

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



146/3

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society

Tartalom — Contents

- MÉSZÁROS Előd, RAUCSIK Béla, VARGA Andrea, Schubert Félix: Kisfokú, közepes nyomású regionális metamorfózis nyomai a Horváthertelend Hh–1 fúrás mapeletelési övezletében: mikroszöveti és termobarometriai bizonyítékok. — *Low-grade, medium pressure regional metamorphism of the pelitic succession in the borehole Horváthertelend Hh–1: microstructural and thermobarometric evidences.* 207
- MAGYAR, Levente, BENEI, Balázs, HALÁSZ, Amadé: Re-evaluation of archive pebble distribution data for the Upper Permian Bakonya Sandstone Member of the Kővágószőlős Formation, Hungary — a comparison with the composition of cores BAF–1 and BAF–1A. — *A felső-perm Kővágószőlős Formáció Bakonyai Tagozatának újraértékelése archív kavicseloszlási adatok alapján — A BAF–1 és a BAF–1A fúrások összehasonlításával.* 223
- KOVÁCS, Zoltán, VICIÁN Zoltán: A new Egerian (Upper Oligocene – Lower Miocene) gastropod fauna from the Esztergom Basin (NE Transdanubia, Hungary). — *Új egeri (késő-oligocén – kora-miocén) korú Gastropoda-fauna az Esztergomi-medencéből (ÉK-Dunántúl, Magyarország).* 233
- BARTHA István Róbert, SZÓCS Emese, TÓKÉS Lilla: Rezervoár analóg pannóniai turbiditiek Kelet-Erdélyben: öskörnyezet és porozitásfejlődés. — *Reservoir quality of the Late Miocene turbidites from the eastern Transylvanian Basin, Romania: depositional environment and porosity evolution.* 257
- KISS János: A gravitációs és mágneses anomáliák átfogó értelmezése a Kárpát–Pannon-régióban. — *Comprehensive interpretation of gravity and magnetic anomalies in Carpathian–Pannonian Region.* 275
- SZILÁGYI Imre: A szénhidrogének és a szilárd ásványi nyersanyagok vagyoni- és készletértékelési módszertanának összehasonlítása. — *Comparison of evaluation methodologies applied for petroleum and mineral resources and reserves.* 299
- In memoriam**
KOMLÓSSY György: In memoriam VIZY Béla. 313
- Hírek, ismertetések** (összeállította CSERNY Tibor, PALOTÁS Klára) 315
Első borító: Egri korú gastropodák az Esztergomi-medencéből (fotó: KOVÁCS Zoltán). Hátsó borító: Nyomási oldódásos foliáció két eltérő kompetenciájú köztípus határán a Horváthertelend–1 fúrásban (a kép hossza 0,5 cm) (Fotó: Mészáros Előd).

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 költségvonzatára.

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 cikkkel 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 szürkeárnyaltos 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

Kisfokú, közepes nyomású regionális metamorfózis nyomai a Horváthertelend Hh–1 fúrás metapelites összetételében: mikroszöveti és termobarometriai bizonyítékok

MÉSZÁROS Előd, RAUCSIK Béla, VARGA Andrea, SCHUBERT Félix

SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem utca 2–6.
e-mail: meszaros.elod@gmail.com

Low-grade, medium pressure regional metamorphism of the pelitic succession in the borehole Horváthertelend Hh–1: microstructural and thermobarometric evidences

Abstract

In this study the microstructural and thermobarometric investigation of the metapelitic sequence of the Horváthertelend Unit (borehole Hh 1; NW foreland of the Mecsek Mts., Hungary) were carried out. The well Hh–1 cuts through Cenozoic sediments and sedimentary rocks across 720 m. Below the depth 720 m a black slate sequence with metasandstone intercalations was drilled in a thickness of 70 m. The slate is underlain by a dark grey polymictic conglomerate-sandstone sequence. The slate and conglomerate bodies were correlated with the Silurian flysch-like Szalatnak Slate Formation, forming a unique low-grade metamorphic body in the region.

In this work the upper slate sequence was studied which consists of mainly black – dark grey, in the lower section pale grey, slate with metagreywacke and metasiltstone lenses. The studied rocks contain grain supported, well sorted arkose clasts from millimetre to centimetre scale. The studied slate samples have K-white mica + chlorite + quartz + albite + anatase ± tourmaline mineral assemblage. The metagreywacke lenses and laminae are often folded, and a moderately developed continuous foliation and pressure solution seams are also common. The arkose clasts are strongly flattened and boudinaged. Pre-tectonic quartz veins are systematically folded, dynamically recrystallized (low-T grain boundary migration recrystallization) and apparently sheared by pressure solution seams.

The full width at half maximum (FWHM) values of the 001 and 002 reflexion peaks of K-white mica and chlorite were measured by XRD in highly oriented <2 µm grain size fraction of the slate. The low FWHM values ($M_{s_{001}}: \sim 0.117 \Delta^{\circ}2\Theta$, $Chl_{002}: \sim 0.147 \Delta^{\circ}2\Theta$) and the large crystallite sizes calculated using the Scherrer-equation ($M_{s_{001}}: 1121 \pm 70 \text{ \AA}$, $Chl_{002}: 700 \pm 86 \text{ \AA}$) suggest epizonal metamorphism. The $b_0=6d(060,331)$ value of K-white mica was determined in the unoriented <2 µm grain size fraction. In the investigated samples the average calculated b_0 value $\sim 9.022 \text{ \AA}$ suggests medium P-T gradients during metamorphism.

The rocks contain large amount of autochthonous carbonaceous material (CM) making possible to carry out Raman-spectroscopic thermometry based on the evolution of CM's first order Raman bands. The calculated maximum temperature of the metamorphism can be estimated about 350 °C using three different empirical thermometers.

The presented observations and data suggest low-grade, medium pressure (chlorite zone $\sim 350 \text{ }^{\circ}\text{C}$) regional metamorphism and associated ductile deformation of the metapelitic sequence of the borehole Hh–1.

Keywords: Horváthertelend Unit, slate–metagreywacke, Raman-spectroscopy, phyllosilicates, FWHM, low-grade, medium pressure regional metamorphism

Összefoglalás

Tanulmányunkban a Nyugati-Mecsek É-i előterében mélyült Horváthertelend Hh–1 fúrásban 720–790 m között feltárt, a Szalatnaki Agyagpala Formációval korrelált fekete–szürke agyagpala–metagrauwacke összetételű mikroszerkezeti és termobarometriai vizsgálatát végeztük el. A kőzetet ért maximális metamorfózist a szenes anyag Raman-spektroszkópos termometriai vizsgálata, valamint a fehércsillám és a klorit félértékszélessége, továbbá a Scherrer-egyenlettel becsült átlagos kristallit mérete alapján jellemeztük.

A szenes anyag termométereinek eredménye alapján $\sim 350 \text{ }^{\circ}\text{C}$ maximális metamorf hőmérséklet feltételezhető. A fehércsillám (FWHM₀₀₁: $\sim 0,117 \Delta^{\circ}2\Theta$) és klorit (FWHM₀₀₂: $\sim 0,147 \Delta^{\circ}2\Theta$) <2 µm frakciójának kalibrálatlan félértékszélesség értékei, továbbá a számolt átlagos kristallitméretek epizónás metamorfózist sugallnak, mely egybevág a becsült T_{\max} értékkel. A <2 µm frakció fehércsillámára jellemző $b_0: \sim 9,022 \text{ \AA}$ érték alapján a metamorf esemény nyomásviszonyaira közepes gradiens valószínűsíthető.

A közzettest teljes vizsgált térfogatában megjelenő, az üledékes réteggel hegyesszöget bezáró nyomási oldódásos eredetű, a filloszilikátok által kijelölt folytonos foliáció, valamint a foliációhoz viszonyítva pretektonikus kvarcerek alacsony hőmérsékletű, szemcsehatár vándorlásos dinamikus rekrisztallizációja a képződmény képlékeny deformációját jelzik.

A szenes anyag és a filloszilikátok vizsgálata, továbbá a kiszfokú metapelitek regionális metamorfózisára jellemző szerkezetfejlődés alapján a Horváthertelend Hh-1 fúrás paleozoos pelites összetételének kiszfokú, közepes nyomású regionális metamorfózisa valószínűsíthető.

Tárgyszavak: Horváthertelendi-egység, agyagpala metagrauwacke, Raman-spektroszkópia, filloszilikátok, FWHM, kiszfokú, közepes nyomású regionális metamorfózis

Bevezetés

Napjainkban a Dél-Dunántúl területén folyó földtani kutatások a perm Bodai Agyagkő Formációra, mint a nagy aktivitású radioaktív hulladéklerakó potenciális befogadó képződményére koncentrálnak (KONRÁD & HÁMOS 2006, KONRÁD et al. 2010, MÁTHÉ & VARGA 2012). A kutatás egyik fontos állomása a képződmény térbeli lehatárolása, valamint földtani kapcsolatainak megismerése, melyben a Horváthertelend-1 (továbbiakban Hh-1) fúrás rétegsorának kulcsszerepe van.

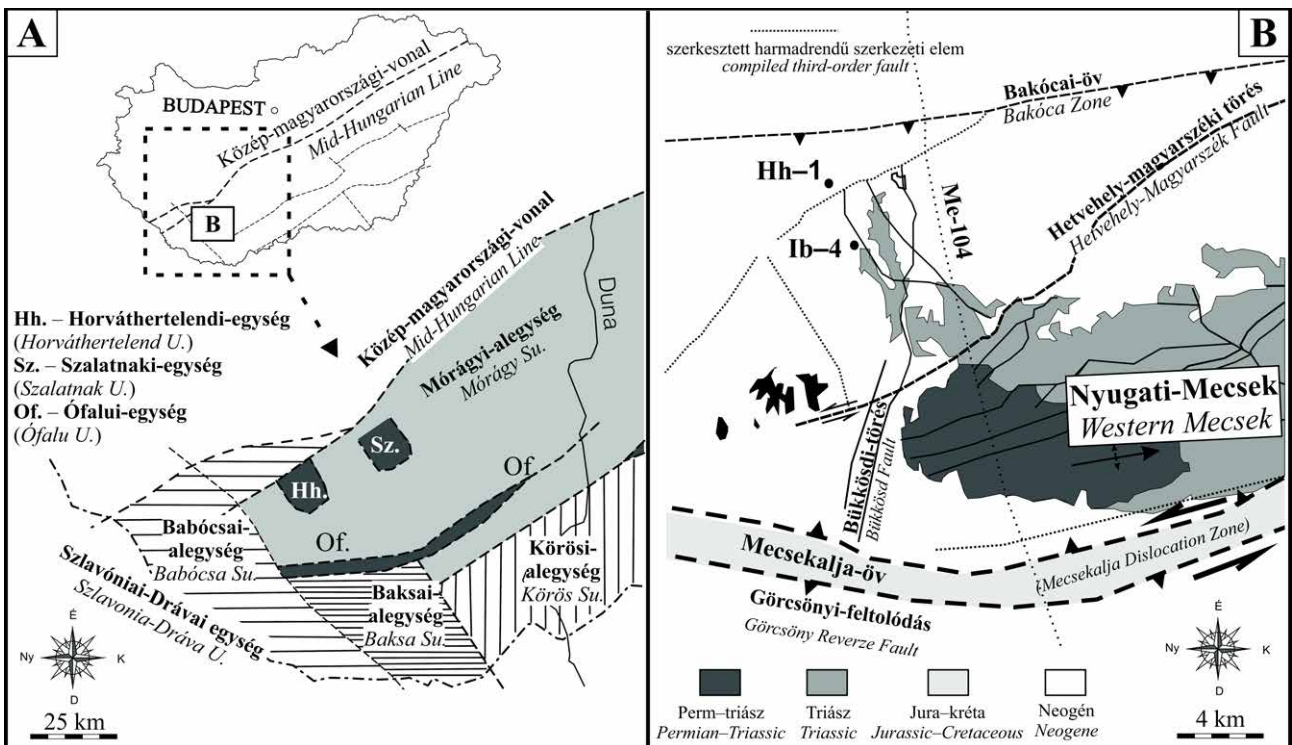
A Hh-1 fúrást az egykori Mecseki Ércbányászati Vállalat (MÉV) mélyítette a Mecsek ÉNy-i előterében, 1986-ban. A fúrás rétegsorának jelentősége napjainkra felértékelődött, miután 2004-ben attól 3,8 km távolságra lemélyítették az Ibafa-4 (Ib-4) fúrást, ami a Bodai Agyagkő Formáció Nyugati-Mecsek É-i előterében található elterjedési területének (Gorica-i-blokk) alapszelvénye (1. ábra). Az említett két mélyfúrás azonban közzetani felépítésében markánsan

eltérő rétegsort harántolt, következésképpen a Hh-1 fúrás által feltárt kőzetasszociáció minél pontosabb ismerete nagy jelentőséggel bír a Gorica-i-blokk területi lehatárolásában (MÉSZÁROS et al. 2015).

Jelen tanulmány célja a 720–790 m közötti zónából rendelkezésre álló minták (a korábbi archív vékonycsiszolatokon végzett petrográfiai vizsgálatokon túlmenően) ásványközzetani és mikroszerkezeti vizsgálata, illetve értelmezése. Munkánk további célja, hogy a finomszemcsés képződmény korábban szöveti alapon feltételezett (MÉSZÁROS et al. 2015) kiszfokú metamorfózisának körülményeiről részletes geotermobarometriai vizsgálatokkal kvantitatív adatokat szolgáltatassunk.

Földtani háttér

SZEDERKÉNYI (1997) a Horváthertelend-1 fúrás rétegsorában feltárt, feltehetően paleozoos képződményeket a szi-



1. ábra. A) A Tiszai-egység dunántúli részének prealpi szerkezeti egységei a Horváthertelendi- és Szalatnaki-egységgel (SZEDERKÉNYI 1997 in HAAS 2001, módosítva) B) A Nyugati-Mecsek kainozoos szerkezeti elemeinek térképe a Hh-1 és az Ib-4 fúrással (KONRÁD & SEBE 2010, módosítva)

Figure 1. A) Pre-Alpine structural units of the Transdanubian part of the Tisza Mega-unit with the location of the Horváthertelend and Szalatnak Units (modified after SZEDERKÉNYI 1997 in HAAS 2001), B) Cenozoic structural map of S Transdanubia with the locations of borehole Horváthertelend-1 and Ibafa-4 (modified after KONRÁD & SEBE 2010)

lur Szalatnaki Agyagpala Formáció kőzeteivel állította párhuzamba. A területet takaróncsként értelmezve (környezetétől markánsan eltérő metamorf fokú, de ismeretlen szerkezeti helyzetben található képződmény) a Mórágylegységen belül Horváthertelendi-egységként különítette el, azonban ennek a képződménynek a kőzettani és szerkezeti felépítéséről és szerkezeti kapcsolatairól keveset tudunk.

A Hh-1 fúrás 720 m mélységig kainozoos törmelékes üledékeket és üledékes kőzeteket tárt fel (2. ábra). A kainozoos összlet alatt fekete-sötétszürke, finomszemcsés metaüledékes kőzeteket (agyagpala, metagrauwacke, metaaleurit), majd egy zúzott zónát követően 790 m-től durva-törmelékes üledékes kőzeteket (konglomerátum) harántolt (2. ábra) (MÁTHÉ 1986, MÉSZÁROS et al. 2015). Az utóbbi két képződményt SZEDERKÉNYI (1997) egységesen a Szalatnaki Agyagpala-hoz sorolta, ezzel szemben BARABÁS (2010) a konglomerátum esetében a Tésenyi Metahomokkővel való rokonságot tartja valószínűbbnek. Korábbi petrográfiai vizsgálatok alapján felmerült a képződmény nagyon kisfokú–kisfokú regionális metamorfózisa (MÉSZÁROS et al. 2015).

Alkalmazott módszerek

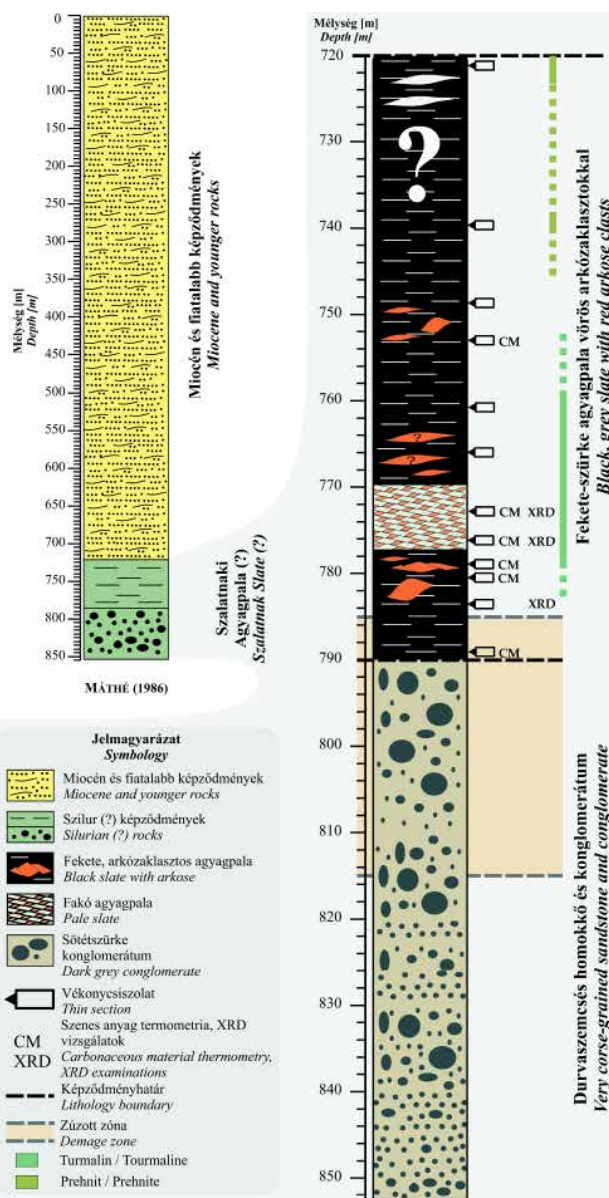
Petrográfia

Kutatómunkánk során a rendelkezésre álló magmin-tákon makroszkópos vizsgálatokat végeztünk. A makroszkópos megfigyeléseket követően a rendelkezésre álló vékonycsiszolatok (Mecsekérc Zrt. 20 db, LELKESNÉ FELVÁRI Gyöngyi 42 db, ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék 2 db és SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék 11 db) felhasználásával ásvány–kőzettani és mikroszerkezeti vizsgálatokat végeztünk az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszéken Olympus BX41 polarizációs mikroszkóppal.

Az agyagásványok (rétegszilikátok) pontosításához, illetve a minták szemcseszintű szövetének feltárásához SEM vizsgálatokat végeztünk a minták friss törési felületein, illetve polírozott vékonycsiszolatokon. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok Hitachi S-4700 téremissziós elektronmikroszkópon készültek, másodlagos- (SE) és visszaszórt- (BSE) detektorok alkalmazásával.

Raman-spektroszkópia alapú szenes anyag termometria

A vizsgált kőzetekben, nagy mennyiségben előforduló szenesanyag-szemcséken Raman-spektroszkópián alapuló termometriát végeztünk, mely napjainkban egyre inkább elterjedő termometriai módszer üledékes protollal rendelkező metamorfitek esetében (BEYSSAC et al. 2002, 2004; RAHL et al. 2005; JUDIK et al. 2008; AOYA et al. 2010; LAHFID et al. 2010; WIEDERKEHR et al. 2011; NAGY & M. TÓTH 2012; HILCHIE & JAMIESON 2014; HU et al. 2015). A módszer alapja, hogy az üledékekkel betemetődött szerves anyag a



2. ábra. A Horváthertelend-1 fúrás vázlatos rétegoszlopa a „paleozoos” képződmények kiemelésével (MÁTHÉ 1986 alapján)

Figure 2. Generalized lithological column of the core Horváthertelend-1. Palaeozoic rocks are shown in detail (modified after MÁTHÉ 1986)

hőmérséklet növekedésével irreverzibilis módon egyre rendezettebb szerkezetűvé válik, míg teljesen grafittá nem alakul (YUI et al. 1996). Mivel a folyamat során markáns szerkezeti változások következnek be, azok a szénült szerves anyag (szenes anyag) Raman-spektrumán jól nyomon követhetők. A folyamat irreverzibilis, így a szerves anyag érettségét jellemző paramétereket a metamorfózis során elért maximális hőmérséklet (T_{max}) határozza meg (BEYSSAC et al. 2002, 2003; RAHL et al. 2005; AOYA et al. 2010; WIEDERKEHR et al. 2011).

A szenes anyag Raman-spektrumán megkülönböztettünk egy elsőrendű ($1100\text{--}1800\text{ cm}^{-1}$) és egy másodrendű ($2500\text{--}3100\text{ cm}^{-1}$) régiót (TUINSTRÁ & KOENIG 1970, NEMANICH & SOLIN 1979, BEYSSAC et al. 2002). Az első-

rendű csúcsokhoz a grafitcsúcs (G :~1580 cm^{-1}), valamint további négy rendezetlenségi csúcs ($D1$:~1350 cm^{-1} , $D2$:~1620 cm^{-1} , $D3$:~1500 cm^{-1} , $D4$:~1245 cm^{-1}) tartozik. A másodrendű régióban további két csúcs található ($S1$:~2700 cm^{-1} és $S2$:~2900 cm^{-1}). Mind az elsőrendű, mind a másodrendű csúcsok intenzitása és csúcs alatti területe csökken az érettséggel, azonban a legjobban követhető változások az elsőrendű csúcsokban következnek be (BEYSSAC et al. 2002, RAHL et al. 2005, LAHFID et al. 2010, WIEDERKEHR et al. 2011), így a jelenleg használt tapasztalati termométerek is ezekre a változásokra épülnek.

A vizsgált minták nagy mennyiségben (1–3%) tartalmaznak szenes anyagot, így lehetőséget biztosítanak a Raman-spektroszkópián alapuló termometriai módszerek alkalmazására. Munkánk során többféle termométert használtunk, amelyek az alkalmazott kalibráció tekintetében különböztek. A szöveti megfigyelések alapján felmerült olyan módszerek alkalmazhatósága, melyek közepes érettségű (>300 °C) szerves anyag esetében adnak megbízható eredményt. Éppen ezért BEYSSAC et al. (2002), valamint a munkájuk alapján készült, kifejezetten regionális metamorfotokra kalibrált termométert alkalmaztuk, melyet AOYA et al. (2010) publikáltak. Felhasználtuk továbbá RAHL et al. (2005) termométerét, mely hasonló alapokon nyugszik, azonban a szerzők szerint szélesebb hőmérsékleti tartományban alkalmazható. Mivel azonban a közelmúlt kutatási eredményei (LAHFID et al. 2010, KOUKETSU et al. 2014) rávilágítottak az alacsonyabb érettségű szenes anyag Raman-spektrumának komplexitására, így eredményeink felülvizsgálata céljából olyan megközelítést is alkalmaztunk, mely kifejezetten alacsony és közepes érettség esetén használható. Erre leginkább alkalmasnak KOUKETSU et al. (2014) termométerét ítéltük, mely kis és közepes érettség esetén alkalmazható, és jelentős átfedéssel rendelkezik a korábbi termométerekkel.

A méréseket szabvány vastagságú, fedetlen vékonycsiszolatokon végeztük az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén található THERMO Scientific DXR Raman-mikroszkóppal. A mérések során 532 nm-es (Nd-YAG) lézert alkalmaztunk. A méréseket 1–3 mW lézerteljesítmény mellett 100× objektív és 50 μm pinhole alkalmazásával végeztük. Minden mérés esetében a felvételezési idő 20×10 s volt. A spektrumok kiértékelését és a csúcsparaméterek meghatározását a PeakFit 4.12 program segítségével végeztük, a dekonvolúció során Voigt módszert használtunk.

Röntgen-pordiffraktometria

A képződmény jellegzetes kőzettípusainak ásványos összetételét röntgen-pordiffrakciós módszerrel határoztuk meg az általunk kiválasztott 8 mintán. A mintákat kalapáccsal, fém spatulával és fogóval választottuk le a ma-

I. táblázat. A röntgen-pordiffrakciós mérések során alkalmazott műszerparaméterek

Table 1. Instrumental conditions of X-ray powder-diffractometry

Paraméter	Orientálatlan minta	Orientált minta	Agyagfrakció orientálatlan minta (b.)
A készülék típusa:	Rigaku Ultima IV	Rigaku Ultima IV	Rigaku Ultima IV
Sugárforrás:	CuK ₁	CuK ₁	CuK ₁
Csőáram:	40 mA	30 mA	40 mA
Csőfeszültség:	50 kV	40 kV	50 kV
Mérési tartomány:	3–70° 2 θ	3–80° 2 θ	43–65° 2 θ
Mérési geometria:	Bragg-Brentano	Bragg-Brentano	Bragg-Brentano
Résrendszer:	2/3°–2/3°	2/3°–2/3°	2/3°–2/3°
A monokromátor típusa:	hajlított grafit egykristály	hajlított grafit egykristály	hajlított grafit egykristály
Offset szög:	0,5°	0°	0,5°
A goniométer sebessége:	1°/perc	0,6°/perc	0,333°/perc
Mérési gyakoriság:	0,05°	0,05°	0,02°
Detektor:	proporcionális számláló	proporcionális számláló	proporcionális számláló

gokról, törekedve arra, hogy a keletkezett szilánkok minél homogénebbek és reprezentatívabbak legyenek, továbbá, hogy az utólagos hatások által átalakított kőzetrészek ne kerüljenek a preparátumokba.

A teljes kőzet ásványos összetételének meghatározásához az orientálatlan preparátumokhoz ~0,04 g, előzőleg achátmozsárban kézzel porított és homogenizált mintát csökkentett háttérű Si mintatartóra helyeztünk. A méréseket az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén található Rigaku Ultima IV röntgen-diffraktométerrel végeztük. A pontos mérési paramétereket az *I. táblázatban* tüntettük fel. A minőségi kiértékelés a Rigaku PDXL 1.8 szoftvercsomag ICDD (PDF2010) adatbázisa alapján, a félmennyiségi kiértékelés pedig a RIR (Reference Intensity Ratio) módszerrel történt.

Rétegszilikát félértékszélesség és krisztallitméret

A rétegszilikátok kristályossági fokának meghatározására a fehércsillám 10 Å-ös reflexiójának kalibrált félértékszélessége („illit kristályosság”: IC₀₀₁; KÜBLER 1967, KÜBLER & JABOYEDOFF 2000), valamint a klorit 7 Å-ös reflexiójának kalibrált félértékszélessége („kloritkristályosság”: ChC₀₀₂; ÁRKAI 1991b) szolgál kisfokú metapelitek esetében. A növekvő metamorf hőmérséklettel (növekvő „kristályossággal”) mindkét reflexió félértékszélessége csökken, így alkalmas a metamorf fok jellemzésére. Az általunk bemutatott értékek nem kalibráltak, így munkánkban csupán félértékszélességgént (FWHM) utalunk rájuk az adott ásványfázis megfelelő reflexiójának feltüntetésével.

A rétegszilikátok „kristályossági fokának” jellemzéséhez a <2 μm -es szemcseméretű frakció orientált preparátumait készítettük el. Ehhez desztillált vizes szuszpenzió készült. Ultrahangos deflokkulációt és ülepitést követően a szuszpenziót pipettával vittük fel normál háttérű standard üveg mintatartókra a >1 mg/cm² sűrűség eléréséig, majd közeli állandó páratartalom mellett, szobahőmérsékleten végzett beszárítás után mértük őket. Ezt követően a légszáraz preparátumokat 16 órán keresztül 60 °C-on telítettük etilén-glikollal, majd közvetlenül ezután került sor a mérésekre az

I. táblázatban bemutatott paraméterek mellett, WARR & RICE (1994) ajánlásának megfelelően.

A <2 µm-es frakció vizsgálata során minden preparátumon 3 mérést végeztünk a műszeres hiba számszerűsítése érdekében. Az instrumentális vonalszélesedés becslésére WARR & RICE (1994) ajánlása alapján muszkovit egykristályból szeparált, ~3 mg/cm² sűrűség standardot használtunk. Az átlagos kristallitméret becslését az instrumentális vonalszélesedés korrekcióját követően a Scherrer-egyenlet (KLUG & ALEXANDER 1974, MERRIMAN et al. 1990) alkalmazásával végeztük.

Fehércsillám b_0 rácsparaméter

Kisfokú metamorfitekban a geobarometriai módszerek meglehetősen korlátozottak, mivel a legtöbb kisfokú metamorf kőzet nem tartalmaz olyan ásvány-paragenézist, amely kifejezetten érzékeny lenne a nyomásváltozásra. SASSI (1972) és SASSI & SCOLARI (1974) munkássága azonban rámutatott, hogy a fehércsillám $b_0=6d(060,331)$ paramétere pozitív korrelációt mutat a metamorfózis nyomásviszonyaival metapelitek esetében.

Kisfokú metamorf körülmények között a fehércsillám-ban található szeladonit komponens ($K(Mg,Fe^{2+})Fe^{3+}Si_4O_{10}(OH)_2$) mennyisége állandó hőmérsékleten és azonos kőzetösszetétel mellett erős pozitív korrelációt mutat a nyomás változásával (ERNST 1963, VELDE 1965). A $(Mg,Fe^{2+})^{VI}+SI^{IV}Al^{VI}+Al^{IV}$ és $(Fe^{3+})^{VI}Al^{VI}$ szeladonit helyettesítés növekedésével a b_0 paraméter növekedése tapasztalható állandó hőmérséklet és összetétel esetében, amely kapcsolat alkalmazható a metamorfózis során fennálló geotermikus gradiens becslésére (SASSI 1972, SASSI & SCOLARI 1974, GUIDOTTI & SASSI 1976, GUIDOTTI 1984). GUIDOTTI & SASSI (1986) nagyszámú, ismert geodinamikai környezetből származó kisfokú (anchi–epizóna) metapeliten kalibrált skálát állított fel a b_0 értékek alapján a következő kategóriákkal: $b_0 < 9,000 \text{ \AA}$ alacsony nyomású környezet ($>35 \text{ °C/km}$), $9,000 \text{ \AA} < b_0 < 9,040 \text{ \AA}$ közepes nyomású környezet ($25\text{--}35 \text{ °C/km}$) és $b_0 > 9,040 \text{ \AA}$ nagynyomású környezet ($<25 \text{ °C/km}$). Mivel a szeladonit helyettesítés a nyomás mellett függ a hőmérséklettől és a kőzet összetételétől, így csak bizonyos megszorításokkal alkalmazható. A GUIDOTTI & SASSI (1986) skála csak abban az esetben alkalmazható nagy biztonsággal, amennyiben a kőzetet $ms+ab+qtz\pm chl\pm kfp$ összetétel jellemzi, illetve a fehércsillám elegendően nagy mennyiségben fordul elő, és a kőzet kevés kvarcot, vagy karbonátot tartalmaz. Paragonit, pirofillit, vagy kloritoid jelenléte (Al -túltelített pelitek), illetve elsődleges hematit és magnetit jelenléte esetén (nagy f_{O_2}) a skála nem alkalmazható, mert ezen vas-oxid ásványok megjelenése pufferhatásuk miatt jelentősen befolyásolják a szeladonit komponens mennyiségét a fehércsillám-ban (PADAN et al. 1982). Al -túltelített pelitek esetében FRANCESCHELLI et al. (1989) módosított skálája javasolt.

A fehér csillám b_0 rácsparaméterének számítása PADAN et al. (1982) és ÁRKAI (1991b) ajánlása alapján a <2 µm frakcióból előállított orientálatlan mintákról készült felvé-

telek alapján történt csökkentve a törmelékes csillámok zavaró hatását. A preparátumhoz ultrahangos kezelést követően ülepített szuszpenzióból pipettával eltávolított, majd Petri-csészében beszárított agyagfrakciót használtunk. A homogénnek tekinthető agyagfrakcióból ~0,04 grammot csökkentett háttérű Si mintatartóra helyeztünk, és az I. táblázatban bemutatott paraméterek mellett mértük.

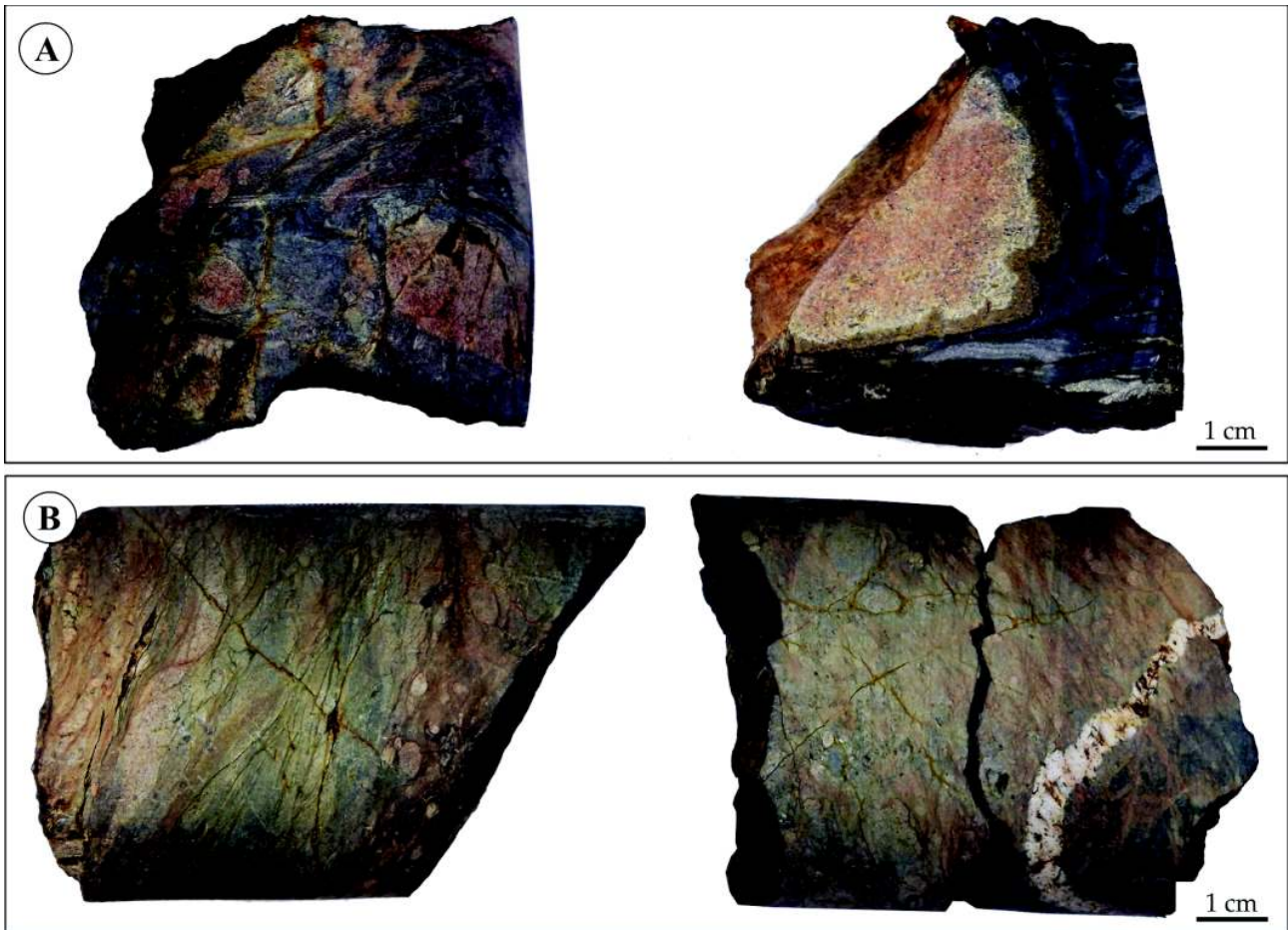
Eredmények

Makroszkópos megfigyelések

A fúrómagok vizsgálata alapján az agyagpala–metagrauwacke csoport (720–790 m) gyakran erősen deformált, gyúrt (1) metagrauwacke, (2) metaaleurolit és (3) agyagpala kőzettípusokból épül fel, melyek jól cementáltak, fekete–sötétszürke színűek (3. ábra). A kőzetek rendszerint éles felületek mentén könnyen elválnak. A magokon gyakran megfigyelhető a rövid szakaszokban még zavartalan, vagy éppen már erősen deformált üledékes lamináció. Más elsődleges üledékes szerkezet nem azonosítható.

Az agyagpala–metagrauwacke kőzettípusokban jelennek meg változó méretű, milliméterestől deciméteresig terjedő mérettartományban a vörös arkózaklasztok (3. ábra A kép), melyek gyakran enyhén aszimmetrikus, szigmoidális megjelenésűek, vagy gyengén fejlett boudinage szerkezetűek. A klasztok és a befoglaló mátrix határán vastag, rozsdabarna nyomási oldódási varratok láthatók, melyek orientációja párhuzamos a vörös klasztok hossz tengelyének irányával. A klasztok peremi régióiban gyakran megfigyelhető az arkóza változó mértékű kifakulása. A durvább szemcseméretű kőzettípusokban rozsdabarna, megszakadó, anasztomizáló jellegű nyomási oldódásos foliáció azonosítható, míg a finomszemcsés (agyagpala) kőzetekben a foliációs felületek megjelenése sűrűbb, továbbá a folytonos foliáció jelenléte miatt már palásságnak tekinthető. A foliáció iránya egyseges, a magtengellyel hegyesszöget ($15\text{--}20^\circ$) bezáró. A fúrómagokat vékony (0,5–2 mm), zömében rozsdabarna limonitos kitöltéssel rendelkező, meredek, szabálytalan lefutású erek, valamint cementálatlan repedések szelik át.

A szelvény alsó szakaszában, ~770–777 m között az előző csoporttól markánsan eltérő, fakó, erősen foliált agyagpala található (3. ábra B kép). Az ebből a mélységtartományból származó minták világosszürke–középszürke, finomszemcsés kőzetek zöld és vörös sávzottsággal, valamint a sávokkal párhuzamos helyzetű, megnyúlt, enyhén aszimmetrikus, szürke és vörös homokkő klasztokkal (3. ábra B kép). A zöld és vörös sávok foliációs felületek, melyek mentén a kőzet könnyedén elválk, azonban a felületekre merőleges irányban a mechanikai igénybevételnek kifejezetten ellenálló. A foliáció a magtengellyel $15\text{--}20^\circ$ -ot zár be. A magokat fehér, a foliáció irányára közel merőleges kvarcerek járják át (3. ábra B kép), melyek változó mértékben deformáltak. Az erek lefutása jellemzően szabálytalan, helyenként redőre emlékeztető. A redők tengelysíkja általában egybe esik a zöld és vörös foliációs



3. ábra. A Horváthertelend-1 fúrás agyagpala–grauwacke képződményének makroszkópos megjelenése. A) Az intenzíven foliált, fakó zöldesszürke agyagpala 777 m mélységből. B) Az arkózaklasztos, fekete agyagpala kifejlődés jellemző makroszkópos megjelenése, 780,3 m

Figure 3. Macroscopic features of the characteristic core samples of the slate–greywacke sequence from the borehole Horváthertelend-1. A) Black slate with arkose clasts from the depth of 780.3 m B) Intensely foliated pale-green slate from the depth of 777 m

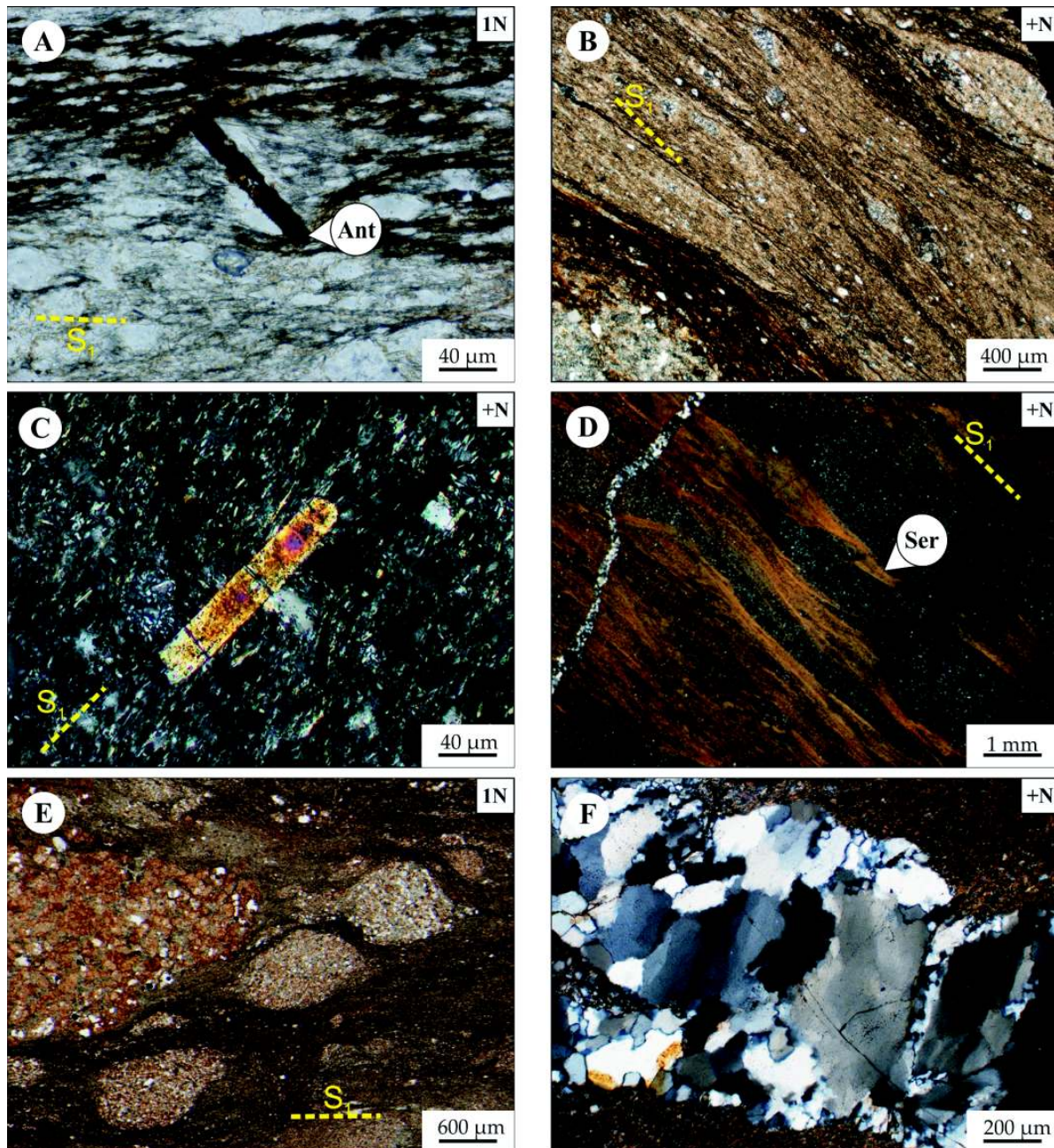
felületek síkjával. A vékonyabb erek mentén vörös (hematit?), általában aszimmetrikus kiterjedésű elszíneződés figyelhető meg a mellékkőzetben, amely 0,3–0,5 cm széles zónában alakult ki.

Ásványos összetétel és mikroszerkezet

A sötétszürke–fekete, vörös homokkőklasztos kifejlődést alapvetően három közettípus építi fel. Fő tömegét fekete–sötétszürke (1) agyagpala alkotja, melybe (2) metaaleurolit és (3) kvarcgazdag metagrauwacke települ. A kőzet jellegzetessége, hogy változó méretű, vörös színű, szemcsevázú arkózaklasztokat és szürke grauwacke-klasztokat tartalmaz. A klasztok átlagos tengelyarányai $X/Z: \sim 2,8$; $Y/Z: \sim 2,7$; $X/Y: \sim 1,03$, ahol X jelöli a legnagyobb megnyúlás és Z a legnagyobb rövidülés irányát. Az arkózaklasztok eredeti anyaga erősen átalakult. Az agyagpala törmelékanyagát kvarc, neutrális vulkáni kőzettörmelék, valamint plagioklász alkotja, mely szemcsék szericitben és kloritban gazdag mátrixba ágyazódnak. Az agyagpala összetételére a félkvantitatív röntgen-pordiffraktometriai mérések alapján ~60–70% 10 Å-ös fehérscillám, 10–20%

kvarc és ~5% klorit, alárendelten plagioklász jellemző. A mátrixban megnyúlt, 30–50 µm-es anatóz hipidio-, xenoblasztok találhatók, melyek deformációs helyzete a kis szemcseméret miatt nehezen állapítható meg, nyomásárnyék szerkezetek megléte esetén prekinematikusként értelmezhető (4. ábra A kép). Az arkózaklasztok magját nagy mennyiségű kvarc (50–60%), ~20% plagioklász földpát és ~10–20% 10 Å-ös fehérscillám alkotja. A nagyobb klasztok peremén kifakult zóna látható (a kisméretű klasztok egységiesen fakóbbak), melyben a 10 Å-ös csillám mennyisége a 40–50%-ot is eléri a 30–40% kvarc és 5–10% klorit mellett. A kifakult zónában a plagioklász csupán nyomnyi mennyiségben fordul elő. A szemcsék között hematitos-limonitos impregnáció jelenik meg. Mindkét közettípus erősen kovásodott, az arkóza nagyobb pórusaiban 7 Å-ös fázis (kaolinit) halmazai (5. ábra A kép) található kvarc mellett. Az arkózaklasztok földpát szemcséi jellemzően agyagásványos pszeuromorfózáként vannak jelen. A fekete agyagpala–metagrauwacke szervesanyag-tartalma helyenként igen jelentős.

A kőzetre jellemző az üledékes rétegzés bonyolult belső szerkezete, gyüredezettsége, valamint egy változó mérték-

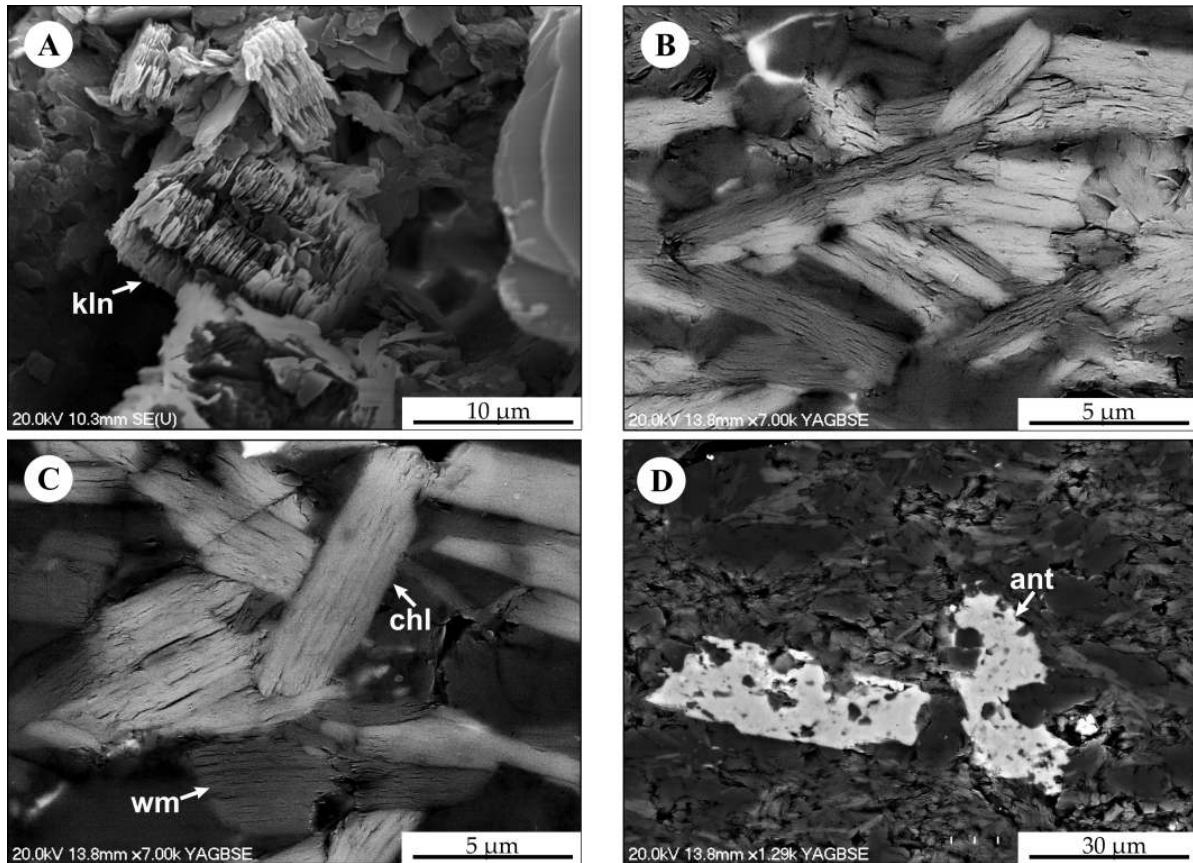


4. ábra. A) Aszimmetrikus nyomásárnyék szerkezet (ms+chl+qtz) anatóz körül, 774 m. B) Jól fejlett foliációval rendelkező agyagpala 780,3 m mélységből. C) Epigén turmalinszemce agyagpalában, 766,8 m. D) Folytonos foliációt kijelölő, egységes kioltású filloszilikát mátrix az aleurolithomokkölencsék között, 772,3 m. E) Szigmoidális metahomokkő-lencsék és nyomási oldódási varratok agyagpalában, 777 m. F) Dinamikus rekrisztallizációt szenvedett pretektonikus kvarcér az agyagpalában, 777 m. Rövidítések: Ser - szericit, Ant - anatóz. S1 jelöli a foliáció orientációját

Figure 4. A) Asymmetric pressure shadow around a rigid anatase grain, 776.7 m. B) Slate with well-developed continuous and spaced foliation from the depth of 780.3 m. C) Epigenetic tourmaline needle in slate, 766.8 m. D) Continuous foliation indicated by the unified extinction of the phyllosilicates among the siltstone-sandstone clasts, 772.3 m. E) Sygmoidal metasandstone lenses and pressure solution seams in slate, 777 m. F) Dynamically recrystallized pre-tectonic quartz vein in the slate, 777 m. Abbreviations: Ser - sericite, Ant - anatase. S1 indicates the orientation of the foliation

ben fejlett, hajladozó morfológiájú — a finomszemcsés kifejlődésben sűrűbb, vékonyabb, a durvább kifejlődésekben kisebb sűrűségű, de nagyságrendekkel vastagabb doménekből álló — másodlagos nyomásoldódási foliáció (S_1), melynek orientációja változó, de kismértékben eltér az üledékes rétegzéstől (S_0). A nyomásoldódási varratok mellett a mátrixban a filloszilikátok orientált helyzete miatt egy folytonos foliáció is felismerhető, mely az előzővel azonos

irányultságú (4. ábra B kép). Az arkózaklasztok alakja változatos. A kisebb klasztok jellemzően ellapultak, néhol enyhén aszimmetrikusak. Vékonyabb, ~0,5 cm széles nyírt sávokban előfordul, hogy boudinokat formálnak a grauwacke-lencsékhez hasonlóan. A nyomásoldódási foliációs felületekhez kapcsolódóan gyakori a szenes anyag erőteljes dúsulása, mely mindig — a szenes anyag jelenléte alapján vélhetően pirit utáni — limonit kíséretében jelenik meg. A



5. ábra. A) Póruskitöltő kaolinit (kln) másodlagos elektronképe akrózában, 780,3 m. B-C) Euhedrális metamorf K-fehércsillám- (wm) és klorit- (chl) szemcsék visszaszórt elektronképe. 777 m. D) Poikiloblasztos anatóz- (ant) kristályok visszaszórt elektronképe. 777 m

Figure 5. A) Secondary electron image of pore-filling kaolinite (kln) in arkose, 780.3 m. B-C) Backscattered electron image of euhedral metamorphic K-white mica (wm) and chlorite (chl) crystals, 777 m. D) Backscattered electron image of poikiloblastic anatase (ant) grains in slate, 777 m

kőzetben az előző szerkezeteket átvágó, meredek, a magtengellyel közel párhuzamos lefutású, limonitos kitéréssel rendelkező repedések, mikrovetők, néhol kvarccal kitöltött vékony erek, pull-apart szerkezetek, húzásos hasítékok jelennek meg. A szelvény felső szakaszában (~720–740 m) érkítőtészként mikrokristályos kvarc, kaolinit, valamint szálas-rostos prehnit (kizárólag optikai úton meghatározva) figyelhető meg. A középső szakaszban (~755–765 m), a mátrixban epigén turmalin jelentkezik (4. ábra C kép). A prehnit (?) a grauwackében megjelenő nyomásoldódási varratok mentén szintén jelentkezik a szemcsék nyomásárnyékában növekedve.

A fakó kőzetváltozat megjelenése kizárólag egy vékony zónára korlátozódik ~770–777 m között (2. ábra). Ezt a szakaszt fehércsillámban és kloritban rendkívül gazdag deformált, finomszemcsés metagrauwacke-, arkózaklasztos agyagpala alkotja. Helyenként a klasztok (kizárólag grauwacke és alárendelten arkóza) mennyisége és mérete alapján a kőzet akár monomikt mátrixvázú metakonglomerátumként is besorolható. Az agyagpala mátrixára a filloszilikátok dominanciája jellemző 20–40% fehércsillám- és 30–50% klorit- (5. ábra B, C kép) tartalommal, mely mellett 10–30% kvarc és 5–20% albit található. A kőzetben elszórtan megnyúlt, ~100 μm -es, pre-, szinkinematikus anatóz hipidioblasztok (5. ábra D kép) találhatóak. A szenes anyag mennyi-

sége rendkívül kevés, és főként 10–20 μm -es, szabálytalan és gyakran diffúz határu szemcsék formájában elszórtan található.

A kőzetben a fekete agyagpálánál említett foliációval megegyező morfológiájú nyomási oldódásos eredetű, valamint a filloszilikátok által kijelölt folytonos S_1 foliáció jelenik meg, mely a klasztok között gyakran hajladozó jellegű (4. ábra D kép). A klasztok, főként a kisméretűek, jellemzően erősen lapultak, gyakran enyhén szigmoid alakúak (4. ábra E kép). A nagyobb klasztok peremein levált kisebb klasztok azonosíthatók, valamint a klasztok belsejében sokszor mikroléptékű elmozdulások ismerhetők fel. A kisebb klasztok szárnyain enyhe aszimmetrikus nyomásárnyék szerkezetben általában klorit+kvarc+fehércsillám jelenik meg. A kőzetmintát meredek, az S_1 foliációhoz képest pretektonikus kvarcerek szelik át, melyek erősen deformáltak, gyűrt szerkezetűek (4. ábra F kép). A csuklózónák ebben az esetben is a foliációs sávokkal esnek egybe. Az érkítőtő reliktum kvarcsemmék (~200–600 μm szemcseméret) erősen unduláló kioltásúak, gyakran alszemcsés szerkezetűek, szemcsehatáruk általában lóbás, zegzugos lefutású, peremeiken nagyságrendekkel kisebb méretű, egységes kioltású neoblasztokkal. A kvarcsemmék zárványként euhedrális, tús megjelenésű anatóz (helyenként rutil fázis alkotja a kristály bizonyos részeit) kristályokat tartalmaznak.

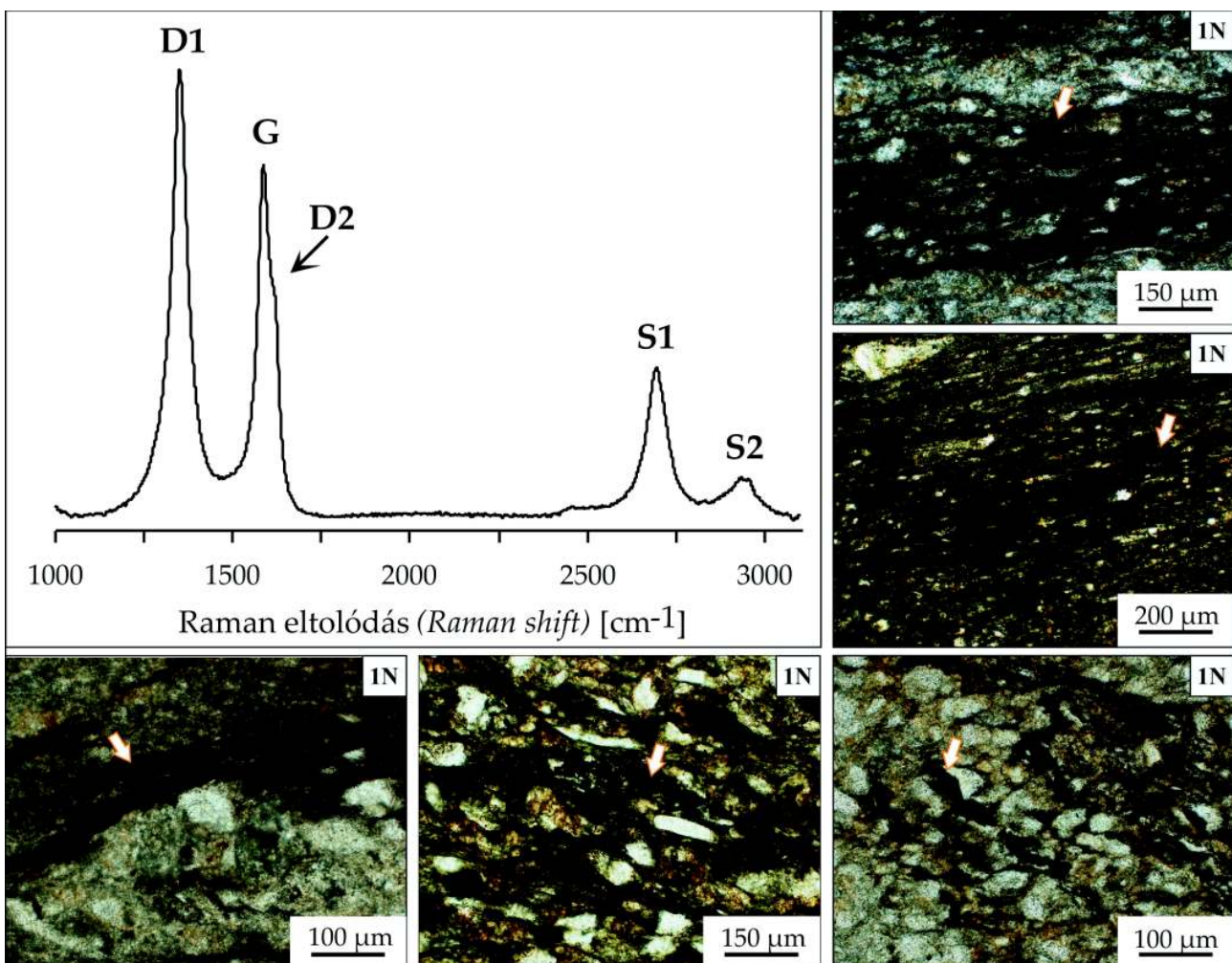
Raman-spektroszkópos szenes anyag termometria

A szenes anyag Raman-spektroszkópos vizsgálatát hat különböző mélységből származó mintában végeztük el a képződményt ért maximális metamorf hőmérséklet (T_{\max}) becsléséhez. A méréseket a szenes anyagban dús foliációs felületeken végeztük, melyek szöveti megjelenése az 6. ábrán látható, a jellemző Raman-spektrum mellett. A mintákban található szenes anyag Raman-spektrumának jellegzetessége, hogy az elsőrendű csúcsok keskenyek, kis félértékszélességgel rendelkeznek, és a D1 csúcs minden esetben nagyobb intenzitású, mint a G csúcs. A D2 csúcs szinte minden esetben egy markáns vállként jelentkezik a G csúcson. A másodrendű régióban az S1 csúcs az S2-nél számottevően nagyobb intenzitással jelentkezik (6. ábra).

A termométerek használatakor törekedtünk arra, hogy a számítás során kizárólag az autochton szemcséket használjuk fel. Ennek érdekében kitüntetett figyelmet fordítottunk a szenes anyag szemcsemorfológiájára, valamint a kiugró és extrém értékek (nagy érettségű grafit populáció) kiszűrésére, amely spektrumok az áthalmazott szenes anyagból

származhattak. Ezen kiugró értékek jól elkülöníthetőek voltak mind a spektrumok, mind pedig az azokból számolt paraméterek alapján (II. táblázat). Az autochton szenes anyag spektrumai meglehetősen nagy homogenitást mutatnak, markáns eltérések nélkül. A mintáknak ez a kismértékű heterogenitása jól tükröződik a számolt paramétereken is. Az R1 (D1/G intenzitásarány) paraméter szórása 0,26 míg az R2 (D1/G+D1+D2 csúcs alatti területarány) paraméteré 0,05 ($n=146$). BEYSSAC et al. (2002) kalibrációjával számolt hőmérséklet $354,2 \pm 21,7$ °C, RAHL et al. (2005) termométerével $344,2 \pm 36,4$ °C, míg AOYA et al. (2010) módosított kalibrációjával $356,0 \pm 21,5$ °C adódott. RAHL et al. (2005) termométere jelentősebb szórással rendelkezik és kismértékben (~ 10 °C) eltérő hőmérsékletet mutat BEYSSAC et al. (2002) kalibrációjához képest, ami feltehetőleg az R1 paraméter mintán belüli nagyobb heterogenitásra vezethető vissza, mivel a másik két kalibráció csupán az R2 paramétert használja fel. További magyarázat a termométer egyenletének, a többi módszerhez képest kisebb R^2 (determinációs együttható) értéke, amely szintén a kapott érték bizonytalanságát növeli.

Az előző termométerektől kissé eltérő KOUKETSU et al.



6. ábra. A Horváthertelend-1 fúrás agyapala-grauwacke képződményében található szenes anyag jellemző Raman-spektruma és szöveti megjelenése

Figure 6. Characteristic Raman-spectra and textural features of the carbonaceous material in the pelitic sequence of the borehole Horváthertelend-1

(2014) megközelítése, melyben az intenzitás- és csúcs alatti területarányok helyett a D1 és D2 rendezetlenségi csúcsok félértékszélességének (FWHM) változását használták fel a termométer kalibrálásához. Mivel termométerük alapvetően kis és közepes érettség (150–400 °C) esetén ad kielégítő becslést a metamorf hőmérsékletre, így hasznos mód-

II. táblázat. A szenes anyag Raman-spektrumaiból meghatározott paraméterek és a termométerekkel számolt maximális hőmérséklet értékek. Az alkalmazott kalibrációk: 1. BEYSSAC et al. (2002), 2. RAHL et al. (2005), 3. AOYA et al. (2010), 4. KOUKETSU et al. (2014) a D1 paraméter alapján, 5. KOUKETSU et al. (2014) a D2 paraméter alapján

Table II. The band parameters and temperature values calculated from Raman spectra of the carbonaceous material. Used thermometry calibrations: 1. BEYSSAC et al. 2002, 2. RAHL et al. (2005), 3. AOYA et al. (2010), 4. KOUKETSU et al. (2014) based on D1, 5. KOUKETSU et al. (2014) based on D2

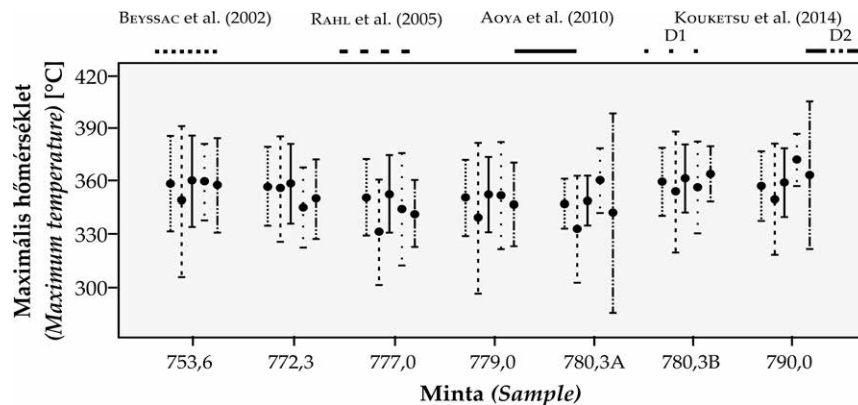
Mélység (m)		753	772,3	777	779,6	780,3	790	Átlag	
n		28	22	26	20	32	15	146	
R1	Átlag	1,434	1,694	1,446	1,520	1,496	1,450	1,498	
	Szórás	0,25	0,37	0,26	0,19	0,15	0,20	0,26	
R2	Átlag	0,635	0,641	0,653	0,653	0,652	0,638	0,644	
	Szórás	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	
Becsült hőmérséklet (°C)	1.	Átlag	358,2	355,7	350,6	350,3	350,7	357,1	354,2
		Min.	310,1	323,2	312,4	314,0	320,6	328,5	310,1
		Max.	410,4	408,8	396,1	392,8	384,1	358,8	410,4
	2.	Átlag	348,7	355,0	331,1	339,1	339,0	349,5	344,2
		Min.	262,3	286,8	266,8	270,5	269,2	301,9	262,3
		Max.	441,6	416,5	378,7	424,5	381,8	408,2	441,6
	3.	Átlag	360,0	357,4	352,4	352,1	352,4	358,8	356,0
		Min.	313,1	325,6	315,3	316,9	323,1	330,7	313,1
		Max.	412,5	410,9	397,8	394,4	385,6	387,3	412,5
	n		26	19	20	19	41	15	141
	FWHM-D1	Átlag	53,5	52,6	60,9	60,0	58,1	61,2	57,5
		Szórás	11,5	6,4	14,3	14,3	12,5	10,1	12,2
FWHM-D2	Átlag	24,8	26,2	27,9	28,1	27,1	26,3	26,7	
	Szórás	3,5	1,9	3,3	3,3	4,1	2,4	3,5	
Becsült hőmérséklet (°C)	1.	Átlag	362,9	364,8	347,1	349,1	353,0	346,4	354,4
		Min.	301,3	336,3	296,6	292,3	280,3	319,5	280,3
		Max.	398,4	388,6	388,2	386,5	387,6	380,8	398,4
		Szórás	24,7	13,7	30,7	30,7	26,9	21,7	26,2
	2.	Átlag	367,2	357,6	346,0	344,4	351,3	356,6	354,1
		Min.	339,8	328,3	295,5	310,8	292,6	330,7	292,6
		Max.	428,3	380,6	372,7	396,9	431,7	401,1	431,7
		Szórás	24,0	13,2	22,0	22,6	27,5	16,5	23,7

szernek bizonyul a korábban bemutatott termométerek megbízhatóságának ellenőrzésében is. A korábban felhasznált termométerekből kapott hőmérsékleti becslések, valamint a Raman-spektrumok megjelenése és D1/G>1 intenzitásarányuk alapján alkalmazhatónak (KOUKETSU et al. 2014) ítéltük meg ezt a termometriai módszert. A vizsgált minták esetében a D1 csúcsra kalibrált termométer esetében $354,4 \pm 26,2$ °C, míg a D2 csúcsot felhasználó termométernél $354,1 \pm 23,7$ °C maximális hőmérséklet adódott. A termometria eredményeit összefoglalóan a 7. ábrán mutatjuk be.

<2 µm frakció röntgen-pordiffrakciós eredményei

A <2 µm frakció ásványos összetételére a muszkovit+klorit+kvarc±kaolinit fázisok jelenléte jellemző. Mivel a légszáraz és etilén-glikollal telített preparátumok diffraktogramjai lényegében megegyeznek (azaz a minták egyáltalán nem tartalmaznak kimutatható duzzadó fázist), ezért munkánkban csupán a légszáraz mintákból származó eredményeket mutatjuk be részletesen. A röntgen-pordiffrakciós mérés eredményei a III. táblázatban találhatók.

A képződményre jellemző fehércsillám $d=10$ Å-höz tartozó bázisreflexiójának félértékszélessége ($FWHM_{10\text{Å}}$) átlagosan $0,117 \pm 0,01$ $\Delta^\circ 2\theta$, $n=22$. A $FWHM_{10\text{Å}}$ értékekben kismértékű eltérés tapasztalható az egyes közettípusokban. A fakó agyagpala minták esetén kisebb értékek ($0,111 \pm 0,01$ $\Delta^\circ 2\theta$, $n=13$) adódnak, mint a fekete agyagpala ($0,128 \pm 0,01$ $\Delta^\circ 2\theta$, $n=9$) közettípusban. A klorit $FWHM$ értékek jellemzően nagyobbak, mint a fehércsillám értékek, és nem mutatkozik meg a különbség a két közettípus között. A klorit $d=14$ Å-höz tartozó reflexiójának félértékszélessége ($FWHM_{14\text{Å}}$) $0,147 \pm 0,02$ $\Delta^\circ 2\theta$, $n=24$, a $d=7$ Å reflexióhoz tartozó érték ($FWHM_{7\text{Å}}$) $0,147 \pm 0,01$ $\Delta^\circ 2\theta$, $n=18$. A klorit 002 reflexiójához tartozó félértékszélességek közül azokat a mintákat nem vettük figyelembe, amelyek a ~ 25 °C-nál jelentkező reflexió alakja alapján egyértelműen tartalmaznak 7 Å-ös fázist (kaolinitet), mivel a klorit 002 reflexiójához tartozó csúcs átfed a kaolinit 001 reflexiójához tartozó csúccsal,



7. ábra. Az egyes minták különböző szenes anyag termométerekkel meghatározott maximális metamorf hőmérséklete

Figure 7. Maximum metamorphic temperatures of the samples calculated with different carbonaceous material (CM) thermometers

III. táblázat. Az agyagpala minták <2 µm porfrakciójának XRD eredményei. AD: légszáraz minta, EG: etilén-glikollal telített minta

Table III. Results of the X-ray powder-diffraction measurements of <2 µm grain-size fraction. AD: air dried sample, EG: ethylene glycol saturated sample

Minta	Kőzet-típus	Ásványos összetétel	FWHM ₀₄₀ [Δ°2θ]		FWHM ₀₄₀ [Δ°2θ]		FWHM ₀₄₀ [Δ°2θ]		Krisztallit méret [Å]			b ₀ [Å]	I(5Å)/I(10Å)
			AD	EG	AD	EG	AD	EG	ms	chl _{ms}	chl _{ms}		
772,3m/A (1)	„fakó” agyagpala	chl (40–50%) + ms (30–40%) + qtz (5– 10%) + ab (10– 20%) ± ant	0,107 ± 0,006	0,105 ± 0,004	0,136 ± 0,001	0,136 ± 0,005	0,140 ± 0,005	0,140 ± 0,005	1213	758 ± 7	744 ± 21	9,027 ± 0,003	0,348 ± 0,017
772,3m/B (2)	„fakó” agyagpala	chl (40–50%) + ms (30–40%) + qtz (5– 10%) + ab (10– 20%) ± ant	0,114 ± 0,004	0,112 ± 0,006	0,141 ± 0,019	0,144 ± 0,004	0,149 ± 0,003	0,145 ± 0,003	1056 ± 77	746 ± 178	674 ± 21	9,026 ± 0,004	0,300 ± 0,013
772,3m/C (3)	„fakó” agyagpala	chl (40–50%) + ms (30–40%) + qtz (10–20%) + ab (5– 10%) ± ant	0,108 ± 0,001	0,102 ± 0,002	0,145 ± 0,006	0,135 ± 0,003	0,155 ± 0,005	0,146 ± 0,004	1177 ± 28	689 ± 42	638 ± 30	9,020 ± 0,009	0,335 ± 0,014
777m/A (4)	„fakó” agyagpala	chl (20–30%) + ms (30–40%) + qtz (5– 10%) + ab (10– 20%) ± ant	0,112 ± 0,002	0,112 ± 0,004	0,137 ± 0,012	0,136 ± 0,005	0,141 ± 0,003	0,141 ± 0,003	1089 ± 39	760 ± 106	730 ± 26	9,024 ± 0,003	0,314 ± 0,012
777m/B (5)	„fakó” agyagpala	chl (10–20%) + ms (20–30%) + qtz (30–40%) + ab (10– 20%) ± ant	0,113 ± 0,003	0,110 ± 0,003	0,134 ± 0,003	0,125 ± 0,001	0,131 ± 0,002	0,133 ± 0,004	1067 ± 47	784 ± 25	822 ± 26	9,018 ± 0,006	0,305 ± 0,017
780,3m/A (6)	arkóza	chl (5–10%) + ms (10–20%) + qtz (50–60%) + ab (10– 20%) ± ant ± kln	0,124 ± 0,001	0,117 ± 0,003	0,145 ± 0,016	0,143 ± 0,012	0,300 ± 0,010	0,304 ± 0,003	887 ± 17	707 ± 114	290 ± 9	9,028 ± 0,007	0,300 ± 0,003
780,3m/B (7)	fekete agyagpala	chl (5–10%) + ms (50–60%) + qtz (10–20%) + ab (10– 20%) ± ant	0,123 ± 0,007	0,122 ± 0,002	0,152 ± 0,011	0,145 ± 0,006	0,165 ± 0,007	0,153 ± 0,009	909 ± 64	653 ± 64	588 ± 34	9,021 ± 0,000	0,295 ± 0,017
780,3m/C (8)	fekete agyagpala	chl (10–20%) + ms (50–60%) + qtz (5– 10%) ± ant ± kln	0,136 ± 0,007	0,138 ± 0,003	0,188 ± 0,020	0,203 ± 0,012	0,287 ± 0,013	0,263 ± 0,029	768 ± 56	500 ± 56	305 ± 15	9,016 ± 0,003	0,361 ± 0,010

megnövekedve ezzel az FWHM értéket (8. ábra, 6. és 8. minta).

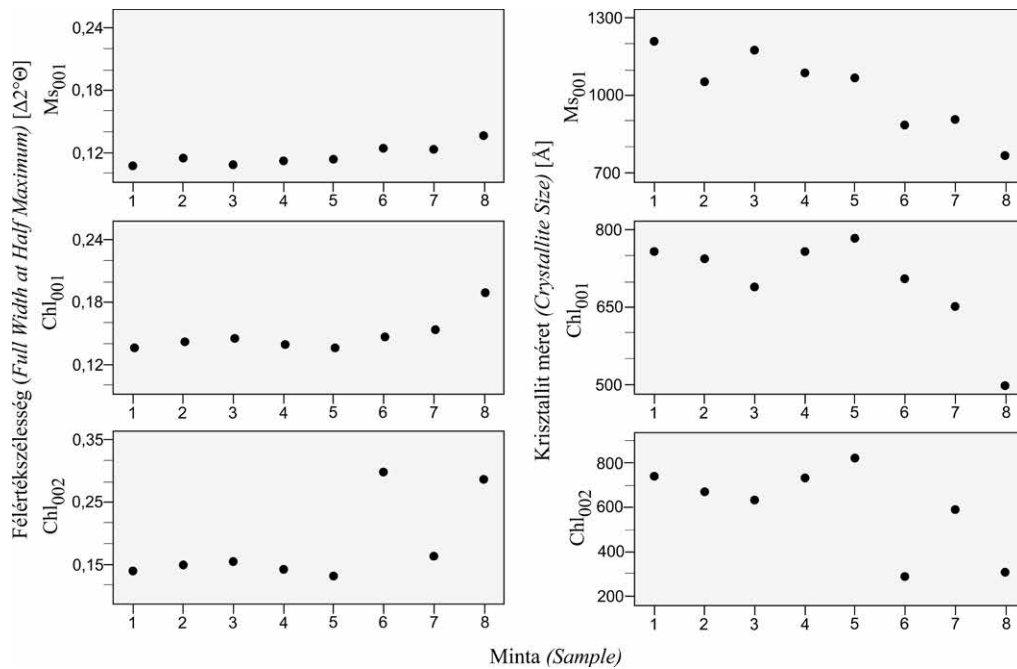
Az instrumentális vonalszélesedés korrekcióját követően, a Scherrer-egyenlet (KLUG & ALEXANDER 1974, MERRIMAN et al. 1990) alkalmazásával számolt átlagos krisztallitméret a fehércsillám esetében a félértéknek megfelelően eltér a fakó agyagpalában (1121±70 Å, n=13) és a fekete agyagpalában (855±76 Å, n=9). A kloritra jellemző, a 001 reflexióból számolt krisztallitméret 700±92 Å, n=24, míg a 002 reflexióból a kaolinitet tartalmazó minták kihagyásával számolt érték 699±83 Å, n=18. A <2 µm frakció I(5Å)/I(10Å) intenzitásaránya átlagosan 0,319±0,025 (n=24). A fehércsillám b₀ rácsparaméterének átlagos értéke 9,022±0,005 Å (n=16).

