADA, G., BOURLÉS, D. & MÜLLER, P. 2011: Dating Pleistocene aeolian landforms in Hungary, Central Europe, using in situ produced cosmogenic ^{10}Be . — *Quaternary Geochronology*, **6**, 515–529.
- SEBE, K., CSILLAG, G., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., FODOR, L., THAMÓ-BOZSÓ, E., MÜLLER, P. & BRAUCHER, R. 2011: Wind erosion under cold climate: A Pleistocene periglacial mega-yardang system in Central Europe (Western Pannonian Basin, Hungary). — *Geomorphology* **134**, 470–482.

2012

- HYŽNÝ, M. & MÜLLER, P. M. 2012: The fossil record of Glypturus Stimpson, 1866 (Crustacea, Decapoda, Axiidea, Callianassidae) revisited, with notes on palaeoecology and palaeobiogeography. — *Palaeontology* **55**, 967–993.

2013

- KERCSMÁR ZS. & MÜLLER P. 2013: Rákolló maradványok a tatabányai középső-eocén sziliciklasztos rétegsorból (Tokodi Formáció). — *16. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Orfű, 23–25/05/2013. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*, 21–22.
- SZTANÓ O., MAGYAR I., SZÓNOKY M., LANTOS M., MÜLLER P., LENKEY L., KATONA L. & CSILLAG G. 2013: A Tihanyi Formáció a Balaton környékén: típusjelvény, képződési körülmények, rétegtani jellemzés. — *Földtani Közlöny* **143/1**, 73–98.

- HYŽNÝ, M., VAN BAKEL, B. W. M., FRAAIJE, R. H. B., JAGT, J. W. M., KROBICKI, M. & MAGYAR, I. 2014: A tribute to Pál MÜLLER; his life, career and scientific output. — *Scripta Geologica* **147**, 9–20.
- HYŽNÝ, M., VAN BAKEL, B. W. M., DULAI, A., FRAAIJE, R. H. B., JAGT, J. W. M. & KROBICKI, M. 2015: In memoriam Pál Mihály MÜLLER (14 July 1935 – 13 September 2015). — *Crustaceana* **88/12–14**, 1457–1462.

In memoriam

Dr. RÁNER Géza

1940–2016

Életének 76. évében, 2016. január 20-án elhunyt Dr. RÁNER Géza, az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet nyugalmazott igazgatója.

Mindig fájdalmas, ha egy munkatársunktól búcsút kell vennünk, de különösen fájdalmas, ha olyan kollégától kell búcsúznunk, aki egy teljes életet töltött el az Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben, és hosszú szolgálati ideje alatt végigjárta a munkaköröket a terepi észlelőitől az igazgatói beosztásig.

Kollégánk, RÁNER Géza, 1940-ben született Győrben, ott járt iskolába, és a Révai Miklós Gimnáziumban érettségizett 1958-ban. Érettségi után a Miskolci Nehézipari Műszaki Egyetem Bányamérnöki Karára jelentkezett, ahol 1963-ban kitüntetéssel végzett bányageológus mérnökként. Első munkahelyének az Eötvös Loránd Geofizikai Intézetet választotta, és innen is ment nyugdíjba 2002-ben. Ritka dolog, hogy valaki egyetlen munkahelyen töltse el egész aktív életét. Ritka, ugyanakkor sokat el is árul, hűségről, szakmaszeretetről, elhivatottságról. Gézát ugyanis, ahogyan abban a néhány évben megismerhettem, amikor ő még ott volt az intézetben és én is ott dolgoztam már, ezek a tulajdonságok jellemezték.

Intézeti munkáját a Szeizmikus Osztályon terepi észlelőként kezdte, majd hamarosan egy terepi szeizmikus csoport csoportvezetője lett. 1970-ben a gyorsan növekvő Intézetben a korábbi osztályok főosztályi rangot kaptak, és a főosztályokon belül osztályok szerveződtek. A Szeizmikus Osztály Szeizmikus és Számítástechnikai Főosztállyá alakult, és ennek — az akkorra már komoly terepi kutatási tapasztalattal rendelkező — RÁNER Géza főosztályvezető helyettese, valamint az ekkor létrehozott Hegyvidéki Szeizmikus Osztálynak az osztályvezetője lett. Ekkor vezették be a szervezeti egységeken átnyúló kutatási témacsoportrendszer is, aminek a keretében Géza több terület témafelelőseként vett részt a dunántúli, az észak-magyarországi, a mecseki kutatásokban, és több vízföldtani kutatásban is. Szakmai tevékenysége igen szerteágazó, számtalan jelentős őrzi szorgalmas, lelkiismeretes és pontos munkájának eredményeit a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal Adattárában. Fontos és máig hatást gyakorló munkái közül kettőt emelnék ki: a „Földtani alapszelvények geofizikai vizsgálatát”, és a nukleáris hulladéklerakókkal kapcsolatos tevékenységét.

