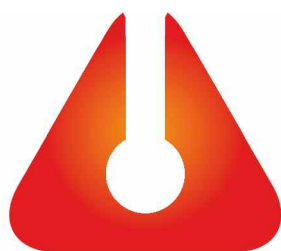




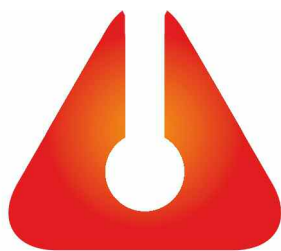
Calce et malleo

Mésszel és kalapáccsal



12. KŐZETTANI ÉS GEOKÉMIAI
VÁNDORGYŰLÉS

Calce et malleo – Mésszel és kalapáccsal



**12. KÖZETTANI ÉS GEOKÉMIAI
VÁNDORGYŰLÉS**

© Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, 2022
Minden jog fenntartva!

A kötetben közölt cikkek tartalmáért a szerzők vállalják a szakmai felelősséget.

Szerkesztette:

Fehér Béla, Molnár Kata, Lukács Réka, Czuppon György és Kereskényi Erika

Lektorok:

Molnár Kata, Lukács Réka, Czuppon György és Kereskényi Erika

Kiadja a Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet

Felelős kiadó:

Kiss László
főigazgató

ISBN 978-963-7331-00-8

Címlapkép:

Részlet a Rákóczi 1. sz. barlangból, Tornaszentandrás, Esztramos-hegy
Fotó: Czuppon György

Calce et malleo – Mésszel és kalapáccsal

12. Kózzettani és Geokémiai Vándorgyűlés
Miskolc, 2022. szeptember 22–24.

Szerkesztette:

Fehér Béla

Herman Ottó Múzeum, Ásványtár, Miskolc

Molnár Kata

Atommagkutató Intézet, Izotópklimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

Lukács Réka

*ELKH, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest
CSFK, MTA Kiváló Kutatóhely, Budapest
MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest*

Czuppon György

*ELKH, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest
CSFK, MTA Kiváló Kutatóhely, Budapest*

Kereskényi Erika

Herman Ottó Múzeum, Ásványtár, Miskolc

Budapest, 2022

12. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés
Miskolc, 2022. szeptember 22–24.
Helyszín: MTA Miskolci Akadémiai Bizottság székháza
3530 Miskolc, Erzsébet tér 3.

Rendezők

Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet
Herman Ottó Múzeum, Ásványtár
Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság
Miskolci Egyetem, Ásványtani-Földtani Intézet
Magyarhoni Földtani Társulat
MTA Miskolci Akadémiai Bizottság

Szervezőbizottság

Czuppon György (főszervező, CSFK, FGI)
Kereskényi Erika (főszervező, HOM)
Lukács Réka (CSFK, FGI; MTA-ELTE VKCS)
Molnár Kata (ATOMKI)

Támogatóink

Laborexport Kft., Per-Form Hungaria Kft., Carl Zeiss Technika Kft., JEOL (Europe) SAS,
Auro-Science Consulting Kft., Nanotest Hungary Kft., Unicam Magyarország Kft.,
Isotoptech Zrt. és Austro-Lab Kft.



TARTALOM

CZUPPON György & KERESKÉNYI Erika Előszó	9
KONFERENCIAKÖZLEMÉNYEK	11
BALASSA Csilla, NÉMETH Norbert & KRISTÁLY Ferenc Fillozsilikátok szerepe a bükki ritkalemdúsulással érintett kőzettestekben	13
BALÁZS Henriett Gabriella, MIKLÓS Dóra Georgina & JÓZSA Sándor A Vágyom-Völgy (Kelet-Mecse) Középső miocén durvatörmelék rétegeinek vizsgálati eredményei	17
BENKÓ Zsolt, ORAVECZ Éva, OBBÁGY Gabriella, RAUCSIK Béla, NÉMETH Tibor, MÁTHÉ Zoltán, ARATÓ Róbert, VARGA Andrea, MOLNÁR Kata, FODOR László & KÖVÉR Szilvia Kis hőmérsékletű deformációs események korának meghatározása K/Ar módszerrel	18
BERKESI Márta, ARADI László Előd, SPRÁNITZ Tamás, GUZMICS Tibor & MYOVELA, Justine Multifázisú zárványok 3D Raman-térképezése: új metódus a szubdukciós fluidumok kutatására	20
BIRÓ, Máté, MOLNÁR, Ferenc & O'BRIEN, Hugh New mineralogical, mineral trace element and sulphur and lead isotopic data from the Recsk ore complex (NE-Hungary)	22
BIRÓ Tamás, HENCZ Mátyás, CSERI Zoltán, TELBISZ Tamás & KARÁTSZON Dávid A kitörési központok elhelyezkedésének összefüggése a domborzattal egy miocén ignimbritmezőn	26
CZUPPON, György, DEMÉNY, Attila, LEÉL-ŐSSY, Szabolcs, ÓVÁRI, Mihály, LIN, Ke, MOLNÁR, Mihály, KARLIK, Máté, SIKLÓSY, Zoltán, BAYKARA, Oruc & SHEN, Chuan-Chou The 8.2 k.y. event and the following "overshoot" recorded in speleothems from Central Europe	27
CZUPPON-LÁZÁR, Márta, KOVÁCS, József, DOBOSY, Péter, STIEBER, József, GRUBER, Péter, KOVÁCS, Attila, SZENTES, Olivér & CZUPPON, György Chemical and isotopic characteristics of springs in Aggtelek karst: preliminary results	28
CSERÉP Barbara, SZEMERÉDI Máté, LUKÁCS Réka, ERDMANN, Saskia, BACHMANN, Olivier, DUNKL István, SEGHEDI, Ioan, MÉSZÁROS Katalin, KOVÁCS Zoltán, VIRÁG Attila, NTAFLÓS, Theodoros & HARANGI Szabolcs Magmás környezetek a Csomád 56–32 ezer éves horzsakövei alapján	29
CSIGE István & BÉRES Krisztina Radon a Rákóczi-barlang légterében	30
FEHÉR Béla A Vilyvitányi Csillámpala Formáció turmalinja	33
FINTOR, Krisztián, GUBA-WALTER, Heléna, KIRI, Luca, KRISTÁLY, Ferenc & PÁL-MOLNÁR, Elemér Temperature-fluid chemical conditions of massive monazite formation of REE-rich veins in Jolotca (Romania)	37
FODOR László, CSILLAG Gábor, NÉMETH Károly, SEBE Krisztina, TELBISZ Tamás, VÁRADI Kitti, VISNOVITZ Ferenc & BALÁZS Attila A késő-miocén–pliocén bazaltvulkánok és kapcsolódó morfológiai felszínek szerkezetföldtani értelmezése – egy újabb lépés a Dunántúli-középhegység neotektonikai elemzésében	41
FODOR Péter, KRISTÁLY Ferenc & FÖLDESSY János A Sr-helyettesítés kristályszerkezeti hatásának észlelése baritban	44

GÁL Péter, LUKÁCS Réka, SEBE Krisztina, GUILLONG, Marcel, SANT, Karin, PORTNYAGIN, Maxim, SELMECZI Ildikó, BACHMANN, Olivier & HARANGI Szabolcs A Tari Dácit Lapillitufa Formáció disztális előfordulásainak vizsgálata	48
GELENCSÉR Orsolya, SZABÓ-KRAUSZ Zsuzsanna, ÁRVAI Csaba, MIKA László, SZABÓ Csaba, BREITNER Dániel & FALUS György Karbonát-H ₂ kölcsönhatás felszín alatti hidrogéntárolásban	49
HALÁSZ, Noémi, M. TÓTH, Tivadar, BERKESI, Márta & GUZMICS, Tibor Composition of tuff cone samples from the Black Belly cone, Tanzania	51
HENCZ Mátyás, BIRÓ Tamás, PORTNYAGIN, Maxim, NÉMETH Károly, SZAKÁCS, Alexandru, CSERI Zoltán, PÉCSKAY Zoltán, DÁVID Árpád, SZABÓ Csaba & KARÁTSON Dávid A Bükkalja miocén vulkánosságának esemény szintű rétegtana	55
HRABOVSZKI Ervin, KÖRMÖS Sándor, TÓTH Emese, M. TÓTH Tivadar & SCHUBERT Félix A kantavári kőfejtő ásványos erei – előzetes eredmények (Ny-Mecsek)	56
JÁGER Viktor, MOLNÁR Ferenc, KIRÁLY Edit, PALOTAI Márton & TÖRÖK Kálmán A Mecsek-alja-zóna Au-Ag-Bi-Te érceződésének felfedezése	58
JÁKRI Barnabás, SZEMERÉDI Máté, KOVÁCS Zoltán, LUKÁCS Réka & PÁL-MOLNÁR Elemér A codrui granitoidok kőzettani és geokémiai vizsgálata a Tiszai-főegységben	61
JANCSEK Krisztián, JANOVSKY Patrick, GALBÁCS Gábor & M. TÓTH Tivadar A dél-magyarországi felszín alatti vizek lítiumtartalmának eredete	62
KARÁTSON Dávid, BIRÓ Tamás, PORTNYAGIN, Maxim, KISS Balázs, PAQUETTE, Jean-Louis, CSERI Zoltán, HENCZ Mátyás, NÉMETH Károly, LAHITTE, Pierre, MÁRTONNÉ SZALAY Emőke, KORDOS László, JÓZSA Sándor, HABLY Lilla, MÜLLER, Samuel & SZARVAS Imre Ipolytarnóc: egy 17,2 millió évvel ezelőtti, VEI ≥ 7 robbanásos vulkánkitörés eseménystratigráfiája	64
KARLIK Máté, TÖRŐCSIK Gabriella Tünde, BOZSÓ Gábor & FEKETE József Környezetrekonstrukció geokémiai vizsgálatok segítségével a Bolatau-Feredeu tó 500 éves üledékén	67
KERESKÉNYI Erika, FEHÉR Béla, KRISTÁLY Ferenc, SZILÁGYI Veronika, KASZTOVSZKY Zsolt & SZAKMÁNY György Csiszolt kőeszközök archeometriája a Baradla-barlangból	69
KHAN, Sahroz, M. TÓTH, Tivadar & FEDORCHUK, Yana Heterogeneous mantle tapped by Pipe 200 kimberlite and implications on diamond content	72
KIRÁLY Edit, VÍGH Csaba, WÖRNER, Gerhard & HARANGI Szabolcs A gránát nyomelemváltozásai	74
KISS, Gabriella Ilona, SOMLYAY, Anna, PÁLFY, József & PALCSU, László Method development for precise determination of δ ²³⁸ U in limestone	78
KOROKNAI, Balázs, WÓRUM, Géza, TÓTH, Tamás, KOROKNAI, Zsuzsa, FEKETE-NÉMETH, Viktória & KOVÁCS, Gábor Introduction of the new 1:500 000 scale map of young geological deformations formed during the neotectonic phase in Hungary	79
KOVÁCS István János, CLOETINGH, Sierd & KOPEV, Alexander Jókor rossz helyen, vagy rosszkor jó helyen?!	80
KOVÁCS István János, LIPTAI Nóra, KOPEV, Alexander, CLOETINGH, Sierd A. P. L., LANGE, Thomas P., MAȚENCO, Liviu, SZAKÁCS, Alexandru, RADULIAN, Mircea, BERKESI Márta, PATKÓ Levente, MOLNÁR Gábor, NOVÁK Attila, WESZTERGOM Viktor, SZABÓ Csaba & FANCSIK Tamás A pargasoszféra hipotézis: avagy hogyan látható a globális lemeztekonika egy új perspektívából?	81

KÖVÁGÓ Ákos, LANGE, Thomas P., GELENCSÉR Orsolya, SZABÓ Csaba & KOVÁCS István János Közép-Európa első integrált geodinamikai állomása	82
KRISTÁLY Ferenc Agrobányászat és fitoreaktor, avagy gyártható-e „műtrágya” kőzetekből?	83
LANGE, Thomas Pieter, PALCSU László, SZAKÁCS, Alexandru, KÖVÁGÓ Ákos, GELENCSÉR Orsolya, GÁL Ágnes, GYILA Sándor, M. TÓTH Tivadar, LENKEY László, MATENCO, Liviu, KRÉZSEK Csaba, SZABÓ Csaba & KOVÁCS István János Mély eredetű CO ₂ -kigázosodás a Felső-Háromszéki-medencében, Délkelet-Erdély	87
LARMIER, Salomé Microstructural and chemical characterization of rocks and minerals with a SEM	88
LESKÓNÉ MAJOROS, Lívia, SZAKÁLL, Sándor & KRISTÁLY, Ferenc Analysis of critical elements from the Tapolcsány Formation (NE-Hungary)	89
LIPTAI Nóra, GRÁCZER Zoltán, SZANYI Gyöngyvér, CLOETINGH, Sierd, SÜLE Bálint, ARADI László, FALUS György, BOKELMANN, Götz, TIMKÓ Máté, TIMÁR Gábor, SZABÓ Csaba, Kovács István & AlpArray Working Group Szeizmikus anizotrópia a Kárpát-Pannon régió felsőköpenyében	93
LUKÁCS Réka, SZEPESI János, GUILLONG, Marcel, JÓZSA Sándor, BACHMANN, Olivier, PORTNYAGIN, Maxim, SCHILLER, David, MÜLLER, Samuel, KOVÁCS Zoltán & HARANGI Szabolcs Új eredmények a miocén szilíciumgazdag robbanásos vulkanizmus petrogenetikai jellegére	94
LUQMAN HASAN, Muhammad & M. TÓTH, Tivadar Using well logs and discriminant function analysis to reconstruct internal structure of basement metamorphic rocks (Mezősas field, Pannonian Basin)	95
MÁTHÉ Árpád, MIKLÓS Dóra Georgina, SZEMERÉDI Máté, TÖRÖK Kálmán, MÁTHÉ Zoltán & JÓZSA Sándor Új kőzettani és geokémiai eredmények a nyugat-mecseki miocén Szászvári Formációban előforduló vulkáni eredetű kőzettörmelékekről (Gyűrűfői Lapillitufa Formáció)	98
MIKLÓS Dóra Georgina, JÓZSA Sándor, SZAKMÁNY György & Kovács Zoltán A felső perm Balatonfelvidéki Homokkő Formáció és a felső perm–alsó triász kelet-mecseki vörshomokkővek előzetes kőzettani és mikromineralógiai eredményei	102
MOJZSIS, Stephen J. A zircon record of silicate melt oxygen fugacities from the early Solar System	106
MOLNÁR Ferenc, BAJNÓCZI Bernadett, PÉCSKAY Zoltán, BENKÓ Zsolt & PROHÁSZKA András A Velencei-hegység paleogén korú intrúziós-vulkáni rendszerének hidrotermás folyamatai és metallogéniai jelentőségük	107
MOLNÁR Kata, LAHITTE, Pierre, BENKÓ Zsolt, FELLIN, Giuditta M., MADEN, Colin, SZEPESI János & TEMOVSKI, Marjan A Mariovo-medence piroklasztitjai	111
MORORÓ, Emanuel, BERKESI, Márta & GUZMICS, Tibor Rare earth elements in fluids from carbonatite systems	112
ÓDRI, Ágnes, AMARAL-FILHO, Juarez, SMART, Mariette, BROADHURST, Jennifer, HARRISON, Susan T. L., PETERSEN, Jochen, HARRIS, Chris, EDRAKI, Mansour & BECKER, Megan Identification of sulfate source(s) and sulfur-related processes in neutral rock drainage of a South African colliery: evidence from stable isotope, hydrogeochemical and mineralogical signatures	113
PALCSU László Karóra a vízmolekulán, avagy a vízkorolás lehetőségei környezeti nyomjelzőkkel	114

PATKÓ Levente, KOVÁCS Zoltán, LIPTAI Nóra, ARADI László Előd, BERKESI Márta, CIAŽELA, Jakub, HIDAS Károly, GARRIDO, Carlos, KOVÁCS István & SZABÓ Csaba Egymást követő metasomatikus események feltérképezése mindszentkáliai felsőköpeny-xenolitok alapján (Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület)	115
PÉTERDI Bálint, KOVÁCS Zoltán, SZAKMÁNY György, KASZTOVSZKY Zsolt & T. BIRÓ Katalin Messziről jött balta nagy nyomásról regél (titánklinohumitos szerpentinit kőbalta archeometriai vizsgálatának előzetes eredményei)	116
REZES Dániel, JÓZSA Sándor, SZABÓ Máté, GMÉLING Katalin, KASZTOVSZKY Zsolt, ARADI László Előd, FEHÉR Kristóf, KOVÁCS Zoltán & KERESZTURI Ákos A Northwest Africa 13637 holdi regolit breccsa meteorit kőzettani-geokémiai jellemzői és lehetséges forrásterülete	119
ROSTAMIPARSA, Mojtaba, TOLNAI, István, FÁBIÁN, Margit, ÓVÁRI, Mihály, TÓBI, Csaba, KÓNYA, Péter, FALUS, György, SZABÓ, Csaba, VÖLGYESI, Péter & SZABÓ-KRAUSZ, Zsuzsanna Importance of boron stable isotope geochemistry in nuclear waste storage	123
SPRÁNITZ Tamás, SZABÓ Csaba & BERKESI Márta Szubdukciós fluidumok nyomában: csapdázódási és fejlődéstörténeti rekonstrukció zárványok komplex vizsgálatával (Cabo Ortegal Komplexum, Spanyolország)	125
SZABÓ Ábel & SZÁRAZ Sándor A Hitachi TM4000 II Plus SEM alkalmazása a földtudományokban	127
SZEMERÉDI Máté, LUKÁCS Réka, CSERÉP Barbara, HILDRETH, Wes & HARANGI Szabolcs A Mammoth-hegység (Kalifornia) 100–80 ezer éves dácitos lávadómjainak kőzettani vizsgálata	128
SZEPESI János, FUTÓ István, BUDAY Tamás, PALCSU László, HARANGI Szabolcs & LUKÁCS Réka Előzetes stabilizotóp (O, H) mérési eredmények riolitos kőzetüvegmintákon	129
SZILÁGYI Veronika, SZAKMÁNY György, JÓZSA Sándor, SZILÁGYI Kata, HARSÁNYI Ildikó, KASZTOVSZKY Zsolt & Kovács Zoltán A metadolerit nyersanyagú csiszolt kőeszközök regionális kapcsolatjelző szerepe az őskorban	130
VICZIÁN István id., VICZIÁN István ifj. & SZABÓ Máté Budapest Fő utcai régészeti feltárás holocén üledékes rétegsorának kőzettani vizsgálata	131
YAXLEY, Gregory M., ANENBURG, Michael, TAPPE, Sebastian, DECREE, Sophie & GUZMICS Tibor Karbonátitok: mit tudunk ma róluk?	135
KIRÁNDULÁSVEZETŐK	139
FÖLDESSY János, NÉMETH Norbert & Kasó Attila ifj. Rudabányai séta kétszázmillió év ércesedésein	141
FODOR László & KÖVÉR Szilvia Kirándulásvezető Bódvarákó és az Esztramos-hegy közötti területen	148
GRUBER Péter Az esztramosi bányászat múltja és legjelentősebb barlangtani értékei	162
CZUPPON György Az Aggteleki-karszt barlangjaiban végzett monitoring jellegű kutatások	173
Névmutató	179

ELŐSZÓ

„Calce et Malleo”, azaz „Mésszel és Kalapáccsal”: így szól a 12. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés mottója utalva arra, hogy az idei vándorgyűlés terepi programja elsősorban karbonátos kőzetekhez és az azokhoz fűződő kutatásokhoz kapcsolódik. Emellett természetesen a konferencia tudományos programja felöleli a kőzettani és a geokémiai kutatás szinte teljes palettáját, sőt folytatva a korábbi évek hagyományát és törekedve a különböző tudományterületek közötti kapcsolatok elmélyítésére, mind a terepi programban, mind az előadásokban teret kapnak a legújabb szerkezetföldtani kutatások bemutatása is. A 2022-es vándorgyűlés másik különlegességét a helyszín adja, amely ezúttal a borsodi régió lesz. Ugyanis ez az első alkalom, hogy az országnak ebben a részében rendezzük meg a vándorgyűlést. Az előadásoknak az MTA Miskolci Akadémiai Bizottságának székháza ad otthont, míg a terepi program során megismerkedünk a rudabányai ércesedés legfontosabb kutatási eredményeivel, valamint az esztramosi bányászat változatos történetével.

Az idei vándorgyűlésen kitüntetett figyelmet kapnak a barlangok. Az Aggteleki karszt barlangjai méltán a világörökség részét képezik. Közülük a legismertebbek a Baradla- és a Béke-barlang, ahol az egyik rendező intézet, a Földtani és Geokémiai Intézet már több mint tíz éve folytat intenzív kuta-

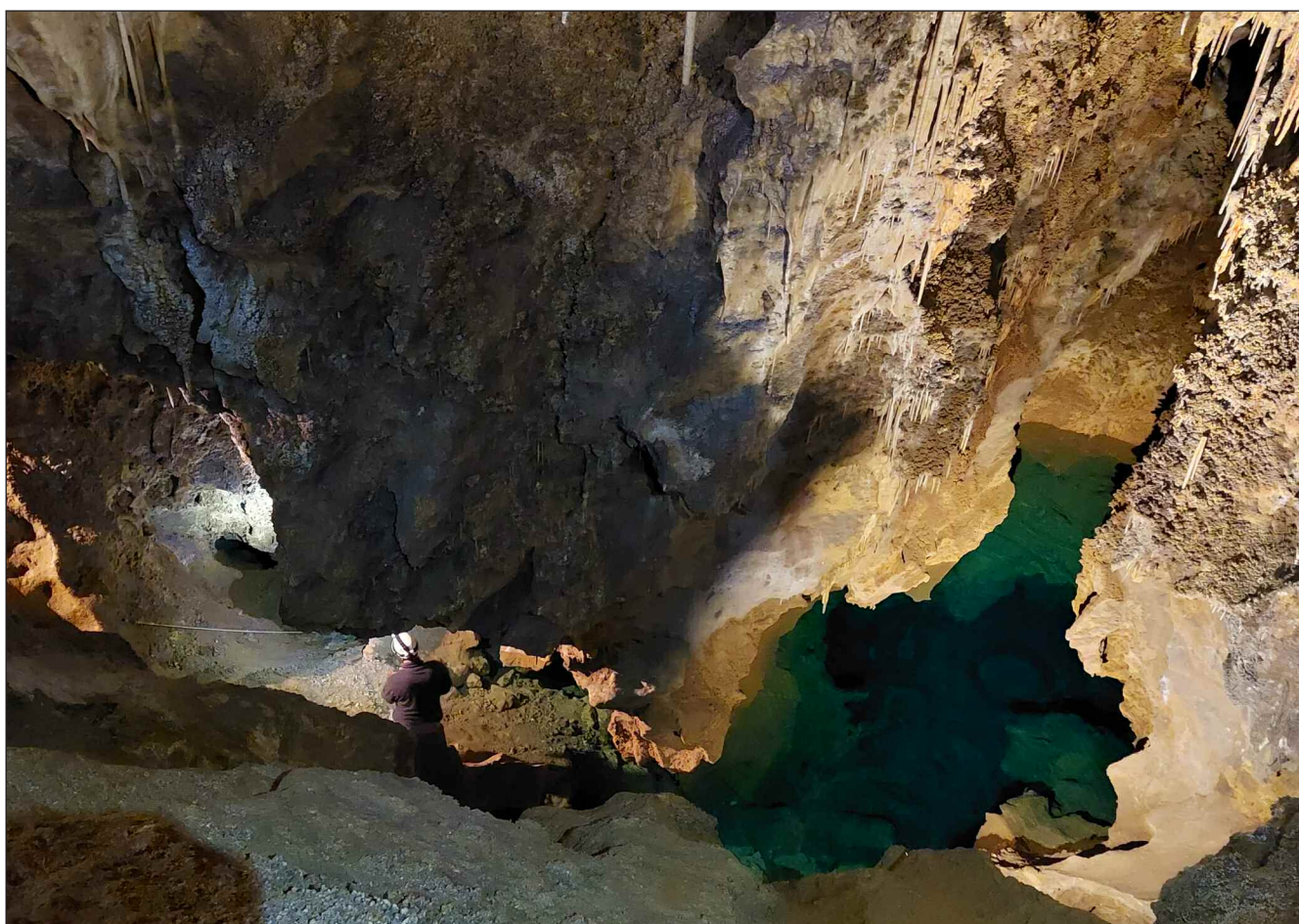
tásokat. Ennek keretében meghatározzák a barlang „működését”, valamint a karbonátkiválásokat (szpeleotémákat) befolyásoló folyamatokat, tényezőket, valamint rekonstruálják a múltbeli éghajlati és környezeti változásokat cseppkövek vizsgálatának segítségével. Ezúttal azonban a terepi program során nem ezekbe a barlangokba látogatunk el, hanem a nagyközönség előtt jelenleg lezárt, ugyanakkor lenyűgöző formakincséről híres Rákóczi 1. számú barlangba, amely az Esztramos-hegyen nyílik.

A vándorgyűlésen rendhagyó programként lesz egy éjszakai múzeumlátogatás, amely során megtekinthetjük a Herman Ottó Múzeum Pannon-tenger Kiállítóépületében az egész Kárpátok, többek között a kirándulással érintett terület jellegzetesebb ásványait.

Bízunk abban, hogy a résztvevők egy életre szóló élménnyel gazdagodva térnek majd haza, és az itt szerzett tudományos és általános ismeretek visszacsábítják a résztvevőket ebbe a csodálatos régióba.

Budapest-Miskolc, 2022. szeptember 12.

Czuppon György és Kereskényi Erika



Mintavételezés a Rákóczi 1. számú barlang 1. számú tavában (Tornaszentandrás, Esztramos-hegy). Fotó: Kereskényi E.

KONFERENCIAKÖZLEMÉNYEK

FILLOSZILIKÁTOK SZEREPE A BÜKKI RITKAELEM-DÚSULÁSSAL ÉRINTETT KŐZETTESTEBEN

BALASSA Csilla*, NÉMETH Norbert & KRISTÁLY Ferenc
Miskolci Egyetem, Ásványtani-Földtani Intézet, Miskolc
* E-mail: csilla.balassa@uni-miskolc.hu

1. Bevezetés

A Bükk hegység területén a közelmúltban egy korábban ismeretlen ritkaföldfém (RFF)-, Y-, Zr-, Nb-, Th-dúsulás nyomai bukkantak elő. Ezeknek az elemeknek a dúsulása a szakirodalom alapján általánosan karbonátokhoz és alkáli magmás testekhez kötődik. Rendszerint a legtöbb metamorf folyamat és a mállás során immobilisnak tekinthetők, de metasztatikus folyamatok során mobilizálódhatnak. Az eddigi eredmények alapján valószínűsíthető, hogy a Bükkben fellelt dúsulás is metasztatikus folyamatok hatására alakult ki. A folyamat során egyaránt változott a kőzetek kémiai és ásványtani összetétele. Az érintett kőzetek káliumban és bizonyos ritkaelemekben dúsultak, másokban szegényedtek, miközben új ritkaelemtartalmú ásványok keletkeztek, valamint módosult a kőzetalkotó ásványok összetétele. A jelentősebb dúsulások minden esetben földpát- és/vagy filloszilikát-gazdag kőzettestekhez kötődnek, illetve a ritkaelem-ásványok is rendszerint ezekkel az ásványokkal társulnak. Megfigyeléseink alapján az elváltozás a kőzetalkotó ásványok közül elsősorban a filloszilikátok és földpátok átalakulását vonta maga után, a káliumban való dúsulás hatására. Míg az albitból kálics-földpáttá történő átalakulás egy teljesen szokványos folyamat kálimeszomatózissal érintett környezetben – bizonyos dúsulással nem érintett bükki kőzettestek esetében is megfigyelhető – a filloszilikátok átalakulási folyamata már egy sokkal érdekesebb kérdés. Vizsgálataink során a dúsult kőzettestekben előforduló filloszilikátokkal – elsősorban csillámokkal és klorittal – valamint azoknak az elváltozási folyamattal való kapcsolattal foglalkozunk.

2. Vizsgálati módszerek

Mivel a dúsulási folyamat során létrejövő ritkaelem-ásványok szabad szemmel, de még optikai mikroszkóp segítségével sem láthatóak, a minták begyűjtésében spektrális gamma mérések voltak a segítségünkre, kihasználva a többi ritkaelemmel együtt dúsuló Th bomlásából származó gammasugárzást. A begyűjtött minták kémiai összetételét XRF- és ICP-mérések segítségével, szöveti tulajdonságait és kőzetalkotó ásványait optikai mikroszkópiával, ásványtani összetételét Rietveld-illesztésen alapuló röntgen-pordiffrakciós (XRD) mérésekkel vizsgáltuk, valamint elektronmikroszondás vizsgálatokat végeztünk szintén a szöveti tulajdonságok feltárására és az előforduló ásványok beazonosítására (BSE felvételek) és az egyedi fázisok kémiai összetételének meghatározására (EDX mérések). Jelen kivonatban elsősorban az XRD és az elektronmikroszondás vizsgálat eredményeire támaszkodunk.

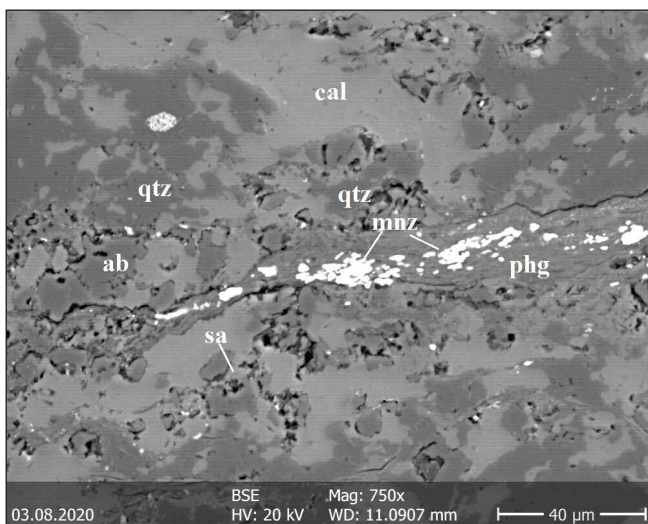
3. Dúsulást hordozó kőzettestek

A dúsulást hordozó kőzettestek két területen, a Bükk délkeleti, valamint északkeleti részén fordulnak elő, nagyszerkezeti határvonalak mentén. Triász metavulkanitok, illetve metamorfizált sziliciklasztos üledékes kőzetek lehetnek, deciméteres–méteres nagyságrendben, karbonátos kőzetanyagba közberétegzetten. Jelentéktelenebb ritkaelem-dúsulás márgás rétegekben is előfordulhat, de maga a mellékkőzet mészkő sosem mutat dúsulást (nyomokban ritkaelem-ásványokat tartalmazhat). Jellemző kőzetalkotó ásványai a kvarc, albit, kálics-földpát, fengites csillámok és kalcit, emellett rendszerint jelen van klorit, biotit, különféle vas- és titán-oxid ásványok, valamint apatit. A ritkaelemek hordozó ásványai a RFF-foszfátok, a cirkon, a Nb-tartalmú Ti-oxidok, illetve egyedi előfordulásoknál a RFF-karbonátok és RFF-Nb-oxidok.

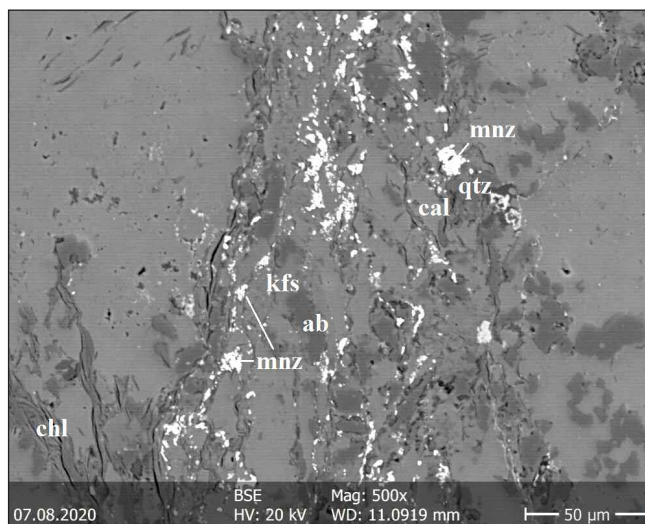
A kőzetalkotó ásványok változatos arányokban és különféle eredettel lehetnek jelen. A metavulkanitok rendszerint magasabb földpáttartalommal bírnak, mint az üledékes eredetű kőzetek, míg utóbbiaknak a csillámtartalma jelentősebb. Elenyésző azon ásványok száma, melyek a protolitból öröklődtek át (pl. ilyenek a hajlított, deformált csillámlemezek a metavulkanitokban). A legtöbb ásvány ezzel szemben utólagos kőzetátalakulási folyamatok révén keletkezhetett, így pl. az albit és a klorit, melyek a dúsulással nem érintett metabazaltok fő kőzetalkotói, az alacsony fokú regionális metamorfózis termékei. Metavulkanitoknál a nagyobb mennyiségben megjelenő kalcit karbonátos üledékekkel való keveredés eredménye (peperites metavulkanitok). Bizonyos kőzetalkotó ásványok azonban legalább részben kötődhetnek a ritkaelem-dúsulással járó folyamathoz, melyre egyrészt mennyiségükből, másrészt jellemző szövetségi helyzetükből, megjelenésükből és a társult ásványokból következtethetünk.

4. Filloszilikátok a vizsgált mintákban

A dúsult kőzettestek legjellemzőbb filloszilikátjai a különféle fengites összetételű dioktaéderes csillámok, melyek a Rietveld illesztés alapján egyaránt megjelennek illit- és muszkovitszerkezettel is, amit a káliumpozíciók kitöltöttsége alapján a mért intenzitásból észleltünk. Legnagyobb csillámtartalommal a sziliciklasztos üledékes kőzetek bírnak, bennük a csillámtartalom elérheti a 60–80 tömeg%-ot is. Peperites metavulkanitokban legfeljebb 15 tömeg%, míg nem peperites vulkanitokban 30–40 tömeg% a jellemző csillámtartalom. A vizsgált mészkő mellékkőzetek csillámtartalma minden esetben alacsony, XRD-vel nem kimutatható. Trioktaéderes csillámok is jelen lehetnek, de csak kisebb mennyiségben. Ezek



1. ábra: BSE felvétel fengites érkítőléshez kötött monacithintésről. Jelentősen dúsult peperites metavulkanit minta a délkelet-bükki Kőrös-völgyből (phg = fengit, mnz = monacit, qtz = kvarc, ab = albit, sa = szanidin, cal = kalcit).



2. ábra: Kloritos érhálózat kálföldpáttal, relik albittal és monacittal. Kevésbé dúsult peperites metavulkanit minta a délkelet-bükki Kőrös-völgyből (chl = klorit, kfs = kálföldpát, ab = albit, qtz = kvarc, mnz = monacit, cal = kalcit).

jellemzően két típusba sorolhatóak: a metavulkanitokban jelen vannak egyértelműen az elsődleges szövetből átöröklődött deformált lemezek, valamint minden kőzettípusban előfordulhatnak újonnan keletkezett, feltehetően metasztatikus biotitok. Ez utóbbiak jellemzően szemcsehelyettesítőként/üregkitöltőként vannak jelen, és nagyon gyakran ritkaelem-ásványokhoz kötődnek. Kémiai összetételük alapján is jól megkülönböztethetőek, mivel a hajlított lemezek rendszerint Ti-tartalmúak.