Diszkusszió

Geotermometria – kistökű metamorfózis

A vizsgált mintákban található autochton szenes anyag alkalmazott, Raman-spektroszkópián alapuló termometerek egyöntetűen a képződmény kistökű, T_{max}: ~350 °C metamorfózisát mutatják. A fehércsillám 001, illetve a klorit 001 és 002 reflexiójának félértékisélesség adatai hasonló következtetést engednek levonni. Az értékek ugyan nem kalibrált félértékisélességek, azonban az epizóna határától (IC=0,25 Δ°2θ és ChC₀₀₁=0,284 Δ°2θ, ChC₀₀₂=0,247 Δ°2θ; ÁRKAI 1991b, WARR & RICE 1994, ÁRKAI et al. 2000, KÜBLER & JABOYEDOFF 2000, JABOYEDOFF et al. 2001) jelen-

tősen eltérő kis értékek mind a fehércsillám, mind pedig a klorit tekintetében a képződmény anchi/epizóna határnál magasabb fokú metamorfózist valószínűsítik. Habár a zónahatárokhoz nem lehet konkrét krisztallitméretet társítani (ÁRKAI et al. 2000), azonban több szerző által is közölt hozzávetőleges értékek alapján a muszkovit standarddal kalibrált, és a Scherrer-egyenlettel számolt átlagos fehércsillám és klorit krisztallitméret-adatok (8. ábra) meghaladják az epizóna határának megfelelő értékeket (MERRIMAN et al. 1990, WARR & RICE 1994, ÁRKAI et al. 1996, JIANG et al. 1997, ÁRKAI et al. 2000, JABOYEDOFF et al. 2001). Az új termometriai és XRD eredmények egybehangzóan megerősítik a képződmény korábban szöveti alapon feltételezett (MÉSZÁROS et al. 2015) kistökű regionális metamorfózist. Mivel a kaolinit csupán diagenetikus körülmények között stabil (MORAD et al. 2000, BJØRLYKKE 2014), így egyértelműen nem tekinthető az epimetamorf átalakulásra jellemző paragenézis tagjának. Megjelenése feltehetően a kőzetben található nagy mennyiségű földpát felszínközeli (a képződmény fedőjében miocén üledékek találhatók), meteorikus fluidum hatására bekövetkező átalakulásával hozható kapcsolatba. Ezt a magyarázatot alátámasztja a kőzetben előforduló, repedésekhez és foliációs felületekhez kapcsolódó, a szenes anyaggal gyakran szoros szöveti kapcsolatban megjelenő goethit. Mivel a goethit mellett számottevő mennyiségben található szenes anyag, így feltételezhető, hogy a Fe-oxi-hidroxid prekursor fázisa pirit lehetett (TUCKER 2001), mely a felszínközeli körülmények között oxidálódott.



8. ábra. A K-fehércsillám és klorit <2 μm frakciójának félértékszélesség és az átlagos krisztallitméret értékei az egyes minták esetében

Figure 8. Full width at half maximum and calculated mean crystallite size values for the K-white mica and chlorite in the <2 μm fraction of the samples

A Horváthertelend-1 fúrás rétegsorában megjelenő agyagpala-metagrauwacke összetételre meghatározott T_{\max} metamorf hőmérséklet nagy hasonlóságot mutat a Szalatkai Agyagpala Formációról ÁRKAI (1991a) és ÁRKAI et al. (1995) által bemutatott anchi-epizóna (~350 °C) határnak megfelelő kisfokú metamorf viszonyokkal. A pontos korreláció érdekében azonban szükséges a Szalatkai Agyagpala revíziós vizsgálata, akár a szenes anyag termometriai módszerek körültekintő alkalmazásával egybekötve.

Fehércsillám b_0 rácsparaméter — közepes nyomásgradiensű regionális metamorfózis

A vizsgált metapelitokra a $ms+chl+qtz+ab+ant$ ásványparagenezis jellemző, ezért alkalmasnak tekinthetők a b_0 paraméter meghatározására, és a metamorfózis geodinamikai környezetének meghatározására. A vizsgált minták b_0 értéke átlagosan $9,022 \pm 0,005$ Å ($n=16$), melynek kumulatív gyakorisági görbét a 9. ábra mutatja irodalmi referenciagörbék, valamint a Szalatkai Agyagpalára (ÁRKAI 1991a) rendelkezésre álló görbe feltüntetésével. A b_0 értékkel összhangban a <2 μm frakción meghatározott $I(5\text{Å})/I(10\text{Å})$ arány is a mintákban található dioktaéderes csillám fengítés összetételére utal (ESQUEVIN 1969). A vizsgált képződmény b_0 értéke jelentős eltérést mutat a Szalatkai Agyagpala Formáció agyagpala mintáinak ÁRKAI (1991a) által publikált értékétől. GUIDOTTI & SASSI (1986) munkáját figyelembe véve a kumulatív görbe lefutása, valamint az átlagérték alapján a metamorfózis feltehetően közepes nyomású viszonyok között zajlott, amely a folyamat regionális jellegét valószínűsíti. Ezzel szemben a Szalatkai Agyagpala esetében ÁRKAI (1991a) és ÁRKAI et al. (1995) által bemutatott b_0

értékek kisnyomású geodinamikai környezetet jeleznek. Érdemes megemlíteni, hogy noha ÁRKAI et al. (1995) a Szalatkai Agyagpalában megjelenő metamorf biotit megjelenéséért felelős esetleges ásványreakciókat részletesen tárgyalják, azonban nem tesznek említést a biotitképző reakciók esetleges b_0 csökkentő hatásáról. Számos, a biotit első megjelenéséért felelős folytonos reakció a szeladonit komponens csökkenését eredményezi a visszamaradó fehér-csillámban (MIYASHIRO 1994), ami a b_0 értékének csökkenését okozza. A biotit megjelenése a Szalatkai Agyagpalában éppen ezért kérdéseket vet fel a két képződmény metamorf körülményeinek korrelációjában, mely további részletes vizsgálatokat igényel.

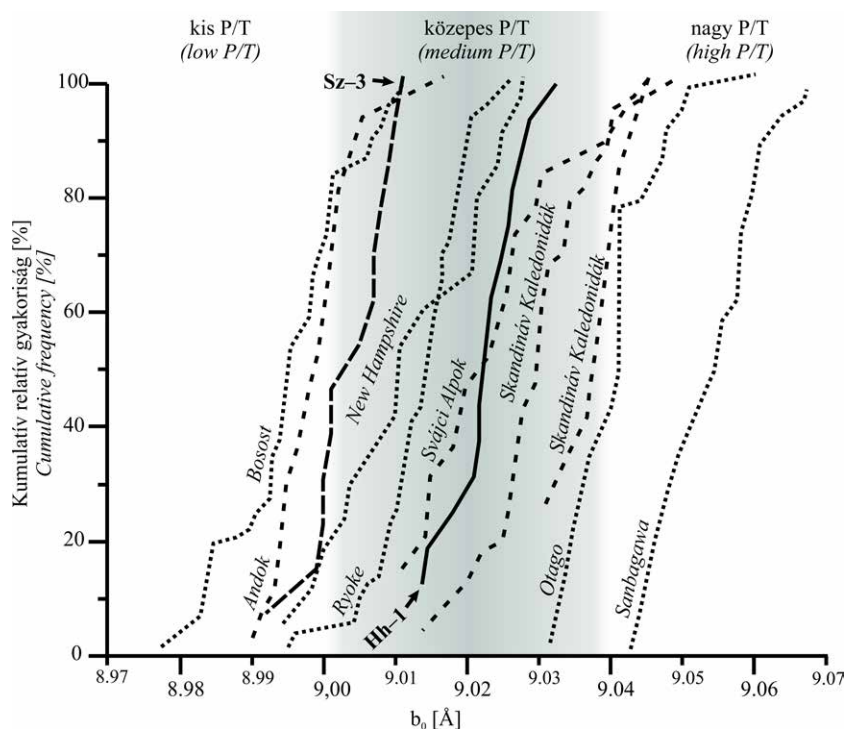
Képlékeny deformáció

A képződményben egységesen megjelenő nyomásoldódásos eredetű másodlagos foliáció, a gyakori erőteljes gyüredettségek, valamint a filloszilikátok jól fejlett egységes orientációja a kőzettest tektonikus eredetű képlékeny deformációját jelzik (MÉSZÁROS et al. 2015). A kőzetben megjelenő arkóza- és grauwackeklasztkok ellapult és általánosságban szimmetrikus (néhány esetben enyhén aszimmetrikus), lencseszerű megjelenése a deformáció alapvetően tiszta alakváltozásos (pure shear) jellegére utal. Ettől kissé eltérő megjelenést csupán a ~770–777 m közötti zónában található fakó árnyalatú zóna mutat. Az ebben a zónában található metahomokkőklasztkok általános enyhe szigmoidális alakja, a kissé aszimmetrikus nyomásárnyék szerkezetek a klasztkok, valamint az anatózsemcsék szárnyain kismértékű egyszerű nyírásos komponens is sejtetnek a tiszta alakváltozás mellett. Az erős oldódásos jellegű foliáció, gyakori nyomásárnyék szerkezetek

és a diffúz határu klorit-szericit-kvarc erek alapján a nyomási oldódás meghatározó deformációs mechanizmus volt a metamorfózis során (JEFFERIES et al. 2006, SCHLEICHER et al. 2009, GRATIER et al. 2011, HADIZADEH et al. 2012). A nagy mennyiségű filloszilikát jelenléte következtében a filloszilikátlemezek mentén bekövetkező szemcsehatármoti elcsúszás (*frictional grain boundary sliding*) folyamata vélhetően ugyancsak aktív deformációs folyamat volt, mely magyarázatot adhat a klasztk gyakori enyhe szigmoidális alakjára, valamint néhol a kisebb szemcsék látható leszakadására a nagyobb klasztkról (BOS et al. 2000a, b, BOS & SPEARS 2001, NIEMEIJER & SPIERS 2005, KOROKNAI et al. 2008, WALLAIS et al. 2015). A mátrixban megjelenő ridegebb törmeléken ásványszemcsék (kvarc, földpát) a nyomási oldódás kivételével jelentősebb belső deformáció jeleit nem mutatják. Ezzel szemben a kőzetben megjelenő prekinematikus kvarcerek erősen alszemcsés, unduláló kioltású szemcséinek peremén megjelenő kis szemcseméretű neoblasztk, alacsony hőmérsékletű szemcsehatár vándorlásra (*bulging recrystallization*) utalnak (BLENKINSOP 2000, STIPP et al. 2002, PASSCHIER & TROUW 2005, STIPP & KUNZE 2008). Mivel a kristályplasztikus deformációs mechanizmusok nagymértékben függenek a szemcsemérettől és a klaszt-mátrix kompetencia különbségétől, így a dinamikus rekristallizáció csupán a mátrixszemcséknél nagyságrendekkel nagyobb kvarckristályokban volt képes megindulni (STEWART et al. 2000). A deformációs szerkezetek, valamint a deformációs mechanizmusok típusai alapján a képződményt ért töréses-képlékeny (*frictional-viscous*) alakváltozás a termometriai módszerekkel becsült metamorf viszonyok között zajlott. A klasztk geometriája (tengelyarányok X/Z:~2,8; Y/Z:~2,7; X/Y:~1,03) többirányú megnyúlásos (FLINN 1962, RAMSAY & HUBER 1983) alakváltozásra utal. Egyes szerkezetek enyhe monoklin szimmetriája keskeny zónákban kismértékű egyszerű nyírásos komponensre is utal az alakváltozás során. A fent részletezett deformációs szerkezetek a metamorfózis regionális jellegét mutatják (FREY & ROBINSON 1999), melyet a termobarometria eredményei is megerősítenek. A deformáció szelvényen belüli változásának további pontosítása a rendkívül korlátozott és hiányos magminta következtében problémás.

Következtetések

Munkánkban a Horváthertelend-1 fúrás 720–790 m között harántolt, Szalatkai Agyagpala formációval korrelált finomtörmeléken kőzeteinek mikroszerkezeti és részben



9. ábra. A Horváthertelend-1 (Hh-1) pelites képződménye b_0 értékeinek kumulatív relatív gyakorisági görbéje

A diagramon szaggatott vonallal az irodalomból referenciaként átvett görbék láthatók (New Hampshire, Ryoke, Sanbagawa, Otago, SASSI & SCOLARI 1974; Andok, Svajci Alpok, Svéd Kaledonidák, PADAN et al. 1982; Szalatkai-3 fúrás (Sz-3), ÁRKAI 1991)

Figure 9. The b_0 cumulative frequency curves of the Horváthertelend-1 (Hh-1) pelitic sequence

Reference curves from the literature are marked with dashed lines (New Hampshire, Ryoke, Sanbagawa, Otago, SASSI & SCOLARI 1974; Andes, Swiss Alps, Swedish Caledonides, PADAN et al. 1982; borehole Szalatkai-3, Sz-3, ÁRKAI 1991)

félkvantitatív geotermobarometriai vizsgálatát végeztük el. A szenes anyag Raman-spektrumán alapuló termometriai módszerek alapján, valamint a fehérscillám b_0 rácsparaméterének figyelembevételével a képződmény kistokú (~350 °C), közepes nyomásgradiensű regionális metamorfózis állapotba állítható meg. A kistokú metamorfózist a <2 μm szemcseméret-frakció orientált preparátumain végzett röntgen-pordiffrakciós mérések eredménye konzekvensen megerősíti. A fehérscillám és klorit félértékesség, valamint a becsült kristallitméretek alapján a képződmény anhi/epizóna határnál magasabb hőmérsékletű metamorf átalakulást szenvedett. A kőzetben megjelenő deformációs szerkezetek alapján a képződmény töréses-képlékeny többirányú megnyúlásos alakváltozása állapítható meg, amely a kristályplasztikus deformációs folyamatok alapján metamorf körülmények között zajlott.

A metamorfózis maximális hőmérséklete nagy hasonlóságot mutat a Szalatkai Agyagpala Formációból rendelkezésre álló adatok által jelzett kistokú metamorf körülményekkel. A két képződmény esetében azonban jelentős eltérés mutatkozik a b_0 paraméterben, mely alapvetően eltérő geodinamikai környezetre utal. Emellett a vizsgált minták I(5Å)/(10Å) aránya szintén eltér az ÁRKAI (1991a) által publikált, Szalatkai Agyagpala jellemző értéktől. A biotit jelenléte miatt azonban a Szalatkai Agyagpala további részletes, körültekintő vizsgálata elengedhetetlen a megbízható összehasonlíthatóság érdekében.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnénk köszönetet mondani KOROKNAI Balázsnak (Geomega Kft.) és NÉMETH Tibornak (MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet) a kézirat lektorálásáért és építő észrevételeikért.

Köszönetet mondunk M. TÓTH Tivadarnak (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék) a metamorf kőzettan tárgykörében adott tanácsaiért és észrevételeiért, valamint szakmai támogatásáért. A szenes anyag termometria témakörében adott tanácsaiért, valamint a cikk színvonalát emelő értékes kritikai észrevételeiért FISER-NAGY Ágnesnek (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék) szeretnénk kifejezni hálánkat. Műszeres kérdésekben FINTOR Krisztiánnak (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék) mondunk köszönetet. Külön köszö-

net illeti MÁTHÉ Zoltánt (Mecsekérc Zrt.) a Mecsekérc Zrt.-től származó mintákért, KOROKNAI Balázst (Geomega Kft.) a mikrotektonikai problémák során nyújtott segítségéért, SZAKMÁNY Györgyöt (ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék) és LELKESNÉ FELVÁRI Gyöngyit a vizsgált minták rendelkezésünkre bocsátásáért. A vékonycsiszolatok elkészítéséért BENCsik Attilának (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék) szeretnénk köszönetünket kifejezni.

A Horváthertelend-1 fúrás rétegsorának kutatása az Országos Tudományos Kutatási Alapprogramok (OTKA) PD 83511 nyilvántartási számú témához (vezető kutató: RAUCSIKNÉ VARGA Andrea), illetve az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj által támogatott kutatáshoz kapcsolódott (BO/27/11, RAUCSIKNÉ VARGA Andrea).

Irodalom — References

- AOYA, M., KOUKETSU, Y., ENDO, S., SHIMIZU, H., MIZUKAMI, T., NAKAMURA, D. & WALLIS, S. 2010: Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. — *Journal of Metamorphic Geology* **28/9**, 895–914.
- ÁRKAI P. 1991a: Kis hőmérsékletű regionális metamorfózis. — *Doktori értekezés*, Budapest 190 p.
- ÁRKAI, P. 1991b: Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. — *Journal of Metamorphic Geology* **9**, 723–734.
- ÁRKAI, P., MATA, M. P., GIORGETTI, G., PEACOR, D. R. & TÓTH, M. 2000: Comparison of diagenetic and low-grade metamorphic evolution of chlorite in associated metapelites and metabasites: an integrated TEM and XRD study. — *Journal of Metamorphic Geology* **18**, 531–550.
- ÁRKAI, P., LANTAI, Cs., LELKES-FELVÁRI, Gy. & NAGY, G. 1995: Biotite in a Paleozoic metagreywacke complex, Mecsek Mountains, Hungary: conditions of low-T metamorphism deduced from illite and chlorite crystallinity, coal rank, white mica geobarometric and microstructural data. — *Acta Geologica Hungarica* **38/4**, 293–319.
- BARABÁS A. 2010: A délkelet-dunántúli hidrogenetikus uránércletelepek földtani környezete és összehasonlító értékelésük. — *Doktori értekezés*, Pécs 170 p.
- BEYSSAC O., GOFFÉ B., CHOPIN C. & ROUZAUD N. 2002: Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. — *Journal of Metamorphic Geology* **20**, 859–871.
- BEYSSAC, O., BOLLINGER, L., AVOUAC, J-P. & GOFFÉ, B. 2004: Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. — *Earth and Planetary Science Letters* **225**, 233–241.
- BEYSSAC, O., GOFFÉ, B., PETITET, J.-P., FROIGNEUX, E., MOREAU, M. & ROUZAUD, J.-N. 2003: On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. — *Spectrochimica Acta Part A*, **59**, 2267–2276.
- BJØRLYKKE, K. 2014: Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins. — *Sedimentary Geology* **301**, 1–14.
- BLENKINSOP, T. 2000: *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. — Kluwer Academic Publishers, Dordrecht 150 p.
- BOS, B. & SPIERS, C. J. 2001: Experimental investigation into the microstructural and mechanical evolution of phyllosilicate-bearing fault rock under conditions favouring pressure solution. — *Journal of Structural Geology* **23**, 1187–1202.
- BOS, B., PEACH, C. J. & SPIERS, C. J. 2000a: Slip behavior of simulated gouge-bearing faults under conditions favoring pressure solution. — *Journal of Geophysical Research* **105**, 16699–16717. (DOI:10.1029/2001JB000301)
- BOS, B., PEACH, C. J. & SPIERS, C. J. 2000b: Frictional–viscous flow of simulated fault gouge caused by the combined effects of phyllosilicates and pressure solution. — *Tectonophysics* **327**, 173–194.
- ERNST, W. G. 1963: Significance of phengitic micas from low-grade schist. — *The American Mineralogist* **48**, 1357–1373.
- ESQUEVIN, J. 1969: Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. — *Bulletin du Centre de Recherches Pau. SNPA* **3**, 147–153.
- FLINN, D. 1962: On folding during three-dimensional progressive deformation. — *Quarterly Journal of the Geological Society* **118**, 385–428.
- FRANCESCHELLI, M., LEONI, L. & MEMMI, I. 1989: B_0 of muscovite in low and high variance assemblages from low grade Verrucano rocks, Northern Apennines, Italy. — *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **69**, 107–115.
- FREY, M. & ROBINSON, D. 1999: *Low-grade metamorphism*. — Blackwell Science, Oxford 313 p.
- GRATIER, J-P., RICHARD, J., RENARD, F., MITTEMPERGHER, S., DOAN, M.-L., DI TORO, G., HADIZADEH, J. & BOULLIER, A.-M. 2011: Aseismic sliding of active faults by pressure solution creep: Evidence from the San Andreas Fault Observatory at Depth. — *Geology* **39**, 1131–1134.

- GUIDOTTI, C. V. 1984. Micas in metamorphic rocks. — In: BAILEY, S. W. (ed.): *Micas. Reviews in Mineralogy 13*. — Mineralogical Society of America, Chelsea, 357–468.
- GUIDOTTI, C. V. & SASSI, F. P. 1976: Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* **127**, 97–142.
- GUIDOTTI, C. V. & SASSI, F. P. 1986: Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b_0 data from low-grade metapelites. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* **153**, 363–380.
- HADIZADEH, J., MITTEMPERGHER, S., GRATIER, J. P., RENARD, F., DI TORO, G., RICHARD J. & BABAIE, H. A. 2012: A microstructural study of fault rocks from the SAFOD: Implications for the deformation mechanisms and strength of the creeping segment of the San Andreas Fault. — *Journal of Structural Geology* **42**, 246–260.
- HILCHIE, L. J. & JAMESON, R. A. 2014: Graphite thermometry in a low-pressure contact aureole, Halifax, Nova Scotia. — *Lithos* **208–209**, 21–33.
- HU, S., EVANS, K., CRAW, D., REMPEL, K., BOURDET, J., DICK, J. & GRICE, K. 2015: Raman characterization of carbonaceous material in the Macraes orogenic gold deposit and metasedimentary host rocks, New Zealand. — *Ore Geology Reviews* **70**, 80–95.
- JABOYEDOFF, M., BUSSY, F., KÜBLER, B. & THELIN, P. 2001: Illite „crystallinity” revisited. — *Clays and Clay Minerals* **49/2**, 156–167.
- JEFFERIES, S. P., HOLDSWORTH, R. E., SHIMAMOTO, T., TAKAGI, H., LLOYD, G. E. & SPIERS, C. J. 2006: Origin and mechanical significance of foliated cataclastic rocks in the cores of crustal-scale faults: Examples from the Median Tectonic Line, Japan. — *Journal of Geophysical Research* **111**, 17 p. (DOI:10.1029/2005JB004205)
- JIANG, W.-T., PEACOR, D. R., ÁRKAI, P., TÓTH, M. & KIM, J. W. 1997: TEM and XRD determination of crystallite size and lattice strain as a function of illite crystallinity in pelitic rocks. — *Journal of Metamorphic Geology* **15**, 267–281.
- JUDIK, K., RANTITSCH, G., RAINER, T. M., ÁRKAI, P. & TOMLIJENIĆ, B. 2008: Alpine metamorphism of organic matter in metasedimentary rocks from Mt. Medvednica (Croatia). — *Swiss Journal of Geosciences* p. 12 (DOI: 10.1007/s00015-008-1303-z)
- KLUG, H. E. & ALEXANDER, L. E. 1974: *X-ray Diffraction Procedures*. — Wiley-Interscience, New York 996 p.
- KONRÁD Gy. & HÁMOS G. 2006: A magyarországi nagy aktivitású radioaktív hulladéktároló telephely kijelölésének földtani szempontjai és az eddigi kutatások eredményei. — *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica* **1**, 33–38.
- KONRÁD Gy. & SEBE K. 2010: Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugat-Mecsekben és környezetében. — *Földtani Közlöny* **140/2**, 445–468.
- KONRÁD, Gy., SEBE, K., HALÁSZ, A. & BABINSZKI, E. 2010: Sedimentology of a Permian playa lake: the Boda Claystone Formation, Hungary. — *Geologos* **16/1**, 27–41.
- KOROKNAI, B., ÁRKAI, P., HORVÁTH, P. & BALOGH, K. 2008: Anatomy of a transitional brittle–ductile shear zone developed in a low-T meta-andesite tuff: A microstructural, petrological and geochronological case study from the Bükk Mts. (NE Hungary). — *Journal of Structural Geology* **30**, 159–176.
- KOUKETSU, Y., MIZUKAMI, T., MORI, H., ENDO, S., AOYA, M., HARA, H., NAKAMURA, D. & WALLAIS, S. 2014: A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width. — *Island Arc* **23**, 33–50.
- KÜBLER, B. 1964: La cristallinité de l’illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. — In: Étages tectoniques. Colloque de Neuchâtel 1966, À la Baconnière, Neuchâtel, 105–121.
- KÜBLER, B. & JABOYEDOFF, M. 2000: Illite crystallinity. — *Earth and Planetary Sciences* **331**, 75–89.
- LAHFID, A., BEYSSAC, O., DEVILLE, E., NEGRO, F., CHOPIN, C. & GOFFÉ, B. 2010: Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). — *Terra Nova* **22**, 354–360.
- MÁTHÉ Z. 1986: A Horváthertelend–1 számú fúrás földtani dokumentációja. — *Kézirat*, MECSEKÉRC Zrt. Adattár.
- MÁTHÉ Z. & VARGA A. 2012: „Ízesítő” a permii Bodai Agyagkő Formáció öskörnyezeti rekonstrukciójához: kőso utáni pseudomorfózák a BAT–4 fúrás agyagkőmintáiban. — *Földtani Közlöny* **142/2**, 201–204.
- MERRIMAN, R. J., ROBERTS, B., & PEACOR, D. R. 1990: A transmission electron microscope study of white mica crystallite size distribution in mudstone to slate transitional sequence, North Wales, UK. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **106**, 27–40.
- MÉSZÁROS E., VARGA A., SCHUBERT F. & MÁTHÉ Z. 2015: A Horváthertelend–1 fúrásban feltárt paleozoos finomtörmelék képződmény archív vékonycsiszolatainak közettani vizsgálati eredményei (Nyugati-Mecsek). — *Földtani Közlöny* **145/3**, 215–228.
- MIYASHIRO, A. 1994: *Metamorphic Petrology*. — UCL Press, London 404 p.
- MORAD, S., KETZER, J. M. & DE ROS, L., F. 2000: Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliclastic rocks: Implications for mass transfer in sedimentary basins. — *Sedimentology* **47**, 95–120.
- NAGY, Á. & M. TÓTH, T. 2012: Petrology and tectonic evolution of the Kiskunhalas-NE fractured CH-reservoir. S-Hung. — *Central European Geology* **55/1**, 1–22.
- NEMANICH, R. J. & SOLIN, S., A. 1979: First- and second-order Raman scattering from finite-size crystals of graphite. — *Physical Review B* **20/2**, 392–401.
- NIEMEIJER, A. R. & SPIERS, C. J. 2005. Influence of phyllosilicates on fault strength in the brittle–ductile transition: insights from rock analogue experiments. — In: BRUHN, D., BURLINI, L. (eds), *High-strain Zones: Structure and Physical Properties*. — Geological Society, London, **245**, 303–327.
- PADAN, A., KISCH, H. J. & SHAGAM, R. 1982: Use of the Lattice Parameter b_0 of Dioctahedral Illite/Muscovite for the Characterization of P/T Gradients of Incipient Metamorphism. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **79**, 85–95.
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 2005: *Microtectonics*. — Springer-Verlag Berlin Heidelberg 364 p.
- RAHL, J., ANDERSON, K., BRANDON, M. & FASSOULAS, C. 2005: Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. — *Earth and Planetary Sci. Letters* **240/2**, 339–354.
- RAMSEY, J. G., & HUBER, M. I. 1983: *The Techniques of Modern Structural Geology I: Strain*. — Academy Press, London, 307 p.
- SASSI, F. P. 1972: The petrological and geological significance of the b_0 values of the potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. — *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen* **18/2**, 105–113.

- SASSI, F. P. & SCOLARI, A. 1974: The b_0 Value of the Potassic White Micas as a Barometric Indicator in Low-Grade Metamorphism of Pelitic Schists. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **45**, 143–152.
- SCHLEICHER, A. M., TOURSCHER, S. N., VAN DER PLUIJM, B. A. & WARR, L. N. 2009: Constraints on mineralization, fluid-rock interaction, and mass transfer during faulting at 2–3 km depth from the SAFOD drill hole. — *Journal of Geophysical Research* **114**, 12 p. (DOI:10.1029/2008JB006092)
- STEWART, M., HOLDSWORTH, R. E. & STRACHAN, R. A. 2000: Deformation processes and weakening mechanisms within the frictional-viscous transition zone of major crustal-scale faults: insights from the Great Glen Fault Zone, Scotland. — *Journal of Structural Geology* **22**, 543–560.
- STIPP, M. & KUNZE, K. 2008: Dynamic recrystallization near the brittle-plastic transition in naturally and experimentally deformed quartz aggregates. — *Tectonophysics* **448**, 77–97.
- STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R. & SCHMID, S. M. 2002: Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. — *Geological Society, London, Special Publications* **200**, 171–190.
- SZEDERKÉNYI T. 1997: Tiszai egység (Tisia összetett terepnum) magyarországi részének metamorf képződményei és korrelációjuk. — In: HAAS J. (szerk.): *Fülöp József emlékkönyv*. — Akadémiai Kiadó, Budapest 298 p.
- TUCKER, M., E. 2001: *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. — Blackwell Science, Oxford, 262 p.
- TUINSTRÁ, F. & KOENIG, J. L. 1970: Raman spectrum of graphite. — *Journal of Chemical Physics* **53/3**, 1126–1130.
- VELDE, B. 1965: Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. — *American Journal of Science* **263**, 886–913.
- WALLIS, D., LLOYD, E. G., PHILLIPS, J. R., PARSONS, J. A. & WALSHAW, D. R. 2015: Low effective fault strength due to frictional-viscous flow in phyllonites, Karakoram Fault Zone, NW India. — *Journal of Structural Geology* **77**, 45–61.
- WARR, L. N. & RICE, A. H. N. 1994: Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. — *Journal of Metamorphic Geology* **12**, 141–152.
- WIEDERKEHR, M., BOUSQUET, R., ZIEMANN, M. A., BERGER, A. & SCHMID, S. M. 2011: 3-D assessment of peak-metamorphic conditions by Raman spectroscopy of carbonaceous material: an example from the margin of the Lepontine dome (Swiss Central Alps). — *International Journal of Earth Sciences* **100/5**, 1029–1063.
- YUI, T. F., HUANG, E. & XU, J. 1996: Raman spectrum of carbonaceous material: a possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks. — *Journal of Metamorphic Geology* **14**, 115–124.

Kézirat beérkezett: 2016. 04. 04.

Re-evaluation of archive pebble distribution data for the Upper Permian Bakonya Sandstone Member of the Kővágószőlős Formation, Hungary — a comparison with the composition of cores BAF–1 and BAF–1A

MAGYAR, Levente¹, BENEI, Balázs¹, HALÁSZ, Amadé²

¹Geológus Kft., 7675 Kővágótötös, Dózsa Gy. u. 12.

²Pécsi Tudományegyetem, 7624 Pécs, Vasvári P. u. 4.

A felső-perm Kővágószőlős Formáció Bakonyai Tagozatának újraértékelése archív kavicseloszlási adatok alapján — A BAF–1 és a BAF–1A fúrások összehasonlításával

Összefoglalás

A 20. század második felében a permi Kővágószőlős Homokkő uránércesedésének köszönhetően a Nyugati-Mecsek térsége intenzív földtani kutatások célpontjává vált. Miután az 1980-as évek végén az uránércbányászatot beszüntették, a terület a '90-es években került újra az érdeklődés középpontjába, elsősorban a nagyaktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésére alkalmas, szintén permi Bodai Agyagkő Formáció kapcsán. Ezen kutatás érdekében mélyítették 2014-ben Bodától délnyugatra a BAF–1 és BAF–1A mélyfúrásokat, amelyek vékony kvarter és pannóniai rétegeket követően a Kővágószőlős Homokkő legalsó, Bakonyai Tagozatát érintették. A fúrás 474,6 m-es mélységben leállt a Kővágószőlős Homokkőben, így nem érte el a Bodai Agyagkő Formációt. Bár ezt a tarka, durvaszemű, kavicsos, zömmel teresztriális homokkővet a Bakonyai Tagozatként azonosították, ez nem volt teljesen egyértelmű a riolitikavicsok szinte teljes hiánya miatt, hiszen irodalmi adatok alapján a tagozat egyik jellemző törmelékanyaga a Gyűrűfű Riolit. Legújabb tanulmányok ezt a főleg vörös színű, rosszul osztályozott kavicsos homokkővet a permi üledékes rétegsor tagjaként értelmezik, bár jura mikrofosztiliák is előkerültek a rétegsor szürke szakaszaiból. További szokatlan jelenség volt a törmelékanyagban azonosított karbonát-kavicsok jelenléte. Ahhoz, hogy eldöntsük, hogy a BAF–1 és BAF–1A fúrások valóban a Bakonyai Tagozatot érintették, olyan korábbi fúrások dokumentációival hasonlítottuk össze, amelyek biztosan megfúrták ezt a tagozatot. Ehhez 11, a MÉV (Mecseki Ércbányászati Vállalat) által az 1950-es és '60-as években mélyített fúrás dokumentációját vizsgáltuk át, és számszerűsítettük az akkoriban Bakonyai Tagozatnak határozott rétegsor kavicsban gazdag szakaszainak kavicsstatisztikáját. Eredményeinket térképen ábrázoltuk sávdigramok formájában, hogy könnyebben meghatározható legyen az egyes kavics típusok területi eloszlása a tagozaton belül. Az archív adatok alapján látható, hogy a permi lehordási terület igen nagy litológiai változatosságot mutatott, ahol a törmelékanyag egy viszonylag kis területen is erősen polimikt jellegű. Ez arra enged következtetni, hogy a Bakonyai Tagozat nem jellemezhető egyetlen jól meghatározott kavics típus-eloszlással. A BAF–1 és –1A fúrásokban a karbonát-kavicsok jelenléte megkérdőjelezi a homokkő Bakonyai Tagozat mivoltát.

Tárgyszavak: Kővágószőlős Homokkő, Bakonyai Tagozat, kavics eloszlás, perm, Nyugat-Mecsek

Abstract

In the second part of the 20th century the Mecsek Mts were the target of intensive mineral exploration due to the Permian uranium mineralization of the Kővágószőlős Sandstone. The mining was discontinued in the 1980s; however, in the 1990s the western part of the mountains became a focus of interest once again due to the presence of a possible high-level radioactive waste disposal site in the Permian Boda Siltstone Formation (former name of the Boda Claystone Formation, abbreviated in Hungarian as BAF). The BAF–1, –1A boreholes were deepened in 2014 in a South Westerly direction from Boda. In its planned succession the following lithological units were recognized: Quaternary and Pannonian sediments and beneath these the Bakonya Member of the Kővágószőlős Sandstone Formation and Boda Claystone. The drilling was terminated at a depth of 474.6 m, with the Boda Claystone Formation still not having been reached. Although this mottled, coarse, dominantly terrestrial sandstone was identified as the Bakonya Sandstone Member, this was not determined unequivocally due to the absence of rhyolite pebbles in the drill core. This was due to the fact that, according to the available literature, the typical source rock (at least 20–40 %) of the Bakonya Sandstone was the Gyűrűfű Rhyolite. The most recent studies classified the dominantly red, poorly sorted, pebbly sandstone as a part of the Permian sedimentary rocks, even though Jurassic microfossils from the grey strata of the drill cores were also identified. Furthermore, the occurrence of carbonate pebbles was also a peculiarity. In order to confirm that the layers of

the BAF-1 and -1A drill cores which had been reached undoubtedly belong to the Bakonya Member, work was carried out in order to investigate and compare these cores with other pebble-rich parts of the Bakonya Member occurrences in the area. For this comparison documentation concerning 11 drill cores was examined carefully. This data had been produced by geologists of MÉV (Hungarian abbreviation for Mecseki Ércbányászati Vállalat) in the 1950s and 1960s. The results of the examination related to this paper were represented in line charts and placed on the geological map of the Mecsek Mts. This enabled a comparison to be made of the spatial distribution of different types of pebbles to that of the BAF-1 and BAF-1A drill cores, and thus to observe how the debris material had changed in space and time. Based on the archive data, it is possible to show that the provenance area could have been characterised by a diverse lithology in which the debris material also varied over a relatively small area. It would imply that the Bakonya Member cannot be characterised by one distinct pebble composition. In other words, the presence of carbonate pebbles in the the BAF-1 and -1A drill cores raises uncertainties with respect to the Bakonya nature of the drilled strata. gary, West Mecsek Mts, Permian, Kővágószőlős Sandstone, pebble distribution.

Tárgyszavak: Kővágószőlős Sandstone Fm, Bakonya member, pebble distribution, Permian, West Mecsek, Hungary

Introduction

In southern Transdanubia, Hungary, the BAF-1 and BAF-1A boreholes — which are 15 metres apart — were deepened to the SW from the village of Boda in 2014. This deepening was part of a high-level radioactive waste disposal research program (*Figures 1 and 2*). Based on the data of surrounding boreholes and in concordance with the anticline structure of the Western Mecsek Mts, the presumed succession was: Quaternary and Pannonian sediments, and beneath these Kővágószőlős Sandstone (Bakonya Member), followed by Boda Claystone.

Under the 2.78 m-thick Quaternary sediments, the drilling intersected the Pannonian Kálla Formation to a depth of 15.90 m. Beneath this, extending to a depth of 18.70 m, a pebble-rich strata of uncertain age (Miocene?) lies upon the mottled, coarse-grained basement sequence. The drilling was terminated in this sandstone formation at a depth of 474.6 m (SÁMSON et al. 2015).

The existing lithostratigraphical classification of this red, brown, grey and green coloured, dominantly terrestrial, coarse-grained sequence was questioned due to the absence of pebbles from the Gyűrűfű Rhyolite Formation. The latter — according to earlier published evidence (FAZEKAS 1987, BARABÁS & BARABÁS-NÉ STUHL 1998) — should have been the primary source rock of the Bakonya Sandstone Member of the Kővágószőlős Sandstone Formation, Southern Transdanubia, Hungary. At this point it has to be noted that the Gyűrűfű Rhyolite Formation consists of differently- altered rhyolite and closely related rocks such as rhyolitic tuffs (FAZEKAS 1987, BARABÁS & BARABÁS-NÉ STUHL 1998, BODOR & SZAKMÁNY 2009). However, in this study, all types of acidic volcanic and pyroclastic pebbles are referred as rhyolite.

The aim of this study is to investigate the Bakonya Sandstone Member from the point of view of rhyolite pebble occurrences. According to BARABÁS & BARABÁS-NÉ STUHL (1998), amongst the poorly or moderately rounded pebbles the most frequent ones are composed of rhyolite (20–40%); quartz is also quite frequent, while sandstone, phyllite, schist and granite pebbles are subordinate. In this work a comparison is made of the distribution of Bakonya Member pebbles from the BAF-1 and BAF-1A drill cores, with other occurrences of the same rock material in the area. The aim of this comparison is to see if the absence of rhyolite

pebbles also characterize other strata of the Bakonya Sandstone layers. In this way it should be possible to acquire evidence showing that the lack of rhyolite pebbles does not exclude classification of the strata as being part of the Bakonya Member.

10 MÉV drill cores in the West Mecsek Mts (Gorica G-7, Gorica G-7-1, structure well VI, structure well VII, 7004, 9108, 9101, 4730, 4729, Keresztespuszta Kp-3 — and Gálosfa Gf-1) — were re-evaluated. Furthermore, the pebble distribution of the coarse-grained layers of the BAF-1 and BAF-1A drill cores were studied. The results obtained for the present study are illustrated by depth and spatial situation.

Geological background

The Mecsek Mts and their surroundings belong to the SE Transdanubian part of the Tisza Mega-unit. The region is built up of several smaller units, bounded by structural elements (*Figure 1*). The Permian formations in the Mecsek Mts are part of a thick, non-metamorphosed molasse sediment sequence; this sequence was deposited in orogenic basins that were formed during the Variscan orogeny. An older sequence consists of Upper Carboniferous to Lower Permian clastic and felsic-neutral volcanic rocks, while a younger one is made up of Upper Permian and Lower Triassic clastic formations (BARABÁS & BARABÁS-NÉ STUHL 1998, HAAS & PÉRO 2004, BODOR & SZAKMÁNY 2009).

The fluvial Kővágószőlős Sandstone Formation belongs to the younger sequence and lies upon the Boda Claystone Formation (BARABÁS 1979). The latter has been studied intensively due to uranium ore mining, and a summary of its description was published by BARABÁS (1979), FÜLÖP (1994) and BARABÁS & BARABÁS-NÉ STUHL (1998). Its thickness varies between 150 and 1400 m. In an earlier study, the Kővágószőlős Formation was subdivided into four members (GYALOG 1996). However, KONRÁD et al. (2011) suggested a more detailed classification with five members, namely Bakonya Sandstone, Kővágótöttös Sandstone (grey sequence), Kajdácsvölgy Sandstone (productive green sequence), Cserkút Sandstone (overlying red sequence) and the Tótvár Sandstone (purple, pebbly sequence). The Bakonya Sandstone Member consists of mottled (grey, green and

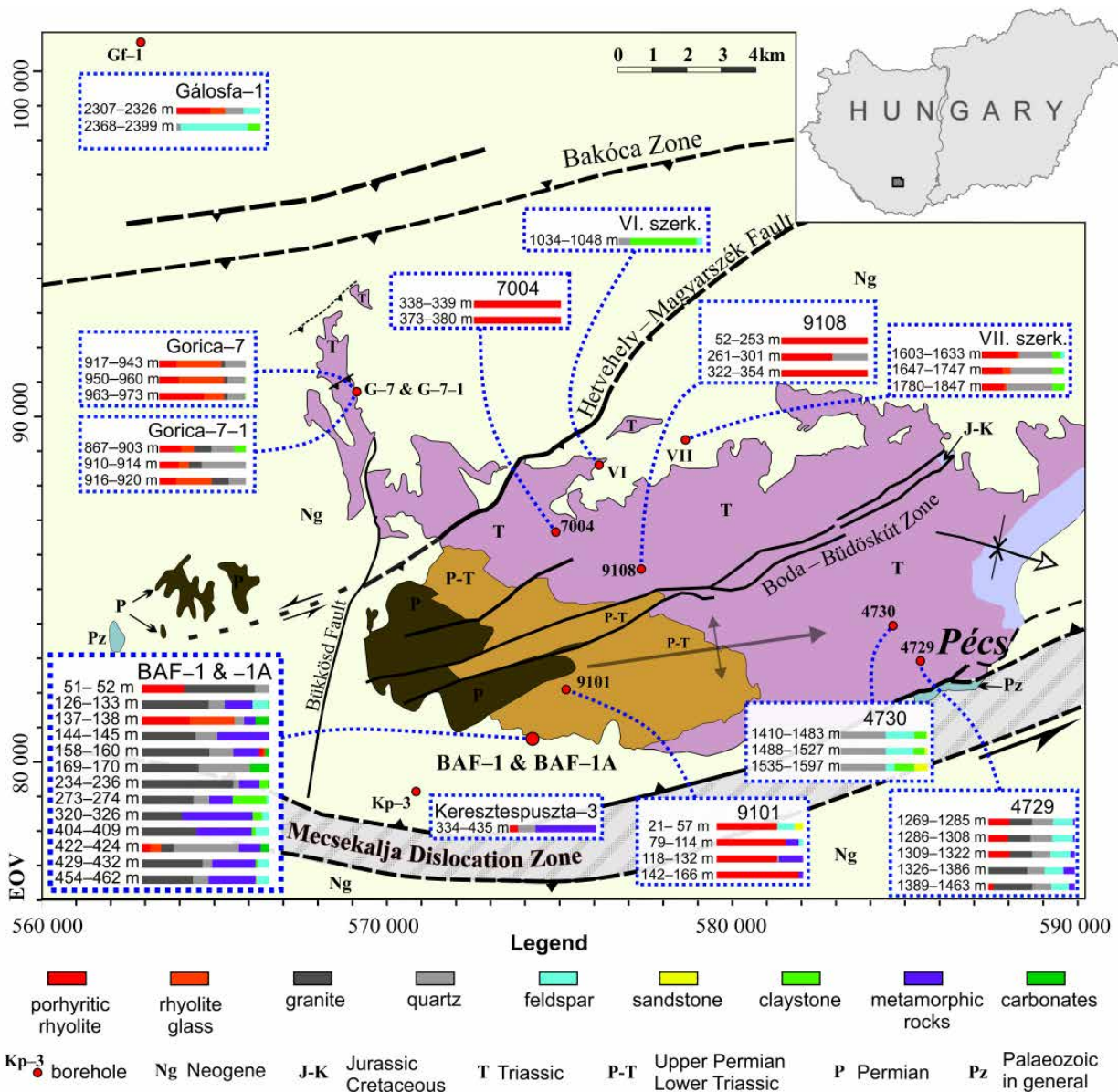


Figure 1. The studied drill cores and their pebble distribution according to depth, illustrated on the structural geological map of KONRÁD & SEBE (2010)
 1. ábra. A vizsgált fúrások és mélység szerinti kavicseloszlásaik KONRÁD & SEBE (2010) szerkezetföldtani térképén ábrázolva

red) conglomerate, sandstone and silt strata. On the surface its outcrops can be found to W, W–NW and SW from Kővágószőlős. Its thickness varies between 30–330 m (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998). The Kővágószőlős Sandstone Member is composed of grey sandstones and siltstones with distinctive (Upper Permian) plant remnants. The Kajdácsvölgy Sandstone is green in colour, and due to its elevated uranium ore level it was part of the productive sequence during the period of uranium mining. The Cserkút Sandstone Member is composed of red sandstone beds and the Tótvár Sandstone Member is made up of a purple gravel-rich sandstone. On the basis of the presence of sporomorphs, the uppermost part of the Kővágószőlős Formation can be dated as Triassic, and therefore the Permian-Triassic boundary can be drawn within the formation (BARABÁS & BARABÁSNÉ STUHL 1998).

Methods

The data for this study was obtained by processing the archive data (KÁLLAI 1958a, b, 1959, GÁRDONYI 1963, GLÖCKNERNÉ 1965, RÓZSÁS 1975, HETÉNYI 1980, KIS 1980, BARABÁSNÉ 1980) of eleven drill cores. The latter were documented by MÉV geologist mainly in the 1950s and 1960s and are now in the possession of Mecsekérc Ltd. From the eleven drill core documentations, the present investigation focussed on the Bakonya Member of the Kővágószőlős Sandstone Formation; the data gathered included the depth, lithology and relative frequency of occurring pebbles. Although the written documentation was carried out thoroughly, it has to be mentioned that there is a factor of slight uncertainty regarding the documentation of these drill cores. This is because the mere macroscopic identification of

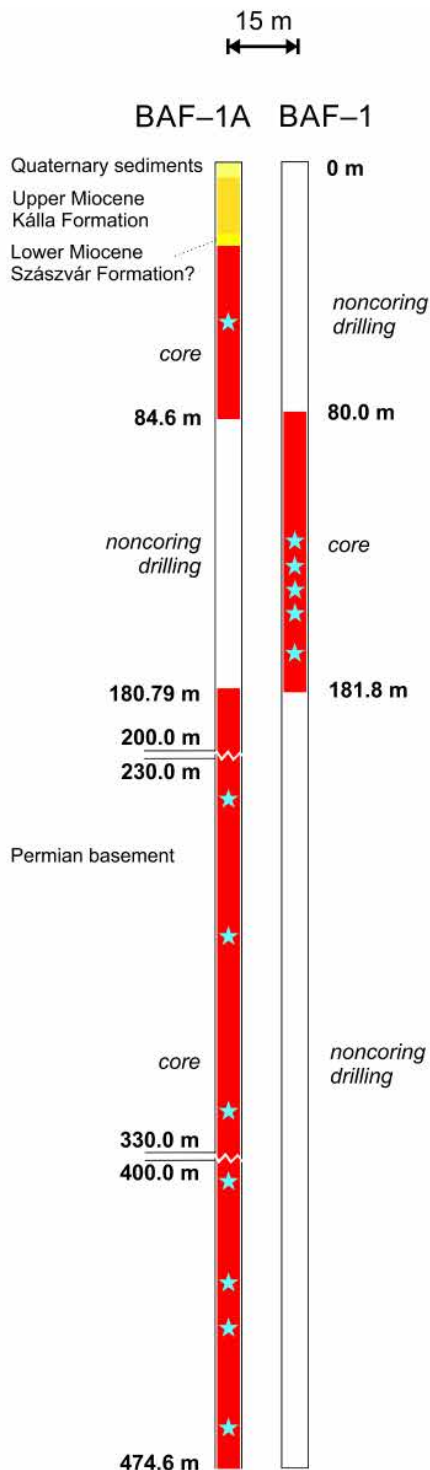


Figure 2. The simplified succession of the BAF-1A and BAF-1 drill cores

Blue stars mark pebble-rich parts, where macroscopic observations on pebbles were made

2. ábra. A BAF-1A és BAF-1A fúrások egyszerűsített rétegsora
A kék csillagok a kavicsban gazdag részeket jelölik, ahol a kavicsokra vonatkozó makroszkópos leírások készültek

different pebble types — especially the ones of a few millimetres in size — can lead to the possibility of making mistakes (e.g. the differentiation of porphyritic rhyolite from rhyolite glass). There is also no information on how the MÉV

geologists documented the studied the drill cores (e.g. did they use grain counting continuously on the visible side of the drill core, or was this carried out along a given line or at certain intervals?). Taking these factors into consideration, after sorting and organizing all the hand-written data in digital spreadsheets, these were then depicted by line charts.

To obtain the same data for pebbles, macroscopic studies were carried out on the BAF-1 and BAF-1A drill cores; these are the property of Mecsekérc Ltd at its Kővágószőlős drill core warehouse. Although confidence can be placed in the observations obtained for the present study, still one has to count with the chance of misidentification due to the merely macroscopic nature of those observations. In total 462 m of the drill core of the Bakonya Member was studied. 80.00–181.80 m of this total belongs to the BAF-1, while 0.00–80.00 and 181.80–462.00 belongs to the BAF-1A drill core. At pebble-rich intervals observations were made with respect to the number of occurring grains which were intersected by the drilling (and thus this could be seen on the drill core side). Besides these details the roundness, maximal size and average size of pebbles were taken into account.

During the macroscopic observations a few carbonate pebbles were found. In order to identify these pebbles, thin sections were prepared from three of them. Furthermore, a petrographic study of the pebbles was carried out by Gyula KONRÁD.

Results

In the 1950s and 1960s the geologists of MÉV documented the drill cores and distinguished the following types of pebbles in the mottled sequence (today known as the Bakonya Member): rhyolite, granite, quartz, rhyolite glass, feldspar, metamorphic rocks, claystone and sandstone. This study summarizes the archive data together with clast composition data of the BAF-1 and -1A drill cores. The location of the boreholes and the pebble distribution of their Bakonya Member part can be seen on *Figure 1*. Line charts were used to show the depth-varying distribution of the different types of pebbles. On these diagrams each band represents one pebble-rich strata with depths increasing downwards. *Table 1* contains the depth ranges and proportions of pebbles of each drill core, *Table 2* contains the same data for the BAF-1 and BAF-1A drill cores.

During macroscopic observations on the BAF-1 and BAF-1A drill cores it was observed that the pebbles are subrounded and rounded; this point is also referred to in the literature by BARABÁS & BARABÁSNE STUHL (1998). The BAF-1 and BAF-1A drill cores are peculiar due to the fact that they contain carbonate pebbles in their grey conglomerate layer between 137.8 m and 138.0 m (HÁMOS et al. 2015). Some similar, few millimetre-sized carbonate fragments were also found in the red conglomerate part of the BAF-1A drill core at depths of 169–170 m, 235.7 m and 422–424 m (*Table 2*, *Figure 3*). These carbonate pebbles are subrounded and rounded. According to the thin section

Table 1. Pebble distribution of coarse elastic beds in selected cores of Bakonya Member based on data from previous unpublished reports (KÁLLAI 1958a, b, 1959; GÁRDONYI 1963; GLÖCKERNE 1965; RÓZSÁS 1975; HETÉNYI 1980, KIS 1980, BARABÁSNÉ 1980)

I. táblázat. A Bakonyi Tagozatot tartalmazó, durvítottmélékes rétegek kavicsanyageloszlása (KÁLLAI 1958a, b, 1959; GÁRDONYI 1963; GLÖCKERNE 1965, RÓZSÁS 1975; HETÉNYI 1980; KIS 1980; BARABÁSNÉ 1980 alapján)

Name of borehole	Depth range (m)	Number of described pebble-rich layers	Average distance of pebble-rich layers (m)	Size of grains (mm)	Porphyritic rhyolite pebbles %	Rhyolite glass pebbles %	Granite pebbles %	Quartz pebbles %	Feldspar pebbles %	Sandstone pebbles %	Claystone pebbles %	Metamorphic pebbles %
Gf-1	2307-2326	8	2.5	8-30	40	18	0	22	20	0	0	0
	2368-2399	4	8.0	5-25	0	0	0	5	80	0	15	0
G-7	917-943	11	2.5	12-50	20	52	4	24	0	0	0	0
	950-960	8	1.4	12-60	23	52	4	20	0	0	1	0
	963-973	5	2.2	20-60	52	23	4	20	0	0	1	0
G-7-1	867-903	8	4.6	2-70	26	15	20	27	0	0	12	0
	910-914	5	1.0	5-26	23	10	15	52	0	0	0	0
	916-920	5	1.0	25-35	20	40	20	20	0	0	0	0
VI.	1034-1048	14	1.1	15-30	0	0	0	14	7	0	79	0
VII.	1603-1633	22	1.4	5-30	42	3	0	40	5	0	10	0
	1647-1747	9	11.2	2-18	25	10	0	50	1	0	14	0
	1780-1847	8	8.5	3-20	27	3	0	55	0	0	15	0
7004	338-380	10	4.3	10-70	100	0	0	0	0	0	0	0
9108	52-253	21	9.6	15-70	100	0	0	0	0	0	0	0
	261-301	11	3.7	7-40	60	0	0	40	0	0	0	0
	322-354	16	2.1	10-50	100	0	0	0	0	0	0	0
9101	21-57	21	1.8	9-50	70	0	0	0	20	10	0	0
	79-114	17	2.1	6-70	80	0	0	0	5	0	0	15
	118-132	12	1.3	15-100	70	0	0	2	0	0	0	28
	142-166	16	1.6	20-70	95	0	0	0	0	0	0	5
4730	1410-1483	25	3.0	2-60	0	0	0	52	33	1	14	0
	1488-1527	33	1.2	2-46	0	0	0	52	32	3	13	0
	1535-1597	52	1.2	2-95	0	0	0	52	10	15	23	0
4729	1269-1285	13	1.3	2-56	25	0	26	24	23	0	0	2
	1286-1308	20	1.2	4-58	23	0	26	25	24	0	0	2
	1309-1322	13	1.1	15-78	25	0	26	21	23	0	0	5
	1326-1386	54	1.1	7-90	0	0	45	20	22	0	0	13
Kp-3	334-435	66	1.1	8-73	6	0	45	22	20	0	0	7
		72	1.4	80-150	10	0	0	20	0	0	0	70

Table 2. The results of macroscopic studies on the BAF-1 and BAF-1A drill cores

2. táblázat. A BAF-1 és BAF-1A fúrógagok makroszkópos vizsgálatának eredményei

Name of borehole	Depth range (m)	Observation	Porphyric rhyolite	Rhyolite glass	Granite	Quartz	Feldspar	Sandstone	Claystone	Metamorphic	Carbonate
BAF-1A	51-52	number of pebbles	9		15	3					
		maximal pebble size (mm)	30		20	20					
		average pebble size (mm)	20		20	15					
BAF-1	126-133	number of pebbles			97	23	23			29	1
		max pebble size (mm)			20	15	15			30	10
		average pebble size (mm)			10	10	10			20	10
BAF-1	137-138	number of pebbles	25	23		5				6	7
		max pebble size (mm)	20	20		15				10	20
		average pebble size (mm)	15	15		10				10	15
BAF-1	144-145	number of pebbles			20	8				19	
		max pebble size (mm)			20	15				40	
		average pebble size (mm)			10	10				20	
BAF-1	158-160	number of pebbles	2	1	34	12				13	2
		max pebble size (mm)	20	15	15	15				30	10
		average pebble size (mm)	15	15	10	10				15	10
BAF-1	169-170	number of pebbles			9	8					3
		max pebble size (mm)			15	25					20
		average pebble size (mm)			10	10					20
BAF-1A	234-236	number of pebbles			96	6			9	21	
		max pebble size (mm)			50	10			60	50	
		average pebble size (mm)			15	10			30	20	
BAF-1A	273-274	number of pebbles			20	6	1		13	9	
		max pebble size (mm)			30	10	5		30	40	
		average pebble size (mm)			10	10	5		15	15	
BAF-1A	320-326	number of pebbles			35		6		8	61	
		max pebble size (mm)			20		40		30	40	
		average pebble size (mm)			10		10		15	20	
BAF-1A	404-409	number of pebbles			57		14		4	57	
		max pebble size (mm)			50		10		30	40	
		average pebble size (mm)			15		10		20	20	
BAF-1A	422-424	number of pebbles	4	5	6	30				10	4
		max pebble size (mm)	30	30	15	20				20	30
		average pebble size (mm)	15	15	10	10				10	10
BAF-1A	429-432	number of pebbles			101	16	18		4	72	
		max pebble size (mm)			20	20	10		25	30	
		average pebble size (mm)			10	10	5		20	20	
BAF-1A	454-462	number of pebbles			75	23	18	1		69	
		max pebble size (mm)			20	15	15	20		90	
		average pebble size (mm)			10	5	10	20		25	

observations, there are significant amounts of angular, up to 0.1 millimetre-sized quartz and feldspar grains in them. The cement material is silica and this appears in the form of veinlets and as crystalline infillings of irregular-shaped

cavities. The texture of the carbonate part is microcrystalline and stylolitic; furthermore, in one case, coarse (> 1mm) calcite spars were observed. No fossils could be seen.

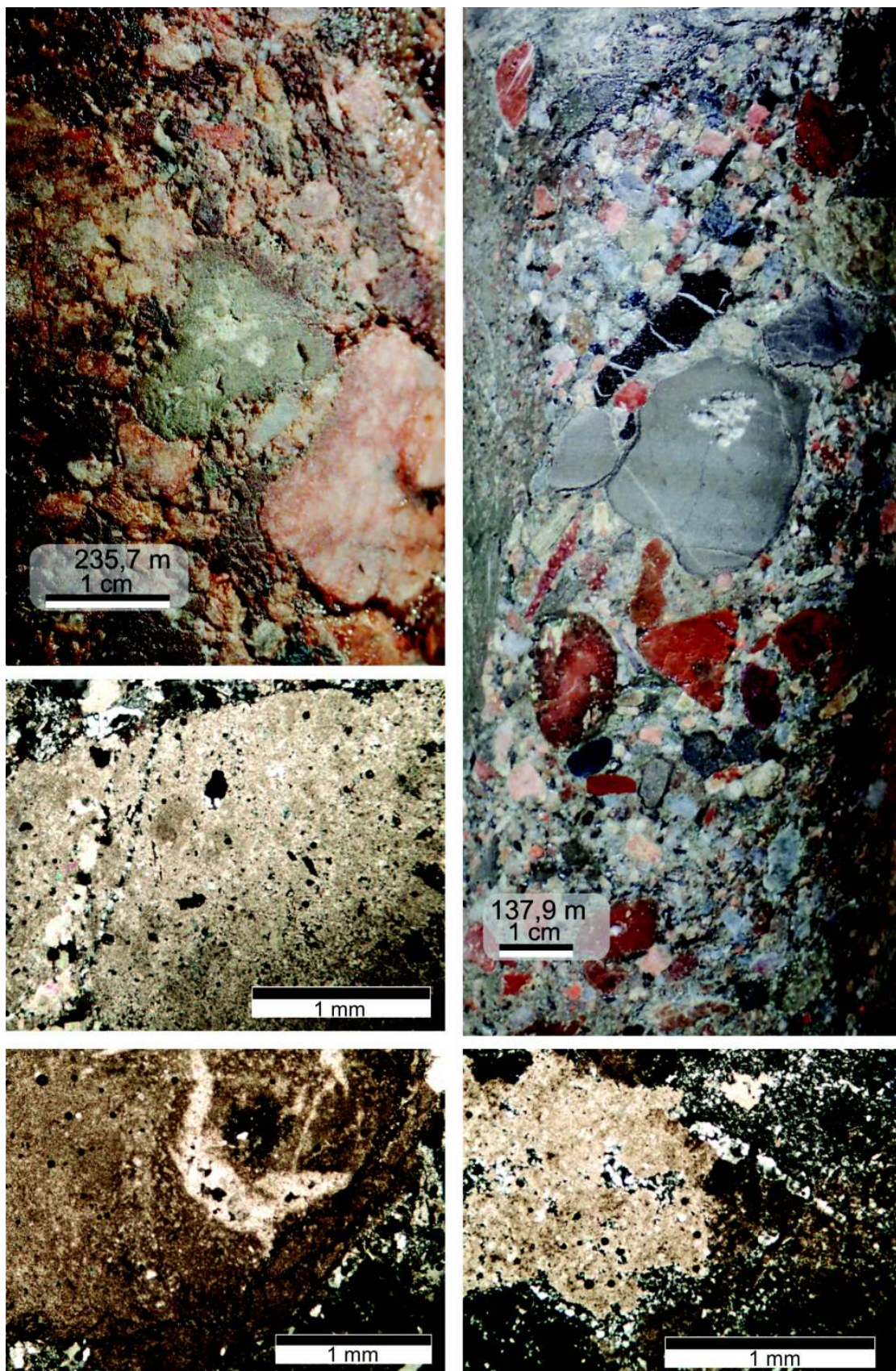


Figure 3. Conglomerate with carbonate pebbles from 235.7 m of the BAF-1A drill core (top left) and from 137.9 m of the BAF-1 drill core (top right). The other three photos show the thin sections of carbonate pebbles from 137.9 m, taken under crossed polarized light

3. ábra. Mészökavicsos konglomerátum a BAF-1/A fúrás 235,7 méteréből (balra fent), a BAF-1 fúrás 137,9 méteréből (jobbra fent). A másik három fotón a 137,9 méterből származó mészökavicsok vékonycsiszolati képe látható keresztezett nikolállás mellett

Discussion

By illustrating the data of drill cores on a map, one can make conclusions which carry more details about the (up until now) suggested theories concerning the member's (and the formation's) provenance area and about the distance over which the debris material was transported. As it was experienced, the coarse debris material of the Bakonya Member was very diverse both in time and space.

The lowest proportions of porphyritic rhyolite and rhyolite glass can be found in the Gálosfa-1 drill core and in the southern part of the studied area, while the highest proportions are at the centre territory (with the exception of structure well VI, where it was absent). At the southern boundary of the area, metamorphic pebbles show a raised proportion. However, to the North of the Boda-Büdöskút Zone there were no documented metamorphic pebbles.

Dominant amounts of rhyolite glass pebbles were found only at the north-western part of the region in the studied drill cores. The frequent occurrence of granite pebbles characterises the western, eastern and southern parts of the territory, where the respective amounts of quartz pebbles also showed higher values. Significant quantities of feldspar pebbles were observed in the northernmost areas; these were also present in moderate amounts in the southern and south-eastern parts.

This work was carried out to compare the pebble distribution of different parts of the Bakonya Member. In order to obtain data, archive drill core documentations were re-evaluated and observations were made on the coarse-grained parts of the BAF-1 and BAF-1A drill cores. During this investigation the research was hindered by the unexpected occurrence of carbonate fragments in the mottled sequence.

The presence of carbonate pebbles is quite unusual in the Permian clastic beds, since the debris material of the Carboniferous-Permian molasses derive primarily from the Variscan magmatic and metamorphic rocks, supplemented by rhyolites (FÜLÖP 1994). Although one of the types of carbonate pebbles has a coarse sparry texture — and thus it could indicate a recrystallized metamorphic origin — it is possible that these fragments did not go through any metamorphic events; this would suggest they might not have an Early Palaeozoic origin. Neopalaeozoic limestones have not been documented in the studied area and are not likely to have been in the provenance area, given that the region is of a siliciclastic terrestrial origin from the Late Carboniferous to the Late Permian (BARABÁS-NÉ STUHL in FÜLÖP 1994). The provenance area of the Lower Triassic Jakabhegy Sandstone was the same as it was in the Permian, so its pebble composition is similar; this is shown by the absence of carbonates. During the Middle Triassic transgression-regression cycle different carbonates were produced. These were later eroded and were contained as pebbles in the Karolinavölgy Sandstone Formation. Thus it is possible that those parts of the beds which have carbonate fragments do not belong to the Bakonya Member, but instead they are of Late

Triassic origin (e.g. Karolinavölgy Sandstone Formation) and were dislocated by tectonic events.

It also has to be noted that several boreholes in the vicinity (Szigetvár-I, Szigetvár-III, Becefa-1) intersected some Palaeogene pebble-rich strata. These strata have a similar composition (felsic volcanics, granitoids and metamorphic rocks) to the BAF-1 and BAF-1A drill cores and also occur with carbonate fragments. These — possibly Mesozoic — fragments are of fine crystalline dolomite and cryptocrystalline limestone (WÉBER 1985). However, these Palaeogene strata are not thought to be related to the pebble-rich strata of the BAF-1 and BAF-1A drill cores. This is because there is a much greater abundance of carbonate grains in the former and there are no palaeontological data supporting a Palaeogene origin for the studied succession (GÖRÖG & TÓTH 2015, GÖTZ 2015).

It also has to be taken into consideration that the lithostratigraphical interpretation of the BAF-1 and -1A boreholes is not totally unequivocal. The presence of Jurassic microfossils from grey strata identified by GÖRÖG & TÓTH (2015) raises the possibility that (i) either the intersected rocks are not of Late Permian but Jurassic in age, or (ii) tectonic scales of Jurassic rocks occur in the Bakonya Sandstone. The ambiguity is further increased by the fact that from the same type of grey strata of the drill core by GÖTZ (2015), microfossils of Late Permian age have also been described. In order to determine the age of the intersected rocks in the BAF-1 and -1A boreholes with certainty, and to define the origin of carbonate pebbles, more extensive petrographic investigations — including maturity and composition studies — are needed.

Conclusions

In contrast to the account given in the literature of BARABÁS & BARABÁS-NÉ STUHL (1998), the pebbles of the Bakonya Sandstone show a much wider rock type diversity in drill cores. The moderately rounded shape of the debris material might suggest a short distance of transport; therefore the observations of this study seem to confirm FAZEKAS (1987) — namely, that the debris might have been eroded from a proximate territory, which must have been a lithologically diversified provenance area. Fragments of granite occur in the western, eastern and southern parts, metamorphic rocks characterise the southern territories, while rhyolite was present in central areas.

Based on the re-evaluation of archive data, it can be stated that the low abundance of rhyolite pebbles in the BAF-1 and -1A drill cores would not exclude the classification of the mottled, coarse-grained sandstone as being part of the Bakonya Sandstone Formation. Other, similarly low rhyolite pebble-containing parts of the Bakonya Member evolved along the southern borders of the Mecsek Mts. On the other hand, the occurrence of carbonate pebbles in the BAF-1 and -1A drill cores raises questions about whether the reached strata truly belong to the Bakonya Member.

Based on the results of the present study, the hundreds of drill core documentations from the West Mecsek Mts seem to require further processing so as to gain a more detailed description of the Late Permian, Early Triassic provenance area.

Acknowledgements

First of all, we would like to express our gratitude to Gyula KONRÁD for his support and professional suggestions. We are also very grateful to all the employees of Mecsekérc Ltd. and PURAM Ltd. for granting us access to the archive data of the drill cores in order to carry out a re-evaluation.

References —Irodalom

- BARABÁS A. 1979: A perm időszak földtani viszonyai és a külszíni kutatás feladatai a mecseki érlelőhelyen [Geological conditions of the Permian and tasks of surface geological investigations at the Mecsek ore deposit]. — *Földtani Közlöny* **109/3–4**, 357–365. (in Hungarian with English abstract)
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1980: Gálosfa 1. sz. fúrás földtani szelvénye 1:200 [Geological profile of the Gálosfa-1 bore hole 1:200]. — Mecsekérc Ltd. data warehouse, p. 6. (in Hungarian)
- BARABÁS A. & BARABÁSNÉ STUHL Á. 1998: A Mecsek és környezete perm képződményeinek rétegtana. [The stratigraphy of the Permian formations of the Mecsek Mts. and its environment] — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (eds): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana [The stratigraphy of the geological formations of Hungary]*. MOL Ltd. and Hungarian Geological Institute, Budapest, 517 p. (in Hungarian)
- BODOR S. & SZAKMÁNY Gy. 2009: A felső-permi Cserdi Konglomerátum Formáció kavicsanyagának kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményei (XV. szerkezetkutató fúrás, Ny-Mecsek) [The results of petrographic and geochemical investigations of the Upper Permian Cserdi Conglomerate Formation (Structure well XV, Western Mecsek Mts.).] — *Földtani Közlöny* **139/4**, 325–340.
- FAZEKAS V. 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmelékes formációk ásványos összetétele [The mineralogical composition of the Permian and Lower Triassic clastic formation from the Mecsek Mts.]. — *Földtani Közlöny* **117/1**, 11–30.
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II. [The Geology of Hungary. Palaeozoic era II.]*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 444 p. (in Hungarian).
- GÁRDONYI E. 1963: VI. szerkezeti fúrás földtani szelvénye 1:200 [Geological profile of structure well VI. 1:200]. — Mecsekérc Ltd. data warehouse, 7 p. (in Hungarian).
- GLÖCKNERNÉ ZS. 1965: Gorica-7 és -7/1. sz. fúrás földtani szelvénye 1:200 [Geological profile of the Gorica-7 and -7/1 bore hole 1:200]. — Mecsekérc Ltd. data warehouse, 12 p. (in Hungarian).
- GÖRÖG Á. & TÓTH E. 2015: Palinológiai vizsgálatok a BAF-1 és BAF-1/A magfúrások mintáiból [Palynological investigation of samples from the BAF-1 and BAF-1/A drill cores]. — Laboratory report, Mecsekérc Ltd. data warehouse, 10 p. (in Hungarian).
- GÖTZ A. 2015: Report on 10 drill core samples examined for palynostratigraphy. — Laboratory report, Mecsekérc Ltd. data warehouse, 2 p.
- GYALOG L. 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása [The legend of the geological maps and the short description of the stratigraphic units]. — *Occasional Paper of the Hungarian Geological Institute* **187**, 171 p. (in Hungarian).
- HAAS, J. & PÉRÓ, Cs. 2004: Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. — *International Journal of Earth Sciences* **93/2**, 297–313.
- HÁMOS G., MÁTHÉ Z., KONRÁD Gy., HALÁSZ A., SEBE K., BENEI B. & MAGYAR L. 2015: A BAF-1, -1A fúrások alaphegységi maganyagának litosztratigráfiai értékelése [The lithostratigraphical interpretation of the basement rocks of the BAF-1, -1A drill cores]. — Report, manuscript, Mecsekérc Ltd. data warehouse, 50 p., RHK-N-010/15. (in Hungarian).
- HETÉNYI J. 1980: A 4730 sz. fúrás földtani szelvénye 1:200 [Geological profile of bore hole 4730 1:200]. — Mecsekérc Ltd. data warehouse, 6 p. (in Hungarian).
- KÁLLAI A. 1958a: Földtani napló a 7004 számú fúrásról [Geological report on the bore hole 7004]. — Mecsekérc Ltd. data warehouse, 20 p. (in Hungarian).
- KÁLLAI A. 1958b: Földtani napló a 9101 számú fúrásról [Geological report on the bore hole 9101]. — Mecsekérc Ltd. data warehouse, 10 p. (in Hungarian).
- KÁLLAI A. 1959: Földtani napló a 9108 számú fúrásról [Geological report on the bore hole 9108]. — Mecsekérc Ltd. data warehouse, 14 p. (in Hungarian).
- KIS D. 1980: A 4729 sz. fúrás földtani szelvénye 1:200 [Geological profile of bore hole 4729 1:200]. — Mecsekérc Ltd. data warehouse, 1 p. (in Hungarian).
- KONRÁD Gy. & SEBE K. 2010: Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében [New details of young tectonic phenomena in the Western Mecsek Mts. and their surroundings]. — *Földtani Közlöny* **140/2**, 135–162. (in Hungarian with English abstract).
- KONRÁD Gy., BARABÁS A. & SEBE K. 2011: Javaslat és kiegészítés a Tiszai-főegység perm képződményeinek litosztratigráfiájához [Recommendation and supplement for the lithostratigraphy of Permian formations of the Tisza Unit]. — Manuscript, University of Pécs, Department of Geology and Meteorology, 6 p. (in Hungarian).
- RÓZSÁS F. 1975: VII. szerkezeti fúrás szöveges földtani dokumentáció [Geological prose documentations of structure well VII.]. — Mecsekérc Ltd. data warehouse, 165 p. (in Hungarian).

SÁMSON M. (ed.), HÁMOS G., MÁTHÉ Z., MÉSZÁROS A., VÁGÓ Z., BERNÁTH Gy., GÄRTNER D., PROHÁSZKA A., ANDRÁSSY M., KORPAI F., KONRÁD Gy., HALÁSZ A., SEBE K., KOVÁCS L., RÁTKAI O., SOMODI G., ZIERKELBACH-KOVÁCS B., ÁCS P., FEDOR F., HORVÁTH J. & KORONCZ P. J. 2015: BAF-1, -1A fúrások dokumentáló és értékelő jelentése [The documenting and evaluating report of BAF-1, -1A drill cores]. — Manuscript. Mecsekérc Ltd. Archives, RHK-N-003/15. (in Hungarian).

WÉBER B. 1985: Paleogén rétegek Szigetvár környékén. [Palaeogene strata in the vicinity of Szigetvár]. — *Földtani Közlöny* **115/1**, 1–21. (in Hungarian).

Kézirat beérkezett: 2015. 12. 05.

A new Egerian (Upper Oligocene – Lower Miocene) gastropod fauna from the Esztergom Basin (NE Transdanubia, Hungary)

KOVÁCS, Zoltán¹, VICIÁN, Zoltán²

¹E-mail: kovacs.zoltan@lisztakademia.hu, ²E-mail: kauri72@gmail.com

Új egri (késő-oligocén–kora-miocén) korú Gastropoda-fauna az Esztergomi-medencéből (ÉK-Dunántúl, Magyarország)

Összefoglalás

Tanulmányunk a magyarországi egri korú tengeri molluskafauna ismeretéhez járul hozzá egy újonnan feltárt rétegsor gastropodáinak leírásával. A lelőhely Esztergomtól északkeletre található a Duna jobb partján, közzétípusa a Törökbálinti Formációt képviselő agyag és aleurit. A gazdag fauna a Paratethysre jellemző egri taxonok mellett Magyarországról eddig nem ismert nemzetségeket és fajokat is tartalmaz, emellett négy új faj, *Pugilina katalinae* nov. sp., *Dorsanum strigoniense* nov. sp., *Sveltia nemethi* nov. sp. és *Merica krocki* nov. sp. leírását is lehetővé tette.

Tárgyszavak: Gastropoda, Paratethys, Esztergomi-medence, egri emelet, felső-oligocén, alsó-miocén

Abstract

In this paper, newly collected Egerian (Upper Oligocene – Lower Miocene) molluscs, mainly gastropods, are briefly described from the Esztergom Basin (N Hungary). The assemblage corresponds to the Egerian faunas of the Paratethys, but it contains new records as well. Four new species are introduced: *Pugilina katalinae* nov. sp., *Dorsanum strigoniense* nov. sp., *Sveltia nemethi* nov. sp. and *Merica krocki* nov. sp.

Key words: Gastropoda, Paratethys, Esztergom Basin, Egerian Stage, Upper Oligocene, Lower Miocene

Introduction

The small Esztergom Basin is a part of the Dorog Basin, and belongs to the Hungarian Paleogene Basin in the Upper Oligocene – Lower Miocene Egerian Stage. Oligocene deposits in this area were first analyzed in detail by HANTKEN (1871), later numerous works dealt with other Oligocene – Early Miocene localities of the vicinity, both in Hungary and Slovakia (see BÁLDI & NAGYNÉ GELLAI 1990). Oligocene rocks can be traced on the surface, in the bed of the Danube River, and data from boreholes show that they underlie the Quaternary deposits of the Dorog Basin with an average thickness of 400 m. The Egerian deposits belong to the Törökbálint Formation. The upper member of this unit is characterized by littoral to lagoonal deposits, the lower member, the „mollusc-bearing clay”, consists of mainly deep sublittoral to shallow bathyal clayey siltstone. Its in-

vertebrate fauna is characterized by a subtidal marine ecosystem. (For a detailed stratigraphical and geographical account of the Central Paratethyan Egerian Stage see BÁLDI 1973, 1986, BÁLDI et al. 1999, HARZHAUSER & MANDIC 2001).

Although Oligocene rocks have long been known on the surface on both sides of the River Danube at Esztergom, only a single paper (INKEY 1898) has ever referred to a river bank outcrop close to Párkány (Šturovo) on the left side of the Danube. This study revealed „Lower Mediterranean” (Early Miocene) *Margaritaceum*-layers, and emphasized that these could only be examined at low water. Despite the extensive research of more than 150 years, occurrences of fossiliferous rocks in the river bed or on the river banks around Esztergom are unknown or at least have never been mentioned. Neither MAJZON (1940) and SENEŠ (1958) — who dealt with Oligocene deposits in the vicinity —, nor

KORPÁS (1981), BÁLDI (1986) and BÁLDI & NAGYNÉ GELLAI (1990) said anything about such rocks in their comprehensive works.

Up until now, the outcrop described in the present paper has been known only to private fossil collectors. Extreme low water during the summer of 2015 permitted the exploration of the locality on the bank east of Esztergom, and allowed intensive field works to be carried out. These resulted in a rich collection of mollusc material collected by the authors from newly excavated test pits, and from the river bed *ex situ*. This paper aims to contribute to the knowledge of the Egerian marine gastropod fauna of Hungary by providing a description of this assemblage, and also by recording several gastropod species previously unknown in Hungary. The mollusc assemblage has now been donated to the Hungarian Natural History Museum, Budapest.

Description of the locality

The site is located east of Esztergom-Szentgyörgymező, on the bank and in the bed of the Danube ($47^{\circ} 48' 50''$ N, $18^{\circ} 45' 4''$ E) (Figure 1). The outcrop reveals different types of Egerian rocks of about 350 m length and 25 m width. In this study only the stratigraphically lower part of the sequence of 128 m is examined. This sequence consists of bathyal mollusc-bearing clayey siltstone (facies unit No. 4 in BÁLDI & NAGYNÉ GELLAI 1990 and SZTANÓ et al. 1998), and is divided into nine fossiliferous units (Figure 2).