Az Intézet fejlődő külkapcsolatai 1973-tól Ausztriában és később Szlovákiában is egyre újabb kutatási megbízásokat eredményeztek, ezeknek a külföldi kutatásoknak RÁNER Géza volt a vezetője, illetve főosztályi felelőse, és gyakran maga is részt vett a nehéz hegyi terepen történő mérések végrehajtásában.

1985-ben az ELGI igazgatóhelyettese lett, majd 1991-ben — már pályázati úton — az igazgatói beosztást nyerte el. 1994-ig vezette az Intézetet. Ez a néhány év tekinthető az Intézet talán legnehezebb időszakának. A rendszerváltást követő éveknek a nem akadémiai kutatóintézeteket ellehetetlenítő és felszámoló politikája az ELGI-t sem kerülte el. Durva és indokolatlan leépítést követeltek az Intézettől, amit neki kellett végigvinni.

1994 után visszatért a geofizikai kutatásokhoz, és tudományos főmunkatársként ismét fontos földtani kutatási témák felelős vezetője lett egészen nyugállományba vonulásáig.

A rábízott feladatokat mindig példamutató szaktudással és lelkiismeretességgel oldotta meg. Szerette és fontosnak tartotta szakmáját, a szakmai munka örömet jelentett a számára. Ez nem kerülte el felettesei figyelmét sem. 1967-ben a Központi Földtani Hivatal elnöke dicséretben részesítette, majd a következő évben a „Földtani kutatás kiváló dolgozója” érdemrendet adományozta neki. Nem teljesen egy évtized múlva, 1975-ben, tevékenységét kormánykitüntetéssel, a „Munka érdemrend” bronz fokozatával ismerték el. Az Intézettért végzett munkájáért 2000-ben a „Pro Geophysica” emlékérmét vehette át.

RÁNER Géza a szakmai közéletben is részt vett. Tagja volt a Magyarhoni Földtani Társulatnak és a Magyar Geofizikusok Egyesületének. Az utóbbinak 1974-től 1990-ig titkári pozícióját is betöltötte. Egyesületi munkájáért 2004-ben a Magyar Geofizikusok Egyesületének tiszteleti tagjává választották.



Gézától, a baráttól és kollégától búcsúzni kényszerülünk most! Ne feledjük azonban, hogy hazánk geofizikai kutatása során elért eredményei, a ma már sok esetben megismételhetetlen méréseinek adatai itt maradnak nemzeti adatbázisaink felbecsülhetetlen értékű kincseként! De a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, a geofizikus kollégák és a jó barátok emlékezete nem csak munkáinak eredményeit, hanem példamutató munkaszeretétét, szorgalmas és lelkiismeretes személyét is őrizni fogja.

Nyugodjon Békében!

FANCSIK Tamás

In memoriam

MÉSZÁROS Zoltán

1936–2015

MÉSZÁROS Zoltán 1936. szeptember 27-én született Nagycsécen. Szülei pedagógusok voltak. Elemi iskolába Körömben, Ónodon és Egerben járt. Középiskolai tanulmányait Miskolcon a Földes Ferenc Gimnáziumban folytatta, ahol 1955-ben érettségizett. Még az évben jelentkezett a miskolci Rákosi Mátyás Nehézipari Műszaki Egyetemre, de az akkori káderpolitika megakadályozta, hogy azonnal egyetemi hallgató legyen, helyhiány miatt elutasították.

Nem keseredett el, bányában dolgozott egy évig csillésként, földalatti állományban. A következő évben aztán — mint fizikai dolgozót — már felvették. Tanulmányait rendben befejezve, diplomatervét az (átkeresztelt) Nehézipari Műszaki Egyetemen védte meg, ahol 1962-ben kapott bányageológus mérnöki oklevelet.