Az EDX-mérések alapján a csillámok kémiai összetétele rendkívül változatos, sokszor egy adott minta esetében is. Fengitek esetében a K-tartalom 2,4–4,5, a Fe 0,05–3, a Mg 1–4 atom% között mozog. Az összetételbeli különbség valószínűleg részben a különböző genetikai eredettel magyarázható, hiszen keletkeztek fengitek pl. plagioklászok szericitesedése folytán is. Az EDX-mérés felbontásbeli korlátai miatt az általunk mért összetételek gyakran nem egyedi szemcsékre vonatkoznak, hanem szemcsehalmazokra, melyek azonban nem feltétlenül homogének.

A leginkább dúsult réteg (üledékes kőzet a lillafüredi Vesszős-völgyből, közel 1900 ppm RFF + Y, 3610 ppm Zr, 200 ppm Nb) kb. 80 %-ban csillámból áll, mely csillámok összetételéből a Fe szinte teljesen hiányzik, emellett alacsony F-tartalom (kb. 1 atom%) is kimutatható bennük. A réteg mellékkőzetében hasonlóan Fe-mentes, de trioktaédes csillámok fordulnak elő, valamivel jelentősebb F-tartalommal (akár 3,6 atom%).

Bár a klorit a bükki metavulkanitok és pélités kőzetek jellemző kőzetalkotójának tekinthető, ritkaelem-dúsulással érintett kőzetekben ritkán van jelen XRD-vel kimutatható mennyiségben. Kevésbé dúsult minták esetében EDX-szel gyakran észlelhető. Összetétele szintén változatos lehet (K = 0–1,7, Fe = 0,2–6,8, Mg = 7–19 atom%), bár egy-egy mintán belül állandóbb, mint a csillámok esetében, így valószínűleg nincs jelen több generáció. A jelenlevő kloritok összetétele nagyban függhet a befoglaló kőzet milyenségétől,

illetve a klorit képződésének kiinduló fázisaként szolgáló ásványtól. Megemlítendő, hogy az előzőekben említett leginkább dúsult kőzetréteg karbonátos mellékkőzetében vasmentes klinoklor fordul elő, de a délkeleti Bükkből vizsgált mellékkőzet mészkő kloritjai is viszonylag vasszegények.

Több esetben is mérhető volt EDX-szel klorit-csillám átmeneti összetétel. Míg elméletileg a klorit összetételéből teljesen hiányzik a K-tartalom, az ilyen átmenti esetekben az 1 atom%-ot is meghaladhatja. Ezek a lemezek emellett a kloritra ideálisan jellemzőnél magasabb Si/Al aránnyal is rendelkeznek. Nem kizárt, hogy az ilyen összetételek a klorit-csillám átalakulás kezdeti szakaszában megrekedt szemcsékből származnak, azonban elképzelhető, hogy közberétegzett szerkezet okozza őket, vagy éppen még a metamorfózis hatására végbemenő kloritosodás nyomait rögzítik. Azt, hogy ezek az összetételek nem feltétlenül csak a ritkaelem-dúsuláshoz köthetnek, jelzi, hogy hasonlóak mérhetőek lehetnek nem dúsult kőzettestekben is.

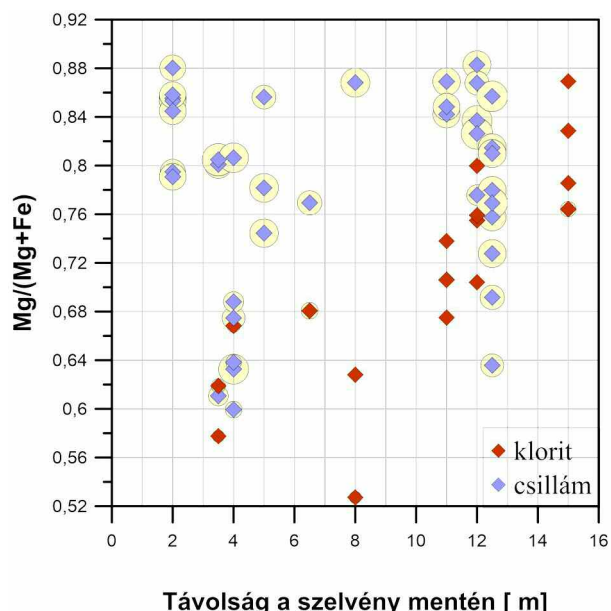
A csillámokon és a kloritokon kívül egyéb előforduló filloszilikátok a szmektit és a kaolinit, ezek azonban nincsenek jelen általánosan a vizsgált kőzettestekben, ha mégis, akkor pedig csak kis mennyiségben. Általában szemcsehelyettesítőként, repedéskitöltőként fordulnak elő. A szmektitek jelenléte különösen jellemző a leginkább dúsult kőzettestre, ahol rendszerint korábbi ásványokat helyettesít.

5. Következtetések

A filloszilikátok, valamint a ritkaelem-dúsulás kapcsolata nem tagadható. A magas csillámtartalmú minták rendszerint jelentősebb dúsulást mutatnak, mint azok, melyekben klorit volt megfigyelhető, míg az egyáltalán nem dúsult metavulkanitokban a klorit fontos kőzetalkotó. Valószínűsíthető tehát, hogy a ritkaelem-dúsulás olyan kőzetelváltozáshoz vezet, mely során klorit-csillám átalakulás megy végbe. Hasonlóan a szintén megfigyelhető albit-kálföldpát átalakuláshoz, ez a

folyamat is káliumdúsulás végbementét feltételezi, amit a kémiai elemzési adatok egyértelműen alátámasztanak. A csillámok dúsulással való kapcsolatát támasztja alá továbbá, hogy a ritkaelem-ásványok nagyon gyakran velük társulva vannak jelen (1. ábra). Kevésbé dúsult mintában figyeltünk meg monacitokat kloritos környezetben is, ahol azonban jelen volt a káliföldpát, mint feltehetően a ritkaelem-dúsuláshoz kötődő ásvány (2. ábra).

A mennyiségi viszonyokon és a ritkaelem-ásványokkal való kapcsolaton kívül a klorit-csillám átalakulást bizonyíthatja a fengites csillámok és kloritok hasonló szöveti helyzetben való előfordulása, átmeneti összetételek létezése, valamint az egy-egy mintán belül a két ásványtípusban mérhető esetenként hasonló Mg/(Fe+Mg) arány (3. ábra). Utóbit gyakran használják a csillámok és kloritok genetikai kapcsolatának bizonyítására, azonban a vizsgált mintákban ritka, hogy mindkét fázis nagy gyakorisággal forduljon elő, ami megnehezíti a következtetések levonását. Az eredményeket befolyásolhatja a több generációban is képződött csillámok jelenléte, így akár dúsulással nem érintett kőzetek is tartalmazhatnak csillámokat. A különböző generációk nem feltétlenül különíthetők el teljesen az egyértelműen a ritkaelem-ásványokhoz kapcsolódó csillámoktól. Még amennyiben összetételbeli különbségek valóban fennállnak, sokszor akkor sem rendelkezünk elegendő pontos mérési adattal a csoportosításhoz. Különösen igaz ez a filloszilikátokban viszonylag szegényebb minták esetében. Ezen kívül a jelenleg mérhető összetétel nagyban függ a kiindulóként szolgálótól is, így a változás nem feltétlenül egyformán zajlott le a különféle kőzettestekben. Valószínűsíthető, hogy részben a korábbi csillámgenerációk kémiai összetétele is változott a dúsulást okozó kőzetelváltozás hatására.



3. ábra: A diagram a délkelet-bükki Kőrös-völgyben felvett szelvényből begyűjtött minták fengitjeinek és kloritjainak EDX-szel mért kémiai összetételét hasonlítja össze. Megfigyelhető, hogy egy-egy mintán belül gyakran előfordulnak hasonló Mg/(Mg+Fe) arányok a két ásványtípusban, valamint, hogy a csillámok összetétele sokkal jobban szór, mint a kloritoké. A körök a mért K-tartalommal arányosak.

A fengites csillámok mellett megfigyeléseink alapján biotit is keletkezhet a dúsulási folyamat hatására, amit a ritkaelem-ásványokkal való társulása, szemcsehelyettesítő-üregkitöltő pozíciója bizonyít. A biotit azonban csak ritkán van jelen 1–3 tömeg%-nál nagyobb mennyiségben.

Az előzők alapján a dúsulást okozó oldatokban szállító ritkaelem-komplexek stabilitásának elvesztésében döntő szerep juthatott az eredeti kőzetanyagban jelenlevő filloszilikátoknak. A velük való reakció a p-T viszonyok megváltozásához, ezáltal a ritkaelemek kicsapódásához és a saját összetételük megváltozásához vezethetett, ezáltal új ásványfázisok jöhettek létre. Bizonytalan azonban, hogy egyazon lépcsőben történt-e az összes elváltozási folyamat, azaz egyszerre következett-e be a kőzetalkotó ásványok átalakulása és a ritkaelem-ásványok képződése.

A kloritok csillámból (elsősorban biotitból) való keletkezése gyakran megfigyelt jelenség, a fordított folyamatra azonban csak elvétve található szakirodalmi utalás. Hidrotermás klorit-csillám helyettesítésről írnak pl. Palacios et al. (1986) és Schoen & White (1965), azonban ezek az előfordulások nem lehetnek a Bükkivel analógok. A csillámok képződéséhez vezető legáltalánosabb hidrotermás reakció a szericitesedés, mely jellemzően savas környezetben játszódik le, miközben a rendszer K-tartalma egyaránt nőhet és csökkenhet. Kiinduló fázisként leggyakrabban a földpátok szolgálnak (Mathieu, 2018). Bár hasonló folyamat valószínűleg a Bükkben is végbement, kapcsolata a ritkaelem-dúsulással nem valószínűsíthető.

A karbonatitok és alkáli magmás testek környékén jellemző, ritkaelemek dúsulásával járó metasomatikus folyamatok során sem jellemző a csillámok kloritból való kialakulása, habár a bükki érintett kőzetekben szintén jelenlevő káliföldpátok megjelenése általánosnak mondható, valamint gyakori a káliföldpát-flogopit átalakulás (Elliott et al., 2018). Bizonyos helyeken hasonló ritkaelem-dúsulási folyamatoknál a kloritot mint keletkező fázist figyelték meg (Ferguson et al., 2010).

A felsorolt példákban is kitűnik, hogy a Bükkivel teljesen analóg elváltozási folyamat nem ismert a szakirodalomban. A gyakorlatban a különféle metasomatikus folyamatok során létrejövő ásványtársulások erősen függenek az eredeti kőzetanyagtól és a fluidum összetételétől, de magának az elváltozásnak a fokától, a hatótesttől való távolságtól, az aktuális p-T viszonyoktól is. A vizsgált bükki minták esetében nem jött létre a kőzetanyag teljes elváltozása, ezért az itt fellelhető ásványtársulás csak részben tekinthető a metasomatózis eredményének.

Köszönetnyilvánítás

A tématerületi kutatás a Miskolci Egyetemen, egyfelől az Innovációs és Technológia Minisztérium támogatásával zajló Tématerületi Kiválósági Program keretében támogatott projekt részeként, másfelől az Innovációs és Technológia Minisztérium Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból nyújtott támogatásával, a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal által kibocsátott támogatói okirat alapján támogatott projekt részeként valósult meg.

Irodalom

- Elliott, H. A. L., Wall, F., Chakhmouradian, A. R., Siegfried, P. R., Dahlgren, S., Weatherley, S., Finch, A. A., Marks, M. A. W., Dowman, E. & Deady, E. (2018): *Ore Geology Reviews*, 93, 38–59.
- Ferguson, J., Mclver, J. R. & Danchin, R. V. (2010): *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 78, 111–121.
- Mathieu, L. (2018): *Geosciences*, 8, 245.
- Palacios, C. M., Hein, U. F. & Dulski, P. (1986): *Earth and Planetary Science Letters*, 80, 208–216.
- Schoen, R. & White, D. E. (1965): *Economic Geology*, 60, 1411–1421.

A VÁGYOM-VÖLGY (KELET-MECSEK) KÖZÉPSŐ MIOCÉN DURVATÖRMELÉKES RÉTEGEINEK VIZSGÁLATI EREDMÉNYEI

BALÁZS Henriett Gabriella^{1*}, MIKLÓS Dóra Georgina^{1,2} & JÓZSA Sándor¹

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

* E-mail: heni.balazs96@gmail.com

A középső miocén durvatörmelékés rétegsort feltáró Vágyom-völgy a Kelet-Mecsek Északi-pikkelyének közelében, Magyaregregytől Ny-ra fekszik. A területtel elsőként Végh (1957) foglalkozott, a Leánykői-árok ÉK-i ágát térképezte. Az 1960-as években Hámor (1964a, b) a Kelet-Mecsek rétegtani, ősföldrajzi viszonyait kutatta, amely a Magyaregregy 10000-es földtani térkép alapja is egyben (Hámor et al., 1974). Az 1990-es években az ELTE TTK hallgatói terepgyakorlatokat tartottak, amely során több jegyzőkönyv is készült a völgy kőzettani viszonyairól és a kavicsanyagáról. Pálfay (2017) a mafikus vulkáni eredetű kavicsokat vizsgálta. A miocén rétegeket érintő részletes kutatás nem készült, ezért célunk a feltárt középső miocén durvatörmelékés rétegsor összetételének és a lepusztulási területét érő változások vizsgálata.

A rétegsor alján agyag–aleurit szemcseméretű képződmény és finomhomokos agyagmárga található, melyet Hámor et al. (1974) a Tekeresi Slír Formációhoz soroltak. A slírré diszkordánsan települ a lajtaösszlet, ami a Pécsszabolcsi Formáció tagja (Hámor, 1964b). Anyagát laza és/vagy cementált breccsa, valamint kavicsos homokkőrétegek váltakozása, majd bioklasztban (kagyló, csiga, korall) gazdagabb meszes kvarchomokkő adja (Hámor, 1964b). A tengerparti durvatörmelékés összlet osztályozatlan, koptatatlan helyi eredetű kőzet-törmelékeket tartalmaz (Józsa et al., 2009). A patakhordalékban is előforduló törmelékek összetétele igen változatos: andezites–látitos–trachitos vulkanitok, mészkő, homokkő, bazalt, kvarcit, aleurolit, agyagkő, milonit és kontakt metamorfit (Józsa et al., 2009; Pálfay, 2017). A kárpáti–badeni határt a slír regressziós képződményei és a lajtaösszlet között vonták meg (Hámor, 1964a). A Pécsszabolcsi Formáció rétegei közé tufa, valamint tufás homokkő települ. A Magyaregregy 1:10000-es földtani térképén nem tüntetik fel a tufás réteget, viszont Végh (1957) munkájában tortonai (badeni) korú riolittufát írt le. A Vágyom-völgy középső miocén rétegei minden feltárásnál hasonló, É–ÉNy-i dőlést (kb. 20°) mutatnak. Ez alapján felvettük a terület rétegsorát és öt különböző litológiai egységre osztottuk: finomhomokos agyagmárga, breccsa, tufa, tufás homokkő és bioklasztban gazdag homokkő. Mindegyik képződményt különféle petrográfiai és mikromineralógiai vizsgálatoknak vetettük alá, melyek a törmelék

rétegsorok komplex eredetvizsgálatán (KEVi) alapulnak (Miklós et al., 2018).

Az egyedi, nagyméretű kavicsok petrográfiai vizsgálatával megismerhetjük a lepusztulási terület kőzettípusait. A beágyazott szemcsék vékonycsiszolatos vizsgálata során a durvahomok és a finomszemű kavics-tartalmú rétegek szemcsetípusainak mennyiségi eloszlását határozzuk meg, amely pontosabb eredményt ad a lepusztulási terület kőzetösszetételéről és annak időbeli változásáról (Miklós et al., 2018). A hagyományos vékonycsiszolatos vizsgálat során a durvatörmelékés rétegsor polarizációs mikroszkópi elemzését értjük, megfigyelhetjük a képződmények eredeti szöveti viszonyait, továbbá térfogati kiméréssel (kombináljuk a hagyományos, valamint a Gazzi–Dickinson módszert) kiegészítve pontosabb eredményeket kapunk az alkotóelemek minőségéről és mennyiségéről. Munkánkban nagy hangsúlyt fektetünk a nehézsúlyú vizsgálatra, ugyanis ezek az ásványok érzékenyek a lepusztulási folyamatokra, így fontos nyomjelzők. Mennyiségi elemzésükkel (sávzámlálás) a lepusztulási terület és annak változását nyomon követhetjük.

Irodalom

- Hámor G. (1964a): MÁFI Évi Jelentés 1961-ről, 109–117.
Hámor G. (1964b): MÁFI Évi Jelentés 1962-ről, 19–30.
Hámor G., Földi M., Bilik I., Hetényi R. & Nagy I. (1974): Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez 10000-es sorozat: Magyaregregy. MÁFI kiadvány, Budapest.
Józsa S., Szakmány Gy., Máthé Z. & Barabás A. (2009): In: M. Tóth T. (szerk.): Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben. GeoLitera, Szeged, pp. 195–217.
Miklós D. G., Józsa S. & Szakmány Gy. (2018): Földtani Közlemény, 148, 355–366.
Pálfay P. (2017): A mecseki Vágyom-völgy magmás törmelékanyagának kőzettani vizsgálati eredményei. Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.
Végh S. (1957): MÁFI Évi Jelentés 1957-58-ról, 129–133.

KIS HŐMÉRSÉKLETŰ DEFORMÁCIÓS ESEMÉNYEK KORÁNAK MEGHATÁROZÁSA K/Ar MÓDSZERREL

BENKÓ Zsolt^{1,2*}, ORAVECZ Éva³, OBBÁGY Gabriella¹, RAUSIK Béla⁴, NÉMETH Tibor³, MÁTHÉ Zoltán⁵, ARATÓ Róbert¹, VARGA Andrea⁴, MOLNÁR Kata¹, FODOR László^{3,6} & KÖVÉR Szilvia³

¹ Atommagkutató Intézet, Izotópklimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

² Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz-Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest

⁴ Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

⁵ Mecsekérc Zrt., Pécs

⁶ MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest

* E-mail: benko.zsolt@atomki.hu

Sziliciklasztos, főleg pélites üledékek diagenetikus vagy kis hőmérsékletű metamorf (≤ 350 °C) átalakulásainak továbbá tektonikai nyírózónák korának meghatározására legalkalmasabb ásvány a hőtörténeti esemény során képződő autigén K-csillám, az illit. A K-csillám három különböző formában lehet jelen pélites kőzetekben: i) felaprózódott muszkovit formájában detritális eredettel, ii) gyengén kristályos illit (PCI, poorly-crystallized illite) formában max. 5% szmekttit közberéteggel vagy iii) autigén illit jól kristályosodott rács-szerkezettel (WCI, well-crystallized illite). A három típus mind méretben, mind pedig politípiában különbözik és röntgenpordiffrakcióval megkülönböztethető. A muszkovit $2M_1$ szerkezetű és viszonylag nagyméretű, a gyengén kristályos illit $1M$ politípiájú és változó szemcseméretű ($0,2$ – 2 μm), míg a helyben növekedett $1M$ vagy $2M_1$ politípiájú, nagy K-tartalmú és a legkisebb szemcseméretű ($\leq 0,5$ μm).

Az agyagásványok korábbi, méretalapú definíciójából ($\emptyset \leq 2$ μm ; Grim et al., 1937) kiindulva a hazai földtani gyakorlatban az egyes hőtörténeti események illit segítségével történő K/Ar korhatározása erre az egy mérettartományra fókuszált. Az igen széles skálán mozgó K/Ar korok ezért csak nehezen értelmezhetők földtanilag. A K-csillámok méret és genetikai alapú elkülönítése azért is nagyon fontos, mert a K-csillám K/Ar rendszerre vonatkozó záródási hőmérséklete szemcsefüggő (~ 350 °C nagyobb kristályoknál; ~ 260 °C a hagyományos agyagfrakcióba eső kristályoknál; Hunziker, 1986).

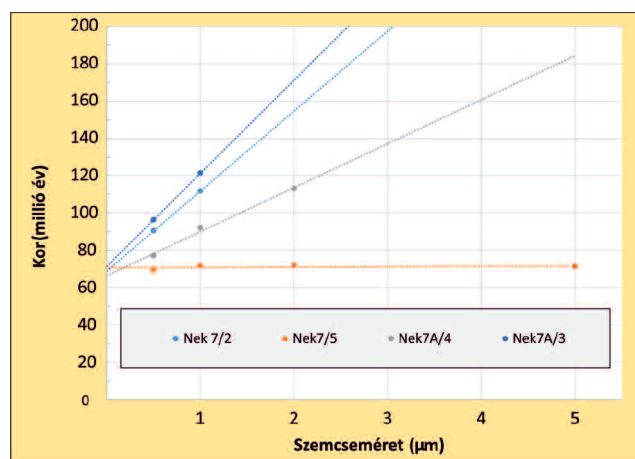
E tanulmányban az agyagásványok méret szerinti elválasztásával, az egyes méretfrakciókon a politípek arányának meghatározásával, valamint K/Ar korhatározás segítségével kívánjuk négy különböző mintaterületen a metamorfózis vagy szerkezeti esemény korát meghatározni. A detritális/autigén csillám arányának meghatározását röntgenpordiffrakcióval és a Wildfire© program felhasználásával, a korhatározást Argus VI tömegspektrométer segítségével a csúcsarányosítás módszerével végeztük el.

Az idősebb (szinszediment vagy detritális) agyagásványok átalakulásának modelljével (PCI \rightarrow WCI) egyezően az észak-bükki Nekézsenyi-rátolódás agyagásványos nyírózónáiból vett minták mindegyikében csökkenő szemcsemérettel a K-tartalom növekedik, a K/Ar kor pedig csökken. Egyetlen minta

mindegyik méretfrakciója közel azonos, 71 ± 1 millió éves kort adott. A többi minta esetében a szemcseméret-kor diagramon (1. ábra) a pontokra illesztett regressziós egyenesek szintén ebbe a pontba mutatnak, így nagy biztonsággal kijelenthető, hogy a vetőzóna kora késő-kréta (70 ± 1 millió év), ami megfelel a szerkezetföldtani megfigyelések alapján várt késő-kréta-kora-paleogén tartománynak.

A Bodai Agyagkő Formáció esetében a korábbi koradatok széles tartományban 230 – 80 millió év között szórtak. Korábbi röntgendiffrakciós vizsgálatok jelentős detritális csillám behordással nem számoltak (Németh et al., 2016). A korábban mért (Árkai et al., 2000) koradatokra illesztett 196 ± 5 millió éves K/Ar izokron kor jó egyezést mutat az új mintákból számított 200 – 198 millió éves koral.

A Bükk nyugati felének takaróiból szisztematikusan begyűjtött minták esetében, hasonlóan a nekézsenyi mintákhoz, lineáris összefüggés áll fenn a szemcseméret és a szeparált agyagásványok K-tartalma között. A legkisebb szemcseméretre vetített korok hasonlóan a korábbi K/Ar korokhoz (154 – 127 millió év; Árkai et al., 1995) tág tartományban szórnak (129 – 92 millió év) és az eddigi adatok alapján nem mutatnak trendszerű összefüggést a becsült



1. ábra: A Nekézsenyi-rátolódás agyagásványosodott nyírózónáiból vett minták egyes szemcseméret frakcióinak K/Ar kora. Az áttolódás idejét képviselő, elméleti, legkisebb szemcseméret kora 70 ± 1 millió év.

maximális metamorf hőmérsékletekkel, a feltételezett takarós egységekkel, vagy más szerkezeti elemekkel (törészónák, antiklinálisok). Ugyanakkor beleesik a metamorf kőzetek kihűlésének tág időintervallumába (143–104 millió év) és egyezik az Ausztróalpi-orogenezis kihűlési vagy szerkezeti korával.

A Hegyes-hegységben (Munții Highişului, Északi-Erdélyi-középhegység) a Kisbihari takarórendszeren belül elkülönített, deformációt szenvedett kőzetek (fillonitok, Pajzsi Komplexum) K-csillámban gazdag szeparált frakcióinak K/Ar korhatározásával célunk a Hegyes-Kisbihari nyírási zónából rendelkezésre álló eddigi ismeretek bővítése.

Irodalom

- Árkai, P., Balogh, K. & Dunkl, I. (1995): *Geologische Rundschau*, 84, 334–344.
- Árkai, P., Balogh, K., Demény, A., Fórizs, I., Nagy, G. & Máthé, Z. (2000): *Acta Geologica Hungarica*, 43/4, 351–378.
- Grim, R. E., Bray, R. M. & Bradley, R. F. (1937): *American Mineralogist*, 22, 813–829.
- Hunziker, J. C. (1986): *Chemical Geology*, 57, 31–40.
- Németh, T., Máthé, Z., Pekker, P., Dódony, I., Kovácsné Kis, V., Sipos, P., Cora, I. & Kovács, I. (2016): *Open Geosciences*, 8/1, 259–274.

MULTIFÁZISÚ ZÁRVÁNYOK 3D RAMAN-TÉRKÉPEZÉSE: ÚJ METÓDUS A SZUBDUKCIÓS FLUIDUMOK KUTATÁSÁRA

BERKESI Márta^{1,2*}, ARADI László Előd^{2,3}, SPRÁNITZ Tamás², GUZMICS Tibor² & MYOVELA, Justine^{4,5}

¹ ELKH Földfizikai és Űrtudományi Intézet, Sopron

² ELTE TTK Kézzel és Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest

³ Department of Geosciences, University of Padua, Padova, Olaszország

⁴ PTE TTK Földrajzi és Földtudományi Intézet, Pécs

⁵ University of Dodoma, Department of Geology, Tanzánia

* E-mail: berkesi.marta@epsz.hu

1. Bevezetés

A Raman mikrospektroszkópia egy széles körben alkalmazott, roncsolásmentes (ezáltal ismételtető) technika, amely halmazállapotuktól függetlenül képes jellemezni a fázisokat. A Raman mikrospektroszkópiát gyakran használják a fluidumzárványokban lévő szilárd, folyadék és/vagy gáz halmazállapotú fázisok azonosítására, illetve – ahol arra lehetőség van – összetételük meghatározására.

Mindemellett a földtudományokban és számos más tudományterületen is sokféle alkalmazása ismert a kétdimenziós Raman-térképezésnek, például grafén szerkezetének vizsgálata a nanotechnológiában, illetve hatóanyagok eloszlásának nyomon követése a gyógyszerkutatóban.

A 3D Raman-térképezés és annak metodológiája, technikai korlátai még kevésbé ismertek annak ellenére, hogy mekkora potenciállal bír, hiszen olcsóbban, gyorsan és roncsolásmentesen képezhető le néhány μm^3 térfogatú térrész.

A 3D Raman-térképezés előnyeinek, korlátainak és ezáltal használhatóságának demonstrálására a Cabo Ortegal Komplexum (Északnyugat-Spanyolország) eklogitjait és granulitjait jelentős mennyiségben alkotó gránátok multifázisú fluidumzárványait (MFI) tanulmányoztuk. Ezekben a metamorf kőzetekben található MFI-k kiváló lehetőséget nyújtanak a 3D Raman megismeréséhez, mivel 1) általában kis méretűek (5–10 μm), de összetett ásványegyütteseket tartalmaznak, amelyek optikailag nem különböztethetők meg és nem írhatók le; emellett 2) robusztus adatbázis áll rendelkezésre MFI-k 2D Raman-térképeiről (Spránitz et al., 2022). Az MFI-k komplex fázisegyüttesei szilárd (főleg karbonátok és rétegszilikátok) és gáz halmazállapotú fázisokkal jellemezhetőek, a fázisok közel állandó térfogatarányai homogén fluidum csapódására utalnak.

2. Technikai háttér

Az elemzéseket az ELTE TTK Kutatási és Ipari Kapcsolatok Központjában (KKIC), HORIBA JobinYvon LabRAM HR 800 Raman mikrospektrométerrel végeztük. A minták megvilágítására 532 nm-es gerjesztési hullámhosszú, frekvencia dup-

lázott Nd-YAG zöld lézert használtunk, amely ~25 mW lézererősséget jelenített meg a minta felületén. A lézer fókuszálásához OLYMPUS 100× (NA = 0,9) objektívet használtunk. A 3D Raman-térképezéshez 50 μm -es konfokális lyukat, 600 barázda/mm-es optikai rácst, 4–20 s-os kumulatív expozíciós időt használtunk. A lépésköz 0,5 μm , Z irányban 0,5–1 μm volt. Ez azt jelenti, hogy egy MFI 3D Raman-térképe megközelítőleg 9000–18000 egyedi spektrumból áll.

Vizsgálatunkban kiegészítő FIB-SEM elemzések alapján (ELTE TTK KKIC) korrigáltuk a leképezett zárványok és fázisainak méreteit és eloszlását a 3D Raman-modelleken.

3. Eredmények és diszkusszió

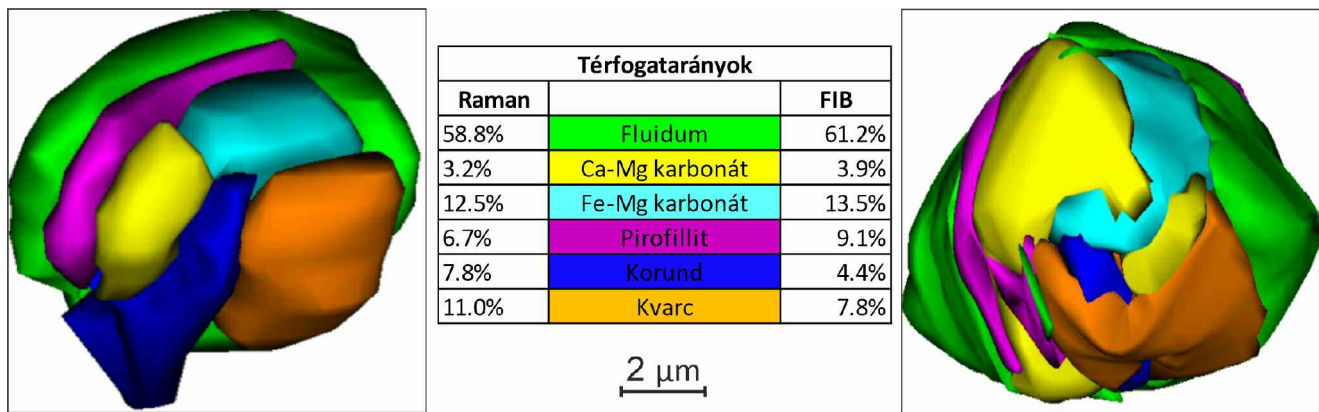
A Raman mikrospektroszkópiai vizsgálatok alapján a vizsgált MFI-k mindkét kőzettípusban (ultramafikus granulit és eklogit) hasonló, de kissé eltérő ásványegyütteseket tartalmaznak. Az eklogitban az MFI-k Fe-Mg- és Ca-Mg(\pm Fe)-karbonátokat, pirofillitet, Fe-kloritot, esetenként kvarcot, grafitot, korundot, valamint szulfidot, apatitot és rutilt tartalmaznak. Az ultramafikus granulitban az MFI mindig tartalmaz egy Fe-Mg- és egy Mg-Ca-karbonátot, pirofillitet, kvarcot és korundot, ugyanakkor akcesszóríkus grafit, szulfid, apatit és rutil is előfordulhat. Az azonosított fázisok összes jellemző Raman-sávját részletesen közli Spránitz et al. (2022).

Az azonosított ásványok mellett az MFI-k gáz fázisát is Raman segítségével elemeztük. Mindkét kőzettípusban a nitrogén az állandó komponens, változó mennyiségű CH_4 és CO_2 mellett (Spránitz et al., 2022).

A Raman 3D térképezés esetében az adatrögzítéshez és kiértékeléshez használt szoftver (LabSpec6) lehetőséget nyújt egy előzetes 3D modell megalkotására, amely feltárhhatja a benne lévő fázisok eloszlását, és hasznos lehet a zárványok kutatási irányának meghatározására (pl. FIB-SEM metszet, mikro-XRF elemzések). A fázisazonosítás mellett azonban az előzetes térképek nem alkalmasak a vizsgált térfogatrészre jellemző fázisok térfogatarányainak megbízható leképezésére. Ez különösen igaz a vizsgált igen összetett MFI-kre.

Ennek okai a következőkkel magyarázhatók:

- A Raman-térkép függőlegesen torzul a bezáró ásvány és a benne lévő fázisok törésmutatóinak különbsége miatt.



1. ábra: Ultramafikus granulit gránátjában csapdázódott multifázisú fluidumzárvány Raman 3D modellje (bal oldal: Raman, jobb oldal: FIB-SEM modell) és a zárványt alkotó fázisokra becsült térfogatszázalékok.

Ez utóbbi torzulás egyszerűen korrigálható a FIB feltárás során felvett SEM-képek alapján, amelyekből meg tudjuk mérni a zárványok tényleges méretét Z (a mintafelületre merőleges) irányban.

- Esetenként az MFI-n belüli ásványok mérete kisebb, mint a 3D térképet felépítő egyedi spektrum felvételekor jellemző effektív gerjesztési térfogat, ami átfedést okoz a mért voxelekben („volume pixel” rövidítése).

- Z irányban ez az átfedés rosszabb a gerjesztési térfogat függőleges alakváltozása miatt.

- Az átfedő fázisok Raman-sávjainak aránya általában nem reprezentálja a mért voxelekben lévő térfogatarányukat, mert a mért ásványok Raman-hatáskeresztmetszete között akár nagyságrendnyi különbség lehet. A vizsgált többfázisú zárványokon belül a különböző ásványok Raman-keresztmetszete nagyságrendekkel eltérhet egymástól, melynek figyelmen kívül hagyása a fázisok jelentős túl- és alulbecslését okozhatja modellezett térfogateloszlásukban.

- Az anizotrópia ugyanazon sávok eltérő Raman-intenzitását is okozhatja az ásványok orientációja függvényében, azonban ez a hatás jelentősen kisebb torzulást okoz a model-

lekben, mint a Raman-hatáskeresztmetszet korrekciójának hiánya.

Jelen munkában a fent említett optikai és spektroszkópos tulajdonságokból eredő, a Raman 3D térképeken megjelenő esetleges torzulások korrigálásának lehetőségeit mutatjuk be. Emellett empirikus, relatív, de kvalitatív Raman-keresztmetszeti adatokat szolgáltatunk a Raman adatkészletünkben lévő módosított intenzitások alapján, amelyek illeszkednek a kontroll FIB-SEM mérésekhez (1. ábra). Végül, de nem utolsó sorban bemutatjuk a szubjektív hiba esetleges hatását, ugyanannak az adatsornak különböző személyek általi Raman 3D modelljének összehasonlításával.

A kutatást az NKFIH_FK 132418 azonosítószámú kutatási pályázat támogatja.

Irodalom

Spránitz, T., Padrón-Navarta, J.-A., Szabó, Cs., Szabó, Á. & Berkesi, M. (2022): Journal of Metamorphic Geology, 40/8, 1291– 1319.