Unit E, 3 m in length, was investigated with a test pit that yielded a small mollusc material that was similar to that of Unit C, albeit with a lower diversity. Unit D2 (1 m) was investigated with a small pit. Unit C (6 m) was investigated by collecting material from the surface of the river bed, over a width of 25 m and to a depth of 10 cm, as well as with a test pit. It yielded the richest material with more than 3400 gastropod and bivalve specimens. Besides molluscs there was the sporadic occurrence of solitary corals, fragmentary decapod remains and fish teeth. Unit B1 (8 m) was investigated at a maximum 40 cm water level with collecting work taking place from the river bed over a

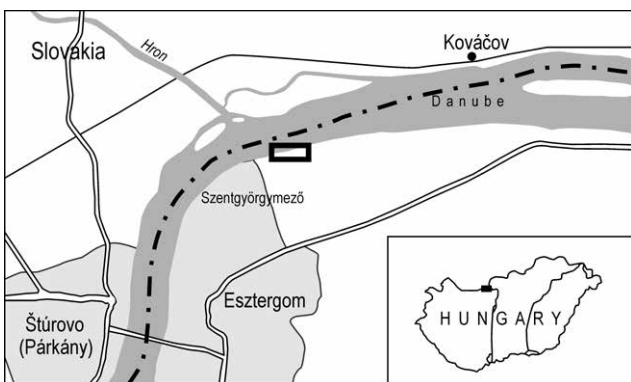


Figure 1. Location of the new Egerian site, East of Esztergom-Szentgyörgymező

1. ábra. Az új feltárás Esztergom-Szentgyörgymezőtől keletre a Duna parton

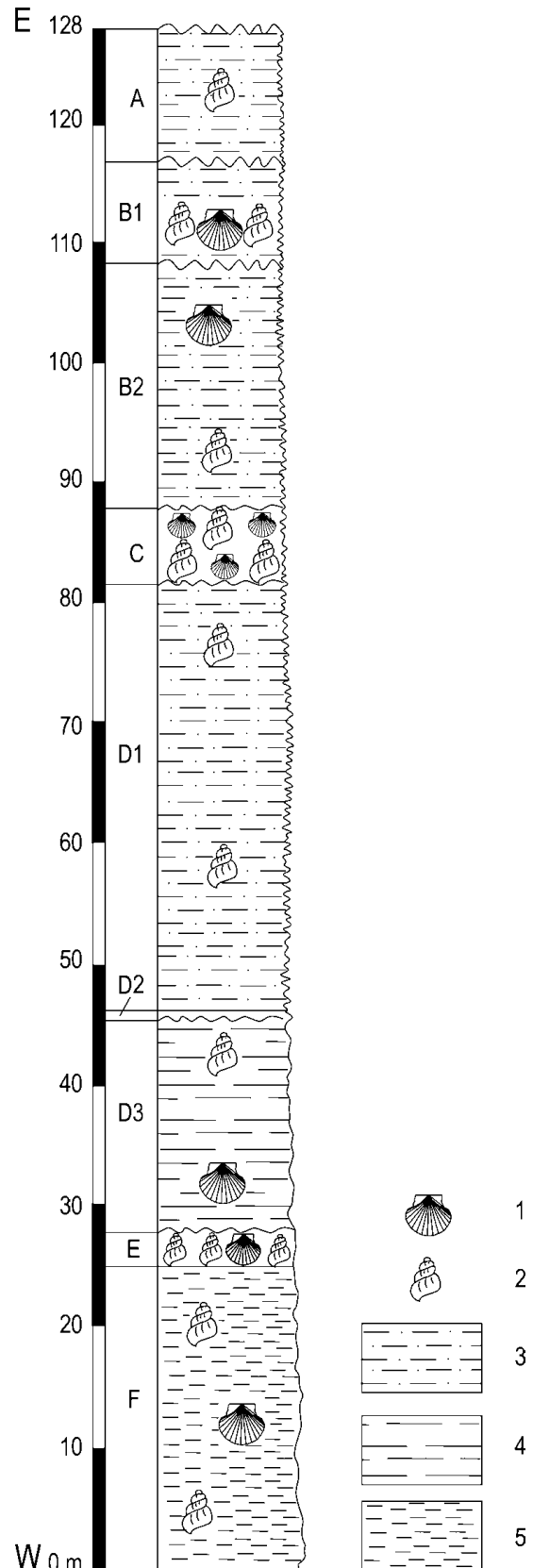


Figure 2. The Lower Egerian outcrop at Esztergom

1 – bivalve, 2 – gastropod, 3 – well-bedded grey, clayey siltstone, 4 – grey, clayey siltstone, 5 – non-layered, grey clay

2. ábra. Az esztergomi kora-egeri korú feltárás vázlatos rajza

1 – kagyló, 2 – csiga, 3 – rétegzett, szürke, agyagos aleurolit, 4 – szürke, agyagos aleurolit, 5 – rétegzetlen, szürke agyag

width of 15 m and to a depth of 10 cm. The material in this unit corresponds to that of Unit C, albeit with a lower diversity.

The mollusc fauna

The bivalves and scaphopods are mainly preserved as fragments. The identified fauna includes the following: Classis Bivalvia LINNAEUS, 1758: *Yoldia raulini* COSSMANN et PEYROT, 1912, *Crassostrea cyathula* (LAMARCK, 1806), *Glycymeris latiradiata* (SANDBERGER in GÜMBEL, 1861) (Plate 1, figs 1–2), *Laevicardium tenuisulcatum* (NYST, 1836), *Cyclocardia orbicularis* (SOWERBY, 1825), *Pitar polytropa* ANDERSON, 1958, *Macoma elliptica* BROCCHI, 1814, *Pholadomya puschi* GOLDFUSS, 1837.

Classis Scaphopoda BRONN, 1862: *Antalis kickxii* (NYST, 1843), *Antalis acuta* HÉBERT, 1849 [= *Dentalium apenninicum* (SACCO) in BÁLDI 1973], *Dentalium* sp.

The gastropod material is shown in Table 1. The analysis is based on the list of characteristic Egerian mollusc taxa arranged by BÁLDI & STEININGER (1975), completed with other records from the Central Paratethys (NOSZKY 1936, BÁLDI 1973, 1976, 1986, BÁLDI & SENEŠ 1975, HARZHAUSER & MANDIC 2001). Besides the revision of the classical Egerian mollusc collections of the Hungarian Natural History Museum, Budapest, two rich sets of Egerian gastropod materials were examined in Helmut KROCK's and Tamás NÉMETH's private collections.

Our assemblage consists of 4108 well-preserved gastropod specimens. Six of the species form 66.3% of the material, the most frequent taxa are *Dorsanum strigoniense* nov. sp. (689 spp.), *Diastoma elongata* BRONGNIART (514 spp.), *Haustator venus* D'ORBIGNY (460 spp.), *Orthosurcula* ex gr. *regularis* (KONINCK) (403 spp.), *Volutilithes* cf. *apenninica* MICHELOTTI (337 spp.), and *Nassarius* cf. *interciscus* (MICHELOTTI) (323 spp.).

The assemblage clearly corresponds to the Egerian. Besides the above mentioned taxa, it contains characteristic Egerian index taxa, and the newly recorded gastropods — which represent different Boreal, East Atlantic and North Tethyan genera — also confirm the Late Oligocene age. The high proportion of *Dorsanum* (16.7% in the whole assemblage) corresponds to the Chattian acme of the Dorsaninae. The material confirms the extended distribution of three species, up until now only known from the type region (vicinity of Eger), such as *Nassarius hevesensis* (BÁLDI), *Marginella vadaszi* BÁLDI, and *Raphitoma valdecarinata* BÁLDI. The fauna list presented here can be completed with several Egerian taxa from earlier collection works carried out in the locality: *Turehua doboi* (NOSZKY, 1936), *Conilithes egerensis* (NOSZKY, 1936), *Turricula telegdirothi* (NOSZKY, 1936), *Sveltia nemethi* nov. sp. (all *ex situ*, from T. NÉMETH's private collection), and *Terebra telegdi* FINLAY, 1927 (new name for *Terebra simplex* TELEGGI-ROTH, 1914, a primary homonym), *Asthenotoma obliquinodosa* (SANDBERGER, 1860), *Clavatula* sp., *?Domenginella* sp., *Teinostoma* p., *Eulima* sp.,

Pyramidella sp., *Odostomia* sp., Rissoidae sp. (all *ex situ*, H. KROCK's private collection). Nevertheless, several zonal indices frequent at other Paratethyan localities are absent: e.g. genera *Gibbula*, *Jujubinus*, *Athleta*, *Ringicula*, *Tibia*, or species *Turritella percarinata* TELEGGI-ROTH, 1914, *Nassarius schlotheimi* (BEYRICH, 1854), *Euthriofusus burdigalensis* (DEFRANCE, 1820), *Egereia collectiva* GÁBOR, 1936. The diversity of bivalves is also relatively low.

From a palaeoecological point of view, the whole mollusc assemblage represents a medium deep sublittoral to shallow bathyal community. The dominant gastropod genera in all four fossiliferous units are *Diastoma*, *Turritella*, *Fusinus*, *Nassarius*, *Dorsanum*, *Volutilithes* and *Orthosurcula*. However, changes of proportions can be traced. The different faunal compositions of Units E and C might indicate sea-level fluctuations. In Unit E the ratio of representatives of a sublittoral shallow water community (*Granulolabium*, *Tympanotonos*, *Typhis pungens*, *Orthosurcula regularis*, Aporrhaidae, Ampullinidae, Melongenidae) is higher than in Unit C, in the latter deep sublittoral – shallow bathyal facies forms occur (e.g. *Yoldia raulini*, *Pholadomya puschi*) with much higher ratio of the Nassariidae.

Systematic palaeontology

Only a few taxa of great importance are dealt with systematically in the present paper. Most of them are reported for the first time from the Egerian of Hungary: *Paziella* sp., *Volutilithes* cf. *apenninica* (MICHELOTTI), *Scalaspira elegantula* (PHILIPPI), *Parvisipho scrobiculatus* (BOLL), *Pseudolathirus mayeri* (BELLARDI), *Streptodictyon* cf. *soellingensis* (TEMBROCK), *Nassarius* cf. *interciscus* (MICHELOTTI), *Spirancilla indivisa* (KOCH et WIECHMANN), *Cordieria* sp., *Pleurofusua pseudosubtilis* (PEYROT), *Cochlespira* sp. Four species recorded in earlier papers need to be revisited: *Cypraeorbis hungarica* SCHILDER, *Cominella flurli* (GÜMBEL), *Turehua plexa* (WOLFF), *Eoconus* ex gr. *diversiformis* (DESHAYES). Four new species, *Pugilina katalinae* nov. sp., *Dorsanum strigoniense* nov. sp., *Sveltia nemethi* nov. sp. and *Merica krocki* nov. sp. have also been designated. (Abbreviation: shell length – SL, diameter – D in mm.)

Class Gastropoda COUVIER 1797
Superfamily Cypraeoidea RAFINESQUE, 1815
Family Cypraeidae RAFINESQUE, 1815
Genus *Cypraeorbis* CONRAD, 1865

Cypraeorbis hungarica SCHILDER, 1932 (Plate 2, figures 1–3)

- 1914 *Cypraea* (*Cavicypraea*) *globosa* DUJARDIN – TELEGGI-ROTH, p. 40 (non *C. globosa* DUJARDIN, 1837)
1932a *Cypraeorbis hungarica* – F. SCHILDER, p. 261 (new name for *C. globosa* TELEGGI-ROTH).
1932b *Cypraeorbis* (*Proadusta*) *hungarica* SCHILDER – F. SCHILDER, p. 124.
1971 *Cypraeorbis hungarica* SCHILDER – M. SCHILDER & F. SCHILDER, p. 122.

1973 *Zonaria globosa* DUJARDIN – BÁLDI, p. 279, pl. 34, figs 4, 6 (cum syn.)

1975 *Zonaria globosa* DUJARDIN – BÁLDI & STEININGER, pl. 3, fig. 1.

1992 *Zonaria* cf. *globosa* (DUJARDIN) – LEÉL-ŐSSY, pl. 5, figs 4–5.

Material: Four specimens.

Remarks: *Cypraeorbis hungarica* is the most frequent cypraeid species in the Egerian deposits of Hungary. It occurs at Eger, Diósjenő, Keszölc and ?Dejtár. Unfortunately, the Eger specimens were misidentified as *Cypraea globosa* by TELEGDY-ROTH (1914), and the revisions of SCHILDER (1932a, 1932b) and SCHILDER & SCHILDER (1971) were overlooked in the subsequent literature. *Schilderia dujardini* SCHILDER, 1932 (new name for *Cypraea globosa* DUJARDIN, 1837, a primary homonym) was described from the Middle Miocene of France. *C. hungarica* differs from other Oligocene *Cypraeorbis* species of Europe in very globose outline, in absence of posterior terminal, and in strong columellar teeth, few in number (the type specimen had 11 denticles, the neotype has 13, and others have 13–17). Well-preserved Esztergom specimens show remnants of the original colour pattern: the base and the high callous — reaching halfway up to the dorsum — are brownish-cream, the mid-dorsal area is whitish with irregular sized and spaced dark brown dots. Given that TELEGDY-ROTH's original specimens are lost, a neotype is designated herein from Eger, the type locality. It can be found in the Hungarian Natural History Museum, Department of Palaeontology and Geology; inventory number: M.63.3093. (representation: BÁLDI 1973, pl. 34, fig. 4).

Distribution: Egerian: Paratethys (Hungary).

Superfamily Muricoidea RAFINESQUE, 1815

Family Muricidae RAFINESQUE, 1815

Genus *Paziella* JOUSSEAUME, 1880

Paziella sp.

(Plate 2, figures 14–15, 17)

Material: 34 specimens.

Remarks: The closest form to our material is *Paziella aturensis* (COSSMANN et PEYROT, 1924) from the Chattian of France. Our specimens agree with the species in size, but differ in less inflated body whorl, in shorter and slightly reflected siphonal canal, and in sculpture by bearing only one spiral cord on the spire whorls. *Trophonopsis semperi* (KOENEN, 1872) and *T. angustavaricata* (GRIPP, 1912) from the Chattian of the North Sea Basin are similar in teleoconch features, but the protoconchs are higher and the sculptures are characterized by more projected spines. The Oligocene *Calotrophon* (*Panamurex*) *turbinelloides* (GRATELOUP, 1833) possesses a wider aperture and stronger sculpture. Considering the morphology of the Esztergom specimens, as well as the summary of the genus (MERLE et al. 2011) our material probably represents a new *Paziella* species.

Family Volutidae RAFINESQUE, 1815

Genus *Volutilithes* SWAINSON, 1831

Volutilithes cf. *apenninica* (MICHELOTTI, 1861)
(Plate 2, figure 16)

1861 *Voluta Apenninica* – MICHELOTTI, p. 99, pl. 10, figs 20–21.

1890 *Volutilithes apenninica* (MICHELOTTI) – BELLARDI & SACCO, p. 11, pl. 1, fig. 10.

1900 *Volutilithes apenninica* (MICHELOTTI) – ROVERETO, p. 174, pl. 8, fig. 14.

? 1937 *Volutilithes apenninica* (MICHELOTTI) – VENZO, p. 36, pl. 2, fig. 21 (cum syn.)

1991 *Volutocorbis* (*Volutocorbis*) *apenninica* (MICHELOTTI) – BONCI et al., p. 154, pl. 2, fig. 5.

Material: 337 specimens.

Remarks: The Esztergom specimens are close to the type in teleoconch features, but slightly differs in broader spire. The species differs from *Volutocorbis subambigua* (D'ORBIGNY, 1852) [= *V. multicosata* BELLARDI, 1890] in obtuse angled sutural ramp, and in sculpture with finer axial ribs and dense spiral cords, as well as from *Volutilithes proxima* SACCO, 1890 in development of the ramp, and in spiral sculpture. *V. permulticosata* TELEGDY-ROTH, 1914 possesses a smaller shell with dense, fine axial ribs and spiral grooves. *V. cf. apenninica* is relatively frequent in the whole assemblage, representing 8.2%.

Distribution: Late Oligocene: N Tethys (N Italy), Paratethys (Hungary).

Superfamily Buccinoidea RAFINESQUE, 1815

Family Melongenidae GILL, 1871

Genus *Pugilina* SCHUMACHER, 1817

Pugilina katalinae nov. sp.

(Plate 3, figures 1, 2–3, 4–5)

1984a Melongenidae sp. – JANSSEN, A., p. 130, pl. 4, figs 2–3 only

Material: 85 specimens.

Holotype: Hungarian Natural History Museum, Department of Palaeontology and Geology; inventory number: PAL 2016.10. (Plate 3, figures 2–3).

Paratypes – 1st and 2nd paratypes: Hungarian Natural History Museum, Department of Palaeontology and Geology; inventory number: PAL 2016.11.–PAL 2016.12. (Plate 3, figures 1, 4–5), 3rd, 4th and 5th paratypes: private collection of Z. VICIÁN (Budapest, Hungary).

Type strata: Egerian clayey siltstone.

Type locality: Esztergom, Hungary.

Derivation of name: In honour of Katalin TÓTH, Hungarian fossil collector (Budapest, Hungary).

Diagnosis: Medium-sized shell, protoconch of two whorls, teleoconch of four whorls, broad and spined axial ribs, well-developed spiral cords, sutural ramp with foliaceous layers, outer lip liriate within, smooth columella, prominent fasciole, small pseudoumbilicus.

Measurements (mm)	SL	D
holotype (PAL 2016.10.)	45	26
1 st paratype (PAL 2016.11.)	53	32
2 nd paratype (PAL 2016.12.)	56	35

Table 1. List of gastropods from four units of the Esztergom section with numbers of specimens. [Revised species of BALDI 1973 in square brackets.]
1. táblázat. Az esztergomi feltárás négy rétegének gastropodafaunája példányszámokkal. [BALDI 1973 faunájának revideált fajai szögletes zárójelben.]

Family	Gastropoda species	Unit			
		E	D2	C	B1
Melanopsidae	<i>Melanopsis hantkeni</i> Hofmann, 1870 (Plate 1, figs 3-4)				2
Batillariidae	<i>Granulolabium plicatum</i> (Bruguière, 1792) (Plate 1, fig. 5)	13	1	22	3
Potamididae	<i>Tympanotonos margaritaceus</i> (Brocchi, 1814) (Plate 1, fig. 6)	13		25	4
	<i>Terebralia lignitarium</i> (Eichwald, 1830) [= <i>T. bidentata</i> (Defrance)]			1	
Cerithiidae	<i>Cerithium egerense</i> Gábor, 1936 (Plate 1, fig. 8)	1		3	
Plesiotrochidae	? <i>Plesiotrochus</i> sp. (Plate 1, fig. 9)			1	
Diastomatidae	<i>Diastoma elongata</i> Brongniart, 1823 (Plate 1, fig. 7) [= <i>D. grateloupi turritoapenninica</i> Sacco]	34	11	452	17
Turritellidae	<i>Protoma cathedralis</i> (Brongniart, 1823)			1	
	<i>Haustator venus</i> d'Orbigny, 1852 (Plate 1, fig. 10)	61	7	336	56
	<i>Haustator turris</i> Basterot, 1825 (Plate 1, fig. 11)	5		9	8
	<i>Haustator cf. asperula</i> (Brongniart, 1823)			2	
	<i>Turritella cf. incisa</i> Brongniart, 1823			1	
Aporrhaidae	<i>Aporrhais callosa</i> Telegdi-Roth, 1914 (Plate 1, fig. 13)	28		38	7
	<i>Drepanocheilus speciosus</i> (Schlotheim, 1820) (Plate 1, fig. 12)	6		51	1
Xenophoridae	<i>Xenophora</i> sp.			5	
Strombidae	<i>Persististrombus praecedens</i> (Schaffer, 1912) [<i>Strombus coronatus</i> Defrance]			2	
Ampullinidae	<i>Globularia gibberosa</i> Grateloup, 1847	2		7	
	<i>Globularia sanctistephani</i> (Cossmann et Peyrot, 1919) (Plate 1, fig. 14-15)	12	1	86	4
	<i>Ampullinopsis crassatina</i> (Lamarck, 1804) (Plate 1, fig. 16)	11	1	12	3
Naticidae	<i>Neverita olla</i> (De Serres, 1829)	2			
Cypraeidae	<i>Cypraeorbis hungarica</i> Schilder, 1932 (Plate 2, figs 1-3)			4	
	<i>Cypraeorbis cf. turgidiuscula</i> Gregorio, 1894 [= <i>Zonaria subexcisa</i> Braun]			2	
Tonnidae	<i>Cassidaria megacephala</i> (Philippi, 1843) [= <i>C. nodosa</i> (Solander)]			5	
	<i>Cassidaria depressa</i> Buch, 1831 (Plate 2, fig. 4)			3	
Ranellidae	<i>Sassia turrita</i> (Eichwald, 1830) (Plate 2, fig. 5) [= <i>Charonia (Sassia) tarbelliana transiens</i> Báldi 1973]	1		6	
Ficidae	<i>Ficus conditus</i> (Brongniart, 1823)			4	
Eulimidae	<i>Eulima glabra hebe</i> Semper, 1861			1	
Muricidae	<i>Crassimurex (Eopaziella) deshayesi</i> (Nyst, 1836) (Plate 2, figs 6-7)	2		63	1
	<i>Crassimurex (Eopaziella) capito</i> (Philippi, 1843) (Plate 2, fig. 8)			2	
	<i>Typhis pungens</i> (Solander, 1766) (Plate 2, fig. 9)	10	1	24	5
	<i>Lyratyphis cuniculosus</i> (Nyst, 1836) (Plate 2, fig. 10)	3		6	1
	<i>Chicoreus (Triplex) trigonalis</i> (Gábor, 1936) (Plate 2, figs 11-13)	1		2	
	<i>Paziella</i> sp. (Plate 2, figs 14-15, 17)	2		30	2
Volutidae	<i>Volutilithes cf. apenninica</i> (Michelotti, 1861) (Plate 2, fig. 16)	25	1	296	15
	<i>Lyria gardonyi</i> Noszky, 1936			2	
Melongenidae	<i>Melongenella basilica</i> (Bellardi, 1872) (Plate 2, fig. 18)	5		6	
	<i>Pugilina katalinae</i> nov. sp. (Plate 3, figs 1-5)	54		19	12
Buccinidae	<i>Babylonia eburnoides</i> (Mathéron, 1842) (Plate 3, figs 6-7)	26	1	99	9
	<i>Cominella flurli</i> (Gümbel, 1861) [= <i>B. hungarica</i> (Gábor)] (Plate 3, fig. 20)	3		14	4
	<i>Scalaspira elegantula</i> (Philippi, 1843) (Plate 3, figs 9-10)	2		18	
	<i>Parvisipho scrobiculatus</i> (Boll, 1851) (Plate 3, figs 11-13)			5	
Fascioliariidae	<i>Euthriofusus szontaghi</i> Noszky, 1936 (Plate 3, fig. 8)			2	
	<i>Pseudolaturus mayeri</i> (Bellardi, 1872) (Plate 3, figs 14-16)	7	2	235	6
	<i>Streptodictyon cf. soellingensis</i> (Tembrock, 1965) (Plate 3, figs 17-18)	3		2	2
	<i>Streptodictyon cf. subelongatus</i> (d'Orbigny, 1852) (Plate 3, fig. 19)			1	
Nassariidae	<i>Nassarius cf. intercisus</i> (Michelotti, 1840) (Plate 3, figs 21-23)	18		297	8
	<i>Nassarius hevesensis</i> (Báldi, 1966) (Plate 4, figs 1-2)			3	
	<i>Nassarius fortecosatus</i> (Hözl, 1958) (Plate 4, figs 7-8)	1		2	
	<i>Nassarius</i> sp. A (Plate 4, figs 9-10)			1	
	<i>Nassarius</i> sp. B (Plate 4, figs 3-4)			4	1
	<i>Nassarius</i> sp. C (Plate 4, figs 5-6)			4	2
	<i>Nassarius</i> sp.	3		5	6
	<i>Dorsanum strigoniense</i> nov. sp. (Plate 4, figs 11-16)	26	2	656	5
Marginellidae	<i>Marginella vadaszi</i> Báldi, 1961 (Plate 4, figs 17-20)			21	
Olividae	<i>Spirancilla indivisa</i> (Koch et Wiechmann, 1872) (Plate 4, figs 21-22)			12	
Cancellariidae	<i>Merica krocki</i> nov. sp. (Plate 5, figs 1-2, 5-6)			1	1
	<i>Bonellitia evulsa postera</i> (Beyrich, 1856)			8	
	<i>Turehua plexa</i> (Wolff, 1897) (Plate 5, figs 7-8)			3	
Conidae	<i>Eoconus</i> ex gr. <i>diversiformis</i> (Deshayes, 1824) (Plate 4, figs 23-24)			15	
Borsoniidae	<i>Cordieria</i> sp. (Plate 5, figs 3-4)			42	
	<i>Bathytoma cataphracta</i> (Brocchi, 1814) (Plate 5, fig. 9)	2		25	1
Raphitomidae	<i>Raphitoma valdecarinata</i> Báldi, 1966 (Plate 5, figs 10-11)	1		6	
Drillidae	<i>Pleurofusua pseudosubtilis</i> (Peyrot, 1931) (Plate 5, figs 12-14)	3		22	1
Cochlespiridae	<i>Cochlespira</i> sp. (Plate 5, fig. 15)			1	
Turridae	<i>Orthosurcula</i> ex gr. <i>regularis</i> (Koninck, 1837) (Plate 5, figs 16-17)	55	5	323	20
	<i>Domenginella ilonae</i> (Báldi, 1966) (Plate 5, fig. 18)			2	
	<i>Fusiturris duchasteli</i> (Nyst, 1843) (Plate 5, fig. 19)	2		3	4
	<i>Fusiturris duchasteli flexiplicata</i> (Kautsky, 1925)			1	2
	<i>Gemmula laticlavata</i> (Beyrich, 1848) (Plate 5, fig. 21)	2	1	19	5
	<i>Polystira konincki</i> (Nyst, 1843) (Plate 5, fig. 20)	2		27	1
Pyramidellidae	<i>Turbonilla</i> sp.			1	

3 rd paratype	45	28
4 th paratype	40	25

Description: Protoconch of about two tuberculate whorls, junction with teleoconch delimited by fine curved groove and appearance of spiral cords. Teleoconch of four whorls angulate at the shoulder, with foliaceous periphery at abapical suture, outline step-like. Sutural ramp broad and sloping, convex on the spire, concave on the body whorl where foliaceous layers appear formed by projected growth lines. Axial sculpture of broad, rounded, orthocone ribs becoming spined on the body whorl. Spiral sculpture of numerous, irregular narrow cords. Last whorl of the holotype bears 8 axial ribs and 35 stronger or finer cords. On some specimens the spiral cords and the growth lines form a reticulate sculpture on the sutural ramp. Aperture pyriform, outer lip simple and lirate within, columella smooth. Fasciole prominent and blunt, surrounding small pseudumbilicus.

Remarks: The new species is assigned to genus *Pugilina* as the morphology corresponds to the diagnosis of the taxon (high spire, absence of both adapical notch and second row of spines, lirate outer lip internally) (see LANDAU & VERMEIJ 2013). The most closely allied taxon is *P. aequalis lathyroides* NOSZKY, 1936 from Eger. It seems remarkably similar in sculpture and development of the fasciole with pseudumbilicus, but it differs in the outline of the spire and absence of spines. Unfortunately, an adequate comparison cannot be achieved as NOSZKY's type specimen was destroyed. *P. polygonata* (BRONGNIART, 1823) is also a close form, but lacks spined axial ribs and irregular foliaceous ornamentation (see LOZOUET & MAESTRATI 2012 and LOZOUET et al. 2012). *P. aequalis* (MICHELOTTI, 1861) possesses a narrower shell with a rounded shoulder. Two Melongenidae specimens recorded by JANSSEN, A. (1984a) seems conspecific with *P. katalinae* nov. sp. The taxon is widely distributed in the Egerian localities of Hungary. Besides Esztergom and Máriahalom, it also occurs at Eger (T. NÉMETH's private collection) and Kesztölc. *P. katalinae* nov. sp. is relatively abundant in Unit E of the Esztergom section, representing a 12% presence.

Family Buccinidae, RAFINESQUE, 1815

Genus *Scalaspira* CONRAD, 1862

Scalaspira elegantula (PHILIPPI, 1843)
(Plate 3, figures 9–10)

- 1843 *Fusus elegantulus* n. sp. – PHILIPPI, p. 59, 76, pl. 4, fig. 16.
1968 *Scalaspira (Scalaspira) elegantula elegantula* (PHILIPPI) – TEMBROCK, p. 216, pl. 1, figs 2–5, pl. 3, figs 2–7, pl. 5, figs 6–7, pl. 6, fig. 7, pl. 7, fig. 11 (*cum syn.*)
1979 *Scalaspira (Scalaspira) elegantula elegantula* (PHILIPPI) – JANSSEN, R., p. 286, pl. 15, fig. 7 (*cum syn.*)
1998 *Scalaspira (Scalaspira) elegantula* (PHILIPPI) – WELLE, p. 44, pl. 7, figs 6–11, pl. 24, fig. 3 (*cum syn.*)

Material: 20 specimens.

Remarks: The species is characterized by an extreme morphological variability. The ornamentation of our

specimens is slightly weaker than that of the type, but it can be interpreted as an intraspecific variation. The taxon is the index of the Chattian Chattian *Scalaspira elegantula* Zone in the North Sea Basin gastropod biostratigraphy.

Distribution: Chattian: North Sea Basin, Mainz Basin (Germany, Belgium, Denmark), Egerian: Paratethys (Hungary).

Genus *Parvisipho* COSSMANN, 1899

Parvisipho scrobiculatus (BOLL, 1851)
(Plate 3, figures 11–12, 13)

- 1851 *Fusus scrobiculatus* – BOLL, p. 457.
1952 *Streptochetus scrobiculatus* (BOLL) – GÖRGES, p. 92, pl. 2, fig. 67.
1958 *Streptochetus scrobiculatus* (BOLL) – SENEŠ, p. 157.
1979 *Parvisipho* (s. lat.) *scrobiculatus* (BOLL) – JANSSEN, R., p. 293, pl. 16, fig. 19 (*cum syn.*)
1997 *Parvisipho scrobiculatus* (BOLL) – MOTHS et al., p. 8, pl. 5, fig. 1.
1998 *Parvisipho* (s. lat.) *scrobiculatus* (BOLL) – WELLE, p. 47, pl. 8, fig. 1, pl. 24, fig. 5 (*cum syn.*)

Material: Five specimens.

Remarks: The shell morphology of this Boreal species resembles that of *Mitra scrobiculata* BROCCCHI, 1804 but differs in size, in less convex whorls, and in absence of columellar folds.

Distribution: Chattian: North Sea Basin (N Germany, Belgium), Egerian: Paratethys (Slovakia, Hungary).

Genus *Cominella* GRAY, 1850

Cominella flurli (GÜMBEL, 1861)
(Plate 3, figure 20)

- 1861 *Buccinum Flurli* – GÜMBEL, p. 755.
1897 *Buccinum Flurli* GÜMBEL – WOLFF, p. 276, pl. 26, fig. 22 *only*
1936 *Cominella (=Buccinum) hungarica* n. sp. – GÁBOR, p. 3, pl. 1, fig. 4.
1936 *Cominella* cfr. *Flurli* GÜMB. – NOSZKY, p. 67.
1958 *Northia (Cominella) flurli* (GÜMB.) – SENEŠ, p. 153.
1963 *Cominella flurli hungarica* GÁBOR – BÁLDI, p. 91, pl. 6, fig. 13.
1973 *Bullia hungarica* (GÁBOR) – BÁLDI, p. 297, pl. 39, figs 4–6 (*cum syn.*)
? 2001 *Bullia hungarica* (GÁBOR) – HARZHAUSER & MANDIC, p. 712, pl. 2, fig. 4 (*cum syn.*)

Material: 21 specimens.

Remarks: The close affinity between *Cominella flurli* and *Cominella hungarica* was pointed out earlier by the author (GÁBOR 1936), and later emphasized again by BÁLDI (1963, 1973). HARZHAUSER & MANDIC (2001) have recently questioned the validity of GÁBOR's taxon. Based on morphological similarity, *C. hungarica* is regarded here as a junior synonym of *C. flurli*.

Distribution: Egerian: Paratethys (S Germany, Hungary, S Slovakia, Croatia, Romania).

Family Fasciolaridae GRAY, 1853
Genus *Pseudolatirus* BELLARDI, 1884

Pseudolatirus mayeri (BELLARDI, 1872)
(Plate 3, figures 14–15, 16)

1872 *Fusus Mayeri* – BELLARDI, p. 142, pl. 9, fig. 15.
1937 *Fusus (Aptyxis) Mayeri* BELLARDI – VENZO, p. 21, pl. 1, fig. 14.

Material: 250 specimens.

Remarks: These specimens possess a multispiral, conical, smooth protoconch of 2.5 whorls, a fusiform teleoconch of 6 rounded whorls, a sculpture of broad axial ribs and fine spiral threads, and a long siphonal canal. The overall morphology, especially the alternating fine, broader and narrower spiral threads, is closely related to that of *P. mayeri*. Based on the morphological analysis of some *Pseudolatirus* species by LOZOUET (2015), BELLARDI's taxon is herein classified as being within genus *Pseudolatirus P. raulini* (PEYROT, 1928) was recorded from Eger by NOSZKY (1936), and it has a similar form, but differs in sculpture by bearing several axial ribs on the spire and more prominent spiral cords. *P. mayeri* is relatively abundant in the Esztergom assemblage, representing 6% of the whole material.

Distribution: Late Oligocene: N Tethys (N Italy), Paratethys (Hungary).

Genus *Streptodictyon* TEMBROCK, 1961

Streptodictyon cf. *soellingensis* (TEMBROCK, 1965)
(Plate 3, figures 17, 18)

1965 *Streptochetus (Streptolathyrus) soellingensis* – TEMBROCK, p. 430, fig. 1.
1979 *Streptochetus (Streptolathyrus) soellingensis* TEMBROCK – JANSSEN, R., p. 298, pl. 16, figs 29–30 only
1994 *Streptodictyon soellingensis* (TEMBROCK) – CADÉE & JANSSEN, A., p. 62, text-figs 17–18, pl. 4, figs 2–4 (*cum syn.*)
1997 *Streptochetus (Streptolathyrus) soellingensis* TEMBROCK – GRÜNDEL, p. 15, pl. 3, fig. 10.
1998 *Streptochetus (Streptolathyrus) soellingensis* TEMBROCK – WELLE, p. 55, pl. 9, fig. 4 (*cum syn.*)
2008 *Streptodictyon soellingensis* (TEMBROCK) – SCHNETLER & PALM, p. 42, pl. 6, figs 5–6, pl. 9, figs 2–3 (*cum syn.*)

Material: Seven specimens.

Remarks: The genus was recorded from the Paratethys by BÁLDI (1973), and the Esztergom assemblage confirms the sporadic presence of this Boreal representative. The Esztergom specimens agree with the type of *S. soellingensis* in shell morphology, however, they possess an inner lip lirate within. The species differs from the closely related *S. undatus* (MEUNIER, 1880) in fine spiral lirae on the protoconch and in slightly longer siphonal canal. The fragmentary *Streptochetus elongatus* specimens figured by BÁLDI (1973, pl. 42, fig. 5, pl. 43, fig. 3) are revisited and considered herein as *Streptodictyon* cf. *subelongatus* (D'ORBIGNY, 1852) (Plate 3, figure 19).

Distribution: Genus *Streptodictyon* ranges in the Late

Oligocene of the North Sea Basin and the Paratethys (Mainz Basin, S. Germany, ?Slovakia), *S. soellingensis* is known from N Germany and Denmark.

Family Nassariidae IREDALE, 1916

Genus *Nassarius* DUMÉRIL, 1806

Remarks: The diversity of the genus is higher in the Esztergom assemblage than in other materials known from the Paratethys. As the collection of NOSZKY (1936) was destroyed, his numerous “*Nassa*” taxa cannot be revisited. Only three species were recorded by BÁLDI (1973) which represent the genus: *N. hevesensis* (BÁLDI), *N. fortcostatus* (HÖLZL) (= *Hinia fortcostata edentata* BÁLDI), and *N. schlotheimi* (BEYRICH). The assemblage presented here contains the first two (Plate 4, figs 1–2, 7–8), but the latter, which is a widely distributed and frequent index taxon, is absent. On the other hand, at least four previously unknown species occur in the material. Three rare forms are figured herein, albeit without species level determination (*Nassarius* sp. A, B, C, see Plate 4), while an abundant species is described as *N. cf. intercisus* (MICHELOTTI).

Nassarius cf. *intercisus* (MICHELOTTI, 1840)
(Plate 3, figures 21, 22–23)

1840 *Buccinum intercisum* GENÉ – MICHELOTTI, p. 161.
1882 *Nassa intercisus* (GENÉ) – BELLARDI, p. 59, pl. 4, figs 4–8.
1882 *Nassa angusta* BELLARDI – BELLARDI, p. 61, pl. 4, fig. 9.
1904 *Nassa (Uzita) intercisus* (GENÉ) – SACCO, p. 65, pl. 15, figs 48–50.
1981 *Nassa intercisus* (MICHELOTTI, GENÉ m.s.) – FERRERO MORTARA et al., pl. 23, fig. 6.
2009 *Nassarius intercisus* (MICHELOTTI) – ZUNINO & PAVIA, p. 362.

Material: 323 specimens.

Remarks: The teleoconch features of the specimens, especially the sculpture with slightly flexuous axial ribs resemble those of the specimens figured by WOLFF (1897, pl. 26, figs 17–18) as *Buccinum gümbelinum* (MAYER-EYMAR, 1861). *B. gümbelinum* was emended as *Nassa lineolata* GRATELOUP, 1834 by HÖLZL (1958), and it was later assigned to genus *Dorsanum* by LOZOUET & GALINDO (2015). The *lineolatus* specimen of PEYROT (1925, pl. 2, figs 50–52) has a lower protoconch, and ridges are present on the inside of outer lip, while other specimens possess a higher teleoconch with 6–7 whorls (PEYROT 1925, pl. 3, figs 11–12, LOZOUET & GALINDO 2015, pl. 4, figs 4–9). As apertures of the Bavarian specimens are unknown, the material presented here is classified as *N. intercisus*. This species is affiliated with *D. lineolatum* (see BENOIST 1885) but characterized by a smooth outer lip within, so they do not seem to be conspecific. Our material with its slightly convex whorls agrees with the teleoconch features of the type (BELLARDI 1882, pl. 4, fig. 4) but differs slightly in somewhat stronger spiral threads. SACCO's specimen (1904, pl. 15, fig. 48) bears more convex whorls.

Distribution: *D. lineolatum*: Aquitanian–Burdigalian of France and S Germany. *N. intercisus*: Burdigalian of N Italy, —the Esztergom material confirms an extended stratigraphical and paleogeographical range. *Nassa flexuosa gümbelina* was described from the Egerian of Kováčov, S Slovakia; *Hinia* cf. *lineolata* was recorded from the Lower Miocene of Törökbálint, Hungary.

Genus *Dorsanum* GRAY, 1847

Dorsanum strigoniense nov. sp.
(Plate 4, figures 11–13, 14–15, 16)

Material: 689 specimens.

Holotype: Hungarian Natural History Museum, Department of Palaeontology and Geology; inventory number: PAL 2016.1. (Plate 4, figures 11–13).

Paratypes: 1st, 2nd, 3rd, and 4th paratypes: Hungarian Natural History Museum, Department of Palaeontology and Geology; inventory number: PAL 2016.2.–PAL 2016.5., 5th, 6th and 7th paratypes: private collection of Z. VICIÁN (Budapest, Hungary).

Type strata: Egerian (Late Oligocene – Early Miocene) clayey siltstone.

Type locality: Esztergom, Hungary.

Derivation of name: Refers to the type locality from the Latin name of Esztergom (Strigonium).

Diagnosis: Medium-sized, gradate shell, smooth protoconch of 2.5 whorls, five convex teleoconch whorls, strong axial ribs, spiral threads, smooth lips, oval aperture, small siphonal notch.

Measurements (mm)	SL	D
holotype (PAL 2016.1.)	16	8
1 st paratype (PAL 2016.2.)	16.5	8.5
2 nd paratype (PAL 2016.3.)	14	8
3 rd paratype (PAL 2016.4.)	16	8
4 th paratype (PAL 2016.5.)	15	8

Description: Slightly conical, smooth protoconch of 2.5 convex whorls. Spire of four convex, gradate whorls, last whorl also convex. Sculpture of strong, widely spaced, slightly sigmoid axial ribs and numerous fine spiral lirae. Axial ribs slightly projected on the shoulder then depressed on the sutural ramps, so two rows of low nodes appear along the upper suture, similarly to that of genus *Duplicata*. Last whorls of adult shells bear ten axial ribs. Spiral threads somewhat stronger and widely spaced at the base. Aperture ovate, columella moderately broad, columellar callus somewhat thickened, siphonal notch small. Lips smooth, outer lip thick.

Remarks: Based on the sculpture and on the absence of the *Cyllenina*-band, the new species is placed within genus *Dorsanum*. *D. ruidum* PEYROT, 1926 from the Late Oligocene – Early Miocene of France is a closely allied taxon, but is characterized by a lower body whorl with much coarser axial ribs. Two *D.* cfr. *ruidum* specimens were recorded by NOSZKY (1936) from Eger and their very

strong ribbing was emphasized. Presumably they represented *D. strigoniense* nov. sp., however, they cannot be traced because NOSZKY's collection was destroyed. *D. laticosta* (SANDBERGER, 1863), which occurs around the Chattian–Aquitanian boundary of the Mainz Basin is also a closely related form, but possesses lower spiral whorls with somewhat denser axial ribs (see SCHÄFER & KADOLSKY 2015, pl. 4, fig. 6). *D. strigoniense* nov. sp. forms a remarkably high proportion (16.7%) in the whole Esztergom assemblage.

Superfamily Olivoidea LATREILLE, 1825

Family Olividae LATREILLE, 1825

Genus *Spirancilla* VOKES, 1935

Spirancilla indivisa (KOCH et WIECHMANN, 1872)
(Plate 4, figures 21–22)

1872 *Ancillaria indivisa* KOCH et WIECHMANN – KOCH & WIECHMANN, p. 44, pl. 2, fig. 1.

1979 *Ancilla (Ancillus) indivisa* (KOCH et WIECHMANN) – JANSSEN, R., p. 303, pl. 16, fig. 35.

1992 *Ancillus indivisus* (KOCH et WIECHMANN) – LOZOUET, pl. 2, figs 8–9.

1998 *Ancillus indivisus* (KOCH et WIECHMANN) – WELLE, p. 58, pl. 9, fig. 11 (*cum syn.*)

Material: 12 specimens.

Remarks: The species is characterized by seven lirae on the columellar band, and a narrow and relatively deep furrow that separates the wall and the columella. The shell of *Spirancilla karsteni* (BEYRICH, 1853) is somewhat broader with a lower and wider aperture.

Distribution: Chattian: North Sea Basin (N Germany, Belgium), Egerian: Paratethys (Hungary).

Superfamily Cancellarioidea FORBES et HANLEY, 1851

Family Cancellariidae FORBES et HANLEY, 1851

Genus *Sveltia* JOUSSEAUME, 1887

Sveltia nemethi nov. sp.
(Plate 4, figures 25–26)

Material: One specimen.

Holotype: Hungarian Natural History Museum, Department of Palaeontology and Geology; inventory number: PAL 2016.15. (SL: 22, D: 8.5) (Plate 4, figures 25–26).

Type strata: Egerian (Late Oligocene – Early Miocene) clayey siltstone.

Type locality: Esztergom, Hungary.

Derivation of name: In honour of Tamás NÉMETH, Hungarian fossil collector (Balatonkenese, Hungary).

Diagnosis: Elevated shell, smooth protoconch of 1.5 whorls, five rounded teleoconch whorls, raised axial ribs, fine spiral lirae, ovate aperture, two columellar folds.

Description: Slender, elevated shell, smooth protoconch of 1.5 whorls. Spire of four slightly rounded, non-angulate whorls, body whorl rounded. Sculpture of widely spaced, raised axial ribs and fine spiral lirae. Two ribs on the

penultimate whorl, and the last six ribs on the body whorl are varix-like and forward curved. The body whorl bears 9 slightly sigmoid axial ribs and 18 spiral lirae. Subsutural band smooth. Aperture ovate, columella with two developed, oblique folds.

Remarks: The new species differs from *S. varicosa miocenica* (DODERLEIN, 1862) that was recorded by NOSZKY (1936) from Eger and it has a higher spire. The Miocene *S. dertovaricosa* SACCO, 1894 is similar in development of the protoconch, but its whorls are subangulate, and it bears three columellar folds. *S. paucicostata* PEYROT, 1928 specimens from the Early Miocene of the North Sea Basin possess subrounded teleoconch whorls (JANSSEN, A. 1984b), but differ in higher protoconch, in broader shell with deeply incised suture, and in sculpture with more prominent varices. The poorly preserved cancellariid specimen described by BÁLDI (1973, p. 308, pl. 45, fig. 5) as *Uxia granulata* [non *Unitas granulata* (NYST, 1845)] bears a lower spire, straight axial ribs and a narrow aperture.

Genus *Merica* H. et A. ADAMS, 1854

Merica krocki nov. sp.
(Plate 5, figures 1–2, 5–6)

Material: Two specimens.

Holotype: Hungarian Natural History Museum, Department of Palaeontology and Geology; inventory number: PAL 2016.13. (SL: 23, D: 12.5) (Plate 5, figures 1–2).

Paratype: Hungarian Natural History Museum, Department of Palaeontology and Geology; inventory number: PAL 2016.14. (SL: 18, D: 10) (Plate 5, figures 5–6).

Type strata – Egerian (Late Oligocene – Early Miocene) clayey siltstone.

Type locality: Esztergom, Hungary.

Derivation of name: In honour of Helmut KROCK, German fossil collector (Lüneburg, Germany).

Diagnosis: Medium-sized, elongate-ovate shell, smooth multispiral protoconch, small nucleus, three convex teleoconch whorls, strong axial ribs, finer spiral cords, ovate aperture, outer lip lirate within, three oblique columellar folds.

Description: Conical, smooth protoconch of 2.5 slightly convex whorls, junction with teleoconch delimited by an orthocone scar. Conical spire of two slightly convex, gradate whorls, body whorl convex, suture impressed. Axial sculpture of slightly sigmoid prosocline ribs, becoming more prominent on the last whorl. Varices absent. Spiral sculpture of broad cords alternating with two fine cords, overriding the axial sculpture. The body whorl of the holotype bears 15 axial ribs and 14 broad spiral cords. Aperture ovate, the broken outer lip of the holotype thin and lirate within. Columella with three weakly developed, oblique folds, the abapical fold demarcates the margin of the canal. The paratype bears a shallow pseudoumbilicus.

Remarks: The specimens are close in overall shell morphology to Recent *Merica melanostoma* (SOWERBY, 1849), the type species, and to Recent *M. oblonga* (SOWERBY,

1825), therefore, the new species is placed within genus *Merica*. *M. neglecta* (MICHELOTTI, 1861) from the Oligocene of N Italy is characterized by a more elongate shell. *M. bronni* (BELLARDI, 1841) from the Lower Miocene of N Italy and S France has a similar slender shell and a high protoconch, but differs in reticulate sculpture. *Bonellitia evulsa miolonga* SACCO, 1894 possesses an elevated protoconch, but it bears varices. *Contortia* species are closely related to *Merica*, but differ mainly in much stronger sculpture (CAHUZAC et al. 2004). *Coptostoma quadrata* (SOWERBY, 1822) differs in paucispiral protoconch, broader spire with sutural ramp, and narrower aperture with oblique syphonal canal. *M. krocki* nov. sp. occurs sporadically in the Egerian deposits of Eger as well (T. NÉMETH's private collection).

Genus *Turehua* MARWICK, 1943

Turehua plexa (WOLFF, 1897)
(Plate 5, figures 7–8)

1897 *Fusus (Fasciolaria?) plexus* – WOLFF, p. 282, pl. 26, fig. 9, pl. 27, fig. 4.

1914 *Fasciolaria plexa* WOLFF – TELEGGDI-ROTH, p. 15, pl. 1, figs 13–15.

1958 *Fasciolaria (Pleuroploca) plexa* (WOLFF) – HÖLZL, p. 248, pl. 21, fig. 4.

1973 *Fasciolaria plexa* (WOLFF) – BÁLDI, p. 301, pl. 42, fig. 8 (*cum syn.*)

? 1998 ?*Turehua* sp. – WELLE, p. 69, pl. 11, fig. 12.

2001 *Fasciolaria? plexa* (WOLFF) – HARZHAUSER & MANDIC, p. 711, pl. 2, fig. 6 (*cum syn.*)

Material: Three specimens.

Remarks: The poor state of preservation of the specimens recorded in the literature allows no accurate arrangement of this rare taxon. Although our specimens are also fragments, based on their sculpture and the presence of columellar folds the classification of PETIT & HARSEWYCH (2005) is accepted here and the species is placed within genus *Turehua*. The morphology of the ?*Turehua* specimen figured by WELLE (1998) seems to agree well with that of *T. plexa*.

Distribution: Egerian to Eggenburgian: Paratethys (S Germany, Austria, Hungary). Its presence in the Upper Oligocene of the North Sea Basin requires further research.

Superfamily Conoidea FLEMING, 1822

Family Conidae FLEMING, 1822

Genus *Eoconus* TUCKER et TENORIO 2009

Eoconus ex gr. *diversiformis* (DESHAYES, 1824)
(Plate 4, figures 23–24)

1824 *Conus diversiformis* – DESHAYES, p. 747, pl. 93, figs 9–12.

? 1936 *Conus (Leptoconus) Dujardini* DESH. nov. var. *brevispiratus* – NOSZKY, p. 110, pl. 5, fig. 13.

1986 *Lithoconus ineditus* MICHELOTTI – BÁLDI, p. 86, pl. 11, figs 130–131.

2004 *Conus diversiformis* DESHAYES – HARZHAUSER, p. 142, pl. 16, figs 6–7 (*cum syn.*)

Material: 15 specimens.

Remarks: With respect to generic classification, the present study follows TUCKER & TENORIO (2009). This polymorph species has recently been discussed by HARZHAUSER (2004). The controversial relationship between *E. diversiformis* and “*Conus*” *grateloupi* D’ORBIGNY, 1852 was dealt with by BONCI et al. (1991) and HARZHAUSER (2007). “*Conus*” *semperi* SPEYER, 1862 from the Chattian of the North Sea Basin, is also a closely allied form in its morphological and stratigraphical range, however, its relation to the *diversiformis*–*grateloupi* group requires further research. The low spire of *brevispiratus* NOSZKY resembles that of *E. diversiformis*, but NOSZKY (1936) did not mention the surface of the spiral whorls. As the type specimen was destroyed the arrangement of *brevispiratus* requires further collecting work in the vicinity of Eger.

Distribution: Eocene–Oligocene: Europe, C. Asia. Oligocene: E Atlantic province (France), N Tethys (N Italy, Bulgaria, Greece), Paratethys (Hungary, Romania), NE Tethys (Iran).

Family Borsoniidae BELLARDI, 1875
Genus *Cordieria* ROUAULT, 1848

Cordieria sp.
(Plate 5, figures 3–4)

Material: 42 specimens.

Remarks: The specimens possess convex whorls, broad and oblique axial ribs, and two weakly developed columellar folds. The most closely allied species is *Cordieria plicata* (BEYRICH, 1848) which is characterized by the remarkable variability of its sculpture (GÖRGES 1952, JANSSEN, R. 1979, WELLE 1998). However, *C. plicata* bears a quite developed subsutural depression. The latter feature is not present on our specimens, similarly to some Eocene *Cordieria* taxa (e.g. *C. dumasi* COSSMANN, 1896). *C. plicata* is known from the Oligocene of the North Sea Basin (Germany, Denmark), and the Eastern Paratethys (Caspian region).

Family Drilliidae OLSSON, 1964
Genus *Pleurofusua* DE GREGORIO, 1890

Pleurofusua pseudosubtilis (PEYROT, 1931)
(Plate 5, figures 12–13, 14)

1931 *Surcula pseudosubtilis* nov. sp. – PEYROT, p. 68, pl. 9, figs 88–89.

2015 *Pleurofusua pseudosubtilis* (PEYROT) – LOZOUET, p. 40 (*pars*), text-fig. 1/4, pl. 17, figs 12–13.

Material: 26 specimens.

Remarks: The specimens have a paucispiral protoconch, seven teleoconch whorls, a concave sutural ramp, an axial sculpture of broad, slightly opisthocline ribs, a spiral sculpture of widely spaced, sharp spiral cords, and numerous fine threads between the cords. The morphology agrees well with that of *P. pseudosubtilis*, but differs slightly in more

prominent axial ribs. These ribs resemble the sculpture of the high-spined *P. paulensis* LOZOUET, 2015. This difference is interpreted herein as an intraspecific variation. The shell features of *P. leganyii* (BÁLDI, 1966) from the Oligocene of the Paratethys are similar, but this species has a broader body whorl and stronger spiral cords.

Distribution: Chattian: E Atlantic province (S France), Egerian: Paratethys (Hungary).

Family Cochlespiridae POWELL, 1942
Genus *Cochlespira* CONRAD, 1865

Cochlespira sp.
(Plate 5, figure 15)

Material: One specimen.

Remarks: The specimen possesses a conical, smooth protoconch of 2 whorls, seven teleoconch whorls with a sharp, finely tuberculate midheight keel, as well as short, oblique ridges on the upper part of the growth lines below the suture, and widely spaced rows of small tubercles on the body whorl. *Cochlespira perspirata* (KOENEN, 1865) is a closely related species in teleoconch features, but differs in ornamentation with smooth sutural band and non-beaded secondary spirals on the base. *C. volgeri* (PHILIPPI, 1847) possesses higher keels and markedly reduced ornamentation with smooth whorls. *C. serrata* (HOERNES, 1873) from the Middle Miocene differs in spire height and sculpture.

Conclusion

The rich gastropod fauna described herein from a newly collected Lower Egerian mollusc assemblage has a great significance. Although it contains characteristic Egerian index taxa, the lack of several Egerian indices on the one hand, and the presence of previously unknown taxa from Hungary on the other demonstrate a unique faunal composition. Up until now such a mixture of Egerian gastropods has never been recognized from the Paratethys. The exact age of the fauna, the comprehensive faunal evaluation and the detailed palaeobiogeographical assessment require further research.

Acknowledgements

The authors are grateful to those who contributed to the collecting work, namely: Domonkos, Janka and Máttyás VERESTÓI-KOVÁCS, Erzsébet LUNCZER, and Orsolya SZÉKELYHIDI. We thank the following colleagues for their professional help: Helmut KROCK helped us with indispensable advice, corrections and critical comments on taxonomical interpretations; Olga PIROS prepared the text-figures; Bruno DELL’ANGELO, Maria C. BONCI, Tamás HIRMETZL, Arie W. JANSSEN, Dietrich KADOLSKY, Daniel LEDON, Pierre LOZOUET, Kai Ingemann SCHNETLER and Geerat J. VERMEIJ kindly helped us with reference books and

papers. Constructive reviews by Alfréd DULAI, Mathias HARZHAUSER, György LESS, István SZENTE and Orsolya SZTANÓ helped to improve the manuscript. Tamás NÉMETH kindly offered his gastropod material so it could be studied. We are also grateful to the staff of the Geological Library of the Geological and Geophysical Institute of Hungary.

References — Irodalom

- BÁLDI, T. 1963: Die oberoligozäne Molluskenfauna von Törökbalint. — *Annales historico-naturales Musei nationalis hungarici* **55**, 71–107.
- BÁLDI, T. 1973: *Mollusc fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian)*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 511 p.
- BÁLDI, T. 1976: Correlation between the Transdanubian and N Hungarian Oligocene. — *Földtani Közlemények* **106/4**, 407–424. [in Hungarian with English abstract].
- BÁLDI, T. 1986: *Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungary*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 201 p.
- BÁLDI, T. & NAGYNÉ GELLAI Á. 1990: Subsidence history of an Oligocene basin fragment at Esztergom, Hungary. — *Általános Földtani Szemle* **25**, 119–149. (in Hungarian with English abstract).
- BÁLDI, T. & SENEŠ, J. (eds) 1975: *OM Egerien. Chronostratigraphie und Neostatotypen* **5**, Veda, Bratislava, 577 p.
- BÁLDI, T. & STEININGER, F. 1975: Die Molluskenfauna des Egerien. — In: BÁLDI, T. & SENEŠ, J. (Eds): *OM Egerien. Chronostratigraphie und Neostatotypen* **5**, 341–375, Veda, Bratislava.
- BÁLDI, T., LESS, GY. & MANDIC, O. 1999: Some new aspects of the lower boundary of the Egerian stage (Oligocene, chronostratigraphic scale of the Paratethys area). — *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* **56/2**, 653–668.
- BELLARDI, L. 1872: I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Parte 1. — *Memorie della Reale Accademia delle Scienze di Torino* **27**, 3–264.
- BELLARDI, L. 1882: I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Parte 3. — *Memorie della Reale Accademia delle Scienze di Torino* **34**, 3–253.
- BELLARDI, L. & SACCO, F. 1890: I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Parte 6. — *Memorie della Reale Accademia delle Scienze di Torino* **40**, 3–76.
- BENOIST, M. 1885: Révision de la liste des espèces fossiles, appartenant aux familles des Buccinidae et des Nassidae trouvées dans les faluns miocènes du Sud-Ouest. — *Procès-Verbaux de la Société liméenne de Bordeaux* **39**, 16–23.
- BOLL, E. 1851: Geognostische Skizze von Meklenburg als Erläuterung zu der von der deutschen geologischen Gesellschaft herauszugebenden geognostischen Uebersichtskarte von Deutschland. — *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft* **3**, 436–477.
- BONCI, M. C., CIRONE, G., COLOMBO, P. & MARCHINI, A. 1991: Malacofauna oligocenica di Deigo Costalupara (Savona) nelle collezioni storiche del Dipartimento di Scienze della Terra di Genova: i tipi e gli esemplari figurati. — *Bollettino del Museo Regionale di Scienze Naturali* **9/1**, Supplemento, 141–162.
- CADÉE, M. & JANSSEN, A. W. 1994: A taxonomic revision of NW European Oligocene and Miocene Fasciolaridae traditionally included in the genus *Streptochetus* (Mollusca, Gastropoda). — *Contribution to Tertiary and Quaternary Geology* **31/2–4**, 31–107.
- CAHUZAC, B., LESPORT, J.-F. & LAGARDE, L. 2004: Révision des Cancellariidae (Mollusca, Gastropoda) décrites par Grateloup (1827–1847) dans le Miocène des Landes (SW France). — *Geodiversitas* **26/2**, 207–261.
- DESHAYES, G.-P. 1824: *Description des coquilles fossiles des environs de Paris. Part 2*. — Paris, 814 p.
- FERRERO MORTARA, E., MONTEFAMEGLIO, G., PAVIA, G. & TAMPPIERI, R. 1981: Catalogo dei tipi e degli esemplari figurati della collezione Bellardi e Sacco. Parte I. — *Cataloghi Museo Regionale di Scienze Naturali di Torino* **6**, 327 p.
- GÁBOR R. 1936: Ujabb egri felső oligocén gasztropodák. — *Annales Musei Nationalis Hungarici* **30**, 1–9.
- GÖRGES, J. 1952: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Meeressandes von Kassel. — *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung* **4**, 1–134.
- GRÜNDEL, J. 1997: Die Gastropodenfauna des Rupels von Amsdorf (westlich Halle). — *Palaeontographica* Abt. A **243/1–6**, 1–36.
- GÜMBEL, C. W. 1861: *Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes*. — Perthes, Gotha, 950 p.
- HANTKEN, M. 1871: Die geologischen Verhältnisse des Graner Braunkohlengebietes. — *Mittheilungen aus dem Jahrbuch der. kön. ung. geologischen Anstalt* **1**, 1–147.
- HARZHAUSER, M. 2004: Oligocene Gastropod Faunas of the Eastern Mediterranean (Mesohellenic Trough/Greece and Esfahan-Sirjan Basin/Central Iran). — *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **248**, 93–181.
- HARZHAUSER, M. 2007: Oligocene and Aquitanian Gastropod Faunas from the Sultanate of Oman and their biogeographic implications for the early western Indo-Pacific. — *Palaeontographica* Abt. A **280/4–6**, 75–121.
- HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. 2001: Late Oligocene gastropods and bivalves from the Lower and Upper Austrian Molasse Basin. — In: PILLER, W. E. & RASSER, M. W. (eds): *Paleogene of the Eastern Alps*. — *Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen*, **14**, 671–795, Wien.
- HÖLZL, 1958: Die Mollusken-Fauna des oberbayerischen Burdigals. — *Geologica Bavarica* **38**, 1–348.
- INKEY, B. 1898: Bericht über die im Jahre 1896 in der Umgebung von Párkány bewerkstelligte geologische Aufnahme. — *Jahresbericht der kgl. ung. geologischen Anstalt für 1896*, 165–187.
- JANSSEN, A. W. 1984a: Late Oligocene molluscs from a sand-pit near Máriahalom (Hungary): a preliminary study. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **24**, 109–150.
- JANSSEN, A. W. 1984b: An account of the Cancellariidae (Gastropoda) of Winterswijk-Miste (Miocene, Hemmoorian), The Netherlands. — *Scripta Geologica* **68**, 1–39.

- JANSEN, R. 1979: Die Mollusken des Oberoligozäns (Chattium) im Nordsee-Becken. 2. Neogastropoda, Euthyneura, Cephalopoda. — *Archiv für Molluskenkunde* **109/4–6**, 277–376.
- KOCH, F. E. & WIECHMANN, C. M. 1872: Die Mollusken-Fauna des Sternberger Gesteins in Mecklenburg. — *Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* **25**, 5–128.
- KORPÁS L. 1981: A Dunántúli-középhegység oligocén–alsó-miocén képződményei. [Oligocene–Lower Miocene formations of the Transdanubian Central Mountains in Hungary.] — *Annals of the Hungarian Geological Institute* **64**, 5–80 [81–140].
- LANDAU, B. & VERMEIJ, G. J. 2013: A new species of *Pugilina* (Gastropoda, Caenogastropoda, Melongeninae) from the Lower Miocene Cantaure Formation of Venezuela. — *Basteria* **77/4–6**, 89–95.
- LEÉL-ÓSSY, SZ. 1992: An Upper Oligocene mollusc fauna from Kesztlőc, Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, Sectio Geologica* **29**, 13–30.
- LOZOUET, P. 1992: New Pliocene and Oligocene Olividae (Mollusca, Gastropoda) from France and the Mediterranean area. — *Contribution to Tertiary and Quaternary Geology* **29/1–2**, 27–37.
- LOZOUET, P. 2015: Nouvelles espèces de gastéropodes (Mollusca: Gastropoda) de l'Oligocène et du Miocène inférieur d'Aquitaine (Sud-Ouest de la France). Partie 5. — *Cossmanniana* **17**, 15–84.
- LOZOUET, P. & GALINDO, L. A. 2015: Resolution of the confused classification of some Miocene Nassariidae, and reappraisal of their paleodiversity on the French Atlantic seaboard. — *Archiv für Molluskenkunde* **144/1**, 31–50.
- LOZOUET, P. & MAESTRATI, P. 2012: Le contenu paléontologique. Mollusques. — In: LOZOUET, P.: Stratotype stampien, MNHN, Paris, 239–297.
- LOZOUET, P., PACAUD, J.-M. & BUGE, B. 2012: Le patrimoine géologique. Les collections associées. Types et Figurés d'espèces stampiennes des collections historiques déposées au Muséum national d'Histoire naturelle de Paris. — In: LOZOUET, P.: Stratotype stampien, MHHN, Paris, 408–433.
- MAJZON, L. 1940: Untersuchungs Resultate der Bohrungen im Donauboden bei Helemba. — *Jahresberichte der kgl. ung. geologischen Anstalt über die Jahre 1933–1935*, **4**, 1587–1589.
- MERLE, D., GARRIGUES, B. & POINTIER, J.-P. 2011: *Fossil and Recent Muricidae of the World. Part Muricinae* — ConchBooks, 648 p.
- MICHELOTTI, G. 1840: Rivista di alcune specie fossili della famiglia dei Gasteropodi. — *Annali delle Scienze del Regno Lombardo-Veneto* **10/3–4**, 137–162.
- MICHELOTTI, G. 1861: Études sur le Miocène inférieur de l'Italie septentrionale. — *Mémoire publié par la Société Hollandaise des Sciences à Harlem* **15**, 1–183.
- MOTHS, H., MONTAG, A., GRANT, A. & ALBRECHT, F. 1997: Die Molluskenfauna des oberoligozänen „Sternberger Gesteins“, Teil 2: Neogastropoda, Euthyneura. — *Erratica* **3**, 3–85.
- NOSZKY, J. 1936: Az egri felső cattien molluszkafaunája. [Die Molluskenfauna des oberen Cattiens von Eger.] — *Annales Musei Nationalis Hungarici* **30**, 53–115.
- PETIT, R. E. & HARASEWYCH, M. G. 2005: Catalogue of the superfamily Cancellarioidea Forbes and Hanley, 1851 (Gastropoda: Prosobranchia) – 2nd edition. — *Zootaxa* **1102**, 1–161.
- PEYROT, M. A. 1925: Conchologie Néogénique de l'Aquitaine. — *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux* **77**, 51–194.
- PEYROT, M. A. 1931: Conchologie Néogénique de l'Aquitaine. — *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux* **83**, 5–116.
- PHILIPPI, R. A. 1843: *Beiträge zur Kenntniss der Tertiaerversteinerungen des nordwestlichen Deutschlands*. — Fischer, Kassel, 85 p.
- ROVERETO, G. 1900: *Illustrazione dei molluschi fossili tongriani*. — Sordo-Muti, Genova, 29–210.
- SACCO, F. 1904: *I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Parte 30*. — Clausen, Torino, 203 p.
- SCHÄFER, P. & KADOLSKY, D. 2015: Sedimentationsgeschichte der Oppenheim-Formation im Mainzer Becken und angrenzenden tertiären Senkungsgebieten. 1. Ablagerungsbedingungen, Verbreitung, Fossilinhalt, Untergliederung. — *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen* **43**, 209–240.
- SCHILDER, F. A. 1932a: Neue fossile Cypraeacea (Moll. Gastr.) — *Sitzungsberichte der Gesellschaft Naturforschender Freunde zu Berlin*, 254–269.
- SCHILDER F. A. 1932b: Cypraeacea — *Fossilium Catalogus I: Animalia*. Pars 55, Junk, Berlin, 276 p.
- SCHILDER, M. & SCHILDER, F. A. 1971: A catalogue of living and fossil cowries. Taxonomy and bibliography of Triviacea and Cypraeacea (Gastropoda Prosobranchia). — *Institut royal des sciences naturelles de Belgique, Memoires, Ser.* **2/85**, 1–246.
- SCHNETLER, K. I. & PALM, E. 2008: The molluscan fauna of the Late Oligocene Branden Clay, Denmark. — *Palaeontos* **15**, 1–92.
- SENEŠ, J. 1958: *Pectunculus*-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. — *Geologické Práce, Monografická séria* **1**, 1–232.
- SZTANÓ, O., MAGYARI, Á. & NAGYMAROSY, A. 1998: High-resolution stratigraphy in the Esztergom Basin, northeastern Transdanubia, Hungary: II. Oligocene sequences and their interpretation. — *Földtani Közlemény* **128/2–3**, 455–486 (in Hungarian with English abstract).
- TELEGDI-ROTH, K. 1914: Eine oberoligozäne Fauna aus Ungarn. — *Geologica Hungarica* **1/1**, 1–77.
- TEMBROCK, M. L. 1965: Erläuterungen zur Gattung *Streptochetus* Cossmann (Gastropoda). — *Senckenbergiana Lethaia* **46a**, 427–439.
- TEMBROCK, M. L. 1968: Taxionomisch-stratigraphische Studie zur *Scalaspira*-Gruppe (Gastropoda, Tertiär). — *Paläontologische Abhandlungen* **3/2**, 193–322.
- TUCKER, J. K. & TENORIO, M. J. 2009: *Systematic Classification of Recent and Fossil Conoidean Gastropods*. — ConchBooks, Hackenheim, 296 p.
- VENZO, S. 1937: La fauna cattiana delle glauconie bellunesi. — *Memorie dell'Istituto Geologico della R. Università di Padova* **13**, 1–207.
- WELLE, J. 1998: Oligozäne Mollusken aus dem Schacht 8 der Bergwerksgesellschaft Sophia Jacoba bei Erkelenz (Niederrheinische Bucht). Teil 2: Gastropoda. — *Leipziger Geowissenschaften* **6**, 1–197.
- WOLFF, W. 1897: Die Fauna der südbayerischen Oligocaenmolasse. — *Palaeontographica* **43/5–6**, 223–311.

ZUNINO, M. & PAVIA, G. 2009: Lower to Middle Miocene mollusc assemblages from the Torino Hills (NW Italy): synthesis of new data and chronostratigraphical arrangement. — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **115/3**, 349–370.

Kézirat beérkezett: 2016. 02. 23.

Plate 1 — 1. tábla

Shell length (SL) in mm. Photos by Péter BALÁZS (P. B.) and Zoltán KOVÁCS (Z. K.).

Házmagasság (SL) mm-ben. A fotókat BALÁZS Péter (P. B.) és KOVÁCS Zoltán (Z. K.) készítette.

- Fig. 1. *Glycymeris latiradiata* (SANDBERGER in GÜMBEL), (INV 2016.55.), Unit C, SL: 28 (×2) (Z. K.)
Fig. 2. *Glycymeris latiradiata* (SANDBERGER in GÜMBEL), (INV 2016.56.), Unit C, SL: 29 (×2) (Z. K.)
Figs 3–4. *Melanopsis hantkeni* HOFMANN, (INV 2016.57.), Unit C, SL: 27 (×1.6) (Z. K.)
Fig. 5. *Granulolabium plicatum* (BRUGUIÈRE), (INV 2016.58.), Unit C, SL: 21 (×2) (Z. K.)
Fig. 6. *Tympanotonos margaritaceus* (BROCCHI), (INV 2016.1.), Unit C, SL: 51 (×1.3) (Z. K.)
Fig. 7. *Diastoma elongata* BRONGNIART, (INV 2016.3.), Unit C, SL: 35 (×2) (P. B.)
Fig. 8. *Cerithium egerense* GÁBOR, (INV 2016.59.), *ex situ*, SL: 37 (×1.5), (Z. K.)
Fig. 9. ?*Plesiotrochus* sp., (INV 2016.2.), Unit C, SL: 9 (×4) (Z. K.)
Fig. 10. *Haustator venus* D'ORBIGNY, (INV 2016.60.), Unit C, SL: 39 (×2) (Z. K.)
Fig. 11. *Haustator turris* BASTEROT, (INV 2016.61.), Unit B1, SL: 25 (×2) (Z. K.)
Fig. 12. *Drepanocheilus speciosus* (SCHLOTHEIM), (INV 2016.4.), Unit C, SL: 27 (×2) (Z. K.)
Fig. 13. *Aporrhais callosa* TELEGGI-ROTH, (INV 2016.5.), Unit C, SL: 23.5 (×2) (Z. K.)
Fig. 14. *Globularia sanctistephani* (COSSMANN et PEYROT, 1919), (INV 2016.62.), Unit C, SL: 46 (×1.5) (Z. K.)
Fig. 15. *Globularia sanctistephani* (COSSMANN et PEYROT, 1919), (INV 2016.63.), Unit C, SL: 49 (×1.5) (Z. K.)
Fig. 16. *Ampullinopsis crassatina* (LAMARCK), (INV 2016.64.), Unit E, SL: 50 (×1.5) (Z. K.)

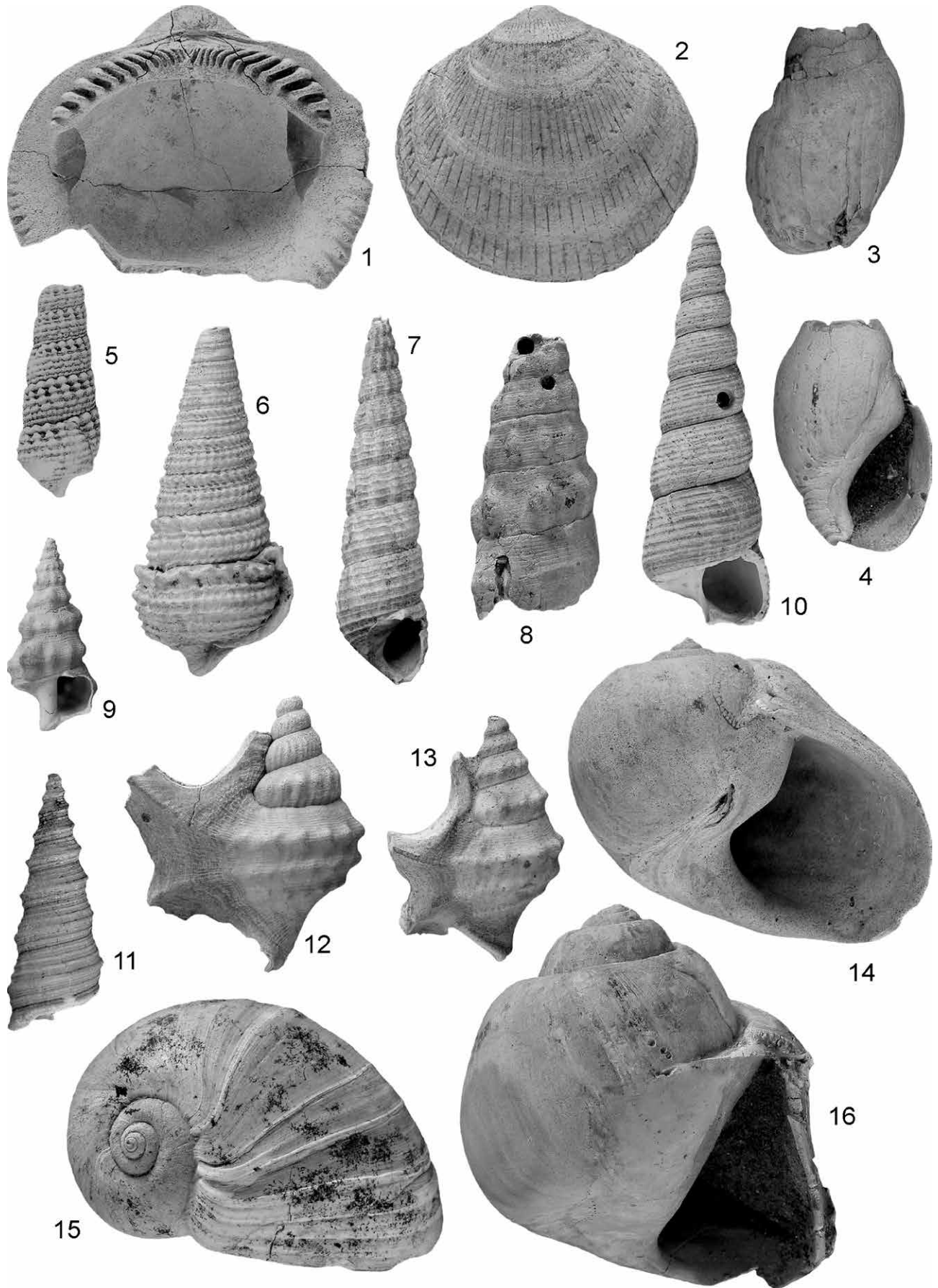


Plate 2 — 2. tábla

- Figs 1–3. *Cypraeorbis hungarica* SCHILDER, (Z. Vicián's priv. coll.), Unit C, SL: 29 (×2) (Z. K.)
Fig. 4. *Cassidaria depressa* BUCH, (INV 2016.65.), Unit C, SL: 33 (×1.5) (Z. K.)
Fig. 5. *Sassia turrata* (EICHWALD), (INV 2016.6.), Unit C, SL: 19 (×2.5) (P. B.)
Figs 6–7. *Crassimurex (Eopaziella) deshayesi* (NYST), (INV 2016.7.), Unit C, SL: 37 (×1.5) (P. B.)
Fig. 8. *Crassimurex (Eopaziella) capito* (PHILIPPI), (INV 2016.8.), Unit C, SL: 45 (×1.5) (P. B.)
Fig. 9. *Typhis pungens* (SOLANDER), (INV 2016.10.), Unit E, SL: 30 (×2) (Z. K.)
Fig. 10. *Lyrotyphis cuniculosus* (NYST), (INV 2016.9.), Unit C, SL: 22 (×2.5) (P. B.)
Fig. 11–12. *Chicoreus (Triplex) trigonalis* (GÁBOR), *ex situ* (T. Németh's priv. coll.), SL: 39 (×2) (Z. K.)
Fig. 13. *Chicoreus (Triplex) trigonalis* (GÁBOR), (INV 2016.11.), *ex situ*, SL: 30.5 (×2) (P. B.)
Figs 14–15. *Paziella* sp., (INV 2016.12.), Unit C, SL: 25 (×2) (P. B.)
Fig. 16. *Volutilithes cf. apenninica* (MICHELOTTI), (INV 2016.36.), Unit E, SL: 26 (×3) (Z. K.)
Fig. 17. *Paziella* sp., (INV 2016.13.), Unit C, SL: 21 (×2.5) (P. B.)
Fig. 18. *Melongena basilica* (BELLARDI), (INV 2016.66.), Unit E, SL: 52 (×1.5) (Z. K.)