Szakmai gyakorlati idejét a Sajószentpéteren működő Bükkaljai Bányüzemnél töltötte. Itt, ahogy a többi pályakezdő is, beosztott mérnökként dolgozott. Négy kimerülőben lévő bánya bezárásának munkálataiban (ásványvagon elszámolás, bezárási dokumentáció elkészítése stb.) vett részt.

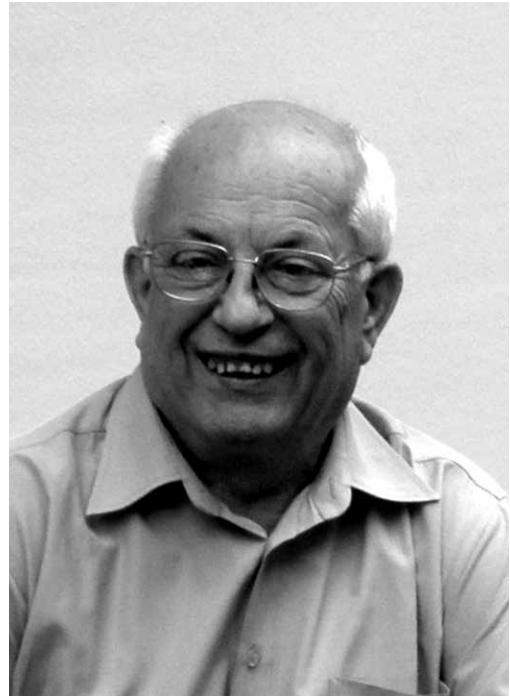
1963-ban az Edelényi Bányüzemhez helyezték át üzemi geológus beosztásba. A külszíni és bányabeli fúrócsoportot, valamint a minőségellenőrzési (MEO) csoportot is irányította, ellátva egyben három működő akna geológusi feladatait. 1970-ben a bányüzemet összevonták a Mákvölgyi Bányüzemmel, ahol kinevezték üzemi geológusnak és MEO csoportvezetőnek. Ekkor már négy működő akna tartozott az üzemhez. 1990-ben Borsodi Szénbányák átszervezése során újabb összevonások történtek, az üzem megszűnt, és rövid időre a Bükkaljai Bányüzemnél kapott munkát. Innen még ugyanebben az évben a Felsőnyárádon működő Feketevölgyi Bányüzemhez helyezték át, ahol nyugdíjazásáig, 1994-ig dolgozott. A Borsodi Szénbányák Vállalat felszámolása során a volt munkahelye kft-vé alakult, ahol még további négy évig foglalkoztatták üzemi geológus munkakörben.

Zoli azon utolsó üzemi geológusok egyike volt, akinek még megadatott egy bányanyitás teljes földtani, geológiai, víz-földtani levezénylése, Edelény IV. függőleges akna lemélyítése során. Munkája során főként a bányavizek elleni védekezés jelentette számára a legnagyobb kihívást. Valamennyi munkahelyén — főnökeivel, kollégáival, beosztottjaival szorosan együttműködve — a rétegvizek előzetes lecsapolását kellett megoldania külszíni és bányabeli fúrásokkal. Ebben a témában jelentős eredményeket sikerült elérnie.

Így többek között Edelényben megoldották a IV. függőleges akna mélyítését több vizet tartalmazó homokréteget átharántolva, sikerült aláfejteni a Bódva folyó egy szakaszát. Víztelenítő vágatokkal és bányabeli lecsapoló fúrásokkal megkönnyítették a II. és IV. széntelepek lefejtését.

A Mákvölgyi Bányüzemnél a fejtéselőkészítő víztelenítésekkel egy új bányamezőt vontak be a termelésbe. A Feketevölgyi Bányüzemnél az előzetes bányabeli lecsapoló fúrásokkal sikerült úgy csökkenteni a fejtések fölötti homokrétegek víznyomását, hogy a komplex gépesítésű széles homlokú frontfejtések folyamatosan tudtak üzemelni.

Az OÁB megalakulása és az éves ásványvagon elszámolások bevezetése után az üzemek geológusai rendszeresen elkészítették az éves ásványvagon mérlegeket és azokat tröszti, később vállalati összesítés és ellenőrzés után megküldték az országos nyilvántartásnak. Az 1972–1974 között központilag kialakított számítógépes nyilvántartás tovább könnyítette az adatfeldolgozás és értékelés hosszadalmas eljárását. Az országos nyilvántartás mellett a bányavállalatok is igyekeztek saját — gyakran párhuzamos — rendszert kialakítani. A Borsodi Szénbányák Vállalatnál a Mákvölgyi Bányüzemben kezdődött először annak vállalati szintű kísérleti alkalmazása, amelynek kialakításában Ő és fiatal kolléganője döntő részt vállaltak. Akkor még kisteljesítményű ún. Commodore típusú számítógépet használtak, így a nyilvántartási program is erre gépre készült. Annak sikeres beüzemelés után tette kötelezővé a vállalatvezetés a vállalat más üzemei számára is a nyilvántartás használatát.