NEW MINERALOGICAL, MINERAL TRACE ELEMENT AND SULPHUR AND LEAD ISOTOPIC DATA FROM THE RECSK ORE COMPLEX (NE-HUNGARY)

Máté BIRÓ^{1*}, Ferenc MOLNÁR¹ & Hugh O'BRIEN²

¹ Department of Mineralogy, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary

² Geological Survey of Finland, GTK, Espoo, Finland

* E-mail: matebiro.bm@gmail.com

1 Introduction

The Recsk ore complex hosts a uniquely preserved bottom-to-top example of a porphyry-epithermal system containing Cu-Mo-Au porphyry, Cu-Zn-Fe skarn, Pb-Zn carbonate replacement (CR) ores at the subvolcanic level and Au-Ag-Cu rich ores in the intermediate-low and high sulfidation type epithermal zones in the shallow volcanic levels (Molnár, 2007). The area was first described to host alum bearing springs, later the Cu, Au, and Ag containing epithermal zones were found. The most extensive exploration program was performed during the late 60's and early 70's which resulted in the discovery of the deep-seated orebodies. Exploration perspective using mineral systems approach was not yet systematically implemented on this uniquely preserved mineralized complex. Systematics of trace element, as well as sulfur and lead isotope characteristics of ore minerals from various ore types in the Recsk ore complex provided a fresh insight into the genetic aspects and exploration vectoring.

2 Geological background

The Recsk ore complex is a part of the Paleogene volcanic belt occurring along the Periadriatic-Balaton-Darnó line consisting of shallow seated mineralized intrusive-volcanic complexes. The magmatic and volcanic rocks show medium to high potassic calc-alkaline characteristics typical of subduction related volcanic arcs. The volcanic and intrusive rocks outcrop in the NE Velence Mts. and in the northern foothills of the Mátra Mountains at Recsk. Petrological, geochemical, and geochronological similarities suggest a close relationship with other syn- and post-collisional Paleogene igneous complexes along the Insubrian-Periadriatic-line in the Alps and in the NW Sava-Vardar belt in the Dinarides (Benedek, 2002; Molnár, 2007; Takács et al., 2017).

2.1 Mineralization in the Recsk Ore Complex

The mineralized system is centered in-between Parádkő and Recsk with the epithermal breccia pipes tilted towards NE within a diatreme breccia, reaching the surface at Lahóca

Hill and along the strongly altered dacitic dome-flow units outcropping at Fehérkő, Veresvár, and all along the eastern wall of the Ilona-valley. Although the alteration of the strato-volcanic units is extensive, most of the economically important orebodies are covered both by the eruptive rocks, and the underlying Eocene to Oligocene sedimentary units (Takács et al., 2017). The deep-seated orebodies occur at depth of –500 to –900 m from the recent surface. The orebodies of economic importance are the Cu-porphyry stockwork ore hosted by the Oligocene diorites and the surrounding mineralized polymetallic skarn pockets formed by the contact metamorphic-metasomatic transformation of the Mesozoic carbonate wall rocks (Földessy & Szabó, 2008). The economic significance of distal carbonate replacement mantos and veins (Alarcón et al., 2020), and the potential of Carlin-type gold (Korpás & Hofstra, 1999) is yet unrecognized mostly due to the low resolution of the drilling network in the distal parts of the mineralization.

2.2 Ore mineralogy of the different orebodies

The most abundant and still one of the most variably occurring ore mineral in the whole mineralized system is pyrite. Although multiple generations of pyrite can be defined even within a single mineralized vein, it is still quite easy to identify in the field, and it occurs in every significant ore types. Chalcopyrite occurs similarly, although in the hydrothermal breccias, it might originate from deeper parts of the ore complex. Besides these, galena, sphalerite and compositionally variable fahlore are the main ore minerals found throughout the system, occurring with various textural and chemical characteristics. Most of the deposit types nevertheless show some characteristic ore minerals. Epithermal HS mineralized zones may contain enargite, luzonite, bornite, covellite, and various telluride phases (Takács et al., 2017). Epithermal intermediate sulfidation ores characteristically contain Ag-bearing fahlore, rare stibnite and in some of the outcrops a few micrometer sized native gold and electrum were described (Takács et al., 2017).

The deep-seated orebodies share some important similarities, e.g., they typically contain some Sn or W bearing

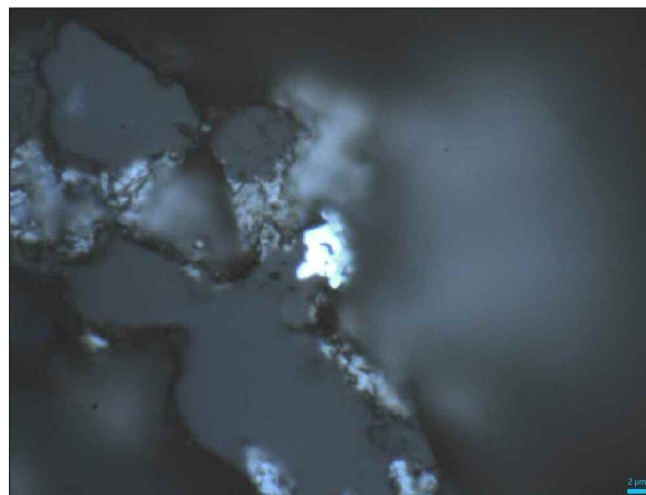
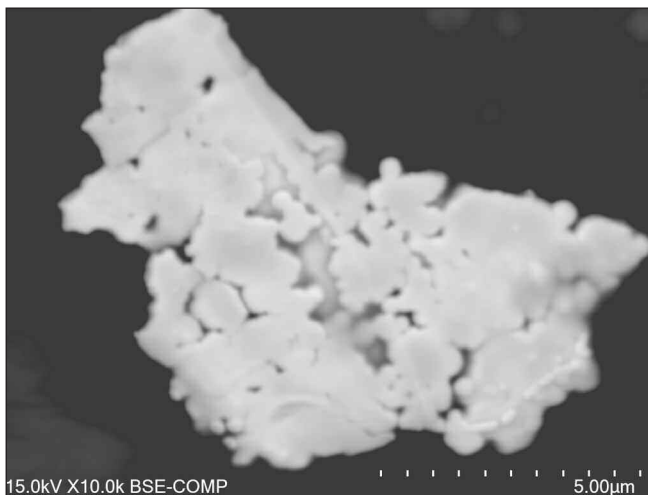


Fig. 1: *Cu-bearing native platinum grain showing cellular-dendritic texture on BSE image (left) and the same native platinum grain embedded in quartz in plane polarized reflective light (right).*

phases, like kuramite or scheelite. The porphyry stockwork is easiest to identify (besides the ore texture) with various amounts of disperse, or patchy molybdenite, and minor covellite and bornite mostly occurring together with chalcopyrite.

Skarn ore is mostly distinguished by the silicate mineralogy, although magnetite and pyrrhotite are characteristic in some pockets, and there are minerals associated with skarn specific like valleriite, tochilinite (Hencz et al., 2020) and sometimes scheelite as well.

The carbonate replacement orebody is characterized by the presence of major galena and sphalerite associated with various sulfosalts, fahlore, bismuth-, and silver-telluride phases (Alarcón et al., 2020).

3 Methodology

Reflected light microscopy and SEM-BSE were used for ore mineral identification and semi-quantitative compositional measurements. Microscopy was performed using an Olympus BH-2 polarized light microscope. High resolution textural observations were performed by SEM at the research laboratories of the Geological Survey of Finland (GTK), Espoo with a Hitachi SU3900 environmental SEM equipped with an Oxford X-max 51-XXM1234 energy dispersive detector. Measurements were accomplished with 20 kV acceleration voltage, 1 nA current and 10 mm working distance on uncoated samples at 50 Pa vacuum, or in high vacuum mode on carbon coated samples. Acquisition times were 20 seconds at each measurement.

Trace element and Pb isotopic LA-ICP-MS measurements were performed by means of a single-collector Nu Instruments TM AttoM High Resolution ICP-MS equipped with a Teledyne Excite $\lambda = 193$ nm nanosecond excimer laser while. S isotope data were acquired on a Nu instruments TM HR multicollector ICP-MS equipped with a Teledyne G2 excimer laser. Laser ablation pits were $d = 40 \mu\text{m}$, with 5 s pre-ablation and 30 s ablation time with 450 measurement cycles in total. Raster line sizes were 1 micrometer with 30 seconds observation times.

MicroXRF scanning for localization of minerals targeted by LA-ICP-MS analyses was performed on a Bruker M4 Tornado Plus MicroXRF equipped with Rh X-ray tube and an energy dispersive X-ray detector. Measurements were made using 50 kV voltage with $20 \mu\text{m}$ spot size, $10 \mu\text{m}$ step distance on a 5×10 mm area.

4 Results

4.1 Detection of platinum bearing minerals

Ore microscopy and SEM both verified the presence of platinum (Fig. 1) in a sample from the IS type epithermal zone as native alloy with copper. This native mineral alloy shows a transitional composition from kitagohaite towards orthocuproplatinum. Vanadinite, crocoite, Ag-bearing tenorite and native copper were also found in a secondary mineral assemblage of the peculiar sample. The primary ore assemblage contains pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, tennantite and minor native gold. The gangue mineralogy is quartz, calcite, dolomite and illite. The kitagohaite grain only contains copper as the alloy-forming metal detectable by EDS, the amount of copper increasing towards the rim of the grain. The kitagohaite grain shows broad dendritic structure, with rounded edges. MicroXRF verified the presence of Pt-bearing grains under the surface of the observed sample.

4.2 Trace element and isotopic results for pyrite, chalcopyrite and galena

Trace element concentrations in sulfides from the deep porphyry, skarn, carbonate-replacement (CR), and shallow HS and IS epithermal mineralization at the Recsk ore complex were evaluated by multivariate statistical analysis. Au, Tl, Hg, W, Ba, and Pt contents of pyrite from the epithermal zones are highly variable and two orders of magnitude higher than in the ore types at depth (Fig. 2). These pyrite crystals show Au contents as high as 311 ppm with an average of 10 ppm from all HS pyrite ($n = 115$) measurements, with 30 ppm Tl

on average and 913 ppm maximally. Platinum shows the highest enrichment ratios within the sample containing the kitagoite grain. Redox sensitive elements (Mn, Mo, Sn) together with Re show slightly enriched character in pyrite from skarn compared to other ore types. Chalcopyrite from the porphyry-copper ore is distinct from other ore zones by elevated In, Cd, Zn concentrations whereas it is enriched in Se, Ag, Sn, Pb, Bi in the epithermal zones. A further observation is that CR pyrite has lower concentrations than pyrite from all the other deposit type except in As, Te and Sn which are slightly enriched. Pb isotope data ($n = 23$) from galena show narrow ranges of $^{206/204}\text{Pb}$ (18.938–18.845), $^{207/204}\text{Pb}$ (15.743–15.688) and $^{208/206}\text{Pb}$ (2.066–2.0585) in the skarn, CR and HS ores and indicate mixing of lead isotopes from a common (igneous) source with country rock originated lead. Similarly, δS^{34} values ($n = 249$) in pyrite from porphyry ($1.9 \pm 1.4\text{‰}$), skarn ($2.9 \pm 1.2\text{‰}$) and CR ($3.5 \pm 1.7\text{‰}$) show the evolution and mixing of the mineralizing fluids from the porphyry ore towards the sedimentary host rocks with some extremely fractionated values ($-14.7 \pm 0.6\text{‰}$) in skarn. Sulfur isotope data from sulfides in the HS ($1.0 \pm 2.8\text{‰}$) and IS ($2.4 \pm 1.6\text{‰}$) epithermal zones show multimodal distribution.

5 Discussion

Combined interpretation of isotopic and sulfur isotopic data is possible as both trace elements and isotopic behavior can be sensitive to redox changes and their behavior is approximately predictable at some well-known geochemical barriers. Trends within sulfur isotopic data show a slight increase from the mineralization center – the porphyry stockwork ore – towards the edges in the deep-seated orebodies. Oscillations of the values within porphyry are relatively low, and this shows the values closest to igneous average, also representing a slightly reducing environment. Excluding the outliers, the fluids show interaction with meteoric or formation fluids, though the role of outliers is just as important.

Extremely differentiated values in skarns as low as ($-14.7 \pm 0.6\text{‰}$) occur together with extremely elevated levels of redox sensitive elements Mn, As, Mo, Sn and Sb. Taken together this shows that formation conditions were extremely reductive in the skarn assemblage, thus all the elements mobile in reductive environment migrated to pyrite during precipitation.

Extremely oscillating values seen in epithermal sulfides implicate relatively rapid redox changes in ore forming fluid system. The trace element signal is also corresponding, thus zonation in trace element patterns, and inclusions occur often, and the variability in Au, Tl, W, and Hg concentration in pyrite most likely indicates changes in element mobility within the liquid and gas phases of boiling hydrothermal fluids.

Trace element patterns in pyrite and chalcopyrite correlate with the metals of economic importance in nearly all orebodies. Increased Cu, Au, Ag and Tl contents in HS epithermal orebody, increased Au and Ag with high Ba and Sb in IS epithermal ore show these patterns, just as high Te, Bi, In, and slightly elevated Ge characterize the CR orebody. Variations in the values of skarn pyrite are mostly caused by the incorporation of redox sensitive elements, although the enrichment of Re in the pyrite matrix is also significant. Cuprophyry trace element values show a pattern indicating that the porphyry stock was the source for all the elements, differentiated and enriched towards the rims by evolving fluids

Chalcopyrite in porphyry mineralization shows enrichment of Zn, In and Cd compared to epithermal chalcopyrite, most probably caused by the lack of sphalerite in the porphyry ore. Absence of sphalerite might well be caused by undersaturation of Zn, Cd and In in the ore forming fluid, thus all the sphalerite-compatible elements are incorporated into the structurally matching chalcopyrite lattice

Platinum occurs mostly as nano- and micro-inclusions within pyrite according to trace element distribution profiles. Concentrations as high as 0.2 ppm are abundant, the highest measured concentration was 0.4 ppm. The highest measured

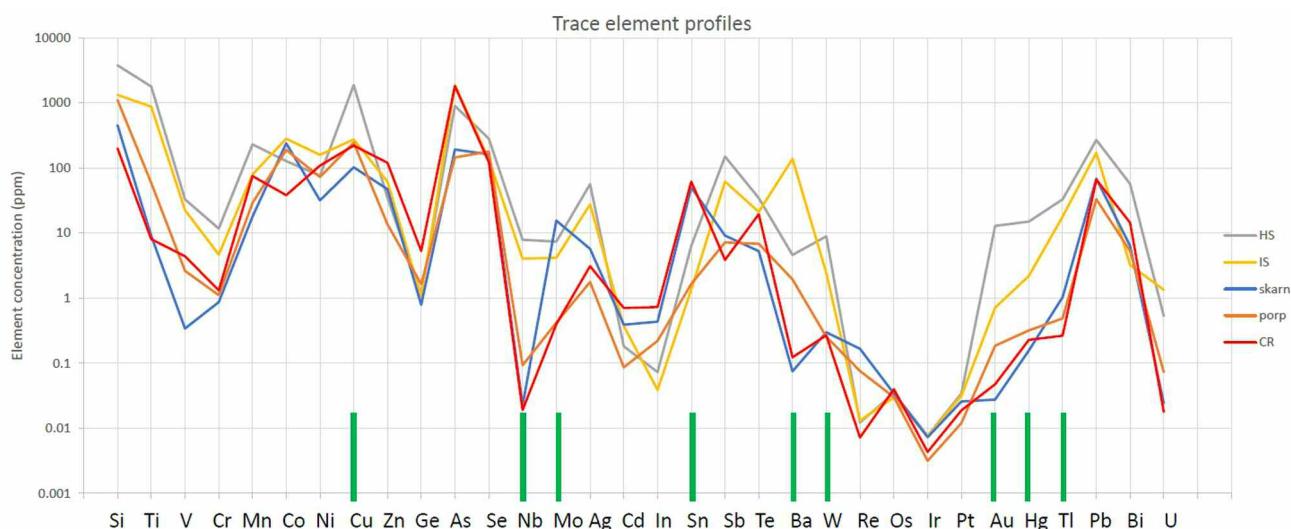


Fig. 2: Trace element averages of pyrite from the five deposit types from the Recsk ore complex. Green bars show the major differences between ore deposit trace element averages.

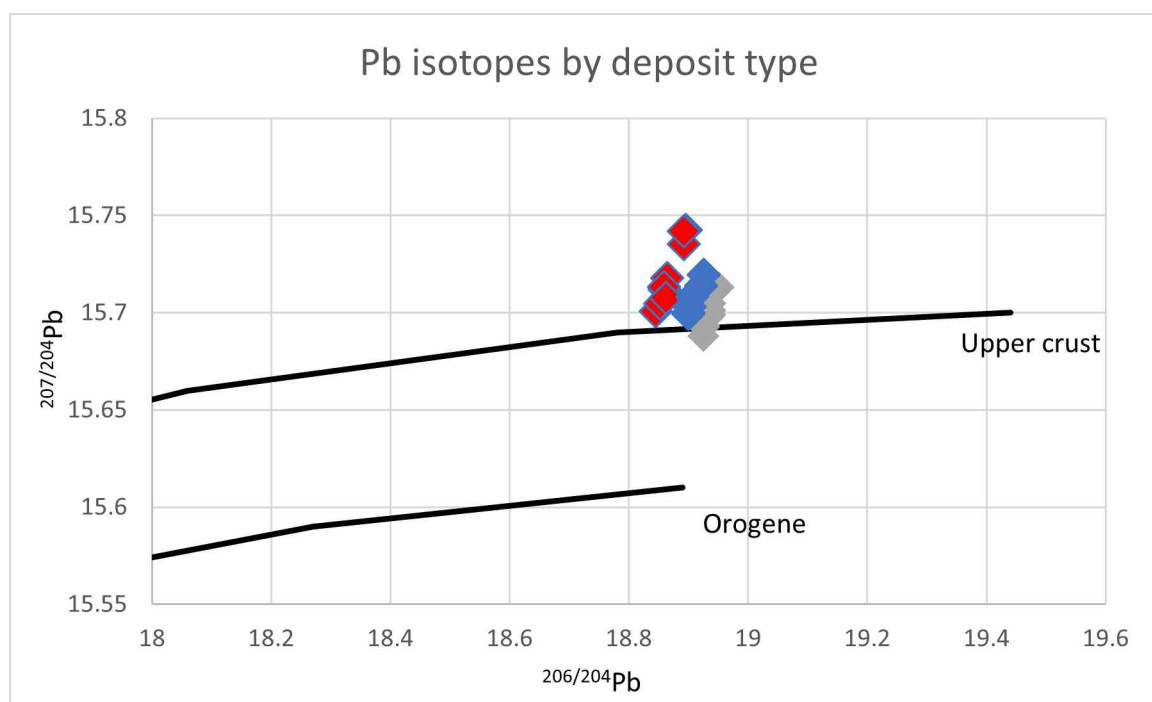


Fig. 3: Pb isotopic ratios of epithermal HS (grey), skarn (blue) and carbonate replacement (red) orebodies. The ratios show a slight shift from the HS orebody towards the carbonate replacement mineralization, all three fitting the upper crustal Pb isotopic ratios (Zartman & Doe, 1981).

able platinum content originates from the sample with the native platinum grain. Platinum was detectable in five samples totally 3 in the HS, 1 from IS epithermal deposit, and 1 from the porphyry pyrite. The source of these elevated platinum levels is yet unclear, and the absence of Pd in the samples is also remarkable, and it strongly overlaps with the background radiation of Rh X-ray tube in the XRF measurements.

Pb isotopic compositions show one source of Pb in the system, originated from upper crust (Zartman & Doe, 1981).

Both Pb and S isotopic compositions in different orebodies show a transition from HS epithermal system (showing the values closer to the magmatic source) towards skarn and carbonate replacement mineralization, due to effect of the fluid rock interaction (Fig. 3).

6 Conclusion

The fingerprinting character of pyrite trace element contents, together with the systematic variation of sulfur and lead isotope values indicate that pyrite can be used for discrimination of ore types in a porphyry-skarn-carbonate replacement-epithermal ore complex and thus could be used as a vectoring mineral during mineral exploration.

Further exploration perspective was given through identification of Pt-bearing phases within the epithermal zones, and by giving a detailed trace element database from pyrite and chalcopyrite from the whole mineralized complex.

Acknowledgements

We acknowledge our colleagues at ELTE and GTK for their valuable contribution and technical support. Financial support was provided by the ENERAG project funded by European Union's Horizon 2020 research and innovation program under grant agreement No 810980.

References

- Alarcón, L. L., Biró, M. & Földessy, J. (2020): *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat – Kőolaj és Földgáz*, 153/4, 3–10.
- Benedek, K. (2002): *Acta Geologica Hungarica*, 45/4, 359–371.
- Földessy, J. & Szebényi, G. (2008): *A Miskolci Egyetem Közleményei, A sorozat, Bányászat*, 73, 85–98.
- Hencz, M., Biró, M., Aradi, L. & B. Kiss, G. (2020): *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series*, 11, 14.
- Korpás, L. & Hofstra, A. H. (1999): *Geologica Hungarica*, 24, 133–135.
- Molnár, F. (2007): *Digging deeper, Proceedings of the Ninth Biennial SGA Symposium*, 1, 153–157.
- Takács, Á., Molnár, F., Turi, J., Mogassi, A. & Menzies, J. C. (2017): *Economic Geology*, 112, 1461–1481.
- Zartman, R. E. & Doe, B. R. (1981): *Tectonophysics*, 75, 135–162.

A KITÖRÉSI KÖZPONTOK ELHELYEZKEDÉSÉNEK ÖSSZEFÜGGÉSE A DOMBORZATTAL EGY MIOCÉN IGNIMBRITMEZŐN

BIRÓ Tamás*, HENCZ Mátyás, CSERI Zoltán, TELBISZ Tamás & KARÁTSZON Dávid

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest

* E-mail: tamas.biro@ttk.elte.hu

A több millió (esetenként több 10 millió) éves, erőteljesen lepusztult vulkáni területek formakincsét jelentős mértékben határozzák meg a különböző kőzettani tulajdonságú és geometriájú kitöréstermékek. Ezek erodibilitása ugyanis több nagyságrend különbséget mutathat (lávaközetek vs. nem cementálódott piroklaszt üledékek). Jelen tanulmány célja, annak bemutatása, hogy egy erodálódott, kibillent ignimbritlemez a domborzatot jelentősen befolyásolja a kitörési központok elhelyezkedése, azaz a környezetükben domináns, majd távolodva egyre ritkább összesült ignimbritlemez litofácies elterjedése.

Vizsgálatainkat a Bükk déli előterében elhelyezkedő hegyláb felszínén, azaz a középső-miocén korú Bükkalja vulkáni területen végeztük. A bükkaljai korai vulkanizmus két, egyenként több 10 m vastagságú, összesült ignimbritlemez egységének (Mangó, Bogácsi ignimbritlemez egység; Lukács et al., 2018) kitörési központját korábbi tanulmányok granulometriai adatai, terepi megfigyelései (Hencz et al., 2021), valamint új terepi vulkanológiai megfigyeléseink, illetve már szintén közölt mágneseles szuszceptibilitás anizotrópia (AMS) adatok alapján (Cseri, 2017) lokalizáltuk. Az AMS-mintázatok és a terepi megfigyelések mindkét összesült ignimbritlemezre utalnak, hogy a kitörési központjaik a Bükkalja K-i szomszédságában, Miskolctól DK-re helyezkedtek el.

A domborzati vonások számszerűsítése négy paraméter, a tengerszint feletti magasság (t.sz.f.m.), az ún. topográfiai nyitottság („topographical openness”), a lejtőszög és a kitettség gyakorisági eloszlásának vizsgálatával történt 1” terepi felbontású SRTM felszínmodell alapján (Guth, 2006). Az elemzést négy, egyenként 40–60 km² nagyságú mintaterületen folytattuk le, amelyek rendre ~5–15, ~15–20, ~20–35 és ~35–40 km-es távolságot reprezentálnak a kitörési központtól.

A két északkeleti (az összesült ignimbritlemez forrásterületéhez közelebb eső) és a délnyugati (távolabb elhelyezkedő) mintaterületek jelentős különbséget mutatnak egymáshoz képest mind a négy domborzati paraméter eloszlásában. Az északkeleti mintaterületeken mindkét összesült ignimbritlemez jelen van és a Bükkalja Ny-i részéhez viszonyítva nagyobb vastagságúak (> 20 m). Ebből fakadóan a Bükkalja keleti részét egy kevésbé felszabdalt, összesült ignimbritlemez uralja. A délnyugati mintaterületeken ezzel szemben vékonyabbak (jel-

lemzően < 20 m) és jóval kisebb területen (1–10 km²) fordulnak elő az összesült ignimbritlemek, így a domborzat itt felszabdaltabb képet mutat, döntően völgyekből és völgyközi hátságokból áll.

Eredményeink rámutatnak arra, hogy idős, akár több 10 millió éves, kalderavulkanizmushoz kapcsolódó ignimbritlemezeken a lepusztulás és annak következményeként a lejtés, a kitettség és a pozitív, illetve negatív topográfiai nyitottság eloszlása a kitörési központoktól távolodva szisztematikusan változik, jól tükrözve az összesült litofácies jellemzően proximális-mediális zónák szerinti kialakulását. Ez felvillantja annak lehetőségét, hogy ilyen területeken geomorfometriai elemzésekkel következtetéseket lehessen levonni az összesült ignimbritlemek geometriájára – például az egykori fő völgyek elhelyezkedésére, amelyekben nagy vastagságú ignimbritlemez halmozódott fel és sült össze –, sőt a kitörési központok hozzávetőleges elhelyezkedésére is.

A kutatás az Innovációs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-21-4 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának (ÚNKP-21-4-II-ELTE-382; ÚNKP-21-4-I-ELTE-63) a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott szakmai támogatásával készült. Kutatómunkánk részben az OTKA K 131894 NKFIH alapvető kutatási pályázat keretein belül valósult meg.

Irodalom

- Cseri Z. (2017): A bükkaljai ignimbritlemek mágneseles szuszceptibilitás anizotrópiájának jellemzői. Diplomamunka, ELTE TTK, Budapest.
- Guth, P. L. (2006): Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 72/3, 269–277.
- Hencz, M., Biró, T., Cseri, Z., Karátszon, D., Márton, E., Németh, K., Szakács, A., Pécskay, Z. & Kovács, I. J. (2021): Geologica Carpathica, 72, 1–22.
- Lukács, R., Harangi, Sz., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Buret, Y., Dunkl, I., Sliwinski, J., von Quadt, A., Peytcheva, I. & Zimmerer, M. (2018): Earth-Science Reviews, 179, 1–19.

THE 8.2 K.Y. EVENT AND THE FOLLOWING “OVERSHOOT” RECORDED IN SPELEOTHEMS FROM CENTRAL EUROPE

György CZUPPON^{1*}, Attila DEMÉNY¹, Szabolcs LEÉL-ŐSSY², Mihály ÓVÁRI³, Ke LIN⁴, Mihály MOLNÁR⁵, Máté KARLIK¹, Zoltán SIKLÓSY¹, Oruc BAYKARA⁴ & Chuan-Chou SHEN⁴

¹ Institute for Geological and Geochemical Research, Research Centre for Astronomy and Earth Sciences, ELKH, Budapest, Hungary

² Department of Geology, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary

³ Atomic Energy Research Institute, Centre for Energy Research, ELKH, Budapest, Hungary

⁴ High-Precision Mass Spectrometry and Environment Change Laboratory (HISPEC), Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

⁵ Isotope Climatology and Environmental Research Centre (ICER), Institute for Nuclear Research, ELKH, Debrecen, Hungary

* E-mail: czuppon@geochem.hu

During the Holocene several short-term climate anomalies occurred, among which the 8.2 k.y. event was the most pronounced. Several proxy records spreading from the North Atlantic to monsoonal regions indicate that this event has a semi-global impact, at least (mostly cooling). Large amount of freshwater release into the North Atlantic has been invoked as a main cause of the slowdown of the oceanic thermohaline circulation, resulted in temperature drop in West and North Europe (von Grafenstein et al., 1998; Barber et al., 1999).

Here we present new isotopic and chemical data of calcite and inclusion hosted water of stalagmites from Central Europe (Béke Cave, NE Hungary and Vacska Cave, N Hungary). We completed high resolution stable carbon and oxygen isotope analyses. The oxygen isotope time series reveals a negative anomaly around 8.2 k.y., while a positive anomaly in the following period (8.1 k.y.). Similar patterns are also observed in the hydrogen isotope data series. Assuming that the temperature change was solely responsible for the observed systematics, this data is utilized to calculate the relative temperature increase/decrease. Apparently, 1–1.5 °C temperature decrease for the 8.2 k.y. event while 2 °C increase for “8.1 k.y. event” can be assumed. Moreover, not only the temperature could influence the isotope composition but also the changes of the amount of precipitation and/or its

seasonality as well as the shift of the main route of the moisture transportation (Atlantic vs. Mediterranean moisture sources). Calculated d-excess values might indicate some changes during these periods. In addition, the trace element composition suggests increased summer precipitation relative to winter for the period 8.1 k.y.

The research was financially supported by the National Research, Development and Innovation Office, Hungary (OTKA 101664, OTKA 123871, PD 121387 and FK 138626) and the Hungarian Academy of Sciences (NANOMIN project, KEP-1/2020). We are also grateful for the support and permission of the Aggtelek National Park Directorate and the Duna-Ipoly National Park Directorate. The János Bolyai Research Scholarship of the Hungarian Academy of Sciences financially supported György Czuppon’s work.

References

- Barber, D. C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Kerwin, M. W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M. D. & Gagnon, J.-M. (1999): *Nature*, 400, 344–348.
- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel, J. & Johnsen, S. (1998): *Climate Dynamics*, 14, 73–81.

CHEMICAL AND ISOTOPIC CHARACTERISTICS OF SPRINGS IN AGGTELEK KARST: PRELIMINARY RESULTS

Márta CZUPPON-LÁZÁR^{1*}, József KOVÁCS¹, Péter DOBOSY², József STIEBER³, Péter GRUBER⁴, Attila KOVÁCS⁵, Olivér SZENTES⁶ & György CZUPPON⁷

¹ Doctoral School of Environmental Sciences, Eötvös Loránd University, Budapest

² Institute of Aquatic Ecology, Centre for Ecological Research, ELKH, Budapest

³ Stieber Environmental Ltd., Budapest

⁴ Directorate of Aggtelek National Park, Jósvafő

⁵ Department of Hydrogeology and Engineering Geology, University of Miskolc, Miskolc

⁶ Hungarian Meteorological Service, Budapest

⁷ Institute for Geological and Geochemical Research, RCAES, ELKH, Budapest

* E-mail: 83lama@gmail.com

We conducted a detailed research in the Aggtelek karst area (NE Hungary) in order to better understand the hydrodynamics of karst and the effect of various weather (climate) conditions on the springs as well as to group of the springs. For these purposes, we established a monitoring network in 2020 that includes 22 wells and springs covering the whole area. The springs are visited every month to measure their physical/chemical field parameters (temperature, pH, electrical conductivity) and collect water samples for chemical and stable isotope analyses. Utilizing this data set, we aimed to group these springs by cluster and discriminant analysis. In addition, the time series of these data provided an opportunity to find temporal changes in the investigated parameters as function of meteorological conditions.

Based on the time series of spring and the response given to the precipitation events, various behaviors were

detected. Our first results revealed that some springs gave fast response (1–2 days) to a significant precipitation event, while other were characterized by stable condition showing no change in their chemical and isotopic composition during the studied period. In addition, based on the stable isotope composition of the springs, it seems that the main infiltration time take place during the winter half year.

The research was supported by Doctoral Student Scholarship Program of the Co-operative Doctoral Program of the Ministry of Innovation and Technology Financed from the National Research, Development and Innovation Fund (KDP-2021 - C1794892 to Márta Czuppon-Lázár). In addition, we are also thankful for the support and permission to the Aggtelek National Park Directorate.

MAGMÁS KÖRNYEZETEK A CSOMÁD 56–32 EZER ÉVES HORZSAKÖVEI ALAPJÁN

CSERÉP Barbara^{1,2*}, SZEMERÉDI Máté^{1,3}, LUKÁCS Réka^{1,4}, ERDMANN, Saskia⁵, BACHMANN, Olivier⁶, DUNKL István⁷, SEGHEDI, Ioan⁸, MÉSZÁROS Katalin², KOVÁCS Zoltán¹, VIRÁG Attila⁹, NTAFLÓS, Theodoros¹⁰ & HARANGI Szabolcs^{1,2}

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, Szeged

⁴ Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

⁵ Institut des Sciences de la Terre d’Orléans (ISTO), Université d’Orléans-CNRS-BRGM, Orléans

⁶ Department of Earth Sciences, ETH Zürich, Zürich

⁷ Geoscience Center, Department of Sedimentology and Environmental Geology, University of Göttingen, Göttingen

⁸ Institute of Geodynamics, Romanian Academy, Bucharest

⁹ Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

¹⁰ Department of Lithospheric Research, University of Vienna, Vienna

* E-mail: cserep.barbara@gmail.com

Kutatásunkban a Csomádi Vulkáni Komplexum (K-Kárpátok, Románia) 56–32 ezer éves (Molnár et al., 2019) dáctitos piroklaszt üledékeit vizsgáltuk, hogy jobban megismerjük a hosszan szunnyadó, potenciálisan aktív magmatározóval rendelkező vulkán (Harangi et al., 2015a, b) alatti magmatározó rendszer működését. Három feltárás horzszaköves anyaga alapján hat magmás környezetet különítettünk el (Kahl et al., 2011, 2015, 2017), mely reprezentálja ezen időszak robbanásos vulkáni működését. Ehhez kristálysztatográfiát és számos termo- és oxibarométert (pl. Fe-Ti-oxid, amfibol-plagioklász, titanit, cirkon) alkalmaztunk. Meghatároztuk a magmatározó kitorés előtti fizikokémiai paramétereit és azon körülményeket, melyek a kristálygazdag olvadék mobilizációjához és a robbanásos kitorésekhez vezettek.

A fiatal Csomád (Molnár et al., 2019) hosszan fennálló magmás rendszerében (Lukács et al., 2021) az amfibol egy mindentűt jelenlévő ásványfázis, mely változatos szövetet és kémiai összetételt mutat. Hosszú idő alatt egy termálisan rétegzett (680–800 °C) kristálykása alakulhatott ki a felső kéregben, ahol alacsony Al- és Mg-tartalmú amfibol (hornblende) kristályosodik együtt plagioklással, biotit, Fe-Ti-oxidokkal, cirkonnal, apatittal, az alacsonyabb hőmérsékletű részeken titanittal. A 160–130 ezer éves lávadármok kristályasszociációja alapján az alacsony hőmérsékletű kristálykásában kis mennyiségben kvarc és káliföldpát is az egyensúlyi ásványfázisok közé tartozhat. A mélyebbről érkező magma (> 850 °C) alárétegződik és/vagy hozzátáplálódik a rendszerhez. A feláramló magmacsomagok egy része a földkéreg-földköpeny határon felhalmozódhatott az ún. forró zónában, a sekély, kristálygazdag felső kéreg magmatározó hozzátápláló rendszerének gyökérszónájában (Annen et al., 2006). A mélyből érkező magmautánpótlás 50–80 °C-kal fűthette fel a rendszert. Az 56 és 32 ezer évvel ezelőtti események hozzátápláló magmáihoz képest egy eltérő összetételű mafikus-interme-

dier olvadék keveredett a felzikus kristálykásával az 50 ezer évvel ezelőtti esemény során. A magmakeveredés és a felfűtés hatására egy viszonylag homogén összetételű perem kristályosodott a komplex zonációt mutató amfibolmagra, egy viszonylag oxidált (ΔNNO : 0,9–1,9), hibrid magmából, 800–850 °C-on, mely körülményeket magnetit-ilmenit párokon alkalmazott termo- és oxibarometriai számítások is alátámasztanak.