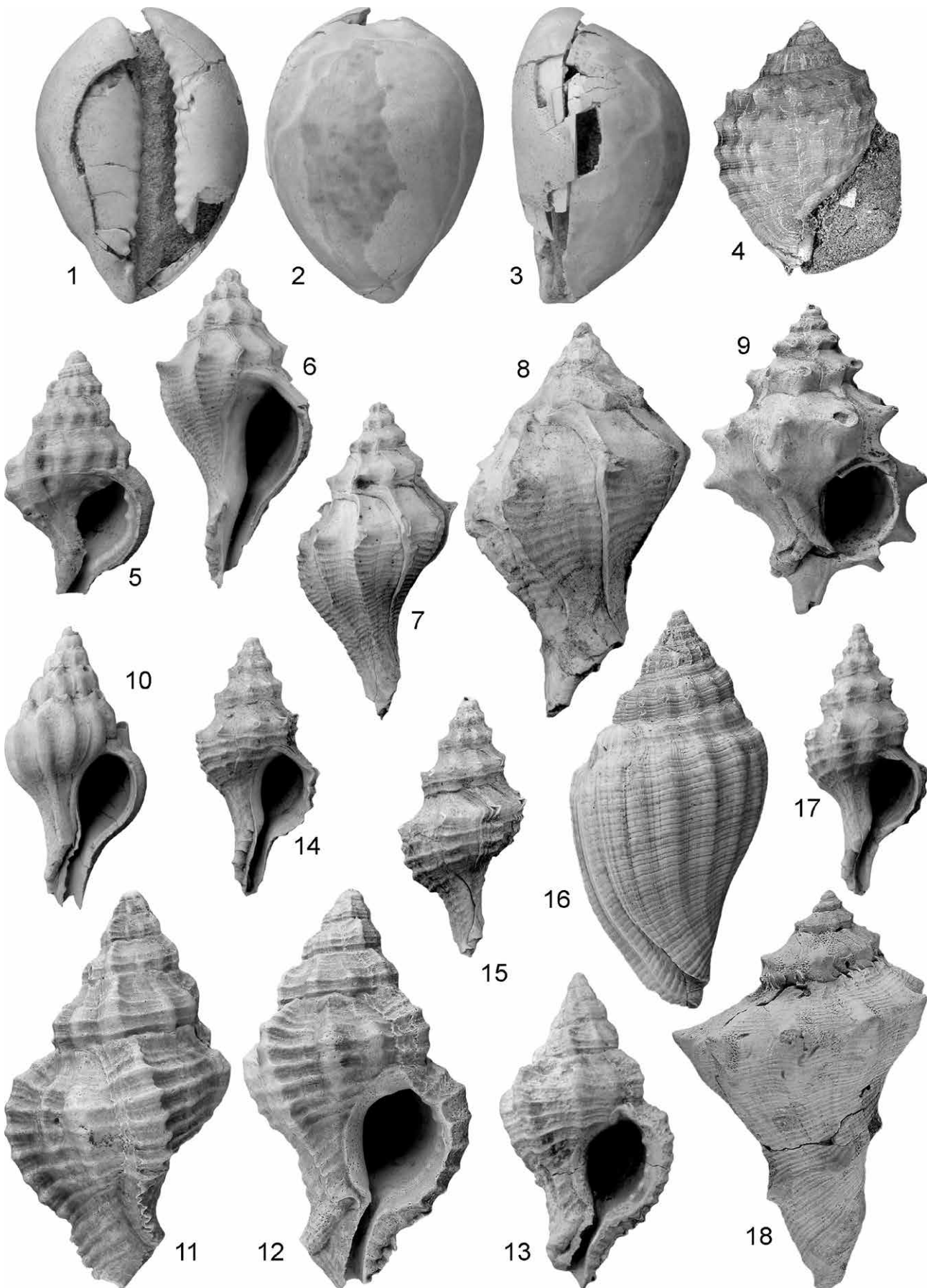


Plate 3 — 3. tábla

- Fig. 1. *Pugilina katalinae* nov. sp., paratype (PAL 2016.12.), Unit B1, SL: 56 (×1.5) (P. B.)
Figs 2–3. *Pugilina katalinae* nov. sp., holotype (PAL 2016.10.), Unit B1, SL: 45 (×1.5) (P. B.)
Figs 4–5. *Pugilina katalinae* nov. sp., paratype (PAL 2016.11.), Unit E, SL: 53 (×1.5) (P. B.)
Fig. 6. *Babylonia eburnoides* (MATHÉRON), (INV 2016.18.), Unit E, SL: 23.5 (×2) (Z. K.)
Fig. 7. *Babylonia eburnoides* (MATHÉRON), (INV 2016.17.), Unit E, SL: 35 (×1.8) (Z. K.)
Fig. 8. *Euthriofusus szontaghi* NOSZKY, (INV 2016.19.), Unit C, SL: 23 (×2) (P. B.)
Figs 9–10. *Scalaspira elegantula* (PHILIPPI), (INV 2016.20.), Unit C, SL: 29 (×2) (P. B.)
Figs 11–12. *Parvisipho scrobiculatus* (BOLL), (INV 2016.21.), Unit C, SL: 23 (×2.5) (P. B.)
Fig. 13. *Parvisipho scrobiculatus* (BOLL), (INV 2016.22.), Unit C, SL: 18 (×3) (P. B.)
Figs 14–15. *Pseudolatirus mayeri* (BELLARDI), (INV 2016.23.), Unit C, SL: 34 (×2) (P. B.)
Fig. 16. *Pseudolatirus mayeri* (BELLARDI), (INV 2016.24.), Unit C, SL: 26 (×2.5) (P. B.)
Fig. 17. *Streptodictyon* cf. *soellingensis* (TEMBROCK), (INV 2016.26.), Unit C, SL: 17 (×3) (P. B.)
Fig. 18. *Streptodictyon* cf. *soellingensis* (TEMBROCK), (INV 2016.25.), Unit C, SL: 25.5 (×2.5) (P. B.)
Fig. 19. *Streptodictyon* cf. *subelongatus* (D'ORBIGNY), (INV 2016.27.), Unit C, SL: 10 (×4) (Z. K.)
Fig. 20. *Cominella flurli* (GÜMBEL), (INV 2016.28.), Unit C, SL: 23 (×2.5) (P. B.)
Fig. 21. *Nassarius* cf. *intercisus* (MICHELOTTI), (INV 2016.30.), Unit C, SL: 16 (×3) (P. B.)
Figs 22–23. *Nassarius* cf. *intercisus* (MICHELOTTI), (INV 2016.29.), Unit C, SL: 18 (×3) (P. B.)

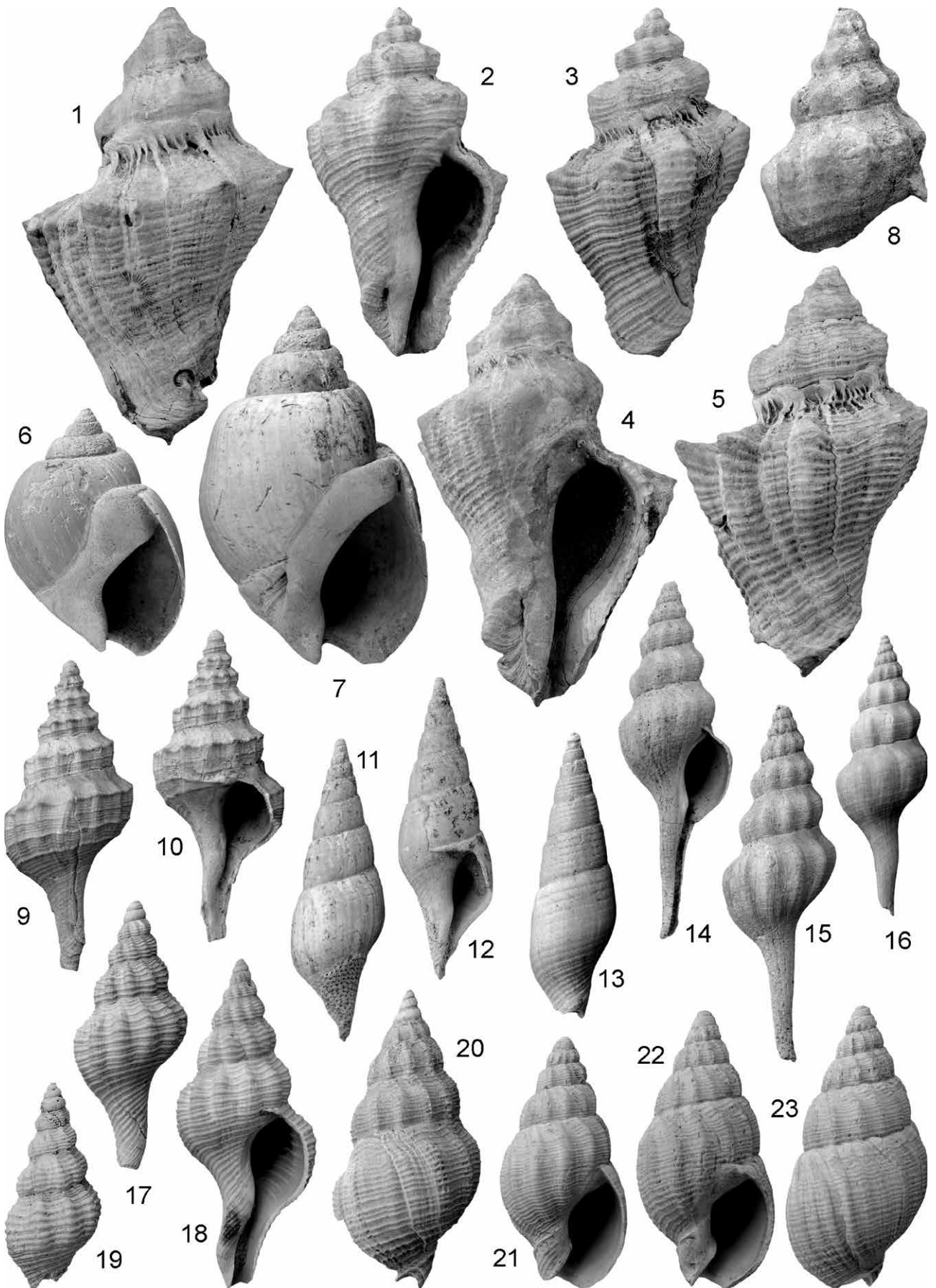


Plate 4 — 4. tábla

- Figs 1–2. *Nassarius hevesensis* (BÁLDI), (INV 2016.31.), Unit C, SL: 9 (×4) (Z. K.)
Figs 3–4. *Nassarius* sp. B, (INV 2016.32.), Unit B1, SL: 9 (×4) (Z. K.)
Figs 5–6. *Nassarius* sp. C, (INV 2016.33.), Unit B1, SL: 10.5 (×4) (Z. K.)
Figs 7–8. *Nassarius fortecostatus* (HÖLZL), (INV 2016.34.), Unit C, SL: 7.5 (×5) (Z. K.)
Figs 9–10. *Nassarius* sp. A, (INV 2016.35.), Unit C, SL: 9 (×4) (Z. K.)
Figs 11–13. *Dorsanum strigoniense* nov. sp., holotype (PAL 2016.1.), Unit C, SL: 16 (Figs 11, 13 = ×5, Fig. 12 = ×10) (P. B.)
Figs 14–15. *Dorsanum strigoniense* nov. sp., paratype (PAL 2016.2.), Unit C, SL: 16.5 (Fig. 14 = ×5, Fig. 15 = ×8) (P. B.)
Fig. 16. *Dorsanum strigoniense* nov. sp., paratype (PAL 2016.3.), Unit C, SL: 14 (×5) (P. B.)
Figs 17–18. *Marginella vadaszi* BÁLDI, (INV 2016.37.), Unit C, SL: 11 (×4.5) (Z. K.)
Figs 19–20. *Marginella vadaszi* BÁLDI, (INV 2016.38.), Unit C, SL: 12.5 (×4) (Z. K.)
Figs 21–22. *Spirancilla indivisa* (KOCH et WIECHMANN), (INV 2016.39.), Unit C, SL: 18.5 (×3.5) (P. B.)
Fig. 23. *Eoconus* ex gr. *diversiformis* (DESHAYES), (INV 2016.40.), Unit C, SL: 17 (×3) (P. B.)
Fig. 24. *Eoconus* ex gr. *diversiformis* (DESHAYES), (INV 2016.45.), Unit C, SL: 21 (×3) (P. B.)
Figs 25–26. *Sveltia nemethi* nov. sp., holotype (PAL 2016.15.), *ex situ*, SL: 22 (×3) (Z. K.)

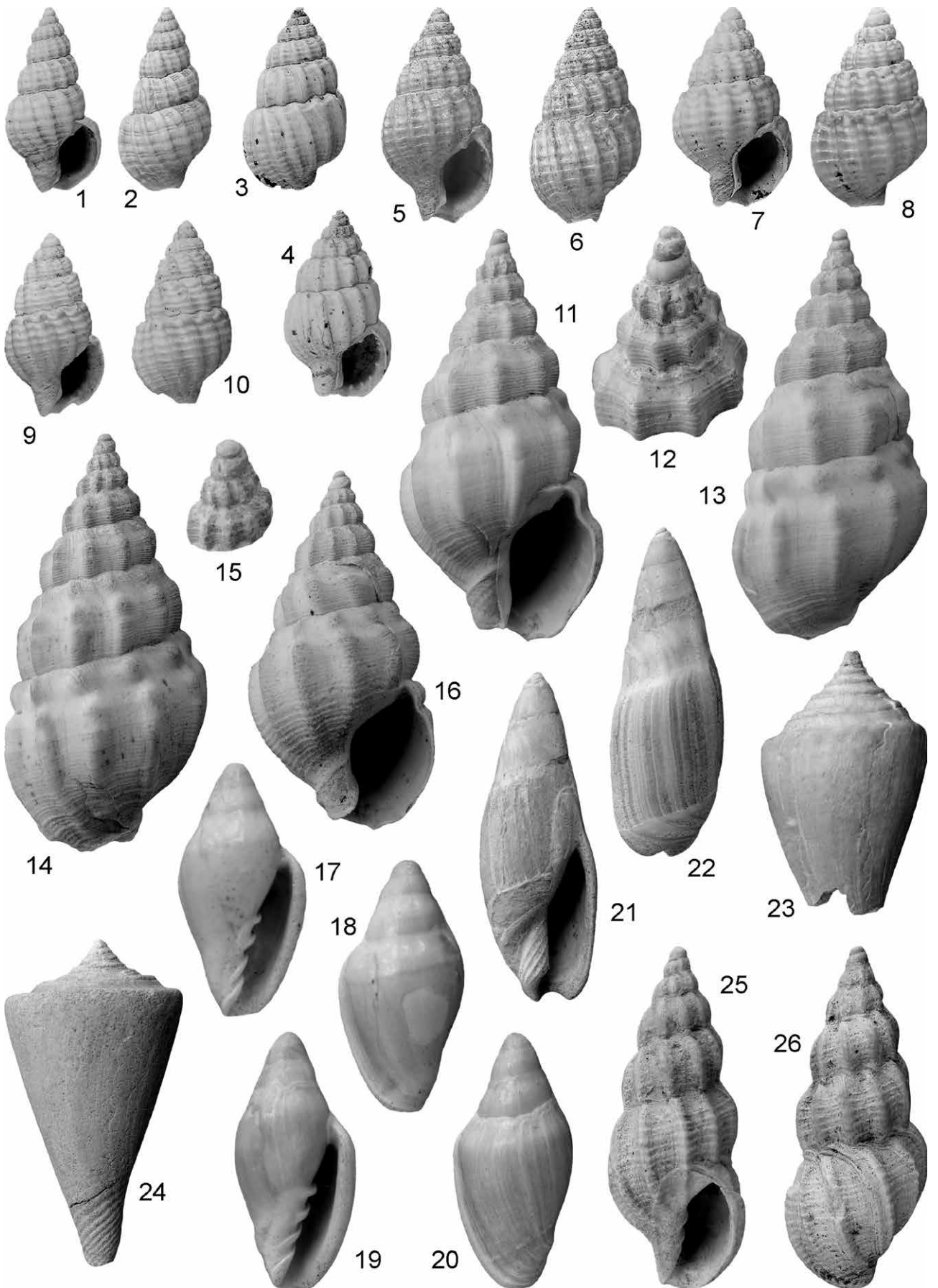
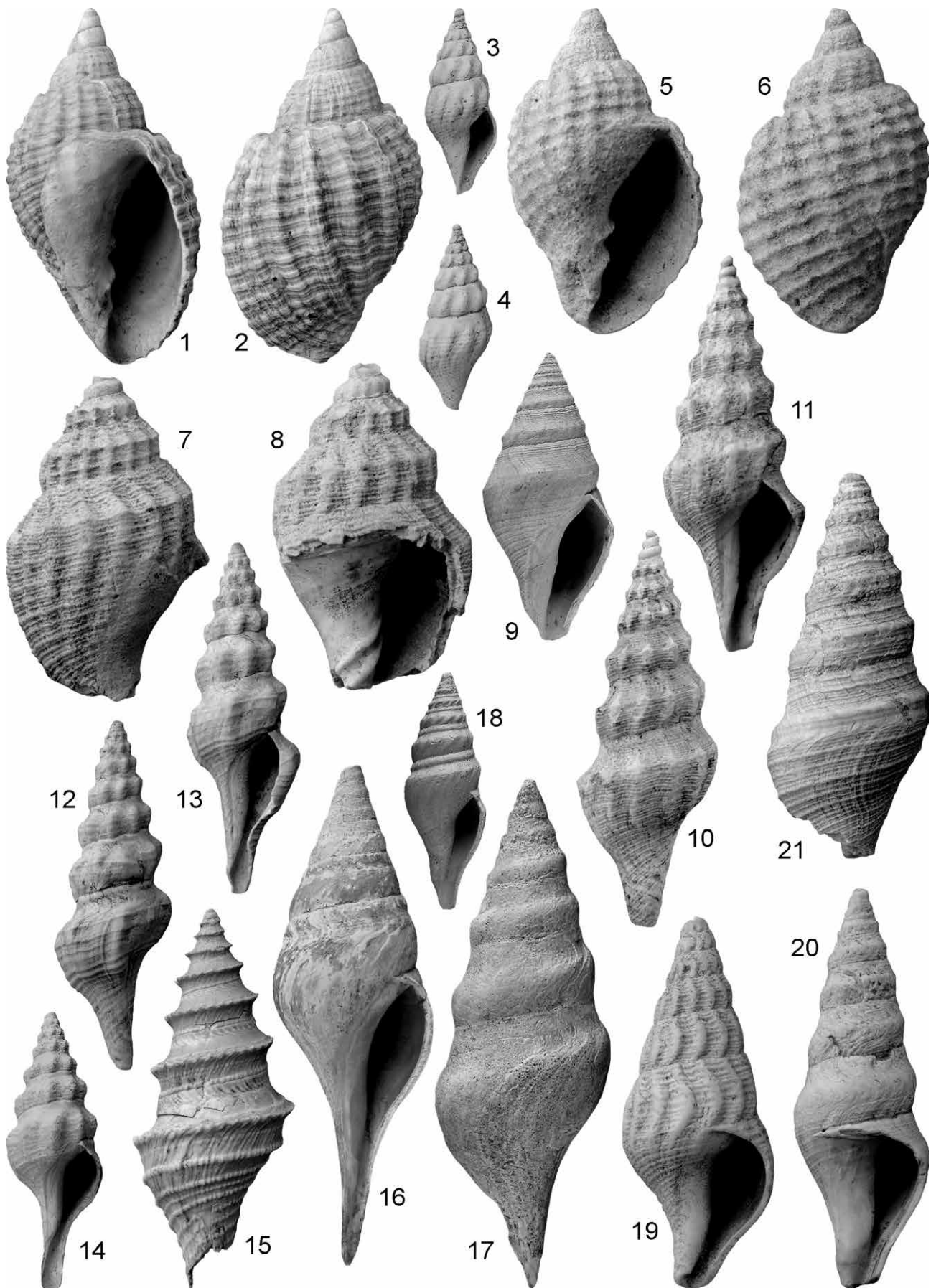


Plate 5 — 5. tábla

- Figs 1–2. *Merica krocki* nov. sp., holotype (PAL 2016.13), Unit B1, SL: 23 (×3) (P. B.)
Figs 3–4. *Cordieria* sp., (INV 2016.44.), Unit C, SL: 12 (×3) (Z. K.)
Figs 5–6. *Merica krocki* nov. sp., paratype (PAL 2016.14.), Unit C, SL: 18 (×3.5) (P. B.)
Figs 7–8. *Turehua plexa* (WOLFF), (INV 2016.43.), Unit C, SL: 18 (×3.5) (P. B.)
Fig. 9. *Bathytoma cataphracta* (BROCCHI), (INV 2016.67.), Unit C, SL: 28 (×2) (Z. K.)
Figs 10–11. *Raphitoma valdecarinata* BÁLDI, (INV 2016.46.), Unit C, SL: 13 (×6) (P. B.)
Figs 12–13. *Pleurofusua pseudosubtilis* (PEYROT), (INV 2016.47.), Unit C, SL: 27 (×2.5) (P. B.)
Fig. 14. *Pleurofusua pseudosubtilis* (PEYROT), (INV 2016.48.), Unit C, SL: 17.5 (×3) (Z. K.)
Fig. 15. *Cochlespira* sp., (INV 2016.50.), Unit C, SL: 29 (×2.5) (P. B.)
Fig. 16. *Orthosurcula* ex gr. *regularis* (KONINCK), (INV 2016.51.), Unit C, SL: 49 (×1.8) (Z. K.)
Fig. 17. *Orthosurcula* ex gr. *regularis* (KONINCK), (INV 2016.52.), Unit C, SL: 50 (×1.8) (Z. K.)
Fig. 18. *Domenginella ilonae* (BÁLDI, 1966), (INV 2016.14.), Unit C, SL: 11.5 (×4) (Z. K.)
Fig. 19. *Fusiturris duchasteli* (NYST), (INV 2016.49.), Unit C, SL: 18 (×4) (P. B.)
Fig. 20. *Polystira konincki* (NYST), (INV 2016.54.), Unit C, SL: 31 (×2.5) (P. B.)
Fig. 21. *Gemmula laticlavata* (BEYRICH), (INV 2016.53.), Unit C, SL: 25 (×3) (P. B.)



Rezervoár analóg pannóniai turbiditek Kelet-Erdélyben: őskörnyezet és porozitásfejlődés

BARTHA István Róbert¹, SZÓCS Emese¹, TÓKÉS Lilla¹

¹ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
(isti.bartha@gmail.com; meseszocs@gmail.com; lillatks@yahoo.com)

Reservoir quality of the Late Miocene turbidites from the eastern Transylvanian Basin, Romania: depositional environment and porosity evolution

Abstract

Upper Miocene turbidites in the Transylvanian Basin are outcrop analogues to a number of hydrocarbon plays. These Late Miocene Lake Pannon and older Miocene turbidites are producing reservoirs in the subsurface in Romania and Hungary as well. In order to explore the reservoir quality of the turbidites, sedimentary facies and petrographic analyses were performed on two previously undescribed outcrops, with special focus on their depositional and diagenetic histories. The outcrops are near the eastern margin of the Transylvanian Basin, close to the source area, the Eastern Carpathians. Four facies associations were identified: thin-bedded, medium-bedded, thick-bedded sandstone and matrix-supported conglomerate facies associations. These were interpreted as low density turbidity currents, coupled high and low density turbidity currents and as debris flows. At Firtănuș, erosional surfaces are abundant, and overlain by upward thinning or thin bedded turbidites. These suggest a complex channel deposit subdivided by low relief scours. The outcrop at Medi oru Mic exposes laterally continuous beds and alternating thick and thin-medium bedded turbidites. These are interpreted as deposits that formed in the inner part of a lobe. The two outcrops are less than 4 km away, suggesting that the Firtănuș channel might be eroding into the Medi oru Mic lobe, forming one system. Formerly studied outcrops in the vicinity and their sequence stratigraphic interpretation (KRÉZSEK 2005) enables us to draw paleogeographic maps for the systems tracts of the Late Miocene. The two exposures are assigned to the LST8 lowstand systems tract, sensu KRÉZSEK et al. (2010). At the time of deposition, several sandy lobes and channels developed in the deep basin which were fed by fan-deltas and ultimately by the uplifting Carpathians. Immaturity of the sediments is reflected by poor to medium sorting, subangular to subrounded grains and abundance of lithoclasts, most of which are plastic grains that easily deform during physical compaction. The primary porosity and the mineral composition (i.e., abundance of lithics) predetermined the subsequent porosity changes. Physical and chemical compaction and calcite cementation had the most important role in destroying of the porosity, which is between 1–21% at present. Carbonate cementation was encountered in the channel deposits in form of concretions and cemented bedding planes, causing the compartmentalisation of the reservoir. The spatial distribution of the facies associations also influences the reservoir characteristics. The best porosity (21%) is encountered in the thin-bedded sandstone, but the thick-bedded sandstone is volumetrically more important, the non-cemented parts still maintain 16% of porosity. Connectivity between sand bodies is enhanced by erosion in the channel fill. Laterally continuous mud and debris layers of both the channel and lobe can create poor connectivity. The heterogeneous porosity distribution may also have affected diagenetic fluid flow, thus creating preferentially cemented layers. Additional high resolution investigations are necessary to model the complex fluid flow in these Transylvanian reservoirs.

Keywords: Transylvanian Basin, turbidite, reservoir quality, diagenesis, sedimentology, Late Miocene

Összefoglalás

Az Erdélyi-medencében feltáruló késő-miocén pannon-tavi turbiditek több szénhidrogén-tároló képződménynek analógiái. A középső-miocén mélyvízi homokkövek mellett, sokszor a felső-miocén turbiditek is termelő rezervoárok az Erdélyi-medencében, valamint a Pannon-medencében egyaránt. A tárolótulajdonságok megismerése céljából megvizsgáltuk az üledékképződési környezetet és diagenézistörténetet két, korábban nem tanulmányozott feltárási facies- és petrográfiai elemzést alkalmazva. Négy faciesegységet írtunk le, amelyek alapján nagy és kis sűrűségű zagyákat, valamint törmelékfolyásokat azonosítottunk. A firtosmartonosi (Firtănuș) feltárási számos eróziós felület és rálaplódó, felfelé vékonyodó turbiditösszetlet jelenik meg. Az építőelem egy kisebb relieffü éróziókból építkező, összetett

csatorna lehetett. Kismedesérnél (Medi oru Mic) oldalirányban hosszan kitartó rétegek tárulnak fel, váltakozóan vastag, közepes vagy vékonyréteges turbiditokkal, amelyet egy mélyvízi lebeny középső részeként értelmeztünk. A feltárások közel vannak a medence keleti peremét alkotó Keleti-Kárpátokhoz, azaz az üledék forrásterületéhez. A beszállított üledék éretlenségét a gyengén–közepesen osztályozott, szögletes – enyhén kerekített szemcsék és a magas közettörmelék-tartalom mutatja. Egyes litoklasztok fizikai kompaktió során plasztikus deformációra képesek. Az üledékes fácies meghatározta az elsődleges porozitást (5–16%), és a szemcseösszetétel (pl. közettörmelék) befolyásolta a későbbi porozitásváltozást. Karbonátos cementet csak a csatornaüledékekben találtunk, konkréciószerűen vagy rétegekhez kötötten. A fáciesegyüttesek oldalirányú folytonossága és térbeli eloszlása nagyban meghatározza a tároló kőzet tulajdonságait, valamint a heterogén porozitáseloszlás a diagenetikus fluidum áramlását is. A tárolókban történő komplex fluidum-áramlás modellezéséhez további nagyobb felbontású vizsgálatok szükségesek.

Kulcsszavak: Erdélyi-medence, turbidit, rezervoár minőség, diagenézis, szedimentológia, pannóniai

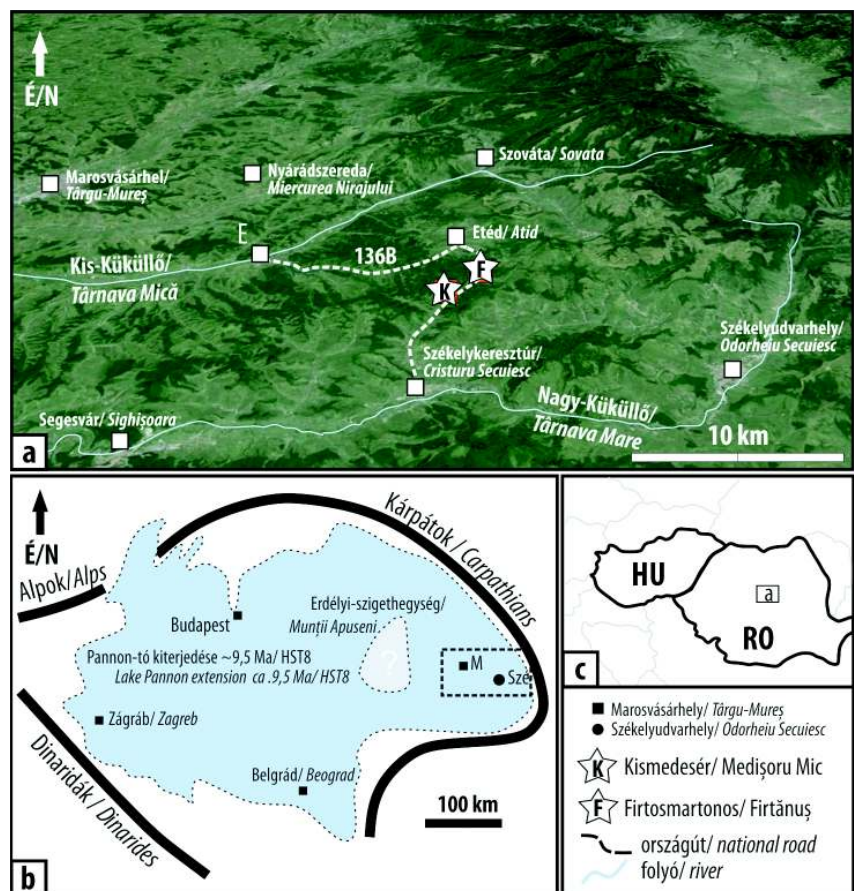
Bevezetés

Az Erdélyi-medence neogén rétegsora a Kárpát–Pannon térség ismert szénhidrogén-provinciáinak egyike (POPESCU et al. 1995). Az ismert, sónál fiatalabb miocén rezervoárok 70%-a turbidit (KRÉZSEK et al. 2010). A pannóniai mélyvízi üledékek azonban nemcsak a felszín alatt találhatók meg, hanem az Erdélyi-medence fiatal szerkezeti fejlődésének (SANDERS et al. 2002, TILIT et al. 2013) köszönhetően a felszínen is nagyobb területen fordulnak elő (KRÉZSEK et al. 2010) és fontosak a mélyben levő szedimentológiai sajátosságok megértéséhez. E területen az alapokat KRÉZSEK Csaba rakta le a főbb üledékképződési környezetek felvázolásával és azok időbeli változásainak megfigyelésével (KRÉZSEK 2005, KRÉZSEK & FILIPESCU 2005, KRÉZSEK et al. 2010). Ugyanakkor még nagyon sok olyan feltárás van, amely a mozaik egy-egy darabkájának beillesztésével a turbiditrendszer egyes elemeit jobban érthetővé teszi, vagy azok kapcsolatainak megértéséhez hozzájárul. Az egyes rezervoár tulajdonságokat meghatározó üledékközzettani jellemzők hasonlóak a felszín alatt is, ezért analógiaként felhasználhatók az ipari kutatásokban. Bár ezek a kőzetek valószínűleg hasonló betemetődéstörténeten mentek keresztül, a kiemelkedés során porozitásuk megváltozott a meteorikus folyamatok következtében.

A medence keleti szélén két, egymástól 3,7 km távolságra lévő, a pannóniai mélyvízi üledékeket feltáró lelőhely, Firtosmartonos (Firtănuș) és Kismedesér (Medi oru Mic), szedimentológiai leírását és a rétegek rezervoár szempontú makroszkópos és vékonycsiszolatos vizsgálatát végeztük el. A két vizsgált feltárás a Székelykeresztúrt (Cristuru Secuiesc) Erdőszentgyörgyrel (Sângeorgiu de Pădure) összekötő DJ136 jelű megyei út mentén, Gagy (Goagiu) és Etéd (Atid) között találhatóak (1. ábra, a).

Földtani háttér

A középső- és késő-miocén során a Kárpát–Pannon-mendecrendszer részét képezte az Erdélyi-medence (ROYDEN 1988). Ezt az ív mögötti medencesort a badeni–pannóniai korszakok között egy egységes víztömeg borította, a középső-miocénben a Paratethys, a késő-miocénben a Pannon-tó (1. ábra, b). Eltérő szerkezeti fejlődésük a különböző medencék üledékképződését viszont nagyban meghatározta. Az Erdélyi-medence az emelkedő Keleti-, Déli-Kárpátok és az Erdélyi-szigethegység által közrefogva alakult ki (1. ábra, b). A badeni időszak alatt nagymennyiségű eva-



1. ábra. a), c) A feltárások az Erdélyi-medence keleti peremén, a Kis- és Nagy-Küküllő között találhatóak. b) A Pannon-tó maximális kiterjedése, ~9,5 millió évvel ezelőtt (MAGYAR et al. 1999, MAGYAR 2010)

Figure 1. a), c) The outcrops are near the eastern margin of the Transylvanian Basin, between the Târnava Mare and Târnava Mic rivers. b) Maximal extent of Lake Pannon, ~9.5 million years ago (modified after MAGYAR et al. 1999, MAGYAR 2010)

porit képződött az üledékgyűjtőben. A medence központi részein a 300 m vastagságot is elérő só kulcsfontosságú szerepet játszott a késő-miocén üledékek későbbi deformációjában (KRÉZSEK & BALLY 2006). A szarmata elején, a medenceperemeken sekély tengeri képződmények, míg a medence központi részén több száz méter vastagságban mélyvízi lebenyek és hemipelágikus márgák képződtek. Ezt követően a relatív vízszint esésének hatására a selfbe erodáló völgyek jöttek létre. A szarmata végén az alacsony vízszintnek köszönhetően több száz méter vastag sekélyvízi durvatörmelékes üledék rakódott le. Ennek anyagát a folyamatosan emelkedő Kárpátok biztosították (KRÉZSEK et al. 2010). Továbbá a keleti és déli permek intenzív kiemelkedése a belső és külső kárpáti medencék egymástól való elszigetelődéséhez és a csökkent sós vízű Pannon-tó kialakulásához vezetett (MAGYAR et al. 1999, KOVÁCS et al. 2016).

Az Erdélyi-medence miocén üledékeinek tektonosztratiográfiai felosztását KRÉZSEK & FILIPESCU (2005) végezte el, a badenitől a pannóniai korszakig nyolc szekvenciát különített el, amelyből az utolsó kettőt mutatjuk be. A pannóniaiban a relatív vízszint változását a medence és a peremek süllyedése és kiemelkedése vezérelte. A pannóniai időszak elején a durvaszemcsés szarmata üledékekre egy finomabb sekélyvízi rétegsor települ rálapolódással, amely egyértelmű jele a Pannon-tóban elkezdődő transzgresszióknak, amit KRÉZSEK & FILIPESCU (2005) a 7. transzgressziós rendszeregységnek (TST7) nevez. A Pannon-tó kb. 9,5 M éve elérte maximális kiterjedését (MAGYAR et al. 1999). Az Erdélyi-medence nagy részére a mélyvízi üledékképződés volt jellemző, és ekkor nagy vastagságban rakódtak le a ma feltárásokban is vizsgálható (pl. Szenterzsébet/Gușterița) hemipelágikus agyagok. A medence központi részén megjelennek a mélyvízi lebenyek (SZTANÓ et al. 2007). Később a medence kletii peremén, a keskeny és sekély selfen durvatörmelékes Gilbert-típusú delták épültek, a selfbe erodáló mélyvízi kanyonok és csatornák által összekapcsolva pedig törmelékűpök jöttek létre a lejtő aljában. Ezen belül KRÉZSEK & FILIPESCU (2005) elkülönített négy rendszeregységet. A transzgresszív rendszeregységet (TST7) egy nagyvízi egység (HST7) követte. A peremek kiemelkedése miatti relatív vízszintes hatására kanyonok vágódtak be, majd a kisvíz idején, a korábbinál lényegesen durvább szemcséjű üledék, konglomerátum rakódott le a sekély vízben (LST8), míg a medence irányába durvaszemcsés homok progradált csatornában és lebenyekben. A következő transzgresszív és nagyvízi rendszeregységben (TST8, HST8) progradáló self és hordalékűpök épültek. Ezt követően további 500 m vastag üledék rakódhatott le, amely a medence pliocén–holocén kiemelkedése során teljesen erodálódott (SANDERS et al. 2002). A medence peremén a fiatal pannon üledékek megőrződhetnek a náluk fiatalabb vulkanitok alatt (SZAKÁCS & KRÉZSEK 2006).

Az Erdélyi-medence szénhidrogénrendszere

Az Erdélyi-medence ipari jelentőségű szénhidrogéntelegeinek felfedezése az 1900-as évek elején megindult szisz-

tematikus kálisó kutatásoknak köszönhető (PARASCHIV 1979; WANEK 1998). A medence miocén kőzetei a becslések szerint közel 1,3 milliárd köbméter, közel 100% tisztaságú metángázt tárolnak. A gáz keletkezhetett az eltemetett magas szervesanyag-tartalmú kőzetek termális érésével (CRANGANU & DEMING 1996): a medence középső- és késő-miocén korú kőzetei az alacsony hőáram-sűrűség miatt éretlenek, a termális érés csak a badeninél idősebb, 4 km-nél mélyebben levő üledékek esetében mutat szénhidrogén-képződést. A gáz eredetének egy másik magyarázata POPESCU et al. (1995), hogy a szénhidrogén forrása a sónál fiatalabb, az agyagos és márgás kőzetek szerves anyagának biogén bomlásából származik. A szerves anyag bakteriális degradációja során létrejövő tiszta metán nagy hasonlóságot mutat a medencében felhalmozódott földgázzal. Továbbá a biogén modell a CLAYTON (1992) által a miocén medencére meghatározott paraméterekkel is működik, úgy mint: 200–1000 m/mév ülepedési ráta, kevesebb mint 3 km-es mélység, 20–40 °C-os geotermikus gradiens.

A legjobb minőségű rezervoárok azok a homokkővek, amelyek a medence közepén felhalmozódó, laterálisan több száz méter szélességben elterülő mélyvízi lebenyeken rakódtak le a középső–késő-miocén során (CIUPAGEA et al. 1970, PARASCHIV 1979, KRÉZSEK et al. 2010). A pannóniai üledékek legfeljebb 400–500 m mélyen vannak, ezért viszonylag kevés ilyen korú rezervoárból termelnek gázt. A 10 m-nél vastagabb, különálló homoktestek átlagos porozitása 15–30%, permeabilitásuk pedig 20–1000 mD között változik. A mélységgel a permeabilitás értéke csökken, a 2,5–3 km mélységben levő késő-badeni korú rezervoárok esetében ez az érték <100 mD (CIUPAGEA et al. 1970, PARASCHIV 1979). Mind a középső-, mind pedig a késő-miocén üledékek között találunk jó zárókőzetként viselkedő nyugodt, nyíltvízi környezetben felhalmozódó agyagos képződményeket (KRÉZSEK et al. 2010), amelyek gyakran a felszínre bukkanak a medence peremeinek közelében.

Módszerek

A szedimentológiai értelmezéshez részletes, deciméter léptékű fáciesleírást végeztünk a kiválasztott feltárásokban. Fáciesegyütteseket különítettünk el, és megvizsgáltuk a fációs laterális és vertikális kapcsolatát a feltárások léptékében. Szedimentológiai szelvényekkel, feltárásrajzokkal és fotókkal dokumentáltuk a megfigyeléseket.

A makroszkópos vizsgálatokat mikroszkóppal egészítettük ki. A különböző fáciesegyüttesekből kiválasztottuk a feltárásokra legjellemzőbb kőzetpéldányokat, amelyekből hét darabb vékonycsiszolatot készítettünk. A porusok meghatározásához kőzetmintákat csiszolás előtt vákuumban kék gyantába ágyaztuk be. A petrográfiai megfigyeléseket Olympus BX41 típusú polarizációs mikroszkóppal végeztük. A karbonátok elkülönítése érdekében alizarin vörös és kálium-ferricianid keverékből álló Dickson-féle oldattal (DICKSON 1990) való csiszolatfestést alkalmaztunk. A vázalkotó szemcsék, autigén ásványok, valamint a porozitás arányának meghatározása érdekében a pontszámlálás

JMicroVision szoftver segítségével történt. Csiszolatonként két darab, egyenként 1400×1000 µm átmérőjű területen 300 pontot számoltunk meg.

Fáciességységek

Fáciességységek 1.: Vékonysréteges homokkő (FE1)

Az 1. fáciességységek üledékei mind a firtosmartonosi, mind pedig a kismedeséri feltárásban előfordulnak. A fáciességységek lemezes, kőzetlisztes agyag, vékony, kőzetlisztes finomhomok, valamint 1–5 cm vastagságú, normál gradált, sík és keresztlemezes homokrétégek alkotják (2. ábra, a; 3. ábra, d). A közepes és a vastagrétéges (FE2 és FE3) fáciességységek közé települve jelenik meg. Az összlet vastagsága néhány cm és 1 m között változik (3. ábra, d). Az aleuritos agyag között megjelenő normál gradált homokrétégek jól osztályozottak, a rétegek talpán kisreliefű eróziós felületek figyelhetők meg, ezekre települ a gradált, szerkezetmentes, síklemezes, vagy keresztlemezes homok. Elszórtan a síklemezes fáciességben mm átmérőjű agyagkavicsok is megfigyelhetők. A homokos üledéksort maximum néhány mm vastagságú agyagos üledék zárja. Ezek a fáciességységek a firtosmartonosi szelvények alsó szakaszában figyelhetők meg (3. ábra, A, B, C).

A finomszemcsés, sík- és keresztlemezes homokkőben a vékonysciszolot tanúsága szerint sok mátrix és pszeudomátrix van jelen. Csillámokban gazdag a homokkő, a homok osztályozottsága jó–közepes. Porozitása alacsony 20–21% (1. táblázat).

Fáciességységek 2.:

Közepes vastagságú homokkő (FE2)

A 10–50 cm vastag, eróziós talpú, normál gradált homokkő szemcsemérete durva- és finomszemcsés homok között változik (2. ábra, g; 3. ábra, e; 4. ábra, b, 5. ábra, A, B, C, D). A felfele finomodó rétegek néha agyaggal végződnek. A homoktestek általában szerkezetmentesek, alárendelve síklemezes, és agyagkavicsos rétegek is előfordulnak. Elszórtan a réteg talpán megjelennek terheléses lángrészek és labdaszerkezetek. A szemcsék osztályozottsága változó. Az agyagkavicsos és szerkezetmentes rétegek jól, míg a síklemezes részek közepesen, esetleg rosszul osztályozottak (4. ábra, c). Az FE2 homokkőit a firtosmartonosi B szelvény, illetve a kismedeséri A, B, C szelvények alsó része mutatja.

A vizsgált mintákat nagy–aprószemcsés homokkő alkotják, gyengén osztályozottak, a kisebb szemcsék szögletesek, a nagyobbak kerekítettek. Szemcsébevonó cement és kalcitcement előfordul. A porozitás 5–10% körüli (1. táblázat).

Fáciességységek 3.:

Vastagrétéges homokkő (FE3)

A feltárások jelentős részét alkotó, olykor 1,5–2 m vastagságú is elérő, normál gradált padok (2. ábra, e; 3.

ábra, e) szemcsemérete a homokos aprókavics és az apró szemcsés homok között változik. A rétegek alja eróziós, több esetben a feltárás léptékben is jelentősnek számító, 2 m reliefű eróziós felszínnek ezek (3. ábra, a). A réteghatárokon terheléses eredetű lángrészek és labdaszerkezetek is előfordulnak (2. ábra, d, f), ugyanakkor a kismedeséri feltárás esetében feltételezhető a rétegek összeolvadása is. A rétegek alján a kavicsos részek közepesen, vagy rosszul osztályozottak, fentebb a szemcseméret csökkenésével az osztályozottság egyre jobb lesz. Mind a síklemezes, mind pedig a szerkezetmentes homokban előfordulnak agyagkavicsok. Az FE2-vel ellentétben itt az agyagkavicsok mérete sokszor akár a 20 cm-t is eléri (2. ábra, c), a feltételezett kavicsok belső szerkezetük nagy hasonlóságot mutat az FE1 lemezes megjelenésű agyagaival. A vastagrétéges homokkőben keresztlemezes homok, illetve lemezes kőzetlisztes agyag fáciesség csak ritkán fordulnak elő. Az FE3 padok mindegyik firtosmartonosi és kismedeséri rétegoszlopban megjelennek.

Az uralkodóan közép–nagy szemcsés homokkő gyengén–közepesen osztályozott. A lehetséges porozitás 6–16% közötti. A rétegsorban megjelenő vastag padok 10–20%-a cementált (3. ábra, b). Ebben az esetben a porozitás 0%-ra csökken, kalcitcement tölti ki a korábbi pórusteret. A mátrix 0–7% között változik, látszólag nem befolyásolja a porozitást.

Fáciességységek 4.:

Mátrixvázú konglomerátum (FE4)

A kismedeséri feltárásban megjelenő, több méter vastagságú is elérő, agyagos homok és kavicsos homok mátrixú konglomerátumban a szemcséket az akár több dm átmérőjű homokkődarabok, meggyúrt agyagkavicsok, valamint a hömpöly méretű kvarckavicsok alkotják (3. ábra, c; 4. ábra, d, e). A mátrixban egyaránt gyakoriak a közetszemcsék, illetve a jól koptatott kvarckavicsok. Sok esetben a plasztikusan deformált agyagszemcsék által bekebelezett mátrixanyag is megfigyelhető. Továbbá a mátrixban helyenként megjelennek apró héjtörmelékek és szenesedett növényi detritusz. A konglomerátum a Kismedeséri A szelvényen jelenik meg.

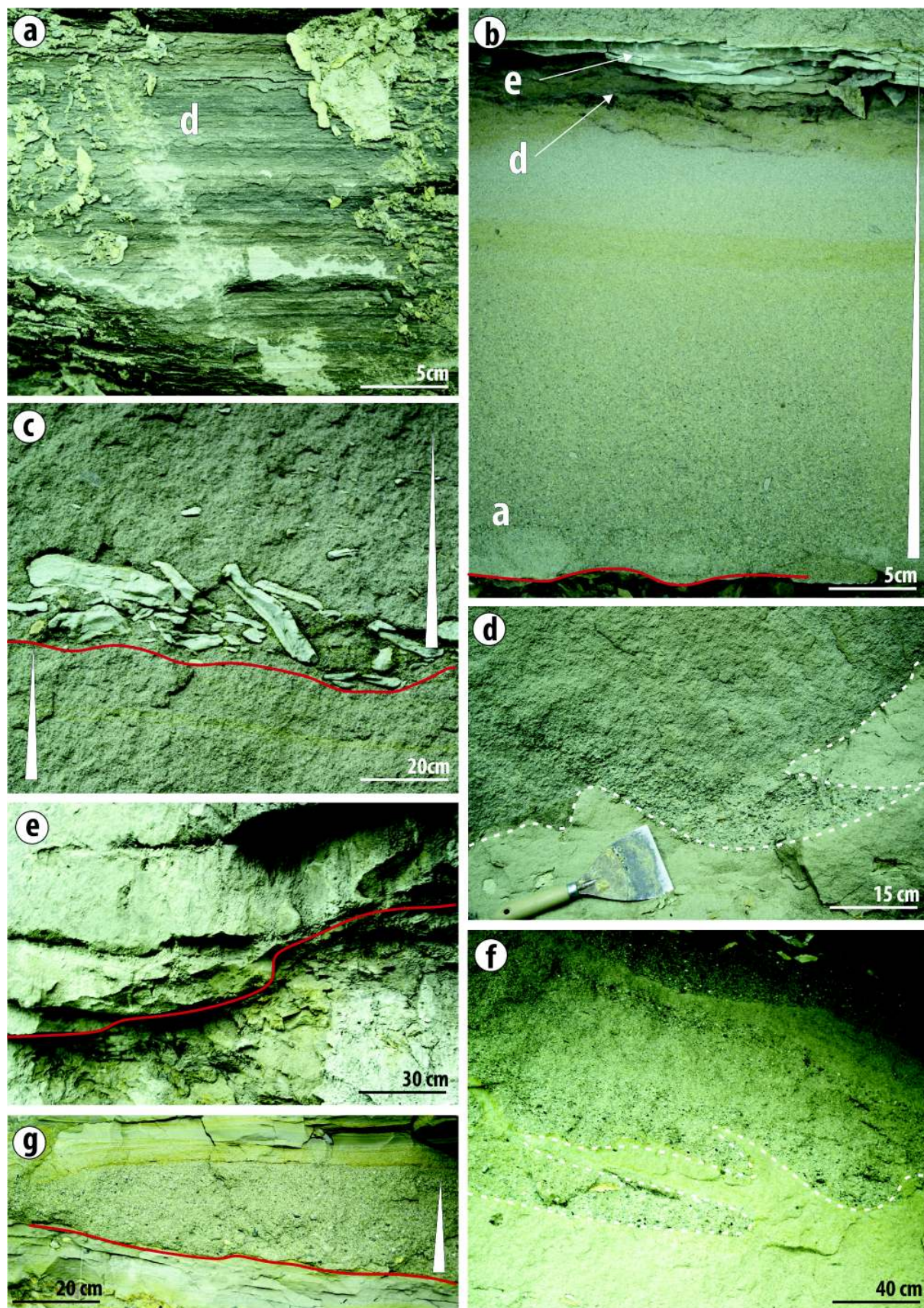
Feltárások bemutatása

Firtosmartonosi feltárás

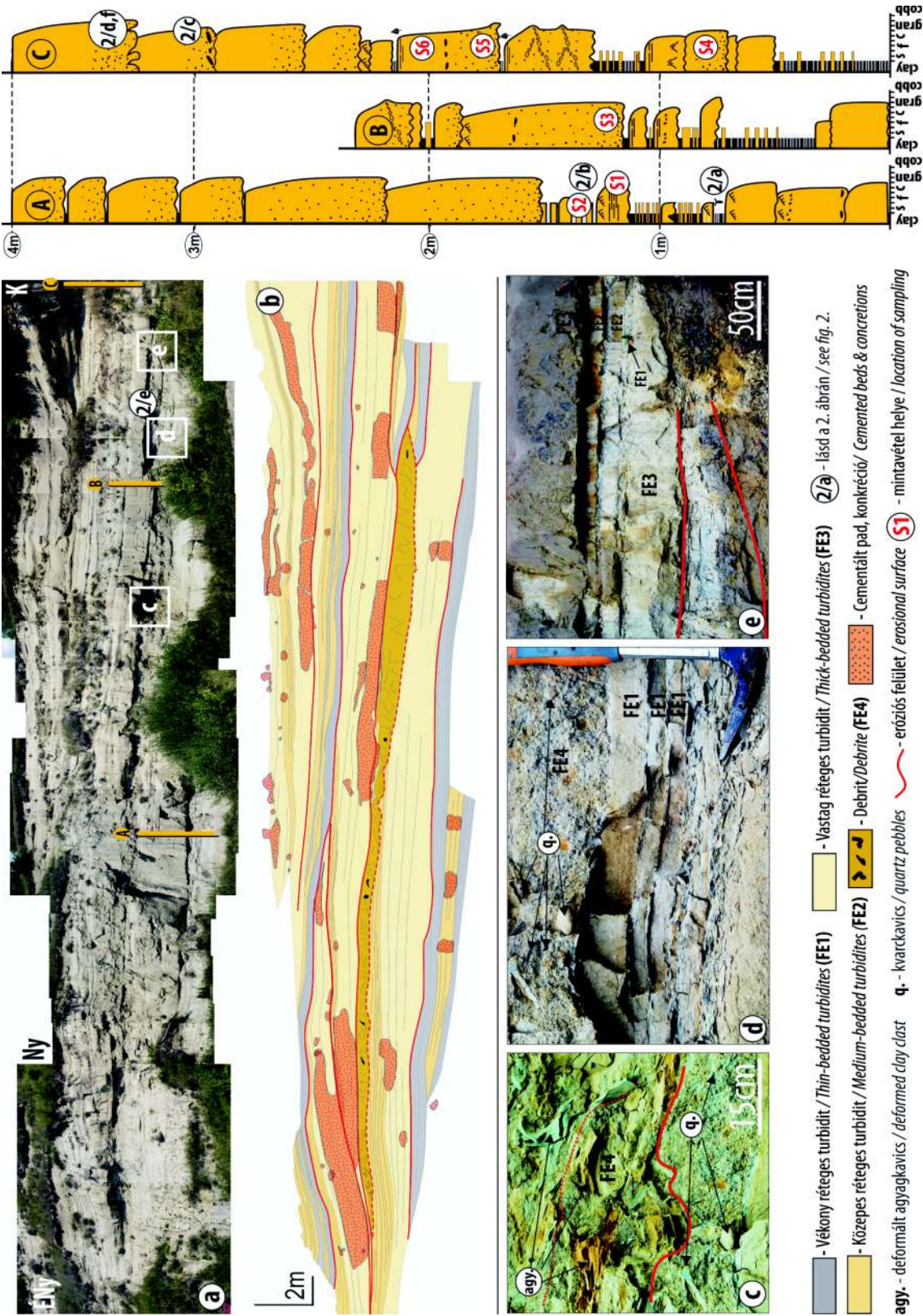
(46°24'19.08"N, 25°4'25.73"E)

A több mint 200 m hosszú és legalább 15 méter magas feltárás nagyon látványosan mutatja be a pannóniai mélyvízi üledékek jellegzetes szedimentológiai tulajdonságait (3. ábra, a).

A feltárásban megfigyelhető markáns, 1–2 m reliefű eróziós felületek különböző vastagságú agyag, homokkő és konglomerátum-összleteket választanak el egymástól. Az eróziós felszínnek lemetszik az egységek felső részét, a felületre pedig a következő egység rétegei rálapolódnak. A



2. ábra. A firtosmartonosi feltárásban megfigyelt jellegzetes üledékszerkezetek: a) lemezes agyag és közetliszt, (d) tag; b) eróziós felszínre települő T(a, d, e) turbidit; c) imbrikált agyagkavicsok (a) tagban; d), f) láng- és labdaszerkezetek; e), g) eróziós felületre települő közepes és vastagréteges turbiditek
Figure 2. Sedimentary structures in the Firtánus outcrop: a) laminated clay and silt (d) member; b) erosional based T(a, d, e) turbidite; c) imbricated clay clasts in (a) member; d), f) flame structures; e), g) medium and thick bedded turbidites on erosional surface



I. táblázat. A különböző fácies együttesekből származó minták szöveti jellemzői, valamint a homokkő komponenseinek mennyiségi arányai a pontszámlálás alapján

Table 1. Textural characteristics of samples from different facies associations and proportions of components of the sandstone according to the point count data

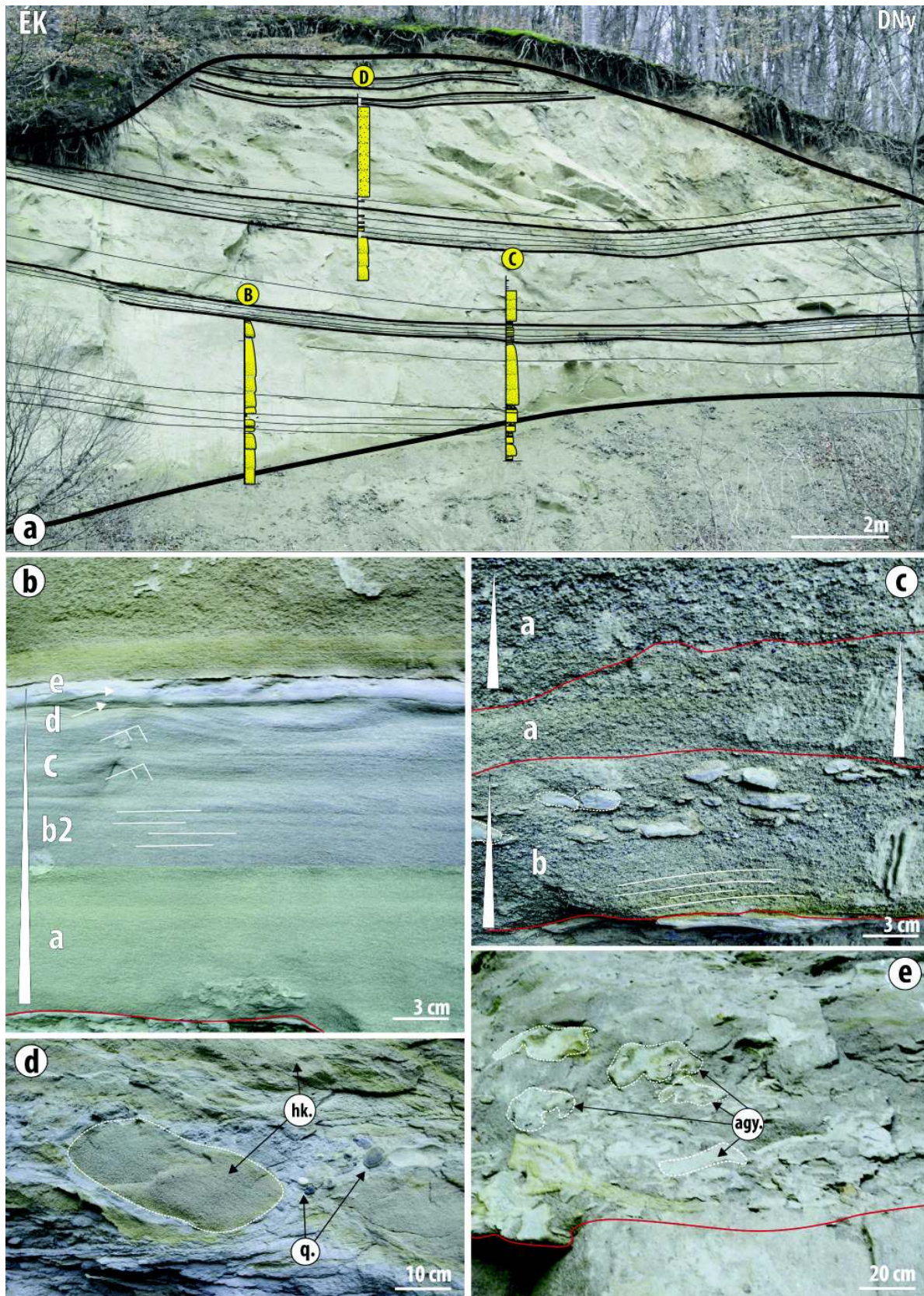
JELLEMZÉS	FE1		FE2				FE3					
Mintasám	S2		S4		S1		S3		S6		S5	
Szemcseméret	finomszemcsés		nagy-, közepszemcsés		közép-, aprószemcsés		apró-, finomszemcsés		közép-, aprószemcsés			
Osztályozottság	közepes		gyenge		gyenge, közepes		gyenge, közepes		gyenge, közepes			
Szemcsealak	szögletes		szögletes, nagyobb szemcsék lekerekítettek				szögletes, nagyobb szemcsék enyhén kerekítettek					
Megjegyzés	csillám gazdag		gyakori szemcsebevonó cement				karbonát-cement					
PONTSZÁMOLÁS	2. a.	2. b.	4. a.	4. b.	1. a.	1. b.	3. a.	3. b.	6. a.	6. b.	5. a.	5. b.
Kvarc	22	26	32	34	32	27	20	19	23	23	28	29
Földpát	9	8	11	9	12	11	12	10	13	11	9	9
Közettermelék-szemcsék (egyéb)	29	28	35	39	26	33	36	42	39	32	24	28
Közettermelék szemcsék (karbonát)	9	4	8	5	6	6	9	5	13	10	15	12
Porozitás	20	21	8	6	15	15	<1	<1	12	16	15	14
Mátrix	3	6	4	6	3	3	0	1		5	3	3
Kalcitcement	4	3			3	3	11	14	<1		3	3
Ásványhelyettesítő kalcit							12	9				
Csillám	4	3	2	1	3	1	<1	<1	<1	3	3	2
Összesen	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Kvarc%	32	39	37	39	42	35	26	25	26	30	37	37
Földpát%	13	13	13	10	16	15	16	14	15	14	11	12
Litoklasztok%	55	48	50	51	42	50	58	61	59	55	51	51

rétegsorok egy része felfele vastagodó homokrétegekből épül fel. Ezek alját 2–3 m vastag, az FE1-be sorolható homokréteg alkotja, erre maximum 1 m vastagságú FE2 települ, majd ezt követik a vastagpados homokkővek (FE3). A felfele vékonyodó rétegsor esetében, az eróziós felszínre FE3 települ, majd ezt követik a közepes- (FE2) és a vékony- (FE1) réteges homokkővek. Előbbiből három, míg utóbbiból négy található meg a feltárásban. Továbbá egy kb. 1 m vastagságú konglomerátumréteg is megfigyelhető, talpa ennek is eróziós (3. ábra, b).

A feltárásban számos helyen megjelennek cementált részek (3. ábra, b). Ezek nagy részét a rétegekkel párhuzamos, akár több réteget is érintő, nagy kiterjedésű cementált padok alkotják. A padokhoz képest alárendelt mennyiségben és jóval szerényebb méretben (10–50 cm átmérő) jelennek meg a közel izometrikus konkréciók. A cementált részek látszólag az agyagos, illetve agyag mátrixú konglomerátum-horizontok közelében, a kis szemcseméretű részek között jelennek meg.

Kismedeséri feltárás (46°22'47.92"N, 25°2'27.52"E)

A Gagy-patak mellett, a szénégető telep szomszédságában, a firtosmartonosi feltárástól 3,7 km-re, a kb. 25 m széles és 15 m magas pannóniai feltárás üledékei már távolról is különbséget mutatnak a fentiekben bemutatott, eróziós felszínnel tagolt üledéksortól. A párhuzamosan települő 2–3 m vastag homokkőpadok a feltárás léptékében vastagságtartóak, a padok közé jóval vékonyabb homok- és agyagrétegek váltakozásából álló egységek települnek, melyek vastagsága 0,5–1 m között változik (4. ábra, a). Közlebről megvizsgálva azonban láthatjuk, hogy a vastag homokkőpadokat az FE3 homokrétegei alkotják. A rétegek vastagsága 0,5–1 m között változik, a réteghatárok sokszor összeolvadnak, ilyenkor csak a szemcseméret változásából következtethetünk az eredeti rétegvastagságra. A padok között az FE1 és az FE2 fáciesegyüttes vékony, illetve közepes vastagságú homokkővei figyelhetőek meg. A markáns erő-



4. ábra. a) A kismedeséri feltárás középső lebenyére jellemző párhuzamos homoktestek (FE2, 3), valamint a homoktesteket elválasztó agyagos rétegei (FE1). b) normál gradált turbiditréteg, szerkezetmentes (a), síklemezes (b-2), keresztlemezes (c), kőzetlisztes (d), valamint az agyagos (e) tagokkal; c) agyagkavicsos (b2) és szerkezetmentes (a) tagok; d), e) agyag-, homokkő- és kvarckavicsokat tartalmazó debrite a firtosmartonosi feltárásból

Figure 4. a) Inner lobe continuous sand bodies (FE2, FE3) and mud layers (FE1) of Medi oru Mic. b) normal graded turbidite, with structureless (a), plane laminated (b), cross-laminated (c), silt (d), and mud (e) members; c) plane lamination with mud clasts (b2) and structureless (a) members; d), e) mudclasts, sandstone clasts and quartz pebbles in a debrite from Firtănuș

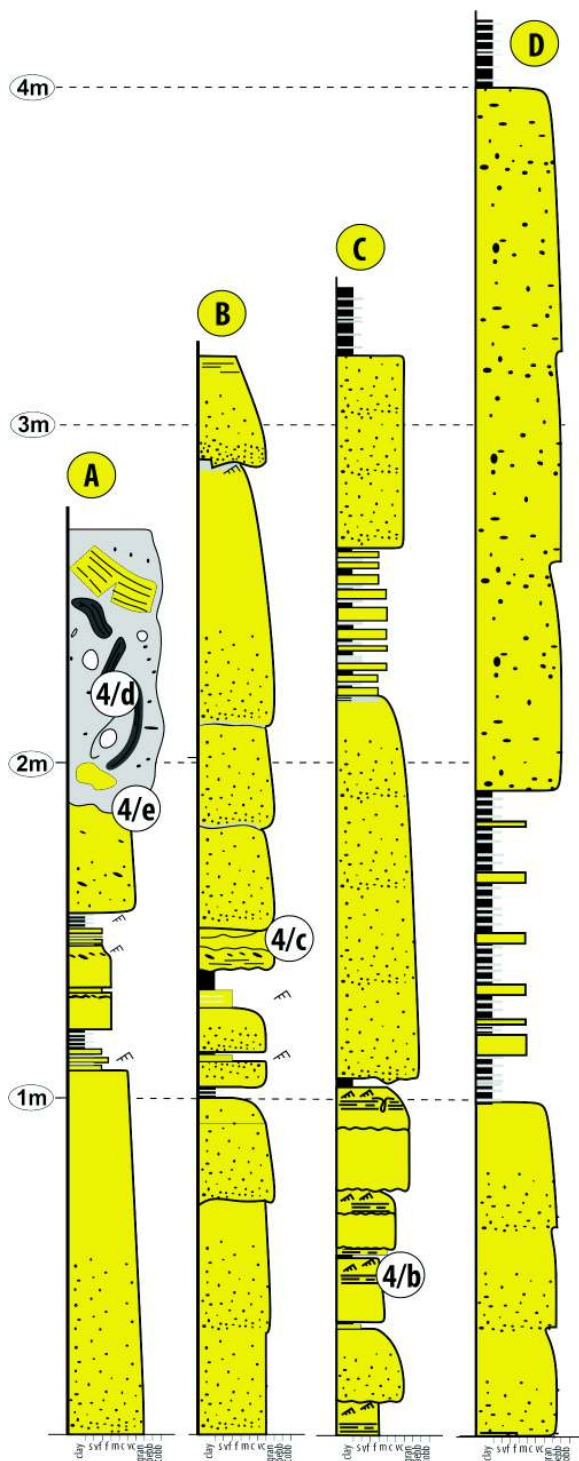
ziós felületek hiányoznak a rétegsorból, ugyanakkor kisebb amplitúdójú felszínek az FE2 és az FE3 rétegek talpán megjelennek. A feltárás északkeleti oldalán egy több homokkőrétegbe is belevágó eróziós felszínre települő, a FE4-be tartozó konglomerátum figyelhető meg (4. ábra, d, e; 5. ábra, A). A kb. 3 m vastag, durvaszemcsés üledék alatt és felett szintén homokkőrétegek találhatóak, a konglomerá-

tum oldal irányban kb. a feltárás 1/3-nál kiékelődik. Ellenében a firtosmartonosi feltárással, itt nem találtunk cementált padokat, illetve nagyméretű konkréciókat, kisebb méretűek is csak elvétve jelennek meg.

Petrográfiai megfigyelések

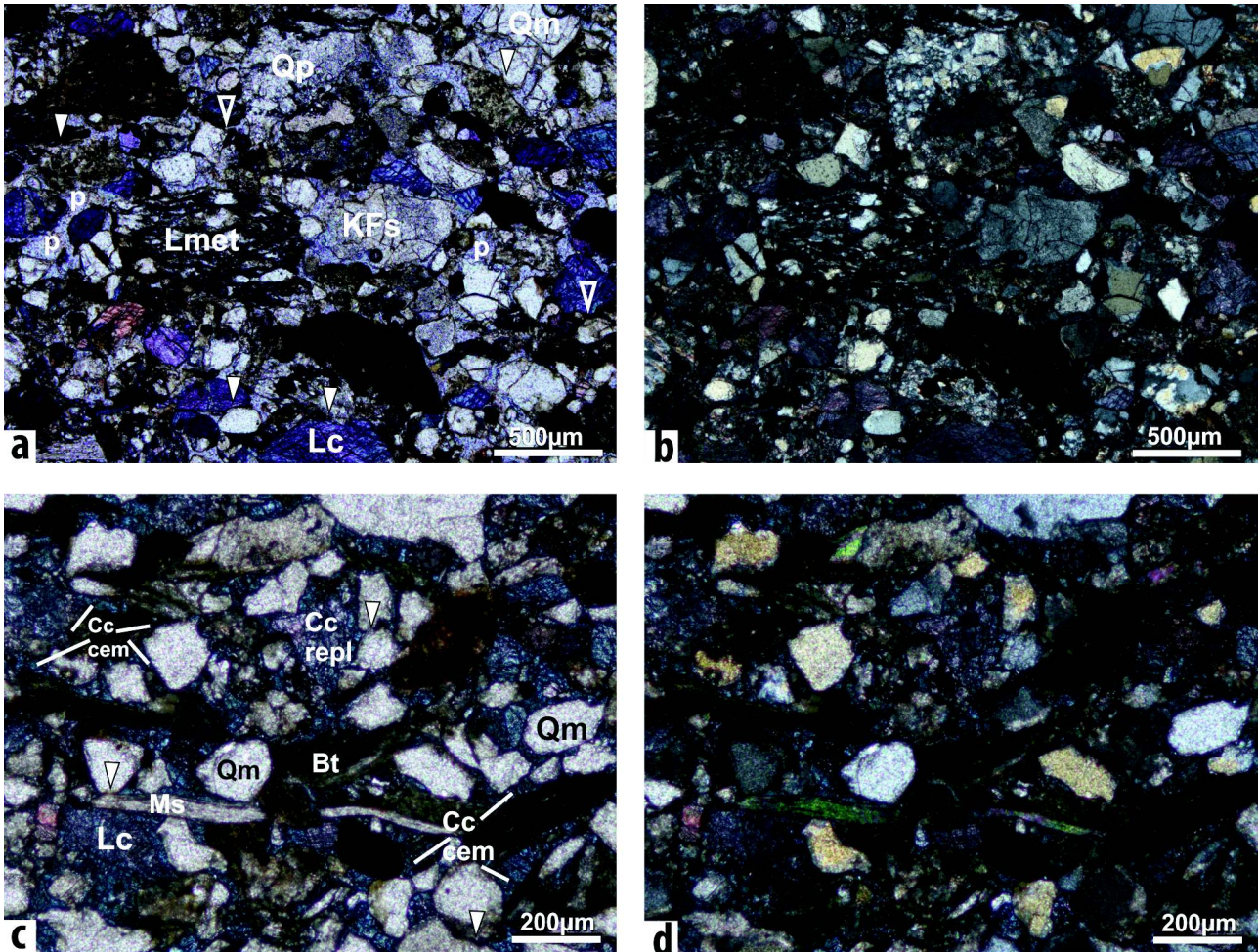
Petrográfiai elemzésre a firtosmartonosi feltárás különböző fáciesegyütteseiből választottunk mintákat, mivel ezek reprezentálják mindkét feltárás fáciesegyütteseit. A pontszámolás alapján a vizsgált minták közettörmelékes homokkövek, átlagos összetételük $Q_{34}F_{13}L_{53}$, ahol Q a kvarc, F a földpátok, és L a közettörmelékszemescsék arányát jelzi (cf. FOLK 1968). A szemcseméret finom–durvaszemcsés homok, amely ritkán tartalmazhat aleurit, illetve finomszemcsés konglomerátum-betelepüléseket. A vázalkotó szemcsék általában gyengén vagy közepesen osztályozottak, enyhén lekerekítettek vagy szögletesek. A leggyakoribb törmelékes ásványszemcsé a kvarc (19–34%), mely monokristályos és polikristályos formában egyaránt megjelenik (6. ábra, a, b, c, d). A monokristályos kvarc általában egyenes, ritkábban hullámos kioltást mutat. A földpátok 8–13% közötti arányban jelennek meg, a káliföldpátok gyakoribbak a plagioklászoknál. A metamorf és magmás, illetve vulkáni közettörmelék szemcsék aránya 24–42% között mozog. Előbbieket a kvarcitok és a muszkovitos csillámpalák (6. ábra, a, b), utóbbiakat pedig a savanyú magmás és vulkáni kőzetek képviselik. Az üledékes közettörmelék-szemcsék közül a karbonátok gyakoriak (pl. durvakristályos mészkő, mikrit, dolomit), de kalcittal cementált kvarchomokőszemescsék is előfordulnak. Karbonát anyagú bioklasztok közül a molluszkák váztöredékei jellemzőek. A karbonát anyagú vázalkotó szemcsék aránya 4–15%. A Dickson-féle oldattal való festés eredményeképp a durvakristályos mészkőtörmelékek lilára, a bioklasztok pedig rózsaszínre színeződtek, tehát előbbieket vastartalmú, utóbbiak vasmentes kalcitból állnak (6. ábra, a, b). A szemcsé-érintkezések leggyakrabban vonalszerűek, ritkábban pont-határok. Gyakran megfigyelhető a csillámok elhajlása, valamint a rideg szemcsék (pl. kvarc) benyomódása a képlékeny szemcsékbe (pl. mállott közettörmelék-szemcsék). Nyomási oldódásra utaló jelek a kvarc-szemcsék határán azonban csak ritkán figyelhetők meg.

A legfontosabb diagenetikus ásványok a vas-oxi-hidroxidok, földpát, kvarc, valamint a különféle karbonátok. A plagioklász és káliföldpátszemcsék körül gyakran megjelennek vékony továbbnövekedési cementek, amelyeket vékony agyagbevonat választ el az elsődleges törmelékes szemcséktől. A kvarc-szemcsék gyakran euhedrális lapokkal határoltak, amelyek szintén továbbnövekedési folyamatra utalhatnak. A vas-oxi-hidroxidok szemcsébevonó cementként jelennek meg a karbonát anyagú törmelékes szemcsék körül. Sokszor megfigyelhető, hogy az ilyen bevonattal rendelkező szemcsék vonalhatárral érintkeznek egymással és a többi szemcsével (6. ábra, a, üres nyilak). A törmelékes dolomitszemcsék körül néha továbbnövekedés figyelhető



5. ábra. A kismesdeséri feltárás szedimentológiai szelvényei, bejelölve rajtuk a 4. ábrán látható képek pontos helyei

Figure 5. Sedimentological logs from Medí oru Mic outcrop, location of photos from Figure 4 indicated



6. ábra a), b) Közepesen érett, rosszul osztályozott, nagyszemcsés, közettörmelékes homokkő, a szemcsék gyengén kerekítettek (KE-10 minta). A karbonátörmelék-szemcsék (Lc) lilára festődtek, ami vastartalmú kalcit összetételre utal. A szemcséközi porozitás (p) halványkék színnel látható. A függőleges kitöltött nyilak a fizikai kompaktáció irányát, illetve az ennek eredményeképpen kialakult vonalszerű szemcsehatárokat jelzik. Az üres nyilak, a karbonát szemcsék körül található vas-oxid cementeket mutatják. Egy nikollal (balra) és keresztezett nikollokkal (jobbra) készült kép. c), d) Közepesen érett, közepesen osztályozott, apró-középszemcsés, közettörmelékes homokkő (KE-6 minta). A karbonátörmelék-szemcsék (Lc) lilára, az ásványhelyettesítő (Cc repl) és cement kalcit (Cc cem) pedig kékre festődött. A függőleges nyilak a fizikai kompaktáció irányát, illetve az ennek eredményeképpen kialakult vonalszerű szemcsehatárokat jelzik. A kalcit cementáció a minta porozitását minimálisra csökkentette. Egy nikollal (balra) és keresztezett nikollokkal (jobbra) készült kép

Figure 6. a), b) Submature, poorly sorted, subangular, medium-grained, litharenite (sample KE-0). Carbonate rock fragments (Lc) stained purple, which shows indicating that the grains are iron bearing calcite. Intergranular porosity (p) is shown in pale blue color. Vertical arrows show the direction of the physical compaction that also produced the linear grain contacts. Empty arrows show grain coating iron oxide hydroxide cements around carbonate lithoclasts. Left with plane polarised light, right with crossed polars. c), d) Submature, moderately sorted, medium-grained sandstone (KE-6 sample). Carbonate rock fragments (Lc) stained purple, replacive calcite (Cc repl) and calcite cement (Cc cem) stained blue. Vertical arrows show the direction, and the linear grain contacts created by physical compaction. Left with plane polarised light, right with crossed polars

meg. A legnagyobb mennyiségben előforduló diagenetikus ásvány a kalcit, mely ásványhelyettesítő és cement formában is megjelenik (6. ábra, c, d). A Dickson-féle oldattal való festés során kék színűre változott, ami vastartalomra utal.

Az ásványhelyettesítő kalcit a vázalkotó szemcsékhez hasonló méretű és alakú területeken jelenik meg és különféle szemcsék kisméretű maradványait tartalmazza, pl. karbonát törmelék-szemcsék, kvarc, földpátok. A kalcitcement általában nagyméretű (néhányszor 100 mikrométer) kristályokat alkot és a rendelkezésre álló összes pórusteret kitölti, minimálisra csökkentve így a képződmény porozitását. A diagenetikus kalcit ránó a fizikai és

kémiai kompaktáció által létrehozott szemcsehatárookra, a törmelékes szemcsék körül megjelenő vas-oxid cementekre, valamint a földpát és kvarc továbbnövekedési cementekre és az ásványhelyettesítő kalcitra is (6. ábra, c, d). A vizsgált minták agyag- és mátrixtartalma alacsony, viszont gyakoriak a plasztikus szemcsék (mállott közettörmelék-szemcsék, csillámok), amelyek benyomódnak a ridegebb szemcsék közötti pórusterbe, pszeudomátrixként viselkedve (6. ábra, a)

A vizsgált kőzetek porozitása 1–21% között változik, leginkább szemcséközi pórusokból áll, viszont másodlagos pórusok is megfigyelhetők bizonyos instabil szemcséken belül.