Birtokolta a Földtan Kiváló Dolgozója miniszteri kitüntetést. A Bányászati Szolgálati Érdemérem arany, ezüst és bronz fokozatait is a magáénak mondhatta. A víztelenítésekkel kapcsolatban számos szakdolgozatot készített, amelyekért a Kiváló Ifjú Mérnök cím mindhárom fokozatát megkapta. Munkája során többször részesült Kiváló Dolgozó kitüntetésben, több újjátásának bevezetéséért Kiváló Újító kitüntetést is kapott.

Cselekvő, aktív tagja volt 1970 óta a Magyarhoni Földtani Társulatnak. Az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület — azon belül a Borsodi Helyi Szervezet — is tagjai között tartotta számon. Rendszeresen részt vett az általuk alapított Nyugdíjas Baráti Társaság havi rendezvényein, amelyeken ő látta el a fotós szerepét: megörökítve és az utókornak a rendezvények arra érdemes pillanatait, helyszíneit, szereplőit, résztvevőit.

Mészáros Zoltánt sikeres, önmagával és családjával elégedett, környezetével, munkatársaival messzemenően kollégiais embernek ismertük meg, aki bármilyen ügyben segítőkészen állt rendelkezésünkre. Baráti körben igazi vidám cimborá volt. Élmény volt vele együtt szórakozni, amihez elmaradhatatlan tangóharmonikája adta a körítést. Életvidám természete példaértékű, hiszen még mindig voltak tervei, elképzelései, amelyek megvalósításában megakadályozta tragikus halála.

CSIKY Emil búcsúbeszédéből idézve: *„Hát egy ilyen, csupa nagybetűkkel írandó „EMBER”-t veszítettünk el. Olyasvalakit, akinek a hiányát nap, mint nap, érezni fogjuk a jövőben is.”*

Kedves Zoli barátom, nyugodj békében!

Jó szerencsét!

KISS Péter

Hírek, ismertetések

Összeállította: CSERNY Tibor, PALOTÁS Klára

Események, rendezvények

A 11. Téli Ásványtudományi Iskola

(Balatonfüred, 2016. 01. 22–23.)

A Téli Ásványtudományi Iskola kétnapos programjának első része szakmai továbbképzés volt, míg a továbbiakban a résztvevők aktuális kutatási eredményeiket mutatták be.

Az iskola mottója — „Ásványok egyensúlyban” — arra utalt, hogy idén a termodinamika ásványtani, geokémiai alkalmazásai adták a központi témát. A jeni Friedrich Schiller Egyetem professzora, Juraj MAJZLAN első előadása felfrissítette a résztvevők termodinamikai alapismereteit, második előadásában pedig ásványtani példákon keresztül a kalorimetriás mérések céljait, módszereit mutatta be. MARTON Aurél (PE) a víz/szilárd határfelületen lejátszódó fémion adszorpció kémiai alapjait, míg PÓSFAI Mihály (PE) a VMinteq geokémiai modellező szoftvert nyújtotta lehetőségeket ismertette. SZABÓ Péter (PE) a kristályok energetikájának és spektroszkópos tulajdonságainak kvantumkémiai számításáról tartott előadást, DÓDONY István (ELTE) pedig a kristályok mérete, habitusa és szerkezete közötti összefüggések termodinamikai hátterére világított rá.

A friss kutatási eredményeket bemutató, további 19 előadás részben kapcsolódott az iskola fő témájához, részben pedig — a hagyományoknak megfelelően — kitekintést nyújtott az ásványtannal határos tudományterületekre. Idén is rendkívül változatos programot sikerült összeállítani: módszertanilag a spektroszkópos (IR és Raman) és mikroszkópos (OM, SEM, TEM), valamint diffrakciós technikáktól az izotópgeokémián át egészen a petrofizikáig terjedt a választék, a témák jellege tekintetében pedig agyag-, környezet- és ércásványtani, anyagtudományi és közettani blokkok követték egymást a programban. Az előadásokat élénk vita követte. A péntek esti műsort színesítette négy „művészettörténet-ásványtani” előadás. A teljes program, rövid összefoglalókkal együtt, megtalálható az iskola honlapján: <http://mposfai.hu/TAI/tai.htm>.