Irodalom

- Annen, C., Blundy, J. D. & Sparks, R. S. J. (2006): *Journal of Petrology*, 47, 505–539.
- Harangi, Sz., Lukács, R., Schmitt, A. K., Dunkl, I., Molnár, K., Kiss, B., Seghedi, I., Novothny, Á. & Molnár, M. (2015a): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 66–80.
- Harangi, Sz., Novák, A., Kiss, B., Seghedi, I., Lukács, R., Szarka, L., Wesztergom, V., Metwaly, M. & Gribovszki, K. (2015b): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 290, 82–96.
- Kahl, M., Chakraborty, S., Costa, F. & Pompilio, M. (2011): *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 11–22.
- Kahl, M., Chakraborty, S., Pompilio, M. & Costa, F. (2015): *Journal of Petrology*, 56, 2025–2068.
- Kahl, M., Viccaro, M., Ubide, T., Morgan, D. J. & Dingwell, D. B. (2017): *Journal of Petrology*, 58, 443–472.
- Lukács, R., Caricchi, L., Schmitt, A. K., Bachmann, O., Karakas, O., Guillong, M., Molnár, K., Seghedi, I. & Harangi, Sz. (2021): *Earth and Planetary Science Letters*, 565, 116965.
- Molnár, K., Lukács, R., Dunkl, I., Schmitt, A. K., Kiss, B., Seghedi, I., Szepesi, J. & Harangi, Sz. (2019): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 373, 133–147.

RADON A RÁKÓCZI-BARLANG LÉGTERÉBEN

Csige István^{1,2*} & Béres Krisztina²

¹ Atommagkutató Intézet, Izotópklimatológiai Laboratórium, Debrecen

² Debreceni Egyetem – ATOMKI, Környezetfizikai Tanszék, Debrecen

* E-mail: csige.istvan@atomki.hu

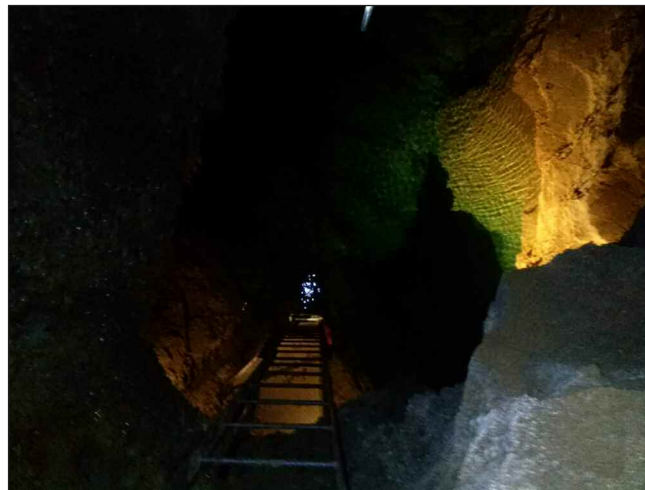
1. Bevezetés

Az alábbiakban bemutatjuk a Debreceni Egyetem – Atommagkutató Intézet, Környezetfizikai Tanszék által az Aggteleki Nemzeti Park területén, a tornaszentandrási Esztramos-hegyben (1. ábra) található Rákóczi 1. sz. barlangban (kataszteri száma 5412-2) maratottonyom-detektoros módszerrel végzett radonkoncentráció-mérések eredményeit.

Az esztramosi kőbánya műhelyépülete mellett induló, kettős bejárattal (Csillés- és Szallagos-) tárón át megközelíthető oldaltáróban, mintegy 160 m távolságra található a Rákóczi-barlang (Székely, 2003). A tárón keresztül érkezve érdemes alaposan megnézni a sűrke-fekete csíkos, kissé átalakult (metamorfizálódott) és a hegységmozgások miatt meggyűrődött kőzetet. Az üregesedés vízszint alatti oldódással történt. Jelenleg a Bódva folyó szintjével megegyező, azzal némileg együtt változó szintű tavak alkotják a barlang alját (2. ábra).

A barlang két hatalmas teremből áll, amit hasadék köt össze. A magasba nyúló, tagolt falfelületű termeinek felső részén jól látszanak a víz alatti oldódásra jellemző gömbüstös záróformák. A barlang legtöbb szakaszán a kőzeten átszivárgó csapadékvízből erős csepegés észlelhető. Néhol a kiválások erősen visszaoldódtak, ami feltételezhetően összefügg azzal, hogy a hegy tetejének teljes leművelése miatt megváltozott a víz kémiai összetétele. A csepegő vízből kiváló cseppkövek és a párolgás során képződő borsókövek egymás utáni sorrendje bizonyítja, hogy a beszivárgás és a belső légmozgás többször változott a barlangban.

A különböző típusú kiválások nagy mennyisége mellett többszörös váltakozásuk ad egyedi értéket a Rákóczi-barlang-



2. ábra: A képen a 2. számú tó látható (fotó: Béres Krisztina).

nak. A cseppkövek és a borsókövek egymásra települése kevés hazai üregrendszerben ennyire változatos és látványos. A Rákóczi-barlang fokozottan védetté nyilvánítását (1982) aktív voltának, genetikai és hidrológiai jelentőségének, valamint mint értékteljes ásványkiválásainak köszönheti (Kraus, 2006).

2. Mérési módszerek

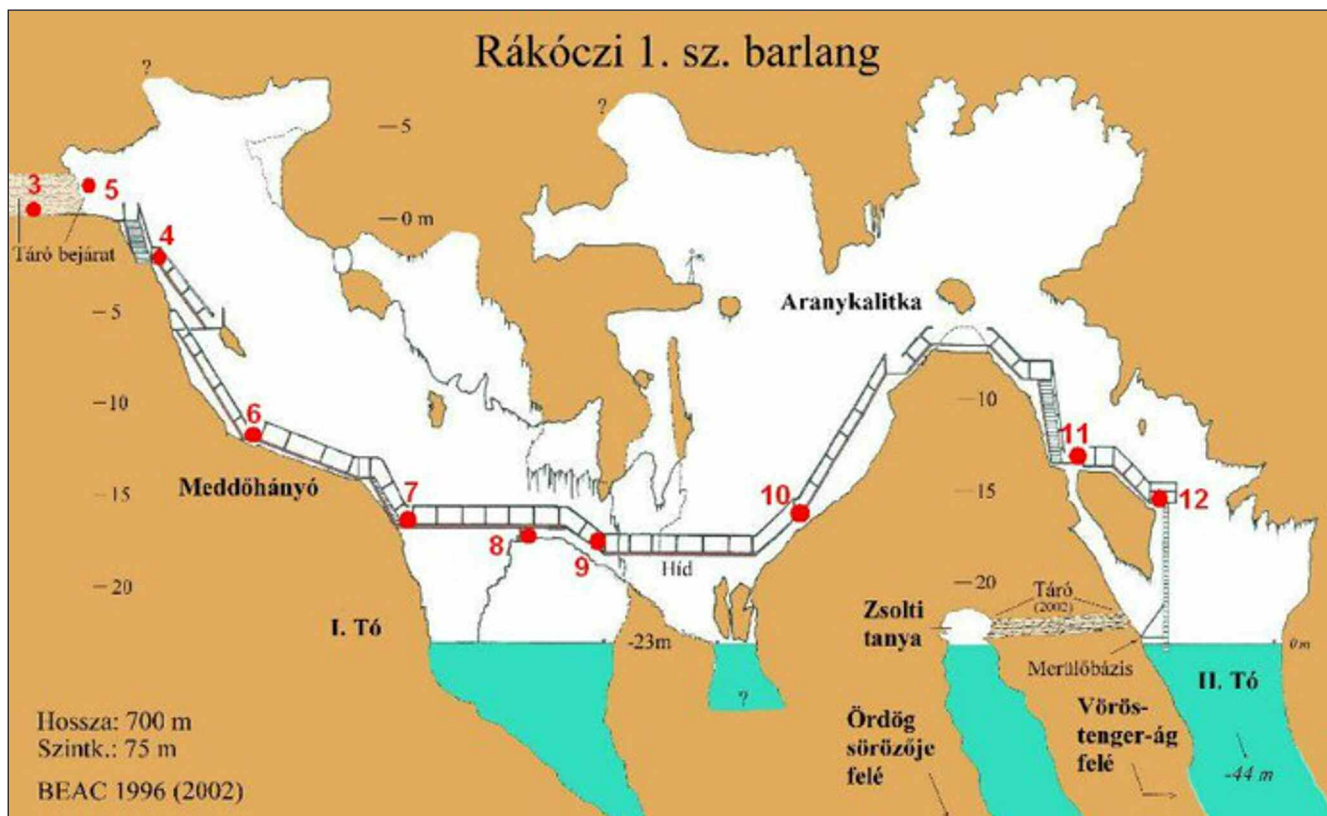
A ²²²Rn-aktivitáskoncentráció-méréseket Radamon típusú (Csige & Csege, 2001) maratottonyom-detektoros radondetektorokkal végeztük. Az expozíciós idő lejártá után a maratottonyom-detektorok (TASTRAK PADC, TASL Ltd.) kémiai maratása következett 6,25 mol/dm³ koncentrációjú NaOH-val, 70 °C-on, 5 órán keresztül. A keletkezett kb. 10 µm nagyság körüli maratott nyomokat JENAVAL (Zeiss) típusú optikai mikroszkóppal számoltuk le 12,5-ös objektívet, 12,5-ös okulárt és 0,8-as tubust használva. Detektorlemezenként körülbelül 500 db nyomot kell összeszámolni, miközben mérni kell a leszámolt területet is. A háttér meghatározásnál, valamint kis nyomossűrűségnél 1 cm²-eket számoltunk le. A nyomossűrűséget nyom/cm²-ben határoztuk meg.

A nettó nyomossűrűséget (ρ_n) a háttér levonása után kapjuk: $\rho_n = \rho_m - \rho_h$, ahol ρ_h a háttér nyomossűrűség. A nettó nyomossűrűség arányos a radonexpozícióval, vagy más szóval a radonbesugárzással, vagyis a ²²²Rn-aktivitáskoncentráció időbeli integráljával:

$$\rho_n = \beta \int_0^{T_e} C(t) dt,$$



1. ábra: A tornaszentandrási Esztramos-hegy (fotó forrása: www.tornaszentandras.hu).



3. ábra: ^{222}Rn -mérési pontok (térkép: BEAC, 1996-2002).

ahol $\beta = 1,546 \text{ (nyomcm}^{-2}\text{)}/(\text{kBqm}^{-3}\text{h)}$ az érzékenység; $C(t)$ a ^{222}Rn -aktivitáskonzentráció időbeli változása és T_e a besugárzási (expoziációs) idő. A mért nettó nyomásból a besugárzási idő alatti átlagos ^{222}Rn -aktivitáskonzentráció kapható meg.

A méréseket 2013. augusztusában kezdtük. Hat egymást követő 60 napos (kivéve az első mérést, ami csak 43 napos lett) mérési ciklusban tizenkét mérési ponton helyeztünk el Radamonokat. A mérési helyeket úgy választottuk, hogy jól reprezentálják a barlang egyes szakaszait, a barlang nevezetes és különleges helyein legyenek. A mintavételi helyeket oldalnézeti térképen láthatjuk a 3. ábrán.

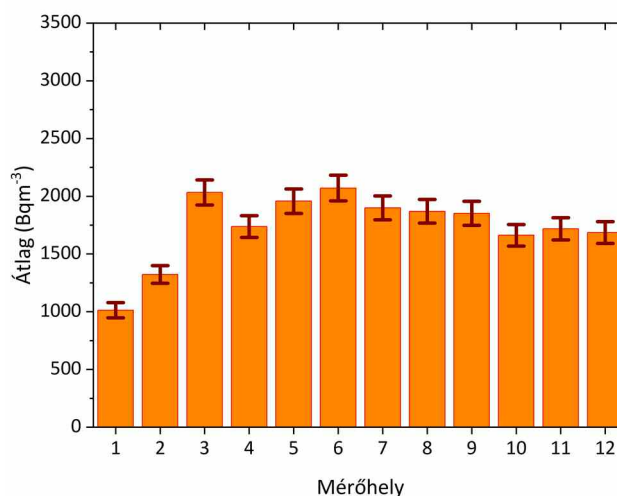
3. Mérési eredmények

Az egyes mérési pontokon az éves átlagos ^{222}Rn -aktivitáskonzentráció értékeit a 4. ábra mutatja. Az első három mérési pont a barlangba vezető tárókban található. Ezen a szakaszon a bejáratól befelé haladva szignifikánsan növekszik a ^{222}Rn -aktivitáskonzentráció, ami azzal magyarázható, hogy a bejáratól befelé haladva csökken a táró szellőzése.

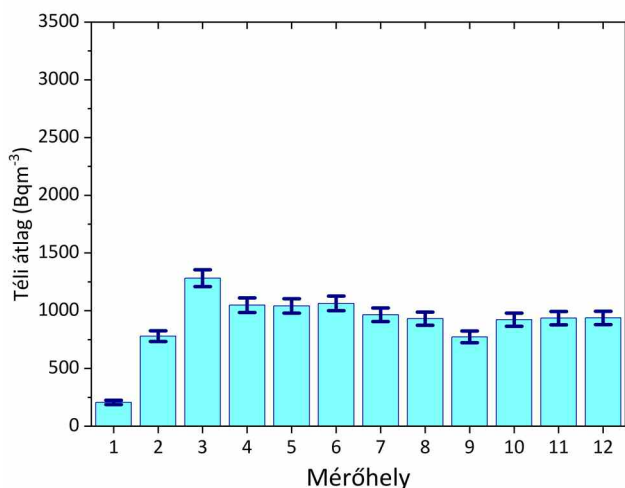
A tárót a barlangtól egy ajtó választja el. A 4-es számú mérőhely már a barlangban található, a tárót a barlangtól elválasztó ajtótól kb. 20 méterre lefelé, az első meredek lépcső alján az 1-es számú pihenőhelyen. Ezen a ponton úgy tűnik, mintha valamivel kevesebb radon lenne, mint a táróban a legfelső (3-as) mérőhelyen, de ez a különbség csak 68%-os megbízhatósági szinten szignifikáns, 95%-os szinten már nem.

A barlangon belüli mérőhelyeken nagyon egyenletesen oszlik el a radon: 96%-os megbízhatósági szinten nincs különbség az egyes mérőhelyeken mért évi átlagos ^{222}Rn -aktivitáskonzentrációk között, 68%-os megbízhatósági szinten is csak a 6-os mérőhely emelkedik ki valamelyest elsősorban a 4-es és a 10–12-es mérőhelyekhez képest. Ez esetleg jelezheti azt, hogy a 6-os mérőhely (Meddőhányó) közelében valamivel nagyobb a radon forrásereje.

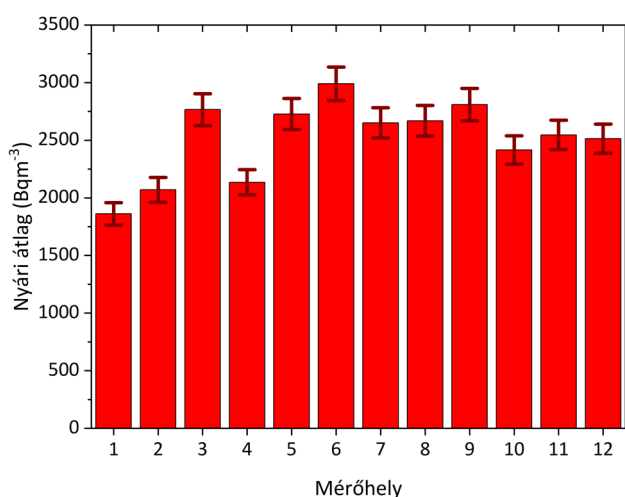
A téli, nyári átlagokat, valamint ezek hányadosát mutatják az 5–7. ábrák.



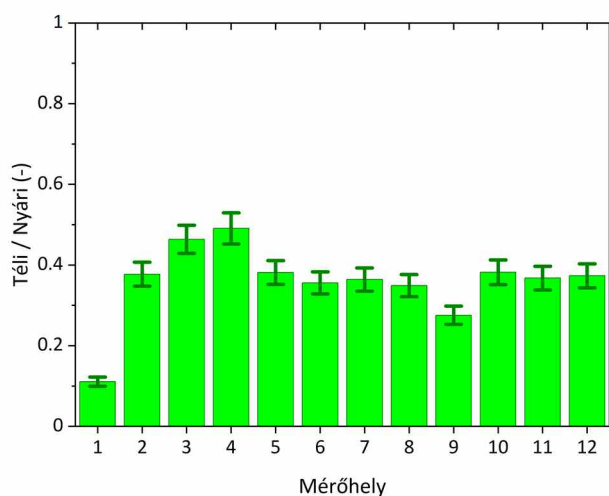
4. ábra: Az éves átlagos ^{222}Rn -aktivitáskonzentráció az egyes mérési pontokon.



5. ábra: A téli átlagos ²²²Rn-aktivitáskonzentráció az egyes mérési pontokon.



6. ábra: A nyári átlagos ²²²Rn-aktivitáskonzentráció az egyes mérési pontokon.



7. ábra: A téli és nyári átlagos ²²²Rn-aktivitáskonzentrációk hányadosa az egyes mérési pontokon.

4. Diskusszió

A radon C aktivitáskonzentrációját a barlang V térfogatú légterében alapvetően a radon $Q = Aj/V$ forráserőssége, a radon $\lambda = 2,09838 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ bomlási állandója és a szellőzés $v = q/V$ sebessége határozza meg:

$$\frac{dC}{dt} = \frac{A}{V}j - \frac{q}{V}C - \lambda C = Q - (v + \lambda)C.$$

Nyáron feltételezhetjük, hogy a barlang légterében a telítési ²²²Rn-aktivitáskonzentráció van, ami úgy alakul ki, hogy a barlang egyáltalán nem szellőzik ($v = 0 \text{ s}^{-1}$). Ekkor a nyári $C_{ny} = 2,6 \text{ kBqm}^{-3}$ ²²²Rn-aktivitáskonzentrációból kiindulva meghatározható a radon forrástagja:

$$Q = \lambda C_{ny} = 5,47 \cdot 10^{-3} \text{ Bqm}^{-3} \text{ s}^{-1}.$$

Ugyanez a forrástag téli időszakban is, de ekkor van szellőzés, amelynek a mértéke így a $C_t = 0,96 \text{ kBqm}^{-3}$ téli átlagos ²²²Rn-aktivitáskonzentrációból kiszámítható:

$$v = \frac{Q}{C_t} - \lambda = 0,3 \text{ d}^{-1},$$

vagyis a barlang levegője kb. 3 nap alatt cserélődik ki.

Köszönetnyilvánítás

Köszönet Gruber Péter Sebestyénnek az Aggteleki Nemzeti Park igazgatóhelyettesének a hatósági engedélyk beszerzésében nyújtott segítségért. Külön köszönet Galiczáné Dudás Jutkának, aki mindig segítséget nyújtott a detektorok cseréjében és Soltész Hajnalka túravezetőnek.

Irodalom

- Csige, I. & Csegi, S. (2001): The Radamon radon detector and an example of application. Pergamon, Debrecen.
 Kraus S. (2006): Amiket nem közölt a barlang és karszt. Révai Digitális Kiadó Kft., Budapest.
 Székely K. (szerk.) (2003): Magyarország fokozottan védett barlangjai. Mezőgazda Kiadó, Budapest.

A VILYVITÁNYI CSILLÁMPALA FORMÁCIÓ TURMALINJA

FEHÉR Béla

Herman Ottó Múzeum, Ásványtár, Miskolc

E-mail: feherbela@t-online.hu

1. Bevezetés

A Tokaji-hegységben harmadidőszaknál idősebb kőzetek csak az ÉK-i, Szlovákiával határos részen bukkannak a felszínre Felsőregmec és Vilyvitány között, alig 4 km²-es területen, és ennek csupán a fele tartozik Magyarországhoz. Ez a terület a földtani szakirodalomba „Zempléni-szerkezet” néven vonult be. A kis felszíni elterjedtség mellett jellemző még a nagyon rossz természetes feltártság és az erős mállékonyság (Pantó, 1965; Kisházi & Ivancsics, 1988).

A Vilyvitányi Csillámpalában járulékos elegyrészként Kisházi & Ivancsics (1988) már megemlíti a turmalint, de azzal behatódobban sem ők, sem későbbi kutatók nem foglalkoztak. Metamorf környezetekben a turmalinnak azért érdemes figyelmet szentelni, mert képződése alatt nagyon érzékeny a kémiai környezetére, vagyis szisztematikusan válaszol a koegzisztens ásványokban és fluidumokban végbemenő kémiai változásokra, valamint képződéséből egy rendkívül mobilis elem, a bór jelenlétére is következtethetünk.

2. Földtani-kőzettani áttekintés

A „Zempléni-szerkezetet” a következő kőzetek építik fel: proterozoós vagy alsó paleozoós gneisz-csillámpala-sorozat; permokarbon homokkő, konglomerátum, agyagpala, meta-antracit és mészkő; permi riolittufa (kvarcporfirtufa); permotriász palás vörösgyag; triász dolomit, mészkő és homokkő (Kisházi & Ivancsics, 1988). Ezek közül részletesen csak az első képződménnyel foglalkozom, mivel a turmalin megjelenése ehhez kapcsolódik.

Az itteni kristályos palákat jelenleg a Vilyvitányi Csillámpala Formációba sorolják (Gyalog, 1996). Kisházi & Ivancsics (1988) szerint a formációt a következő kőzettípusok építik fel: csillámpala, paragneisz, amfibolit és milonit-kataklázit. Közülük a turmalint hordozó csillámpalát mutatom be részletesebben szintén Kisházi & Ivancsics (1988) alapján. A csillámpalákban egyaránt megjelenik a sztaurolit, a kianit és a sillimanit, így az utóbbi alapján a progresszív metamorfózisuk maximális foka az amfibolitfácies aljára tehető. Emellett a földpátok összetétele (oligoklász és ortoklász) is magas fokú metamorfózisra utal. Progresszív metamorf ásványnak tekinthető még a kvarc, a biotit és a durvapikkelyes muszkovit, valamint a különböző járulékos ásványok (almandin, turmalin, apatit, cirkon, rutil). A későbbi retrográd hatások főleg szericitesedésben, majd pedig kloritosodásban nyilvánultak meg. E retrográd hatásokra szuperponálódnak rá a miocén vulkánossághoz köthető hidrotermás átalakulások (kaolinosodás,

szericitesedés, néha karbonátosodás), valamint a felszín közelében a mállással kapcsolatos elváltozások.

3. Elemzési módszer

A turmalint és a többi kőzetalkotó ásványt JEOL JXA-8600 Superprobe típusú elektronmikroszkopozóval elemeztem meg a Miskolci Egyetemen. A mérések 15 kV gyorsítófeszültség és 20 nA mintaáram mellett történtek, hullámhosszdiszperzív spektrométerekkel. A felhasznált standardok: kvarc (Si), korund (Al), olivin (Mg), anortoklász (Na), ilmenit (Fe, Ti), augit (Ca), mikroklin (K), MnS₂ (Mn) és LiF (F). Az elemzési adatsorokat lásd Fehér (2022) munkájában.

4. A turmalintartalmú csillámpala egyes kőzetalkotó ásványainak jellemzése

A Vilyvitányi Csillámpala Formáció kőzetei közül maga a csillámpala tartalmaz turmalint. Ez az ásvány fekete színű, zömök oszlopos kristályokat alkot, melyek mérete a tized mm-től akár az 1 cm-t is meghaladó hosszúságig terjedhet. A vizsgált mintában megfigyelt társásványai: kvarc, muszkovit, albit, klorit, cirkon, xenotim-(Y), egy TiO₂-módosulat (Kisházi & Ivancsics, 1988 szerint rutil) és Fe-oxid. Kisházi & Ivancsics (1988) még a következő fázisokat említi a csillámpalából: sztaurolit, kianit, sillimanit, oligoklász, ortoklász, biotit, almandin és apatit. A kőzetben a turmalinkristályok vagy magányosan, vagy több kristály által alkotott halmazokban jelennek meg. A turmalinnal érintkezésben kvarcot, albitot és muszkovitot egyaránt megfigyeltem. Egyes kristályok teljesen kvarcba, míg mások teljesen muszkovitba vannak ágyazva.

A plagioklászok átlagos összetétele: Ab_{97,6}An_{1,9}Or_{0,5}, ami albitnak felel meg, oligoklász mezejébe eső plagioklásszal nem talákoztam.

A muszkovitok nagy, akár cm-es átmérőjű, gyöngyházfényű táblákat alkotnak. A róluk készült kémiai elemzések alapján a fengit felé való átmenet (vagyis a szeladonitkomponens részaránya) nem jelentős, viszont a Na-tartalmuk számottevő (0,11–0,14 apfu).

A mintában elvéve talákoztam klorittal, mely vagy csillámlemezek közé, azzal azonos orientációban beékelődve fordult elő, vagy pedig turmalin- és kvarckristályok között jelent meg leveles halmazokként. Kémiai összetételük a klinoklor és a chamosit határán mozog, vagyis Fe-dús klinoklorok és Mg-dús chamositok, ahol a Fe/(Fe + Mg) arány 0,45 és 0,52 között változik.

5. A turmalin kristálykémiája

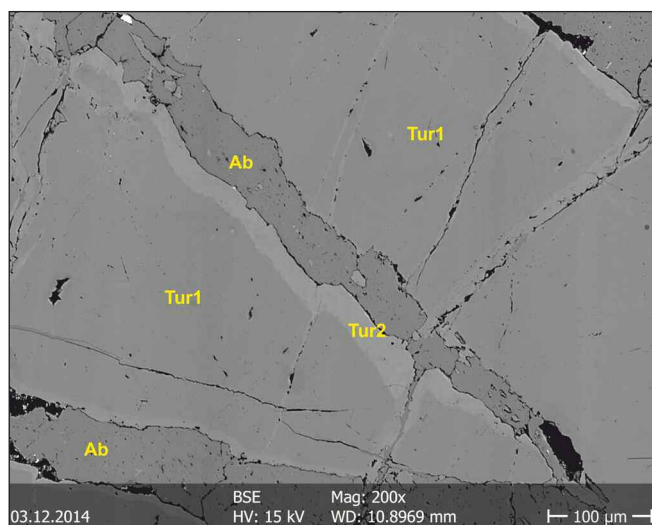
A visszaszórtelektron-képek jól mutatják, hogy a vilyvítányi turmalinok kémiailag homogénnek tekinthetők, csupán egyes kristályok szélén, illetve törésvonalak mentén figyelhető meg átalakulási szegélyek legfeljebb 80 μm -es szélességben (1. ábra). Ilyen szegélyek mindig csak a fluidumokra permeábilisabb muszkovittal vagy albittal való érintkezéseknél jelennek meg, kvarccal való kontaktusoknál nem mutatkoznak. Az alábbi kristálykémiái összefoglalóban a turmalinkristályok fő tömegét Tur1-nek, az átalakulási szegélyeket pedig Tur2-nek fogom nevezni.

A Tur1 X-pozíciójában a domináns kation a nátrium, mennyisége 0,53–0,61 *apfu* között változik. A vakanciák mennyisége is számottevő (0,28–0,37 *apfu*), ugyanakkor a Ca mennyisége alacsony (0,08–0,11 *apfu*), K pedig nincs jelen kimutatható mennyiségben.

A T-pozícióban a Si betöltöttsége magas (5,86–5,94 *apfu*), emiatt ide csak kis mennyiségű Al épül be (0,06–0,14 *apfu*). A Z-pozíciót teljes egészében Al tölti be, míg az Y-pozíció kationtartalma a legvegyesebb, bár az egyes kationok mennyisége itt is elég szűk határok között mozog. Itt dominál a Mg (1,39–1,54 *apfu*), de jelentős a Fe^{2+} (0,84–0,98 *apfu*), valamint az Al (0,31–0,47 *apfu*) mennyisége is. A Ti csak nagyon kis mennyiségben (0,08–0,12 *apfu*), a Mn pedig nyomokban (0–0,03 *apfu*) figyelhető meg. A V + W pozíciókat az OH dominálja, a F beépülése nem számottevő. Mindezek alapján a vilyvítányi csillámpala turmalinja a drávit ásványfajt képviseli (2. ábra).

Mint azt a 2. ábra is érzékelteti, az egyes turmalinkristályok szegélyén megfigyelhető átalakulási zónák (Tur2) kémiája némileg eltér a Tur1 összetételétől. Az X-pozícióban továbbra is a Na a domináns kation, mennyisége azonban jelentősebb, mint a Tur1-ben (0,65–0,74 *apfu*). A Na beépülése a vakanciák rovására történt (0,14–0,22 *apfu*), lényegében változatlan Ca-tartalom (0,12–0,13 *apfu*) mellett.

Nem számottevő különbség, hogy a Tur2 T-pozíciójában kizárólag Si jelenik meg. Ennél sokkal érdekesebb a Tur2-ben



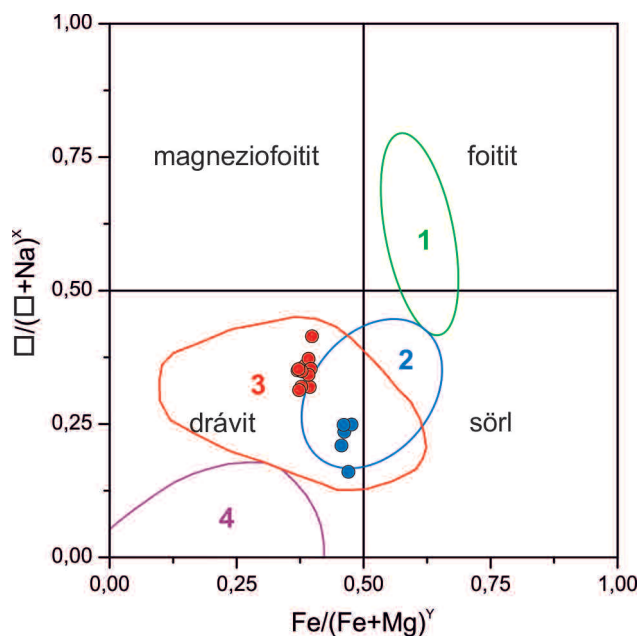
1. ábra: Turmalinkristályok (Tur1) albittal (Ab), a kristályok szegélyén és a törések mentén megjelenő átalakulási szegélyekkel (Tur2). Visszaszórtelektron-kép.

mutatkozó Al-hiány, mivel az Al_{tot} értéke mindig az ideális 6 *apfu* alatt maradt (5,89–5,94 *apfu*). Tehát még úgy sem marad elég Al a Z-pozíció teljes betöltésére, hogy a magas Si-tartalom miatt a T-be nem történt Al-beépülés. A Z-ből hiányzó 0,11–0,06 *apfu* kationtartalmat Mg tölti be, így az Y-pozícióban – a Tur1-től eltérően – egyáltalán nincs jelen Al. A domináns kation itt is a Mg, mennyisége a Tur1-ben mértékhez hasonló (1,39–1,46 *apfu*). A Fe^{2+} -tartalom azonban magasabb, mint a Tur1-ben, majdnem eléri a Mg mennyiségét (1,22–1,27 *apfu*), így ez a turmalin is a drávit-sörli sorozat tagja még a drávit mezejében, de némileg közelebb helyezkedik el a sörlihez, mint a Tur1 (2. ábra). A Ti-tartalom kicsit magasabb, mint a Tur1-ben (0,15–0,20 *apfu*), a Mn-tartalom viszont itt is jelentéktelen (0–0,01 *apfu*).

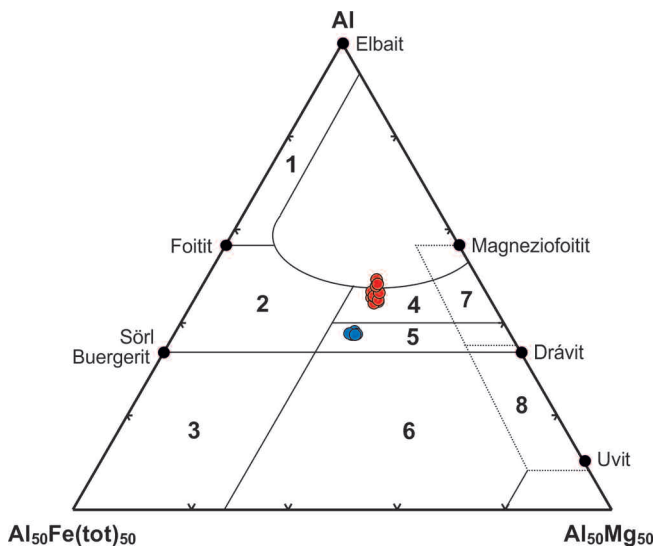
A Tur1-hez képest a Tur2-ben az X-pozícióban lecsökkent vakanciák száma és a megemelkedett Na-tartalom, valamint az Y-ban a lecsökkent Al-tartalom és a megemelkedett Fe^{2+} mennyisége a $[\text{I}]^{\text{X}} + \text{Al}^{\text{Y}} \rightarrow \text{Na}^{\text{X}} + (\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})^{\text{Y}}$ heterovalens helyettesítéssel van kapcsolatban.

6. Diskusszió

A vilyvítányi csillámpalák feltehetően proterozoós korú pélites üledékek metamorfózisával jöttek létre. A bennük megjelenő sillimanit alapján Kisházi & Ivancsics (1988) szerint metamorfózisuk maximális foka az amfibolitfácies alá tehető. Ez az idősebb metamorf esemény a prekambrium vagy az ópaleozoikum során ment végbe, Pantó (1965) a

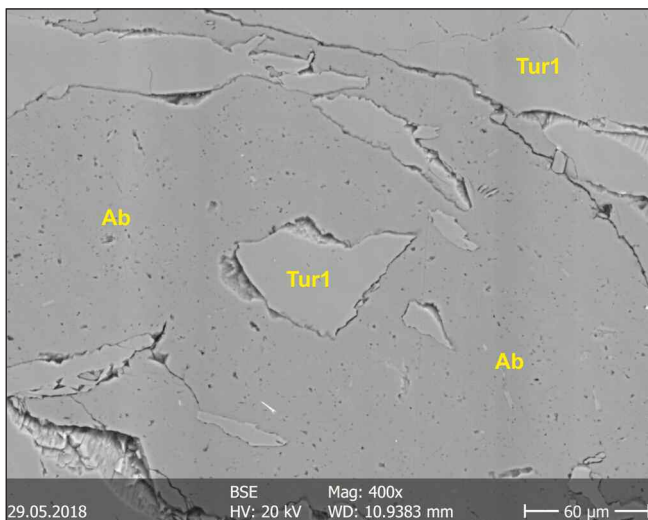


2. ábra: A Vilyvítányi Csillámpala Formáció turmalinjainak kémiai összetétele a $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})^{\text{Y}} - [\text{I}]/([\text{I}] + \text{Na})^{\text{X}}$ diagramban ábrázolva. Piros pontok: a kristályok fő tömege (Tur1); kék pontok: egyes kristályok szegélyén megfigyelhető átalakulási zóna (Tur2). A számmal jelölt mezők a különböző metamorf fokú turmalinok jellemző összetételi tartományait mutatják Henry & Dutrow (1996) alapján: 1 = diagenetikus turmalinok; 2 = alacsony fokú turmalinok; 3 = közepes fokú turmalinok; 4 = magas fokú turmalinok. Az elemzési adatokat lásd Fehér (2022) munkájában.