Kis sűrűségű és nagy sűrűségű zagyárák, törmelékfolyások

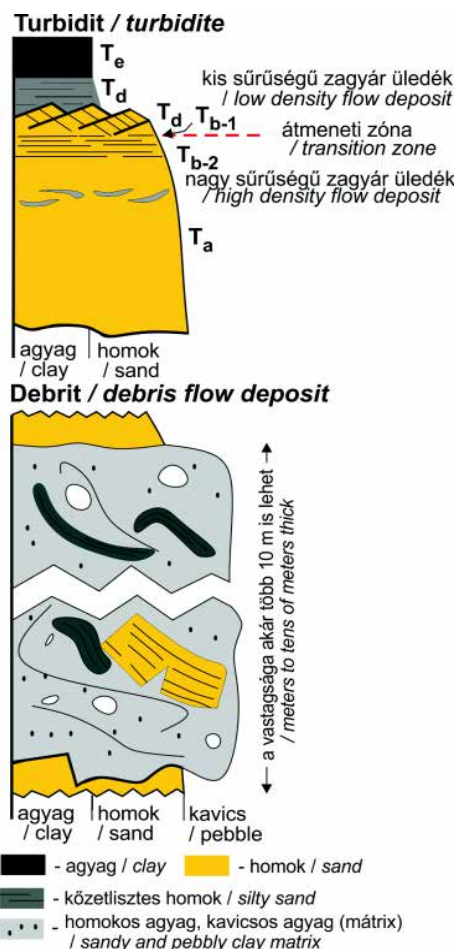
A gravitációs tömegmozgások által áthalmozott üledékek osztályozásának alapjául egyrészt az áthalmozás folyamatának fizikai paraméterei szolgálnak — ilyen az áramlás típusa, a szemcsék közötti kölcsönhatások vagy az áramló közeg sűrűsége — másrészt pedig a szemcsék mérete, a különböző méretű frakciók aránya az áramló közegben. A turbiditék osztályozásának egyik leginkább elfogadott módja az áramló közeg sűrűségén alapul. A TALLING et al. (2012) által készített összefoglalás a gravitációs tömegmozgások osztályozásánál figyelembe veszi az áramlás típusát (turbulens, vagy lamináris), valamint a szemcsék közötti kohéziót, amelyekre az üledék fáciesvizsgálatából következtet (7. ábra). Ezeket és BOUMA (1962) klasszikus tagok szerinti felosztását alapul véve elkülönít gyengén kohézív törmelékfolyást, erősen kohézív törmelékfolyást, nagy sűrűségű zagyárat, kis sűrűségű zagyárat, valamint tisztán agyagos zagyárat.

Törmelékfolyások esetében a mozgásban levő különböző méretű szemcsék kohézív tömegként mozognak, az ülepedés során a különböző frakciók nem különülnek el (MIDDLETON & HAMPTON 1973, IVERSON 1997), ezért az üledékben nem látunk normál gradációt. További sajátosságai ennek a gravitációs tömegmozgásnak a gyors befagyás és az üledékszerkezetek hiánya. Ezekkel a tulajdonságokkal rendelkezik a FE4, ahol a rendszer hirtelen befagyásának következtében a rosszul osztályozott szemcsék mindenféle gradáció nélkül őrződtek meg a rétegsorban (5. ábra, A szelvény). Továbbá a fáciesegyüttesben megfigyelhető kaotikus osztályozottság és a meggyűrt agyagklasztok a befagyás folyamatát őrizték meg (3. ábra, c; 4. ábra, d, e). Ilyenkor először a törmelékfolyás frontja, illetve a szélei dermednek meg, a központi része pedig továbbra is folyik (MIDDLETON & HAMPTON 1973), az ebből adódó konzisztenciakülönbség hatására pedig a mátrixban úszó képlékeny agyagklasztok meggyűrnődnek, elnyíródnak (3. ábra, c).

Ezzel szemben a zagyáráknál a zagyafelhőből a szemcsék csökkenő szemcseméretben „rétegről rétegre” ülepednek ki. TALLING et al. (2012) szerint a zagyáráknak van egy nagy és egy kis sűrűségű része, a nagy sűrűségű részt képviseli a síklemez (b-3), a szerkezetmentes (a) és a síklemez, agyagkavicsos (b-2) tag. A legalsó (b-3), sodrási szőnyegből (*traction carpet*) ülepedő tag nem jelenik meg a feltárásainkban. Az (a) tag nem tartalmaz üledékszerkezeteket és alacsony az agyagtartalma (cf. SYLVESTER & LOWE 2004; TALLING et al. 2007). A szerkezetmentes homok a zagyárból való gyors, nagyon sűrű kiülepedés és felhalmozódás során alakul ki (KUENEN 1966, MIDDLETON & HAMPTON 1973). A (b-2) az (a) fölött jelenik meg, a szemcsék a zagyár alján a még mindig nagy koncentrációjú sodrási szőnyegben helyezkednek el, ahol kialakul a síklemezesség. Szemcsemérete esetünkben közép–nagy szemcsés homok és gyakran tartalmaz agyagkavicsokat (2. ábra, c; 4. ábra, c), amely a nagy energiára utal.

Az erre települő (b-1), (c), (d) és (e) tagok képviselik a

zagyár kis sűrűségű részét (7. ábra). A (b-1) síklemez tagot tekintjük a klasszikus Bouma (b) tagnak (TALLING et al. 2012). Ez egy kis amplitúdójú réteghullám ('bed wave'), amely kis sűrűségű áramlásban alakulhat ki. A (b-2) tagtól szemcsemérete és jobb osztályozottsága különbözteti meg,



7. ábra. Elvi szedimentológiai szelvény TALLING et al. (2012) alapján módosítva

Az ábrán az (a) és (b-2) tagok a nagy sűrűségű, (b-1) az átmeneti, a (c), (d), (e) tagok a kis sűrűségű zagyárák üledékének szedimentológiai jellegét mutatják be. A zagyárában az áramlás intenzitásának csökkenésével előbb az (a) és a (b-2) tagok ülepednek ki a zagyából. A nagy sűrűségű fenékáramlások vonzó hatása a homokszemcsék egymással ittközve haladnak és halmozódnak át. A (c) és a (d) tagok a higabb, apróbb szemcséket szállító, már teljesen turbulens áramlásból ülepednek, ugyanakkor itt még érvényesül a fenékáramlás hatása is. Az (e) tagot alkotó agyagszemcséket a telített hig fluidum turbulenciája szállítja. A törmelékfolyás esetében az áramlás belső felhajtóereje és kohéziója olyan nagy, hogy a mozgásban levő üledék egészen a rendszer teljes befagyásáig képes az extra nagy szemcsék szállítására, ezért nem látunk normál gradációt a debritisben

Figure 7. Conceptual sedimentological log after TALLING et al (2012) showing the characteristic sedimentary features of sediments that result from high to low density turbidity currents and debris flows

The (a) and (b-2) members are the products of a high density turbidity current, (b-1) is the transitional flow, and (c), (d), (e) members are made by low density currents. As the current is decelerating, deposition from traction carpet at high sediment fallout rate (a) is followed by traction carpet deposition and hindered settling (b-2). Low amplitude bed waves create finer (b-1) lamination, dilute flows deposit cross-laminated sand (c) and planar laminated silt (d). Mud is deposited from a dilute flow via floc settling. In the case of cohesive debris flows, outsize clasts are transported until en masse freezing, hence there is no normal grading

a (b-1) finom–aprószemcsés homok és folyamatosan fejlődik ki belőle a keresztlemezesesség. A keresztlemezes (c) (4. ábra, b) egy teljesen turbulens szuszpenzióból ülepedik ki (WALKER 1965, ALLEN 1982). A benne megjelenő konvolúció egyrészt a gyors üledékképződésre, másrészt a finom szemcsékből adódó rossz permeabilitásra is utal, ugyanis a pórusokból távozó víz a szabad áramlási út hiányában deformálja az üledéket (MIDDLETON 1970). További jele a gyors üledékfelhalmozódásnak és bőséges üledékutánpótlásnak a kúszó keresztlemezesesség, amely szintén a (c) tagban figyelhető meg (KUENEN & HUMBERT 1969). A lemezes finomhomokból és kőzetlisztből álló (d) tag átmenetet képvisel a keresztlemezes homok (c) és az agyag (e) között (2. ábra, b; 4. ábra, b). A (d)-t létrehozó hidrodinamikai folyamatokat még nem értjük világosan (TALLING et al. 2012). A tagok sorát lezáró (e) agyag kialakulása nem olyan egyértelmű, mint ahogyan első megközelítésben gondolnánk. Fontos hangsúlyozni, hogy a turbiditok esetében megjelenő (e) agyag nem azonos az áramlások szünetében a tengervízből kiülepedő hemipelágikus agyaggal. Utóbbiban általában gazdag mészvázú mikrofauna jelenik meg (WYNN et al. 2002, AMY et al. 2006), míg a turbiditfedő agyagok esetében magas a terrigén eredetű szervesanyag-tartalom (HESSE 1975, PIPER 1978). Tehát az (e) agyagok is valamilyen üledékszállításához köthetők, a nálunk megfigyelhető néhány 10 cm vastag lemezes (e-1) tag esetében az agyagpelyhek és a kőzetlisztszemcsék egy kis sűrűségű turbulens oldatban szállítódnak, a kisebb és nagyobb szemcsék szétválva ülepednek ki a zagyából.

Figyelembe véve a szedimentológiai bélyegeket, az FE1, FE2 és FE3 fáciesegyüttes üledékeit kis és nagy sűrűségű zagyarak termékeinek gondoljuk. A vékonyréteges turbiditok (FE1) jelentős része kis sűrűségű, kis térfogatú zagyarakból ülepedett ki. A közepes vastagságú turbiditok (FE2) olyan zagyarak termékei, amelyek alsó-elülső része nagy sűrűségű volt, a hátsó része kis sűrűségű. A vastagréteges turbiditok (FE3) nagy sűrűségű, nagy energiájú zagyarakból ülepedtek ki, amelyek megérkezésükkor képesek voltak erodálni. A kis sűrűségű része a zagyaraknak továbbhaladt, ezen a helyen alig ülepedett. Mind a firtosmartonosi, mind pedig a kismedeséri feltárásban megfigyelhető mátrixvázú konglomerátumot törmelékfolyás termékének, azaz debritnek gondoljuk.

Üledékképződési környezet

Firtosmartonos

A feltárásban megfigyelhető vastagréteges, durvaszemcsés turbiditok a zagyár nagy sűrűségű részéből ülepedtek ki, erre utalnak a fáciesegyüttesben megjelenő (a) és (b) tagok. A zagyár kis sűrűségű része az üledékképződés e szakaszában valószínűleg továbbhaladt a medence központi része felé, hisz ebben az alsó szakaszban kivétel nélkül csak a nagy sűrűségű tagok maradtak meg. Ugyanakkor az egységen belül valószínűleg ekkor volt a terrigén üledék

utánpótlás maximuma. További bizonyítékok a nagy mennyiségű, gyorsan felhalmozódó üledékre a feltárás felső részén megjelenő lág- és labdaszerkezetek (3. ábra, C szelvény felső szakasza). Később, a szállított üledék mennyiségének csökkenésével a zagyár kis sűrűségű része is ki tudott ülepedni ezen a helyen, ekkor alakultak ki a vékonyréteges turbiditok, ezek egyben az egységet is zárják. A vékonyodó üledéksor erózió általi megcsönkítése újra felélénkülő üledék-utánpótlásra utal. Az áramlás energiájának változása is hasonlóképpen értelmezhető, ugyanis az egységek mindig egy markáns eróziós felületre települnek, ez a felület pedig gyakran az előző ciklus középső tagjáig erodál. Ezután az erózió mértéke folyamatosan csökken, minimumát az FE1 képződésekor éri el, a vékonyréteges turbiditok már nagyon kis reliefű eróziós felületekre települnek. Ugyanakkor, eróziós felszínre vékonyréteges turbidit is települhet: a feltárás felső részében a panoráma teljes szélességében, és a debrit keleti elvégződésénél alatta és felette is megfigyelhető a jelenség. Ennek egyik oka lehet az, hogy az áramlás nagy sűrűségű része tovább haladt, egy másik lehetséges magyarázat pedig az, hogy a nagy sűrűségű rész, valahol a feltáráson kívül oldalirányban vékonyréteges turbiditba vált át. A feltárásban megjelenő törmelékfolyás egy ritka nagy energiájú eseményhez köthető, ezt bizonyítja az eróziós talpa.

Az üledékképződési környezet pontosabb definiálásához azonban kulcsfontosságú az eróziós felületek vizsgálata. Azok szélessége, mélysége, valamint összetettsége arról árulkodik, hogy a zagyarak energiája még elég nagy volt ahhoz, hogy több méter — akár agyagos — üledéket erodáljanak. Ugyanakkor mégsem látunk 10–15 m mélységű eróziós felszíneket, amelyek lejtőbe erodáló mély csatornára utalnának. A kis mélységű, nagy szélességű eróziós felszínnek valószínűleg egy nagyobb, összetett felépítésű csatorna részei. A magas homok-agyag arány, illetve a medence peremétől való kis távolság (kb. 10–20 km) arra enged következtetni, hogy a firtosmartonosi feltárás üledékei egy turbiditrendszer lejtőlábi csatornájában, vagy a lebenyen folytatódó csatornában képződtek. Feltártság hiányában ez nem dönthető el, agyagos környezet az előbbi, homokos az utóbbi erősítené meg. Az egymás fölött többször megjelenő FE3-FE2-FE1 egységek az üledékbeszállítás intenzitásának ingadozását jelölhetik. A fenti környezeti modellel magyarázható, hogy egyes esetekben miért nem látjuk a teljes üledéksort. A lejtő lábánál elhelyezkedő csatornában egy nagy tömegű és energiájú zagyár anyaga továbbhaladhatott anélkül, hogy abból bármilyen üledék lerakódott volna (*bypass*).

Kismedesér

Bár a fáciesegyüttesek hasonlóak a firtosmartonosi feltárás fáciesegyütteseivel, itt mégis a mélyvízi üledékképződési rendszer egy másik elemét látjuk. A kisebb eróziós felületek és terheléses szerkezetek mind nyugodtabb képződési körülményekről árulkodnak. Egy ilyen környezet a mélyvízi üledékképződési rendszeren belül a lebeny, ahol a

csatornákon keresztül érkező zagyarak szétterítik üledékeiket. Ezt a koncepciót erősítik az oldalirányban vastagságukat megtartó rétegek is. Az ilyen üledékképződési térszínre eljutó üledék-utánpótlás intenzitásának változása itt is szépen nyomon követhető a rétegsorban. A vastagpados homokkövek bőséges üledék-utánpótlásról árulkodnak, míg az agyagokkal sűrűn váltakozó vékony turbiditek a zagyarak gyakoriságának és intenzitásának csökkenését mutatják. Ugyanakkor, ez nem jelenti azt, hogy ekkorra a medence peremén teljesen leállt volna az üledékbeszállítás, sokkal valószínűbb az, hogy ilyenkor a lebenyek épülésének fő térszíne áthelyeződött, az üledék tömegének nagy része nem jutott el ideig, vagy áthaladt a területen és máshol rakódott le. A homokrétegek jelentős vastagsága és a magas homok-agyag arány jól mutatja, hogy Kismedesér esetében a lebeny központi része tárul fel. A feltárásban jól megfigyelhető, hogy a rétegsorban felfelé haladva a homokpadok vastagsága egyre nő, közelebről megvizsgálva a szelvényt, azt is láthatjuk, hogy a felső vastagpados egység átlagos szemcsemérete jóval durvább az alatta levő rétegeknél. Mindezek együtt utalhatnak arra is, hogy az üledék forrása „közeleddett”.

A szelvényben megjelenő konglomerátum nemcsak az üledék minőségében különbözik a feltárás többi részétől, hanem az azt létrehozó folyamat is eltérő. A mátrixvázú, nagyméretű szemcséket tartalmazó réteg felhalmozódása egyetlen eseményhez köthető. A fáciesegyüttése alapján egy nagy belső kohézióval rendelkező törmelékfolyás szállíthatta a turbiditek közé betelepülő konglomerátumot. Egy ilyen esemény kiváltó oka lehet a lejtőn, selfperemen felhalmozódott, de még konszolidálatlan üledék csuszamlása, vagy a szárazföldön csapadékos időszakban kialakuló áradások hatására hirtelen a tóba jutó nagy mennyiségű terrigén üledék. Utóbbi mellett szól a konglomerátumban megjelenő jelentős mennyiségű, nagyméretű és jól koptatott szemcsékből álló kavicsanyag, amely a tóba kerülése előtt nagy valószínűséggel folyóvízi szállításnak volt kitéve. Az elszenesedett növényi maradványok is a szárazföldi forrást erősítik meg. Ugyanakkor a szemcsék egy másik részét alkotó nagyméretű homokkő- és agyagdarabok már a medencéből származó intraklasztok. Tehát a törmelékfolyás a lejtőn végighaladva erodálta annak anyagát és az így keletkező feltépett klasztokat tovább szállította a mozgás befagyásáig.

A feltárások közti távolság (<4 km) és a szedimentológiai bélyegek hasonlósága arra enged következtetni, hogy a két üledékképződési térszín szoros kapcsolatban állhatott egymással. Ha elfogadjuk, hogy Kismedesér mellett a lebeny felső részének üledékei tárulnak fel, Firtosmartonos határában pedig egy csatorna kitöltését látjuk, könnyen elképzelhető, hogy egy lebenybe erodáló csatorna mindkét építőeleme megőrződött a feltárásokban. Bár egyértelműen nem bizonyítható, hogy a két feltárás pontosan ugyanabban a rétegtani szintben található, de az előzetes földtani adatok, és a DTM felvételek alapján kiszámítható feltárások közötti ~10 m-es szintkülönbség arra enged következtetni, hogy a két feltárás valószínűleg ugyanannak az üledékképződési rendszernek a része.

Az Erdélyi-medence keleti peremének pannóniai üledékképződési rendszere

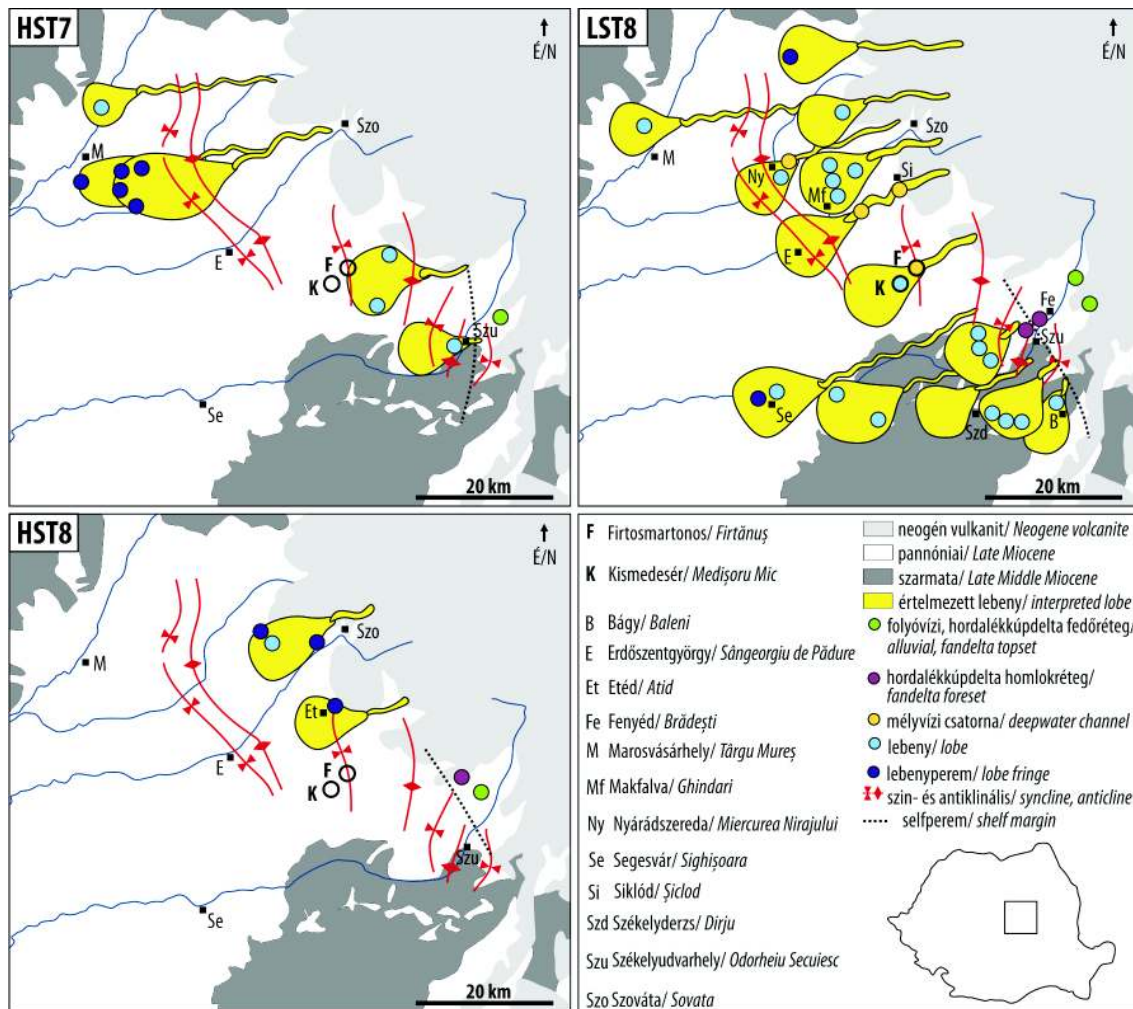
Értelmezésünk szerint a feltárások egy lebeny központi részét és az abba erodáló csatorna kitöltését képviselik. Az üledékek korának és szekvenciasztratigráfiai helyzetének megállapítását a területen található, KRÉZSEK (2005) doktori munkájában leírt feltárásokkal való összehasonlítás alapján kíséreltük meg. A feltárásaink közelében elhelyezkedő képződményeket több pannóniai rendszeregységbe sorolták (8. ábra). Keletre, illetve délkeletre az idősebb nagyvízi (HST7) lebeny, távolabb pedig folyóvízi üledékek vannak. 15–20 km-re északra Kibéd (Chibed), Makfalva (Ghindari), Nyárádszereda (Miercurea Nirajului), Nyárászentanna (Sântana de Niraj) környékén az előbbieknél fiatalabb kisvízi (LST8) lebenyek találhatóak. Közelebb, 10 km-re északra Siklód (Siclod) és Szolokma (Solocma) határában ugyanabba a kisvízi rendszeregységbe sorolt csatornakitöltések tárulnak fel. Délebbre Mogyorós (Alunis), Muzsna (Mujna), Székelyderzs (Dirju), Bágy (Baleni) környékén ismét LST8-ba tartozó lebenyeket írtak le. Ezekről nyugatra, egészen Segesvárig (Sigisoara) megtalálhatóak hasonló képződmények.

A területen szerkezetileg egy É–D tengelyű szinklinális húzódik (8. ábra), melynek magjában találhatóak a vizsgált firtosmartonosi és kismedeséri feltárások és az északi LST8-as lebenyek is. A redő szárnyában pedig az idősebb HST7 bukkan ki (8. ábra, a). Ez a települési sorrend jól megfigyelhető az ÉK–DNy irányú szeizmikus szelvényeken is (KRÉZSEK 2005). Ezek alapján úgy gondoljuk, hogy az általunk vizsgált feltárások az LST8-ba tartoznak.

A három rendszeregység idejére értelmezett összes építőelemet felhasználva megrajzoltuk a terület ösföldrajzi képét. A lebenyek átmérőjét 10 km körülinek feltételezzük, pannon-medencei analógiák alapján (SZTANÓ et al. 2013). A HST8 alatt távolra elérő, alacsony homok-agyag arányú lebenyek képződtek. Az LST8 idejére, figyelembe véve a keleti behordási irányt, a területen több lebenyt és az azokhoz tartozó csatornákat feltételezünk (8. ábra, b). A délkeleti lebenyek esetében a zagyarak forrása a Fenyéd (Brădesti) környéki Gilbert-deltarendszer lehet, tehát a lebeny lejtőlábi helyzetben van.

Az Erdőszentgyörgy (Sângeorgiu de Pădure) környéki lebenyek is közel lehettek a lejtőhöz, mivel gyakoriak a lebenyekbe erodáló, nagy energiájú áramlások üledékét megőrző csatornák. A segesvári (Sighisoara) lebeny ezzel szemben távolabb van az üledék forrásától, a feltárásokban a homok-agyag aránya is kisebb (KRÉZSEK 2005), tehát lejtőtől elváló lebeny lehetett, amelyet agyagosabb, hatékonyabb zagyarak táplálhattak.

A későbbi nagyvízi rendszeregység idején a selfperem hátralépett, és csak egy-két lebeny üledékét láthatjuk a felszínen. Az ezt követő üledékképződés termékeit a későbbi exhumáció és a vele járó erózió eltörölte. A kőzetek betemettségét nagyjából 500 m-re becsülte SANDERS (2002) a medence keleti peremén.



8. ábra. Ösföldrajzi rekonstrukció a pannóniai rendszerjegységekről KRÉZSEK (2005) és KRÉZSEK et al. (2010) munkája alapján

A nagyvízi HST7 alatt távoli lebenyek épültek, a hordalékkúpdelta Székelyudvarhely környékén nyomozhatóak. A kisvízi LST8 alatt sok lebeny épült, amelyek tápláló csatornái is megfigyelhetők. A két vizsgált feltárást is ebbe a rendszerjegységbe illesztettük, mivel egy szinklinális magjában helyezkednek el, amiben ebbe az egységbe sorolt feltárások megtalálhatóak. A HST8 idején a selfperem hátralépését láthatjuk

Figure 8. Palaeogeographic reconstruction of the Late Miocene systems tracts based on information from KRÉZSEK (2005) and KRÉZSEK et al. (2010) HST7 shows distal lobes and fan deltas near Odorheiu Secuiesc. During LST8, many low stand lobes were built, the supplying channels are also recorded. The two examined outcrops fit into this systems tract, as they are in the core of a syncline which hosts other outcrops of this time interval. HST8 saw the retreat of the shelf margin

Diagenesztörténet

Paragenetikai szekvencia

A diagenézis homokkövekre alkalmazott tartományait (eogenezis, mezogenezis, telogenezis) MORAD et al. (2000) definíciója alapján használtuk. A vizsgált minták a diagenesztörténet korai szakaszában (eogenezis) jelentős fizikai kompakción mentek keresztül, melynek során vonalszerű szemcsehatárok kialakulása, csillámok elhajlása és egyéb képlékeny szemcsék deformációja következett be. A szemcsebevonó cementként megjelenő, jelenleg vas-oxi-hidroxid összetételű ásvány vonalhatárral érintkezik a többi szemcsével, ami alapján a fizikai kompakció előtt vagy azzal egy időben keletkezhetett. Feltételezhető, hogy ez az ásvány a karbonátszemcsék esetében sziderit, egyéb szemcsék esetében agyagásványok felszíni mállásával képződhetett (BAKER et al. 1996, MILLIKEN 2003a, LOOPE et al. 2010).

A mélyeltetődiagenézis (mezogenezis) tartományába való átlépést a kémiai kompakció által létrehozott nyomásoldódási felületek megjelenése jelzi. Ebben a zónában keletkezhetnek a plagioklász földpát és a kvarc továbbnövekedési cementek, melyek gyakran kapcsolódnak nyomásoldódási felszínhez. Ezeknek az ásványoknak a képződése általában 65, illetve 80 °C-on kezdődik (MILLIKEN 2003b, WORDEN & BURLEY 2005), azonban annak bizonyítására, hogy a képződés valóban elérte ezt a hőmérsékletet, további vizsgálatok szükségesek (pl. SEM, fluidzárvány-vizsgálatok). A vizsgált minták kompaktáltsága (rideg szemcsék közötti vonalhatárok gyakorisága, képlékeny szemcsék deformációja) alapján valószínűsíthetjük, hogy legalább 500 m-es betemetettség érte az üledéket. Amennyiben további vizsgálatokkal kimutatható, hogy a kőzet a mezogenezis zónájára jellemző hőmérsékletre került a betemetődés folyamán, SANDERS (2002) modellje megkérdőjelezhető. A kompakciót és a medence eredeti

geometriáját figyelembe véve lehetséges, hogy a modell pontosítható.

A cementáló és ásványhelyettesítő kalcit a homokkőben szintekhez kötöten jelenik meg, ahol a képződmény porozitását minimálisra csökkentette. A kalcitcement poszt-kompakciós eredetére utal, hogy ránc a kompakció által létrehozott szemcsehatárookra.

Porozitásfejlődés

A szemcseméretet és osztályozottságot figyelembe véve, kísérleti diagramok segítségével megbecsülhető a minták kezdeti porozitása. A gyengén, illetve közepesen osztályozott, apró–finomszemcsés homokkővek esetében ez 25–30% lehetett (BEARD & WEYL 1973, EHRENBURG 1995). A kalcitot nem tartalmazó minták esetében a porozitás értéke 15–20%-ra csökkent, míg kalcittal cementált mintákban a szemcseközi térben megjelenő diagenetikus kalcit aránya ehhez hasonló értéket mutat (kb. 15%). Ebből arra következtethetünk, hogy a vizsgált minták a diagenézistörténet korai szakaszában jelentős fizikai és kémiai kompakción mentek keresztül, amely a kezdeti póruster csökkenéséhez vezetett. A kalcitcement, amely a legnagyobb mennyiségben jelenlevő diagenetikus ásvány, ezután vált ki a képződmény egyes részein (cf. HOUSEKNECHT 1987). A jelenleg rendelkezésre álló adatok birtokában nem lehet eldönteni, hogy a kalcit a mélyeltemetődés zónájában, vagy már a kiemelkedéshez kapcsolódóan keletkezett. Ennek meghatározása stabilizotóp-, illetve fluidzárvány-vizsgálatokkal lenne lehetséges.

A kiemelkedéshez kapcsolódó telogenezis során a sziliklasztos képződményekben gyakran keletkeznek másodlagos pórusok az instabil szemcsék, illetve a karbonát cementfázisok oldódásával (MORAD et al. 2000). A vizsgált mintákban megjelennek másodlagos pórusok, a kiemelkedés során keletkezett porozitás számszerűsítéséhez azonban további vizsgálatok szükségesek, hasonló képződmények fúrómagmintáin.

Szénhidrogén-rezervoár tulajdonságok

A szedimentológiai folyamatok meghatározzák a szemcseméret-eloszlást, az osztályozottságot, a rétegvastagságot, a homok-agyag arányt és azok térbeli eloszlását, így a kezdeti porozitást is. A vizsgált képződmény gyenge osztályozottságának kialakulásában valószínűleg fontos szerepe van annak, hogy rövid szállítási utat követően ülepedett le. E mellett a homokkővet változatos alakú, méretű és összetételű klasztok alkotják, melyek eltérő sűrűséggel rendelkeznek. Esetünkben a gyenge osztályozottság alacsony kezdeti porozitást feltételez. Ezt tovább rontja, hogy magas (32–52%) a litoklasztok aránya, melyek a kompakció során könnyen deformálódnak és kitöltik a szemcseközi teret, úgynevezett pszeudomátrixot alkotva, mivel fizikailag és kémiailag is instabilak (cf. GIER et al. 2008, MANSURBEG et al. 2012).

A porozitás tovább csökkenhet a különböző cementfázisok kialakulásával, melyek közül a kalcitnak volt a legnagyobb szerepe a porozitás csökkentésében. A zagyrák által létrehozott homokkővek esetében gyakori a konkrécioszerűen, vagy rétegekben megjelenő kalcitcementáció, amely a rezervoárok tagolódását okozhatja, lokálisan minimálisra csökkentve azok porozitását (HENRY et al. 1996, DUTTON 2008, LI et al. 2014). A firtosmartonosi feltárásban a kalcit cement a FE3 vastagréteges turbiditekben, alárendelten a FE2 közepes vastagságú turbiditekben jellemző, az agyagos részek közelében rétegekhez kötöten, vagy konkrécioszerűen. Hasonló esetekben az eltemetődéshez és a hőmérséklet növekedéséhez kapcsolódó agyagásvány reakciókban keletkező Ca^{2+} ionokat tartják a kalcit cement lehetséges külső forrásának (cf. DUTTON 2008, LI et al. 2014). Mivel azonban a vizsgált képződmény jelentős mennyiségű (4–15%) karbonátanyagú szemcsét tartalmaz, nem szükséges külső forrást feltételeznünk (cf. GIER et al. 2008). A rétegszerű cementáció arra utal, hogy a fluidum-áramlás a vastag rétegeket (FE3) preferálta, mivel ezekben nagyobb lehetett a kezdeti permeabilitás.

Ezen folyamatok eredményeképpen a jelenlegi porozitás 1 és 21% között változik. (1. táblázat). A legjobb porozitással a vékonyréteges homokkővek (FE1) rendelkeznek, azonban a nem cementált vastagréteges homokkővek (FE3) porozitása is elfogadható (16%), térfogatuk pedig feltárásléptékben a legjelentősebb. A kalcitcement a fő meghatározója a térbeli porozitás eloszlásának, másodlagosak az agyagrétegek, és a rétegek kiékelődése a csatornakitöltésekben. A kalcitcement tagolja, mozaikossá teszi a rezervoárt. A cementált részek arányát a készletbecslésnél is figyelembe kell venni, hiszen jelentős térfogatú homoktestek cementálódhatnak, ezáltal csökkentve a szénhidrogénnel kitölthető hasznos teret. Esetünkben a középső lebeny homokkőveit csak alárendelten érinti a cementáció, ennek megértéséhez további feltárások vizsgálatára lenne szükség.

A cementáción kívül a homoktestek közötti kommunikációt az agyagrétegek is gátolhatják (3. ábra, b). A firtosmartonosi csatornakitöltésben ilyen szerepe van az agyagmátrixú debritrétegeknek, illetve az eróziós felszínre települő vékonyréteges, agyagos turbiditeknek. A debrit viszont nem biztosít teljes zárást, hiszen egy részén az erózió beleharap, a két homoktestet összekötve. A feltárás alapján így két különálló, nem kommunikáló testet tudunk leírni. 3D-ben az eróziós felszínnek köszönhetően valószínűleg megvan az összeköttetés, de a rezervoárszintek közötti kommunikáció tekervényes lehet. A kismedeséri lebenyben a homoktestek feltárásléptékben megőrzik vastagságukat, köztük a vékonyréteges, agyagos turbiditek a testek közötti vertikális konnektivitást gátolják.

Világviszonylatban, a magas litoklaszttartalmú turbidites rezervoárok kevésbé kutatottak, az Erdélyi-medence szénhidrogén-rendszerében ezek mégis fontos szerepet töltenek be. A témában továbblépési lehetőség a lepusztulási terület megismerése és a diagenézistörténet pontosítása az Erdélyi-medencében. A litoklasztok nagyban hozzájárulnak a

kompakciós porozitásvesztéshez, így szükséges megismerni azok eloszlását, akár a beszállítás térbeli inhomogenitása, akár az eloszlást befolyásoló ülepedési folyamatok függvényében. A diagenesztörténet pontosításának egyik lehetséges módja a kalcitcementáció eredetének és hőmérsékletének meghatározása, a szénhidrogénmigrációhoz való időbeli viszony tisztázása. Ez fluidzárvány, vagy stabilizotópos vizsgálatokkal lenne lehetséges. A kalcitcementáció feltárásbeli elterjedése statisztikai módszerekkel vizsgálható. Az így kapott információk felhasználásával, numerikus modellezés segítségével, információt szerezhetünk a kalcitcement esetleges eloszlásáról és mennyiségéről, hasonló, rezervoár helyzetben levő képződmények esetében (cf. DUTTON et al. 2002). Bizonyos diagenetikus ásványok (pl. kvarc) magas betemetődési hőmérséklethez kapcsolódhatnak. Ezek vizsgálata segíthet a területen végbement erózió mértékének pontosításában.

Következtetések

Az Erdélyi-medence feltöltődésének egy kései fázisát őrzik meg a Firtosmartonosnál (Firtănuș) és Kismedesérenél (Medi oru Mic) feltároló pannóniai üledékek. A vizsgált mélytavi turbiditrendszer kiváló rezervoár analógiái lehetnek az Erdélyi-medence korábbi miocén üledékeinek, illetve akár a késő-miocén ss. Pannon-medence peremén lévő, a lokális behordáshoz közeli turbiditieknek is. Mindkét feltárás fáciesei nagy és kis sűrűségű zagyarakról, és törmelékfolyásról tanúskodnak. A kismedeséri feltárás vastagságtartó rétegei egy lebeny középső részét képviselik, amely épülése során oldalirányba odébb helyeződött. Firtosmartonosnál az eróziós felületek csatornakitöltést jeleznek, amely lejtőlábi helyzetben keletkezhetett. A két feltárás közti kis távolság miatt elképzelhető, hogy a kismedeséri lebenybe vágódott bele a firtosmartonosi csatorna. A két feltárás a KRÉZSEK (2005) és KRÉZSEK & FILIPESCU (2005) által felépített szekvenciasztatigráfiai keretbe illeszthető: az első pannóniai kisvízi rendszeregységben (LST8) foglal helyet. A Kárpátok kiemelkedése táplálta a medenceperemi hordalékkúp-deltákat és ezeken keresztül a turbiditrendszert. A forrás közelsége folytán éretlen, kőzettörmelékes homok rakódott le a

mély vízben. A lebeny- és csatornahomok szénhidrogén-rezervoár tulajdonságait mikro- és makroléptékben is elsődlegesen a szedimentológiai folyamatok, másodlagosan, ezt felülírva, a diagenézis határozta meg. Makroléptékben az üledékképződés környezetétől és folyamataitól függ a rendszerben a homok-agyag aránya, a homokrétegek oldalirányú kiékelődése, az agyagrétegek elhelyezkedése és folytonossága, ezek határozzák meg a homoktestek konnektivitását. Mikroléptékű szedimentológiai jellemző a közepes–gyenge osztályozottság és a rétegek változó szemcsemérete, amelyek a kezdeti porozitást adják meg; a litoklaszt-dús összetétel a későbbi kompakcióra van hatással. A plasztikus szemcsék fizikai kompakciója lényegesen csökkentette a képződmény porozitását. A diagenetikus ásványok nagy része csak kis mennyiségben van jelen, ezért azok nem csökkentették jelentősen a porozitást. Ugyanakkor a diagenetikus fluidum áramlását, így a kalcit cementációját is irányította a homok- és agyagrétegek elterjedése. A szintekhez kötött és konkrét szerűen megjelenő kalcitcement lokálisan az összes rendelkezésre álló pórusteret kitöltötte. A kőzetekből „kiolvasható” rezervoár tulajdonságok rávilágítanak, hogy a medencében előforduló analóg tárolók nem homogén porozitásúak. A feltárásvizsgálatok szükségesek a tárolókapacitás és konnektivitás korszerű becsléséhez.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnénk köszönetet mondani barátainknak, NAGY Orsolya Rékának és DÉNES Szilárdnak, akik a terepi munka során nélkülözhetetlen segítséget nyújtottak. Külön köszönettel tartozunk KOVÁCS Zoltánnak és SZIKSZAY Lászlónak, akik munkájuk mellett időt szakítottak kőzetmintáink és csiszolataink előkészítésére. Köszönjük bírálóinknak, BORDY Emesének és KRÉZSEK Csabának, valamint SZTANÓ Orsolya főszerkesztőnek és SZAKMÁNY Györgynek a dolgozat alapos átolvasását és a hasznos tanácsokat. SZTANÓ Orsolyának, SILYE Lórándnak és KRÉZSEK Csabának külön köszönet jár szakmai támogatásukért, és amiért bevezettek minket a pannon mélyvízbe. A tanulmány elkészülését a MAGYAR Imre által vezetett 116618. sz. NKFIH projekt támogatta.

Irodalom — References

- ALLEN, J. R. L. 1982: Structures and Sequences Related to Gravity-Current Surges. — In: ALLEN, J. R. L. (ed.): *Sedimentary Structures Their Character and Physical Basis Volume II*. 395–431, Elsevier.
- AMY, L. A., TALLING, P. J., EDMONDS, V. O., SUMMER, E. J. & LESUEUR, A. 2006: An experimental investigation of sand–mud suspension settling behaviour: implications for bimodal mud contents of submarine flow deposits. — *Sedimentology* **53/6**, 1411–1434.
- BAKER, J. C., KASSAN, J. & HAMILTON, P. J. 1996: Early diagenetic siderite as an indicator of depositional environment in the Triassic Rewan Group, southern Bowen Basin, eastern Australia. — *Sedimentology* **43/1**, 77–88.
- BEARD, D. C. & WEYL, P. K. 1973: Influence of Texture on Porosity and Permeability of Unconsolidated Sand. — *AAPG Bulletin* **57/2**, 349–369.
- BOUMA, A. H. 1962: *Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. — Elsevier, New York, Amsterdam, 168 p.

- CIUPAGEA, D., PĂUCĂ, M. & ICHIM, T. 1970: *Geology of the Transylvanian depression*. — Bucharest, Academia Republicii Socialiste Romania, 256 p.
- CLAYTON, C. 1992: Source volumetrics of biogenic gas generation. — In: VIALLY, R. (ed.): *Bacterial Gas*. Paris, Editions Technip, 191–204.
- CRANGANU, C. & DEMING, D. 1996: Heat Flow and Hydrocarbon Generation in the Transylvanian Basin, Romania. — *AAPG Bulletin* **80/10**, 1641–1653.
- DICKSON, T. 1990: Carbonate Mineralogy and Chemistry. — In: TUCKER, M. E. & WRIGHT, P. V. (eds): *Carbonate Sedimentology*. Oxford, Blackwell Publishing Ltd., 284–313.
- DUTTON, S. P. 2008: Calcite cement in Permian deep-water sandstones, Delaware Basin, west Texas: Origin, distribution, and effect on reservoir properties. — *AAPG Bulletin* **92/6**, 765–787.
- DUTTON, S. P., WHITE, C. D., WILLIS, B. J. & NOVAKOVIC, D. 2002: Calcite cement distribution and its effect on fluid flow in a deltaic sandstone, Frontier Formation, Wyoming. — *AAPG Bulletin* **86/12**, 2007–2021.
- EHRENBERG, S. 1995: Measuring sandstone compaction from modal analysis of thin sections: how to do it and what the results mean. — *Journal of Sedimentary Research* **65/2**, 369–379.
- FOLK, R. L. 1968: *Petrology of the sedimentary rocks*. — Austin, Hemphill Publishing Company, 170 p.
- GIER, S., WORDEN, R. H., JOHNS, W. D. & KURZWEIL, H. 2008: Diagenesis and reservoir quality of Miocene sandstones in the Vienna Basin, Austria. — *Marine and Petroleum Geology* **25/8**, 681–695.
- HENRY, J. P., TREWIN, N. H. & FALICK, A. E. 1996: Low-Mg calcite marine cement in Cretaceous turbidites: origin, spatial distribution and relationship to seawater chemistry. — *Sedimentology* **43/5**, 877–900.
- HESSE, R. 1975: Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. — *Sedimentology* **22/3**, 307–416.
- HOUSEKNECHT, D. W. 1987: Assessing the Relative Importance of Compaction Processes and Cementation to Reduction of Porosity in Sandstones. — *AAPG Bulletin* **71/6**, 633–642.
- IVERSON, R. M. 1997: The physics of debris flows. — *Reviews of Geophysics* **35/3**, 245–296.
- KOVÁCS, E., MAGYAR, I., SZTANÓ, O. & PIPÍK, R. 2016: Pannonian ostracods from the southwestern Transylvanian basin. — *Geologia Croatica* **69/2**, 213–229.
- KRÉZSEK, C. 2005: Sedimentology and architecture of Pannonian deposits from the eastern part of the Transylvanian Basin. Babeş-Bolyai University, Cluj-Napoca, 170 p.
- KRÉZSEK, C. & BALLY, A. W. 2006: The Transylvanian Basin (Romania) and its relation to the Carpathian fold and thrust belt: Insights in gravitational salt tectonics. — *Marine and Petroleum Geology* **23**, 405–442.
- KRÉZSEK, C. & FILIPESCU, S. 2005: Middle to late Miocene sequence stratigraphy of the Transylvanian Basin (Romania). — *Tectonophysics* **410**, 437–463.
- KRÉZSEK, C., FILIPESCU, S., SILYE, L., MATENCO, L. & DOUST, H. 2010: Miocene facies associations and sedimentary evolution of the Southern Transylvanian Basin (Romania): Implications for hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology* **27**, 191–214.
- KUENEN, P. H. H. 1966: Experimental Turbidite Lamination in a Circular Flume. — *The Journal of Geology* **74/5**, 523–545.
- KUENEN, P. H. & HUMBERT, F. L. 1969: Grain size of turbidite ripples. — *Sedimentology* **13/3–4**, 253–261.
- LI, Q., JIANG, Z., LIU, K., ZHANG, C. & YOU, X. 2014: Factors controlling reservoir properties and hydrocarbon accumulation of lacustrine deep-water turbidites in the Huimin Depression, Bohai Bay Basin, East China. — *Marine and Petroleum Geology* **57**, 327–344.
- LOOPE, D. B., KETTLER, R. M. & WEBER, K. A. 2010: Follow the water: Connecting a CO₂ reservoir and bleached sandstone to iron-rich concretions in the Navajo Sandstone of south-central Utah, USA. — *Geology* **38/11**, 999–1002.
- MAGYAR, I. 2010: A Pannon-medence ösföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénben. — Szeged, GeoLitera, 134 p.
- 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.
- MANSURBEG, H., DE ROS, L. F., MORAD, S., KETZER, J. M., EL-GHALI, M. A. K., CAJA, M. A. & OTHMAN, R. 2012: Meteoric-water diagenesis in late Cretaceous canyon-fill turbidite reservoirs from the Espírito Santo Basin, eastern Brazil. — *Marine and Petroleum Geology* **37/1**, 7–26.
- MIDDLETON, G. V. 1970: Experimental studies related to the problems of flysch sedimentation. — In: LAJOIE, J. (ed.): *Flysch Sedimentology in North America*. 7th ed., Geol. Soc. Can. Spec. Pap., 253–272.
- MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A. 1973: Sediment gravity flows: mechanisms of flow and deposition. — In: *Turbidites and Deep-Water Sedimentation*. SEPM Pacific Section, Short course lecture notes. 1–38.
- MILLIKEN, K. L. 2003a: Late Diagenesis and Mass Transfer in Sandstone–Shale Sequences. — In: MACKENZIE, F. (ed.): *Treatise on Geochemistry: Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks*. **7**, Elsevier, 159–190.
- MILLIKEN, K. L. 2003b: Microscale Distribution of Kaolinite in Breathitt Formation Sandstones (Middle Pennsylvanian): Implications for Mass Balance. — In: WORDEN, R. H. & MORAD, S. (eds): *Clay Mineral Cements in Sandstones*. IAS Special Publications **34**, Oxford, Blackwell Publishing Ltd, 343–360.
- MORAD, S., KETZER, J. M. & DE ROS, L. F. 2000: Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. — *Sedimentology* **47/Suppl. 1**, 95–120.
- PARASCHIV, D. 1979: Romanian Oil and Gas Fields Bucharest: Institutul de Geologie și Geofizică Studii Tehnice și Economice Seria A.
- PIPER, D. J. W. 1978: Turbidite muds and silts on deepsea fans and abyssal plains. — In: STANLEY, D. J. & KELLING, G. (eds): *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*. Stroudsburg, Pennsylvania: Dowden, Hutchinson and Ross, 163–178.
- POPESCU, G., MARUNTEANU, M. & FILIPESCU, S. 1995: Neogene from Transylvanian depression. Guide to excursion A1 Xth RCMNS Congress Bucuresti, 4–9 September 1995. — *Romanian Journal of Stratigraphy* **76/3**, 27.

- ROYDEN, L. 1988: Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin system. — In: ROYDEN, L. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin: A study in basin evolution. AAPG Memoir* **45**, 27–48.
- SANDERS, C., HUISMANS, R., VAN WEES, J. D. & ANDRIESSEN, P. 2002: The Neogene history of the Transylvanian basin in relation to its surrounding mountains. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3**, 121–133.
- SYLVESTER, Z. & LOWE, D. R. 2004: Textural trends in turbidites and slurry beds from the Oligocene flysch of the East Carpathians, Romania. — *Sedimentology* **51/5**, 945–972.
- SZAKÁCS, A. & KRÉZSEK, C. 2006: Volcano–basement interaction in the Eastern Carpathians: Explaining unusual tectonic features in the Eastern Transylvanian Basin, Romania. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **158/1–2**, 6–20.
- SZTANÓ, O., MAGYAR, I. & HORVÁTH, F. 2007: Changes of water depth in Late Miocene Lake Pannon revisited: the end of an old legend. — *Geophysical Research Abstracts* **9**, 05425, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-05425
- SZTANÓ, O., SZAFIÁN, P., MAGYAR, I., HORÁNYI, A., BADA, G., HUGHES, D. W., HOYER, D. L. & WALLIS, R. J. 2013: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Global and Planetary Change* **103**, 149–167.
- TALLING, P. J., AMY, L. A. & WYNN, R. B. 2007: New insight into the evolution of large-volume turbidity currents: comparison of turbidite shape and previous modelling results. — *Sedimentology* **54/4**, 737–769.
- TALLING, P. J., MASSON, D. G., SUMMER, E. J. & MALGESNI, G. 2012: Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. — *Sedimentology* **59/7**, 1937–2003.
- TILIȚ, M., MATENCO, L., DINU, C., IONESCU, L. & CLOETINGH, S. 2013: Understanding the kinematic evolution and genesis of a back-arc continental “sag” basin: The Neogene evolution of the Transylvanian Basin. — *Tectonophysics* **602**, 237–258.
- WALKER, R. G. 1965: The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. — *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* **35/1**, 1–32.
- WANEK, F. 1998: Ásványvízkutatás és szénhidrogének a Keleti-Kárpátokban 1908 előtt. — *Acta (Székely Nemzeti Múzeum)* **1**, 44–56.
- WORDEN, R. H. & BURLEY, S. D. 2005: Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone. — In: BURLEY, S. D. & WORDEN, R. H. (eds): *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*. Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd., IAS, 1–44.
- WYNN, R. B., WEAVER, P. P. E., MASSON, D. G. & STOW, D. A. V. 2002: Turbidite depositional architecture across three interconnected deep-water basins on the north-west African margin. — *Sedimentology* **49/4**, 669–695.

Kézirat beérkezett: 2016. 06. 10.

A gravitációs és mágneses anomáliák átfogó értelmezése a Kárpát–Pannon-régióban

Kiss János

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 1143. Budapest, Stefánia u. 14.
kiss.janos@mfgi.hu

Comprehensive interpretation of gravity and magnetic anomalies in Carpathian–Pannonian Region

Abstract

Geophysical anomaly can only be found where there is some-kind of change. Such change may be the variation of the physical parameter, the depth, or the spatial distribution. If there is no change, the field strength is also unchanged; it is a constant value without any anomalies. The Bouguer anomaly map shows the gravity effect of the changing rock density in a vertical extent of several tens of kilometres, because gravity is a long distance and always attractive force. So the Bouguer anomaly of a small exploration area will have some gravity effect of the deep crust too, even if we do not take it into account.

Magnetic anomalies are caused by mafic geological formations. These are the mafic magmatic rocks and their transformed metamorphic variants. The magnetic force may have both attractive and repulsive character (generally it is a dipole field), so the result of these strengths yields a much more complicated anomaly field. The penetration in this case is a few tens of kilometres, right down until the depth of the Curie-temperature. Geophysical interpretations are generally done in the range of the borehole's penetration, although, some effects have obviously deeper origin. So the examination of bigger depth and elimination of deep effects are essential to have more accurate local interpretation of the geophysical measurements. Studying the area of Hungary requires knowledge about such deep effects in the entire Carpathian–Pannonian Region.

Keywords: Carpathian-Pannonian Region, exploration of crust, regional geophysical interpretation, gravity and magnetic anomalies

Összefoglalás

Geofizikai anomália csak ott jelentkezik, ahol változás van. Változás a fizikai paraméterben, a mélységben, vagy az elterjedésben. Ha nincs változás, akkor a fizikai erőter sem fog változni, hanem konstans értékű lesz, és nem lesznek anomáliák.

A Bouguer-anomália térkép a többször tíz kilométeres mélységtartomány gravitációs hatását (sűrűségeloszlását) mutatja, ez abból adódik, hogy a gravitációs erő roppant nagy hatótávolságú és mindig vonzó kölcsönhatás. Így a legkisebb részterület vizsgálatakor is a kéreg felépítéséből, vastagságából származó mélybeli hatás ott van a mérési anyagban, még akkor is, ha nem veszünk róla tudomást.

A mágneses anomáliákat a bázisos földtani képződmények okozzák. Ezek lehetnek bázisos magmás, vagy ezek átalakulásából képződött metamorf kőzetek. A mágneses erő lehet vonzó és taszító jellegű is (általában dipólus erőter), így ezen erők eredője egy sokkal bonyolultabb anomáliateret eredményez. A behatolási mélység azért ebben az esetben is néhány száz méter körüli, egészen a Curie-hőmérséklet¹ mélységéig.

A geofizikai értelmezések általában a mélyfúrásokkal elérhető tartományig merészkedtek, noha a hatások egy része nyilvánvalóan mélyebben keresendő. Elengedhetetlen tehát a nagyobb mélységek vizsgálata és hatásainak kiszűrése, a geofizikai mérések pontosabb, lokális értelmezéséhez. Magyarország vizsgálatához tehát ismerni kell a Kárpát–Pannon-régió léptékű mélybeli hatásokat is.

Tárgyszavak: Kárpát–Pannon-régió, kéregkutató, regionális geofizikai értelmezés, gravitációs és mágneses anomáliák

Bevezetés, előzmények

A földtani kutatásban szerteágazóan használjuk a külféle geofizikai adatokat. Segítségükkel információkhoz juthatunk a fedett, mélybeli képződmények helyzetéről, azok fizikai paraméterein keresztül.

A fizikai erőterek vizsgálata a földtani értelmezések során a nyersanyagkutatásban, a szerkezetkutatásban vagy éppen a vízföldtani kutatásokban mindennapos gyakorlatnak számít. Az értelmezés során mindig az ismerttől haladunk az ismeretlen felé. A rejtett összefüggések felismerése egyre pontosabb földtani értelmezésekhez vezet. Sokszor egy adott probléma megoldása csak újabb, részletesebb geofizikai mérések vagy éppen nagyobb területek mérési adatainak áttekintő értelmezésével érhető el. Lokális geofizikai értelmezési probléma megfajtásához esetenként a regionális földtani (–geofizikai) felépítés adja meg a kulcsot. Jelen tanulmány is ilyen esetek bemutatásáról szól.

A magyarországi elsősorban gravitációs, de mágneses geofizikai adatok értelmezése során is hosszú évekig úgy tűnt, hogy az ismert földtani felépítés, és a mérésekből kirajzolódó geofizikai anomáliateretek ellentmondásainak feloldására nincs lehetőség, pontosabban, nincs rá elegendő földtani információ. Ez természetesen korlátozta a geofizikai módszerek alkalmazási lehetőségeit, és gondot jelentett az értelmezések során, így sokszor gondolhattuk azt, hogy a geofizika nem alkalmas a földtani feladat megoldására.

Ilyen ellentmondások például a következők:

1. Mélyfúrási adatok alapján az üledékek medencealjzatának domborzata és a Bouguer-anomália görbe eltérő menete.

Ez azt az esetet példázza, amikor negatív korreláció tapasztalható a medencealjzat és a gravitációs Bouguer-anomália görbe menete között. Egy olyan ismeretlen gravitációs hatás van, ami a medencealjzat lefutásának megfelelő Bouguer-anomália menetét felülírja, akár ellentétesre is változtatja.

2. Mély üledékes medencék felett tapasztalt gravitációs maximumok.

A Bouguer-anomália értékei, és a medencealjzat lefutása között a Pannon-medencében gyakran pozitív korrelációt figyelhetünk meg. Ez a korreláció azonban a medencealjzat elmélyülésével eltűnik, ráadásul a medencék közepén olyan gravitációs maximumok jelennek meg, amelyeknek földtani eredete ismeretlen.

3. Nagy amplitúdójú gravitációs minimumok a Közép-magyarországi-zónában.

Olyan nagy Bouguer-anomália minimumok vannak a zóna mentén, amelyeket a medencealjzat és a fedőüledékek között fennálló sűrűségkontraszttal nem nagyon lehet megmagyarázni (modellezni), azaz nem csak a laza üledékek feltöltött medence (vagy árok) hatása van ebben az esetben jelen, hanem valami ismeretlen, feltehetően mélybeli változás (sűrűségcsökkenés) hatása is.

4. Összefüggő mágneses anomáliapászták a Közép-magyarországi-zóna és részben a Tisza-egység mentén, ott,

ahol a fúrások alapján főleg vulkáni törmelékes összletekről van tudomásunk, amelyek alig mágnesesek.

Az összefüggő és jellegében nagyon hasonló mágneses anomália vonulatokat a mélyfúrásokból ismert neogén vulkáni képződményekkel nem lehet megmagyarázni. Mi okozza a hatást?

A problémákkal az egyes részterületek vizsgálata során kellett szembesülni országsszerte. Ezek a problémák gondot okoztak mindaddig, amíg fel nem ismertük, hogy mi okozza ezeket a hatásokat. A felismerés folyamata persze többlépcsős volt, s ami a jelen tanulmány olvasásakor esetleg triviálisnak tűnhet, az a háttérvizsgálatok, és a háttér adatok nélkül még ma sem állt volna össze egységes egészzé.

Módszerek

A geofizikai módszerek a kőzetek és képződmények fizikai tulajdonságai alapján képezik le a mélybeli földtani felépítést. A gravitációs módszer esetén a földtani képződmények sűrűsége, a mágneses méréseknél pedig, a mágneses tulajdonságok alapján. E módszerek behatolási mélységtartományában jelenlévő változások egyszerre jelennek meg a mérési eredményekben, mivel a hatások összeadódnak.

Az értelmezéskor sokszor az a legnagyobb probléma, hogy nem tudjuk, milyen mélységtartomány hatását látjuk kirajzolódni a paraméterterképeken. A geofizikai potenciál-elmélet alapján azonban a különböző mélységű hatások szétválaszthatók.

Gondot jelenthet, hogy véges felszíni információforrásaink alapján próbáljuk megfejteni a mélybeli felépítést, amelyet a geofizika mutat, és ez ellentmondásokhoz vezet. Feltételezve, hogy méréseink pontosak, a geofizikai mérési eredményekben a mélybeli felépítést látjuk a fizikai paraméterek szemüvegén keresztül. Sokszor olyan képződmények hatását, amiről földtani értelemben még nem is tudunk. Rajtunk áll, vagy bukik, mennyire tudjuk a geofizikát megfejteni–összehozni a meglévő földtani ismeretekkel, s kijelölni vagy pontosabban meghatározni az új, ismeretlen eredetű mélybeli hatásokat.

Ehhez a munkához az új gondolatok és értelmezések részben a mélybeli felépítés egyre pontosabb megismerésének köszönhetően (pl. Moho mélységtérkép [MITUCH & POSGAY 1972, POSGAY et al. 1991, HORVÁTH 1993], vagy Pannon Geotraverz mérési eredményei [POSGAY et al. 1995a, b; KOVÁCSVÖLGYI 1995, 1997]), részben nemzetközi programok (pl. DANREG-program [NEMESI et al. 1995]) keretében végzett, országhatárokon túlnyúló értelmező munka eredményeképpen kezdtek kibontakozni.

Gravitációs szempontból KOVÁCSVÖLGYI Sándor értelmezései (mélybeli hatások felismerése a PGT–1 szelvény mentén, a DANREG területén és a Bükk–Szendrői-hegység vonatkozásában), majd SZABÓ & PÁNCICS (1999) vizsgálatai (a gravitációs adatok és a szeizmikus Moho szint közötti korreláció felismerése), valamint SZAFIÁN et al. (1997, 1999), SZAFIÁN & HORVÁTH (2006) gravitációs modellezési

eredményei vezettek a továbbblépéshez. Ezek azt mutatták, hogy az 1-es számú sűrűség-határfelület (medencealjzat) alatt van egy 2-es számú határfelület is, a Moho (kéreg-köpeny-határfelület), amelynek hatása jelen van, sőt néha döntően befolyásolja² a magyarországi gravitációs anomáliaképet.

Kezdetben az ellenőrzésekhez, és a feldolgozásokhoz nem álltak rendelkezésre azok az adatok (egy része titkos volt) és eszközök (speciális feldolgozó programok, amelyek a számítástechnika még nem volt eléggé fejlett), amelyekkel ma már rendelkezünk.

A gravitációs és mágneses térképi formaelemek sok mindent elárulnak, de ehhez szükséges a térképi adatok sokoldalú elemzése és a lehetséges földtani folyamatok és képződmények ismerete. A fizikai paraméterben, vagy települési mélységben megjelenő változás (amely méréseink összegzésekor térképi formaelemként képeződik le) jellemzi a hatót (amely földtani képződménytől az anomália származik) és annak a környezetével való kapcsolatát (pl. milyen hatások, milyen mozgások hozták létre, emelték ki, vagy változtatták meg fizikai tulajdonságát). A vizsgálatokhoz csak megfelelő adatrendszer és alapos feldolgozási, értelmezési munka kell.

A sokoldalú módszertani vizsgálatok (spektrálanalízis³, frekvenciatartománybeli szűrések⁴, mélység-meghatározások, szelvény menti modellezések, közetfizikai vizsgálatok) és az országhatáron túli, tágabb környezet geofizikai adatai (a Kárpát–Pannon-régió gravitációs és mágneses anomália térképe) nélkül ma sem tudnánk a bevezetőben felsorolt ellentmondásokkal mit kezdeni. Magyarországon is jelentkező mélybeli hatásokat csak egy nagyobb terület, pl. Kárpát–Pannon-régió, adatainak vizsgálatán keresztül lehet felismerni.

Közép-Európa térképező geofizikai adatai

Az európai területek nagy adatgyűjtő projektjei (West–East Europe Gravity Project — WEEGP vagy European Mediterranean Magnetic Project — EMMP), az európai litoszférakutató programok (Pannon GeoTraverz, POLONAISE '97, CELEBRATION 2000, VRANCEA' 2001, ALP 2002, SUDETES 2003, PANCAKE) mérései és az azok értelmezéséhez végzett adatgyűjtések igényelték a térképező geofizikai mérések, például gravitációs és mágneses adatok összegyűjtését és egységesítését. Ez nagy területek összes mérési adatának egyszerre történő feldolgozását, relatív mérések esetében az azonos vonatkoztatási szintre emelést jelentette. Az első esetben a Leedsi Egyetem (Derek FAIRHEAD vezetésével), a második esetben, a projektekben résztvevő országok munkacsoportjai (pl. a CELEBRATION 2000 gravitációs munkacsoport Miroslav BIELIK vezetésével) vállalták fel az adatok gyűjtését és feldolgozását (BIELIK et al. 2006).

Az adatok gyűjtése természetesen nem volt zökkenőmentes. Az egységesítés első próbálkozásai 1990–2000 között történtek, de a 90-es évek változásai után létrejött új

közép-, és kelet-európai országokban (pl. a volt Jugoszlávia területén) akkor még nem alakultak meg a megfelelő országos (geológiai) szervezetek, illetve esetenként még saját területük adataival sem rendelkeztek, így a kezdeti próbálkozások csak adathiányos térképeket szültek.

A litoszférakutató projektek esetében csak a résztvevő országokkal lehetett számolni, így teljes térképi fedettséget elérni ebben az esetben is nagyon nehéz volt.

Mára ezek az európai kontinenst lefedő geofizikai térképek szinte teljes fedettséggel elkészültek, azonban nem elsősorban az együttműködésnek, hanem sokkal inkább a pénzértőkének köszönhetően (egyszerűen megvették az adatokat), így azok nem publikusak, és szabadon (értsd ingyen, a szükséges felbontásban) nem is hozzáférhetőek. Szerencsére a térképek képként publikációkban megjelentek, s ilyen módon valamilyen szinten elérhetővé váltak.

Ma már a Föld globális gravitációs (WGM — World Gravity Map) és mágneses anomália térképe (WDMAM — World Digital Magnetic Anomaly Map) is elérhető, csak ezeknek a térképeknek a térbeli felbontása nem elegendő egy olyan kis ország területének és földtani felépítésének részletes vizsgálatára, mint Magyarország.

A Kárpát–Pannon-régió gravitációs Bouguer-anomália térképe

Az európai gravitációs térkép elkészítésének kezdeti lépéseit SZABÓ Zoltán részletesen dokumentálja az „ELGI története II.” című, az MFGI gondozásában, hamarosan megjelenő kötetben. A lényeg röviden a következő:

„1991-ben a Leedsi Egyetem professzora, Derek Fairhead kezdeményezésére és hat nyugati olajtársaság támogatásával létrejött egy hároméves projekt: West–East Europe Gravity Project (WEEGP). A projekt célja az egész kontinenst lefedő egységes Bouguer-anomália térképsorozat elkészítése. A szervezési és kivitelezési munkát a Leedsi Egyetem keretein belül működő, Geophysical Exploration Technology (GETECH) nevű részleg vállalta Derek Fairhead vezetésével. A résztvevő országok delegáltjai 8×8 km adathálózatú térkép megszerkesztését tűzték ki célul. A térkép paramétereit⁵: abszolút IGSN71 gravitációs rendszer, vonatkoztatási szint: WGS-84, korrekciós sűrűség: 2,67 t/m³.

Az ELGI 1992-ben csatlakozott a projekthez a megadott paraméterekkel meghatározott 4×4-km-es rácsba interpolált Bouguer-anomália és topográfiai magasságadatokkal. Ennek fejében 1995-ben megkaptuk a 10 évre bizalmasnak minősített, egységesített térképeket, a Kárpátokat magába foglaló 42°–52° szélességi és 10°–30° hosszúsági koordinátákkal meghatározott területre. A szárazföldre felett komplett Bouguer-anomália, a tengerek felett Faye-anomália értékek szerepelnek a térképeken.”

Ezt a 8×8 km-es adatrendszert⁶ kezdtük el elemezni és vizsgálni a hazai adatokon már kipróbált új feldolgozási eszköztárral (GEOSOFT-programrendszer, nyílt USGS-szoftverek, házi készítésű programok, képfeldolgozási eszközök), amelynek eredményeként megjelentek a Kárpát–

Pannon-régióra elvégzett adatfeldolgozások eredményei először előadásokban, a Balkan Geophysical Society konferenciáján, Budapesten (Kiss et al. 2011), később a Földtani Vándorgyűlésen és Kiállításon, Veszprémben (Kiss 2013b) és végül a HUNGEO-konferencián, Egerben (Kiss 2012a) és Debrecenben (Kiss & PRÁCSER 2014). Az előadások anyagai vagy a korábban írásban megjelent publikációkból születtek, vagy konferenciák rendezői kérték az alkalmazott geofizika témájú előadások publikálását a Magyar Geofizika (Kiss 2009, 2012b, 2014a, b) vagy a Földtani Közlöny hasábjain (jelen cikk).

A gravitációs Bouguer-anomália térkép értelmezése

A régió domborzati térképén (1. ábra) a Pannon-medence látható — az Alpok, Kárpátok és Dinaridák ölelésében. A 8 km rácsválságú gravitációs Bouguer-anomália térképpel (2. ábra) való összevetés során azt látjuk, hogy a hegykoszorú vonalát gravitációs minimumzóna jellemzi.

Korábbi értelmezések szerint a minimumot a Kárpátok előtéri süllyedéke okozza (gondolták, a hegyek gerincvonala és a minimumzóna tengelye közötti elcsúszás miatt), de ennek ellentmond az Alpok, valamint a Magas-Tátra alatti nagy minimum, ahol nincs semmilyen medence vagy süllyedék. Magyarországon a Makói-árok sem jelenik meg gravitációs minimumként, pedig annak mélysége összevethető a Kárpátok előtéri süllyedéke mélységével, és érdekes módon az ország belsejében a nagy gravitációs minimumok sem elsősorban az ismert nagy kiterjedésű, mély medencékhez kapcsolódnak, hanem inkább mély, kéregszerkezeti elemekhez, nyírási zónákhoz.

A SZABÓ & PÁNCICS (1999) által kőzetmintákon, MÉSZÁROS & ZILAHY-SEBESS (2001) által karotázsgörbéken végzett elemzések alapján meghatározott sűrűség–mélység összefüggések azt jelzik, hogy a laza üledékek 2–3 km között, a tömörödésből adódóan, a medencealjzat sűrűségének megfelelő értéket vesznek fel, és ezért a nagyobb mélységű medencék esetében csak a gravitáció alapján a prekainozoos medencealjzatot nem lehet megbízhatóan követni.

A kárpáti előtéri süllyedék a gravitációs modellezés alapján okozhatja ilyen hatást, de csak akkor, ha a mélységi tömörödésből származó sűrűségváltozásokat nem vesszük figyelembe. A hegyek, mint domborzati maximumok, és a hozzájuk kapcsolódó gravitációs anomáliák ellentmondásos menetére azonban már korábban felfigyeltek, ez egy jól ismert jelenség.

Ha visszatekintünk a geofizikai kutatások kezdeteire, akkor az izosztázia-elméletbe botlunk, amely a Himalája-hegység vonalában tapasztalt nagy gravitációs minimum magyarázatát adta meg.

PRATT (1855) a hegységeknél csökkent sűrűségű kőzetoszlopokat tételezett fel az izosztatikai egyensúly biztosítására. AIRY (1855) azt feltételezte, hogy a tengerszint feletti domborzat egyfajta tükörképeként, mély gyökérszónája van a hegyeknek. A domborzati kiemelkedés és a köpenybe mélyülő gyökérszóna azonos gravitációs hatásának köszön-

hető az izosztatikai egyensúly (mint az úszó test egyensúlya, pl. a jégtáblák a vízen). Egyik modell sem tökéletes, de talán AIRY elképzelése van közelebb a valósághoz.

A magas hegyek tehát izosztatikai hatást okoznak, ami abban nyilvánul meg, hogy a hegyek felett — annak ellenére, hogy a nagy sűrűségű medencealjzati képződmények már a felszíntől jelen vannak — jelentős Bouguer-anomália minimumok alakulnak ki. A minimumot a hegyek alatt a sűrű köpenybe mélyülő, kisebb sűrűségű, kéreg-összetételű gyökérszóna okozza. A tengereknél és a mély üledékes medencéknel — a kéreg kivékonyodása, ebből adódóan a köpeny megemelkedése miatt — Bouguer-anomália maximumot tapasztalunk.

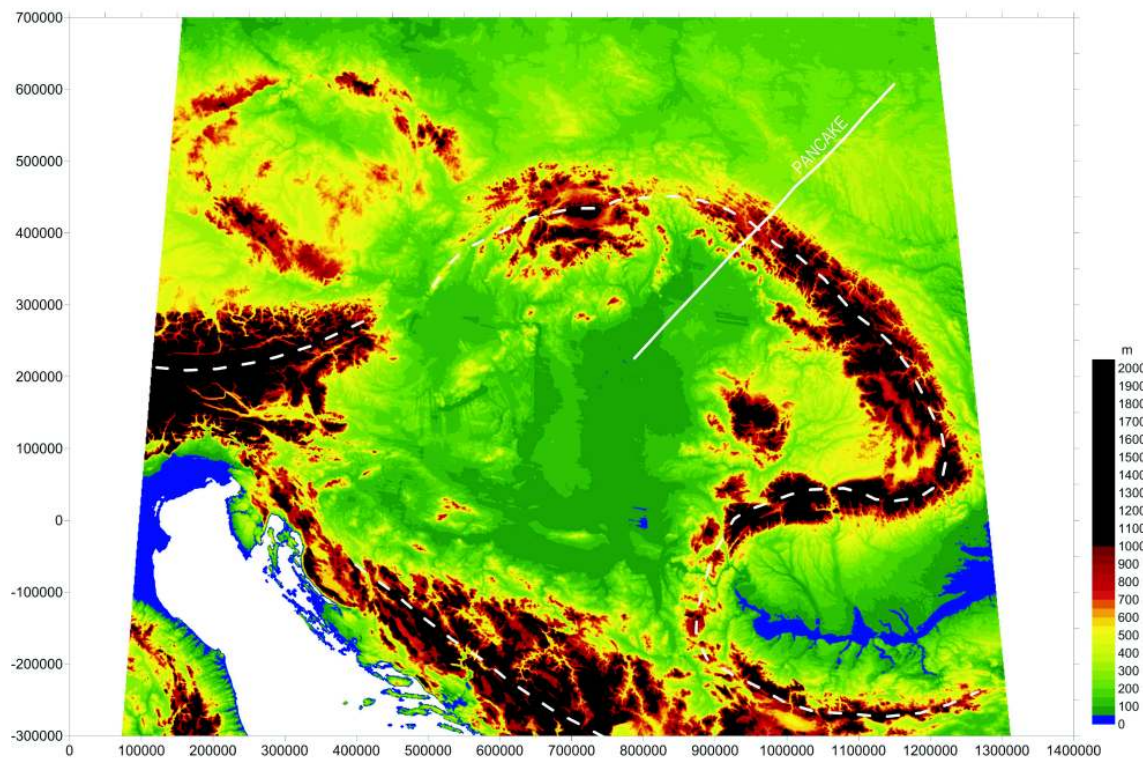
A körülöttünk lévő hegységek esetében is számolni kell az izosztatikai hatásokkal, amely nagy gravitációs minimumokat eredményez a hegykoszorú vonalában⁷, miközben a Pannon-medence izosztatikai okok miatt regionális maximumként jelentkezik (Kiss 2009, 2010, 2014a). A nagy minimumzónák benyúlnak a Pannon-medence peremi részeibe is, tovább növelve a medenceközépi maximumhatást. A köpenybe mélyülő kéreg anyagú izosztatikai gyökérszóna mérete a jelenkori domborzatból kiindulva közelíthető, annak 4,5–5,5-szerese (Airy-féle lokális izosztatikai modell). Az így kapott háromdimenziós kéreg-köpeny határfelület (Moho) gravitációs modellezése a Kárpát–Pannon-régió Bouguer-anomália térképéhez hasonló térképet eredményez (Kiss 2009, 2012a).

A Pannon-medence belsejében a vékony kéreg alatt, az izosztatikai egyensúly miatt a köpeny kiemelt helyzetben van, ami regionális gravitációs maximumot eredményez, ezt a környező hegyek izosztatikai gyökérszónája (gravitációs minimumzónája) veszi körül. Ha ezt a mélybeli hatást el tudjuk tüntetni, például az izosztatikai korrekcióval vagy frekvenciaszűréssel, akkor ez a probléma a medencealjzatkutatások során, a különböző inhomogenitásoktól eltekintve, kezelhetővé válik.

Szelvény menti vizsgálatok alapján is azonosítható az izosztázia jelensége, amelynek bemutatására talán az Északkeleti-Kárpátokat keresztező PANCAKE litoszférakutató szelvény (3. ábra) a legszebb példa. Az ábra tetején látszik a gravitációs Bouguer-anomália görbe, és a nagy minimum alatt ott láthatjuk az izosztatikai gyökérszónát, amely sokkal inkább a hegyekhez kapcsolódik, semmint az előtéri süllyedékhez.

A hegységrendszer alatt megjelenő izosztatikai gyökérszóna anomálishan nagy sebességértékekkel jelentkezik a felszínközépen. A kéreg mélyebb részein viszont ez átfordul, és anomálishan kicsi sebességértékekkel jellemezhető. Ismerte a sebesség és a sűrűség közötti kapcsolatot⁸, a kirajzolódó sebességanomáliák (3. ábra) hasonló tendenciájú sűrűségeloszlást jeleznek.

A klasszikus AIRY-féle izosztatikai elmélet szerint a Moho szintjén jelentkező, köpenybe nyúló gyökérszónát kellene látnunk. A PANCAKE szelvény alapján viszont a környezethez viszonyított kisebb sebesség (vagy sűrűség) nemcsak a Moho szintjén, hanem felette, már a kéregben is jelentkezik.