Az iskola szakmai gazdáit az MTA Geokémiai, Ásványtani és Közettani Tudományos Bizottságának Nanoásványtani Albizottsága és a Magyarhoni Földtani Társulat Ásványtan-Geokémiai Szakosztálya. Idén az Ipar a Veszprémi Mérnök képzésért Alapítvány anyagi támogatása fedezte a terembért, míg vendég-előadónk meghívását egy kétoldalú Erasmus együttműködés tette lehetővé. A rendezvényen 80 szakember vett részt.

PÓSFAI Mihály

A tíz szakmai tagszervezetet tömörítő Földtudományi Civil szervezetek Közössége (FöCiK) segítő szándékú észrevételeket tartalmazó levelet küldött az „Államreform III. program” részeként „a Kormány 1958/2015 (XII. 23.) kormányhatározata a központi hivatalok és költségvetési szerv formában működő központi minisztériumi háttérintézmények felülvizsgálatáról” szóló határozat földtudományokat érintő kérdéseire, ORBÁN Viktor miniszterelnöknek és LAZÁR János miniszternek. Hasonló, a földtudományi értékeket méltató témájú külön levelet írt

néhány tagszervezet is a fenti határozathoz kapcsolódóan, köztük a Magyarhoni Földtani Társulat.

Személyi hírek

HATVANI István Gábor a geomatematikai Szakosztály titkára, az MTA CSK FGTtudományos munkatársa és az ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék meghívott előadója, 2015-ben a Junior Prima Kitüntetést kapott, Magyar Tudomány kategóriában.

2016. január 27-én a Pécsi Tudományegyetem és a Földrajzi Intézet rendezvényén, a Prinz napon vehették át kitüntetésüket a Prinzdíj professzori és junior díjazottjai. A díjat a 2015. évi munkásságuk, kitartó kutatómunkájuk és példamutató oktatói tevékenységük elismeréseként adta át Dr. PÁVA Zsolt, Pécs polgármestere. A Földrajzi Intézet senior díjazottja Dr. KONRÁD Gyula, a Földtani és Meteorológiai Tanszék egykori vezetője, a geológia kiemelkedő tudósa lett.

A Magyarhoni Földtani Társulat Választmányának 2015. november 25-i szavazása, és az elnöki hatáskörű döntés értelmében a Földtani Közlöny szerkesztőbizottsága a 2015–2018. évre a következő tagokból áll: SZTANÓ Orsolya (főszerkesztő), PIROS Olga (technikai szerkesztő), BABINSZKI Edit, CSERNY Tibor, DULAI Alfréd, FODOR László, KISS János, PALOTÁS Klára, PAPP Gábor, SZAKMÁNY György, TÖRÖK Ákos (tagok).

Köszönetnyilvánítás

Hálásan köszönjük minden tagtársunknak, azoknak is akik nekünk mellőzést kértek, hogy önkéntes jövedelemarányos tagdíjukkal, vagy egyéb adományukkal a 2016. évben is támogatták Társulatunk munkáját.

BAKSA Csaba, BARANYI Viktória, BOGNÁR László, BOGNÁR Lászlóné, BREITNER Dániel, BUDA György, CENE János, CSICSELY György, FODOR László Imre, GRESCHIK Gyula, HAMOS Gábor, HOLODA Attila, KIRÁLY Edit, KISSNÉ MEZEI Ágnes, KOMLÓSSY György, KOROKNAI Zsuzsa, KOVÁCS László, KOVÁCS P. Gábor, KUTI László, LEMBERKOVICS Viktor, MÁDAI Ferenc, MAJOROS György, NUSSZER András, PÁKOZDI Gábor, PAPP Lajos, PUZDER Tamás, SZAKÁLY László, SZARVAS Imre, SZEDERKÉNYI Tibor, TÓTH Sándor, TURTEGIN Elek, UNGER Zoltán, ZAJZON Norbert, ZSADÁNYI Éva

2015. évben két munkatársának, TÓTH Tamásnak és KOROKNAI Balázsnak örökös társulati tagságot váltott a Geomega Kft. Köszönjük támogatásukat!