3. ábra: A vilyvitányi turmalinok összetételének ábrázolása az Al-Fe-Mg-diagramban (Henry & Guidotti, 1985 alapján). Tur1 = piros pontok; Tur2 = kék pontok. Az egyes mezők jelentése: 1 = Li-gazdag granitoid pegmatitok és aplitok; 2 = Li-szegény granitoidok és pegmatitjaik, illetve aplitjaik; 3 = Fe³⁺-gazdag kvarc-turmalin kőzetek (hidrotermásan átalakult gránitok); 4 = metapélitok és metapszammitok koegzisztens Al-telített fázissal; 5 = metapélitok és metapszammitok koegzisztens Al-telített fázis nélkül; 6 = Fe³⁺-gazdag kvarc-turmalin kőzetek, Ca-szilikát kőzetek és metapélitok; 7 = alacsony Ca-tartalmú metaultramafitok és Cr-V-gazdag metaszedimentek; 8 = metakarbonátok és metapiroxenitok.

folyamatot az assynti (rifei) orogenezishez köti. Az eredeti pélites üledék még nem tartalmazott turmalint. Ezt onnan lehet tudni, hogy a vizsgált mintában a turmalinkristályok belsejében törmelékes eredetű mag nem volt kimutatható. Márpedig a turmalin az amfibolitfácies hőmérséklet- és nyomásviszonyai között még stabil, így, ha lettek volna törmelékes turmalinszemek a kőzetben, akkor a metamorfózis alatt képződött turmalinok nukleációja ezek felületén indult volna meg, és így a kristályok belsejében a törmelékes magok most is megfigyelhetők lennének.

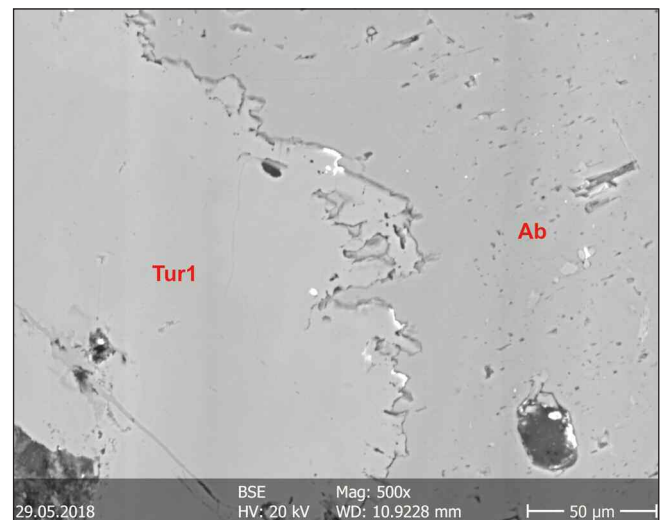


4. ábra: Feldarabolódott turmalinok (Tur1) albitban (Ab). Visszaszórtelektron-kép.

Az idősebb, alsó amfibolitfáciesű metamorfózis során jöttek létre a csillámpala turmalinjai (Tur1). A turmalin képződéséhez szükséges bór a pélites kőzet agyagásványából származhatott, hiszen ezek nagy mennyiségű bórt képesek tárolni (lásd pl. Leeman & Sisson, 1996). A bór akkor szabadulhatott fel az agyagásványokból, amikor a metamorfózis hatására átalakultak muszkovittá, illetve egyéb szilikátokká. Ha a turmalin nem ebben a metamorf szakaszban képződött volna, akkor később már aligha lett volna rá lehetősége, mivel a metamorfózis során felszabaduló – és a turmalin képződéséhez elengedhetetlen – bór nem tudott volna más kristályos fázisban megkötődni, s így eltávozott volna a rendszerből. A turmalin képződéséhez szükséges Al is nagy mennyiségben rendelkezésre állt, hiszen a paragenézisében olyan Al-telített fázisok jelennek meg, mint a sztaurolit, kianit és sillimanit. Az alacsony Ca-tartalom minden bizonnyal annak tudható be, hogy az eredeti pélites kőzet kalcium-karbonát tartalma alacsony volt. Ugyanígy a Na-tartalma sem lehetett túl magas, ezért a képződő turmalin X-pozíciójában a vakanciák száma megemelkedett (lásd a 2. ábrát). Henry & Dutrow (1996) szerint a „legtípusosabb” metapélites kőzetek turmalinjában az Mg/(Mg + Fe_{tot}) arány 0,4 és 0,7 között mozog, a vilyvitányi turmalinokban ez az érték 0,60–0,63. Összességében megállapítható, hogy a vilyvitányi turmalin kémiaiailag megfelel a Henry & Dutrow (1996) által a közepes fokú metapélitokra jellemzőnek tartott turmalinoknak (lásd a 2. ábrát). Mivel a Tur1 kémiai zónásságot nem mutat, képződése kémiaiailag kvázi zárt rendszerben történhetett, amely valószínűtlenné teszi a cirkuláló fluidumok komolyabb jelenlétét.

Ha a Tur1 összetételi pontjait ábrázoljuk a Henry & Guidotti (1985) által szerkesztett Al-Fe-Mg-diagramon, akkor az elemzési pontok a 4. mezőbe esnek (3. ábra), amely az Al-telített fázissal koegzisztens metapélitoknak és metapszammitoknak felel meg, vagyis pontosan annak a kőzettípusnak, amelyben a turmalinok Vilyvitányban is megtalálhatók. Ez is egy bizonyíték arra, hogy a turmalin az eredeti pélites kőzet metamorfózisával, helyben képződött.

Kisházi & Ivancsics (1988) a Vilyvitányi Csillámpalát ért retrográd metamorf hatások közül a szericiteseledést és a klo-



5. ábra: Csipkézett szegélyű turmalin (Tur1) albittal (Ab) érintkezve. Visszaszórtelektron-kép.

ritosodást említették. Az általam vizsgált mintában azonban egy korábban innen nem említett folyamat, a Na-metaszomatózis eseményei rajzolódni ki. Ennek legszembetűnőbb megnyilvánulása a kőzet erős albitosodása. Míg Kisházi & Ivancsics (1988) a plagioklászok közül az oligoklászot említi innen, addig a turmalinos mintában csak albittal találok, mely a turmalinnál egyértelműen későbbi képződésű. Erre utal a felnyílt turmalinkristályok közé beékelődő albit jelenléte, a tektonikus hatásra feldarabolódott turmalin-kristálytöredékek albitban való megjelenése (4. ábra), illetve az albittal határos turmalinok sok helyen megfigyelhető csipkézett szegélye (5. ábra). Elképzelhető, hogy a Na-metaszomatózis okozta a muszkovitok megemelkedett Na-tartalmát is.

Az egyes turmalinkristályok (Tur1) szélén megjelenő reakciószegélyeket (Tur2) is ennek a Na-metaszomatózisnak tulajdoníthatjuk. Először is, mivel a turmalinok nagyon stabil ásványok, bennük elemdiffúzió hőmérséklet- vagy nyomásváltozás hatására nem indul be, csak úgy, ha jelen van egy ezt megkönnyítő fluidum. Másodszor, Henry & Dutrow (1996) szerint a metamorfózis fokának növekedésével a turmalinok Na-tartalma is növekszik a vakanciák rovására, vagyis a $[\text{Al}]/([\text{Al}] + \text{Na})$ arány csökken. Ez a trend tükröződik a 2. ábrán jelölt mezők elhelyezkedésében, amint az 1. mezőtől a 4. mező felé haladva a $[\text{Al}]/([\text{Al}] + \text{Na})$ arány csökkenésével a metamorfózis foka nő. Ez a trend azonban a vilyvitányi turmalin esetében

pont fordított, hiszen míg Tur1-ben a $[\text{Al}]/([\text{Al}] + \text{Na}) = 0,31\text{--}0,41$, addig az alacsonyabb hőmérsékleten és nyomáson képződött Tur2-ben $0,16\text{--}0,25$. Ezt csak úgy lehet magyarázni, ha a Tur2 képződésekor a Na külső forrásból áramlott be, egy fluidum komponenseként.

Irodalom

- Fehér B. (2022): Magyarországi magmás és metamorf turmalinok kristálykémiája és az eredmények földtani alkalmazása. Doktori (PhD) értekezés, Miskolci Egyetem, Miskolc.
- Gyalog L. (szerk.) (1996): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Henry, D. J. & Dutrow, B. L. (1996): *Reviews in Mineralogy*, 33, 503–557.
- Henry, D. J. & Guidotti, C. V. (1985): *American Mineralogist*, 70, 1–15.
- Kisházi P. & Ivancsics J. (1988): *Földtani Közlöny*, 118, 109–124.
- Leeman, W. P. & Sisson, V. B. (1996): *Reviews in Mineralogy*, 33, 645–708.
- Pantó G. (1965): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1963. évről, 227–241.

TEMPERATURE-FLUID CHEMICAL CONDITIONS OF MASSIVE MONAZITE FORMATION OF REE-RICH VEINS IN JOLOTCA (ROMANIA)

Krisztián FINTOR^{1*}, Heléna GUBA-WALTER¹, Luca KIRI¹, Ferenc KRISTÁLY² & Elemér PÁL-MOLNÁR¹

¹ Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged, Hungary

² Institute of Mineralogy and Geology, University of Miskolc, Miskolc, Hungary

* E-mail: fintor.krisztian@szte.hu

1 Introduction

The Ditrău Alkaline Massif (DAM) is located in the Eastern Carpathians (Romania) and has been identified as a potential rare earth element (REE) deposit in the European Rare Earth Potential Assessment Programme (Goodenough et al., 2016). The DAM is a petrographically and structurally diverse alkaline igneous complex that is intruded into metamorphic rocks of the Eastern Carpathians during the Middle–Late Triassic (Ladinian–Norian) (Pál-Molnár et al., 2021).

The northern area of the DAM is the most important for REE deposits, where a series of ultramafic and mafic rocks gradually shifts towards more felsic compositions from West to East. Rare-earth ores are present in the form of mineralised veins, the most significant of which are located at the Jolotca ore field, where E–W trending, north dipping veins vary between a few hundred meters to one kilometre, their width is 5–150 cm but occasionally it may reach up to 20 m (Jakab & Garbașevschi, 1976). Mineralised veins of Jolotca intersect the ultramafic and mafic rocks and there is no genetic relationship between the host rocks and the veins.

The Jolotca ore field hosts minerals enriched in LREE where the typical REE-minerals are REE(Y)-phosphates; LREE(Y)-carbonates; Nb, Ta, REE(Y), Ti, Fe oxides; REE-(Y)-Th-Zr silicates among others (Hirtopanu, 2018). Besides these, sulphide ores (e. g. pyrite, sphalerite, galena, molybdenite) are common, as well as carbonates (e. g. siderite, ferroan dolomite, ankerite, calcite) and occasionally quartz occur as barren minerals (Hirtopanu, 2018).

In the ore veins of the Jolotca area, monazite-(Ce) is a dominant constituent REE mineral accompanied by apatite, allanite-(Ce) and bastnäsite-(Ce), while xenotime-(Y) is present only as an accessory phase.

In this work we try to clarify the position of monazite in the paragenetic sequence. Furthermore, by chemical analysis of monazite and xenotime and by examining the fluid inclusions trapped in the monazite, we try to reveal what temperature and fluid chemical conditions were characteristic during the formation of monazite.

2 Materials and methods

Samples were characterized at the University of Szeged, using an Olympus BX41 polarization microscope. Chatodolu-

minescence (CL) analyses were performed with a Reliotron cold cathode instrument. Conditions during CL imagery, were 7 kV beam voltage and 0.670 mA valve current. BSE images were taken by an AMRAY 1830 scanning electron microscope (acc. voltage: 20 kV, beam current: 10 μ A) at the Eötvös Loránd University. EDS X-ray element maps were made at University of Miskolc by a JEOL JXA-8600 Superprobe (20 kV acceleration voltage, 20 nA probe current).

Mineral compositions were measured using a JEOL JXA 8200 Superprobe at the Montanuniversität Leoben Austria. Measurement settings were 20 kV accelerating voltage and 10 nA beam current. Detection limit was < 0.01–0.03% in case of Al, Si, Ca, P, Zr, and 0.02–0.07% for REEs (HREE+LREE) while 0.01–0.07% for U, Th and Pb.

Raman spectroscopy was performed with a Thermo Scientific DXR confocal Raman microscope at the University of Szeged. Analyses were made by a diode pumped solid state (DPSS) frequency-doubled Nd-YAG laser with an excitation wavelength of $\lambda = 532.2$ nm.

Microthermometric measurements were carried out with a Linkam MDSG600 motorized heating-freezing stage operating over a temperature range from –190 to 600 °C. Calibration was done by using synthetic fluid inclusions with melting of CO₂ at –56.6 °C (triple point), melting of water at 0.0 °C (triple point) and the critical homogenization temperature of water at 374.0 °C. The accuracy of obtained data is approximately ± 0.2 °C under freezing and ± 0.5 °C under heating conditions.

Fluid compositions and molar volumes have been calculated with the computer program “AqSo2e” and “BULK” from software package “FLUIDS” and “ICE” from the software package “CLATHRATES” (Bakker, 1997), using the equation of state from Chueh & Prausnitz (1967).

3 Results

3.1 Petrography

The structure of mineralised veins is often chaotic, made up by anastomosing veins and vein swarms. Brecciated fragmented mineral assemblages occur frequently, especially in the sulphide dominant part of the veins. Samples with a banded appearance and definite shear marks are also observed.

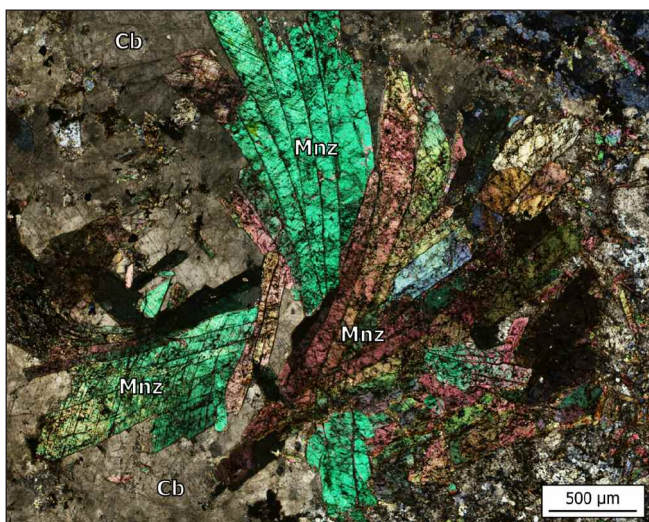


Fig. 1: Fan-shaped monazite crystals (Mnz) in carbonate (Cb) matrix.

The most prominent mineral in the vein network is monazite (group), which appears in the form of veins from a few mm to dm in thickness. Aggregates of radially arranged long prismatic crystals (fan-shaped crystal aggregates) that can reach a cm in their largest dimension, is one of the most common forms of appearance of monazite (Fig. 1).

Monazite crystals have a complex internal texture. Oscillatory zoning, discontinuous rims or thin veinlets can be found as frequently as patchy- and convolute zonation (Fig. 2). Anhedra hematite together with minor thorite can be found frequently as solid inclusion clusters of distinct domains of the monazite grains.

Dissolution and alteration features mainly appear as pseudomorphic substitution of a monazite crystal by bright lemon-yellow CL coloured apatite. Other remarkable alteration product is a needle-like allanite crown on the surface of monazite grains with significant dissolution patterns of the original monazite.

Xenotime occurs as scattered clusters of tiny euhedral crystals arranged interstitially among monazite, or as bulk anhedra crystals with frequent contact with monazite grains. The contact between monazite and xenotime is always sharp without any dissolution features or reaction fronts. Concentric oscillatory zonation is observable in the tiny ones while irregular patchy zonation is characteristic in the bulky anhedra xenotime crystals.

The other phosphate phase present in large amounts is apatite, which consists of bulk aggregates of euhedral crystals and shows advanced signs of resorption. Internal texture of apatite aggregates is very turbid, irregularly shaped inclusion-free domains can be found only in the core of a few large crystals. CL imagery highlights the dual internal structure of apatite, by brownish CL colour of inclusion free cores and bright lemon yellow colour of the heavily turbid parts.

Allanite occurs in a variety of forms, often as radially oriented single crystal clusters, but also as flaky grains in carbonate and on the surface of columnar hydroxyl bastnäsite crystals and as a partial substitute of the mineral. It can also

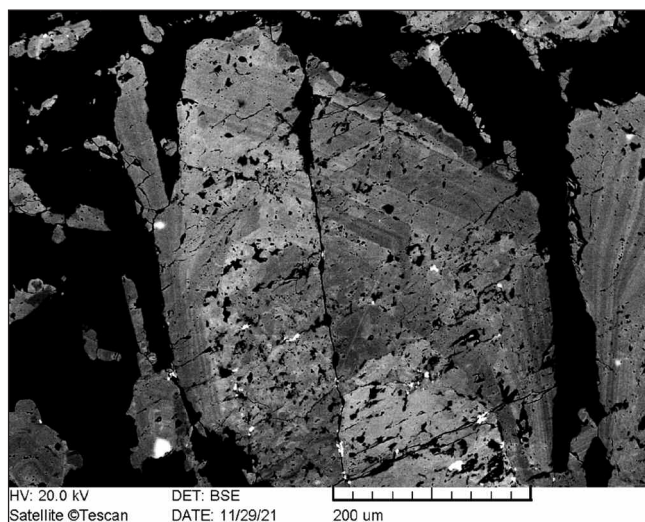


Fig. 2: Complex internal zonation of a columnar crystal occurring in a well-developed fan-shaped monazite crystal aggregate.

be observed in the intersecting veins of monazite, where it is associated with lemon yellow CL-coloured apatite and as a product of alteration on monazite, but only where the monazite is in contact with chlorite, serving as Si source.

The sulphides are predominantly pyrite, one type being massive and often fractured into brecciated-like fragments, the other type consists of clusters of hexahedral crystals and occurs in veins filled with chlorite and carbonate. Sphalerite is associated with breccia-like bulky pyrite and appears as an anhedra highly resorbed phase.

Chlorite can be observed as greenish coloured, vermicular nodules and is most commonly found in leaching cavities of carbonates, associated with quartz in thin veins, or in masses in shear zones.

Four carbonate generations have been distinguished, with siderite and Sr-ankerite being the most abundant. Siderite has a massive habit and in many places only occur as strongly resorbed relicts. Places among resorbed siderite are filled by bulk Sr-ankerite. In places the Sr-ankerite is replaced by dull red CL coloured Mn-calcite. In thin veins intersecting all other carbonates and, less frequently, in small pools between other carbonates, dark orange CL-coloured calcite is observed.

3.2 Chemical composition of monazite and xenotime

WDS element mapping of different type of monazite crystals showed that the distinctive zonation observed in BSE images are caused by differences in Th concentration. In Th-rich parts, there is a slight enrichment in concentration distribution of Ca, Si and Fe are also observable. The thorium content ranges from ~1–4 wt.% expressed as ThO₂, while the uranium content is mostly below the detection limit, where it is detectable the UO₂ content is < 0.1 wt.%. Microprobe point analyses revealed that every analysed monazite grain is Ce-dominant, and their chondrite-normalised REE distribution exhibit La > Ce > Eu > Nd > Pr > Sm relative trend without

negative Eu anomaly. Their Y_2O_3 content is very low and varies between 0.1 and 0.6 wt.%.

In xenotime grains, the zonation seen in BSE images are caused by differences in the distribution of HREE elements, especially Gd (0.05–0.1 *apfu*), Eu (0.002–0.01 *apfu*) and Yb (0.02–0.03 *apfu*).

3.3 Fluid inclusion study in monazite host

Basically two main fluid inclusion populations could be distinguished on the basis of their intra-crystal arrangement. Population 1 is represented by solitary inclusions with random distribution in the host crystal. Fluid inclusions of population 1 are supposed to be primary in origin based on their petrographic characteristics. Inclusions of the fluid inclusion population 2 form fluid inclusion trails that are arranged along healed micro cracks and are completely extended until the crystal boundaries. The petrographic features of fluid inclusion population 2 indicate their secondary origin.

The inclusions of the two populations show very similar characteristics, ranging in size from 2 to 10 μm , with the vast majority being irregularly shaped and two-phased (LV) with fluid dominance (φ_{vap} : 0.1–0.3) at room temperature. There are three fluid types present both in the primary and secondary originated inclusions.

The majority of the inclusions contain aqueous carbonic fluid with gaseous CO_2 in the vapour phase and NaCl as major dissolved salt. The initial melting temperature (T_i : $\sim -23^\circ\text{C}$) is indicative of a H_2O -NaCl- CO_2 type fluid. T_m (Ice) values are between -18.5 and -4.5°C (Fig. 3) and T_m (Cla) values are between -5.5 and 6.5°C , suggesting a fluid composition of 12–21 mass% $NaCl_{\text{eq}}$ salinity and 2–4 mol% CO_2 . All of the inclusions homogenize into the liquid phase (LV to L) without

exception. Vast majority (> 90%) of Th values are in a 223 to 330 $^\circ\text{C}$ range with median value of 267 $^\circ\text{C}$ (Fig. 3).

The second most common type of fluid is an aqueous electrolyte type fluid; which composition differs from the aqueous-carbonic one mainly in the absence of CO_2 . This fluid type can be modelled in the H_2O -NaCl system (T_i : -23 to -21°C) and exhibiting 7–22 mass% $NaCl_{\text{eq}}$ salinity. The fluid also homogenizes into the liquid phase during heating, in a bit broader 160 to 304 $^\circ\text{C}$ range, with a median value of 251 $^\circ\text{C}$ (Fig. 3).

The third type of fluid represents the smallest proportion. It is also an aqueous electrolyte system, but in addition to NaCl it also contains $CaCl_2$, as indicated by the first melt phase already appearing below -40°C .

T_m (Ice) values are in a -20.3 to -25.3°C range (Fig. 3). The fluid can be described by the H_2O -NaCl- $CaCl_2$ model system, but in the absence of T_m (Hh) values, a composite salinity cannot be given, so its salinity ranges from 20.7–23 mass% $CaCl_{\text{eq}}$ in the H_2O - $CaCl_2$ system. Homogenization of this fluid also occurred into the liquid phase in a 148 to 237 $^\circ\text{C}$ T_h range where the median value is 174 $^\circ\text{C}$ (Fig. 3).

4 Discussion and conclusions

For the purpose of determining the origin of monazite crystals, their mineral chemistry was used as a basis. A multivariate statistical classification algorithm, linear discriminant analysis was applied in order to separate monazites of different origin. The procedure used a large amount of monazite data from the literature with the most diverse genetics possible (Wu et al., 2019 and references therein). The best possible separation was achieved by using the La, Ce, Sm, Gd, Ca, Si, U and Th contents of the monazites as predictive variables, which gave a 98% probability that our analysed monazite is of hydrothermal origin.

The chemical composition of xenotime is also indicative of the conditions under which they were formed, their Gd_N (12–24 wt.%) and Eu_N (2–12 wt.%) values suggest that they crystallised from an aqueous fluid.

Since contact between monazite and xenotime phases is generally sharp, without any reaction fronts or dissolution features, indicate that the two minerals were in equilibrium during their formation. Y-content of monazite which is in equilibrium with xenotime is used to estimate the p-T parameters of monazite-xenotime mineral assemblages during their formation (Gratz & Heinrich, 1997). The solvi used to estimate the formation temperature range were calculated for two limiting pressures [0.1 MPa and 700 MPa (Pál-Molnár et al., 2015)] using the equations of Mogilevsky (2007). A range of 245 ± 14 to $396 \pm 17^\circ\text{C}$ can be estimated for monazite crystallization temperature (Fig. 4).

Petrographic results show that the beginning of the hydrothermal stage of vein mineralization is represented by the formation of fan-shaped monazites. Following the monazite formation (partly overlapping it), small amounts of xenotime was generated, followed by massive apatite deposition. The precipitation of early sulphides (e.g. pyrite, sphalerite) was followed by phosphate mineralisation.

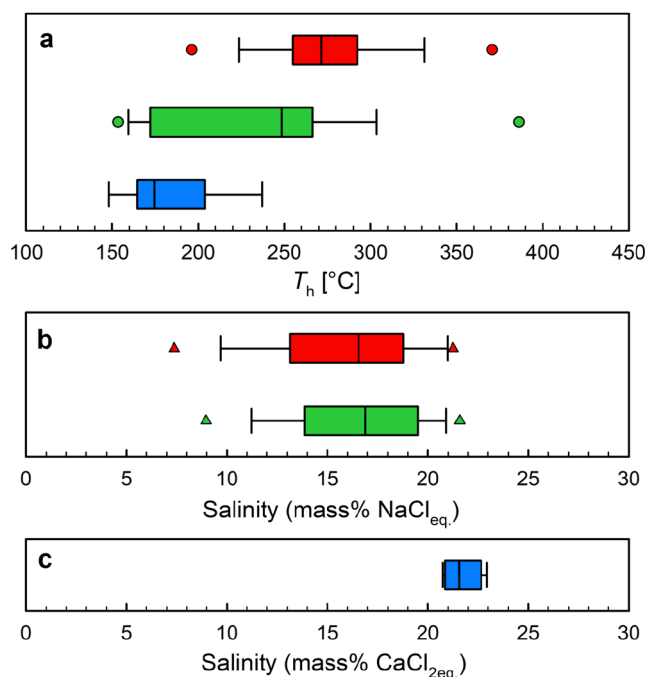


Fig. 3: Microthermometry results of primary fluid inclusions. a) T_h data; b, c) Salinity data. Legends: red: H_2O -NaCl- CO_2 fluid; green: H_2O -NaCl fluid; blue: H_2O -NaCl- $CaCl_2$ fluid

The developed mineral assemblage was affected by pervasive metasomatism. Signs of this effect can be seen beyond the dissolved surfaces of the monazite and xenotime crystals, in their patchy, sometimes chaotic internal zonation. But the most extensive alteration is seen in apatite, where relicts of the original apatite can still be seen as resorbed islands, but much of the mineral has been replaced by dissolution-precipitation by a new apatite phase.

The dissolution and reprecipitation is observed on monazite also, which is a well-documented process common in low-temperature (< 400 °C) metamorphic or hydrothermal conditions (Townsend et al., 2000; Rasmussen & Muhling, 2007). Thorich monazites tend to dissolve at low temperatures, resulting in the formation of new monazite rich in thorite and hematite inclusions (Rasmussen & Muhling, 2007), similar to our observations.

The broad salinity ranges (7–22 mass% NaCl_{eq}, Fig. 3/b) in H₂O-NaCl-CO₂ and H₂O-NaCl fluids could be a result of mixing of fluids with different salinity (Dubessy et al., 2003). The main difference between composition of these two types of fluids is the CO₂ content, however lack of volatile content can be explained by effervescence following a sudden pressure drop. Pressure fluctuations associated with fracture opening and sealing are very common phenomena in active hydrothermal systems. Traces of displacement-related crack opening and re-cementation are abundant in the vein system, supported by the presence of many brecciated vein texture and markers of shearing processes.

The appearance of CaCl₂ in the fluid indicates a change in the Ca/Na balance of the fluid system. The increasing Ca ratio favours allanite formation, especially in progressive processes (e.g., metasomatism), where it often appears together with apatite at the expense of monazite (Janots et al., 2008). This type of allanitization is observed in our case and can be brought into line with the changes in fluid chemistry.

Further studies are needed to decide to what extent estimated temperatures represent the original formation conditions or a metasomatic overprinting.

Acknowledgement

This research was supported by the National Research Development and Innovation Office – NKFIH, 135089.

References

Bakker, R. J. (1997): *Computers & Geosciences*, 23, 1–18.
 Chueh, P. L. & Prausnitz, J. M. (1967): *Industrial & Engineering Chemistry Fundamentals*, 6, 492–498.

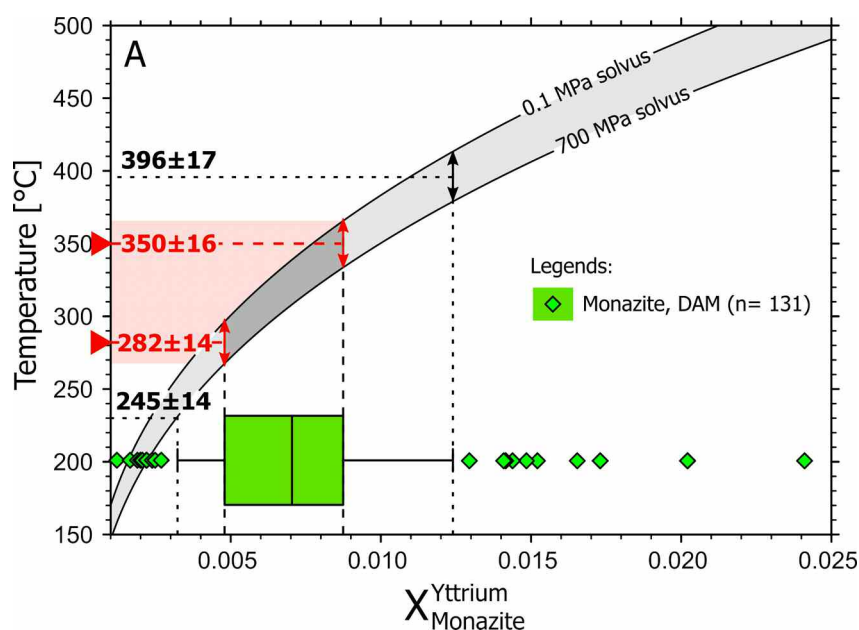


Fig. 4: Temperatures estimated by Y in monazite thermometry.

- Dubessy, J., Derome, D. & Sausse, J. (2003): *Chemical Geology*, 194, 25–39.
 Goodenough, K. M., Schilling, J., Jonsson, E., Kalvig, P., Charles, N., Tuduri, J. Deady, E. A., Sadeghi, M., Schiellerup, H., Müller, A., Bertrand, G., Arvanitidis, N., Eliopoulos, D. G., Shaw, R. A., Thrane, K. & Keulen, N. (2016): *Ore Geology Reviews*, 72/1, 838–856.
 Gratz, R. & Heinrich, W. (1997): *American Mineralogist*, 82, 772–780.
 Hirtopanu, P. (2018): In: Hirtopanu, P. (Ed.): *New minerals and mineral varieties for Romania. Vergiliu*, pp. 97–150.
 Jakab, Gy. & Garbașevschi, N. (1976): *Dări de seamă ale ședințelor*, 63/2, 13–25.
 Janots, E., Engi, M., Berger, A., Allaz, J., Schwarz, J.-O. & Spandler, C. (2008): *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 509–526.
 Mogilevsky, P. (2007): *Physics and Chemistry of Minerals*, 34, 201–214.
 Pál-Molnár, E., Batki, A., Almási, E., Kiss, B., Upton, B. G. J., Markl, G., Odling, N. & Harangi, Sz. (2015): *Lithos*, 239, 1–18.
 Pál-Molnár, E., Kiri, L., Lukács, R., Dunkl, I., Batki, A., Szemerédi, M., Almási, E. E., Sogrik, E. & Harangi, Sz. (2021): *Central European Geology*, 64, 18–37.
 Rasmussen, B. & Muhling, J. R. (2007): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154, 675–689.
 Townsend, K. J., Miller, C. F., D'Andrea, J. L., Ayers, J. C., Harrison, T. M. & Coath, C. D. (2000): *Chemical Geology*, 172, 95–112.
 Wu, L.-G., Li, X.-H., Ling, X.-X., Yang, Y.-H., Li, C.-F., Li, Y.-L., Mao, Q., Li, Q.-L. & Putlitz, B. (2019): *Minerals*, 9, 583.

A KÉSŐ-MIOCÉN–PLIOCÉN BAZALTVULKÁNOK ÉS KAPCSOLÓDÓ MORFOLÓGIAI FELSZÍNEK SZERKEZETFÖLDTANI ÉRTELMEZÉSE – EGY ÚJABB LÉPÉS A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG NEOTEKTONIKAI ELEMZÉSÉBEN

FODOR László^{1,2*}, CSILLAG Gábor^{2,3}, NÉMETH Károly^{4,5}, SEBE Krisztina⁶, TELBISZ Tamás⁷, VÁRADI Kitti^{1,8}, VISNOVITZ Ferenc⁸ & BALÁZS Attila⁹

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest

² MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest

³ Földtani és Geokémiai Intézet, CsFK, ELKH, MTA Kiváló Kutatóhely, Budapest

⁴ Massey University, Volcanic Risk Solutions, Palmerston North, New Zealand

⁵ Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron, Hungary

⁶ Pécsi Tudományegyetem, Földtani és Meteorológiai Tanszék, Pécs

⁷ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest

⁸ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest

⁹ ETH Zürich Geophysical Fluid Dynamics Group, Institute of Geophysics, Zürich, Switzerland

* E-mail: imre.laszlo.fodor@ttk.elte.hu

1. Bevezetés, módszerek

A Dunántúli-középhegység (Dkh) és peremeinek az utolsó 6–8 millió évben elszenvedett szerkezeti deformációja régóta a vizsgálatok kerestüzeiben van (Bada et al., 2007). A kérdés ugyan nyilvánvaló, de a teljes válasz kevésbé: mekkora deformáció érte és mikor a Dkh közeit, azaz a neotektonikai folyamatok mennyiben járultak hozzá a hegység kiemelt voltához és belső szerkezetéhez? A hegység tengelyének kiemelkedése talán nem kérdés, annak mértéke viszont igen: ez csak 200–300 méteres nagyságrendű volt vagy akár elérte a kilométert is (Joó, 1992; Tari, 1994; Bada et al., 2007)? Voltak-e és milyen típusú vetők a hegység belsőjében?

Mindezen kérdések megválaszolását az is nehezíti, hogy az utolsó 6–7 millió évből csak a legszélső peremeken maradt meg törmelékes üledékes kőzet, a hegység fő tömegében ez nem ismeretes, mivel valószínűleg lepusztult. A pannóniai képződmények feltártsági viszonyai korlátozottak, és nem áll rendelkezésre szeizmikus reflexiós szelvény, amely mentén a pannóniai képződmények szerkezetének leképezése megtehető lenne.

A jelen munkában bemutatjuk, hogy a késő-miocén–pliocén bazaltvulkánok és a kapcsolódó morfológiai felszínalkalmasak arra, hogy képet adjanak a Dkh déli részének fiatal deformációjáról. A korábbi tanulmányok geológiai modelljei (Németh & Martin, 1999) és terepi adatai (Németh et al., 2003a, b) alapján egy készülő párhuzamos tanulmányban (Csillag et al., in prep.) leírt módszer lényege, hogy a mára lepusztult vulkáni formák eredeti geometriája meghatároz-

ható, és így következtethetünk azon felszín egykori helyzetére, amelyek a kialakuló monogenetikus vulkánokkal kapcsolatban voltak. E felszín rekonstrukciója mellett kutatófúrások alapján geológiai szelvényeket készítettünk, amelyek további következtetésekre adtak alkalmat.

A morfológiai rekonstrukció a posztvulkáni lepusztulás miatt nem lehet teljes, így egyszerűsített vagy simított felszín jellemvonásait elemezzük. A rekonstrukció során a 4,89, 4,03 és 3,22 millió éves felszíneket a terület nagy részére, a legidősebb, 7,55 millió éves felszínt csak kisebb részére készítettük el.