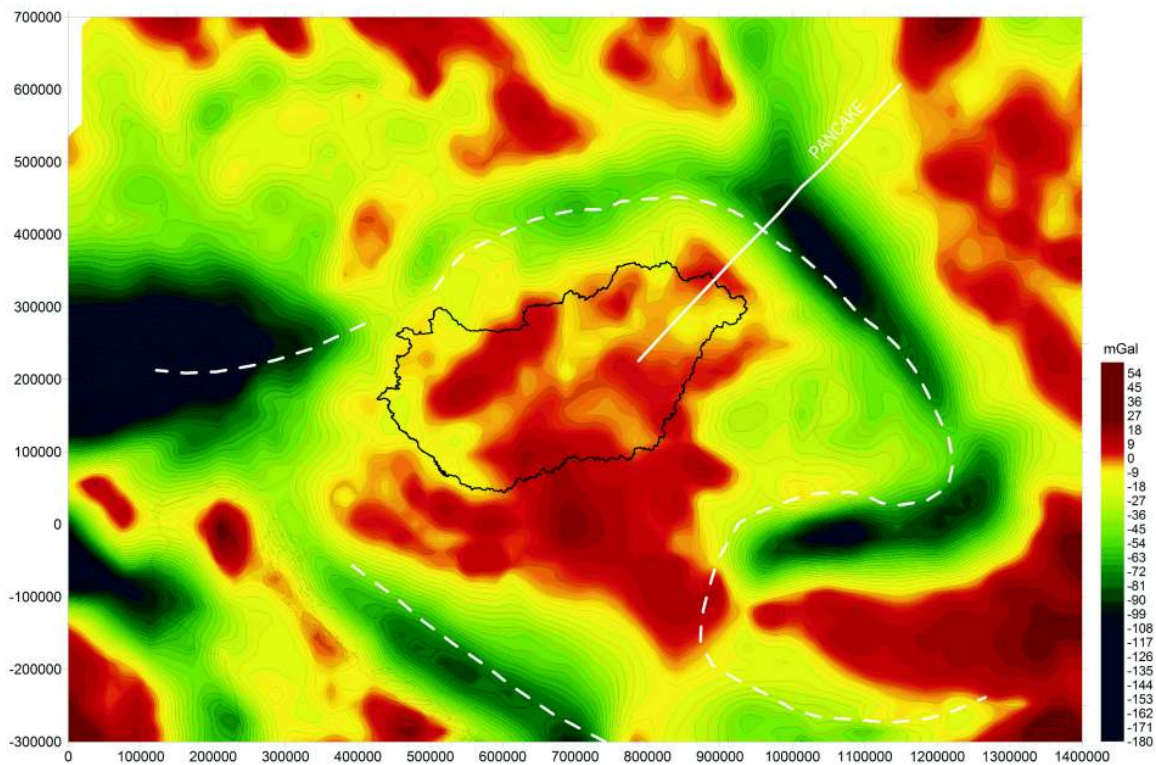


1. ábra. A Kárpát-Pannon-régió domborzati térképe (SRTM)

Szagatott fehér vonal – a hegyláncok gerincvonala, folyamatos fehér vonal – a PANCAKE litoszférakutató szeizmikus szelvény nyomvonala

Figure 1. Relief map (SRTM) of Carpathian-Pannonian Region

White dashed line – ridge of the mountain ranges, white solid line – PANCAKE deep seismic section



2. ábra. A Kárpát-Pannon-régió gravitációs Bouguer-anomália térképe

Fehér vonalak magyarázata az 1. ábrán

Figure 2. Gravity Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region

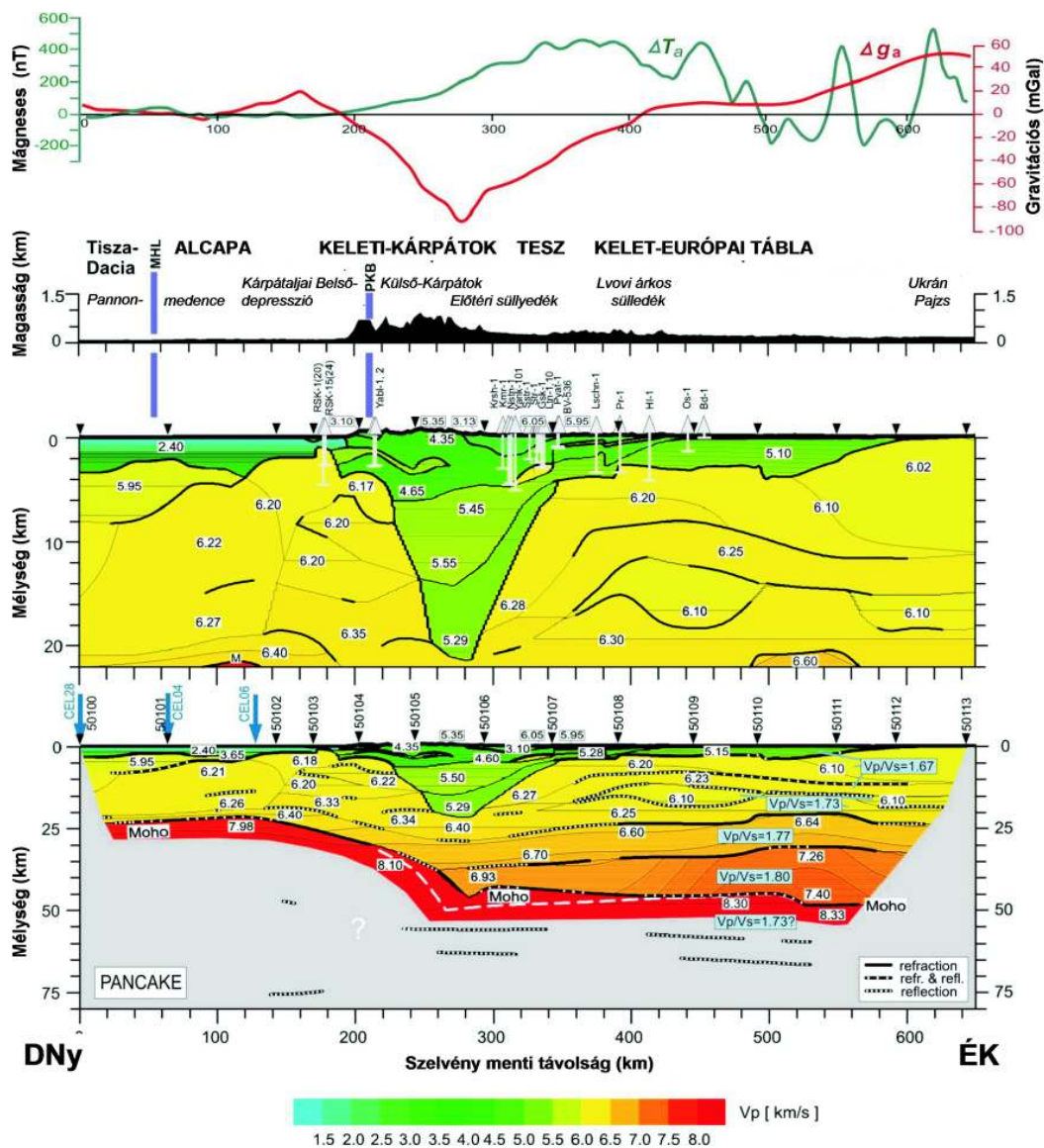
Descriptions of white lines see on Figure 1

A felgyűrődő hegységek súlya miatt mélybe kerülő összletek, a mérések alapján, sokkal kisebb sebességet (sűrűséget) mutatnak (3. ábra), mint amit a konszolidált kéregben az adott mélység hőmérséklet- és nyomásviszonyai indokolnának (lásd a környezet paramétereit). A környezetnek megfelelő sebességet (sűrűséget) a kőzetek az izosztatikus gyökérvonalában, a 3. ábra alapján, valószínűleg még nem érték el.

A legérdekesebb az, hogy a sebességadatok alapján a szelvény mentén tulajdonképpen az AIRY- és PRATT-féle izosztatikus modell együttes megjelenése, egyfajta hibridje azonosítható. A diszkontinuitásfelületek mélységi változása az AIRY-féle elképzelést erősítik, a kéreg azonos szintjein megjelenő sebességváltozás (sűrűségváltozás) viszont a PRATT-féle modellhez áll közelebb.

A 3. ábra alapján jól azonosítható a Kárpátoktól ÉK-re az előtéri süllyedék, de a gravitációs minimum nem a süllyedéknél jelentkezik, hanem a csökkent sebességű zóna felett, lemásolva annak formáját. Látszik az is, hogy az izosztatikus gyökérvonal és a hegygerinc el van csúszva egymáshoz képest, aminek mértéke 20–40 km körüli. Ez ellentmondásnak tűnik, de korábbi tanulmányok (KOVÁCS et al. 2011, KISS 2014a) alapján ez az Alpok–Adria irányából érkező köpenyáramlásnak köszönhető, amely a felső kéregre és a kéreg mélyebb részeire eltérő mértékben hatott (pl. a viszkozitástól függően).

Noha a régióra az 1980-as években kialakult kiszökési modellel (pl. BALLA 1982, 1984, KÁZMÉR & KOVÁCS 1985, ROYDEN & BÁLDI 1988, HORVÁTH 1993, TARI 1994, FODOR & CSONTOS 1998, FODOR et al. 1998, 1999), illetve a jelenkori



3. ábra. A PANCAKE litoszférakutató szelvény

Legfelül a gravitációs és a mágneses anomáliagörbe, alatta a túlmagasított domborzat, majd a szeizmikus sebesség-csozlás 22 és 80 km mélységig (JANIK et al. 2011)

Figure 3. PANCAKE, lithosphere experimental seismic section

Above: the gravity and magnetic anomaly curves and the relief along the profile, below: the seismic velocity sections until depth of 22 and 80 km (JANIK et al. 2011)

feszültségmezővel (pl. BADA et al. 1999, 2007, FODOR et al. 1999, 2005 és FODOR 2010) több tanulmány is foglalkozott, a kinematikai mozgások meghajtó mechanizmusa (azaz mi mozgatta a lemezeket) teljes mértékben nem tisztázott.

ROYDEN et al. (1983) veti fel a „rollback” szubdukció magyarázatoként a köpenyáramlást, mint meghajtó erőt, amit geofizikai mérési anyagok is bizonyítanak.

A Kárpát–Pannon-régió több mikrolemezről alakult ki. A mélybeli feszültségekről, illetve a mikrolemezek mozgásáról a földrengések (és manapság GPS-vizsgálatok, GRENERCZY 2005) tájékoztatnak minket. A Földön a rengések leggyakrabban lemezperemek mentén jelentkeznek, vagy ahhoz kapcsolódnak, ezért érdemes megvizsgálni a régióban tapasztalt rengések elhelyezkedését.

A Mur–Mürz-vonal az Alpok és Kárpátok között azonosítható szeizmikusan nagyon aktív, balos eltolódásnak megfelelő vonal (4. ábra).

A Keleti-Kárpátok É-i részén a földrengészóna a hegység DNY-i előterében jelentkezik (a gerincen belül), a mészalvái vulkáni ívvel párhuzamosan (4. ábra és 5. ábra). Ha a rengések Benioff-zónát jeleznek, akkor a Kárpát-medence belseje felé mutató, DNY-i alábukást (szubdukciót) kell feltételeznünk. Dél felé haladva a rengészóna és a vulkáni ív is egyre közelebb kerül a gerincvonalhoz, majd keresztezi is azt. A Vrancea-zóna már a gerincen való átmenet után van.

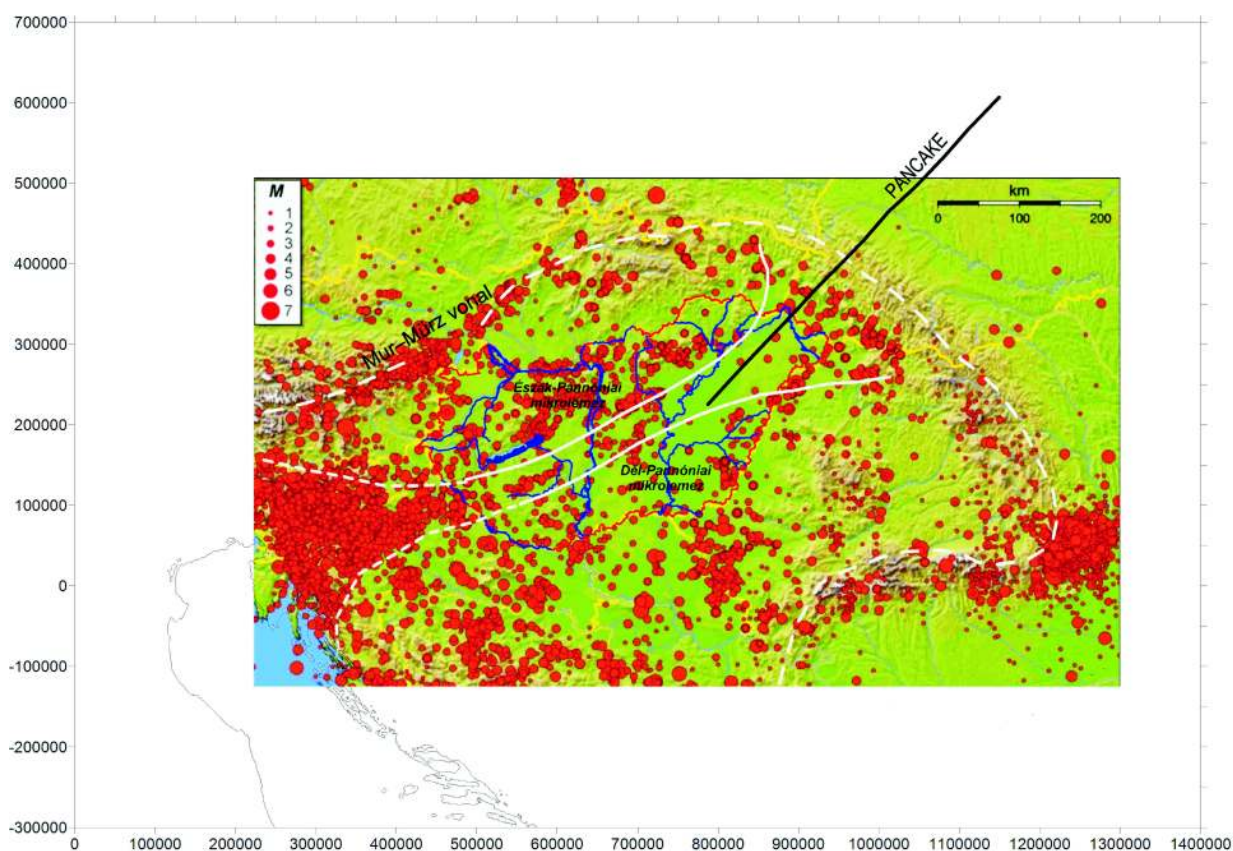
A Déli-Kárpátokban a földrengészóna inkább a hegység déli peremén fut, a gerincen kívül, ami elvileg a medencéből kifelé mutató, D-i irányú szubdukciót jelezhet esetleg É-i irányú, de átforduló, „rollback” szubdukciót.

Földrengések ott jelentkeznek, ahol a mikrolemezek egymáshoz képest elmozdulnak. Ellentétes mozgásnál a rengések gyakoribbak, azonos irányú, változó sebességű mozgások mellett ritkábbak (pl. SULLIVAN 1985). A Benioff-zóna az alábukó lemez mentén kialakuló rengések helyét mutatja, ezek a lemezhatártól jelentős távolságban (100–200 km) is jelentkezhetnek a szubdukció szögétől és a mélységtől függően.

A 4. ábra a BALLA Zoltán által publikált (BALLA 1982) Észak- és Dél-pannóniai-mikrolemezeket mutatja, valamint a köztük lévő mobilis zónát, a Közép-magyarországi-zónát a magyarországi földrengések térképén. Az 1982. évi BALLA-féle folytonos vonalak kapcsolódnak a szlovéniai rengésgóc É-i és DK-i szaggatott határvonalához (4. ábra).

Az 5. ábra piros szaggatott vonalai a szeizmikusan aktív zónákat mutatják, illetve a Szlovéniára valamint Horvátország ÉNy-i területére eső földrengésgócot határolják le. Ezen az ábrán nem mutatjuk a magyarországi nagyszerkezeti vonalakat, de azért látszik, hogy ez utóbbi rengésfészkek a Közép-magyarországi-zóna Ny-i kezdetét jelzik.

A 6. ábra a gravitációs Bouguer-anomália térképét

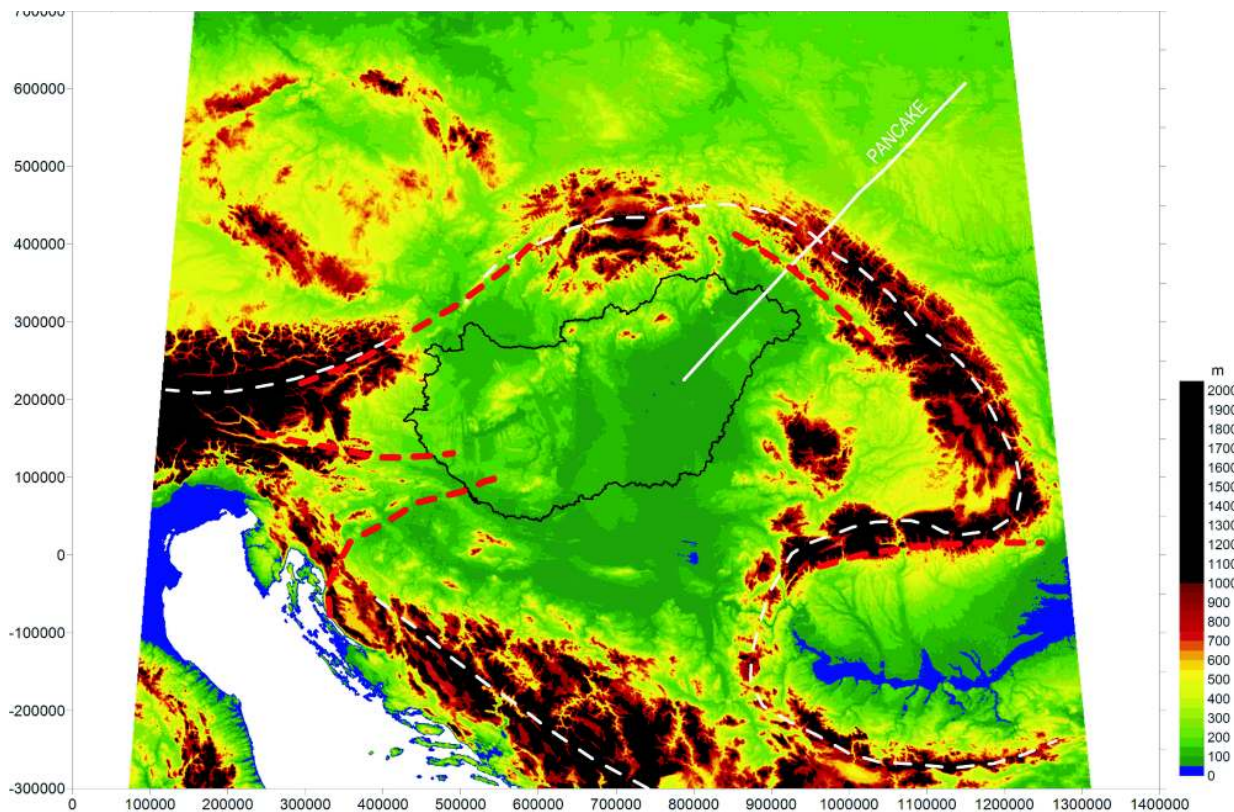


4. ábra. BALLA-féle mikrolemez határok a magyarországi földrengések térképén (TÓTH & ZSÍROS 2002)

Rövid fehér szaggatott vonalak – kiegészítés a szlovéniai rengések határoló vonalaival, folytonos fehér vonal – BALLA (1982) határvonalai, hosszú szaggatott és egyenes fekete vonal magyarázata az 1. ábrán

Figure 4. Boundaries of microplates after BALLA (1982) on the Earthquake Map of Hungary (TÓTH & ZSÍROS 2002)

Short white dashed lines – boundary lines of the Slovenian Earthquake zone, white solid line – boundaries of microplates after BALLA (1982), descriptions of other lines see on Figure 1



5. ábra. A Kárpát–Pannon-régió domborzati térképe (SRTM) és a földrengészónák

Piros szaggatott vonalak – földrengészónák, amelyek Szlovénia–Horvátország területén a földrengés zónák É-i és DK-i határát jelzik, a többi vonal magyarázata az 1. ábrán

Figure 5. Relief map (SRTM) of Carpathian–Pannonian Region with earthquake zones

Red dashed lines – earthquake zones, at Slovenia and Croatia the boundaries of the earthquake zones, descriptions of other lines see on Figure 1

mutatja a földrengészónákkal. A szlovéniai földrengés zóna szinte folytonosan csatlakozik egy gravitációs minimum-zónához, amely a Közép-magyarországi mobilis zónát jelöli, csak enyhén eltérve a BALLA által korábban felvázolt vonalaktól. Az Alcapa és a Tiszai-egységek feltételezhető mozgása ÉK-i, K-i irányú lehetett (pl. BALLA 1982, 1984; HORVÁTH 1993, 2004, 2007; TARI 1994; KOVÁCS et al. 2011), de a blokkok különbözőségét mutatja a köztük kialakuló mély nyírási zóna, ami gravitációs minimumként jelentkezik. A két blokk mozgásának iránya még a recens mozgások (GPS vizsgálatok) alapján is kimutatható (GRENERCZY 2005).

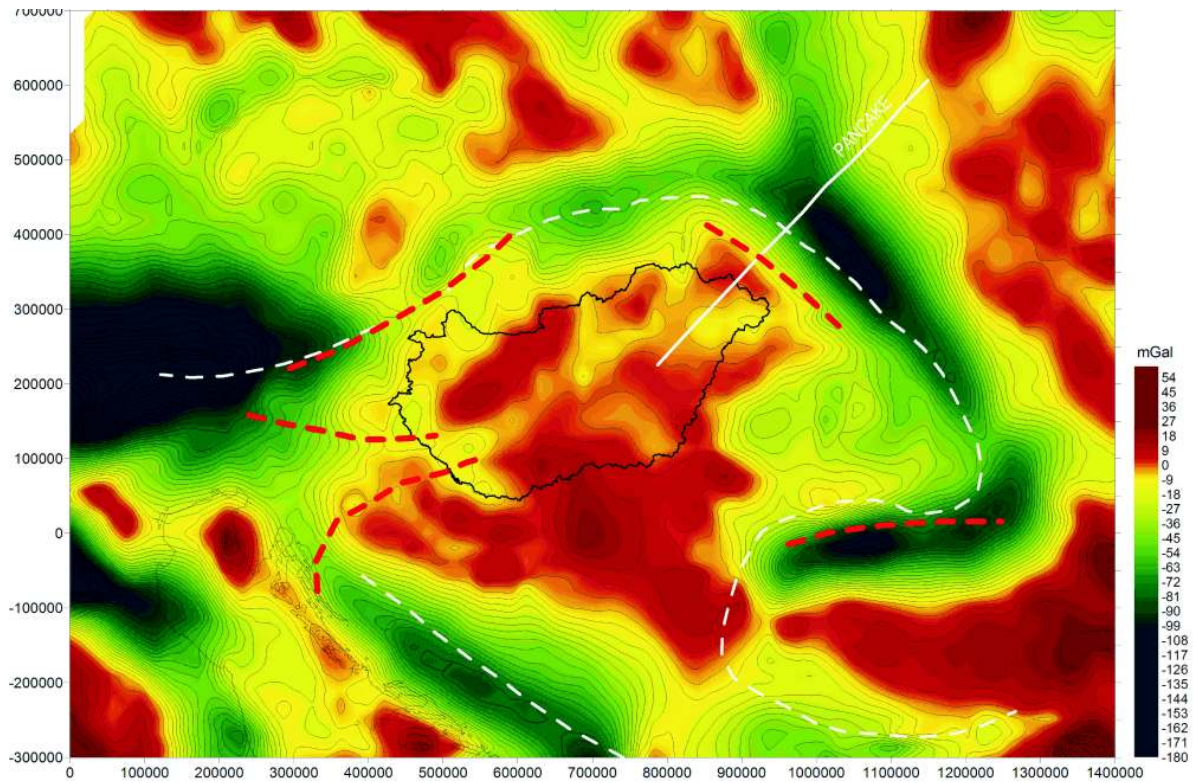
2013-ban a gravitációs anomália térkép értelmezéséhez felállított geodinamikai modell alapján (KISS 2013b, 2014a) az Adriai-mikrolemez ÉÉNy-i mozgása az Alpoknál ÉÉK-i mozgássá alakul, amely egészen a TESZ (Trans European Suture Zone) vonaláig hat. Nekifutva az Európai táblának a blokkok oldalirányú mozgásra, rotációra kényszerülnek (ami lehet lokális jellegű), amelynek nyomát még a jelenkori feszültségtér is őrzi (BADA et al. 2007). A mikrolemezek és blokkok valószínűleg egymáshoz képest is mozogtak, eltérő sebességgel, s ezért köztük nyírási zónák alakultak ki, amelyek a rideg litoszférában egészen a köpenyig lenyúlhattak.

Ezek a nyírási zónák, az értelmezésünk szerint, felszabdaldják az izosztikus hatások által kialakított Pannon-medencei gravitációs maximumot (6. ábra). A nyírási vona-

lak mentén található a Pannon-medence legjelentősebb gravitációs minimumzónái, amelyek nem elsősorban a medencealjzat mélységével vannak kapcsolatban, hanem sokkal inkább mélyebb inhomogenitásokkal, szerkezeti mozgásokhoz köthető fellazulási zónákkal. A mélység növekedésével a kőzetek sűrűsége egyre kevésbé függ a litológiától, és egyre inkább a pórusterfoghatározza meg azt (ZILÁHI-SEBESS László szóbeli közlése). A nyírási zónákban a környezethez képest megnő a pórusterfoghat, lecsökken a sűrűség és a nagy kőzettömeg eredő hatása miatt gravitációs minimum jelentkezik.

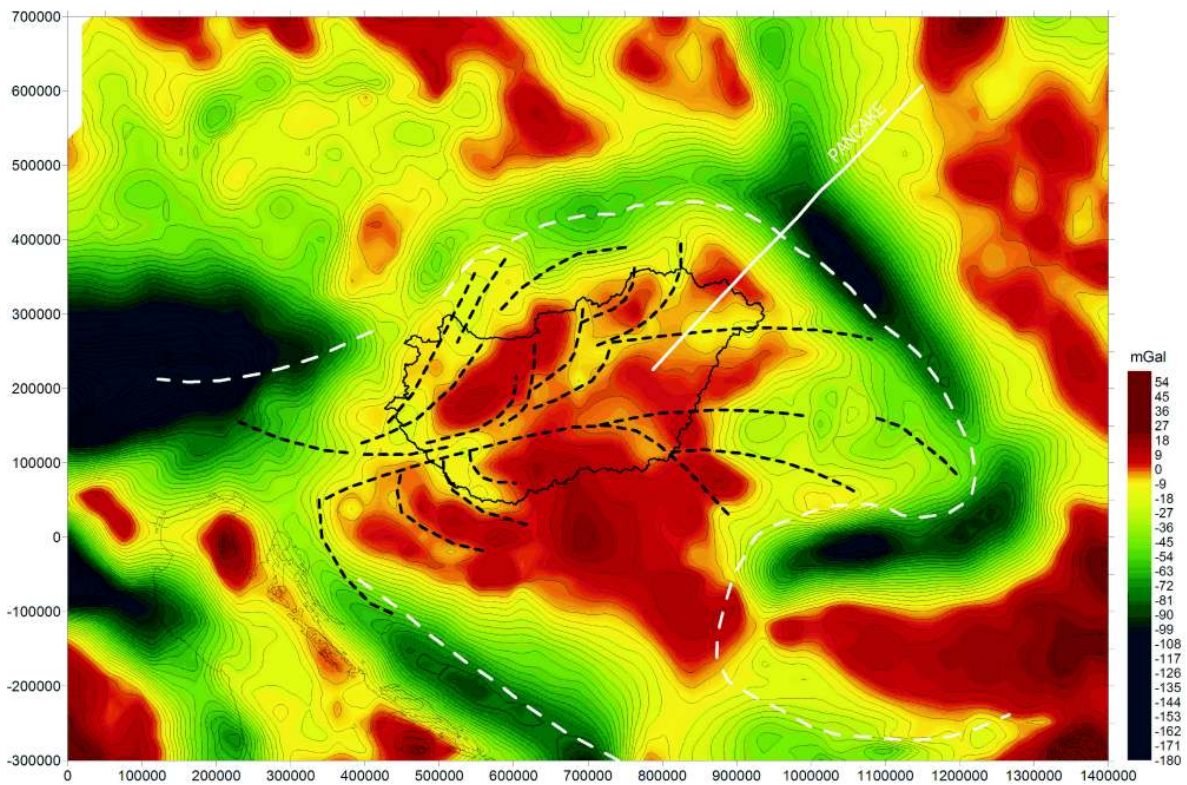
A mély nyírási zónák néhány száz kilométer széles gravitációs minimum sávokként jelentkeznek. A gravitációs lineamentek⁹ (KISS 2012b) széles zónák esetén a peremvonal mentén jelölhető ki, de sokszor, kárpát-medencei lépték mellett, inkább a középvonalat mutatják (7. ábra). E vonalak görbülete is árulkodó: a Közép-magyarországi zóna mentén DNy-ról ÉK-re haladva, az ÉNy-i oldalon észak felé görbülnek, míg DK-i oldalon, a Mecsektől K-re, dél felé görbülnek. Ezek az irányok a mikrolemezek rotációjával lehetnek kapcsolatban (8. ábra), a lineamentek a vonzóerő nyomaiként jelentkeznek.

A paleomágneses vizsgálatok (MÁRTON 1985, MÁRTON et al. 2009) is azt mutatják, hogy a magyarországi mikrolemezek (az É-i vagy Alcapa és a déli vagy Tiszai) eltérő rotációval jellemezhetők (8. ábra). Az Alcapa-blokkra óramutató járásával ellentétes rotáció, a Tiszai-blokkra óra-



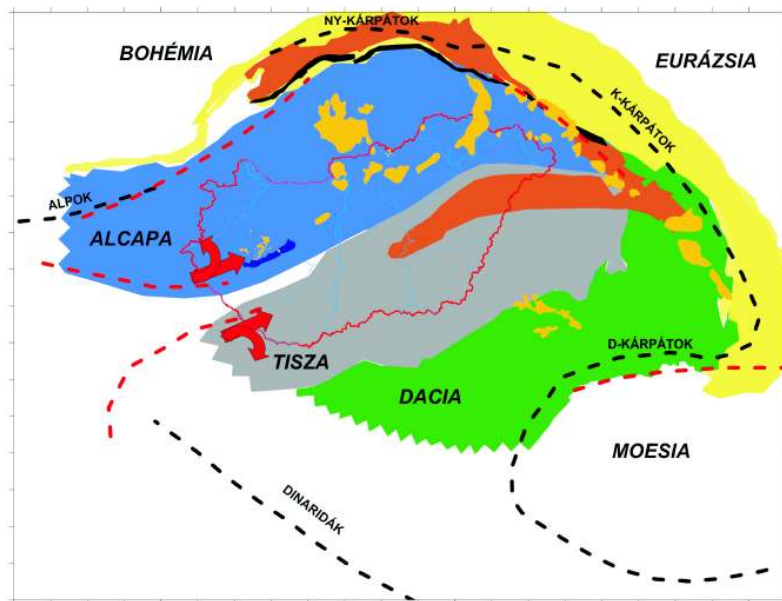
6. ábra. A Kárpát-Pannon-régió gravitációs Bouguer-anomália térképe és a földrengészónák
 Piros vonalak magyarázata az 5. ábrán, a fehéreké az 1. ábrán

Figure 6. Gravity Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region and the earthquake zones
 Descriptions of red lines see on Figure 5 other lines see on Figure 1



7. ábra. A Kárpát-Pannon-régió Bouguer-anomália térképe gravitációs lineamentekkel (Kiss 2012b)
 Fekete szaggatott vonalak – gravitációs lineamentek, fehér vonalak magyarázata az 1. ábrán

Figure 7. Gravity Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region with gravity lineaments (Kiss 2012b)
 Black dashed lines – gravity lineaments, descriptions of other lines see on Figure 1



8. ábra. Az Alcapa- és Tiszai-egységek paleomágneses rotációja (MÁRTON 2009 után módosítva)

Piros vonalak magyarázata az 5. ábrán

Figure 8. Palaeomagnetic rotation of Alcapa and Tisza Unit (after MÁRTON 2009)

Descriptions of red lines see on Figure 5

mutató járásával megegyező rotáció a jellemező. A köztük lévő határvonal egy szutura¹⁰ vonal (a Közép-magyarországi-zóna), amelynek földtani, lemeztektonikai szempontból is kitüntetett a jelentősége. Földtani felépítése alapján az Alcapa-mikrolemez adriai, míg a Tiszai-mikrolemez inkább európai kifejlődésű összleteket tartalmaz, tehát eltérő földtani kifejlődésű mikrolemezek kerültek egymás mellé.

A minimumzónák íves lefutása tehát a rotációnak megfelelő rajzolatot mutat. Ha a blokk mozgása a minimumzónák irányában tükröződik, akkor a minimumzónák olyan mély szerkezeteket jeleznek, amelyek mentén a blokkok egymáshoz képest vonzóldtak, s mivel eltérő meghajtó és súrlódó erők hatottak rájuk, forogtak is, azaz rotáltak valamilyen közel függőleges tengely mentén. A mozgást helyről-helyre a litoszféra fizikai tulajdonságai determinálták. A gravitációs adatok spektrális vizsgálata szintén kéregszerkezeti elemnek mutatja a nagy minimumzónákat, mert azok a legnagyobb mélységű hatások (legnagyobb hullámhosszúságú anomáliák) esetében is azonosíthatók (Kiss 2012b).

A Kárpát–Pannon-régió mágneses anomália térképe

A régió mágneses anomália térképe csak raszteres formában (értsd: képként) áll rendelkezésre (9. ábra), amely további feldolgozásokat, részletesebb értelmezéseket nem tesz lehetővé. Pedig az eddigi tapasztalatok alapján a feldolgozásokhoz és az értelmezésekhez a mágneses anomália térkép legalább olyan fontos lenne, mint a gravitációs térkép (gondoljunk például, az óceáni hátságok mágneses anomália térképének a lemeztektonika igazolásában játszott szerepére).

Az európai mágneses (tér)kép vizuális értelmezését a Magyar Geofizikában tettük közzé (Kiss 2014c), illetve a HUNGEO 2014. évi konferenciáján mutattuk be előadás formájában (Kiss & PRÁCSER 2014). A legfontosabb következtetéseink:

— A mágneses anomáliák alapján meghatározott lineamensek a szerkezeti viszonyokat tükrözik, amelyek a terület földtani múltjának mozgásaival is összefüggésben lehetnek, és annak a kőzetmágneszettségi paraméterek alapján kirajzolódó képét mutatják.

— Az andezitek térbeli elhelyezkedése gyakran szubdukcióhoz köthető. Az andezit a magyarországi tapasztalatok alapján az egyik fő mágneses ható, így a mágneses anomália térkép értelmezésekor az andezit elterjedésének ismerete fontos — a Kárpát–Pannon-régióban valaha lezajlott konvergens lemeztektonikai jelenségekre utalhat.

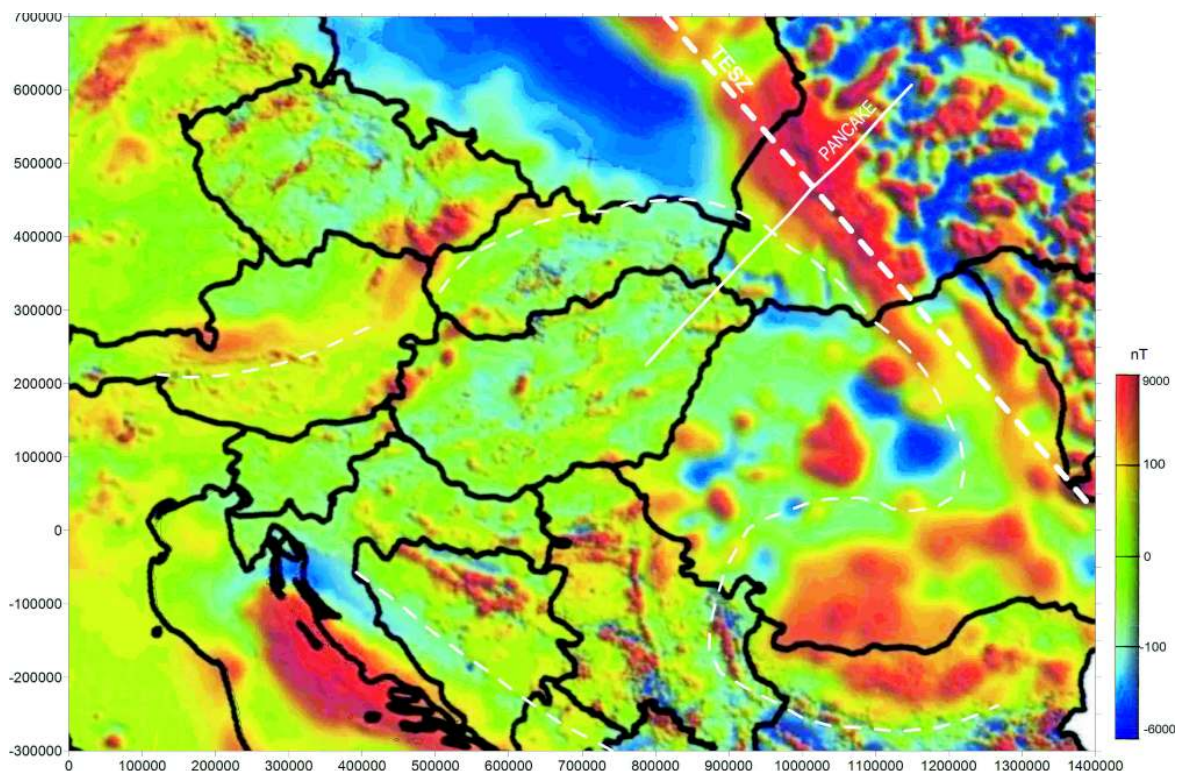
— A hazai bazaltok kontinentális bazaltvulkanizmusához, riftesedéshez kapcsolódnak¹¹.

— Obdukciós zónák ofiolitjai sávós mágneses anomáliákat okozhatnak.

— A földtani információk döntő többsége a felszínről (vagy nagyon kis mélységből) származik, miközben a potenciáltér-anomáliák és az abból származtatott lineamensek a kéreg felső részének (10–20 km mélység) összegzett hatását mutatják, azaz olyasmit látunk a geofizikán keresztül, amiről esetleg földtani szempontból még nincsenek is ismereteink.

A mágneses anomália térkép értelmezése

A mágneses térkép (9. ábra) legjelentősebb texturális eltérése a TESZ vonala mentén jelentkezik. Itt erős váltás van a mágneses anomáliáknak mind amplitúdójában (a kőzetek



9. ábra. A Kárpát-Pannon-régió mágneses anomália térképe

Vastag szaggatott vonal – a TESZ vonala, vékony fehér vonalak magyarázata az 1. ábrán

Figure 9. Magnetic anomaly map of Carpathian-Pannonian Region

Thick white dashed line – the TESZ, descriptions of other white lines see on Figure 1

mágneses tulajdonságában), mind frekvenciájában (a ható mélységében). Ez a vonal a magas hőmérsékletű, vékony kéreggel rendelkező, paleozoos, gyengén mágneses Nyugat-Európai-táblát választja el az alacsony hőmérsékletű, vastag kéreggel rendelkező, erősen metamorfizálódott és erősen mágneses, idősebb Kelet-Európai-kratontól (lásd FLETCHER et al. 2011).

A TESZ vonala mentén jelentős mágneses maximum-vonalat azonosítható (9. ábra). Ilyen anomáliát mélyen, az akkréciós prizma anyagában jelenlévő, felgyűrődött óceáni eredetű kéregmaradványok — obdukált ofiolitok — okozhatnak. Hasonló anomália figyelhető meg Horvátország adriai partszakasza mentén is, de ennek eredete ismeretlen.

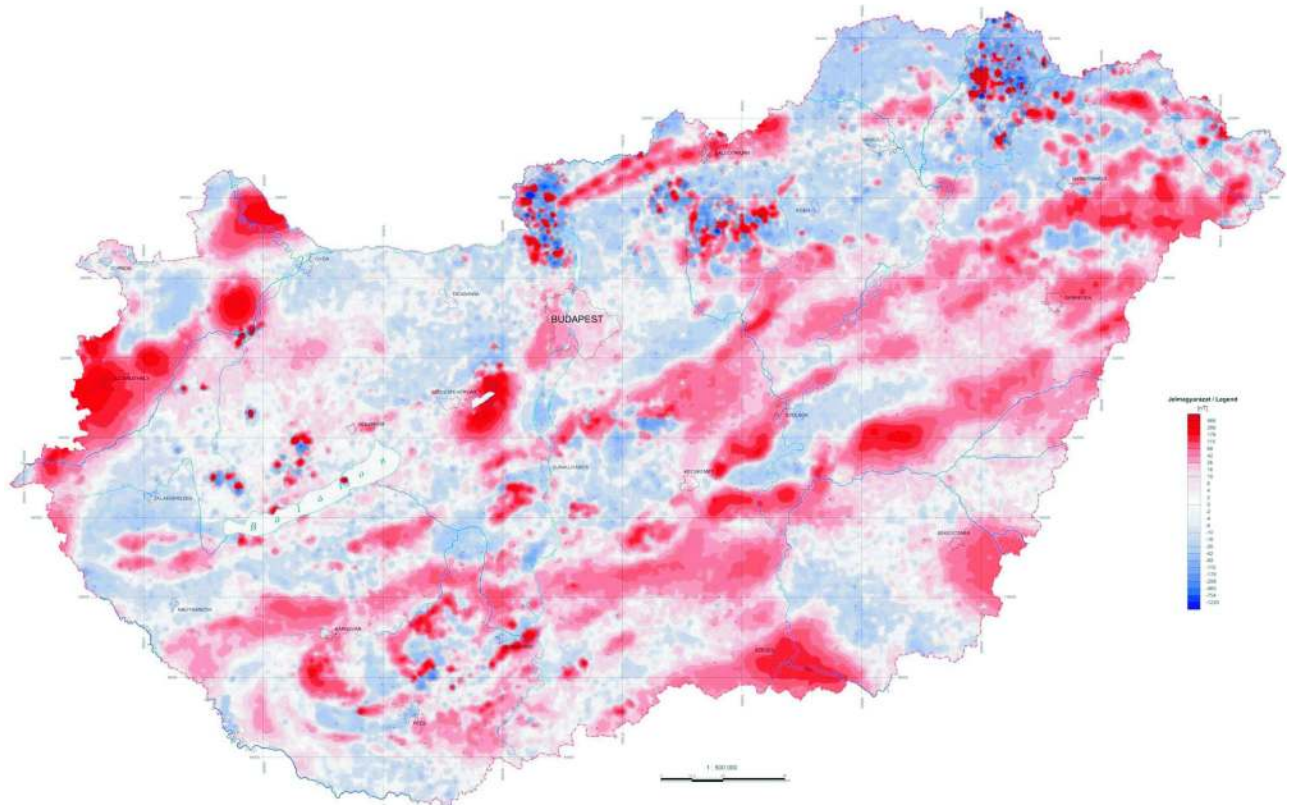
Még egy érdekes vonulat mutatható ki, az Alpok–Nyugati-Kárpátok gerincvonalától É-ra, az orogén zónához kapcsolódva egészen Lengyelorszáig, ahol az országhatáron minden megváltozik (itt felmerül a lengyel mágneses adatok hibás alapszintje). Ez a vonulat azért érdekes, mert az osztrák–magyar határ mentén egy hasonló ívű mágneses anomália vonulat látszik — a Rába–Hurbanovo-vonal É-i oldala (9. ábra).

A különböző országok eltérő sűrűségű forrás-adatrendszere miatt a térkép felbontása nem egyforma, különösen szembevetendő, ha az országos mágneses anomália térképet (10. ábra) vetjük össze a régió térképével (9. ábra). A főbb jellegzetességek felismerhetők, de az anomália térképek eltérő ráctávolsága miatt az európai léptékű térkép felbontása sokkal rosszabb.

A Kárpát–Pannon-régió mágneses anomália térképén (9. ábra), a Keleti-Kárpátok Ny-i pereméről ismert felszíni

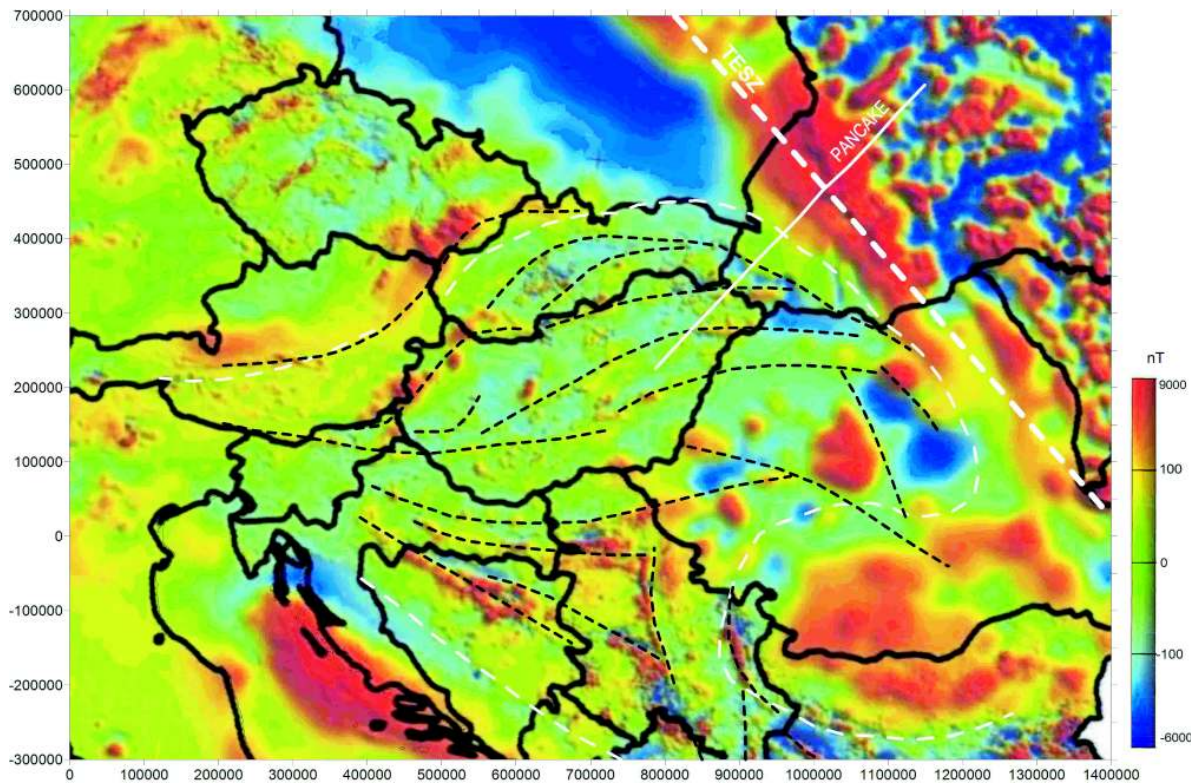
andezitek nagyfrekvenciás anomáliái nem azonosíthatók (a ritka mintavételezés simító hatása miatt), noha annyira a felszínen vannak, hogy a morfológia fontos tényezői — a részletesebb, nyomdai kiadásban megjelent romániai mágneses anomália térképen (TANASOIU et al. 1983) a mészalvák vulkanitok jól azonosíthatók. A vulkanitok a felszínen vannak, ezért nagyon változókéony mágneses anomália teret (nagyfrekvenciás anomáliákat) okoznak, amelyek kimutatásához megfelelően sűrű mérésre (adatra) van szükség, de a bemutatott térkép (9. ábra) ennek a kritériumnak sajnos nem felel meg (főleg a lengyel, ukrán és romániai területek mágneses felbontása rossz, mivel itt az anomáliák elkenődnek). Ezen a térképen Magyarország neogén vulkanitjai csak a Nyírség területén jelentkeznek mágneses maximumként, a nagy vastagságban jelenlévő magmás összleteknek köszönhetően. Vulkanai hegységeink nem látszanak a ritka mintázás miatt, pedig a sűrűbb, országos adatrendszeren ezek jól azonosíthatók (10. ábra).

A régió mágneses térképén is kisebb-nagyobb hosszúságban kijelölhetőek lineamensek (11. ábra), amelyek kéregbeli mágneses hatók peremével lehetnek összefüggésben. Ezek lefutása a gravitációs lineamensekéhez (7. ábra) hasonló, legyezőszerű rajzolatot mutat. A vizuális kijelölés bizonytalansága miatt főként a tendenciák mutatathatók ki. A gravitációs és mágneses anomáliákat okozó hatók nem feltétlenül ugyanazok és nem ugyanabban a mélységtartományban jelentkeznek, így a kapott lineamensek teljes átfedése sem várható el.



10. ábra. Magyarország mágneses ΔZ anomália térképe (KISS & GULYÁS 2006, 500 000-es nyomdai változat kicsinyítése)

Figure 10. Magnetic ΔZ anomaly map of Hungary (KISS & GULYÁS 2006, reduced version of 1: 500 000 scale topographical variant)



11. ábra. A Kárpát-Pannon-régió mágneses anomália térképe mágneses lineamensekkel

Fekete szaggatott vonalak – mágneses lineamensek, fehér vonalak magyarázata az 1. és 9. ábrán

Figure 11. Magnetic map of Carpathian-Pannonian Region with magnetic lineaments

Black dashed lines – magnetic lineaments, description of white lines see on Figure 1. and Figure 9

A lineamenseket a földtani ismeretek (pl. BALLA 1982, Kiss 2014c) alapján egyszerűsíthetjük, kéregszerkezeti vonalakat határozva meg (12., 13. és 14. ábra). A vonalak részben kapcsolhatók ismert szerkezeti vonalakhoz. ÉNy-ról DK-re haladva, az első lineamens a Mur–Mürz-vonallal (balos eltolódás) rokon, a második lineamens a Rába-vonal (balos eltolódás) és annak folytatása a Kárpátokig, a következő a Közép-magyarországi-zóna É-i és D-i határvonala, aminek D-i pereme a „Drago Voda Fault”-nak felel meg. Végül az utolsó lineamens az „Intra Moesian Fault”-nak az ÉNy-i irányú folytatása (kezdet).

Ezek a kéregszerkezeti vonalak olyan nyírási zónák lehetnek, amelyek mentén a blokkok ÉK-i, K-i, illetve DK-i irányban mozogtak. Mivel a mágneses adatrendszer alapján lettek kijelölve, e vonalakhoz valószínűleg bázisos magmás vagy metamorf¹² képződmények kapcsolódnak.

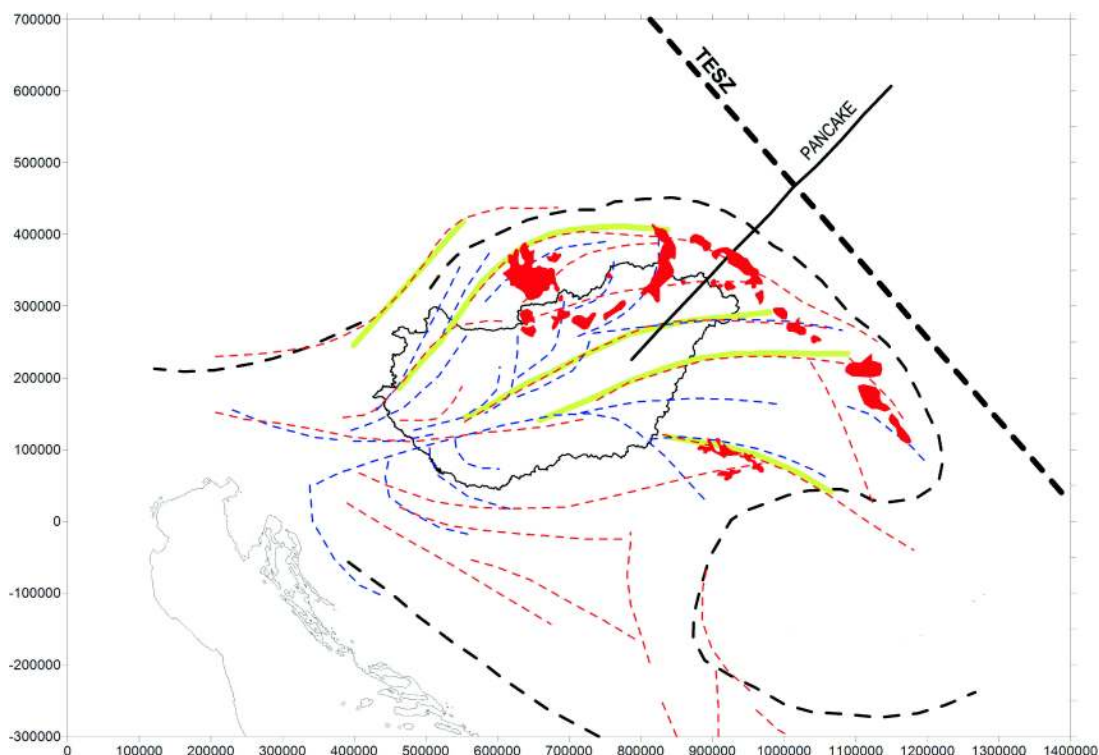
Az egyszerűsített lineamenseket megjelenítettük SCHMID et al. (2008) az Alpok, Kárpátok és Dinaridák főbb tektonikai egységét bemutató térképén is (15. ábra).

A magyarországi mágneses anomália térkép értelmezése

A mágneses anomáliák elhelyezkedése az országhatáron belül érdekes mintázatot mutat (10. ábra). A hatók egy része, a felszín közeliek, pontosan beazonosíthatók, másik része ismeretlen vagy mélybeli eredetű, és ezért pontosan még nem azonosított (16. ábra).

Az országos anomália térképen felismerhetőek a vulkáni hegységeink (Dunazug, Börzsöny, Cserhát, Mátra, Tokaji-hegység és a bazalt tanúhegyek) körvonalai (16. ábra). Vannak azonban olyan hosszan nyomon követhető pászták (pl. a Közép-magyarországi-zóna), amelyek mélybeli kéregszerkezetekre, utalnak. Ezek az anomáliák a megjelenésükben hasonlóak: ~20 km széles anomaliasávok (10. ábra), amelyek gyakorlatilag függetlenek a medencealjzat települési mélységétől (17. ábra) — ergo a megjelenésük kizárólag a felszínközeli (fedett) miocén vulkanitokkal nem magyarázható. A savanyú vulkanitoknak a mágneses hatása elenyésző, ebben a léptékben nem mutathatók ki.

A digitálisan rendelkezésre álló adatrendszer szerteágazó feldolgozási lehetőségeket biztosít. Hatóperem vagy lineamens kijelöléssel a mágneses hatókat vagy azok kontúrját tudjuk kimutatni. Az eredmények megjelenítésére alkalmazott szimbólum egy kis vonal, amelynek hossza az anomáliatér változásának nagyságával arányos, iránya pedig merőleges a legnagyobb változás irányára, ami a képződmények csapásirányának felel meg. Lokális hatók esetén ez a megjelenítés a ható közepe mentén megjelenő, egymást keresztező vonalak sokaságát, csillagszerű alakzatát adja meg. A vulkáni hegységeink, valamint a Balaton-felvidéki, kisalföldi és nógrádi tanúhegyeink, ebben a formában jelentkeznek (16. ábra). A hosszan elnyúló mágneses anomáliák leképzésekor összefüggő vonalrendszert kapunk, lásd például a Közép-magyarországi-zóna két oldalán jelentkező hatóperemeket (16. ábra).

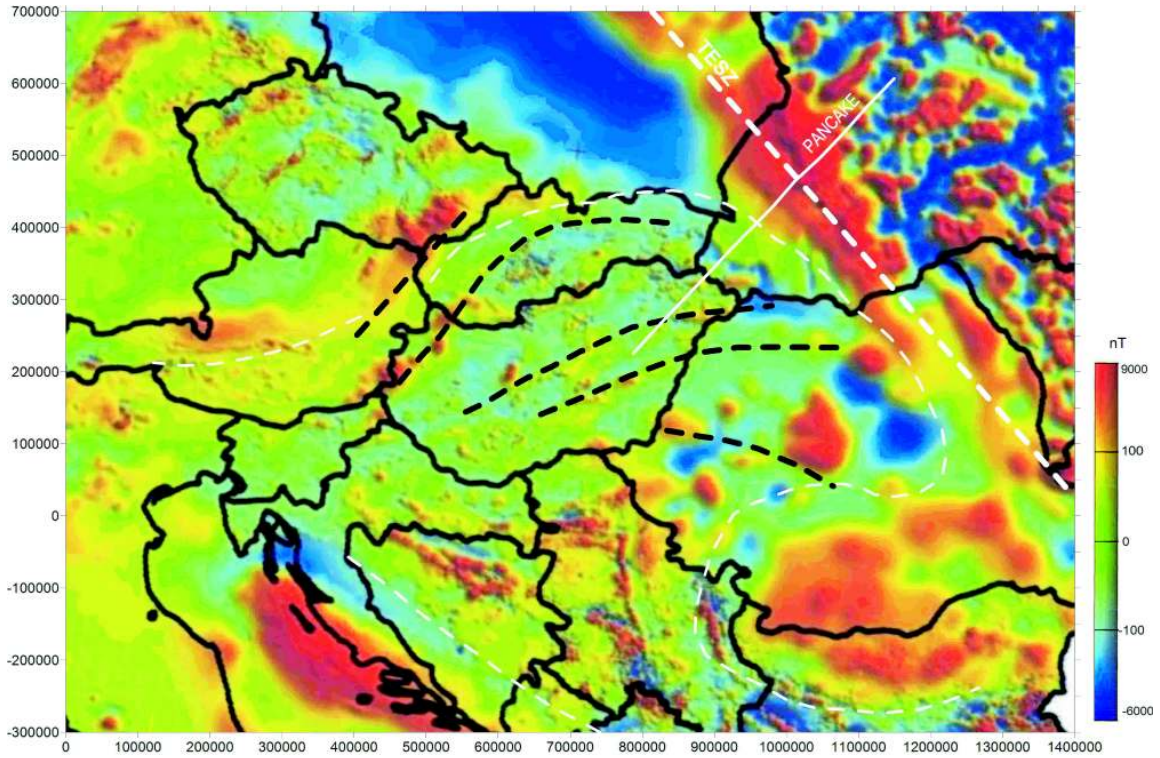


12. ábra. Gravitációs és mágneses lineamensek és felszíni neogén vulkanitok megjelenítése a Kárpát-Pannon-régióban

Kék szaggatott vonal – gravitációs, piros szaggatott vonal – mágneses, zöld vonal – egyszerűsített lineamensek, piros poligonok – felszíni vulkanitok

Figure 12. Gravity and magnetic lineaments and the surface volcanites in the Carpathian-Pannonian Region

Blue dashed lines – gravity lineaments, red dashed lines – magnetic lineaments, light green line – simplified lineaments – surface volcanites

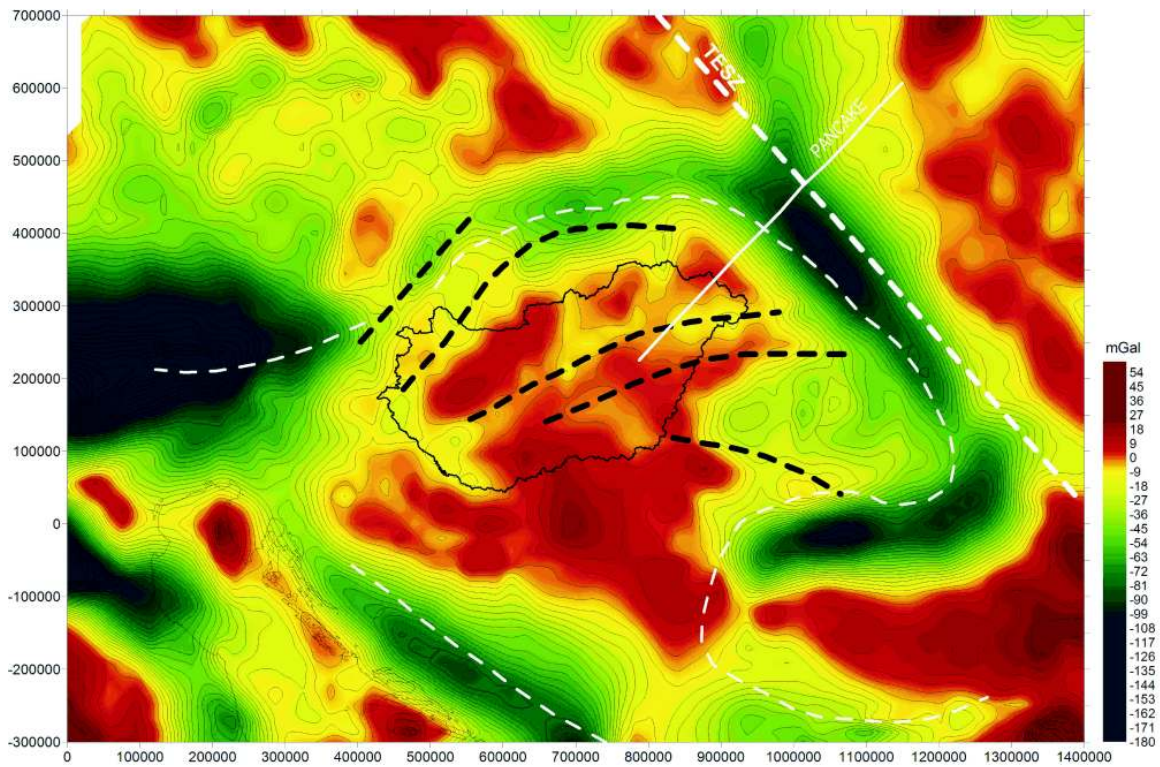


13. ábra. Egyszerűsített lineamensek a Kárpát–Pannon-régió mágneses anomália térképén

Fekete szaggatott vonalak – egyszerűsített lineamensek, fehér vonalak magyarázata az 1. és 9. ábrán

Figure 13. Simplified lineaments on the magnetic anomaly map of Carpathian-Pannonian Region

Black dashed line – simplified lineaments, descriptions of white lines see on Figure 1 and Figure 9

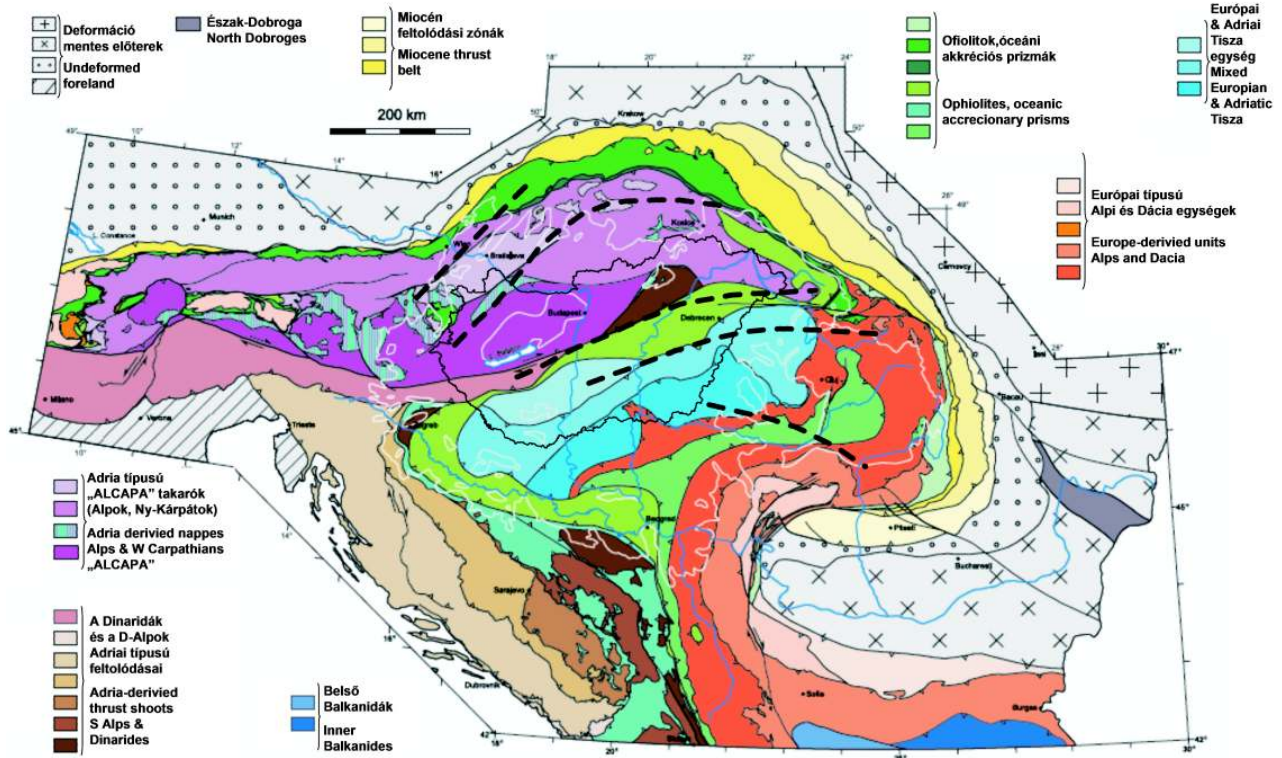


14. ábra. Egyszerűsített lineamensek a Kárpát–Pannon-régió Bouguer-anomália térképén

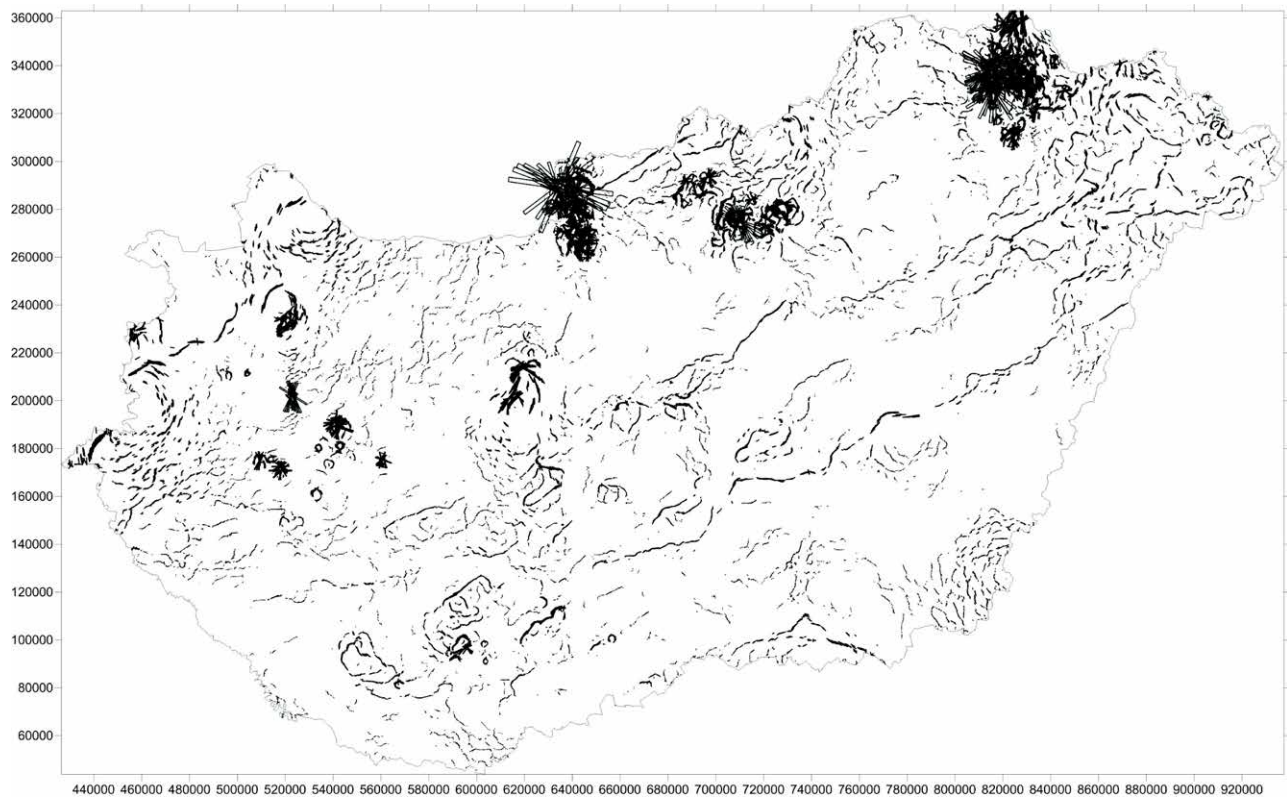
Fekete szaggatott vonalak – egyszerűsített lineamensek, fehér vonalak magyarázata az 1. és 9. ábrán

Figure 14. Simplified lineaments on the Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region

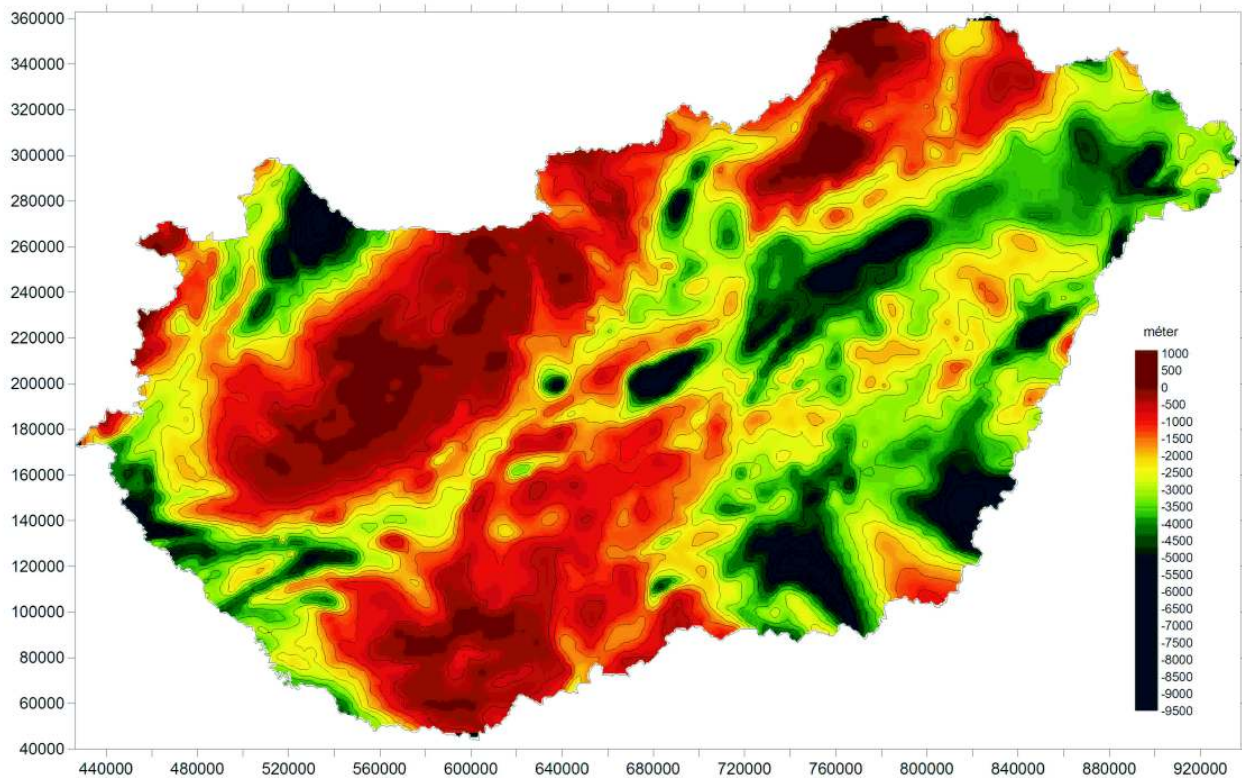
Black dashed line – simplified lineaments, descriptions of white lines see on Figure 1 and Figure 9



15. ábra. Az Alpok, Kárpátok és Dinaridák főbb tektonikai egységei (SCHMID et al. 2008 után módosítva) az egyszerűsített lineamentekkel
 Figure 15. Major tectonic units of the Alps, Carpathians and Dinarides (modified after SCHMID et al. 2008) with the simplified lineaments



16. ábra. Digitális feldolgozásból nyert mágneses hatóperemek Magyarország területén (Kiss 2013a)
 Figure 16. Digital data processing, boundaries of magnetic sources based on Hungarian data (Kiss 2013a)



17. ábra. Prekainozoos medencealjzat mélységtérkép (KILÉNYI & SEFARA 1991)

Figure 17. Depth of pre-Cenozoic basement of Hungary (KILÉNYI & SEFARA 1991)

Az egyszerűsített, vizuálisan a régió térképei alapján meghatározott lineamensek és az országos mágneses és gravitációs adatokból készített digitális hatóperem-kijelölések más felbontásban ugyan, de hasonló rajzolatokat mutatnak (18. ábra, 19. ábra). Az ábrán látszik a felszínközeli ismert hatások túlsúlya a hatóperemek esetén, ami a közep-hegységi zónában mindkét térképen dominánsan jelen van, de a hosszan elnyúló vonalás hatóperemek és az egyszerűsített lineamensek kapcsolata elég meggyőző.

A magyarországi magmás képződmények modern, átfogó és egységesített földtani, térinformatikai nyilvántartása még nem áll rendelkezésre, ugyanakkor a mágneses anomáliát okozó hatók anyaga elsősorban bázisos (intruzív és effuzív) magmás és az ezekből képződött metamorf képződmények lehetnek.

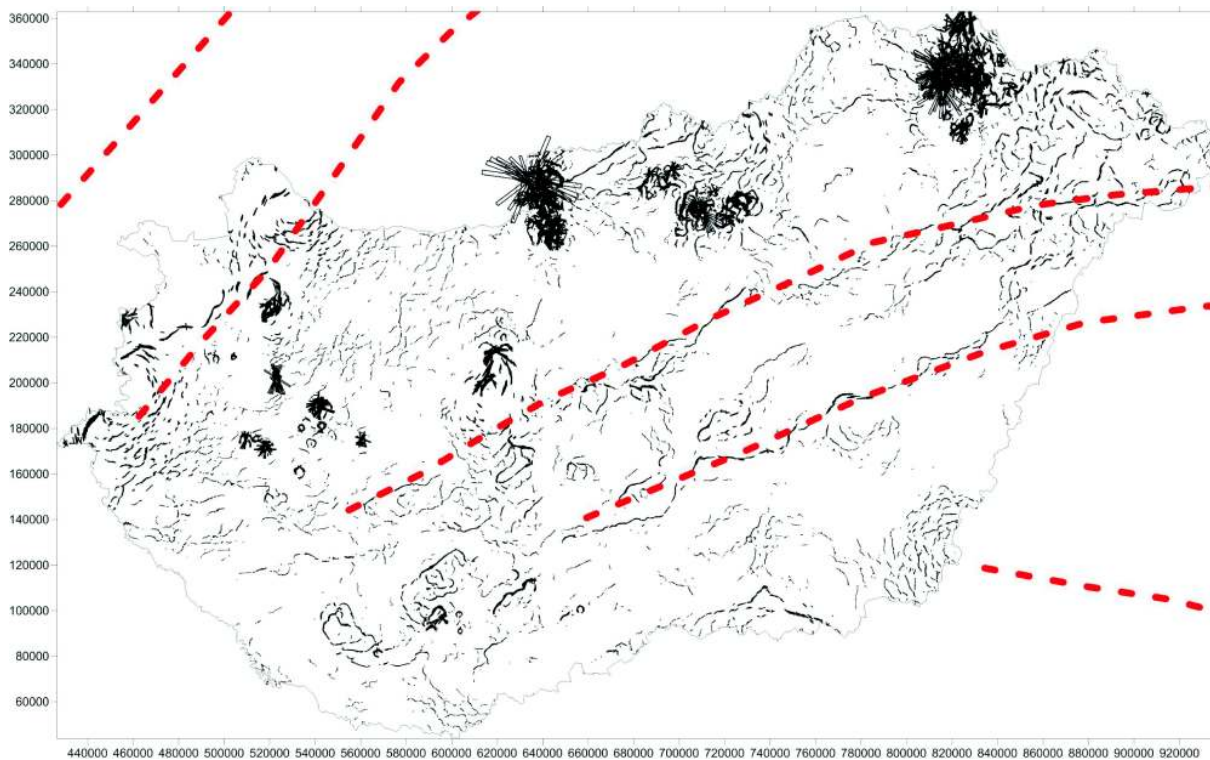
A mélyfúrás adatok részletes elemzése csak a felső, durván 5 km mélységre adja meg a potenciális hatókat, miközben az anomáliát okozó képződmények egy része — például a párhuzamos anomáliapáskák esetében — ennél mélyebben található (Kiss 2015a,b, Kiss et al. 2015a, b). Ezt szemlélteti a 20. ábra, ahol a mágneses hatásokat különböző transzformációkkal kiemeltük (Kiss 2013a) és bázisos képződményeket (bazalt, andezit, diabáz, gabbró, diorit, szerpentin, amfibolit és eklogit) harántoló mélyfúrásokat is pontosan megjelenítettük. Nagyon sok fúrás esik anomáliamentes területre (20. ábra), és sok olyan anomális zóna van, ahol a fúrásokban (a talpig) nem találtak bázisos kőzetet. A korábban publikált, az eltemetett neogén vulkanitokról szóló cikk (ZELENKA et al. 2004) eredményeit, azaz az andezit, diabáz és bazalt elter-

jedéseket is összevetettük a mágneses anomáliákkal, de csak részleges átfedések voltak, ahogy azt a mélyfúrások esetében is tapasztaltuk (Kiss et al. 2015a).

Az erősen mágneses ásványoknak a sűrűsége is számottevő, tehát ahol erős mágneses hatást azonosítunk (pl. 20. ábra, barna színnel megjelenő maximumvonulatok), ott a Bouguer-anomália értéke is várhatóan magasabb lesz.