Gyász hírek

Fájdalommal tudatjuk, hogy STANZEL Antal (1938–2015) tagtársunk 2015 novemberében elhunyt.

Életének 76. évében elhunyt Dr. RÁNER Géza a MÁELGI volt igazgatója.

Szomorúan tudatjuk, hogy Dr. MÁRTON Gyula (Manó) tagtársunk életének 88. évében, 2016. január 25-én elhunyt.

Emlékük szívünkben és munkáinkban tovább él.

Könyvismertetés

HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L., KONRÁD Gy. 2010:
Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000.
 — MÁFI, Budapest.

HAAS J., BUDAI T. (szerk.) CSONTOS L., FODOR L., KONRÁD Gy., KOROKNAI B. 2014: **Magyarország prekainozoos medencealjzatának földtana.** — MFGI, Budapest

A Magyarország Földtani Térképsorozata keretébe tartozó térkép, a magyarázó, és annak mellékletét képező „Regionális szelvények Magyarország prekainozoos földtani térképéhez, 2014” magyar és angol nyelvű megjelenésével teljessé vált a mű, ami a frissebb és újra feldolgozott adatok segítségével mutatja be a Kárpát-medence magyarországi részének bonyolult földtani viszonyait. A medencét kitöltő paleogén és neogén képződmények elhagyásával tárul fel a medencealjzat felépítése, és válik értelmezhetővé a felszíni kibúvások sokszínűsége, elhelyezkedésük néha zavarba ejtő rendje. Gondoljunk csak az európai affinitású Mecseki-egység, és a dél-alpi rokonságokat mutató Dunántúli-középhegységi egység inverz földrajzi helyzetére.

A magyarázó megjelenését négy évvel előzte meg a térkép közreadása, közben intézményi átszervezés és névváltozás is történt a kiadónál. A Magyar Állami Földtani Intézet átlag húsz évenként látta szükségesnek egy-egy új, a földrajzi adottságoknak leginkább megfelelő 1:500 000 méretarányú medencealjzat-térkép megjelenését (CSALAGOVITS et al. 1967., FÜLÖP et al. 1987, HAAS et al. 2010). A megjelenés lassuló üteme az új információkat biztosító nyersanyag-kutatási mélyfúrási tevékenység hanyatlásával konform. A medencealjzat felépítéséről elsődleges, új adatokat biztosító fúrási magminták és geofizikai mérések mellett, a legújabb rétegtani, szerkezetföldtani tudományos eredmények kontextusában újra értelmezett korábbi adatok jelentették a térkép szerkesztésének alapját. Az adatokat a Magyar Állami Földtani Intézet által fejlesztett országos geológiai térmodell programjába helyezve, a térinformatikai háttér új, minőségi lehetőségeket biztosított a térkép készítéséhez. Az adatbázisok térinformatikai rendszere a térkép felhasználásában is további lehetőségeket nyitott azáltal, hogy igény szerint külön is ábrázolható a térkép minden tartalmi eleme: a képződmények, a tektonikai elemek, a szintvonalak.

Jelentős változások észlelhetők az aljzattérkép főbb tartalmi egységeiben a korábbi, 1987-es térképhez viszonyítva. Első helyen a tengerszinthez viszonyított medencealjzat domborzat korrigált képét kell említeni. Az 500 méteres szintvonalközzel ábrázolt mélységviszonyok — főleg az újra értelmezett geofizikai adatok segítségével — pontosabbá váltak. A térképen feltüntetett 1200, jórészt aljzatos is ért mélyfúrási adatai alátámasztják a domborzati kép helyességét.

Jól definiáltak a medencealjzat szerkezeti egységei. A két kis-méretarányú melléktérkép egyértelműen bemutatja a medencealjzat, és a tágabb környezetet jelentő Alp-Kárpát-Dinári régió szerkezeti egységeit. Mind a térkép jelkulcsának tagolása, mind a magyarázó tárgyalási vonala a szerkezeti egységek szerint történik. Az újabb kutatások eredményeként egyrészt a korábbinál több rétegtani egységet különít el a térkép és magyarázó, másrészt beépültek a Magyar Állami Földtani Intézet újabb regionális kutatásainak eredményei. Ezek közül a Bükk hegység rétegtanára vonatkozó változások a leglátványosabbak. A szerkezeti egységeken belül a térkép a genetikailag egymással rokon földtani képződménycsoportokat ábrázolja, megkülönböztetésükhöz a konven-

cionális színezést alkalmazza. A szürke színezésű foltok mutatják, hogy továbbra is jelentős kiterjedésűek a terra incognita, azaz alig, vagy egyáltalán nem ismert területek. Ilyenek a 7000 m aljzat mélységet meghaladó Kisalföldi-, és Békési-medence, a Makói-árok, az ország tengelyében végig húzódó, a legjelentősebb szerkezeti mozgások öve, a Közép-dunántúli-egység aljzata, valamint a Tiszafüredtől az országhatárig terjedő ÉK-i országrész.