2. Megfigyelések

2.1. Általános jellemvonások

A bazaltvulkánokhoz köthető morfológiai felszín jól követhető, ez egyes vulkánok között nagyobb ugrások nem mutathatók ki. A rekonstruált felszín közel vízszintes vagy csak kis dőlésű részekből állnak. Utóbbinak két típusát érdemes említeni. Mind a négy felszín a Dkh tengelyétől egyértelműen lejt ÉNy, a Kisalföld felé, ami igazolja a Dkh tengelye és pereme között régóta kimutatott differenciális vertikális mozgást (Joó, 1992). DK, azaz a Balaton és Somogy felé a legidősebb, intra-pannóniai felszín dőlése mutatható ki, és ezt a balatoni vízi szeizmikus adatok is alátámasztják (Visnovitz et al., 2021). Ugyanakkor a fiatalabb felszín lejtése kevésbé kifejezett, bár az adatok eloszlása nem is igazán szerencsés ennek kimutatásához.

Úgy látjuk, a három fiatalabb felszín a Tapolcai-medence–Keszthelyi-hegység–Somló vidékén magasabb, mint a vizsgált terület közepén, a Tálodi-erdő területén, ahonnan a Kab-hegy felé ismét emelkedik. Mivel nem találtunk olyan konkrét vetőt vagy vetőket, melyek mentén a tapolcai relatív kiemelkedés megtörténhetett, ezért a deformáció kiváltó okaként inkább redőre vagy vak vetőkhöz köthető flexúrára gondolhatunk (1. ábra).

2.2. A vetők és a bazalttestek kapcsolata

A felszínek és szelvények alapján több esetben a lávafolyások, a kapcsolódó rekonstruált felszínek, valamint szerkezeti elemek érdekes kapcsolatára lehetett fényt deríteni. A Kab-hegyi bazalt lávafolyások a vulkán platószerű talpfelszínénél 80–100 méterrel lejjebb jutottak. A vulkán DNy-i oldalán egy rövid szakaszon az általános 1–2°-os lejtés helyett 10°-t is elérő „meredek” lejtőn jelenik meg a bazalt. Ez a meredek lejtőszakasz egybeesik a térképekről és elemzésekből jól ismert NyÉNy–KDK-i csapású Padragi-vetővel (Mészáros, 1982; Gyalog & Császár, 1982), amely a középső-miocénben jobbos kinematikájú lehetett (Tari, 1991). Felmerül a lehetőség, hogy a vető a kb. 5 millió éves bazaltot is elveti. Ugyanakkor, a bazaltot átfúrt fúrások a vetőzóna két oldalán eltérő középső–késő-miocén rétegsort harántoltak. Ezt úgy értelmezzük, hogy a vető működése a bazalt kiömlése előtt történt, majd azután a vető két blokkjában eltérő denudáció ment végbe, és a Kab-hegyi vulkán lávafolyásai ezt a morfológiát konzerválták. Ez a megoldás azt is jelentené,

hogy 5 millió évvel ezelőtt már létezett egy tagolt morfológiai felszín, ami a Kab-hegy akkori tetején relatíve magasabb, a Nagyvázszyoni-medence központjában alacsonyabb helyzetben volt.

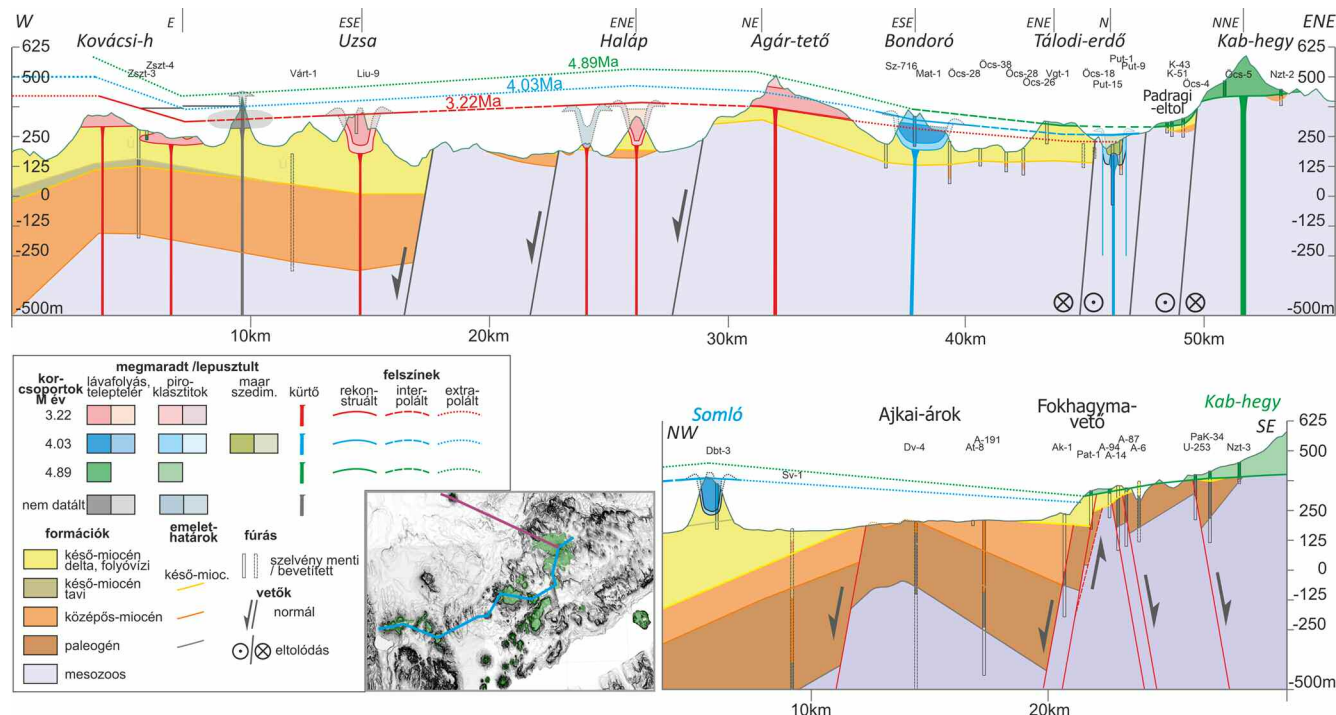
A vetők és lávafolyások tekintetében még markánsabb a kép a vulkán ÉNy-i oldalán: a ma már izolált ajka-padragkúti bazaltfolt alatt és mellett 3 fúrás dokumentálja a 9–10 millió éves pannóniai talp minimum 100 méteres elvetését, a vetőt a bazalt egyértelműen lefedi. A rekonstruált 4,03 millió éves felszín közel vízszintes lefutása alapján hasonló lehet a helyzet az Agár-tető északi oldalán is, de itt a bazalt nem fedi le közvetlenül a vetőt.

E részletes földtani szelvények menti megfigyelések alapján eddig nem tudtunk 5 millió évesnél fiatalabb vetőt igazolni. A rekonstruált felszínek alapján csak a Tapolcai-medence körzetéről feltételezhetjük megalapozottan, hogy néhányszor tíz méteresnél nagyobb vetőmozgás nem valószínű 5 Ma után, mivel csak innen van elég sűrű adathalmazunk.

3. Diskusszió

3.1. Regionális következtetések

A felszíneknek a Tapolcai-medence–Tálodi-erdő–Kab-hegy közötti hullámzását csábító lenne úgy értékelni, hogy ez a kiemelkedés a GPS adatokból származtatott mozgásvektorra merőleges és fiatal redőket látunk. A kirajzolódó flexúra ÉÉNy–DDK-i csapása még merőleges is lehetne a GPS moz-



1. ábra: DNy–ÉK-i és ÉNy–DK-i irányú szelvények a Balaton-felvidéken és a Bakonyon keresztül. A hosszabb szelvény mutatja a Tapolcai-árok és az Agár-tető relatív kiemelt és a Tálodi-erdő relatív alacsonyabb helyzetét. A rövid szelvény szemlélteti a Fokhagyma-vető jelentős elvetését és azt, hogy a közel 5 millió éves bazalt ezt lefedi. A kis térkép a szelvények helyét mutatja a bazaltokat jelző digitális domborzati modellen.

gásvektorra (Grenerczy, 2005). Ugyanakkor a redőszerű kiemelkedés minimális mérete (> 30 km) eltemetett mély ható(k)ra enged következtetni, vagyis valószínűbb, hogy a ható a litoszférában és/vagy a köpenyben lehetett. Egy, a teljes kérget vagy litoszférát érintő redős deformáció hasonló lenne ahhoz, amit Horváth & Cloetingh (1996) javasolt. E modellnek azonban van két gyengéje: a javasolt redő tengelyiránya a Középhegységgel párhuzamos volt, ami közel merőleges a most megfigyelt elemre. Ráadásul, a gyenge alsókéreg éppenséggel elválasztotta a felsőkéreg és a köpenylitoszféra deformációját egymástól (decoupling), így együttes gyűrődésük nem tűnik reálisnak (Balázs et al., 2021).

Szóba jöhetne a bazaltvulkanizmushoz kapcsolódó mélységi magmás hatás (intrúziók, alápárnázódás, „magmatic undeplating”), de nem indokolható, hogy ez miért csak a déli területen, és ráadásul legalább részben a fiatal vulkánok működése után lépne fel. Ráadásul az underplating a kezdeti kiemelkedés után gyors hűlést eredményezne (Maclennan & Lovell 2002), ami nem egyezik a megfigyeléssel. Az is lehetséges, hogy kisebb köpenyáramlási cella felszíni hatását látjuk, és a kiemelkedést dinamikus topográfiai hatásnak vehetjük, melynek nagyságrendje a megfigyelttel azonos (100–300 m) és ez modellezéssel alátámasztható (Balázs et al., 2021). Végül, a kissé nagyobb kiemelkedés a nagyobb térfogatot kitevő pannóniai üledéksor lepusztulásával is kapcsolatban lehet.

3.2. A deformáció sebessége

Ha a Balatonhoz mint mai erózióbázishoz viszonyítjuk a lepusztulás (felszín-alacsonyodás) sebességét, akkor kiszámíthatunk egy kumulatív rátát, ami nincs tekintettel az időbeli esetleges változásokra, hanem egy simított „átlagos” sebességet jelent. Ez a Tapolcai-medence–Somló tengely mentén 70–100 m/millió évnél vagy 0,07–0,1 mm/évnél adódik. Ez az érték kicsit nagyobb, mint a Káli-medencében más módszerekkel meghatározott alacsonyodási sebesség (40–80 m/millió év, Ruzsiczay-Rüdiger et al., 2011), de nagyságrendileg nem tér el. Utóbbi érték hasonló a Dkh északi részén, ~3 és 0,14 millió évek közé kapott sebességekhez (~50 m/millió év, Ruzsiczay-Rüdiger et al., 2020). Ez azonban nem igazán nagy sebesség, tehát nem egy nagyon aktív deformációt tükröz.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az NKFIH a 134873 számú projekten keresztül támogatta.

Irodalom

- Bada, G., Horváth, F., Dövényi, P., Szafián, P., Windhoffer, G. & Cloetingh, S. (2007): *Global and Planetary Change*, 58, 165–180.
- Balázs, A., Maţenco, L., Granjeon, D., Alms, C., François, T. & Sztanó, O. (2021): *Global and Planetary Change*, 196, 103386.
- Csillag, G., Németh, K., Sebe, K., Telbisz, T. & Fodor, L. (in prep.): Use of volcanic geofoms to constraint erosion and uplift connected to neotectonic lithospheric deformation: a methodological study (Transdanubian Range, Hungary). *Global and Planetary Change*.
- Grenerczy, Gy. (2005): *Geophysical Research Letters*, 32, L16311.
- Gyalog L. & Császár G. (szerk.) (1982): A Bakony hegység fedetlen földtani térképe, 1:50 000. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Horváth, F. & Cloetingh, S. (1996): *Tectonophysics*, 266, 287–300.
- Joó, I. (1992): *Tectonophysics*, 202, 129–134.
- Maclennan, J. & Lovell, B. (2002): *Geology*, 30/8, 675–678.
- Mészáros J. (1982): MÁFI Évi Jelentése 1980-ról, 517–536.
- Németh, K. & Martin, U. (1999): *Zeitschrift für Geomorphologie*, 43, 417–438.
- Németh, K., Martin, U. & Csillag, G. (20003a): MÁFI Évi Jelentése 2000–2001-ről, 83–97.
- Németh, K., Martin, U. & Csillag, G. (2003b): *Geolines*, 15, 93–97.
- Ruzsiczay-Rüdiger, Zs., Braucher, R., Csillag, G., Fodor, L. I., Dunai, T. J., Bada, G., Bourlés, D. & Müller, P. (2011): *Quaternary Geochronology*, 6/6, 515–529.
- Ruzsiczay-Rüdiger, Zs., Balázs, A., Csillag, G., Drijkoningen, G. & Fodor, L. (2020): *Global and Planetary Change*, 192, 103263.
- Tari, G. (1991): *Tectonophysics*, 199, 93–103.
- Tari, G. (1994): *Alpine tectonics of the Pannonian basin*. PhD Thesis, Rice University, Texas, USA. 501 pp.
- Visnovitz, F., Jakab, B., Czece, B., Hámori, Z., Székely, B., Fodor, L. & Horváth, F. (2021): *Global and Planetary Change*, 203, 103540.

A Sr-HELYETTESÍTÉS KRISTÁLYSZERKEZETI HATÁSÁNAK ÉSZLELÉSE BARITBAN

FODOR Péter*, KRISTÁLY Ferenc & FÖLDESSY János

Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar, Ásványtani- és Földtani Intézet, Miskolc

* E-mail: podorfeter@gmail.com

1. Bevezetés

Az ásványtanban (és kémiában) viszonylag gyakori jelenség az ásványokat felépítő, hasonló ionrádiuszú, azonos oxidációs számú kationok egymást történő helyettesítése, mely során a kémiai összetétel megváltozik, de a kristályszerkezet típusa megőrződik. A helyettesítés mértéke leginkább az ionrádiuszok különbségétől függ. Ha az eltérés 30%-nál nagyobb, általában nem jön létre helyettesítés, 15% és 30% közötti eltérés mellett korlátozottan helyettesíthetik egymást, ha pedig 15%-nál kisebb az ionrádiuszok eltérése, korlátlanul képesek helyettesíteni egymást. Ez utóbbi esetben szilárd elegysorról beszélünk, amelyre jó példa az ankerit $[\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2]$ és dolomit $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$, ahol a Fe^{2+} és Mg^{2+} ionok helyettesítik egymást. Rudabányáról más karbonátásványokban is észleltek már tág határok közötti helyettesítést, a szideritbe beépülő Mg esetében, ami a „krémpát” képződményt eredményezi (Bodor et al., 2013). Esetben is a kristályszerkezeti adatok (d -értékek, elemi cella paramétereik) pontosan tükrözték a helyettesítő kationarányt. A barit (BaSO_4) és cölesztin (SrSO_4) ásványokban pedig a Ba^{2+} és Sr^{2+} ionok helyettesíthetnek korlátlanul (Jamieson et al., 2016). Korábban Rudabányán már kimutattuk a Sr jelenlétét (Fodor et al., 2021) és a röntgen-pordiffrakciós mérések alapján észleltük, hogy a Sr-tartalom befolyásolja a kristályrács jellemzőit. Ezt a jelenséget a szakirodalomban megtaláljuk leírva, és korábban részletes kristálykémiai leírások is születtek róla (Sitepu & Zaidi, 2011). Tapasztalataink szerint azonban, ha a barit röntgen-pordiffrakciós adataiból becsülhető a Sr-tartalom, az jelentős segítséget nyújthat a komplex geokémiai és ásványtani értelmezésekben. Így például a kémiai mérésekben megjelenő Sr-nak barit, mint hordozó fázisnak az azonosításához, kizárva a cölesztin- vagy stroncianitárványokat. A feltételezéseink és észleléseink alátámasztásához különböző lelőhelyekről összehasonlító mintákat is használtunk. A legfontosabb jelenség a rácssíkcseregek közötti távolság lecsökkenése a Sr-helyettesítés hatására, így ennek minél megbízhatóbb kimutatását keressük.

2. Vizsgált minták

A korábbi rudabányai barithoz kapcsolódó Sr-kutatás során több, eltérő tisztaságú és Sr-tartalmú minta komplex kémiai elemzése már megtörtént. Megjelenés szerint egy nagy tisztaságú, durvakristályos, egy pókhálószerűen repedezett, egy sűrű-sávós, egy limonit-sávós és a vasérc üregeiben fenn-nőtt, hipidiomorf kristályokból álló barittípust választottunk ki a vizsgálatokhoz. Ezek mind eltérő Sr-tarta-

lommal bírnak és megjelenésük alapján hidrotermás eredetűek. Összehasonlító mintáknak a Herman Ottó Múzeum Ásványtárából kaptunk Kapnikbányáról valamint Gyöngyösorosziból származó hidrotermás eredetű baritkristályokat, illetve Rudabányáról a pliocén homokkőbe ágyazott konkrét típusúkat.

3. Vizsgálati módszerek

Az ásványtani összetétel meghatározására és a szerkezeti elváltozások észlelésére röntgen-pordiffrakciót alkalmaztunk, a mintákban jelenlévő ásványokat a Search/Match algoritmus segítségével azonosítottuk. A rácssíkcseregek közötti távolság (d -érték) a diffrakciós csúcsok maximumértékének segítségével határozható meg, a Cu K -alfa2 leválasztást és csúcsterület integrálását követő számolásokkal (Hegman et al., 2011). A méréseket Bruker D8 Discover készüléken (Cu K -alfa sugárzás, 40 kV és 40 mA), Bragg-Brentano geometriában, LynxEye XE-T helyzetérzékelő detektorral végeztük. A mérések a $2\theta = 70^\circ$ szög tartományban, $0,007^\circ$ 2θ lépésközzel, 14,5 sec/lépés rögzítési sebességgel készültek. A kristályszerkezeti paraméterek meghatározásához és a d -értékek pontosításához a TOPAS4 szoftverben Rietveld-illesztést végeztünk. Összehasonlítási alapként az ICDD PDF adatbázis 24-1035 számú kártyáját, illetve az ahhoz tartozó szerkezeti modellt alkalmaztunk.

A szövetszerkezet vizsgálatára, illetve mikrokémiai összetétel mérésére pásztázó-elektronmikroszkópiát és energiadiszperzív röntgen-spektrometriát (SEM+EDX) használtunk. A SEM+EDX vizsgálatok JEOL JXA-8600 Superprobe W-katódos elektronmikroszkóppal, 20 kV gyorsítófeszültséggel, 20 nA mintaárammal és 60 sec gyűjtési idejű EDX spektrumok mérésével történtek, szén vezető réteggel bevont preparátumokon. A Sr-eloszlás szemléltetésére elemterképet is készítettünk.

4. Eredmények

A vizsgálati eredmények részleteivel a kristályszerkezeti adatokra (XRD) és kristálykémiai alátámasztó adatokra (SEM+EDX) fókuszálunk.

4.1. XRD mérések és számolások

A kristályrács síkcseregeinek távolságát – mint az ionrádiusz és kötéstávolság által legnagyobb mértékben befolyásolt paraméterét – a diffrakciós csúcsok maximumából lehet

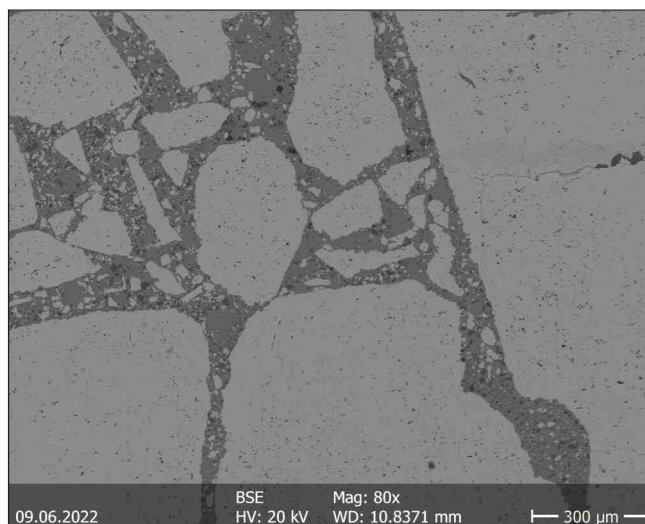
legegyszerűbben kiszámolni. Ehhez az alapvető eljárás a csúcsmaximum egyszerű leolvasása, de sokkal pontosabb eredményt kapunk, ha a csúcsterület integrálása után geometriailag meghatározott értékkel dolgozunk. Az eljárás hátránya, hogy a csúcsokat egyesével kell kijelölni, és átfedő csúcsok esetében nem használható. Viszont még így is fontos információhoz jutunk a baritban jelenlévő kationhelyettesítésekről.

Az átfedés nélkül megjelenő csúcsokat használva megállapítható, hogy az elméleti 24-1035 PDF kártyához viszonyítva a legnagyobb eltérések a „pókhálós” és limonitsávos barittípus esetében észlelhetők, de a durvakristályos és galeinites típusban is számottevően kisebbek a d -értékek. Ezzel szemben a gyöngyösoroszi és kapnikbányai hidrotermás kristályok esetében kevésbé jelentősek a különbségek, míg a konkréciónál köztesnek nevezhető az eltérések tartománya. Bár a d -érték csökkenése jellemzően a 0,01 Å-nél kisebb tartományba esik, a mérésekhez használt készülék esetében a NIST1976 korund standardon tesztelt megbízhatóság 0,001 Å.

A d -értékek csökkenésénél érzékenyebb mutatók az elemi cella paraméterei és térfogata, magasabb barittartalom esetében pedig a Ba-pozíciók kitöltöttsége, illetve a mért intenzitások illesztéséhez számolt Sr-helyettesítési arány. Ezeket az adatokat a Rietveld-illesztéssel kiszámolva megfelelő pontosságot kapunk, mivel így a kristallitméret, rácsfeszültség, kitüntetett orientáció és az esetlegesen fellépő mérési hibák korrekciója is megoldható. Az illesztés során azt tapasztaltuk, hogy legalább két baritszerkezetet kell alkalmazni, amelyek elemi cella paraméterekben és kristallitméretben is különböznek. Ez alól kivételt jelentettek a konkréciónál és a fenn-nőtt kristályok, amelyekben a baritcsúcsok illesztését meg lehetett oldani egy szerkezettel is.

4.2. Pásztázó-elektronmikroszkópia és energia-diszperzív röntgen-spektrometria (SEM+EDX)

A visszaszórtelektron (BSE) felvételekből látható, hogy azokon a mért pontokon, melyek kompaktabbak, üregmentesek, magasabb a Sr-tartalom. A repedésekhez közeli, ezáltal



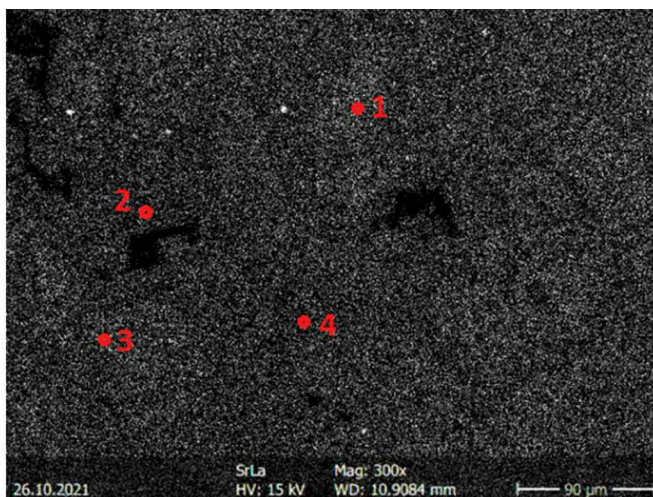
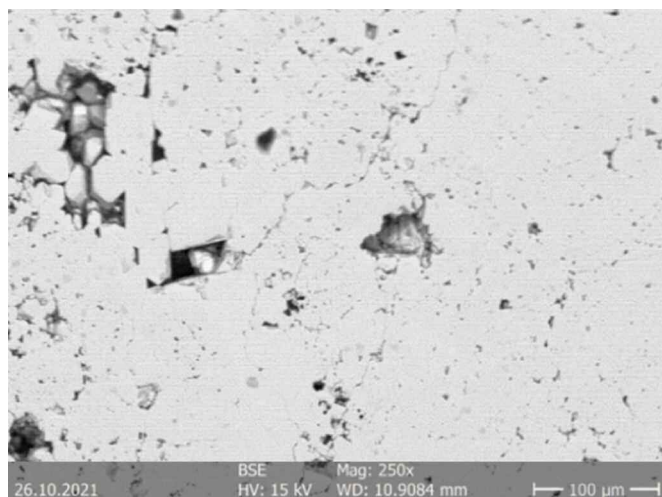
1. ábra: Repedezett barit BSE-felvétele.

azt kitöltő fluidumokkal kölcsönhatásba lépni képes területeken, illetve ahol a minta felszíne látszólag porózusabb, tagoltabb, jellemzően alacsonyabb a Sr-tartalom (1. ábra). Ez a szöveti bélyeg a korábbi, magasabb Sr-tartalmú, nagyobb méretű baritkristályok oldódását és újrakicsapódását jelzi, amely folyamat az XRD-mérések szempontjából összetétel szerint különböző fázis frakciókat hoz létre.

Az EDX-mérésekből az is kiderül, hogy a Sr-tartalom rendkívül inhomogén eloszlású, 10 µm-es tartományban akár egy nagyságrenddel is eltérhetnek az értékek (2. ábra).

Jellemzően kb. 0,2 elemi tömegszázalékos értéktől kb. 2–3 tömeg%-ig változnak a Sr-értékek a minta genetikájától, típusától és átalakulásaitól függően (1. táblázat).

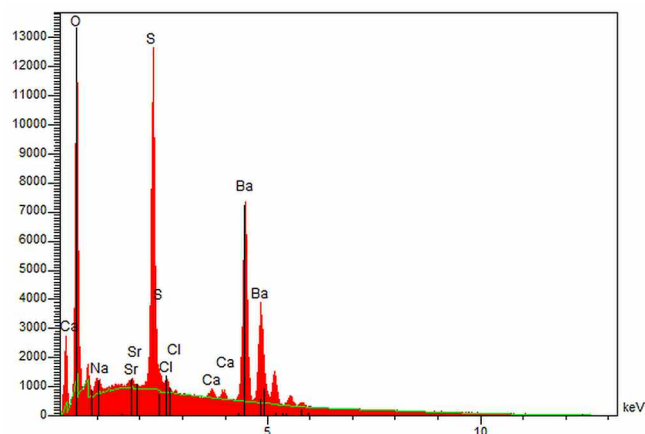
Fontos megjegyezni, hogy a gyöngyösoroszi kristályokban helyenként Na-, Ca- és Cl-tartalom volt jelen az EDX-mérésekben (3. ábra). Mivel az XRD felvételeken nem észleltünk bariton kívül más fázist, így ezek az elemek lehetnek nanokristály- vagy fluidumzárványok, de a Ca esetében az is előfordulhat, hogy épp a Ba-t helyettesíti (Averyt & Paytan, 2003). Ásványként való megjelenésük halit és „hidrofilit”, esetleg hidratált Ca-kloridok (antarktiszit) fázisokban lehetne,



2. ábra: Sr-eloszlás elemtérképe és lokális értékei (1 = 1,04; 2 = 0,24; 3 = 1,85; 4 = 0,23 tömeg%), durvakristályos típus, Rudabánya.

1. táblázat: A minták Sr-tartalma (standard nélküli EDX-mérések alapján).

barittípus	Min. Sr (tömeg%)	Max. Sr (tömeg%)	d-érték csökkenése
durvakristályos	0,17	1,85	0,0029
„pókhálós”	0,5	3	0,0039
limonitsávos	0,45	2,65	0,0032
galenites	0,5	1,7	0,0038
fenn-nőtt, Rudabánya	1,22	1,39	0,0021
Gyöngyösoroszi	0,32	0,8	0,0022
Kapnikbánya	0,29	0,63	0,0019



3. ábra: Ca-, Na- és Cl-tartalom a gyöngyösoroszi baritban, EDX-spektrum.

de ezek kimutatása problémás, és a Sr-helyettesítés hatását csak kismértékben érinti.

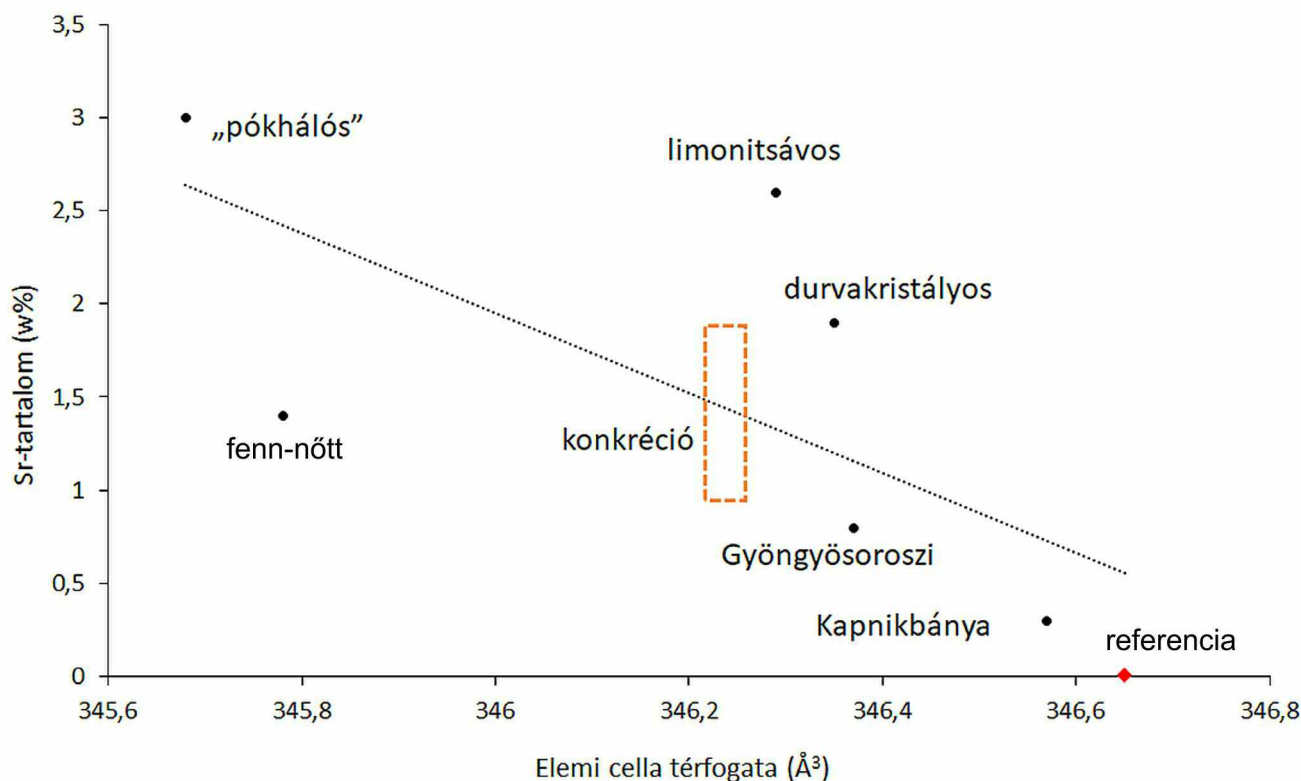
Az EDX-módszer hátránya, hogy a S és Pb vonalak átfedése miatt a két elem együttes megjelenése kvantifikációs problémákat okoz. Viszont az Pb előfordulását a S esetben is meg tudjuk állapítani úgy az L-vonalak alapján, mint a kiértékeléshez használt dekonvolúció segítségével.

5. Diskusszió

Bár a helyettesítést, mint jelenséget pontosan ki lehet mutatni a kristályrács alapvető jellemzői által – már a rács-síkcserek távolságából is, amit pontosítani lehet az elemi

cella értékeivel – a helyettesítő kation típusát már problémásabb meghatározni, mivel a gyakran helyettesítő ionok rádiusza nagyon hasonló (Sr^{2+} 118 pm, Pb^{2+} 119 pm). Természetes és kísérleti anyagokon is megfigyelték, hogy az Pb-helyettesítés is képes szilárd elegysort létrehozni, amelynek a kristályszerkezeti viselkedése majdnem azonos a Ba-Sr helyettesítéssel (Lee et al., 2005).

A kristálykémiail adatok szükségesek az XRD-számolások alátámasztásához, ez a mintáink esetében jó összefüggést adott, kivéve a konkréciós mintát, amelyben a mért Sr-tartalom szerint jelentősebb d-érték csökkenést kellett volna észlelnünk. Ezekben a konkréciókban is lehet jelentős Sr-tartalom (Pirigy, 2018), az átlagmintákon készült kémiai



4. ábra: A Sr-tartalom és az elemi cella méretének összefüggése.

elemzések alapján. Figyelembe kell venni azonban, hogy a többi mintával ellentétben a konkréciónál esetében századmiliméteres és kisebb baritkristályok vannak jelen cementként, dolomit, kvarc és agyagásványok mellett. Így a SEM+EDX-mérések alkalmazhatósága is csökken, mivel a gerjesztési térfogatban több fázis lesz jelen.

Az XRD-mérésekben észlelt két baritfrakció egybevághat SEM+EDX-mérések eredményeivel, mivel a Sr-tartalom szerint legalább két csoportba sorolhatóak az adatok, és ezek bimodális eloszlást mutatnak, mintsem szélső értékek közötti átmeneteket. A legkisebb különbséget a rudabányai fennőtt kristályokban tapasztaltuk, ahol gyakorlatilag egy szélesebb tartományról beszélhetünk. Itt is egyezés van az XRD-mérésekkel, hiszen itt egy baritszerkezettel megoldható volt a Rietveld-illesztés.

Az barit elemi cellájának térfogata jól tükrözi a Sr-tartalom mértékét, bár a csökkenés trendje nem lineáris (4. ábra). Bár a konkréciónál baritkristályjaiban nem sikerült elfogadható módon Sr-tartalmat mérni EDX-szel, a korábbi vizsgálatok alapján tudjuk, hogy magas a Sr-tartalma. Annak ellenére, hogy nem megoldott a Sr eloszlása a barit és esetleg a dolomit között, az elemi cella térfogata jelzi, hogy viszonylag jelentős koncentráció jellemző.

Az adatok trendje és eloszlása hasonló a Sitepu & Zaidi (2011) által közölt megfigyelésekkel, általános a Sr-tartalom növekedése közben az elemi cella méretének csökkenése. Lineáris trendet azonban csak szintetikus anyagokon lehet megfigyelni, mivel a természetben kristályosodó anyagokban számos egyéb tényező befolyásolja a rácsparamétereket. Ezek közül a diszlokációsűrűség megnövekedése olyan paraméter, amelynek hatására a mért elemi cella-paraméterek nemcsak a kationhelyettesítéstől függenek.

6. Következtetések

A d -érték lecsökkenése a Sr-helyettesítés hatására történik, mivel a SEM+EDX-mérések szerint nincs jelen egyéb lehetséges helyettesítő elem befolyásoló mennyiségben.

A baritokban mindig számíthatunk Sr-tartalomra, mivel a Ba-hoz való elektrokémiai hasonlóság tulajdonképpen Sr-csapdává változtatja a baritot.

A megfigyelt kioldódási-újrakiválási sorozatok csökkentik a barit Sr-tartalmát, miközben új baritfrakciókat hoznak létre. Ezeket a frakciókat nemcsak mikroszkópiával, de szerkezeti alapon, XRD-felvételek Rietveld-illesztése során is észlelni lehet.