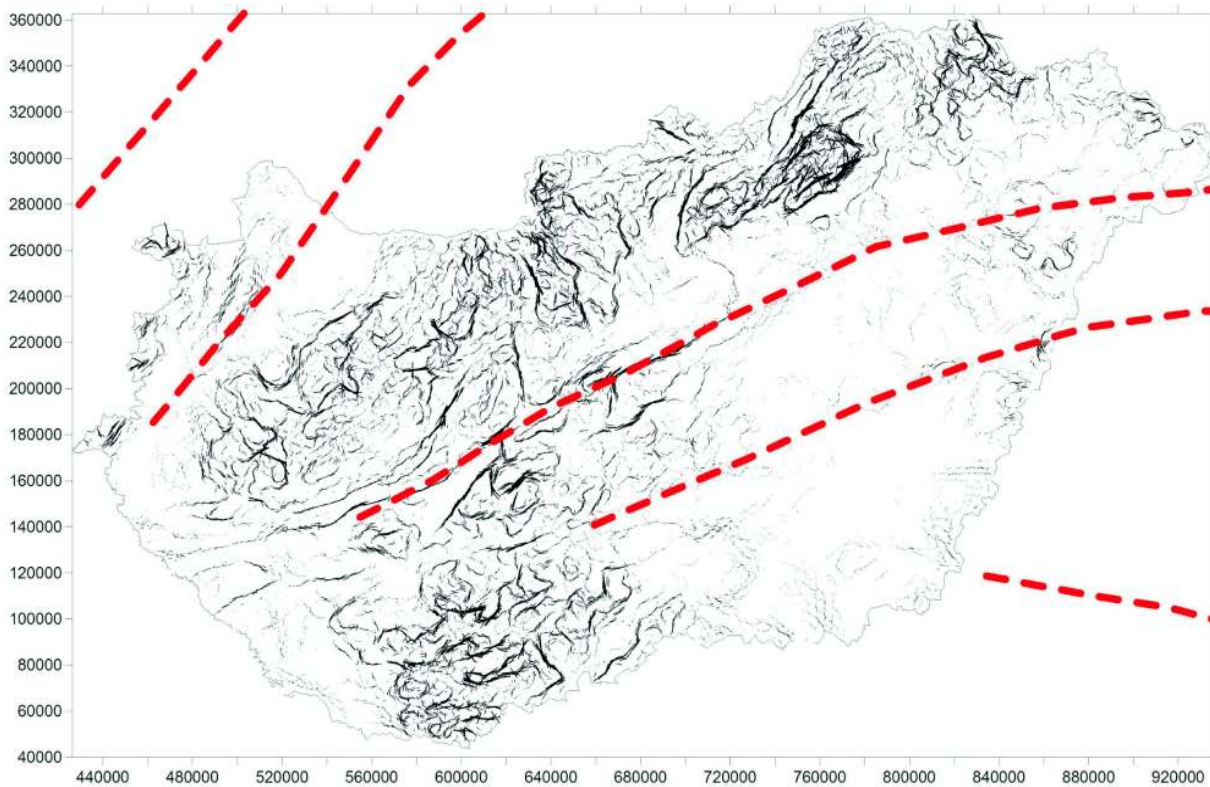
Spektrálanalízis alapján négy mélység szintet lehetett meghatározni a mágneses anomália térképből (Kiss 2013a). Az első szint az 1200 m-es, a második a 2200 m-es, a harmadik a 11 200 m-es és a negyedik a 27 700 m-es szint. A mágneses anomáliák térfrekvenciája alapján végzett elkülönítésből és a mélység becsléséből látszik, hogy a hatók eredetire mélyfúrások használatával csak az első két mélység-tartomány esetén kaphatunk választ (bővebben lásd Kiss 2013a, 2015a). Ebben a mélység-tartományban csak néhány olyan anomáliát találunk, amelynek a hatója mélyfúrással még elérhető lenne, a többség, a felszíni földtani információink alapján ismertnek tekinthető.

Ennél nagyobb mélység esetén a hatók beazonosítása csak közvetett információk alapján lehetséges. A harmadik szint (11 km-es mélység) sávosan megjelenő hatóinak mélysége már kívül esik a fúrások mélység-tartományán, ezért valami más geofizikai módszer adatait kell segítségül hívni. A litoszférakutató szeizmikus mélység-szelvények behatolási mélysége megfelelő (0–30 km), ilyenek például a CELEBRATION szeizmikus refrakciós tomografikus mérések szelvényei és a „Pannon Geotraverz” mélyszeizmikus reflexiós szelvények (21. ábra).



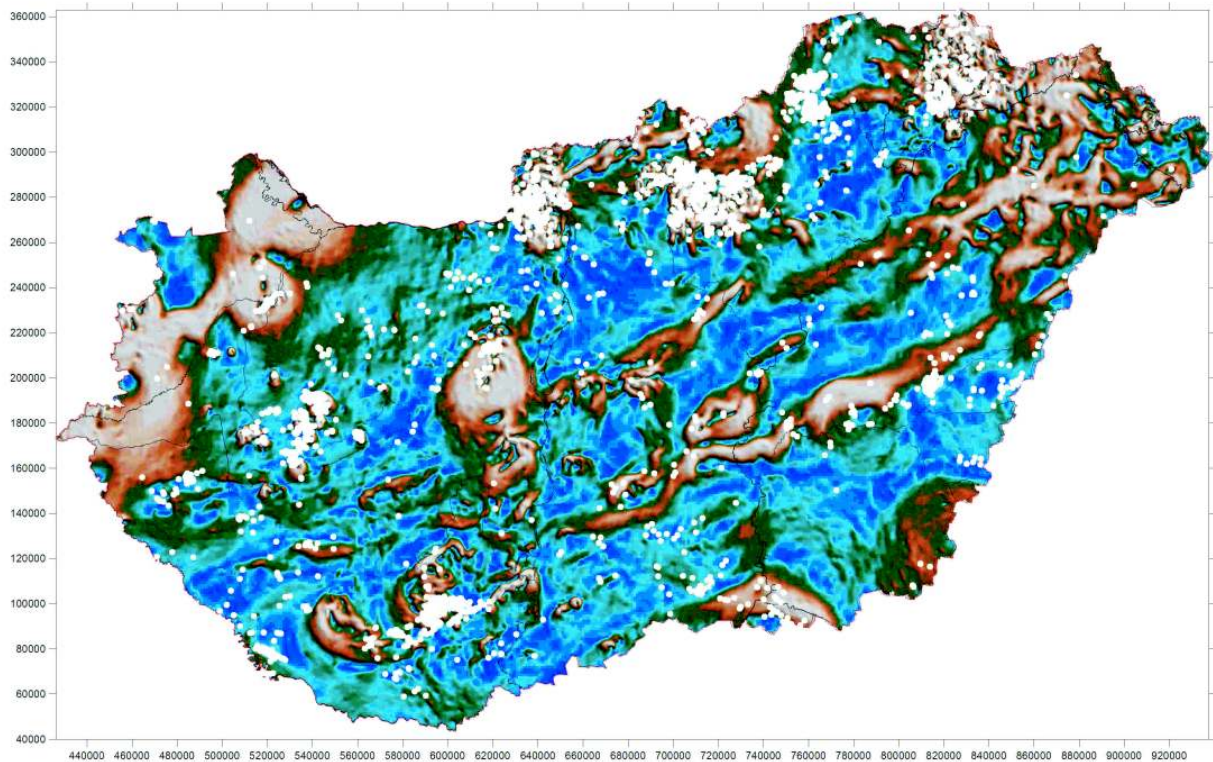
18. ábra. Mágneses hatóperemek az országos adatrendszerből (Kiss 2013a) és kéregszerkezeti vonalak a régió adatai alapján

Figure 18. Magnetic edge detections of Hungary and simplified lineaments of Carpathian-Pannonian Region (Kiss 2013)



19. ábra. Gravitációs hatóperemek az országos adatrendszerből (Kiss 2006) és kéregszerkezeti vonalak a régió adatai alapján

Figure 19. Gravity edge detections of Hungary (Kiss 2006) and simplified lineaments of Carpathian-Pannonian Region



20. ábra. Transzformált mágneses anomália térkép a bázisos képződményeket harántoló mélyfúrásokkal (Kiss 2013a módosítva)

Figure 20. Transformed magnetic anomaly map and boreholes with buried mafic geological formations (Kiss 2013a, modified)

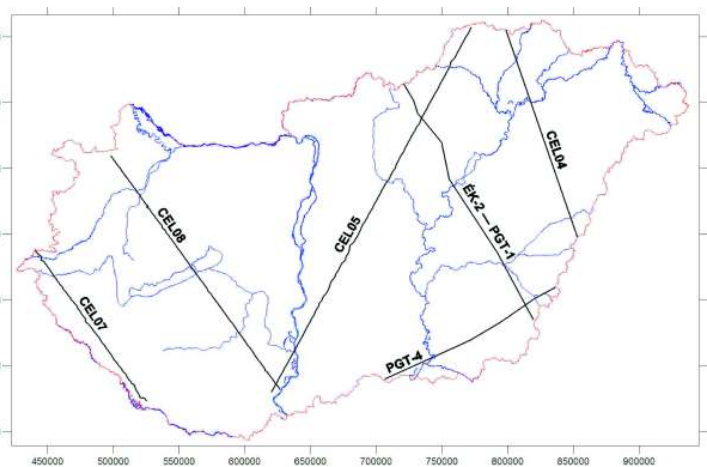
A CEL05 szeizmikus sebességszelvény (22. ábra) Mohácstól Aggtelekidig húzódik, és északon, valahol Receks magasságában, nagyon szerencsétlenül, hegyes szögben érinti a Darnó-vonalat (oldalhatások lépnek fel). A szelvényen több nagy sebességű anomáliazónát lehet azonosítani 5–10 km-es mélységben. Ezek a zónák valószínűleg nagyobb mélységekben is jelen vannak, azonban a mérés felbontóképessége a mélységgel arányosan romlik, így a sebességeloszlás kb. 10 km alatt már kevésbé informatív. Ha a sebesség-anomáliákat a többi szelvényen is kijelöljük, majd helyzetüket vízszintes, térképi síkon megjelenítjük, akkor ezek többnyire az országos térkép kis amplitúdójú, sávos mágneses anomáliáira esnek (23. ábra).

A MFA és GEOBANK adatbázisok alapján a mélyfúrásokban harántolt bázisos összetételű metamorf képződmények (szerpentin, amfibolit, eklogit) magyarországi elterjedése még egy értelmezésre ad lehetőséget. Ezek a bázisos metamorfotokat fúrt mélyfúrások a Tiszai nagyszerkezeti egység területén jelentkeznek, az egyik hosszan nyomon követhető mágneses anomália vonulattól délre (24. ábra).

Amint korábban jeleztük a mágneses anomáliák bázisos képződményeket, vagy azok peremét jelzik. Ebben az esetben a bázisos metamorfotok a mélyfúrási adatok alapján általánosan elterjedtek az anomália vonulattól délre, de nincsenek jelen, vagy sokkal mélyebb helyzetben

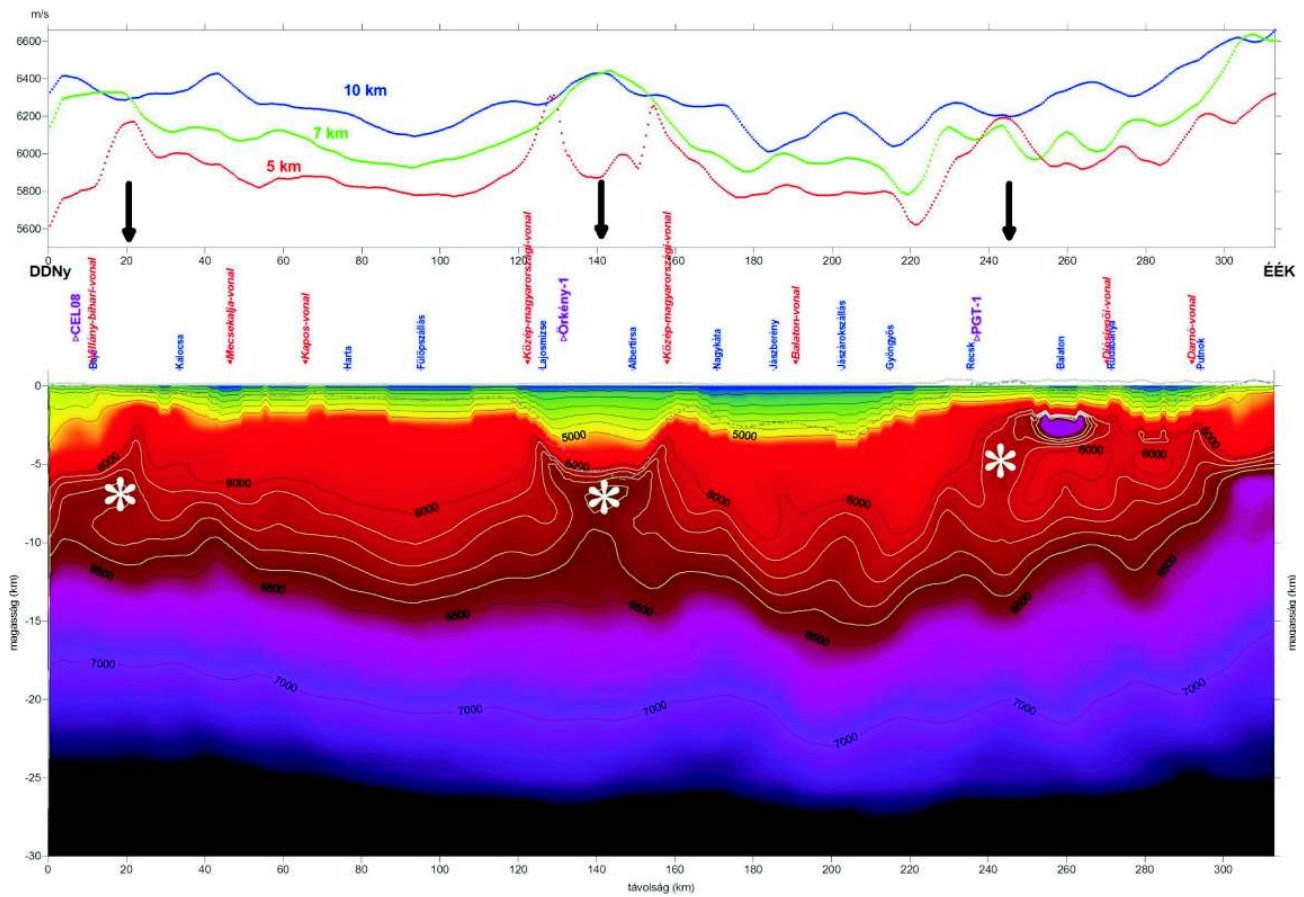
vannak attól északra. Ez szerkezeti, vagy kifejlődésbeli okokra (Alcapa- vs. Tiszai-e.) vezethető vissza, azaz a mágneses anomália vonulat egy határvonal, a bázisos metamorfotok elterjedésének határvonala.

A mágneses modellezések során egy fekvő lemezszerű testnél, a geometriából adódóan a legerősebb mágneses anomália a test pereménél jelentkezik (dipólus tér), miközben a lemez felett gyakorlatilag nincs kimutatható anomália, csak alapszint emelkedés (Kiss 2015a).



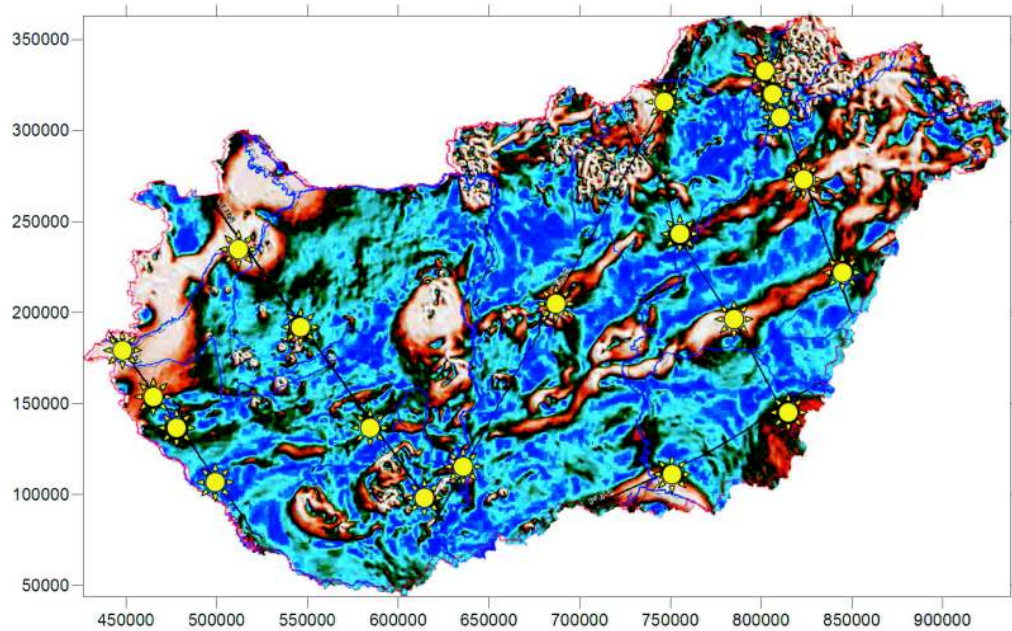
21. ábra. Litoszférakutató CELEBRATION és Pannon Geotraverz projektek szeizmikus szelvényei

Figure 21. Seismic profiles of lithosphere exploration CELEBRATION and Pannon Geotraverse projects



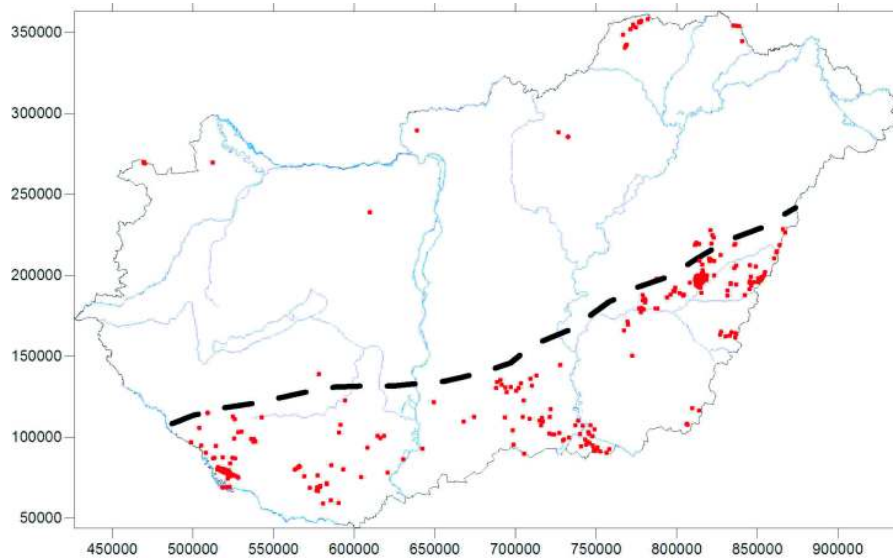
22. ábra. A CEL05 szeizmikus sebességszelvény (alul). Felül az 5, 7 és 10 km-es mélységek sebességgörbéi vannak megjelenítve. A nagysebességű zónák alul csillaggal, felül nyilakkal jelzve

Figure 22. Seismic velocity section CEL05 (below). Above, the velocity value curves at 5, 7 and 10 km depth. High velocity zones showed by arrows (above) and by stars on the velocity section (below)



23. ábra. Nagysebességű zónák helyei a transzformált mágneses anomália térképen. Szeizmikus szelvények Ny-ról K-re: CEL07, CEL08, CEL05, PGT-4, PGT-1, CEL04 (lásd 21. ábra)

Figure 23. The places of high velocity zones on the transformed magnetic anomaly map. Seismic sections from W to E: CEL07, CEL08, CEL05, PGT-4, PGT-1, CEL04 (see on Figure 23)



24. ábra. Bázisos metamorfitekot (amfibolit, szerpentinit, eklogit) fúrt mélyfúrások és a határvonalként értelmezhető mágneses anomália tengelyvonala

Figure 24. Boreholes buried mafic metamorphic formations (amphibolites, serpentinites and eclogites) and the boundary of these formations based on magnetic anomaly map

Következtetések

A Kárpát–Pannon-régió gravitációs térképén kirajzoló regionális anomáliák az izosztázia jelenségével vannak kapcsolatban. Az orogén mozgások során felgyűrődött kőzetek nemcsak kiemelkedtek (hegységek), hanem azok egy része, a tömeg többsúlyja miatt, lefelé nyomódott (gyökérvonala) a nagyobb sűrűségű kéreg/köpeny anyagába az izosztatisz egyensúly — az energiaminimumra való törekvés miatt. A kivastagodó kéreg és a Moho-szint elmélyülése miatt gravitációs minimumokat találunk a környező magas hegységek vonalában. Az izosztatisz gyökérvonala gravitációs minimumai területileg túlnyúlnak a hegységeken, és a medencék peremrészein torzító oldalhatásként jelentkeznek. Így a legkisebb részterület vizsgálatakor is a kéreg felépítéséből, vastagságából származó mélybeli hatás ott van a mérési anyagban, még akkor is, ha nem veszünk róla tudomást.

A mély medencék kis sűrűségű üledékeinek kompenzálására — az izosztatisz egyensúly miatt — a nagyobb sűrűségű köpeny anyaga felemelkedik, így medenceterületeken a kéreg vékonyabb lesz és a kiemelt köpeny (köpenydiapír) miatt gravitációs maximumot tapasztalunk, miközben a környezet, a hegyek miatt, minimum. A Kárpát–Pannon-régió Bouguer-anomália térképének értéktartománya ~250 mGal körüli (2. ábra), Magyarország területén a minimális és maximális Bouguer-értékek között ~60 mGal különbség van mindössze, s a régió legnagyobb értéke is a medence területén található. Ezért lehet a régió léptékében vizsgálódva a Pannon-medence esetében gravitációs maximumról beszélni.

Ezt az izosztázia által meghatározott regionális (kicsit leegyszerűsítve minimum-maximum) képet módosítják a lokális földtani hatások, mint például a medencealjzat mélységének változása, vagy mély kéregszerkezetek (nyírási zónák)

hatása, illetve a gyors geodinamikai folyamatok hatására kialakult változások. Ezek közül a medence belsejében a mély, kéregszerkezeti zónák jelentkeznek talán leglátványosabban.

Az első 3 ellentmondás feloldása:

1. Mélyfúrási adatok alapján az üledékek medencealjzatának domborzata és a Bouguer-anomália görbe eltérő menete.

Az eltérő menet abból adódik, hogy a gravitációs hatás nem a medencealjzat helyzetével van kapcsolatban, hanem egy erősebb, mélybeli hatással. Ilyen például, a felszíni domborzattal negatív korrelációt mutató Moho-felület (kéreg-köpeny határfelület) hullámszerűségének gravitációs hatása. A Moho-felület hullámszerűsége akár ellentétesre is változtathatja a Bouguer-anomália görbe menetét. Ez a hatás, feltételezve az izosztatisz egyensúlyt, kiszámítható. Amennyiben az izosztatisz korrekció nem oldja fel az ellentmondást, úgy számunkra ismeretlen, nagy sűrűségű kéregbeli képződménnyel kell számolnunk az adott kutatási területen.

2. Mély üledékes medencék felett tapasztalt gravitációs maximumok.

A Pannon-medence belsejében a medencealjzat és a medenceüledékek közötti sűrűségkontraszt a mélységgel arányosan csökken és 2–3 km-es mélységnél elenyészik. Ettől a mélységtől a gravitációs anomáliákat a kéreg inhomogenitásából és a kéreg-köpeny határfelület hullámszerűségéből származó hatások fogják meghatározni. A gravitációs Bouguer-anomália kezdeti, medencealjzattól való függése után, a Moho határfelülettel való függés váltja fel. Ezt szemléltetik például a PGT-1 szeizmikus litoszférakutató szelvény mentén végzett komplex adatfeldolgozások is (Kiss 2012c). Az izosztatisz korrekció alkalmazásával a mély medencékben tapasztalt maximumok jelentős része eltűnik a Bouguer-anomália térképről.

3. Nagy amplitúdójú gravitációs minimumok a Közép-magyarországi zónában.

A Közép-magyarországi nagyszerkezeti zóna kettészeli Magyarországot. A medencealjzatban árkos mélyedés van, de az árok nem olyan mély, mint a Dél-Alföld vagy a Kisalföld egyes részei, tehát a medencealjzat lefutásával ez a minimum nem magyarázható meg teljesen. Ez a zóna egy jobbos eltolódás — az Alcapa- és a Tiszai-egységek között kialakult széles nyírási zóna. A nyírási zóna mentén a kéreg kőzetei fellazultak, megnőtt bennük a pórustérfogat, ami jelentős, de nem összefüggő Bouguer-anomália minimumokat okoz. A feldolgozásaink szerint (KISS 2012b) a nagy mélységek gravitációs anomáliáit mutató frekvenciaszűrt térképeken is markánsan jelen van ez a hatás.

A Kárpát–Pannon-régió mágneses anomália térképét elemezve a lokális mágneses hatók mellett hosszan elnyúló anomália vonulatokat lehet azonosítani. Ezek a jellegzetességek az országos, sűrűbb mágneses adatrendszeren is felismerhetők. A spektrális vizsgálatok alapján ezek a vonulatok 10 km körüli mélységtartomány hatóihoz köthetők. A hatást okozó képződmények közvetlenül, mélyfúrással már nem érhetők el, csak más módszerek mérési adatai adhatnak róluk további információkat. Ilyenek a litoszférakutató szeizmikus szelvények, amelyek ezt a mélységtartományt vizsgálták, s amelyek nagy sebességű zónákat jeleznek a mágneses anomália vonulatok alatt. A nagy, alsó-kéregre jellemző sebesség, bázisos összetételre utal, a bázisos képződmény viszont mágneses hatóként jelenik meg a felső-kéregben, a Curie-hőmérséklet feletti mélységtartományokban (KISS 2013a, 2015a, b, KISS et al. 2015a, b). A szeizmikus sebességszelvények alapján az anomáliák az 5–10 km közötti mélységtartományban azonosíthatók, de lokálisan ennél kisebb mélységben is megjelenhetnek.

Az utolsó, a 4. ellentmondás és annak feloldása tehát:

4. *Összefüggő mágneses anomáliapázták a Közép-magyarországi-zóna és részben a Tiszai-egység mentén, ott, ahol a fúrások alapján főleg vulkáni törmelékes összetetkről van tudomásunk, amelyek alig mágnesesek.*

Az anomáliák hatója nem az ismert eltemetett kainozoos vulkanit. A hosszan követhető, sávos mágneses anomáliák hatója a spektrális mélység-meghatározás, valamint a litoszférakutató szeizmikus szelvények sebességeloszlása alapján a fúrások behatolási mélységénél mélyebben elhelyezkedő nagysebességű bázisos magmás és/vagy metamorf képződmények vonulata, esetleg azok pereme — vízszintes lemezmodell feltételezve.

Olyan mélységtartományokat és hatásokat vizsgáltunk, ahonnan nincsenek közvetlen földtani információink. A geofizikának köszönhetően közvetett információink vannak, amelyek segítségével több érdekes, ellentmondásosnak tűnő jelenség magyarázatát sikerült megtalálni. A vizsgálatoknál a lépték és a mérési adatok sűrűsége (a felmérttség) erősen behatárolják lehetőségeinket, így feldolgozásainkból nem várható részletes vető-kinematikai ismertetés például a kéregszerkezeti zónákról.

A geodinamikai mozgások nyomai (végső lenyomata) az anomália térképen megítélésünk szerint jelen vannak, de a mozgásokra a háttér információk felhasználásával lehet csak következtetni.

Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti az ELGI hosszú évekre visszanyúló geofizikai adatkezelési tevékenységét (Földfizikai és Térképezési Főosztályok), valamint a módszertani kutatásait (erőtér-geofizikai és szeizmikus módszertani kutatások; litoszférakutatás), amelyek lehetővé tették, hogy jobban megértsük hazánk mélyföldtani felépítését, adott esetben a gravitációs és mágneses adatokon keresztül.

Köszönettel tartozom lektoraimnak is, akik végtelen türelemmel javították, illetve részben pótolták cikkem hiányosságait és felhívták a figyelmemet a pontatlan, félreérthető megfogalmazásokra.

Irodalom — References

- AIRY, G. B. 1855: On the computation of the effect of the attraction of mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. — *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **145**, 101–104.
- BADA, G., HORVÁTH, F., FEJES, I. & GERNER, P. 1999: Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. — *Journal of Geodynamics* **27**, 501–527.
- BADA, G., HORVÁTH, F., DÖVÉNYI, P., SZAFIÁN, P., WINDHOFFER, P. & CLOETHING, S. 2007: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian Basin. — *Global and Planetary Change* **58**, 165–180.
- BALLA, Z. 1982: Development of the Pannonian Basin basement through the Cretaceous–Cenozoic collision: a new synthesis. — *Tectonophysics* **88/2**, 61–102.
- BALLA, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: A kinematic analysis. — *Geophysical Transactions* **30/4**, 313–353.
- BIELIK, M., KLOSKA, K., MEUERS, B., SVANCARA, J., WYBRANIEC, S., FANCSIK, T., GRAD, M., GRAND, T., GUTERCH, A., KATONA, M., KROLIKOWSKI, Cz., MIKUSKA, J., PASTEKA, R., PETECKI, Z., POLECHONSKA, O., RUESS, D., SZALAJOVA, V., SEFARA, J. & VOZAR, J. 2006: Gravity anomaly map of the CELEBRATION 2000 region. — *Geologica Carpathica* **57/3**, 145–156.
- BILIK, I. 1966: A Mecsek-hegységi alsó kréta vulkanitok nevezéktani kérdései. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1964. évről*, 59–74.
- DOGLIONI, C. 1990: The global tectonic pattern. — *Journal of Geodynamics* **12/1**, 21–38.

- FLETCHER, K. M. U., FAIRHEAD, J. D., SALEM, A., LEI, K., AYALA, C. & CABANILLAS, P. L. M. 2011: Building a higher resolution magnetic database for Europe for resource evaluation. — *First Break* **29**, 41–47.
- FODOR L. 2010: Mezozoos–kainozoos feszültségmezők és törérendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén — módszertan és szerkezeti elemzés. — *Akadémiai doktori értekezés*, MTA, Budapest, 167 p.
- FODOR L. & CSONTOS L. 1998: Magyarországi szerkezetföldtani kutatások és ezek legújabb eredményei. — *Földtani Közlöny* **128/1**, 123–143
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 1–156.
- FODOR, L., BADA, G., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAI-RÜDIGER, ZS. PALOTÁS, K., SÍKHEGYI, F. 2005: New data on neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. — In: FODOR L. & BREZSNYÁNSZKY, K. (eds): *Proceedings of the workshop on „Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment”*. *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **204**, 35–44
- GRENERCZY Gy. 2005: Crustal motions from space geodesy: a review from EPN, CEGRN, and HGRN data. — *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **204**, 31–34
- HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **226**, 333–358.
- HORVÁTH F. 2007: A Pannon-medence geodinamikája: eszméletörténeti tanulmány és geofizikai szintézis. — *Akadémiai doktori értekezés*, MTA, Budapest, 238 p.
- HORVÁTH F., BADA G., WINDHOFFER G., CSONTOS L., DÖVÉNYI P., FODOR L., GRENERCZY Gy., SÍKHEGYI F., SZAFIÁN P., SZÉKELY B., TIMÁR G., TÓTH L. & TÓTH T. 2004: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza, Euro-konform térképsorozat és magyarázó. — http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm
- JANIK, T., GRAD, M., GUTERCH, A., VOZÁR, J., BIELIK M., VOZÁROVA, A., HEGEDŰS, E., KOVÁCS, Cs. A., KOVÁCS, I. & KELLER, G. R. 2011: Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. — *Journal of Geodynamics* **52/2**, 97–113.
- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. 1985: Permian–Paleogene Paleogeography along the Eastern part of the Insubric–Periadriatic Lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug Unit. — *Acta Geologica Hungarica* **28**, 71–84.
- KILÉNYI, É. & SEFARA, J. 1991: Pre-Tertiary Basement Contour Map of Carpathian Basin Beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. — *Geophysical Transactions* **36/1–2**, 15–36.
- KISS J. 2006: Magyarország gravitációs lineamentstérképe — első eredmények. — *Magyar Geofizika* **47/2**, 1001–1010.
- KISS J. 2009: Regionális gravitációs anomáliák, izosztatikus hatások Magyarországon. — *Magyar Geofizika* **50/4**, 153–171.
- KISS J. 2010: Mély medencék izosztatikus hatása. — *Magyar Geofizika* **51/3**, 1–13.
- KISS J. 2012a: Lehetséges izosztatikus hatások a Kárpát-medencében. — In: MIKA J., DÁVID Á., PAJTÓKNÉ TARI I. & FODOR R. (eds): *HUNGEO 2012 Magyar Földtudományi Szakemberek XI. Találkozója, Eger 2012. augusztus 20–25*, 39–44.
- KISS J. 2012b: A Kárpát-Pannon régió Bouguer-anomália térképének frekvenciatartománybeli vizsgálata és értelmezése. — *Magyar Geofizika* **53/4**, 236–257.
- KISS J. 2013a: Magyarországi geomágneses adatok és feldolgozások: spektrálanalízis és térképi feldolgozások. — *Magyar Geofizika* **54/2**, 89–114.
- KISS J. 2013b: A Pannon–Kárpát régió gravitációs képe — geodinamikai vonatkozások. — In: KRIVÁNNÉ HORVÁTH Á. (ed): *Földtudományi Vándorgyűlés és Kiállítás, Veszprém 2013. július 4–6*. p. 25.
- KISS J. 2014a: A Kárpát-Pannon régió gravitációs képe — geodinamikai vonatkozások. — *Magyar Földtani és Geofizikai Intézet Évi Jelentése 2012–2013*, 113–126.
- KISS J. 2014b: Magyarország Bouguer-anomália térképének frekvenciatartománybeli vizsgálata és értelmezése. — *Magyar Geofizika* **55/4**, 163–178.
- KISS J. 2014c: Lemeztekonika, vulkanizmus és a Kárpát-Pannon régió geomágneses anomália térképe. — *Magyar Geofizika* **55/2**, 1–31.
- KISS J. 2015a: A Pannon-medence geomágneses anomáliái és a mélyfúrással feltárt bázisos földtani képződmények kapcsolata. — *Magyar Geofizika* **56/1**, 21–42.
- KISS J. 2015b: Kép, térkép, szelvény — litoszféra a geofizikai adatok alapján. A litoszféra-kutatás legfrissebb hazai eredményei. — MFGI előadóülés, Budapest, 2015. november 26. (http://elginform.elgi.hu/publication/KissJ/Presentations/KJ_litoszféra15.pptx)
- KISS J. & GULYÁS Á. 2006: Magyarország mágneses ΔZ anomália térképe, M=1:500 000-es nyomtatott térkép. — ELGI kiadvány, Budapest.
- KISS J. & MADARASI A. 2012: A PGT–1 szelvény komplex geofizikai vizsgálata (nem szeizmikus szemmel). — *Magyar Geofizika* **53/1**, 29–54.
- KISS J. & PRÁCSER E. 2014: Kárpát-Pannon régió a potenciáltér adatok tükrében. — In: *HUNGEO–2014, Magyar Földtudományi Szakemberek XII. Találkozója — Cikkgyűjtemény, Debrecen 2014. augusztus 20–24*. 148–151.
- KISS, J., PRÁCSER, E., VÉRTESY, L., GULYÁS, Á. 2011: Last decade gravity data processing in the ELGI. — *6th Congress of Balkan Geophysical Society, Budapest 2011. Oct. 3–6* (oral presentation, B16, http://elginform.elgi.hu/publication/KissJ/BGS_2011_B16.pdf)
- KISS J., VÉRTESY L., GULYÁS Á., KOVÁCS A. Cs. & FANCSIK T. 2015a: Bázisos földtani képződmények és a mágneses anomáliák. — *MGE 34. Vándorgyűlés, Budapest 2015. 09. 24–25*. (http://elginform.elgi.hu/publication/MGE_vandorgyules2015_cikkgyujtemeny.pdf)
- KISS J., VÉRTESY L., GULYÁS Á., MADARASI A. 2015b: Tisia — a geofizikai adatok tükrében. — *TISIA Konferencia kiadványa*, 25–28.
- KOVÁCS I., FALUS Gy., STUART G., HIDAS K., SZABÓ Cs., FLOWER M., HEGEDŰS E., POSGAY K., ZILAHÍ-SEBESS L. & FANCSIK T. 2011: Asztenoszféraáramlás mint a tercier kilökődés és extenzió hajtóereje? — *Magyar Geofizika* **52/2**, 79–87.
- KOVÁCSVÖLGYI S. 1995: DK-Magyarország gravitációs és földmágneses anomáliáinak értelmezése. — *Magyar Geofizika* **36/3**, 198–202.

- KOVÁCSVÖLGYI S. 1997: Gravitációs kutatások Magyarországon. A békési rejtély. — *Élet és Tudomány* **52/18**, 551–553.
- MÁRTON, E. 1985: Tectonic implications of paleomagnetic results for the Carpath–Balkan areas. — In: ROBERTSON, A. H. E. & DIXON, J. E. (eds): The geological evolution of the Eastern Mediterranean. — *Geological Society, London, Special Publications* **17**, 645–654.
- MÁRTON, E., RAUCH-WŁODARSKA, M., KREJCI, O., TOKARSKI, A. K. & BUBÍK, M. 2009: An integrated palaeomagnetic and AMS study of the Tertiary flysch from the Outer Western Carpathians. — *Geophysical Journal International* **177**, 925–940.
- MÉSZÁROS, F. & ZILAHÍ-SEBESS, L. 2001: Compaction of the sediments with great thickness in the Pannonian Basin. — *Geophysical Transactions* **44/1**, 21–48.
- MITUCH, E. & POSGAY, K. 1972: 28. Hungary. — In: SZÉNÁS, Gy. (ed.): Crustal Structure of Central and Southeastern Europe Based on the Results of Exploration Seismology. — *Geophysical Transactions, Special Issue*, 118–129.
- NEMESI L., DUDÁS J., DRASKOVITS P., HOBOT J., VARGA P.-NÉ, TÓTH Cs., KOVÁCSVÖLGYI S., MILÁNKOVICH A., PÁPA A., STOMFAI R. & VARGA G. 1995: A Kisalföld geofizikai kutatási eredményeinek összefoglalása. — *Geophysical Transactions* **39/2–3**, 91–94.
- O'LEARY, D. W. & SIMPSON, S. L. 1977: Remote Sensor Applications to Tectonism and Seismicity in the Northern Part of the Mississippi Embayment. — *Geophysics* **42/3**, 542–548.
- POSGAY, K., ALBU, I., MAYERKOVA, M., NAKLADALOVA, Z., IBRMAJER, I., BLIZKOVSKY, M., ARIC, K. & GUTDEUTSCH, R. 1991: Contour map of the Mohorovičić discontinuity beneath Central-Europe. — *Geophysical Transactions* **36/1**, 7–13.
- POSGAY K., ALBU I., ÁDÁM A., BÉRCZI I. & HEGEDŰS E. 1995a: A terciér medence aljzatának geofizikai kutatása. — *Magyar Geofizika* **36/különszám**, 27–36.
- POSGAY, K., BODOKY, T., HEGEDŰS, E., KOVÁCSVÖLGYI, S., LENKEY, L., SZAFIÁN, P., TAKÁCS, E., TIMÁR, Z. & VARGA, G. 1995b: Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. — *Tectonophysics* **252**, 467–484.
- PRATT, J. H. 1855: On the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond them upon the plumbline in India. — *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **145**, 53–100.
- ROYDEN, L. & BALDI, T. 1988: Early Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin system. — In: ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F. (eds): The Pannonian Basin. *AAPG Memoir* **45**, 27–48.
- ROYDEN, L., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1983: Evolution of the Pannonian Basin System: 1. Tectonics. — *Tectonics* **2/1**, 63–90, doi:10.1029/TC002i001p00063.
- SCHMID, S. M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. 2008: The Alps–Carpathians–Dinarides–connection: a correlation of tectonic units. — *Swiss Journal of Geosciences* **101/1**, 139–183.
- SULLIVAN W. 1985: *A vándorló kontinensek*. — Gondolat Kiadó, Budapest, 388 p.
- SZABÓ, Z. & PÁNCICS, Z. 1999: Rock densities in the Pannonian basin – Hungary. — *Geophysical Transactions* **42/1–2**, 5–28.
- SZAFIÁN, P. & HORVÁTH, F. 2006: Crustal structure in the Carpatho–Pannonian region: insights from three-dimensional gravity modelling and their geodynamic significance. — *International Journal of Earth Sciences* **95**, 50–67.
- SZAFIÁN, P., HORVÁTH, F. & CLOETHING, S. 1997: Gravity constraints on the crustal structure and slab evolution along a transcarpathian transect. — *Tectonophysics* **272**, 233–247.
- SZAFIÁN, P., TARI, G., HORVÁTH, F. & CLOETHING, S. 1999: Crustal structure of the Alpine–Pannonian transition zone: a combined seismic and gravity study. — *International Journal of Earth Sciences* **88**, 98–110.
- TANASOIU, M., RADOVICI, I. & PETRISOR, D. 1983: Republica Socialista Romania, Harta Magnetica Anomalia componente Verticale (ΔZ_a), Scara 1 : 1 000 000. — Ministerul Geologiei Institutul De Geologie si Geofizica.
- TARI, G. 1994: *Alpine tectonics of the Pannonian Basin*. — PhD. thesis, Rice University, Houston, 501 p.
- TÓTH L. & ZSÍROS T. 2002: A Pannon-medence szeizmicitása és földrengéskockázata. — In: „Magyarország földrengésbiztonsága” *Mérnök-szeizmológiai Konferencia, Széchenyi István Egyetem, Szerkezetépítési Tanszék, Győr*, 129–138.
- ZELENKA, T., BALOGH, K., KOZÁK, M., PÉCSKAY, Z., RAVASZ, Cs., ÚJFALUSSY, A., BALÁZS, E., KISS, J., NEMESI, L., PÜSPÖKI, Z. & SZÉKY-FUX, V. 2004: Buried Neogen volcanic structures in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **47/2–3**, 177–219.

Kézirat beérkezett: 2015. 12. 22.

Véggjegyzet

- ¹ Curie-hőmérséklet — e hőmérséklet felett a ferromágneses anyag elveszti mágneses tulajdonságait és paramágnesessé válik.
- ² Azokban az országokban, ahol nincsenek mély üledékes medencék, a gravitációs méréseket szinte kizárólag a Moho térképezésére használják.
- ³ A geofizikai anomáliagörbék különböző hullámhosszúságú jelekből állnak. Az anomália térfrekvenciájának a hullámhosszúság reciprok értékét nevezzük (analógia a hagyományos frekvenciával, ami a periódusidő reciprok értéke). Ennek megfelelően nagyfrekvencia kis hullámhosszúságú, a kisfrekvencia nagy hullámhosszúságú anomáliát jelent. Kisfrekvenciás anomáliát a mélybeli, nagyfrekvenciás anomáliát a felszínközeli hatók okoznak. A spektrálanalízis az anomáliák térfrekvencia eloszlását vizsgálja, meghatározza, hogy az egyes térfrekvenciák milyen mértékben vannak jelen az anomáliákban. A vizsgálat eredménye a spektrum.
- ⁴ A frekvenciatartománybeli szűrések az anomáliák térfrekvencia szerinti szűrése. Különböző mélységű hatók tere összeadódik, így az eredeti anomáliagörbén nehéz a hatásokat elkülöníteni. A spektrálanalízis során kiszámolt spektrumot felhasználva lehet a különböző szűrőket megtervezni és az egyes hatások mélységét megbecsülni. A magyarországi mágneses és gravitációs adatok spektrálanalízisének eredményét Kiss (2013a, 2014b) cikkei mutatják be.
- ⁵ IGSN71 — az Európai gravitációs alapszintet és normál teret leíró szabvány. WGS-84 — alkalmazott geodéziai vonatkoztatási rendszer.
- ⁶ Szerbia területe adathiányos, csak az interpolálásnak köszönhetően nem üres!
- ⁷ Ez már korábban is megfogalmazódott, de egyrészt akkor még senki nem számolta ki az izosztikus hatásokat a Kárpát–Pannon

régióra, másrészt a mély medencék által okozott köpeny-kiemelkedéseket nem ismerték fel. A kétdimenziós (szelvény menti) modellezések eredményeiből pedig, nem állt össze a teljes modell.

- ⁸ A kőzetek sebesség- és sűrűségértékei a Föld belsejében a mélységgel egyenesen arányosan változnak, azaz ha növekszik a sebesség, akkor nő a sűrűség értéke is. Néhány kivételtől eltekintve ez egy általános érvényű törvényszerűség.
- ⁹ Lineaments — olyan egyszerű, vagy összetett lineáris jelenség, amely a környezetétől jól elkülönülő folyamatos alakzattá áll össze, és feltehetően felszín alatti jelenséget tükröz (O'LEARY & SIMPSON 1977).
- ¹⁰ A szutura definíciója: *In structural geology, a suture is a joining together along a major fault zone, of separate terranes, tectonic units that have different plate tectonic, metamorphic and paleogeographic histories. The suture is often represented on the surface by an orogen or mountain range.* [https://en.wikipedia.org/wiki/Suture_\(geology\)](https://en.wikipedia.org/wiki/Suture_(geology))
- ¹¹ BILIK (1966) állapította meg elsőként azt a tényt, hogy a mecseki alsó-kréta magmás kőzetek kontinentális riftesedés során keletkeztek. Ezek a kréta alkáli bazaltok KÉK irányban az Alföld mélyén tovább követhetők.
- ¹² Bázisos metamorfit — bázisos magmás kőzetből képződött metamorf kőzet.

A szénhidrogének és a szilárd ásványi nyersanyagok vagyon- és készletértékelési módszertanának összehasonlítása

SZILÁGYI Imre

MOL Magyar Olaj és Gázipari NyRt
H-1117 Budapest, Október huszonharmadika u. 18. E-mail: imszilagyi@mol.hu

Comparison of the methods of evaluation applied with respect to petroleum and mineral resources and reserves

Abstract

The evaluation of recoverable resources and commercial reserves is probably the most important process of the publicly trading oil producers and mining companies. This is because the monetized value of reserves and resources is a key determinant with respect to market capitalization. For securing the interest of investors interest global guidelines have been made available to govern the disclosure of details about reserves and resources in both industries. The guidelines — Petroleum Resources Management System (SPE/AAPG/WPC/SPEE 2007); International Reporting Template for the Public Reporting of Exploration Results, Mineral Resources and Mineral Reserves (CRIRSCO 2004) — are underlain by methods for the assessment, classification and categorization of the resource volumes. The methods are similar given that volumes are considered to be estimations of an uncertain nature by both industries. However, the management of the uncertainty (as well as the terminologies applied) are different. Although this study focuses on the analyses of the similarities and differences, and concludes with the collation of certain petroleum and mineral resource and reserve classes or categories, it does not attempt to harmonize – definitely not standardize – the two naturally Concerning resources, the oil industry applies a two-dimensional classification and categorization system. This classification follows the current geological and reservoir engineering knowledge on the given accumulation and is indicated by the maturity of the resource volumes. There are five classes which are taken into account — (i) prognostic, (ii) prospective, (iii) contingent, (iv) undeveloped, and (v) developed. Categorization within each class is defined by the range of the uncertainty. With respect to the latter, the range is given by two extremes and one centrally-positioned value of the actual volumes: the “pessimistic”, the “optimistic” and the “best” estimates, respectively. In the mineral mining industry the resource classification is uni-dimensiona. This is very similar to the oil industry classification in that it considers the geological knowledge; the respective resource maturity classes are named as (i) inferred, (ii) indicated, and (iii) measured. For minerals, a single volume representing the mathematical mean is given for each class.

Reserves are defined in both industries as commercial volumes and the commerciality criteria are almost identical, too. The monetized value of the reserves is given by the discounted cash-flow analyses. However, the discount rates seem to be approached in a different ways. While the mineral mining industry recognizes the uncertainty of the resource estimations with risk premium, in the oil industry the very same discount rate is applied for the economic evaluation of the resources characterized by different ranges of uncertainty. In line with the evaluation of the resources, the reserve classification is two-dimensional in the oil industry: maturity classes are termed as undeveloped and developed, while three probability categories are given in each class as Proved (1P), Proved and Probable (2P), and Proved, Probable and Possible (3P). The terminologies used for mineral reserve classes are probable and proved. Volumes in each class are numbered by the mathematical means and no further probability- based categorization is applied.

In the light of the above considerations it can be concluded that the “best” estimates of the (i) contingent, (ii) undeveloped, and (iii) developed petroleum resources may correspond with the mean volumes of the (i) inferred, (ii) indicated, and (iii) measured mineral resource classes, respectively. Analogically, undeveloped 2P and developed 2P petroleum reserves might be paired – under circumstances detailed in the study – with the respective means of the probable and proved mineral reserves.

Keywords: mineral and petroleum resource and reserves evaluation guidelines, resource and reserve classification and categorization, discount rates in resource economic evaluation, collation of petroleum and mineral resources and reserves

Összefoglalás

A kitermelhető ásványvagyon-mennyiségek és a kereskedelmi értéket képviselő készletek értékelése a szénhidrogéneket és szilárd ásványi nyersanyagokat termelő, tőzsdéken jegyzett vállalatok talán legfontosabb tevékenysége, hiszen a vállalat tőkepiaci értékét a készletek pénzben kifejezhető értéke határozza meg. A befektetők védelme érdekében globális szakmai szervezetek mindkét iparágban útmutatókat készítettek, amelyek a készletek nyilvánosságra hozatalának feltételrendszerét írják le. Ezen iparági útmutatók — például a Szénhidrogén Ásványvagyon Gazdálkodási Rendszer (SPE/AAPG/WPC/SPPE 2007); A Kutatási Eredmények, Szilárd Ásványi Nyersanyag Vagyonok és Szilárd Ásványi Nyersanyag Készletek Nyilvános Beszámolóit Meghatározó Nemzetközi Útmutató (CRIRSCO 2004) — alapjául a vagyonmennyiségek becslésére, osztályozására és kategorizálására vonatkozó iparági módszertanok szolgálnak. A módszertanok annyiban hasonlóak, hogy a kitermelhető vagyont mindkét iparágban bizonytalansággal terhelt becslési eredményként azonosítják, de a becslési bizonytalanság kezelésében és főként a használt nevezéktanban már jelentős különbségek mutatkoznak. Bár a tanulmány célja a hasonlóságok és különbségek bemutatása, és megállapításokat tesz azonosan értelmezhető besorolási osztályokban és kategóriákban számba vehető ásványvagyonok és készletek összevetésére, semmiképp sem irányul a kétféle iparági gyakorlat harmonizálására — főleg nem valamiféle „egységesítésre”.

A kitermelhető vagyonmennyiségek tekintetében az olajiparban kétdimenziós osztályozási és kategorizálási rendszer honosodott meg. Az osztályozás az ipari értékű felhalmozódások ásványvagyonának geológiai és tárolómérnöki szempontú ismeretességére alapul. A vagyon öt ún. ismeretességi szintjét különíthetjük el, megkülönböztetve a prognosztikus, prospektív, kontingens, kifejesztetlen és kifejesztett vagyonosztályokat. Minden osztályon belül három-három — valószínűségi alapú — kategóriát állapítunk meg, melyekhez a becslési bizonytalanság terjedelmét meghatározó „pesszimista”, „legvalószínűbb” és „optimista” mennyiségeket rendeljük. A szilárd ásványi nyersanyagokat osztályozó rendszer egydimenziós, amely — az olajiparhoz hasonlóan — a geológiai ismeretességet veszi figyelembe. Az ismeretességi alapú vagyonbesorolási osztályok megnevezései következtetett, jelzett és megmért. Itt nincs az osztályokon belül további kategorizálás, hanem minden egyes osztályt egyetlen mennyiség — a vagyon matematikai várható értéke — jellemez.

A készleteket mindkét iparágban a kitermelhető vagyon kereskedelmi értéket képviselő részeként definiálják, és a vagyon készlettel minősítésének feltételei is nagyon hasonlóak. A készletek pénzbeli értékét a diszkontált pénzáram elemzéssel számolják ki, ám a tőkeköltség megállapításában különbségek mutatkoznak. Míg a szilárd ásványi nyersanyagok esetében a nagyobb becslési bizonytalanság vállalását kockázati prémiummal jutalmazták, addig az olajiparban a gazdaságossági számításokban, a becslési bizonytalanság nagyságrendjétől függetlenül, ugyanazt a tőkeköltséget vesszük figyelembe. A kitermelhető vagyon értékeléséhez hasonlóan, az olajiparban a készletek osztályozása is kétdimenziós: az ismeretességi osztályok megnevezései kifejesztetlen és kifejesztett, és a mennyiség mindkettőn belül három-három valószínűségi alapon meghatározott készletkategóriában — bizonyított (1P), bizonyított és valószínű (2P), bizonyított, valószínű és lehetséges (3P) — adandó meg. A szilárd ásványi nyersanyagok két — ismeretességi alapon elkülönített — készletosztályának neve valószínű és lehetséges, melyeken belül további, valószínűségi alapú kategorizálás nincsen, a készletek egyetlen középértékkel, a matematikai átlaggal vannak megadva.

A fenti megfontolások alapján megállapíthatjuk, hogy a kontingens, kifejesztetlen és kifejesztett szénhidrogén-vagyon-mennyiségek legvalószínűbb becslései feleltethetők meg a szilárd ásványi nyersanyagok rendre a következtetett, jelzett, megmért vagyonosztályokba sorolt vagyonok átlagértékeivel. Hasonlóképpen, a kifejesztetlen 2P és a kifejesztett 2P szénhidrogénkészletek — bizonyos, a tanulmányban tárgyalt feltételek teljesülése esetén — a valószínű és a bizonyított szilárdnyersanyag-készletek középértékeivel állíthatók párba.

Tárgyszavak: szilárd ásványi nyersanyagok és szénhidrogének vagyon- és készletértékelési iparági útmutatói, ásványvagyon és készletosztályozás és kategorizálás, ásványvagyon gazdasági értékelésének tőkeköltsége, szénhidrogén és szilárd ásványi nyersanyag vagyonok és készletek összevetése

Bevezetés

Az ásványvagyon- (*resource*) becslés a nyersanyagok kutatásával és termelésével foglalkozó vállalatok egyik legfontosabb tevékenysége. A tőkebefektetésként, beruházásként is megragadható vállalati (eltérő fázisokban lévő kutatási és termelésbe állítási) projekteket mindig megelőzi egy, az ásványvagyon mennyiségének megállapítására vonatkozó szakmai elemzés. Mind a szénhidrogén, mind pedig a szilárd ásványi nyersanyagok esetében a (kutatólandó, lehatárolandó, kitermelhető) vagyon mennyisége egy szakértői becslés, amely természetes bizonytalansággal (*uncertainty*) terhelt.

Valószínűleg szakmakulturális okai vannak annak, hogy a vagyonbecslés bizonytalanságát a szénhidrogén és a szilárd ásványi nyersanyag-bányászatban — a kiindulási alapok hasonlósága mellett — eltérő módokon közelítik meg. A vagyonbecslések eltérő megközelítése a kereskedelmi értéket képviselő készletek (*reserves*) kategorizálásának módszertanára is kihat.

Tanulmányomban — messze nem a teljességre törekedve — az azonososságok és a különbségek összefoglalására teszek kísérletet, de vizsgálatomnak kimondottan nem célja a vagyonbecslési és készletértékelési módszerek „közös nevezőre” hozása, harmonizálása. Ezért az egységesítést, mint célt kitűző tanulmányokkal, szakirodalommal, „globális” útmutatókkal — mint az ENSZ *United Nations Framework Classification for Fossil Energy and Mineral Reserves and Resources 2009* címet viselő dokumentuma — nem kívánok foglalkozni. Inkább törekszem arra, hogy mindkét iparág ásványvagyon-értékeléssel foglalkozó szakembereinek a figyelmét felhívjam néhány, talán kölcsönösen megfontolásra érdemes gondolatra. A tanulmány konklúziójaként mindazonáltal megkísérlem a két rendszerben külön-külön definiált ásványvagyon és készletkategóriák némelyikét egymásnak megfeleltetni, de leszögezem, hogy a megfeleltetéseknek módszertani és értelmezési korlátai vannak.

Az összehasonlító elemzést két „iparági útmutató”, illetve a mögöttük lévő elemzési–becslési módszertanok tanul-

mányozása alapján végzem el. A szénhidrogéniparban az olajvállalatok döntő többsége a vagyoni- és készletbecsléseket a *Society of Petroleum Engineering* (SPE) és társ-szervezetei által közreadott iparági ajánlás, a *Petroleum Resources Management System* (SPE/AAPG/WPC/SPEE 2007) címet viselő dokumentum (a továbbiakban PRMS) alapján készíti. A szilárd ásványi nyersanyagbányászatban ilyen egységes megközelítésű, „globális” ajánlásként kezelhető a *Committee for Mineral Reserves International Reporting Standards* (CRIRSCO) nevű szervezet által közreadott *International Reporting Template for the Public Reporting of Exploration Results, Mineral Resources and Mineral Reserves* (CRIRSCO 2004) című iparági útmutató (a továbbiakban CRIRSCO sablon).

A szövegben igyekszem az angol nyelvű útmutatók és az irodalom által bevezetett fogalmak és szakkifejezések magyar megfelelőjét használni. Gyakorló iparosként tisztában vagyok azonban azzal, hogy a vállalati mindennapokban a fogalmakat, megnevezéseket — sajnos, vagy nem sajnos — angolul használjuk, ezért az egyértelműség kedvéért minden magyar szakkifejezés után (zárójelben) annak angol megfelelőjét is megadom. A rövidítések — szintén a vállalati gyakorlatokkal való összhang érdekében — csak angolul szerepelnek a cikkben.

A vagyonebecslések bizonytalanságának megközelítései

Közös alapok

A vagyommennyiség becslésének bizonytalansága a vagyoni számítási paramétereinek becslési bizonytalanságaiból ered. Legyen szó akár szilárd ásványi nyersanyagokról, akár fluidumokról, a vagyonebecslés alapja mindig egy kőzettér-fogat-számítás. A térfogatot határoló felületeket felszíni vagy mélyföldtani térképeken ábrázoljuk. A felületek térképeit felszíni észlelések során vagy fúrásokban mért adatok, illetve azok földtani szelvények mentén végzett korrelációja segítségével szerkesztjük meg. A korrelációt gyakran alapozzuk geofizikai mérések (erőtérgeofizika, geoelektrika, szeizmika) értelmezésére. A felszínen vagy fúrólukokban vett mintákon elvégzett mérések, a geofizikai adatgyűjtés, az adatfeldolgozás és az értelmezés, ide értve a különböző térfogatszámítások alapjául szolgáló térképek szerkesztését is, mind hibákkal terheltek. Ilyen módon minden egyes adat valószínűségi változóként ragadható meg, s így a térfogat maga is az.

Az ásványvagyonebecslésnek a releváns kőzettér-fogatok számítását követő lépése — mind a szilárd ásványi nyersanyagok, mind pedig a fluidumok esetében — a térfogatokon belüli, a vagyommennyiséget meghatározó valamilyen „minőségi” paraméter eloszlásának meghatározása. A szénhidrogének esetében ilyen paraméter a tároló effektív porozitása, víztelítettsége, valamint a telep térfogati és kihozatali tényezője. A szilárd ásványi nyersanyagok vonatkozásában ez a „minőségi” paraméter az adott nyersanyag típusától

függően lehet koncentráció vagy hasznos anyag tartalom. A CRIRSCO Sablon összefoglaló néven *grade*-ként említi e „minőségi” paramétert.

A vagyonszámításkor e paraméterek átlagértékének a becslésére törekszünk. Mind a szénhidrogén, mind pedig a szilárdásvány-előfordulások vonatkozásában jellemző, hogy — egy adott kőzettér-fogaton belül — a „minőségi” paraméter geológiaiilag kontrollált módon egy térbeli eloszlástrendet követhet (pl. a fém-tartalom, vagy a porozitás egy adott irányban növekedhet—csökkenhet), illetve a kőzettér-fogat litológiai—mineralógiai heterogenitása miatt egy adott paraméter a térfogat különböző részeire eltérő terjedelmek mellett becsülhető. Ilyen esetben a paraméter vagyonszámításnál figyelembe vett értékét a homogénnek ítélt résztér-fogatok súlyozott átlagaként értelmezhetjük. Az ipari gyakorlatban a tárgyalt minőségi paraméterek értékét mintaadatok statisztikai feldolgozása révén állapítják meg. A minták vagy magából a telep-ből, vagy — ha ilyen minta nem áll a statisztikai feldolgozáshoz elegendő mennyiségben rendelkezésre — analógiának tekintett előfordulásból származnak. Mérvadó adatként — általában — az adat-eloszlás legnagyobb relatív gyakoriságú értékét (móduszát) veszik figyelembe.

A kőzettér-fogat és a „minőségi” paraméterek szorzataként áll elő az ásványvagyoni mennyisége, amely — lévén véges várható értékű és adott varianciájú valószínűségi változók szorzata — maga is valószínűségi változó, mely log-normális eloszlással közelíthető. A mennyiség bizonytalansága (*uncertainty*) a vagyonszámítási paraméterek természeti, mintavételezési és elemzési okokra visszavezethető becslési bizonytalanságából ered. A becslés bizonytalanságával mind a PRMS, mind pedig a CRIRSCO sablon kiemelten foglalkozik, viszont a valószínűségi számításban járatos kívülálló számára érdekesnek tűnő módon a bizonytalanságot nem egy annak számszerű megadására alkalmas skálaparaméterrel (pl. variancia/szórás) jellemzik, hanem egyéb, és egymástól is eltérő módon írják körül.

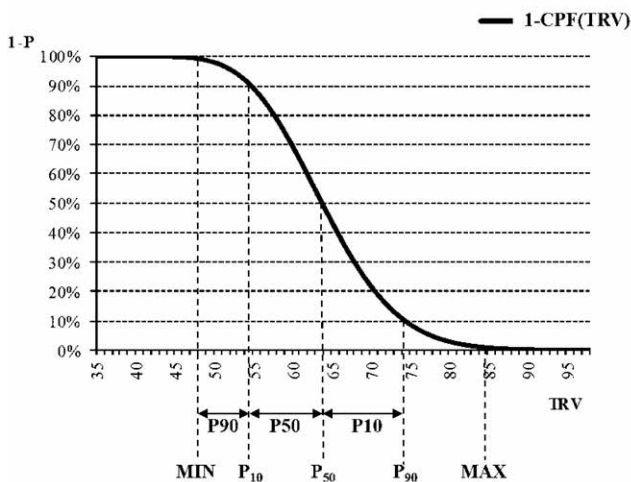
Mind a szilárd ásványi nyersanyagok, mind pedig a szénhidrogének esetében definiálható egy olyan — „in-situ” — mennyiség, amely a telep, előfordulás egészének, vagy — főként a szilárd ásványkincsek vonatkozásában — azok egy lehatárolható részének a teljes volumenét adja meg (mind a szénhidrogéneknél, mind pedig a szilárd ásványi nyersanyagoknál ez a mennyiség a földtani vagyoni). Geológiai és műszaki okok miatt a teljes vagyoni nem termelhető le. Az adott, vagy rendelkezésre állítható technológiával kitermelhetőnek vélt mennyiség a teljes vagyoni egy része. A kitermelhető vagyoni kereskedelmi értéket képviselő része a készlet.

A kitermelhető szénhidrogén-ásványvagyoni becslések bizonytalansága

A vagyonebecslés bizonytalanságát a PRMS a „bizonytalanság terjedelmének” (*the range of uncertainty*) vizsgálatán keresztül ragadja meg, melynek alapja, hogy a vagyommennyiség valószínűségi változóként definiált, a „terjedel-

met” pedig két „szárnyhelyzeti” érték becslésével adják meg. A becslés probabilisztikus és determinisztikus mód-szerekkel történhet.

A probabilisztikus módszerrel a vagyonszámítási paraméterek (CH-telített közettérfogat, effektív porozitás, víz-telítettség, teleptérfogati tényező, kihozatali tényező) eloszlásait inputként kezelve Monte Carlo szimulációs eljárással határozzuk meg a kitermelhetőnek tekintett vagyon mennyiség (*Technically Recoverable Volume*, a továbbiakban TRV) valószínűség eloszlását. A vagyon valószínűségi kategóriáit a valószínűség eloszlás függvény komplementere (1-P) segítségével adjuk meg (1. ábra), az alábbiak szerint:



1. ábra. A P90, P50 és a P10 valószínűségi vagyonkategóriák értelmezése a kitermelhetőnek tekintett szénhidrogén ásványvagyon (TRV) eloszlásfüggvényének komplementerén

Figure 1. Definition of the P90, P50 and P10 resource probability categories at the complement of the cumulative probability function of the Technically Recoverable Volumes (TRV)

— „P90” névvel illetjük azt a mennyiséget, amelyre igaz, hogy legalább 90%-os valószínűséggel legalább ennyit ki tudunk termelni (azaz 10%-nál kevesebb annak a valószínűsége, hogy a vagyon ennél kisebb lesz),

— „P50” az a mennyiség, amelyre igaz, hogy legalább 50%-os valószínűséggel legalább ennyit ki tudunk termelni (azaz 50%-nál kisebb annak a valószínűsége, hogy a vagyon ennél kisebb lesz),

— „P10” az a mennyiség, amelyre igaz, hogy legalább 10%-os valószínűséggel legalább ennyit ki tudunk termelni (azaz 90%-nál kisebb annak a valószínűsége, hogy a vagyon ennél kisebb lesz).

A szénhidrogén ipar determinisztikus eljárásként definiálja az ásványvagyont oly módon való becslést, hogy inputként nem a vagyonszámítási paraméterek eloszlásfüggvényeit, hanem a paraméterek „pesszimista”, „legvalószínűbb” és „optimista” értékeit vesszük figyelembe. A paraméterek pesszimista, legvalószínűbb és optimista értékeit összeszorozzuk, megkapva ezzel magának az ásványvagyonnak a pesszimista, legvalószínűbb és optimista módon becsült mennyiségét, melyekre az alábbi definíciókat adhatók:

A determinisztikus pesszimista becslés („*low estimate*”, LE) az a mennyiség, amelyről „nagyfokú bizonyossággal gondoljuk, hogy legalább ennyi kitermelhető lesz”.

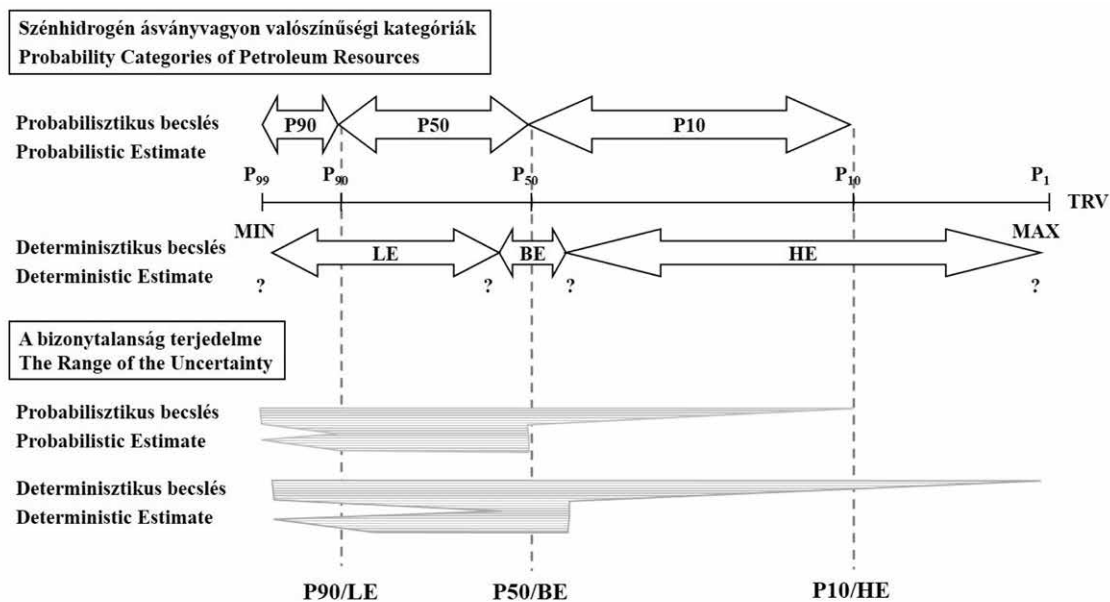
A determinisztikus legvalószínűbb mennyiségre („*best estimate*”, BE) igaz, hogy a várhatóan kitermelt vagyon hozzávetőlegesen „ugyanolyan valószínűséggel lehet ennél kevesebb, mint több”.

A determinisztikus optimista becslés („*high estimate*”, HE) vonatkozásában a PRMS úgy fogalmaz, hogy a kitermelhető vagyonmennyiség „akár ennyi is lehet”.

A PRMS megfogalmazása szerint a probabilisztikus és determinisztikus becslések „egyenértékűek” — azaz egyformán elfogadható eredményeket adnak —, de az azonos valószínűségi kategóriába tartozó mennyiségek nem feltétlenül kell, hogy egyenlők legyenek. Ebből következően a bizonytalanság terjedelme, azaz a probabilisztikus P10–P90, vagy a determinisztikus HE–LE értékek attól függően változhatnak, hogy mennyire vagyunk a becsléskor „optimisták”, vagy éppen „pesszimisták”. A bizonytalanság terjedelme ilyen módon, egy adott szénhidrogén-felhalmozódásra, nem egy konkrét érték, hanem egy változó. A bizonytalanság meghatározásának ilyen módon előálló bizonytalanságát kiküszöbölendő a vállalati gyakorlatban az a közmegegyezés alakult ki, hogy — probabilisztikus becsléskor — konkrét P90, P50 és P10 értékeként az intervallumok minimumait veszik figyelembe (2. ábra), melyek jó eséllyel eshetnek a determinisztikus becslés LE, BE, HE intervallumaiba is.

A PRMS a bizonytalanság érzékeltetése szempontjából nem tesz különbséget a különböző ismeretességi szinten megállapított vagyonsztályok között. A még fel nem fedezett prognosztikus¹ (*prognostic*) és prospektív² (*prospective*), a már felfedezett, de még le nem határolt kontingens (*contingent*), a termelésbe állításra kész „kifejlesztetlen” (*undeveloped*), és a már termelésbe állított „kifejlesztett” (*developed*) mennyiségeket egyaránt a fentiek szerint definiált probabilisztikus P90/P50/P10 vagy determinisztikus LE/BE/HE valószínűségi kategóriákban kell megadni. A bizonytalanság terjedelmének matematikailag meglehetősen „laza” meghatározása (2. ábra) nem zárja ki, hogy egy magasabb ismeretességi szinten meghatározott vagyonra a bizonytalanság terjedelme nagyobb lesz, mint egy várható értékén hasonló méretű és minőségi paraméterekkel jellemzett, de kevésbé ismert előfordulás vagyonáé. Ezt végiggondolva ki kell, hogy jelentsük, hogy a PRMS által definiált bizonytalanság terjedelme nem alkalmas arra, hogy a vagyonbecslés bizonytalanságát (a bizonytalanság mértékét) ekként megragadjuk, holott logikusan az ismeretesség növekedésével a becslés bizonytalanságának csökkennie kellene. Ez a feltétel csak akkor teljesül, ha jó mérnöki gyakorlatiassággal a P90, P50 és P10 értékeket a fentebb ismertetett módon „rögzítjük”.

Még egy, a továbbiak szempontjából fontos megjegyzést kell itt — átvitt értelemben természetesen — kőbe vésnünk. A valószínűség szerinti értékek — nevezzük most már őket egységesen P90/LE-, P50/BE- és P10/HE-ként — egy és ugyanazon szénhidrogéntelep, vagy -teleprész vagyonmennyiségét adják meg — különböző valószínűségi szinteken. A szerző gyakorló iparosként számos esetben tanúja



2. ábra. A kitermelhetőnek tekintett szénhidrogén-ásványvagyron (TRV) probabilisztikus és determinisztikus valószínűségi kategóriáinak és a becslések bizonytalansága terjedelmeinek összevetése

Figure 2. Collation of the probability categories and the ranges of the uncertainty in probabilistic and deterministic assessments of the technically recoverable hydrocarbon volumes (TRV)

volt, hogy a vagyonértékelések során ezt a megfontolást a szakemberek figyelmen kívül hagyják akkor, amikor az értékelte telepet — például vetők segítségével — több egységre bontják, és a már megfúrt teleprész vagyonát a P90/LE, míg a fúrással még fel nem tárt teleprészek vagyonait pedig a P50/BE és P10/LE kategóriákba sorolják be. Ez a megoldás nemcsak a PRMS-ben foglaltakkal, hanem a józan matematikai gondolkodással is ellentétes.

A szilárd ásványi nyersanyagok vagyonbecslésének bizonytalansága

Míg a PRMS nagy figyelmet szentel a bizonytalanság terjedelme módszertanának meghatározására és a szénhidrogénvagyron ilyen alapon történő valószínűségi kategorizálására, addig a CRIRSCO sablon ezen kérdésekkel egyáltalán nem foglalkozik. Bár az ajánlás több helyütt hangsúlyozza, hogy a szilárd ásványi nyersanyag-vagyon számításánál mind a közzétér fogat („tonnage”) mind pedig a „minőségi” paraméter („grade”) becslés („estimation”) eredménye, következésképp maga a vagyonmennyiség is az, az útmutató sem a paraméterek, sem pedig vagyon mennyiség valószínűségi változóként történő jellemzésére nem törekszik. A CRIRSCO sablon fogalomkészletében ilyen módon nem szerepelnek probabilisztikus és determinisztikus módszertani megközelítések, és természetesen nincs szó az ásványvagyron valószínűségi kategorizálásáról sem. Egy adott előfordulás becsült vagyonmennyiségét egyetlen számmal adjuk meg, amelyről viszont nem tudhatjuk meg, hogy az a statisztikai feldolgozások eredményeképp adódó melyik „közéérték” (medián?, módusz?, átlag?), illetve hogy ahhoz egyetlen „determinisztikus” — fogalmazzunk így — „legjobb becslés” révén jutottunk-e el.

A CRIRSCO sablon — szemben a PRMS-el — a becslés bizonytalanságának mértékét viszont egyértelműen a vagyon ismerettségével hozza kapcsolatba, azaz kijelenti, hogy a becslés pontossága és megbízhatósági szintje („confidence level”) egymással egyenesen arányosak. Az ásványvagyron osztályozása során is ez az egyetlen vezérfonal:

Következtetett („inferred”) osztályba sorolandó az a vagyonmennyiség, amely esetében a geológiai adatok inkább csak sejtetik, mintsem igazolják az előfordulás geológiai (kiterjedési) és minőségi folytonosságát. A folytonosság igazolására mindazonáltal további kutatások, azaz információszerzés révén nagy esély mutatkozik, de a folytonosság igazolása nem tekinthető bizonyosnak.

Jelzett („indicated”) osztályba soroljuk az olyan előfordulások vagyonát, amelyeknél a vagyonbecslést lehetővé tevő adatok számossága és megbízhatósága megengedi a telep és annak minőségi paraméterei folytonosságának alapos feltételezését.

Megmért („measured”) osztályba azon előfordulások vagyonát sorolhatjuk, amelyekre a geológiai adatok megerősítik a telep és annak minőségi paraméterei folytonosságát.

A fentiek alapján nyilvánvaló, hogy az ásványvagyron osztályozásának az alapja az ismeretesség, és hogy a „magasabb” osztályba történő sorolás csak további információszerzés révén történhet. Az információszerzés a vagyonbecslési bizonytalanság mértékének csökkentésére irányul (bár nem feltétlenül vezet erre az eredményre). Az egyes kategóriákon belül valószínűségi kategorizálás nincsen.

A CRIRSCO sablon a legalacsonyabb ismeretességi szinten definiálja még a kutatási eredmények („exploration results”) elnevezésű osztályt. Ez azonban nem értelmezhető önálló ásványvagyron osztályként, mivel ezen az ismeret-

tességi szinten a vagyon mennyiségének közzétételére nem kerülhet sor, pusztán a kutatási eredmények hozhatók nyilvánosságra. A nyilvánosságra hozatal tilalma természetesen nem jelenti azt, hogy a vállalatok ne becsülhetnék meg a vagyon mennyiségét — természetesen az alacsony ismerettségéből következően nagy bizonytalanság mellett.

További érdekességként jegyezhető meg, hogy a becslés nagyfokú bizonytalanságának — elsősorban a következtetett („*inferred*”) osztályban a CRIRSCO sablon szerint úgy is hangot adhatunk, hogy a becsült érték elé kirújuk a körülbelül („*approximately*”) jelzőt, és hogy magát az értéket kerekítjük (pl. amennyiben egy szokásosan két tizedes jeggyel megadott koncentráció értéket egy, vagy nulla tizedes jegyre kerekítve adunk meg).

Készletkategorizálás és készletérték meghatározás

Mindkét rendszerben közös, hogy a készletet (*reserve*) a vagyon (*resource*) kereskedelmi értéket képviselő részeként határozzák meg. Kereskedelmi értéket képviselőnek tekinthető az a mennyiség, amelyik a vagyon termelésbe állítására és kitermelésére irányuló tőkebefektetés költségének (*cost of capital*) kockázata mellett profitot ígér, azaz nettó jelenértéke (NPV-je) pozitív, továbbá amelyik a gazdaságosság mellett egyéb piaci, jogi és beruházási kritériumoknak is megfelel. A készletek meghatározásában, kategorizálásában, nevezetesen a készlet pénzügyi értékének a kiszámításában azonban már jelentős különbségeket észlelhetünk.

Szénhidrogénkészletek kategorizálása és osztályozása

A PRMS szerint szénhidrogénkészletként vehető számba az a termelésbe állítható, a rendelkezésre álló, vagy nagyobb műszaki kockázatok nélkül rendelkezésre állítható technológiával kitermelhetőnek tekinthető vagyon, amely megfelel az alábbi feltételek mindegyikének:

- a vagyon termelésbe állítására irányuló projekt nettó jelenértéke (NPV-je) és a termelés éves diszkontált pénzárama pozitív (ez azt jelenti, hogy a várhatóan negatív éves cash-flow mellett kitermelhető mennyiséget nem soroljuk a készletek közé),

- a termelvény értékesíthetősége biztosított, illetve a jövőbeni értékesíthetőség kockázata elhanyagolható,

- a mezőfejlesztési projekt közeljövőben (a „benchmark” adatok alapján a készletadat nyilvánosságra hozatalának időpontjától számított 5 éven belül) történő megkezdésére határozott vállalati szándék van,

- a mezőfejlesztésnek és a kitermelésnek nincsenek jogi, környezet- és természetvédelmi, társadalmi és politikai akadályai.