A magyarázó részletesen tárgyalja a medencealjzat nagyszerkezeti egységeinek földtani felépítését. Az egységeken belül lemeztektónikai ciklusok, a prevariszkuszi és variszkuszi, valamint a jóval elterjedtebb alpi fejlődéstörténeti szakaszok adják a genetikailag rokon képződménycsoportok tárgyalásának rendjét. Látványosak, és nagyban segítik a bonyolult földtani, szerkezeti felépítés megértését az egyes szerkezeti főegységek tektonikai modelljét bemutató ábrák, valamint a vonatkozó elvi rétegoszlopok.

A térkép és a magyarázó a prekainozoos medencealjzat képződményeit ért szerkezeti deformációk mezozoos és kainozoos tektonikai elemeit első-, másod-, és harmadrendű kategóriákba sorolva, jellegük szerint (normálvető, eltolódás, rátolódás, takaró) is megkülönbözteti. Ezt a fajta, a medencealjzatra is kivetített precíz tagolást csak az utóbbi két évtized szerkezetföldtani tanulmányainak eredményei tették lehetővé. A melléktérkép áttekintést nyújt az alpi metamorfózis által deformált szerkezeti egységek helyzetéről is.

A magyarázó külön fejezeteket szentel a nagyszerkezeti egységeket határoló szerkezeti vonalak elemzésére, és a szerkezetfejlődés eseményeinek összegzésére.

A kötet mellékletét két, az országot nagyjából É-ÉNy, D-DK irányban átszelő látványos regionális szelvény képezi, amik keresztezik a legtöbb szerkezeti egységet, feltárva egymáshoz való viszonyuk jellegét. A regionális szelvények méretaránya azonos a térképével, azaz 1:500 000. A szelvények nyomvonalának töréspontjait fontos paraméter-fúráások jelentik.

Bőséges az irodalomjegyzék. A kötet végén található nagyon hasznos mutató a térkép jelkulcsában szereplő földtani egységek és a formációnevek, a hivatalos litosztratigráfiai egységek relációját mutatja be.

A térkép és a magyarázó kiváló szakemberek együttműködése révén született meg, akik személyükben a legfontosabb hazai földtani intézményeket is képviselik.

BREZSNYÁNSZKY Károly

GYALOG L. 2013: Magyarország földtani térképe, 1:500 000.
 — MFGI, Budapest

KERCSMÁR Zs. (szerk.), BUDAI T., CSILLAG G., SELMECZI I., SZTANÓ O. 2015: Magyarország felszíni képződményeinek földtana. — MFGI, Budapest

A Magyar Állami Földtani Intézet több mint egy évtizedes munkával elkészítette, és 2005-ben közreadta Magyarország 1:100 000 méretarányú digitális földtani térképét. A térkép adatbázisai szolgálták a további kisebb méretarányú, levezetett földtani térképek alapjául. Ilyenek az atlasz formájában megjelent 1:200 000 (BUDAI & GYALOG szerk. 2009), az ismertetésünk tárgyát képező 1:500 000 (GYALOG 2013), vagy a Hungary in Maps (KOCIS, SCHWEITZER 2009) című kiadványban megjelent 1:2 300 000 (BREZSNYÁNSZKY & SÍKHEGYI) méretarányú térkép változat. Említhetjük még a Magyarország Nemzeti Atlasza szerkesztés alatt álló kiadvány részére kéziratban elkészült 1:1 000 000 méretarányú földtani térképet.