Kiválasztva a helyettesítésre legérzékenyebben reagáló csúcscsúcsokat, az egyszerűbb csúcselemzéssel is megbízhatóan nyomozható a helyettesítés jelenléte, aránya. Az egyéb hasonló ionrádiuszú kationhelyettesítés esetében az egyszerűbb szulfát, karbonát, oxid stb. ásványok esetében alkalmazható a módszer.

A Rietveld-illesztéssel feldolgozott XRD mérési eredmények még pontosabb adatokat szolgáltatnak nemcsak a helyettesítés mértékéről, de egy adott fázis méret és/vagy összetétel szerinti frakcióinak a jelenlétéről is.

Irodalom

- Averyt, K. B. & Paytan, A. (2003): *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4/5, 1043.
- Bodor, S., Földessy, J., Kristály, F. & Zajzon, N. (2013): *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 8/4, 147–153.
- Fodor P., ifj. Kasó A., Kristály F. & Földessy J. (2021): In: Király E. & Fűr J. (szerk.): *Átalakulások II. 11. Kőzettani és Geo-kémiai Vándorgyűlés. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest*, p. 20.
- Hegman N., Pekker P., Kristály F. & Váczi T. (2011): *Nanometrológia. Miskolci Egyetem, Miskolc*.
- Jamieson, J. W., Hannington, M. D., Tivey, M. K., Hansteen, T., Williamson, N. M.-B., Stewart, M., Fietzke, J., Butterfield, D., Frische, M., Allen, L., Cousens, B. & Langer, J. (2016): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 173, 64–85.
- Lee, J.-S., Wang, H.-R., Iizuka, Y. & Yu, S.-C. (2005): *Zeitschrift für Kristallographie – Crystalline Materials*, 220/1, 1–9.
- Pirigyi, A. (2018): *Forms, geochemistry, and genesis of barite mineralization, Rudabánya. MSc thesis, University of Miskolc, Miskolc*.
- Sitepu, H. & Zaidi, S. R. (2011): *Advances in X-Ray Analysis*, 54, 1–8.

A TARI DÁCIT LAPILLITUFA FORMÁCIÓ DISZTÁLIS ELŐFORDULÁSAINAK VIZSGÁLATA

GÁL Péter^{1,2*}, LUKÁCS Réka^{2,3}, SEBE Krisztina⁴, GUILLONG, Marcel⁵, SANT, Karin⁶, PORTNYAGIN, Maxim⁷, SELMECZI Ildikó⁸, BACHMANN, Olivier⁵ & HARANGI Szabolcs^{1,2}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² ELKH, MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ ELKH, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

⁴ Pécsi Tudományegyetem, Meteorológiai és Földtani Tanszék, Pécs

⁵ ETH Zürich, Zürich, Switzerland

⁶ Utrecht University, Paleomagnetic Laboratory 'Fort Hoofddijk', Utrecht, the Netherlands

⁷ GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany

⁸ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest

* E-mail: galpeti93@gmail.com

A Tari Dácit Lapillitufa Formáció (TDLF; Lukács et al., 2022) képződményei 15,1–14,8 millió évvel ezelőtt lezajlott kitorésekből származnak és hazánk területén a legnagyobb felszíni elterjedésű miocén szilíciumgazdag piroklasztitok. Kőzettani (amfibol jelenléte és csak minimális kvarctartalom) és geokémiai (dácitos-riodácitos összetétel, kis mértékű Euanómia, erősen szegényedett nehéz RFF-tartalom) szempontból jól elkülönül a többi badeni riolitos piroklasztit anyagától (pl. Lukács et al., 2022). A kalderaformáló kitorések központja a mélyfúrás vastagságadatok alapján a Mátra D-i előterében és nyugatabbra feltételezhető, feltehetően tektonikusan szétszabdalva. A TDLF proximális, jellemzően 50–100 m vastagságú piroklasztit sorozata elsősorban a Bükkalja nyugati részén és a Mátrai Andezit Komplexum (MAK) andezites vulkanoklasztitjai között ismert a felszínen.

Jelen munkában néhány fontosabb, korábban a Tari Dácittufa Formációhoz kapcsolt disztális előfordulást vizsgálunk a proximális előfordulásokkal való korrelációjuk szempontjából: K-Cserhát (Sámsönháza, Nagybárcány), Gödöllői-dombság (Fót, Mogyoród), Pesti-síkság (Felsőrákos, Sasahalom, Dunakeszi), Tétényi-fennsík (Budafok), Bakony (Herend) és Mecsek (Komló-Mecsekjánosi, Hetvehely, Hidas, Abaliget, Kisbeszterce). Vizsgálataink során hét minta LA-ICP-MS cirkon U-Pb kormeghatározását és kémiai összetételét határoztuk meg, hat minta teljes kőzet és öt minta kőzetüveg fő- és nyomelem-geokémiai vizsgálatát végeztük el. Az eredményeket összehasonlítottuk a proximális TDLF előfordulásokból a Lukács et al. (2022) referenciáiban publikált és a kb. 15,3 millió éves Kuchyna Tufából (Rybár et al., 2019; Brlek et al., 2020) származó mérési adatokkal.

Sámsönháza és Budafok között változatos kifejlődésben és vastagságban (0–50 m) ismert a TDLF, a Garábi Slír, Fóti Formáció, MAK, illetve Lajtai Mészke képződményei között (Hámor, 1985). A vizsgált feltárásokban és fúrásokban piroklasztit kitorési központtól távolabbi felhalmozódásaként sokszor áthalmozott, apró szemcseméretű lapillitufa-tufa sorozatot alkot. A Fóton és Budafokon vett mintákból mért korok 14,9 ± 0,2 millió évet adtak.

Herend környékén 6 db, 1–3 m vastag tufa/tufitréteg ismert a badeniben, a vizsgált legalsó szint a Hidas Formáció Szentgáli Tagozatának alsó badeni széntelepes összetétele települ (Kókay, 1966) 1 m vastag horzsaköves, növénymaradványos tufaként, ennek kora kb. 14,9 ± 0,2 millió év, és a TDLF proximális kőzeteihez hasonló jellegű.

A Mecsekben folyóvízi (Szászvári Formáció) és tavi (Kis-kunhalasi Formáció) üledékekbe települnek amfibolt is tartalmazó dácittufa-tufitrétegek, amelyek általában 0,1–3, áthalmozott formában max. 15 m vastagságúak. A vizsgált mecseki feltárások kora 15,1 és 14,8 millió év között változik (± 0,2 millió év) a kisbeszterceit leszámítva, amely idősebb (15,3 ± 0,2 millió év) kort adott. A cirkonok kémiai összetétele Kisbesztercenél a Kuchyna Tufával, a többi esetben pedig a bükkaljai TDLF-mintákkal rokonítható. A teljes kőzet és kőzetüveg nyomelem-összetételek szinte teljesen megegyeznek a proximális TDLF-mintákéval Kisbeszterce kivételével, amely a Kuchyna Tufaként azonosított Pozsegai-hegységi (Horvátország) STR-mintával (Brlek et al., 2020) mutat erős hasonlóságokat.

Irodalom

- Brlek, M., Kutterolf, S., Gaynor, S., Kuiper, K., Belak, M., Brčić, V., Holcová, K., Wang, K.-L., Bakrač, K., Hajek-Tadesse, V., Mišur, I., Horvat, M., Šuica, S. & Schaltegger, U. (2020): *International Journal of Earth Sciences*, 109, 2775–2800.
- Hámor G. (1985): *Geologica Hungarica*, series *Geologica*, 22, 1–234.
- Kókay J. (1966): *Geologica Hungarica*, series *Palaeontologica*, 36, 1–149.
- Lukács, R., Harangi, Sz., Gál, P., Szepesi, J., Di Capua, A., Norini, G., Sulpizio, R., Groppelli, G. & Fodor, L. (2022): *Geologica Carpathica*, 73/2, 137–158.
- Rybár, S., Šarinová, K., Sant, K., Kuiper, K. F., Kováčová, M., Vojtko, R., Reiser, M. K., Fordinál, K., Teodoridis, V., Nováková, P. & Vlček, T. (2019): *Geologica Carpathica*, 70, 386–404.

KARBONÁT- H_2 KÖLCSÖNHATÁS FELSZÍN ALATTI HIDROGÉNTÁROLÁSBAN

GELENCSÉR Orsolya^{1,2,3*}, SZABÓ-KRAUSZ Zsuzsanna^{1,4}, ÁRVAI Csaba⁵, MIKA László⁵, SZABÓ Csaba^{1,6}, BREITNER Dániel³ & FALUS György⁷

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG), Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Környezettudományi Doktori Iskola, Budapest

³ O&GD Central Kft., Budapest

⁴ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Környezettudományi Centrum, Budapest

⁵ Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Kémiai és Környezeti Folyamatmérnöki Tanszék, Budapest

⁶ Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

⁷ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest

* E-mail: gecso@staff.elte.hu

1. Bevezetés

Az időjárásfüggő megújuló energiaforrások (pl. Nap és szél) időszakos és fluktuáló intenzitásának kiegyensúlyozására egy lehetőség, az általuk megtermelt energia felszín alatti tárolása H_2 -gáz formájában, majd annak hatékony visszanyerése, amikor szükség van rá. A hosszútávú, biztonságos, és nagy mennyiségű tárolás legolcsóbb és legszélesebb körben elérhető módja a H_2 leművelt földgáztárolókban történő elhelyezése (Tarkowski, 2017). A H_2 felszín alatti viselkedéséről megalapozott ismeretanyag még kevésbé lelhető fel, csak az elmúlt évtizedben kezdtek teret nyerni komolyabb H_2 -tárolást vizsgáló kutatások. Térségünkben az egyik legelterjedtebb rezervoár kőzet a késő miocén homokkő (Szolnoki Homokkő Formáció), amely a Pannon-medence fiatal üledékeinek egyik legfőbb kőzete. A kutatócsoportunk ezt a kőzettípust vizsgálja és jelen kísérleteken és geokémiai modellezésen alapuló kutatásban az egyik fő kőzetalkotó ásvány, a kalcit vízben való oldhatóságát vizsgáltuk hidrogén jelenlétében. A kalcit gyakori alkotója a vizsgált homokkőnek, mind szemcseként és cementként jelen van. Oldódása és kiválása jelentősen befolyásolja a kőzet porozitását és állékonyságát, hatással van a pórusfluidum összetételére, így végső soron a hidrogéntárolási potenciált is befolyásolja (növeli/csökkenti). Bo et al. (2021) modellezési tanulmányukban ausztrál kalcit-tartalmú homokkőveknél hidrogéninjektálás hatására nagymérvű kalcitoldódást jeleztek előre.

2. Anyag és módszer

A kísérletekhez az ELTE Természetudományi Kar Természetudományi Múzeum Ásványtárából származó nagy tisztaságú kalcitkristályt használtunk. A kísérleteket a Budapesti Műszaki Egyetem Kémiai és Környezeti Folyamatmérnöki Tanszékén végeztük. A kísérleti elrendezés az alábbi volt: 2 g tisztított, 100–200 μm szemcseméretű kalcitot helyeztünk a reaktoredénybe 70 ml desztillált vízzel. A reaktor hőmérsékletét 105 °C-ra, a (H_2) nyomást 100 barra állítottuk, amely a rezervoár-körülményeket közelíti. A megközelítőleg 77 órán át tartó kísérletek során az oldatot többször megmintáztuk,

így nyerve időbeli képet a kalcit beoldódásának mértékéről. Az oldatminták kémiai összetételét induktív csatolású plazma optikai emissziós spektrometriával határoztuk meg. A H_2 jelenléte nélkül is lejátszódó reakciók kiszűrésére referencia-kísérleteket végeztünk, hasonló paraméterekkel, de H_2 helyett inert nitrogén (N_2) gázt használtunk.

A geokémiai modellezést a PHREEQC nyílt forráskódú modellező szoftverrel végeztük (Parkhurst & Appelo, 2013). A modellekkel leképeztük a kísérleteket. Alapvetően kétféle kinetikus batch modellt használtunk:

#1 a modellezési szoftver alapértelmezett adatbázisával létrehozott modellek, és

#2 egy módosított adatbázissal lefuttatott szimulációk, amelyben a valószínűtlennek vélt reakciókat blokkoltuk.

3. Eredmények

A H_2 -kísérletek során a kalcitból a desztillált vízbe oldódott Ca^{2+} koncentrációja, 77 óra elteltével átlagosan 30,3 mg/l (± 3 mg/l), míg a N_2 -kísérleteknél 30,7 mg/l (± 3 mg/l).

A modellezési eredmények azt mutatják, hogy modell #1 esetében, szintén a kísérleti időtartamhoz hasonlóan, 77 óra elteltével jelentős mennyiségű Ca^{2+} jelenik meg az oldatban (69 000 mg/l), míg modell #2 esetében 9 mg/l a kalcium vízben oldott koncentrációja.

4. Összegzés

A kísérleti eredmények azt mutatják, hogy a H_2 kalcit oldódására gyakorolt hatása vizes közegben, rezervoár nyomáson és hőmérsékleten elhanyagolható. A modellezési eredmények alapján elmondható, hogy az alapértelmezett adatbázist használva félrevezető eredményeket kapunk. A modell #1 által előre jelzett Ca^{2+} -koncentráció irreálisan nagy érték. A kérdéses reakciókat blokkolva (modell #2) hasonló nagyságrendű kalcitoldódás figyelhető meg a modellekben, mint a laborkísérletekben. A felszín alatti hidrogéntárolás kőzet/ásvány-pórusvíz rendszerre gyakorolt hatását kísérletekkel és modellezéssel együttesen célszerű vizsgálni.

5. Köszönetnyilvánítás

Ez a kutatás az O&GD Central Kft. anyagi és szakmai támogatásával, továbbá a Technológiai és Ipari (volt Innovációs és Technológiai) Minisztérium Kooperatív Doktori Program Doktori Hallgatói Ösztöndíj Programjának a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott szakmai támogatásával készült.

Irodalom

- Bo, Z., Zeng, L., Chen, Y. & Xie, Q. (2021): *International Journal of Hydrogen Energy*, 46, 19998–20009.
- Parkhurst, D. L. & Appelo, C. A. J. (2013): *Description of input and examples for PHREEQC version 3: a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations*. Reston, VA.
- Tarkowski, R. (2017): *International Journal of Hydrogen Energy*, 42, 347–355.

COMPOSITION OF TUFF CONE SAMPLES FROM THE BLACK BELLY CONE, TANZANIA

Noémi HALÁSZ^{1*}, Tivadar M. TÓTH¹, Márta BERKESI^{2,3} & Tibor GUZMICS²

¹ Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology; University of Szeged, Szeged

² Lithosphere Fluid Research Laboratory, Institute of Geography and Earth Sciences, Eötvös Loránd University, Budapest

³ Institute of Earth Physics and Space Sciences, Eötvös Loránd Research Network (ELKH), Budapest

* E-mail: halasznoemi@t-online.hu

1 Introduction

In this study we focused on a less known cone close to Oldoinyo Lengai, called Black Belly. Black Belly is considered a bedded pyroclastic sequence containing olivine melilitites only, without lava flows (Keller et al., 2006), however, not much is known about the Black Belly area so far due to the lack of examination (Keller et al., 2006; Mattsson & Tripoli, 2011); thus, there is no wide variety of known rock types either. For this reason, we chose Black Belly as the study area. For the better understanding of this heterogeneous and complex region in North Tanzania, we need a precise knowledge on the relationship of each volcano and for this, the deeper study of the volcanoes, parasite cones and surrounding tuff cones is necessary.

2 Geology

Black Belly lies between Oldoinyo Lengai and Crater Highlands. This area is built by basaltic shields, composite

cones with heterogeneous properties and wide variety of rock types (e.g.: melilitites, basalts, nephelinites, basanites, and phonolites) (Dawson, 1992; Le Gall et al., 2008; Mana et al., 2015; Mollex et al., 2018).

The volcanism of Oldoinyo Lengai is dominated by highly peralkaline nephelinites and phonolites (Donaldson et al., 1987; Dawson, 1998), while the surrounding parasitic-cone area consists of melilititic rocks (Dawson & Powell, 1969; Dawson et al., 1985; Peterson & Kjarsgaard, 1995; Johnson et al., 1997). Meanwhile the Crater Highlands (Ngorongoro, Lemagurut, Oldeani, Olmoti, Embagai + Ogot volcanoes) region mostly consists of basaltic rocks (Dawson, 2008).

3 Petrography

The studied samples are basalts, consisting of microcrystalline groundmass with phenocrysts dominantly built by clinopyroxene, Ti-magnetite, feldspar, and phenocrysts of clinopyroxene, olivine, carbonate minerals. Olivine is forsterite with $mg\# = 73-85$ and in some cases altered into

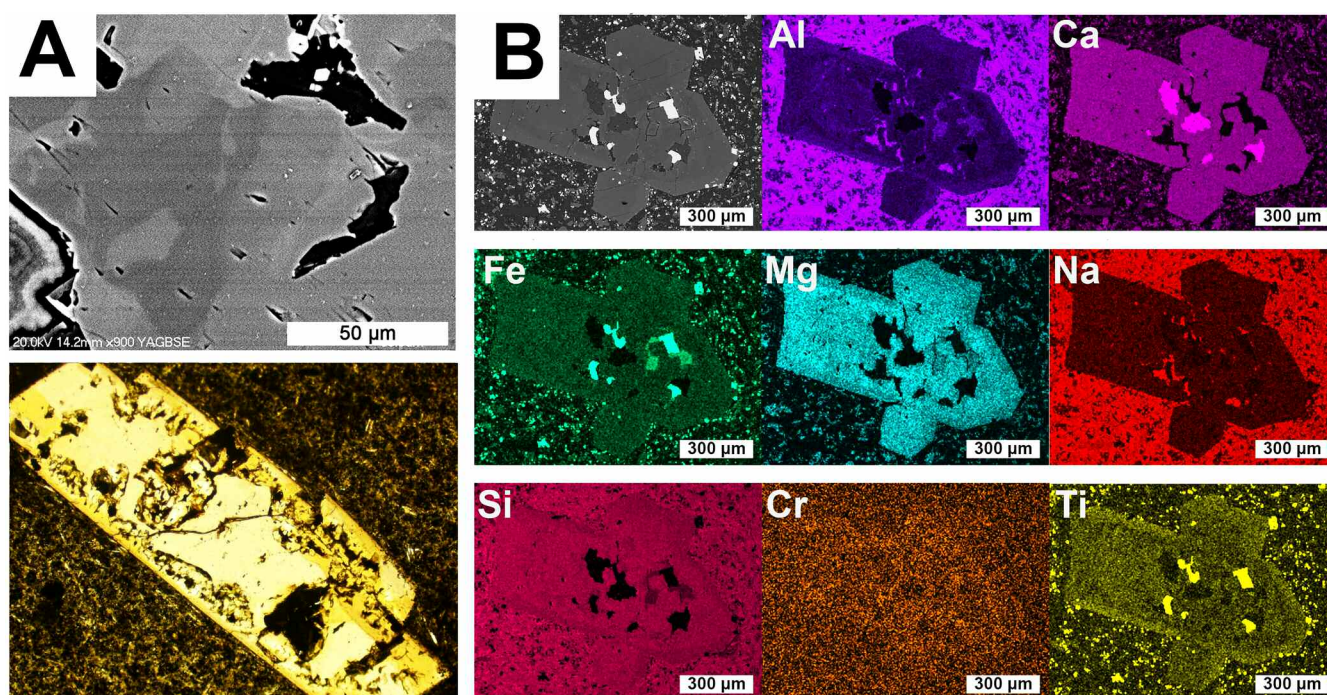


Fig. 1: A) Clinopyroxene zonation in petrographic and BSE (back-scattered electron) image; B) Mapping showing the known zonation of clinopyroxene and the mineral chemistry of them and their inclusion.

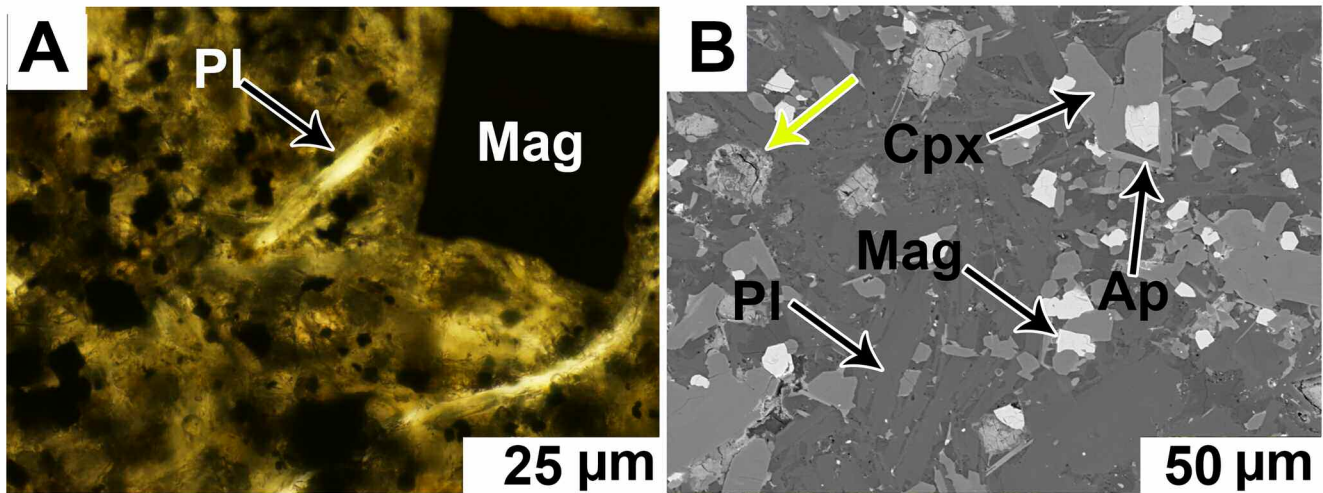


Fig. 2: A) Petrographic image of the groundmass and its minerals; B) BSE image about the groundmass minerals (Ap = apatite, Cpx = clinopyroxene, Mag = magnetite, Pl = plagioclase).

serpentinite with calcite. Clinopyroxene phenocrysts are euhedral, brownish-green, and zoned with diopside composition (mg# = 74–87) (Fig. 1). All clinopyroxene contains mineral inclusions of Ti-magnetite, K-bearing feldspar, carbonate, and melt inclusions. Carbonate, besides being an inclusion in diopside, also occurs as phenocryst in the groundmass with calcite and dolo-calcite composition.

The groundmass consists of clinopyroxene, with diopside composition (mg# = 72–81), plagioclase feldspar, apatite, and Ti-magnetite (Fig. 2).

4 Discussion

Among the minerals clinopyroxene, feldspar and magnetite were the most useful for the better understanding of the sample and its relationship with the surrounding areas.

Until now all of the reported samples from the Black Belly area were olivine melilitites, which is a common rock type for Oldoinyo Lengai and its parasitic cones (Velde & Yoder, 1977; Dawson et al., 1985; Keller & Krafft, 1990; Peter-

son & Kjarsgaard, 1995; Dawson, 1998; Wiedenmann, 2004; Keller et al., 2006). However, the studied samples are free of melilitite and so are not correlating to previously known Black Belly rocks or to Oldoinyo Lengai parasitic rocks. So at first for correlation, we compared our studied phenocrysts with the plutonic and volcanic rocks of Oldoinyo Lengai. The second step was to extend the comparison to the surrounding volcanoes of Crater Highlands also.

The feldspars of the studied samples (both for the groundmass plagioclase and for the K-feldspar inclusions in clinopyroxene) are very similar to the Crater Highlands rocks in composition (Keller et al., 2006; Mollel, 2007; Mollel et al., 2008, 2011; Greenwood, 2014). As Fig. 3 suggests, clinopyroxene of the studied samples does not show any similarity with Oldoinyo Lengai clinopyroxenes, however, are very similar to the Crater Highlands' clinopyroxenes.

The magnetite inclusions of clinopyroxene slightly nuance these similarities suggesting that magnetites of the studied samples are on the mid-way between Crater Highlands' magnetites and Oldoinyo Lengai's magnetites.

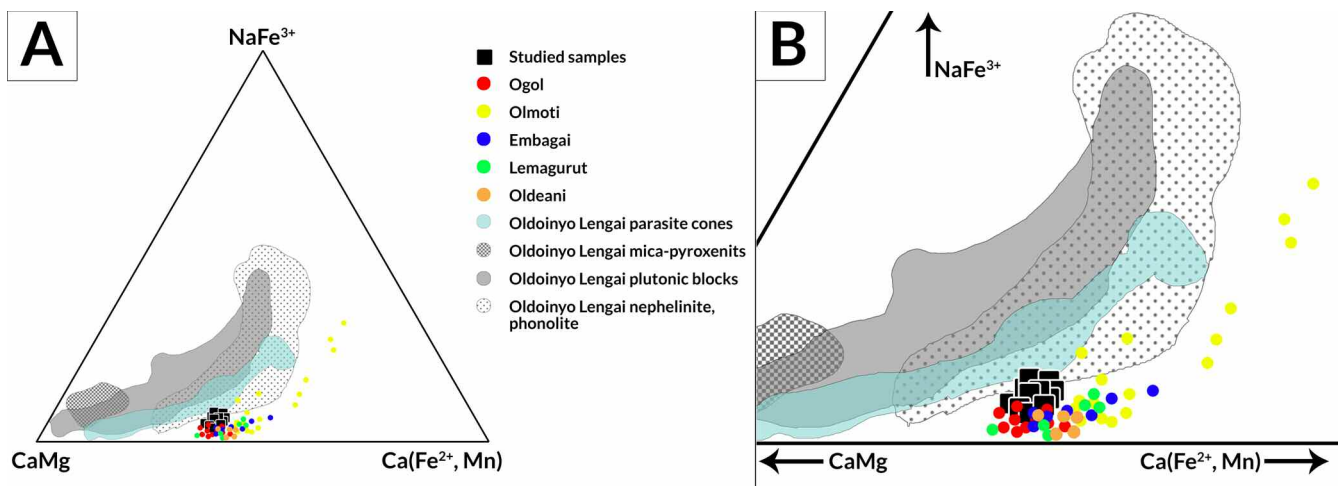


Fig. 3: Clinopyroxenes of Oldoinyo Lengai (grey and bluish “clouds”), Crater Highlands (filled circles) and of the studied samples from Black Belly (black squares).

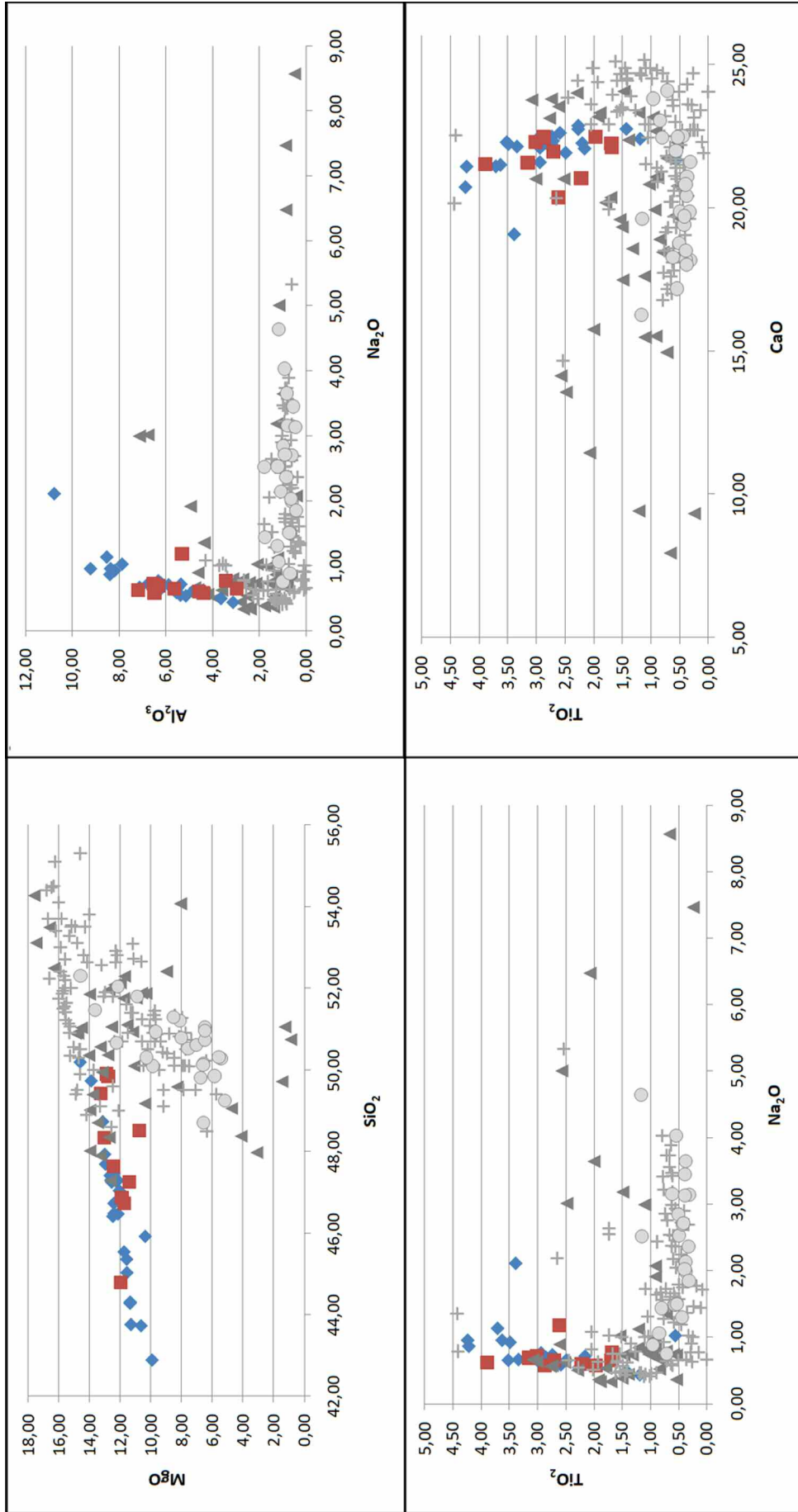


Fig. 4: Diagrams for clinopyroxenes of Oldoinyo Lengai (circles and crosses), Crater Highlands (triangles) and of the studied samples from Black Belly (red square stands for the groundmass clinopyroxenes while blue diamond stands for the phenocrysts).

Similar to the magnetite, the more detailed chemical study of clinopyroxenes (Fig. 4) also suggests that Black Belly is not completely correlated with Crater Highlands but is a transition zone between Crater Highlands and Oldoinyo Lengai areas.

5 Conclusion

Until now Black Belly was considered a bedded pyroclastic sequence containing olivine melilitites only, without lava flows (Keller et al., 2006), however, our study points out to the fact that basaltic rocks also appear in Black Belly.

Based on our results, we suggest that Black Belly should not be considered as part of the Oldoinyo Lengai. It seems closer to the Crater Highlands area, however, not completely similar to those either. As conclusion we suggest that Black Belly is a transition zone between Crater Highlands and Oldoinyo Lengai areas and possibly the whole evolutionary trend of the region is starts from the basalts of Crater Highlands, continued with the alkaline basalts of Black Belly and then plutonic rocks of Oldoinyo Lengai came, and the sequence is finishing with the natrocarbonatites of Oldoinyo Lengai.

References

- Dawson, J. B. (1992): *Tectonophysics*, 204, 81–83.
- Dawson, J. B. (1998): *Journal of Petrology*, 39, 2077–2095.
- Dawson, J. B. (2008): *Geological Society, London, Memoir*, 33, 64–66.
- Dawson, J. B. & Powell, D. G. (1969): *Bulletin of Volcanology*, 33, 761–817.
- Dawson, J. B., Smith, J. V. & Jones, A. P. (1985): *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, 152, 143–175.
- Donaldson, C. H., Dawson, J. B., Kanaris-Sotiriou, R., Batchelor, R. A. & Walsh, J. N. (1987): *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, 156, 247–279.
- Greenwood, S. M. (2014): *Mineralogy and geochemistry of Pleistocene volcanics at Embagai Caldera and Natron Basin, Tanzania: Potential constraints on the stratigraphy of Olduvai Gorge*. MSc Thesis, University of Wisconsin-Milwaukee.
- Johnson, L. H., Jones, A. P., Church, A. A. & Taylor, W. R. (1997): *Journal of African Earth Sciences*, 25, 29–42.
- Keller, J. & Krafft, M. (1990): *Bulletin of Volcanology*, 52, 629–645.
- Keller, J., Zaitsev, A. N. & Wiedenmann, D. (2006): *Lithos*, 91, 150–172.
- Le Gall, B., Nonnotte, P., Rolet, J., Benoit, M., Guillou, H. & Mousseau-Nonnotte, M. (2008): *Tectonophysics*, 448, 1–19.
- Mana, S., Furman, T., Turrin, B. D., Feigenson, M. D. & Swisher, C. C. (2015): *Journal of the Geological Society*, 172, 368–389.
- Mattsson, H. B. & Tripoli, B. A. (2011): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203, 23–34.
- Mollet, G. F. (2007): *Petrochemistry and geochronology of Ngorongoro Volcanic Highland Complex (NVHC) and its relationship to Laetoli and Olduvai Gorge, Tanzania*. PhD Dissertation, Rutgers University, New Brunswick, New Jersey.
- Mollet, G. F., Swisher III, C. C., Feigenson, M. D. & Carr, M. J. (2008): *Earth and Planetary Science Letters*, 271, 337–347.
- Mollet, G. F., Swisher III, C. C., Feigenson, M. D. & Carr, M. J. (2011): In: Harrison, T. (Ed.): *Paleontology and geology of Laetoli: Human evolution in context 1*. Springer, Dordrecht, pp. 99–119.
- Mollet, G. F., Füre, E., Burnard, P., Zimmermann, L., Chazot, G. & Kazimoto, E. O. (2018): *Chemical Geology*, 480, 66–74.
- Peterson, T. D. & Kjarsgaard, B. A. (1995): In: Bell, K. & Keller, J. (Eds.): *Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites*. IAVCEI Proceedings in Volcanology, Springer Verlag, Berlin, 104, 148–162.
- Velde, D. & Yoder Jr., H. S. (1977): *Year Book – Carnegie Institution of Washington*, 76, 478–485.
- Wiedenmann, D. (2004): *Vulkanologische Stellung und petrologische Interpretation der Biotit-Pyroxen-Olivin-Tuffe am Oldoinyo Lengai, Tansania*. Diploma thesis, Freiburg im Breisgau.