Azon vagyonmennyiségek, amelyek a készlettel nyilvánítás fenti feltételeinek nem felelnek meg, a kontingens vagyon kategóriába sorolhatók be. Bár a PRMS nem emeli ki, mindössze egy — véleményem szerint könnyen félreér-

telmezhető — bekezdésben tesz róla említést, ugyancsak a kontingens vagyon kategóriában kell számba vennünk azon felfedezett előfordulások (majdan) kitermelhetőnek tekintett vagyonait, mely előfordulások a felfedezést követően a termelésbe állításra „nem készek”. Igazából itt arról van szó, hogy a vagyonbecslés bizonytalanságának mértéke akkora, hogy a mezőfejlesztési projekt nem definiálható, azaz nem dönthető el például, hogy a felfedezett telep hány kút-tal, milyen várható kúthozamok mellett, mekkora termelőtérrendszer kapacitásokkal lesz kitermelhető. A mezőfejlesztés előtt a találatot értékelni, az előfordulást egy úgynevezett „*appraisal*” projekt keretében le kell határolni. Az *appraisal* projekt — a vagyonmennyiség pontosítása mellett — a vagyonbecslés bizonytalanságának csökkentésére irányul.

A kontingens vagyon fenti megközelítései fejtorésre adhatnak okot a vagyonkategorizálási rendszer konzisztenciáját illetően, hiszen ugyanabba az osztályba (kontingens) kell sorolnunk olyan vagyonelemeket, amelyekre a mennyiségbecslés bizonytalanságának mértéke akár nagyságrendileg is eltérhet.

A PRMS szerint a már felfedezett, kitermelhetőnek tekinthető vagyon készlettel nyilváníthatóságát minden egyes valószínűségi kategóriában, külön-külön kell megvizsgálni, az alábbiak szerint:

- a probabilisztikus P90, vagy a determinisztikus pesszimista becslés eredményeképp létrejövő LE kitermelhető vagyonnak a készlettel nyilvánítási feltételeknek megfelelő része a bizonyított készlet (*proved reserve*), melynek jelölése P1 vagy 1P. A feltételeknek meg nem felelő vagyonrész az IC jelölésű kontingens vagyon kategóriába sorolandó.

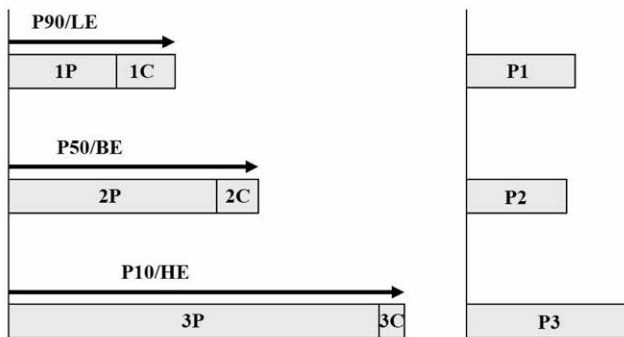
- a probabilisztikus P50, vagy a determinisztikus BE vagyon készletként figyelembe vehető része a 2P jelölést kapó bizonyított és valószínű készlet (*proved and probable reserve*). Értelemszerűen, a 2P és az 1P mennyiségek különbsége a P2-vel jelölt valószínű (*probable*) készlet. A P50/BE kitermelhető vagyon és a 2P készlet különbsége a 2C jelű kontingens vagyon.

- végül, a probabilisztikus P10, vagy a determinisztikus (pesszimista) HE mennyiségekből vezethető le a készletfeltételeknek megfelelő 3P (bizonyított, valószínű és lehetséges) készlet (*proved, probable and possible reserve*). Így a lehetséges (*possible*), P3 jelű készlet a 3P és a 2P különbsége, míg a 3C kontingens vagyon a P10/HE és a 3P különbségeként kapjuk meg.

A különböző valószínűségi szinteken meghatározható kitermelhető vagyon, készlet és kontingens vagyon mennyiségek összefüggéseit a 3. ábrán tanulmányozhatjuk.

Vizsgáljuk most meg, hogy a PRMS szerint megadott vagyon- és készletmennyiségek miként változnak az előfordulások megismerésével, az információszerzés előrehaladásával, mindezekből következően a vagyonbecslés bizonytalanságának csökkenésével:

A legnagyobb bizonytalanság mellett a fúrással még fel nem tárt, a geofizikai mérések és analóg geológiai adatok értelmezései révén becsült, geológiai valószínűséggel terhelt prospektív (*prospective*) vagyon becsülhető. Ilyen



3. ábra. A kitermelhető szénhidrogénvagyonok, a készletek és a kontingens vagyonok valószínűségi kategóriái

Figure 3. Probability categories of recoverable petroleum resources, reserves and contingent resources

esetben az „optimista” (P10/HE) és a „pesszimista” (P90/LE) értékek különbsége, azaz a bizonytalanság terjedelme jelentős nagyságrendű. Ezen az ismeretességi szinten készlet meghatározni nem lehet.

Még mindig nagy bizonytalanság mellett becsülhető a már fúrással felfedezett, de még le nem határolt (azaz mezőfejlesztésre még nem kész) előfordulások vagyona. Ezen az ismeretességi szinten készlet nem határozható meg, csak kontingens vagyon.³ A P90/LE valószínűségi kategóriájú mennyiség teljes mértékben megegyezik az 1C-vel, a P50/BE mennyiség egyenlő a 2C-vel, míg a P10/BE volumen a 3C besorolású vagyonnal egyenlő. A bizonytalanság PRMS szerint megállapítható terjedelmétől függő mértékben az 1C és a 3C mennyiségek a 2C-től nagymértékben különböznek.

Mivel a lehatárolás és a telepparaméter-értékelés (*appraisal*) révén a becslés bizonytalansága — legalábbis elvileg — csökken, ezért a lehatárolás végeztével a „kifejlesztetlen” (*undeveloped*) osztályba átsorolt P90/LE és a P10/HE vagyonmennyiségek (relatív) sokkal közelebb kell, hogy legyenek a P50/BE értékhez, mint a felfedezés után, de még a lehatárolás előtt. Az *appraisal* eredményeképp a vagyonkategória értékei (P90/LE; P50/BE; P10/HE) is változhatnak, hiszen az *appraisal* a vagyonmennyiség középértékének pontosítására és a becslési bizonytalanság csökkentésére is irányul. A változás kétirányú lehet: például a P50/BE érték az *appraisal* következtében csökkenhet és nőhet is. A kifejlesztetlen (*undeveloped*) vagyonsztályon belüli mindhárom valószínűségi vagyonkategória (P90/LE; P50/BE; P10/HE) — a készlettel nyilváníthatóság feltételrendszerének teljesülése alapján — készletre és kontingens vagyonra oszlik. A 1P/1C, a 2P/2C és a 3P/3C arányok természetesen eltérőek lehetnek, sőt az is előfordulhat, hogy egy valószínűségi vagyonkategórián belül csak készlet, vagy csak kontingens vagyon létezik.⁴ Amennyiben a kontingens vagyon mindhárom valószínűségi kategóriában elhanyagolható, akkor az 1P és 3P készletek a 2P-től jelentősen különböznek, azaz az előfordulás számottevő valószínű (P2) és lehetséges (P3) készlettel kell, hogy rendelkezzen.

A mezőfejlesztés befejezése után a vállalatok az előfor-

dulások készleteit a kifejlesztetlen (*undeveloped*) kategóriából automatikusan a kifejlesztett (*developed*) ismeretességi osztályba sorolják át. Az új termelő kutak kezdeti hozamadatai alapján újabb és pontosabb becslés tehető a kitermelhetőnek vélt mennyiségére és a bizonytalanság terjedelmére, amely utóbbinak elviekben csökkennie kell a termelésbe állítás előtt becsülthöz képest. A kifejlesztett (*developed*) vagyonsztályra is három valószínűségi kategória állapítható meg (P90/LE; P50/BE; P10/HE), melyekből levezethetők az 1P/1C, a 2P/2C és a 3P/3C készletek, illetve kontingens vagyonok. A bizonytalanság mértéke mindaddig változatlan marad, míg a tároló működésének monitorozása lehetővé nem tesz egy nagyon pontos becslést a végső kizozatalra. Ekkor a P90/LE és a P10/HE értékek nagyon közelre kerülnek a P50/BE értékhez, amiből következően az 1P, 2P és 3P készletek közel egyenlők lehetnek, így az előfordulás P2 (valószínű) és P3 (lehetséges) készletei jelentéktelenné válhatnak, és gyakorlatilag csak a bizonyított készlet (P1) maradhat.⁵

A kitermelhető szénhidrogénvagyon, készlet és kontingens vagyon valószínűségi kategóriaértékeinek változása a becslési bizonytalanság csökkenésének függvényében a 4. ábrán tanulmányozható.

A kitermelhetőnek tekintett szénhidrogén vagyonok és készletek megfeleltetését az 5. ábrán foglaljuk össze.

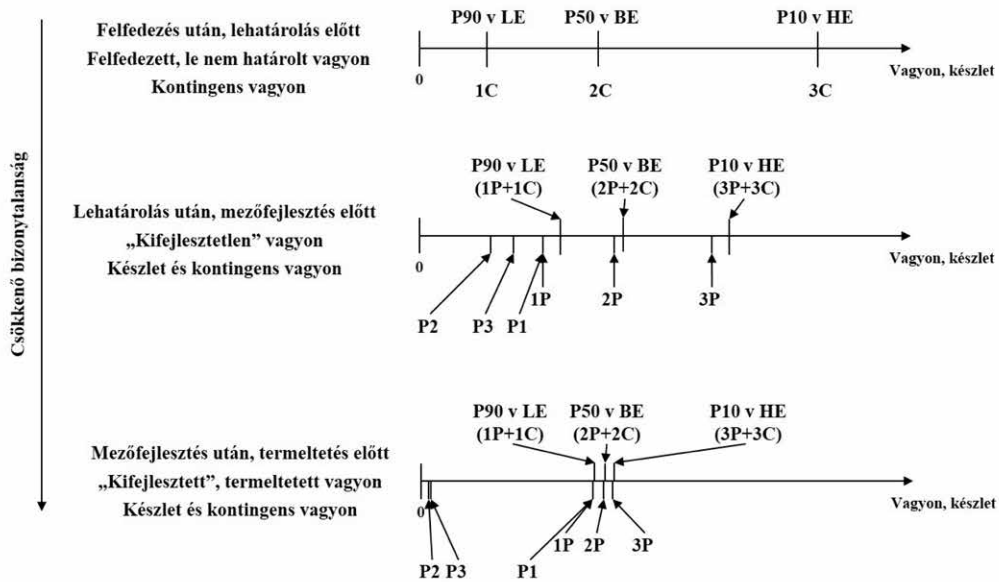
Szilárd ásványi nyersanyag-készletek kategorizálása

A szilárd ásványi nyersanyagokra vonatkozó CRIRSCO sablon készlet (*reserve*) fogalmának meghatározása a szénhidrogénekre vonatkozó PRMS-nél jóval egyszerűbb, ami abból következik, hogy a CRIRSCO sablon a vagyonok ismeretességi szinteken belüli valószínűségi kategorizálásával nem foglalkozik.

A vagyon készlettel nyilvánításának itt is feltételei vannak, mely feltételek (egy kivételével) nagyon hasonlóak azokhoz, amelyeket a PRMS a szénhidrogénkészletek vonatkozásában definiál. A CRIRSCO sablon a feltételeket módosító tényezőkként (*modifying factors*) említi. Ezek természetük szerint lehetnek:

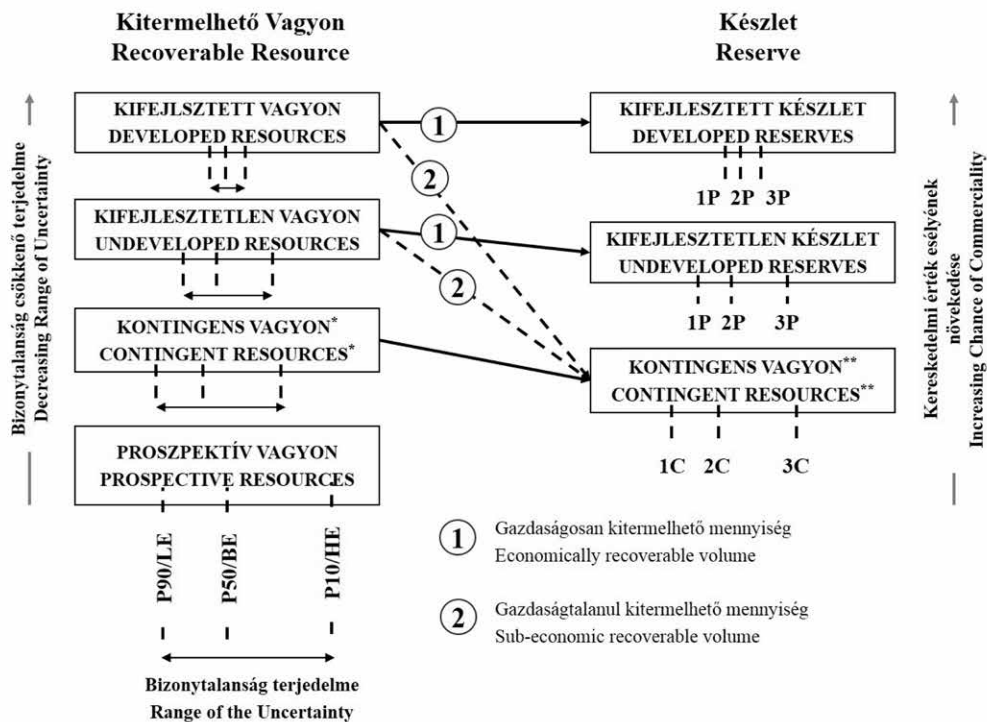
Technológiai jellegűek: bányászati (*mining*), kohászati (*metallurgical*) és infrastrukturális (*infrastructural*) tényezők, amelyek segítségével a nyersanyag kitermelésének geológiai-műszaki feltételeit vizsgálják. A konvencionális szénhidrogének esetében ezek a faktorok azok, amelyek nem tűnnek értelmezhetőnek.⁶

Gazdaságossági jellegűek: nyersanyagárak és a kitermelési költségek, amelyek alapján eldönthető, hogy a megvalósítandó beruházás és kitermelés gazdaságosnak (NPV>0) ígérkezik-e. Itt fontos megemlítenünk, hogy a CRIRSCO sablon alapján nem kell vizsgálnunk, hogy a kitermelés meddig lesz (várhatóan) pozitív cash-flow mellett megvalósítható. Ebből következően szilárd ásványi nyersanyag-vagyon (szemben a kitermelhetőnek tekintett szénhidrogén-vagyonnal) nem bontódik meg pozitív és negatív pénzáramú részekre.



4. ábra. A kitermelhető szénhidrogénvagyonok, a készletek és a kontingens vagyonok valószínűségi kategóriaértékeinek változása az ismeretesség növekedésével

Figure 4. Changes in probability category values of recoverable hydrocarbon resources, reserves and contingent resources in the function of maturity



* A bizonytalanság jelentős terjedelme miatt
Due to the significant range of the uncertainty

** A kereskedelmi érték alacsony esélye miatt
Due to the low chance for commerciality

5. ábra. A kitermelhető szénhidrogénvagyonok, a készletek és a kontingens vagyonok összefüggései a PRMS és a mögötte húzódó becslési módszertanok alapján

Figure 5. Relationship of recoverable hydrocarbon resources, reserves and contingent resources based on the PRMS and the underlying estimation methodologies

Piaci jellegűek: ezen tényezőnél nemcsak a termelvény kereskedelmi értékesíthetőségét kell vizsgálni, hanem az adott nyersanyagra, mint termékre vonatkozó kereslet–kínálat alakulását is.

Egyéb jellegűek: a jogi szempontok között kell vizsgálni a bányászatra feljogosított vállalkozás koncessziós jogainak meglétére vonatkozó jövőbeni feltételezéseket; a környezet-termesztvédelmi, társadalmi és politikai tényezőknél pedig mindezen érintettek bányászattal szembeni magatartását.

A CRIRSCO sablon szerint a szilárd ásványnyersanyag-vagyon azon része, amelyre a módosító tényezők figyelembe vételével a nyersanyag kitermelése reálisnak ítéltető, készletként (*reserve*) vehető figyelembe. A vagyon ismeretességi szintjein a készletté minősítés az alábbiak szerint történik:

— a következtetett (*inferred*) ismeretességi szinten a módosító tényezőket nem szabad alkalmazni, azaz a vagyont készletté nyilvánítani nem lehet.,

— a jelzett (*indicated*) bizonytalansági kategóriájú vagyon kizárólag valószínű ásványi nyersanyagkészletté (*probable mineral reserve*) minősíthető (amennyiben a módosító tényezők alkalmazása ezt megengedi).

— a megmért (*measured*) ismeretességi (bizonytalansági) szintre sorolt vagyon valószínű (*probable*) készletté, és bizonyított ásványi nyersanyagkészletté (*proved mineral reserve*) is minősíthető. A *CRIRSCO Sablon* szerint azt, hogy a megmért (*measured*) vagyon melyik készletkategóriába sorolható, az dönti el, hogy a módosító tényezők (*modifying factors*) mekkora megbízhatósággal vehetők számba. Az útmutató e „megbízhatósági szint” számszerűsítésével nem foglalkozik, amely meglehetősen tág teret engedhet a készletértékeléssel megbízott szakértő (az ún. „*competent person*”) szubjektivitásának.

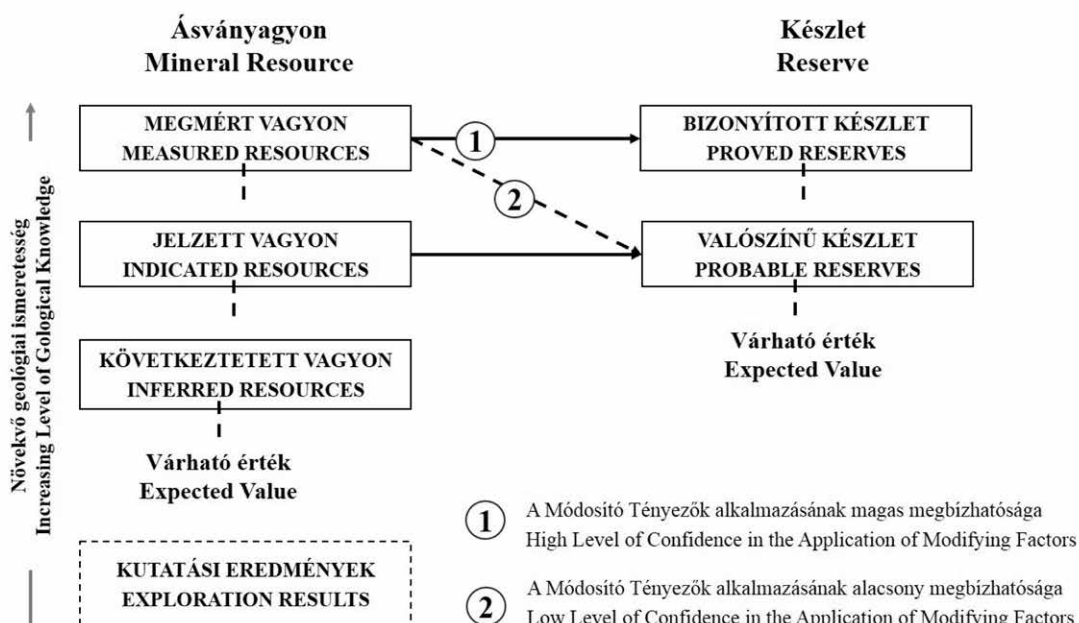
Az viszont látható, hogy a szilárd ásványi nyersanyagok esetében a készletkategóriába tartozást elsődlegesen az ásványvagyon-becslés bizonytalanságának mértéke dönti el. Erre a megállapításra ráerősít a CRIRSCO sablon azon kitétele is, mely szerint a megmért (*measured*) vagyonkategóriába csak olyan előfordulások vagyona sorolható, ahol a volumen (*tonnage*) és a minőség (*grade*) paraméterek becslési bizonytalansága semmiképp sem befolyásolhatja a kitermelés gazdaságosságát.

A kitermelhetőnek tekintett szilárd ásványnyersanyag-vagyonok és -készletek megfeleltetését az 6. ábrán foglaljuk össze.

A vagyonok és készletek értéke

Mind a szénhidrogén, mind a szilárd ásványi nyersanyagok esetében a vagyonmennyiségek és a vagyon gazdasági értéke között a kapcsolatot azok a projektek teremtik meg, amelyek az ásványi nyersanyag megkutatására, lehatárolására és termelésbe állítására irányulnak. A projektek olyan beruházások, amelyek egyfelől a vagyonmennyiség pontosítására, másfelől a mennyiségbecslés bizonytalanságának csökkentésére irányulnak.

A projektek diszkontált pénzáramainak összege (NPV-je) az ásványvagyon adott ismeretességi szinten értelmezhető értékével egyenlő. A szilárd ásványi nyersanyagkészletek értéke — már amennyiben a módosító tényezők a készletté nyilvánítást megengedik — az adott vagyon értékével megegyezik. Így van ez a szénhidrogénkészletek esetében is, ha a vagyon a telep lemerüléséig pozitív éves várható pénzáram mellett termeltethető. Ha a készlet a vagyonnal a termelés vége felé előre jelezhető negatív pénz-



6. ábra. A kitermelhető szilárd ásványnyersanyag-vagyonok és -készletek összefüggései a CRIRSCO sablon alapján.

Figure 6. Relationship of recoverable mineral resources and reserves based on the CRIRSCO Template

áramok miatt nem egyezik meg, akkor a vagyon és a készlet értéke (NPV-je) sem egyenlő.

A két iparági útmutató, a PRMS és a CRIRSCO sablon között nem sok lényegi különbség mutatkozik az érték meghatározás módját illetően. Az NPV cash-flow becslési részénél a PRMS talán rögzítettebb feltételeket ír elő (pl. az olaj- és gázár-meghatározás). A CRIRSCO sablon a diszkontrátával (tőke költség) sem foglalkozik, de a PRMS is mindössze annyit rögzít, hogy a tőkeáttétellel súlyozott, iparági kockázatot figyelembe vevő rátát kell alkalmazni.

Az útmutatók alapján tehát úgy tűnik, hogy a vagyonbecslés bizonytalanságának mértéke a befektetési kockázatot nem befolyásolja, azaz egy relatíve nagyobb bizonytalanságú vagyonra irányuló projekt végrehajtásáért nem jár kockázati prémium. Bár ki nem jelenthető, de gyanítható, hogy az olajvállalatok projektértékelési gyakorlatában pontosan ez a szemlélet tükröződik: legalábbis nincs tudomás arról, hogy például az *appraisal* projektek pénzáramait, a projekt tárgyát képező vagyon nagyobb bizonytalansága okán, nagyobb tőke költséggel kellene diszkontálni, mint egy mezőfejlesztési projekt pénzáramát.

Ezzel szemben a szakirodalom (SMITH 1995) alapján ismeretes, hogy a szilárd ásványi nyersanyagok kutatására és termelésére irányuló projektek diszkontrátája az előfordulás ismeretességének növekedésével csökken. Az idézett cikk szerint „...minél kevesebb adatunk van, annál nagyobb a bizonytalanság mértéke, így a kockázati szint is magasabb, ezzel együtt a diszkontrátája is az...”. Kérdésként merülhet fel, hogy a vagyonbecslés bizonytalanságának mértéke milyen számszerű (matematikai) kapcsolatban áll a tőke költséggel. Az említett tanulmány a számszerűsítésre a közismert kockázatomeghatározási módszertant javasolja, mely szerint a kockázatváltozás mértéke a kockázati esemény bekövetkezési valószínűségének és valamely teljesítménymutatónak (pl. árbevétel) az esemény hatására beálló relatív változásának a szorzataként adható meg. A javaslat szerint az ilyen módon becsült kockázatérték egyfajta prémiumként módosítaná a vállalati tőke költséget.⁷ A módszertant elméleti oldalról kritizálni nincs okunk, gyakorlati problémaként viszont felvethetjük a kockázati szorzótényező becsülésének szubjektivitását. Megjegyezzük továbbá, hogy nincs ismeretünk arról, hogy az idézett cikkben javasolt módszertant a vállalatok gyakorlatában alkalmazták volna.

A tőke költség számításának közismert módszere a CAPM (Capital Asset Pricing Model; SHARPE 1964), amely a releváns piaci kockázatot (béta) az iparági részvényportfólió és a piaci portfólió (vulgárisan leegyszerűsítve a „tőzsdéindex”) árfolyamváltozásainak korrelációs együtthatójaként számszerűsíti. A CAPM módszerrel, az árfolyamváltozások historikus elemzése révén megadható az olajipari (*upstream*), a szénbányászati, ércbányászati stb. iparági releváns kockázat. Ebben a bétában azonban az összes iparági vállalat különböző vagyonbecslési bizonytalansági szintű összes projektje benne van, azaz az eltérő bizonytalansági szintek eltérő bétái (ha egyáltalán léteznek) mintegy „kiátlagolódnak”. Az viszont tény, hogy a makrogazdaság hullámozásai (amelyeket a piaci portfólió árfolyamváltozásai visszatükröznek)

hatással vannak a vállalatok projektekkel kapcsolatos döntéseire. Jellemzően, gazdasági recesszió idején a nagyobb kockázatosságú projektjeiket (az olajiparban pl. az *appraisal* projekteket) elhalasztják, átütemezik, illetve a recesszió tartósan ígérkezése esetén akár törölhetik is. A recesszió nyilvánvalóan a vállalatérték változásában is tükröződni kell. Elméletileg tehát megállapítható lenne egy olyan béta, amelyik egy adott bizonytalansági szintre besorolható vagyonokra irányuló projektportfólió és a piaci portfólió együttváltozásának mértékét mutatná. A probléma ezúttal is a gyakorlati megvalósítással kapcsolatban merül fel: nemigen találunk olyan vállalatokat, amelyek kizárólag egyetlen bizonytalansági szintre sorolt ásványvagyonú projektekből lennének érdekelték (azaz pl. csak kutatással vagy mezőfejlesztéssel foglalkoznának). Ebből következően historikus elemzéssel nem adhatók meg a különböző bizonytalansági szinteken megbecsült vagyonokra irányuló projektportfóliók bétái. Azt mindenestre leszögezhetjük, hogy nincsen magyarázat arra, hogy a két iparágban miért különbözhet (már amennyiben a szakirodalmi ajánlást a szilárd ásványi nyersanyag bányászatban figyelembe vesszük) a tőke költség alkalmazási módja.

Konklúzió: A vagyon és készlet kategóriák összevetése a becslés bizonytalansági szintjein

Tegyük egy kísérletet a szénhidrogén- és szilárd ásványi nyersanyag-vagyon és készletosztályozás valamint kategorizálás összehasonlítására, melynek egyetlen szempontja a mennyiségbecslések bizonytalanságának mértéke. Az összehasonlítások — amellyel nem áll szándékunkban egy fajta „egységesítési” törekvést indukálni — az alábbi feltételezésekkel élünk:

— a bizonytalanság mértéke az ismeretességgel (másképp fogalmazva a megkutatottsággal) fordítottan arányos, azaz minél több információ áll rendelkezésre a nyersanyag előfordulásáról, annál kisebb a becslések bizonytalansága,

— az ismeretesség növekedése projektek eredményeképp jön létre, azaz a projektek során keletkeznek azok az információk, amelyek a korábrinál pontosabb (szűkebb terjedelmű) vagyonbecslést tesznek lehetővé.

A kitermelhető szénhidrogénvagyonok vonatkozásában négy bizonytalansági szint azonosítható:⁸

A még fel nem fedezett, mindössze feltételezett előfordulások vagyona a prospektív (*prospective*) vagyon.

Felfedezett, de termelésbe az adott megkutatottság mellett még nem állítható vagyon. Ahhoz, hogy a mezőfejlesztés (termelésbe állítás) megkezdődhessen, a vagyonbecslés bizonytalanságának mértékét további információszerezés révén csökkenteni szükséges. Az információszerezés platformja az *appraisal* projekt, melynek tárgya a kontingens (*contingent*) vagyon.

Mezőfejlesztésre kész telepek vagyona a kifejlesztetlen (*undeveloped*) osztályba sorolható. A bizonytalanságot tovább csökkentő információszerezésként a mezőfejlesztési projektet követő rétegvizsgálatokat azonosíthatjuk.

A termelésbe állított telepek vagyona a fejlesztett (*developed*) osztályba sorolandó.

A szilárd ásványnyersanyag-bányászatban ezzel szemben mindössze három vagyonbecslési bizonytalansági szintet különíthetünk el (a kutatási eredmények ismeretességi szinten nem számolunk vagyont), amely teljes összhangban van a CRIRSCO sablon ásványvagyonszintjei osztályozásával (ez nem is csodálható, hiszen az osztályozás szempontja pontosan a bizonytalanság mértéke):

Következtetett (*inferred*) vagyon, amelynél a bizonytalanság mértéke nagy, mivel a vagyonbecslés alapját képező geológiai adatok mindössze sejtetik a nyersanyagtelep térbeli folytonosságát.

Jelzett (*indicated*) vagyon, amelynek becslési bizonytalansága a *következtetett* kategóriáénál kisebb, mivel a rendelkezésre álló adatok alapján a telep folytonossága már feltételezhető.

Megmért (*measured*) vagyon, amelyet a telep folytonosságának feltételezését megerősítő geológiai adatok alapján alacsony becslési bizonytalanság jellemez.

Egy adott szilárd ásványnyersanyag-előfordulás adott bizonytalansági szintre besorolt vagyonát mindig információszerezések (geofizikai mérések, „sűrítő” mintavételezés, fúrások) „emelik át” egy alacsonyabb bizonytalansági szinttel jellemezhető kategóriába. Ezek az információszerezések projektek, azaz befektetések, amelyek megkezdése előtt nyilvánvalóan gazdaságossági elemzést kell végezni.

Annak alapján, hogy úgy a szénhidrogének, mint a szilárd ásványi nyersanyagok fentiekben leírt ismeretességi szintjeit markánsan különböző bizonytalanság-mértékek

választják el egymástól, továbbá feltételezve, hogy a szilárd ásványi nyersanyagok becsült mennyiségei a valószínűségeloszlás valamely középértéke (helyparamétere) közelébe esnek, az egyes bizonytalansági szinteken a 7. ábrán bemutatott megfeleltetések tehetők, az alábbiak szerint:

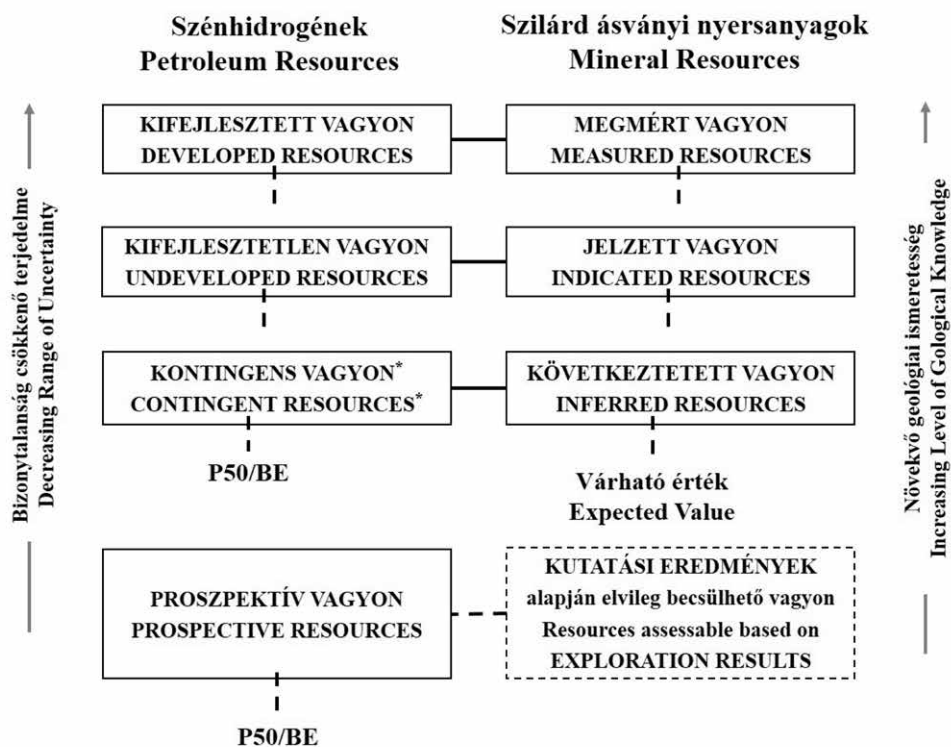
Amennyiben a kutatási eredmények alapján becsülnénk a szilárd ásványnyersanyag-vagyon mennyiségét, akkor az megfelelhetne a prospektív szénhidrogénvagyonnak legvalószínűbb (P50/BE) becslésének.

A következtetett kategóriába sorolt szilárd ásványnyersanyag-mennyiségek megfelelnek a kontingens P50/BE (le nem határolt telepek 2C kontingens) szénhidrogénvagyonnak.

A jelzett kategóriájú szilárd ásványvagyont a kifejlesztetlen P50/BE valószínűségi kategóriájú szénhidrogénvagyonnal feleltethető meg. A megmért szilárd ásványvagyonszintje megfelelhet az kifejlesztett P50/BE szénhidrogénvagyonnak.⁹

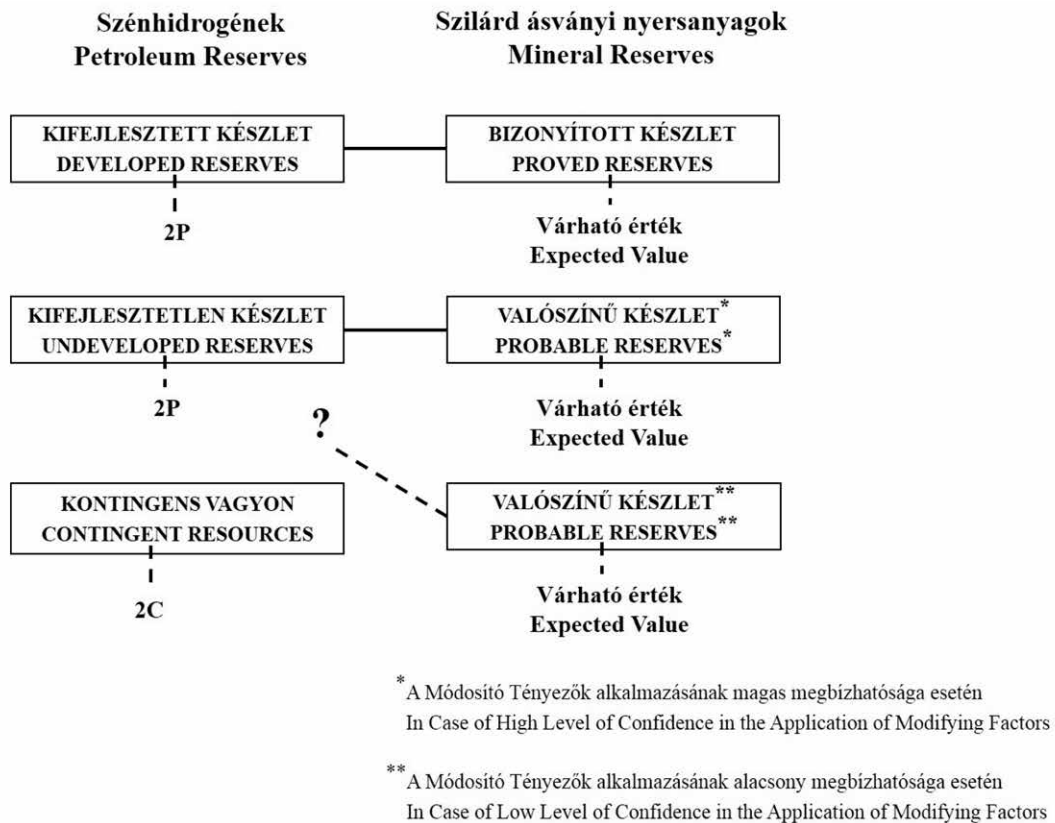
A készletkategóriák megfeleltetése azért nem egyszerű, mert a CRIRSCO sablon a készletek osztályozásakor nem csak vagyonbecslések bizonytalanságát, hanem maguknak a készlet minősítési feltételeknek, az úgynevezett módosító tényezők (*modifying factors*) alkalmazhatóságának a (ráadásul szubjektíven megítélhető) megbízhatóságát is figyelembe veszi. A PRMS-ben ez a szempont nem szerepel: a kitermelhető szénhidrogénvagyont, illetve annak egy része vagy megfelel a készlet minősítési feltételeinek, vagy nem. Így mindössze annyi jelenthető ki (8. ábra), hogy:

A *kifejlesztetlen P50/BE* szénhidrogénvagyonnak megfelelő 2P bizonyított és valószínű (*proved and probable*)



7. ábra. A kitermelhető szénhidrogén- és szilárd ásványnyersanyag-vagyonok összevetése

Figure 7. Collation of recoverable petroleum and mineral resources



8. ábra. A szénhidrogén- és szilárd ásványi nyersanyag-készletek összevetése

Figure 8. Collation of petroleum and mineral reserves

készlet megfelel a jelzett (*indicated*) kategóriájú szilárd ásványvagyonból levezethető valószínű ásványi nyersanyag-készlet (*probable mineral reserve*) kategóriának.

A kifejlesztett P50/BE szénhidrogénvagyonból származtatható 2P (*proved and probable*) bizonyított és valószínű készlet megfeleltethető a megmért (*measured*) besorolású szilárd ásványvagyonból képezhető bizonyított ásványi nyersanyagkészlet (*proved mineral reserve*) kategóriának.¹⁰

A megmért (*measured*) besorolású szilárd ásványvagyonból származtatható, a módosító tényezők relatíve alacsony megbízhatósága miatt valószínű ásványi nyersanyag-készlet (*probable mineral reserve*) kategória nem feleltethető meg egyik szénhidrogén- készletosztálynak sem (ha lenne ilyen, akkor az valahol a kontingens 2C és a kifejlesztett 2P között helyezkedne el).

A PRMS szerinti 1P (*proved*), 3P (*proved+probable+possible*), valamint P1 (*proved*), P2 (*probable*) és P3 (*possible*) készletkategóriáknak a CRIRSCO sablon rendszerében nincsen megfelelőjük.

Mint a fenti konklúzióból kiderül, a kétfajta nyersanyag osztályozási és kategorizálási módszertanának összevetését

terminológiai zavarok is akadályozzák. A Bizonyított (*proved*) és a valószínű (*probable*) megnevezések tartalmilag más és mást jelentenek az olajiparban és a szilárd ásványi nyersanyag-bányászatban. Előbbiben ezek valószínűségi alapú készletkategóriák, amelyek két különböző geológiai és tároló-mérnöki ismeretességi szinten (kifejlesztetlen és kifejlesztett) is értelmezettek, míg az utóbbiban kizárólag az ismeretesség jelzői.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom FÖLDESSY Jánosnak és SÓREG Viktornak, akik a tanulmány lektorálása során felhívták figyelmemet néhány pontatlanságra, valamint kritikai észrevételeikkel nagyban hozzájárultak a cikk szakmai minőségének javításához. Rajtuk kívül köszönet illeti MOL-os és nem MOL-os kollégáimat, valamint a Szénhidrogén Ásványvagyon Gazdálkodás egyetemi kurzusaim résztvevőit azért, hogy fejtegetéseimet türelemmel meghallgatták és hozzászólásaikkal gondolkodásomat formálták.

Irodalom — References

- CRIRISCO 2004: International Reporting Template for the public reporting of Exploration Results, Mineral Resources and Mineral Reserves. www.cririsco.com/templates/international_reporting_template_november_2013.pdf
- SPE/AAPG/WPC/SPEE, 2007: Petroleum Resources Management System. www.spe.org/industry/docs/Petroleum_Resources_Management_System_2007.pdf
- SHARPE, W. F. 1964: Capital Asset Prices: A theory of market equilibrium under conditions of risk. — *Journal of Finance* **19/3**, 425–442.
- SMITH L. D. 1995: Discounted Cash Flow Analysis Methodology and Discount Rates. — *Canadian Institute of Mining and Metallurgical Bulletin* **88/989**, 34–43.
- Kézirat beérkezett: 2016. 03. 06.

Végjegyzet

- ¹ Üledékes medenceszinten, play-analízis módszerével becsült vagyon. Mivel a prognosztikus vagyon becsülésével a szénhidrogén-kutató, -termelő vállalatok nem foglalkoznak (a prognózis állami feladat), ezért a vagyonsztály elemzésével a továbbiakban nem foglalkozunk.
- ² A megnevezés arra utal, hogy a kitermelhető vagyont egy időben és térben lehatárolt geológiai szerkezetben, a prospektben (*prospect*) meglévőnek valószínűsítjük.
- ³ Kivételt képeznek a gyakorlatban előforduló azon esetek, amikor a sikeres fúrást követően kiképzett és termelésbe állított kút termelés-előrejelzését — a készlettel nyilvánítás feltételeinek meglepte esetén — készletként vehetjük számba. Jelen tanulmányban az érthetőség kedvéért ennek figyelembevételétől eltekintek.
- ⁴ Az eredmény első látásra eléggé meglepő, legalábbis szemantikailag: meglehet, hogy egy előfordulásnak — az adott ismeretességi szinten — nincsen 1P bizonyított készlete (mert pl. az nem gazdaságos), ezzel együtt van 2P bizonyított és valószínű készlete...
- ⁵ A „jelenséget” számos félreértés övezi. A leggyakrabban olvasható, hallható téves megközelítés, hogy egy vállalat az információ-szerzéssel, tőkebefektetéssel a kezdetben valószínű és lehetséges készleteit igyekszik a bizonyított kategóriába „átSOROLNI”. Igazából arról van szó, hogy a bizonytalanság csökkentése révén a kezdeti 1P (bizonyított), 2P (bizonyított és valószínű), valamint a 3P (bizonyított, valószínű és lehetséges) készleteket hozzuk nagyon közelre. Bármennyire is pontos azonban a becsülésünk, az attól még becsülés marad. Az 1P sohasem lesz egyenlő a 2P-vel és a 2P sohasem lesz egyenlő a 3P-vel.
- ⁶ Extrém esetektől eltekintve nem életszerű, hogy egy felfedezett, egyébként jelentős mennyiségű szénhidrogén földtani vagyont tartalmazó konvencionális előfordulást technikai, geo-műszaki okokból ne lehetne termelésbe állítani, a terméket ne lehetne feldolgozni, illetve a feldolgozáshoz szükséges infrastruktúrát ne lehetne kiépíteni. Egyes nem konvencionális szénhidrogének esetében ez természetesen előfordulhat — alátámasztva azt a megfigyelést, hogy ezen nem hagyományos szénhidrogének (pl. „palagáz”, olajhomok, széngáz) ásványvagyongazdálkodása inkább hasonlít a szilárd ásványi nyersanyagokéhoz, mintsem a hagyományos szénhidrogénékéhez.
- ⁷ Hasonlóképpen az országkockázati prémiumhoz például.
- ⁸ Mint korábban említettük, a prognosztikus vagyonnal — melynek becslése nem vállalati feladat — nem foglalkozunk.
- ⁹ Megjegyzendő, hogy az érett fázisban lévő, releváns termelési múlttal rendelkező telepek termelésének előrejelzése már meglehetősen pontos, következésképp az ilyen telepek kitermelhető vagyonbecslésének bizonytalansága már igen kismértékű lehet. Ezen esetekben a P90/LE, a P50/BE és a P10/HE értékek nagyon közel eshetnek egymáshoz, így itt a PRMS által javasolt valószínűségi kategorizálásnak sok értelme nincsen. Matematikailag — mivel a „közel esés” nem egyenlő az „egybeeséssel” — mégis a P50/BE megjelölés a korrekt (4. ábra).
- ¹⁰ Ismét megjegyezzük, hogy az érett termeltetésű 2P és 1P (és 3P) szénhidrogén-készletértékek a vagyonbecslés bizonytalanságának csekély volta miatt közel egyenlők (4. ábra). Emiatt alakult ki az a nézet, hogy egy releváns termelési tapasztalattal rendelkező telepeknek csak 1P, azaz bizonyított készlete van. Ez a megközelítés azonban, lássuk be, a matematikai alapokat semmibe vevő szemantikai pongyolaság. Valójában, ha az 1P, 2P és 3P készletek különbségeit tényleg elhanyagolhatónak vélnénk, akkor az érett termeltetésű telepek készletei elé semmilyen valószínűségi szintre utaló jelzőt nem kellene kitenünk.

VIZY Béla

1932–2016

Vizy Béla szakmai pályafutása egybe esett a magyar alumíniumipar virágkorával, mely a hazai bauxitvagyonra alapozva a gazdaság húzóágazatává fejlődhetett. Harmincöt évig dolgozott az iparágban, döntően vezető beosztásban.

Béla 1932-ben Mezőhegyesen született gyógyszerész családban. Középiskoláját a budapesti ciszterci rendi Szent Imre Gimnáziumban végezte. Jó műhely lehetett. Egy életen át táplálta benne az erőt. 1955-ben szerzett diplomát az Eötvös Loránd Tudományegyetem földrajz–földtan szakán. 1956-ban lépett munkába a Bauxitkutató Vállalatnál, ahol terepi geológusként, majd hidrogeológusként dolgozott. Közben részt vett az albániai bauxitfelderítő-kutatásokban is. 1963 és 71 között a vállalat igazgatója volt. Ebben az időszakban a kis vállalat 1000 fős közép vállalattá fejlődött, ami jelentős többlettermék jelentett. A kutató csoportok példás rendben szerveződtek, miközben a földtani- és a műszak szakterületek közötti feszültségeken is úrrá kellett lennie. Nem volt könnyű. Energia- és a lélekölő feladat volt. Nem szerette, mégis különleges érzéke volt a kilenczések csillapításához.

Igazgatósága alatt, 1969-ben a Magyar Állami Földtani Intézet megalapításának 100. évfordulója alkalmából bauxitföldtani konferenciának a vállalat adott otthont, ahol egy tucatnyi országból félszáz neves külföldi szakértő vett részt. Nagy dolog volt ez akkor. Megmutathattuk önmagunkat a világnak, nekünk meg ablakot nyitott egy számunkra elzárt világra.

Igazgatósága alatt épült meg a vállalat központi épülete, jól felszerelt, modern műszerekkel ellátott anyagvizsgáló laboratóriuma. Önálló műszaki, kutatási, kamerális, (adatfeldolgozás és értelmezés) geofizikai, térképészeti és hidrogeológiai osztályok létesültek. A modern gépműhely gondoskodott a fűrőgépek műszaki ellátásáról. Két ütemben lakások épültek. Nagy dolognak számított ez akkor, a lakáshiányos világban. Több kollégának ez volt élete első önálló lakása. Megindultak az aknafúrások is, melyek az értékes bauxitmezők kiaknázását biztosítandó karsztvíz süllyesztések elvégzésére voltak hivatva. Ma már tudjuk, ez egy olyan műszaki bravúr volt, amire sok nép büszke lehetett volna. Bauxitbányászatban a világon egyedül Magyarországon alkalmazták ezt a technikát. Ebben a munkában, annak megszervezésében akkor, és még azután is neki jelentős, vezető szerepe volt.

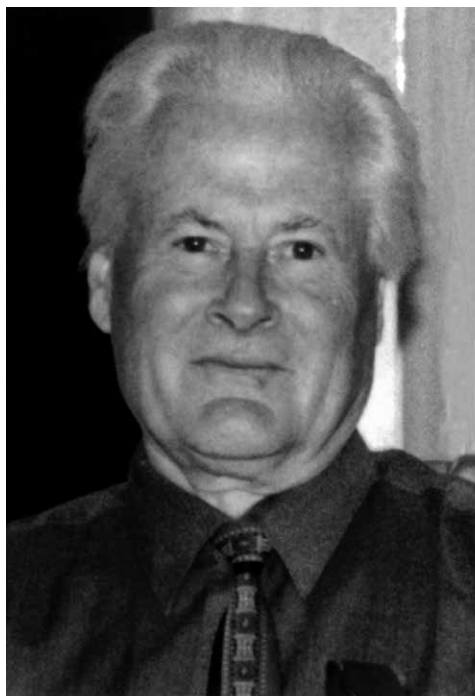
1971-től, már mint tröszt hidrogeológus felelt ezekért a munkálatokért. Óriási eredmény volt, hogy a vízvédelmi munkák évtizedeken keresztül garantálták a bányászat biztonságát. Magyarországon az összes kitermelt bauxit 54%-át aktív vízszintsüllyesztéssel termelték ki. Vízbetörés miatt nem volt egyetlen halálos áldozat sem. Ebben neki halhatatlan érdemei voltak. Gondot kellett fordítania még arra is, hogy a vélt- és valós környezeti károk és a bányászat fenntartása között a kényes egyensúlyt fenntartsa. 1984-től nagynevű elődökét (BARNABÁS Kálmán, BALKAY Bálint, BÁRDOSSY György) követve lett az iparág utolsó főgeológusa.

Mint vezető ő soha sem utasított. Csak kért. Kérni meg úgy tudott, hogy még talán bocsánatot is kért, attól, akitől kért, pedig mint vezető utasított. Képtelenség volt kérését nem teljesíteni.

Sokban segítette a Magyarhoni Földtani Társulatot. Kezdeményezte az 1961-ben megalakított Közép- és Észak-dunántúli Területi Szervezet létrehozását, melynek titkári és elnöki posztját is betöltötte. Hét évig volt választmányi tag.

Már nyugdíjas korában írta meg, amolyan ciszterci diákos alaposággal „A magyar bauxitkutatások történetét különös tekintettel a Bauxitkutató Vállalat (1950–1995) tevékenységére”. Ma számunkra ez egy olyan dokumentum, melyből évtizedeken át meríthetnek a feljövő generációk.

Értettük egymást, hisz több évtizedeken át — ha külön fegyvernemben is — de közösen együtt harcoltunk: a magyar bauxitért. Hosszú volt ez az út, történelmi fordulókkal, csodálatosan tündöklő szakmai sikerekkel, amit meg mi, akkor olyan természetesnek vettük, mint a napfelkeltét. Voltak szomorú napok is a kutatások, majd a bányászat erőltetett beszűkítésével és



ugyan úgy erőltetett megszüntetésével. Ez utóbbit is együtt, de már kívülállókként sirattuk meg, szembesülve azzal, amit persze tudunk: az emberi butasággal szemben ész érvekkkel, lovagiatlan ellenféllel szemben lovagias eszközökkel nem lehet célt érni.

Szorosabb kapcsolatunk, — amikor az ember emberhez is már közel kerül — az utolsó 15–20 évre tehető. Együtt utaztunk rendszeresen megszervezett régi baráti, kollegiális találkozókra: a Tapolcán tartott Szent Borbála Bányásznapokra és Almádiba. Egymás mellett ültünk a társulati üléseken. Utolsó közös utunk, a napokban éppen egy éve, Halimbára vezetett, bányásznapra ünnepségre. Útközben folytatott beszélgetések során sokszor mesélgettük egymásnak a múltat, hogy látta ő azt, mint vezető, én meg hogyan mint beosztott geológus. Meg-megbeszéltük a világ sorát is, benne mindig a hazai eseményekkel. Úgy tudunk egy húron pendülni, mintha gyerekkorunkban egy iskolapadban, majd egész életünkben egy szobában dolgoztunk volna. Nekem vele kapcsolatban ezek a beszélgetések a legszebb emlékeim. Meg az tapolcai és almádi találkozók. Te jó Isten, hogy szeretett ő a régi kollégák között ülni, a játszótársunk lenni, amikor meg beszélt, tudta hogyan kell szavaiba „borból vízből mértékkel tölteni”. Ott ült, ott mosolygott közöttünk. Igen, arra emlékszem: az idős korára kifakult szemekre. Egyenrangú embert volt ő mindig közöttünk. Akkor is, amikor igazgató volt, vagy trösztí főgeológus, éppen úgy mint, amikor egy asztalnál ült egykor volt munkatársaival. Neki mindegy volt, az emberben az embert mérte, ítélte, szerette, vagy nem, de nem a társadalmi vagy hivatali rangot nézte.

Tudta és tudtuk, hogy „bár zord a harc, de megéri a világ, ha az ember az marad, aki volt, nemes küzdő, szabadlelkű diák”. Megígérem most neked Béla, míg tapolcai és almádi találkozók lesznek és leszünk a nemes, küzdő szabadlelkű diák, te mindig ott leszel közöttünk, velünk.

Isten áldjon, menjél csak szépen békében, ahogy jöttél, ahogy közöttünk éltél és dolgoztál: békében. Búcsúzómon tőled, a Magyarhoni Földtani Társulat, volt bauxitkutató, a bányavállalati és a trösztí kollégák nevében. A Bányász himnusszal kívánunk majd neked utolsó Jó szerencsét.

KOMLÓSSY György

Események, rendezvények

Beszámoló a 2016. évi Földtudományi Vándorgyűlésről

A Magyarhoni Földtani Társulat háromévenként esedékes „Földtudományi Vándorgyűlést” az idén augusztus 24–27. között Sárospatakon, ezen a történelmi levegőjű, szakrális helyen, a Református Teológiai Akadémián rendeztük meg. A szervező társaságunk, ahogy ezt korábban elhatároztuk az OMBKE és a MGE voltak. Ez úton is köszönjük a házigazdánk, hogy befogadtak és hiszem, hogy a „spiritus loci” elősegítette konferenciánk sikerét és biztosította annak emelkedettebb szellemiségét.

Választásunk azért esett az Eperjes–Tokaji-hegység magyarországi területének (Zempléni-hegység), ezen belül is Tokaj–Hegyalja földtani felépítésének és Észak-Magyarország természeti és kulturális erőforrásainak középpontba helyezésére, mert ez a terület rendkívül megnyerő tájegységi szépségei mellett évszázadokon keresztül mind a mai napig az ország fontos nyersanyagainak és természeti értékeinek egyik nem nélkülözhető forrása.

A kétnapos konferencián és az elő-, valamint az utókiránduláson a természeti és kulturális erőforrások csaknem mindegyikét sorra vettük és áttekintést adtunk kiválóan felkészült szakembereink segítségével a lehetőségekről és a megoldandó feladatokról. Tokaj–Hegyalja a „Világörökség” részévé vált, ami annak rangos helyzetéből fakadóan egy sor olyan problémát állított a természeti erőforrásokhoz hozzájutni akaró bányászati iparág és a természetvédelem képviselői elé, melynek hosszú távú megoldatlansága nemkívánatos következményekhez vezet. Egyik célunk az értékes kultúrtáj megőrzése mellett az ásványi nyersanyagokhoz való hozzáférés egészséges harmóniájának megteremtése volt.

A Vándorgyűlésen több mint száz regisztrált résztvevővel, hat szekcióban több mint ötven előadás hangzott el a földtan, a kőzettan, a geofizika, a hidrogeológia, a geotermia, az érteletan, a bányászat, a környezet- és természetvédelem, a tudománytörténet és határtudományok területéről. Szakmai előadásaink mellett gondoltunk a helybéli, érdeklődő nagyközönségre is, ismeretterjesztő előadásokkal, majd ezt követően a pataki muzeális könyvtár megtekintésével. A meghirdetett „public” előadásokon bemutatkozott többek között az Aggteleki Nemzeti Park, de szó volt a borászat és a geológia kapcsolatáról, továbbá az év ásványáról, ősmaradványáról és nyersanyagáról, valamint a Föld és Ég viszonyáról, egységéről.

Vándorgyűlésünk szakmai tematikájának különlegességét az adta, hogy egyik szekciónk a „Föld és Ég” címet kapta, jelezve, hogy ezen a helyen a szakrális szellemi, és a racionális anyagi világ közötti átjárást is kerestük, és előadóink a földtan, a fizika, valamint a teológia és a bölcsészettudományok területéről kísérletet tettek a kozmikus világ titkainak integráltabb megközelítésére. A szekció előadásaihoz szervesen kapcsolódott egy kultúrtörténeti előkirándulás, amelynek útvonala felölelte Gönc, Vizsoly és Boldogkőváralja szakrális és történelmi emlékeit is.

Külön figyelmet szenteltünk hivatásunk nagy elődeinek évfordulóiról. A legnagyobb magyar geológusnak, SZABÓ Józsefnek éppen százötven éve jelent meg a Tokaj–Hegyalja földtana című,

térképpel is kiegészített monográfiája, amelyet a Tokaj alapítvány faximile kiadással és Tokaj városában egy bronz mellszobor állításával tett emlékezetessé. Programunk részeként elhelyeztük a kegyelet és a tisztelet koszorúit az emlékhelyeken. Telkibánya és Északkelet-Magyarország közeiteinek, értelepeinek nagy kutatója SZÉKYNÉ FUX Vilma professzorasszony születésének századik évfordulójára is megemlékeztünk. Társulatunk erre az alkalomra egy szép kiállítású emlékkötetet jelentett meg a kortársak, tanítványok írásából, köszönhetően a szerkesztők és a támogatók önzetlenségének. Telkibánya és Pálháza környéke neves kutatójának LIFFA Aurélnak, a Magyar Királyi Földtani Intézet volt igazgatójának halála hatvanadik évfordulójára emlékezve a Perlit 92 Kft. jóvoltából Pálházán emléktárat avattunk a szombati terepbejárás részeként. Aznap lepleztük le a telkibányai múzeum falán társulatunk márványtábláját, a Tokaji-hegységet kutató összes magyar geológus emlékére. Hagyományaink, történelmünk ápolása és ébrentartása nélkül nincs jelenünk, és bizonytalanná válhat a jövőnk is. Ezért tisztelettel és kegyelettel adóztunk mindazon elődeink és volt kollégáink előtt, akik a 19. századtól kezdve a nemrég elhunyt MÁTYÁS Ernőig ezen a csodálatos vidéken marandókat alkottak és az utókornak példát mutattak.

BAKSA Csaba

Szalamander Selmecebányán

Társulatunk az Országos Bányászati és Kohászati Egyesület meghívására az idén először vett részt hivatalosan a hagyományos selmeci szalamanderen 2016 szeptember 9-én. Ez a rendkívül felemelő évszázados hagyomány mindig igen sok szakembert mozgat meg nemcsak Magyarországról, de mindazon környező országokból, ahol a bányászati kulturális hagyományok az 1735-ben alapított Selmecebányai Bányászati Akadémiához kötődnek. Az egyenruhában felvonuló és paradézó bányász, kohász, erdész és geológus vendégek között, a több száz fős magyar delegáció első soraiban büszkén vittük a társulat zászlaját. A miskolci egyetemisták lelkes csapata volt ebben segítségünkre. A pénteken este, a fátylakkal, bányászzenekarral és énekszóval vonuló csapatot a helyi lakosok és érdeklődők többezres tömege tapssal és lelkes bekiabálásokkal üdvözölte. A két kilométeres útvonal a történelmi főútcán, a Kammerhofon haladt és a Szent Katalin Székesegeyháznál ért véget.

A jelentős eseményt több nyitó és záró program is kísérte, melyen társulatunk elnöke és főtitkára vett részt. Dél előtt a híres Belházy ház udvarán, amely 1770-től az Selmeci Bányászati Akadémia első saját épülete volt, és ahol a 18–19. században kémiai és kohászati oktatás folyt, emléktáblát avattunk. A selmeci polgármester asszony, a soproni polgármester, továbbá több helyi méltóság, valamint a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar dékánjának, és a Soproni Egyetem Erdőmérnöki Kar dékánhelyettesének jelenlétében BÖHM József nyugalmazott miskolci dékán mondott ünnepi beszédet, majd leplezte le a réztáblát. Utóbbi emléket állít az Akadémia hagyományait napjainkban is aktívan őrző intézmények (Selmec, Sopron, Miskolc, Freiberg, Kassa, Leoben, Osztava, Zólyom) közötti 2001-ben, Kassán megkötött együttműködési megállapodásnak.

Délután, a magyar küldöttség a Szélnaknai Kapunál lévő temetőben megkoszorúzta a régi Akadémia professzorainak sírjait (PÉCH Antal, FALLER Károly, FARBAKY István, KERPELY Antal). Ezt követte az Óvárban lévő 1948/1949-es selmeci honvédeknek emléket állító szobor, majd az Akadémia volt Erdészeti épülete falán elhelyezett lévő emléktábla előtti tisztelgés. Rövid emlékbeszédek, szakmai himnuszok és a tradicionális énekek kísérték a megható eseményt.

Társulatunk részvétele az idei Szalamanderen szorosabbra fűzte a rokon szakmák közötti kapcsolatokat és reményt ad arra, hogy a jövőben mind a hivatalos szakmai, mind a hagyományörző eseményeken való közös részvétel elősegíti a hazai földtani kutatás és bányászat feltámasztásának esélyét.

BAKSA Csaba

TELEKI Domokos kiállítás a marosvásárhelyi Teleki Tékában

Amikor TELEKI Domokos 1798-ban 25 éves korában meghalt, édesapja, a Tékat alapító TELEKI Sámuel elrendelte, hogy fia minden kéziratát, az összes, életére vonatkozó emléket gyűjtsék össze. Ezek között a különféle kéziratok mellett, már egy komoly publikáció is volt, az útleírása, és nem utolsósorban egy gazdag ásványgyűjtemény, amelynek Domokos saját kezűleg írta meg a jegyzékét. Mindez gazdag anyag egy kiállítás rendezésére, amelyre első ízben ebben az évben került sor. Ennek oka egyrészt az lehetett, hogy az utóbbi évek kutatásai mindinkább feltárták TELEKI Domokos tudománytörténeti jelentőségét, másrészt az elmúlt években a Téka új vezetése különben is új lendületet adott a meglévő anyag, különösen az ásványgyűjtemény rendezésének és múzeumi hasznosításának.

A rendezés és az anyag kiválasztása PETELEI Klára könyvtáros érdeme. Ő különösen TELEKI Domokos útleírásainak dokumentálásában nagyon jól fel tudta használni eddigi szakmai tapasztalatait az Erdélyt bemutató régi térképek terén, amelyekről 2013-ban jelent meg alapvető gyűjteményes munkája (Descriptio Transylvaniae).

PETELEI Klára a kiállítás életrajzi vonatkozású részét a megnyitó beszéddében így jellemezte:

„Sok TELEKI Domokosra vonatkozó életrajzi vonatkozású dokumentum őrződött meg, levelek, hozzá írt örömversek és több halotti megemlékezés. A családi bibliába a könyvtáralapító — többi gyermekei mellett — bejegyezte Domokos születését is. Érdekes egy 1818-ban írt lajstrom, amelyben megtaláljuk apa és fia köntöseinek leírását.

A számos gyerekkori füzet, egyetemi jegyzet Domokos szorgalmáról és jó képességeiről tanúskodik, herbáriuma természettudományi érdeklődését illusztrálja, és a kortársak vélekedései kiemelik igyekezetét és édesapja gondos nevelését. Már kilenc évesen jelzik, hogy ásványgyűjteménye és herbáriuma volt.”

„Kiállítottunk néhányat azokból a munkákból, amelyeket könyvében említ, és/vagy a saját könyvtárából származnak, és azt az útleírást, amely a híres angol utazó, Robert TOWNSON tollából született.”

„TELEKI Domokos széles érdeklődési körét mutatja be az utolsó tárló, ahol színdarabját, közigazgatási munkáját, fordítását, elmélkedését állítottuk ki.”

Az ásványkiállítás a maga nemében az első nyilvános bemutató a gyűjtemény több mint 200 éves fennállása alatt, mintegy száz kiválasztott ásványt tartalmaz. A bemutatást nagymértékben elősegítette, hogy SZAKÁLL Sándor előzőleg revidálta az egész gyűjteményt és VICZIÁN Istvánnal együtt közreműködött a bemutatandó példányok kiválasztásában. A kiállítás megrendezésében

CRĂCIUNEAN Ana-Monica doktorandus hallgató nyújtott segítséget. A gyűjtemény elsősorban erdélyi anyagokat tartalmaz. Jelentősége, hogy olyan bányahelyekről is vannak példányok, amelyek azóta már nem érhetőek el, vagy már kimerültek, mint pl. a csíkszentdomokosi termésrész, a mai Balánbánya közelében. Különösen érdekesek az Erdélyi-érchegységéből a termésarany és az aranytelluridok, a nagyágit és az „erdélyi érc”-nek is nevezett szilvanit. Ásványtani különlegességek a Boica melletti Tresziáról származó, finom kék színű kalcedon és a felsőszozlcsvai almandin. De bászai rézérc, Nagybánya környéki színes érc, felsőbányai antimónit (=„piskóltz”), barit (=„sujjag”), Selmecbánya nemesfém-ásványai és a veresvágási opál is képviselve van. A külföldi darabok közül a kor divatjának megfelelően szársországi csiszolt acháttájkép és karlsbadi, forrásvízből mészkiválással megkövesített virág is van. Egyéb külföldi anyag elvéve az Alpokból és Oroszországból került a gyűjteménybe (pl. berill). TELEKI Domokos nemzetközi elismertségét jelzi Lenz Ásványtan könyvének neki címzett ajánlása.

A kiállítás 2016. május 6-án nyílt meg. Előreláthatólag 2016. október közepéig lesz nyitva. Célszerű lenne legalább az ásványokat egy állandó kiállításon is bemutatni.

VICZIÁN István

Személyi hírek

DOBOS Irma tagtársunkat Péch Antal-emlékéremmel, BAKSA Csabát Mikovinyi Sámuel-emlékéremmel tüntette ki az OMBKE.

Az augusztus 20-i nemzeti ünnep alkalmából, ÁDER János köztársasági elnök megbízásából, SESZTÁK Miklós nemzeti fejlesztési miniszter állami kitüntetésekkel adta át 2016. augusztus 17-én, Budapesten. A „Magyar Ezüst Érdemkereszt polgári tagozat” kitüntetést vehette át CSEH Zoltán (Colas Északkeleti Bányászati Kft.) a hazai út- és autópálya-építési, vasútpálya-korszerűsítési programok megvalósulását környezetkímélő bányászati technológiákkal előállított, minőségi alapanyagok biztosításával segítő munkája elismeréseként.

A nemzeti fejlesztési miniszter a Bányásznapi alkalmából társulatunk tagjainak az alábbi kitüntetésekkel adományozta:

„Kiváló Bányász” kitüntetésben részesültek:

ÁRGYELÁN JÓZSEF Tibor (Nitrokémia Zrt.)

DEÁK Ferenc (Kőka Kft.)

SEBÉNYI Géza (Mecsekérc Zrt.)

„Miniszeri Elismerő Oklevél” kitüntetésben részesültek:

HORVÁTH Zoltán (MFGI)

KOVÁCS Gábor (Veszprém Megyei Kormányhivatal)

ZSADÁNYI Éva (MBFH)

„35 éves szolgálatért” oklevelet kapott:

GOMBÁRNÉ FORGÁCS Gizella (MBFH).

A Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karának Tanácsa „Pro Facultate Rerum Metallicarum” érmet adományozott: BAKSA Csaba MFT elnöknek, a Műszaki Földtudományi Kar munkájában való részvételéért, a Kar és a Magyarhoni Földtani Társulat közötti kapcsolat elmélyítésében játszott önzetlen szerepvállalásáért, valamint a Miskolci Egyetem népszerűsítését elősegítő tevékenységéért.

CSERNY Tibor MFT főtábornak, a Műszaki Földtudományi Kar akadémiai vonalon történő elismertségének növelésében játszott kiemelkedő szerepének, valamint a kar földtani és hidrogeológiai oktatási és kutatási tevékenységének támogatásában végzett munkájának elismeréseként.

Gyászír

Fájdalommal tudatjuk, hogy Dr. BÁN Miklós, FUXREITER András, VIZY Béla, ENCSY György és SZEREDI Miklós tagtársunk elhunyt.

Emlékük szívünkben és munkáinkban tovább él!

Könyvismertetés

Ígéretek könyve

KARÁTSÓN DÁVID: Vulkanológia II.

ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 2014. 279 oldal. ISBN 978 963 312 212 9

Még a múlt században, 1998-ban jelent meg KARÁTSÓN DÁVID Vulkanológia I című jegyzetének első kiadása az ELTE Eötvös Kiadónál, s annak Bevezetésében már olvashattuk a tervezett második kötet tematikájáról is. A vulkanológiával foglalkozó vagy az aziránt érdeklődő szakembereknek és hallgatónak tehát valóban régi vágya teljesült azzal, hogy végre kézbe vehetik a munka második kötetét is; ráadásul nem a puhafedeles jegyzet-, hanem keményítáblás, „igazi” könyvformátumban. Noha a mű valóban a jegyzet folytatása (ezt a szövegben az első kötetben kifejtettekre való számos visszautalás is bizonyítja), önálló munkaként is megállja a helyét. Amint a Szerző az első részben ígérte, e munkája a vulkanizmus által létrehozott elsődleges és másodlagos formákkal, valamint más égitestek vulkáni jelenségeivel és formakincsével foglalkozik.

A könyv a következő hét fő fejezetre oszlik: 1. Vulkanók, vulkántípusok; 2. Kalderák; 3. Lepusztulásfolyamatok aktív vulkánokon; 4. A vulkánok hosszú távú lepusztulása, eróziós formakincs; 5. Vulkanói működés és éghajlat; 6. Vulkanosság a Naprendszerben; 7. A tűzhányótevékenység megfigyelése (vulkán-monitoring): vulkáni kockázatok kezelése. (Utóbbi két fejezet HARGITAI Henrik, ill. KÓSIK Szabolcs társszerzőségével készült.) Bár e tematikus felosztás lényegében megegyezik a vulkanológiai alapművekével (lásd például Peter FRANCIS: Volcanoes – A Planetary Perspective című „klasszikusát”), ám KARÁTSÓN DÁVID munkájának e vonatkozásban van egy differentia specificája, nevezetesen a vulkánok hosszú távú lepusztulásáról és eróziós formakincséről szóló 4. fejezet.

E hagyományos megközelítésben geomorfológiai kérdéskörnek vulkanológiai alapon történő igen alapos és részletes áttekintése nemzetközi viszonylatban is ritka, a magyar nyelvű szakirodalomban pedig egyértelműen hiánypótló. A hatalmas ismeretanyagot közlő mű stílusa igen gördülékeny, a lényeg kiemelését, illetve az inkább csak a tájékoztatást szolgáló ismeretek elkülönítését didaktikus tipográfiai eszközökkel (vastag betűs kiemelések, ill. kisebb betűméret) is segíti. Ugyancsak elismerés illeti a szerzőt megértést igencsak elősegítő nagyszámú ábra és fénykép közléséért, azt azonban sajnálattal meg kell állapítanom, hogy néhány fénykép és ábra nyomdai kivitelezése kifogásolható minőségű.

KARÁTSÓN DÁVID e munkája fontos és hasznos minden földtudomány szakos hallgató számára, a Kárpát-medence vulkáni hegységeivel foglalkozók szakembereknek pedig „kötelező” olvasmány. A Szerző az Előszóban ígértet tesz a két kötet egységes újrakiadására. Őszintén remélem, hogy a tervezett kötetet hamarosan és méltó kiállításban vehetjük kézbe.

RÓZSA PÉTER

PÓKA TERÉZ, KOZÁK MIKLÓS, RÓZSA PÉTER (szerk.):
SZÉKYNÉ FUX VILMA 100

Száz éve született és 10 éve hunyt el SZÉKYNÉ FUX Vilma, sokak szeretett és tisztelt Minkája, a fiatalabbak „Professzornője”. Tanítványai, kollégái és barátai már évek óta tervezték, hogy munkássága és személye előtt tisztelegve kötetbe rendezve megjelenessék a róla szóló visszaemlékezéseket valamint a hatalmas életmű egyes részeire vonatkozó értekezéseket. Születésének centenáriumán, köszönhetően a nagylelkű szponzorációnak, ennek anyagi fedezetét is sikerült megteremteni.

A kötet, társulatunk elnöke, BAKSA Csaba előszavát és a szerkesztők bevezető gondolatait követő első írás SZÉKYNÉ életútját lánya szemével mutatja be (SZÉKY Annamária: Anyukám a professzornő). Az ezt követő néhány tanulmány szintén az életutat, illetve annak hosszabb szakaszait ismertetik (KOZÁK Miklós, MCINTOSH Richard William, RÓZSA Péter, illetve VITÁLIS György írásai). KISVARSÁNYINÉ BOGNÁR ÉVA, KISVARSÁNYI Géza és MÁTYÁS Ernő személyes emlékeit osztja meg az Olvasóval. A harmadik blokkban a tudósi életmű, illetve annak egy-egy fontos területének elemzését-értékelését olvashatjuk. PÓKA Teréznek a teljes életműt átfogó értékelése után GYARMATI Pál SZÉKYNÉnek a Tokaji-hegység és a Tiszántúl neogén vulkanizmusának vizsgálatában elért eredményeit mutatja be; ZELENKA Tibor Telkibánya és a Kárpát-medence ércesedésével kapcsolatos kutatásait elemzi; VICZIÁN István szedimentológiai, talajtani és agyagásványtani kutatásait értékeli; TÓTH Álmos pedig SZÉKYNÉ és a magyar bauxitkutatás, alig-alig ismert kapcsolatáról ír. Ugyancsak TÓTH Álmos adja közre azt a tudománytörténeti értékű levelet, melyben a kiváló FERENCZI István professzor (1890–1966) mond véleményt szeretett tanítványáról, FUX Vilmáról. Ezt követően PAPP Péter SZÉKYNÉ tudománytörténeti tevékenységéről írt dolgozatát olvashatjuk, végül DUDICH Endre összegzi felsorolásszerűen a Professzornőnek a Magyarhoni Földtani Társulatban betöltött tisztségeit.

Szerkesztőtársaim nevében e helyt is köszönetet mondok a kötet minden szerzőjének. Külön köszönetet illelti azokat, akik nagylelkű anyagi hozzájárulása lehetővé tette a kiadvány megjelenését, elsősorban főtámogatóknak a Terrapeuta Kft-nek, s személy szerint annak ügyvezetőjének, az egykori tanítványnak, PAPP Lajosnak, valamint a KISVARSÁNYI családnak. Köszönettel tartozunk az ugyancsak volt tanítványnak, PIROS Olgának, akinek lelkes szerkesztői munkája nélkül e kötet a Vándorgyűlésre biztosan nem készült volna el.

RÓZSA PÉTER

Tokaj-Hegyalja bányászatának története

A világhírű magyar bányászat átfogó története megírásának első kezdeményezője WENZEL Gusztáv volt, aki 1880-ban kiadott „Magyarország bányászatának kritikai története” című munkájában, levéltári adatokra támaszkodva, elsősorban bányajog szempontjából a 17. századig ismerteti iparágunkat.

Hosszú évek, évszázadok teltek el azóta, háborúk, politikai, gazdasági viharok az ország határait is megváltoztatták. Ez az oka annak, hogy a millicentenárium évig kellett várni, hogy a megváltozott társadalmi viszonyokat és határokat is figyelembe véve, megjelenjen magánkezdeményezésre, állami támogatás nélkül, „Magyarország bányászatának évezredes története” 5 kötetben. Ezzel nem fejeződött be a magyar bányászattörténet adatainak összegyűjtése, megírása. Legtöbb bányavállalat vagy szénmedence a termelés beszüntetése után 1–2 évvel megírta

működési területe részletes történetét legfontosabb termelési adataival.

Tokaj-Hegyalja bányászattörténetéről több tanulmány, kiadvány készült. Ezek közül meg kell említeni a KUN Béla szerkesztésében 1989-ben megjelent „25 éves az Országos Érc- és Ásványbányák” című könyvet, amelyben rövid összefoglalás olvasható Tokaj-Hegyalja bányászattörténetéről is. Az ezt követő évek voltak a legmozgalmasabbak az ÓÉÁ vállalat életében.

Új előkészítő művek kezdték meg termelésüket, de több termelőüzem bezárásra kényszerült. Ezekben az években történt a cég üzemeinek visszafejlődése, megszűnése, privatizációja. Erről az időszokról kevés tanulmány jelent meg, ezért egy átfogó, dokumentációk alapján összeállított kiadvány a mai napig hiányzik. Célszerű volt kihasználni azt az utolsó lehetőséget, amikor még a bezárt üzemek pusztulásra ítélt levéltári rendelkezésre állnak. Értékesek azok a személyes élmények, adatok, amelyekkel a dokumentációkat azok a szakemberek egészítik ki, akik az utolsó évtizedekben a bányászatot közvetve, vagy közvetlenül irányították. Ezek teszik személyessé, színesebbé a történetírást.

Tokaj-Hegyalja földrajzilag lehatárolt területe Magyarországnak, bányászata történetének vizsgálatánál ezt mégis tágabban kell értelmezni. A Zempléni-hegység bányái szervezetileg voltak tagjai a tokaj-hegyaljai üzemeket irányító vállalatoknak és tájegység-

ben is összekapcsolódtak a Szerencsi-öböltől a Hernád-völgyig.

Jelen kiadványunkban sem a hozzáférhető dokumentációk, sem a bányüzemek jellege nem azonos, ezért az egyes fejezetek arányában, terjedelmében és tartalmában nem volt követhető egységes szerkezet.

A fejezetek írói elsősorban a bányák történetének a megírását tartották szem előtt, de sok esetben szükségessé vált, hogy rövid geológiai ismereteket is közöljenek. A forrásmunkák, irodalmi hivatkozások gyakran átfedésben vannak, de alkalmasak arra, hogy könnyen fellelhető forrásként szolgáljanak a további kutatásokhoz, vagy azok számára, akik részletesebb tájékoztatást kívánnak nyerni. A közölt ábrák, fényképek figyelmeztetnek arra, hogy milyen fontosak az ilyen irányú dokumentációk is. Több ipartörténeti jelentőségű kutatással, vagy bányászati tevékenységgel kapcsolatban alig található fényképes, vagy térkép dokumentáció.

MÁTYÁS Ernő már évekkel ezelőtt célul tűzte ki, hogy Tokaj-Hegyalja bányászatának történetét írják meg és dokumentálják. Erre csak ebben az évben kerülhetett sor fia, MÁTYÁS Szabolcs révén, aki a Geoproduct Kft. vállalkozása keretében kiadta e hiánypótló munkát.

BENKE István