A Magyarország Földtani Térképsorozata keretében megjelent mű a korábbi változattól (FÜLÖP et al. 1984) eltérően új alapokon mutatja be az ország földtani felépítését. A rétegtani felosztás a konszolidált litosztratigráfiai egységeken alapul, területi elterjedésüket a térkép, rövid leírásukat a magyarító tartalmazza. KERCSMÁR Zsolt, a kötet szerkesztője, bevezetőjében felhívja a figyelmet a térkép és a magyarító tartalmi különbségeire: „... a szerzők az egyes korok szakértőiként lettek felkérve a magyarító fejezeteinek megírására, és nem vettek részt a térkép szerkesztési munkáiban. Ebből adódóan néhány képződmény térképi összehasonlításával és ábrázolásával kapcsolatban keletkezett elvi ellentmondást a képződményleírásokban kellett feloldaniuk.” További jellegzetessége a magyarítóknak, hogy vázlatosan ismerteti a kainozoikumnál idősebb képződményeket, hivatkozva a „Magyarország prekainozoos medencealjátának földtana” (2014) térképmagyarítóra. A felhasználó részére azonban nehézséget okozhat, hogy a medencealjat térkép jelkulcsi felosztása nem formáció alapú, és a magyarítója is a genetikailag rokon képződmény csoportok leírását tartalmazza. Bővebb, már jellemző ősmaradványokat is felsoroló leírást találunk a kainozoos képződményekről.

A földtani térkép egyszerűsített topográfiai alapon készült, ami szigetzerű elhelyezését, a határokon sehol nem nyúlik túl sem a topográfia, sem a tematikus tartalom, még a földrajzi koordináták is véget érnek az országhatárnál. Ennek vannak praktikus okai, de a sorozat korábbi tagjaitól látványban erősen eltér. 100 méterenkénti szintvonalak ábrázolják a domborzatot. A földtani tartalom nagyon gazdag, annak ellenére nem túlszűfolt a térkép. A rétegtani sorrendbe rendezett jelkulcsi elemek száma 130, túlnyomó részük önálló litosztratigráfiai egység, formációcsoport, vagy kisebb számban genetikailag összefüggő képződmény csoport. A képződmények jelkulcsi és térképi azonosítását rövid szám és betű kombinációból álló földtani indexek segítik. Gondolva a térkép sokoldalú alkalmazási lehetőségeire, felhasználóbarát a jelkulcs szerkesztése, a képződmények jelkulcsi leírásánál a közet-

tani és keletkezési viszonyok dominálnak, a formáció nevek csak másodlagosak. A térképen szerepelnek a legfontosabb tektonikai elemek, az Észak-magyarországi vulkáni hegységeink azonban „atektonikus” jellegűek. Fontos megemlíteni, hogy a térkép valamennyi szöveges eleme kétnyelvű, magyar és angol.

Egy kisméretarányú melléktérkép található a térkép bal oldalán, az egyszerűsített földtani tartalom mellett a földrajzi tájegységneveket tünteti fel, megkönnyítve a térkép oktatásban való felhasználását. Nagyon kedvező a térkép színvilága. A földtani térképek egyezményes színeit alkalmazza, jól elkülöníthetők az árnyalatok, összehatásában pedig harmonikus látványt nyújt.

A földtani térképhez tartozó magyarító két, magyar és angol nyelvű füzetet két évvel a térkép megjelenése után készült el. Címében hangsúlyozza, hogy a „felszíni képződmények” leírását találjuk a kötetben. A hangsúly talán nem teljesen indokolt, mert a térkép, aminek magyarítója a kötet, csak felszíni képződményeket ábrázol. A kötet szerkesztési nehézségeire és tartalmi egyenetlenségeire — ahogy már korábban idéztük — a Szerkesztő a bevezetőben felhívja a figyelmet. A magyarító elején rövid összefoglalást találunk Magyarország tájegységeinek földtani felépítéséről, néhány a kainozoikumig terjedő elvi rétegoszloppal kiegészítve.

A képződmények földtani leírása a paleozoikumtól a holocénig rétegtani sorrendben következik, a térkép jelkulcsának megfelelően, feltüntetve a térképi azonosító földtani indexet is. Ebben a szövegrészben is találunk két ábrát, az eocén és eocén-oligocén, valamint az oligocén és oligocén–miocén képződmények litosztratigráfiai összefüggéseiről. A képződmény leírásokban fellelhetők a szükséges irodalmi hivatkozások, amiket az irodalom jegyzékben gyűjtöttek össze. Ugyanúgy, mint a prekainozoos térkép magyarítója esetében, nagyon hasznos a kötet végén található mutató, ami az egyes formációnevek szövegben való előfordulási helyeit összegzi. A kötet végén örömmel láttam régi kollégáim fényképét.

BREZSNYÁNSZKY Károly