A BÜKKALJA MIOCÉN VULKÁNOSSÁGÁNAK ESEMÉNYSZINTŰ RÉTEGTANA

HENCZ Mátyás^{1*}, BIRÓ Tamás¹, PORTNYAGIN, Maxim², NÉMETH Károly³, SZAKÁCS, Alexandru⁴, CSERI Zoltán¹, PÉCSKAY Zoltán⁵, DÁVID Árpád⁶, SZABÓ Csaba⁷ & KARÁTSZON DÁVID¹

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest

² GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Németország

³ School of Agriculture and Environment, Massey University, Palmerston North, Új-Zéland

⁴ Romanian Academy, Institute of Geodynamics, Department of Endogene Processes, Natural Hazard and Risk, Bukarest

⁵ Atommagkutató Intézet, Debrecen

⁶ Debreceni Egyetem, Ásványtani és Földtani Tanszék, Debrecen

⁷ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

* E-mail: hemuabt@staff.elte.hu

Egy vulkáni terület fejlődéstörténetét legjobban úgy tudjuk megismerni, ha a lehető legpontosabban, legnagyobb részletességgel feltárjuk az egyes kitérésből lerakódott képződmények tulajdonságait. Ennek alapfeltétele a terepmunka, amelynek során a főbb fizikai vulkanológiai tulajdonságok (rétegzettség, rétegvastagság, szemcseméret, gradáció, osztályozottság, kőzetösszetevők) dokumentálhatók. A Bükkalja vulkáni terület (BVT) miocén, szilíciumgazdag vulkánosságának piroklasztit-sorozatán az eseményszintű dokumentáció több esetben hiányzik. A nagy, átfogó, nem részletes terepi fókuszú munkák (Lukács et al., 2018, 2022) nem foglalták magukba a képződmények egy részét. A részletes fizikai vulkanológiai munkák pedig eddig csupán néhány képződményt érintettek (Biró et al., 2020; Hencz et al., 2021).

Jelen munka során a cél az volt, hogy a lehető leghiánytalanabb, eseményszintű rétegsort alakítsuk ki számos feltárás dokumentációja és értelmezése révén. Célzottan olyan feltárások dokumentálására törekedtünk, ahol több réteg figyelhető meg, így feltehetően a nagy ignimbritek közötti rétegsor(ok), vagy az ignimbritek bázisa tárul fel. Ennek eredményeként olyan rétegoszlopokat kaptunk, melyeket pusztán terepi alapon is jól korrelálni lehet egymással. A feltárások értelmezésével és összekötésével felvázolható lett a bükkaljai miocén vulkánosság csaknem teljes története, noha tisztában kell lenni vele, hogy az évmilliósi erózió számos további kitérés nyomát eltüntethette.

A munka eredményeként előállt a szinte hiánytalan bükkaljai vulkáni rétegsor. A legidősebb képződmény közvetlenül az oligocén-alsó miocén fekére települt Wind ignimbrit, mely eddig csupán fúrásból volt ismert (Csv-2: Lukács et al., 2018), most viszont két feltárásban is sikerült dokumentálni (Eger, Wind téglagyár és Eger kelet – Homok utca). A fedő képződmény (Eger ignimbrit) bázisa az Eger – Homok utca kibukkanásban feltárul és dokumentálható. Az Eger ignimbrit felett egy ez ideig nem ismert freatomagmás ignimbrit települ. Efelett egy freatomagmás sorozat következik, melyet kb. 10 m vastag áthalmazott sorozat fed be. Ezen a „Mangó” ignimbrit települ, melyet egy kb. 10 m vastag freatomagmás ignimbrit követ (Cserépfalu, Bogács – szurdok). Az e feletti sorozat csak Kács település déli előterében bukkan ki, és változatosan tartalmaz szórt és piroklasztár-üledékeket. Ezt a sorozatot a jelen domborzatot főleg K-en meghatározó, erősen összesült Bogács ignimbrit követi. A Bogács ignimbriten

erősen mállott vulkáni képződmények (valószínűleg freatomagmás torlóarak üledékei) következnek, amelyet a korábban már dokumentált „Jató tagozat” magmás és freatomagmás sorozata követ (Biró et al., 2020). Az eddig ismert lefiatalabb képződmény a Bogácson és Tibolddarócon, valamint Harsány település körzetében kibukkanó Harsány ignimbrit.

A kapott rétegsorra a vulkáni szüneteket jelző paleotajajok segítségével új rétegtani beosztási javaslatot készítettünk, mely tagozatszinten különíti el az egyes kitérés egységeket. Ennek alátámasztására – még nem publikált – geokémiai vizsgálatokat végeztünk, amely eredményeként az egyes tagozatok a diszkriminációs diagramokon szignifikánsan elkülönülnek.

A rétegsor érdekessége a gyakran megjelenő freatomagmás működés, amelynek fő bélyege a piroklasztitokban jelenlévő hamupellet vagy akkréciós lapilli. Ennek magyarázata az öskörnyezeti adottságokban keresendő.

A kutatás elsősorban az Innovációs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-21-4 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának (ÚNKP-21-4-II-ELTE-382; ÚNKP-21-4-I-ELTE-63) a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott szakmai támogatásával készült, részben pedig az OTKA K 131894 NKFIH alapkutatói pályázat keretein belül valósult meg.

Irodalom

- Biró, T., Hencz, M., Németh, K., Karátszon, D., Márton, E., Szakács, A., Bradák, B., Szalai, Z., Pécskay, Z. & Kovács, I. J. (2020): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 401, 1–21.
- Hencz, M., Biró, T., Cseri, Z., Karátszon, D., Márton, E., Németh, K., Szakács, A., Pécskay, Z. & Kovács, I. J. (2021): *Geologica Carpathica*, 72, 26–47.
- Lukács, R., Harangi, Sz., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Buret, Y., Dunkl, I., Sliwinski, J., von Quadt, A., Peytcheva, I. & Zimmerer, M. (2018): *Earth Science Reviews*, 179, 1–19.
- Lukács, R., Harangi, Sz., Gál, P., Szepesi, J., di Capua, A., Norini, G., Sulpizio, R., GropPELLI, G. & Fodor, L. (2022): *Geologica Carpathica*, 73, 137–158.

A KANTAVÁRI KŐFEJTŐ ÁSVÁNYOS EREI – ELŐZETES EREDMÉNYEK (NY-MECSEK)

HRABOVSZKI Ervin^{1*}, KÖRMÖS Sándor^{1,2}, TÓTH Emese¹, M. TÓTH Tivadar¹ & SCHUBERT Félix¹

¹ Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

² MOL Magyar Olaj- és Gázipari Nyilvánosan Működő Részvénytársaság, Budapest

* E-mail: ervin.hrabovszki@geo.u-szeged.hu

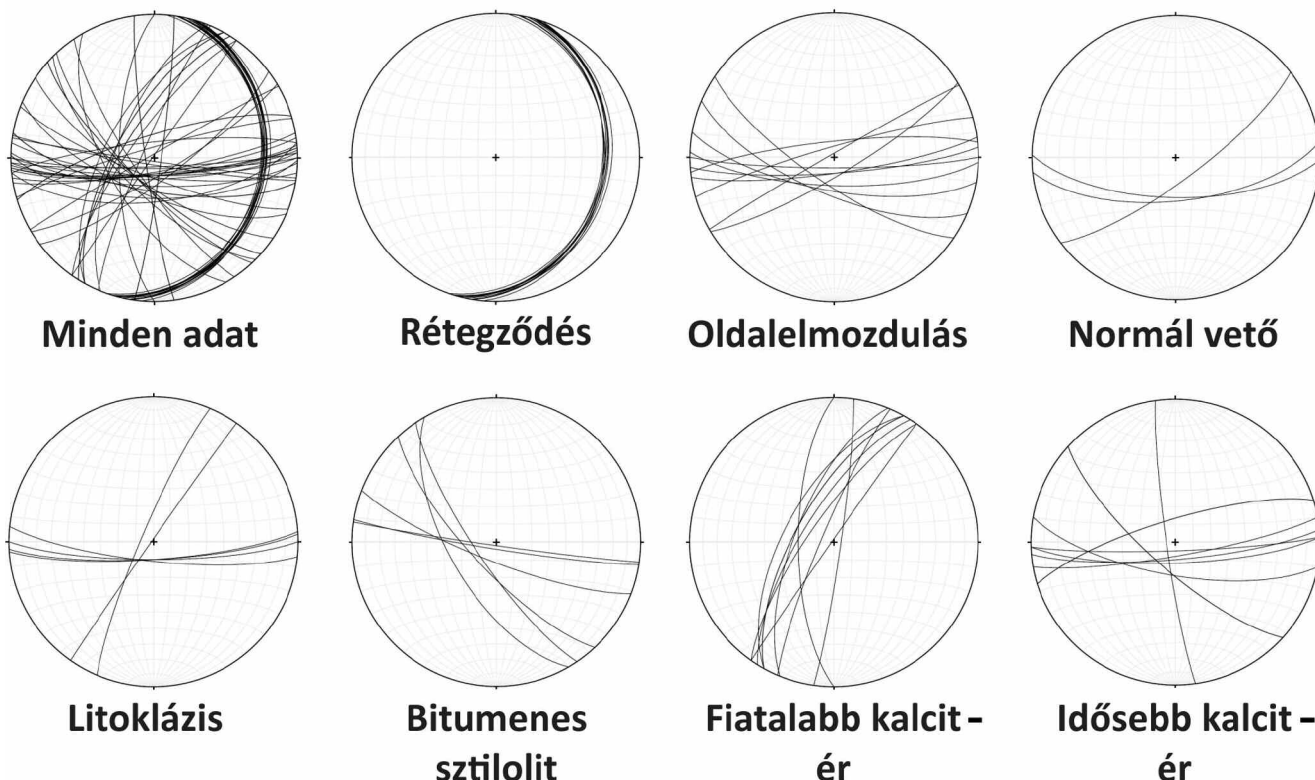
1. Bevezetés

A Nyugat-Mecsekben elhelyezkedő Kantavári kőfejtő középső–késő triász korú képződményei kiváló lehetőséget biztosítanak a terület szerkezetfejlődésének és sülyedéstörténetének megismeréséhez. Az agyagos mészkő, mészmárga, agyagmárga mellett a felső bányaudvarban egy kb. 40 cm vastag kőszenes réteg is megjelenik. Mindemellett a kőfejtőben a kőzettest egy jelentősen tektonizált szakasza tárul fel, ahol változatos szövetű és mikroszerkezetű ásványos érrendszer figyelhető meg. Az érrendszer egy tagjához – számos mecseki triász–jura korú képződményhez hasonlóan (pl. Lukoczi et al., 2012; Körmös et al., 2020) – szénhidrogéntartalmú fluidummigráció társul (Szigeti, 2016).

2. Ásványos erekben rejlő információ

Az ásványos erek kivételesen hasznos földtani információk őrzői (Bons et al., 2012). Térbeli elhelyezkedésük és szö-

vetük tanulmányozása révén megismerhetjük a kialakulásukkor uralkodó feszültségmező helyzetét. A kristályok növekedési morfológiája, valamint az erekben cementált kőzettöredékek mikroszerkezete az erek képződéséhez vezető anyagtranszport típusáról (pl. diffúzió, kőzet pórusain keresztül végbemenő vagy törések menti advektív áramlás, mozgó hidraulikus törések) árulkodik. Az érállító szemcsék növekedése során csapdázódó fluidumzárványok a kiválás hőmérsékletét, valamint a fluidumok kémiai összetételét jelzik. Mindemellett – felismerve az egyes cementgenerációk szín- vagy posztttektonikus eredetét – a leggyakoribb érállító ásvány, a kalcit radiometrikus (U-Pb típusú) kormeghatározása a szerkezetfejlődési, vagy az azokat követő fluidumáramlási eseményekről nyújthat egyedülálló információt. A fent említett jellemzőket több generációjú ásványos érrendszer tagjain vizsgálva az adott képződmény komplex fejlődéstörténete rekonstruálható. Mindez hozzájárulhat a Mecsek hegység késő-triászt követő betemetődés-történetének részletesebb megismeréséhez, valamint az egykori szénhidrogén-



1. ábra: A Kantavári kőfejtőben megjelenő szerkezeti elemek orientációs adatai (Schmidt területtartó vetület).



2. ábra: Többszöri felnyílással kialakult, szigmoidális alakú ásványos ér a Kantavári kőfejtőben.

tartalmú paleofluidum-migráció megismeréséhez, továbbá a hegységet ért szerkezetfejlődési események jellemzőinek pontosításához.

2.1. A kantavári kőfejtő szerkezeti elemei

A Kantavári kőfejtő által feltárt kőzettest terepi felmérése során oldalelmozdulásokat, normál vetőket, ásványos ereket, bitumenes sztilolitokat, valamint litoklázisokat észleltünk. A FieldMOVE Clino digitális kompassz alkalmazás segítségével Apple iPhone 8 készülékkel, illetve Freiberg típusú kompasszal rögzítettük az említett szerkezeti elemek, valamint a rétegdőlés orientációs adatait. Mindezt Stereonet 11 szoftverrel ábráztuk sztereogramokon (1. ábra).

2.2. A kalciterek jellemzői

A kőfejtőben két domináns érrendszer különíthető el, amelyek relatív koráról metsződési viszonyuk árulkodik. Az idősebb erek jellegzetessége, hogy kialakulásuk során igen gyakori volt a kőzetzárványokból álló sávok (*inclusion bands*) létrejötte (2. ábra), amely a repedésképződés és bezáródás (*crack-sealing*; Ramsay, 1980) folyamat ciklusos működésére utal. Az idősebb erek további sajátossága, hogy magukba foglalják a bevezetésben említett szénhidrogén-tartalmú fluidumzárványokat.

A szénhidrogén-tartalmú fluidum jelenlétében bekövetkező ciklusos repedésképződési folyamat felveti annak lehetőségét, hogy az érképződéshez szükséges megemelkedett fluidumnyomás a szénhidrogének generálódásának az eredménye. Emellett felvetődik, hogy az éralkotó kalcitban megjelenő fluidumzárványok bezáródását követő folyamatok révén módosulhatott az eredeti összetétel és térfogat. Ilyen folyamat lehet pl. a fluidumzárvány és környezete között fennálló nagy nyomáskülönbségből adódó alakváltozás, a lefűződés, a magas hőmérséklet hatására végbemenő térfogatnövekedés, vagy a fluidumzárvány felnyílása. Mindezek eredményeképpen a rekonstruált fluidumáramlási hőmérséklet jelentősen felülíródhat, hamis képet festve az eseményről (Fall & Bodnar, 2018). Az ásványos erekből nyert fluidumzárvány-adatok kiegészítéseként a mellékkőzetmintákon végzett szerves petrográfia segítséget nyújt a fluidumzárványként megőrzött szénhidrogén eredetének pontosításában, valamint a mért vitrinitreflexiós adatok hozzájárulnak a terület süllyedéstörténetének pontosabb megismeréséhez.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás az Országos Tudományos Kutatási Alapprogram (K-138919), valamint az Innovációs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-22-4 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott támogatásával készült.

Irodalom

- Bons, P. D., Elburg, M. A. & Gomez-Rivas, E. (2012): *Journal of Structural Geology*, 43, 33–62.
- Fall, A. & Bodnar, R. J. (2018): *Economic Geology*, 113/8, 1817–1843.
- Körmös, S., Lukoczki, G. & Schubert, F. (2020): *Földtani Közlemény*, 150, 611–614.
- Lukoczki G., Schubert F. & Hámorné Vidó M. (2012): *Földtani Közlemény*, 142, 229–242.
- Ramsay, J. G. (1980): *Nature*, 284, 135–139.
- Szigeti M. (2016): Mikroszerkezeti megfigyelések crack-seal szerkezetű karbonát ereken a Kantavári kőfejtőben (Mecsek hegység). Diplomamunka, Szegedi Tudományegyetem, Szeged.

A MECSEKALJA-ZÓNA Au-Ag-Bi-Te ÉRCESEDÉSÉNEK FELFEDEZÉSE

JÁGER Viktor^{1*}, MOLNÁR Ferenc², KIRÁLY Edit¹, PALOTAI Márton¹ & TÖRÖK Kálmán¹

¹ SZTFH, Földtani és Laboratóriumi Osztály, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, Budapest

* E-mail: viktor.jager@sztfh.hu

1. A mecseki arany – egy legenda, amely valósággá vált

A Kelet-Mecsek falvainak határában (Kárász, Magyaregregy) a helyi folklór által megörökített, ma is élő legenda szerint egykoron aranytartalmú kőzeteket találtak. E nyomon elindulva, a levéltári dokumentumok tanulmányozása és az erre épülő terepi kutatások eddig nem ismert tárok és pirites ércindikációk felfedezéséhez vezettek. A pirites indikációk minden esetben alsó-kréta magmás telérek kőzetek és magas szervesanyag-tartalmú üledékes kőzetek kontaktusaihoz kapcsolódnak, ahol a vizsgálatok alapján (ércmikroszkópia, SEM-EDS, ICP-MS, ICP-OES) nem volt nemesfémfázis, illetve -dúsulás kimutatható. Ugyanakkor zavarba ejtő, hogy a múlt század 20-as éveiben, a trianoni döntést követően, özönlöttek a környékre azok a vállalkozók, akik kifejezetten aranyra adtak be zártkutatmányokat, vizsgálati helyünkön legnagyobb számban az országban. Adattári kutatások igazolják, hogy az 1930-as években vízkutató fúrások során a miocén konglomerátumból aranyat mutattak ki (Vitális, 1935), további eredményekről azonban nem tudunk.

Az 1990-es években a mecseki arany legendája ismét médiavisszhangot kapott, amikor Papp Csaba ásványgyűjtő a környék patakhordalékaiban 1 mm körüli arany szemcséket talált. Az arany eredete azonban továbbra is megoldatlan hazai ércteleptani probléma maradt, így 2019-ben elkezdődött az arany szemcsék és a patakmedrek potenciális ércközeteinek begyűjtése és vizsgálata, valamint az eredmények alapján a lepusztulási terület azon ércesedett kőzettípusának a felkutatása, ami az elsődleges aranyércesedés forrása lehetett.

2. Kutatási terület

A múltbéli bányászati kezdeményezések lelőhelyeiről (Magyaregregy, Kárász, Mecseknádasd), alsó-kréta magmás telérek kőzetek és üledékes mellékkőzetük kontaktusai mentén gyűjtött negatív mérési eredmények után a kutatás a torlatos aranyat tartalmazó völgyekre irányult, ahol az alsó-miocén Szászvári Formáció folyóvízi sorozata képezi a fedőhegységet (Hámor, 1970). Emellett az elsődleges érc felderítésének érdekében, az ettől D-re elhelyezkedő kristályos hát (Geresdi-dombság) lehetséges ércindikációnak vizsgálata következett, amit a miocénben a déli irányból jellemző folyóvízi anyagszállítás (Hámor, 1970) indokolt.

3. Módszerek

A Szászvári Formációból a szubrecens patakhordalékba áthalmazott érc tartalmú kavics- és görgeteganyagból, valamint a Mecsekalja-zónában kibukkanó Studervölgyi Gneiszből összesen 30 db, felületén polírozott csiszolat és vékonycsiszolat készült.

A patakhordalék mintázása a szubrecens torlatokból mosótállal és bordázott szérkével történt. Az arany szemcsék és zárványainak elemösszetétele, valamint az ércesedett kőzetek és folyóvízi üledékes klaszterek elemzése polírozott felületen, JEOL (SDD) EDS-detektorral felszerelt JEOL JSM-IT500HR téremissziós elektronmikroszkóp segítségével történt a Szentágothai János Kutatóközpontban, Pécsen. Összesen 22 db, 0,5–1,5 mm körüli torlatos arany szemcsé elemzésére került sor, az ezüst mennyiségének mérési eredményei 32 darab mérési pontból származnak.

A LA-ICP-MS mérések PerkinElmer ELAN DRCII ICP-MS és egy NewWaveUP 213 lézeralblációs feltét segítségével történtek a SZTFH Földtani és Laboratóriumi Osztályának laboratóriumában, Budapesten. Az ICP-MS oldatos optimalizálását követően az NA-Au31 szilárd arany sztenderden is optimalizáltuk a mérni kívánt elemekre. A gázáramarány 0,9/1,05 l/min He/Ar-arány lett, az RF power 1525 kW. Dwell time 10 ms, lézergyakoriság 5 Hz, 100 µm-es kráterátmérővel, ~7–7,6 J/cm² energiasűrűséggel. Mért izotópok: Cr53, Fe57, Co59, Ni60, Cu65, Zn66, As75, Se77, Pd105, Ag107, Cd111, Cd113, Sn118, Sb121, Te125, Te128, Pt195, Au197, Pb208, Bi209. Külső sztenderdként az NA-Au31-et használtuk, belső sztenderdként a 100%-ra legjobban visszaadott Au-százalékot választottuk (90%). Az ezüst mennyiségének változásával a belső sztenderd értékei, ezáltal a kiértékelés is pontosodni fog az elektronmikroszkopos elemzéseket követően.

4. Az arany szemcsék vizsgálati eredményei

A Kelet-Mecsek környéki völgyek patakhordalékainak mikromineralógiai mintázásai, és a völgyekben feltáródó kőzetek vizsgálata során egyértelművé vált, hogy az arany a miocén Szászvári Formáció törmelékes, folyóvízi eredetű képződményéből származhat. Az arany szemcsék a mai patakhordalék (szubrecens) torlataiból moshatóak ki, melyekben a 3 mm-es nagyságot is elérő, nagyon kisméretű koptatottság mutató és zárványdús aranyrögök is előfordulnak. A kisméretű koptatottság rövid szállítási útvonalra utal. Az arany szemcsék zárványai között a leggyakoribb a kvarc, kálföldpát,

klorit, de muszkovit (szericit), cirkon, szulfidok (pirit, Ni-tartalmú arzenopirit, valamint Co-Ni-Fe-As-S fázis) és termésbizmut is található benne a SEM-EDS mérések alapján. 22 darab arany szemcsén mért 32 mérési pont alapján az arany ezüst-tartalmának mediánja 4,66%, ritkán azonban elektrum is előfordul, ami szintén a rövid szállítást jelzi. Aranygazdag, ezüstben elszegényedett szegély csak nagyon ritkán, egy-egy koptatottabb szemcsén volt észlelhető, ami ezen szemcsék esetében az áthalmazás eredménye lehet.

A LA-ICP-MS mérések megerősítették a Co és Ni jelenlétét, és ezeknek az arzén mennyiségével való korrelációját, tehát valószínűsíthető a Co-Ni-szulfarzenid zárványok előfordulása. A Bi-, Te- és Pb-tartalmak szintén együttesen változnak a különböző arany szemcsékben, ami telluridok jelenlétére utal.

5. A miocén törmelékes üledékes kőzetekben előforduló ércesedett kőzetek vizsgálati eredményei

A kutatás a Kelet-Mecsek azon völgyszakaszait érintette, ahol a Szászvári Formáció képződésményei felszínre bukkannak, és az ebből származó klasztikus anyag a szubrecens patakhordalékban felhalmozódik (Vékény és Hidas közti terület). A terepi munka során kizárólag szulfidokat tartalmazó kőzetek mintázására került sor. Érdekes módon a pegmatit- és telérkvarc-klasztok nem tartalmaznak szulfidokat, ellenben a makroszkóposan jól láthatóan foliált, milonitos szövetű szürke és rózsaszínű gneisztípusokban, valamint a foliált kvarcitban előfordul a pirit.

Olyan kvarcitklaszt is előkerült néhány völgyből, melyben szabad szemmel láthatóan 1 mm körüli vastagságú pirites erek futnak egymással párhuzamosan. A kvarcit dinamikusán átkristályosodott, 10–20 µm-es kvarc szemcsékből áll, melyek a palásság síkját kijelölik. A pirites erezések kis szögben metszik a palásságot, vagy azzal közel párhuzamosan futnak. Ebből a foliált kvarcitból sikerült először kimutatni természetes aranyat. A természetes 2–30 µm-es szemcsékként fordul elő pirit és káliföldpát szomszédságában (ritkábban káliföldpátban), piritben, kvarc és pirit határán. Ritkán kvarcon fenn-nőtt arany szemcse is megfigyelhető. Az arany átlagos ezüsttartalmának mediánja (14 különböző szemcsén mérve) 8,84%. Egy 50 µm-es szemcséként az elektrumnak ólommal alkotott ötvözetete is megjelenik a kvarcitban. Az egyetlen, 9 µm-es természetes ezüst szemcse mintegy 90%-os tisztaságú, és 5–5% rezet és vasat tartalmazott.

A kvarcitban összesen 17-féle különböző szulfid- és telluridfázis volt elkülöníthető SEM-EDS vizsgálattal. A piritet arzenopirit és bizmutin, Bi-Te-szulfidok, Bi-Pb-Cu-Te-szulfidok, Bi-tellurid követi. Ritkább a gersdorffit, galenit, egy Pb-Se-szulfid, bornit és egy Co-Ni-Fe-As összetételű szulfid. Az oxidok közül gyakori valamelyik TiO₂-fázis, az uraninit és torianit. A szilikátok közül a kvarcban mindig jelen van a Th- és U-tartalmú cirkon, az erek mentén pedig a káliföldpát, a muszkovit (szericit) és klorit. A nagyobb, 1 mm körüli földpátok általában töredezetek, az 50–70 µm körüli káliföldpát hipidiomorf, rit-

kásban idiomorf, az erek mentén gyakori. A klorit és az albit alárendeltekben fordul elő. Foszfátok közül a fluorapatit és monacit jelenik meg.

A szintén foliált, szürke vagy rózsaszínű gneiszben deformáltságra utaló lángpertites mikroklin-sávok, irányított, unduláló kioltású és dinamikusán átkristályosodott kvarcsávok és piritintés jellemző. A gneisz néhol írásgránitos szövetű (ortogneisz), unduláló kioltású kvarccal. A plagioklászok között is gyakori a szegélyek menti alszemcse-képződés. A földpátokat átszelő erekben megjelenik a muszkovit (szericit). A természetes 3–6 µm-es szemcsékként van jelen a káliföldpát (lángpertites mikroklin) és kvarc környezetében. Ezüsttartalma hasonló a kvarcitban lévő arany szemcsékéhez. A pirit mellett bizmutin és egy Bi-Te-szulfid ásvány volt kimutatható. Megjelenik az uraninit, valamint a hipidiomorf cirkonkristályok mellett egy ThSiO₂-fázis (huttonit vagy torit) is jelen van. A 40 µm körüli monacit- és xenotimszemcsék nagyon gyakoriak. Figyelemreméltó, hogy a monacit La-, Nd- és Th-tartalma jelentős, a xenotim Dy- és Yb-tartalmú. Gyakori elegyrész a monacittal egyező méretű fluorapatit is.

6. A szálban álló ércindikáció felismerése és vizsgálati eredményei

Az előbbi két, ércesedett kőzettípus erős deformáltsága és milonitos deformációra utaló szöveti bélyegei miatt a Mecsek-alja-zóna milonitos kőzetfeltárásainak átvizsgálására is sor került. Az Ófalu melletti Aranyos-völgyben (!) egy kb. 4 m széles piritesedett zóna található a paleozoós, kloritos, milonitosodott Studervölgyi Gneiszben. A piritesedés a gneiszhez kötődik, a gneisz boudin-ek mentén előforduló biotitos csillámpalásávok makroszkóposan ércmentesek. A leginkább pirites szakasz a feltárás É-i részén található kb. 2 m széles zóna, mely fehér földpátokat tartalmazó, világos szürkészöld színű milonitosodott-kovásodott gneiszből áll. A pirit szórtan, vagy kvarc-kloriterék mentén található. Ettől a zónától kb. 2 m-re D-re lévő, hozzávetőlegesen 1 m-es vastagságú boudin szintén jelentős mennyiségű piritet tartalmaz. Ez utóbbi részen a kőzet helyenként mikrobrecsás szövetű. A pirit üde, néhol a kőzetben sávokba rendeződve szórtan helyezkedik el, de eléri az 1 cm-es aggregátméretet is a változó vastagságú kvarcerekben.

SEM-EDS vizsgálatok alapján a piritben pár µm-es galenit, ritkábban kalkopirit található. Nagyon jellemző a Se-tartalmú akantit, mely a piritben pár µm széles erek mentén található, gyakran barit társaságában. Az akantit néhol tellúr- és arany-tartalmú, valamint néhol, a pirit zárványai közt megjelenik az 5 µm körüli hessit. Ritkább, 1–1,5 µm-es zárványként elektrum is található a piritben (~Au₇₀Ag₃₀), azonban jellemzőbbek a Bi-Pb-Te-S fázisok a pirit zárványaiként. A Bi-Pb-Te tömegszázalékos aránya alapján valószínű az alekszit (20 µm) jelenléte. A piritben nagyon gyakori az apatitzárvány, mely helyenként Th-Ce-tartalmú. A kőzetben viszonylag gyakori elegyrészek a különféle, 10–30 µm körüli Ce-Nd-La-(Th)-tartalmú fázisok is.

7. Következtetések

A Kelet-Mecsekben található szubrecens, aranytartalmú torlatok miocén, folyóvízi eredetű, törmelékes üledékes kőzetekből (Szászvári Formáció) kimosódott szemcsék akkumulációjával jöttek létre. Az arany állandó ezüsttartalma, az enyhe koptatottság és a szulfidzárványok alapján összesen mintegy 50–300 m-es szállítási útvonal feltételezhető (Townley et al., 2003). Az arany finomsága $[Au/(Ag+Au)*1000]$: 761–1000, ami Chapman & Mortensen (2006) alapján az orogén (mezo-termális) aranytelepekkel rokonítható. Az arany szemcsék hasonló morfológiája, ezüsttartalma, az azonos zárványparagenezis, azonos forrásra utal.

Az arany szemcsék zárványain végzett SEM-EDS-mérések segítségével meghatározott termésmizmut, cirkon, káliföldpát, klorit, szericit, pirit, arzenopirit, Co-Ni-szulfoarzenid paragenezis megerősíti az ércesedett, aranytartalmú klasztikus anyaggal és a Studervölgyi Gneisz aranytartalmú paragenezisével való nagyfokú genetikai rokonságot.

Az arany szemcsék LA-ICP-MS elemzésekor kimutatott Bi, Pb, Te mennyiségének együttmozgása, valamint a Ni, Co, As azonos pontokban dúsulása szintén alátámasztja az arany szemcsékből SEM-EDS módszerrel meghatározott Co-Ni-szulfoarzenid fázisok jelenlétét, valamint a Bi-Pb-tellurid fázisok megjelenésének valószínűségét a terméсарanyban, másrészt a miocén Szászvári Formációból származó deformált, ércesedett klasztok és a pirités Studervölgyi Gneisz szulfidos paragenezisével való genetikai rokonságot.

A foliált, ércesedett kvarcit és szintén ércesedett, foliált gneisz D-i irányból érkező szállítással (Hámor, 1970) a miocénben kiemelt helyzetű Mecsek-alja-zónából származhat. A Mecsek-alja-zónából folyóvízi áthalmozással származó kőzetek durva sziliciklasztos üledékként akkumulálódtak (Szászvári Formáció). Az aprózódás következtében felszabaduló arany leülepedett a folyóágyban, majd a Szászvári Formáció felszínre kerülésével a szubrecens torlatokban is megjelenik. Miocén korú paleotorlatok előfordulása a területen tehát valószínűsíthető.

A Mecsek-alja-zóna – a milonitosodott, ércesedett miocén klasztikus anyagban, és az ófalui, szintén milonitos kőze-

tekben (Studervölgyi Gneisz) található hasonló Au-Ag-Bi-(Pb)-Te paragenezis alapján – a torlatos arany legvalószínűbb primér forrása. A terület variszkuszi, zöldpala fáciesű metamorfózisa (Balla et al., 2009), a primér ércesedés szöveti és összetélteli jellemzői egy orogén aranyércesedés jellemzőit mutatják.

A kutatás alapján tehát körvonalazható, hogy a Mecsek-alja-zónában egy eddig teljesen ismeretlen és feltáratlan, a zöldpala fáciesű metamorf kőzetekben otthonos, Au-Ag-Bi-Te±Co-Ni elemasszociációval jellemzett orogén aranyércesedés feltételezhető, melynek egy része lepusztult és áthalmozódott a miocén folyóvízi törmelékes üledékekbe, majd onnan részben ismét áthalmozódott a (szub)recens patak-hordalékba.

A további vizsgálatok az elsődleges ércesedés (aranytartalmú kvarc-szulfid érzések) képződési körülményeinek folyadékzárvány-vizsgálatok révén történő pontosítására és a hidrotermális xenotim és monacit U-Pb-módszerrel történő kormeghatározásra irányulnak.

Irodalom

- Balla Z., Császár G., Gulácsi Z., Gyalog L., Kaiser M., Király E., Koloszar L., Koroknai B., Magyarai Á., Maros Gy., Marsi I., Molnár P., Rotárné Szalkai Á. & Tóth Gy. (2009): A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarország tájegységi térképsorozata. Magyarazó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Chapman, R. J. & Mortensen, J. K. (2006): *Journal of Geochemical Exploration*, 91, 1–26.
- Hámor G. (1970): *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*, 53/1, 1–484.
- Townley, B. K., Herail, G., MaksaeV, V., Palacios, C., de Parseval, P., Sepulveda, F., Orellana, R., Rivas, P. & Ulloa, C. (2003): *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 3, 29–38.
- Vitális I. (1935): *Jelentés a pécsvidéki aranyelőfordulásról*. Kézirat, MBFSZ (SZTFH) adattára, Budapest (T:10052).

A CODRUI GRANITOIDOK KŐZETTANI ÉS GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA A TISZAI-FŐEGYSÉGBEN

JÁKRI Barnabás^{1*}, SZEMERÉDI Máté^{1,2}, KOVÁCS Zoltán^{2,3}, LUKÁCS Réka^{2,4} & PÁL-MOLNÁR Elemér^{1,2}

¹ Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, Szeged

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

⁴ Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

* E-mail: jakribarnabas@gmail.com

Több paleozoos granitoidtestet is ismerünk a Tiszai főegység prealpi aljzatából az Erdélyi-középhegység, a Mecsek és a Papuk területéről, továbbá alföldi szénhidrogén-kutató-fúrásokból Algyő–Ferencszállás–Makó térségéből és a Battonya–Pusztaföldvári-hát területéről. Ezekről a granitoidokról részletes petrográfiai jellemzések, teljes kőzet geokémiai elemzések és radiometrikus koradatok – nagy általánosságban – csak korlátozott mértékben állnak rendelkezésre. Közülük talán a legkevésbé ismertek az Erdélyi-középhegység paleozoos granitoidjai, amelyekből kutatásunkban a hegység központi-nyugati részén elhelyezkedő Codru-takarórendszer granitoid kőzeteit vizsgáltuk, majd vetettük össze a Battonya–Pusztaföldvári-hát hasonló képződményeivel (Békés–Codru szerkezeti öv). Célunk a codrui granitoidok részletes petrográfiai, geokémiai és geokronológiai vizsgálata, valamint a két egység hasonló képződményei közötti esetleges kapcsolatok tisztázása.

A codrui granitoidok mintavételi helyünkön, a Hegyes-hegység ÉNy-i részén található galsai kőfejtőben dominánsan középszemcsés, ekvigranuláris, hipidiomorf szemcsés, enyhén irányított szövetű szienogranitok, amelyeket apilit- és pegmatiterek járnak át. A gránit (s.s.) fő kőzetalkotó ásványai: kvarc > ortoklász > plagioklász > muszkovit > mikroklin > biotit. Az apilitban és a pegmatitban a kvarc, a mikroklin és a muszkovit aránya magasabb a gránithoz képest, a plagioklászé alacsonyabb, az ortoklászé közel megegyező, míg biotit nem jelenik meg bennük. A vizsgált kőzetmintákban gyakori járulékos ásvány az apatit és a cirkon, illetve kevesebb monacit is előfordul, ezek leggyakrabban a csillámokban zárványként jelennek meg. Az apilitban gránát is előfordul, amely enyhén zónás, magja Mn-gazdag, szegélye felé enyhén dúsul Fe-ban és szegényedik Mn-ban. A pegmatitban egyes apatitkristályokra magas Mn- vagy RFF-tartalom jellemző. A vizsgált granitoidok enyhén átalakultak (földpátjaik szericitesedtek, bennük a biotit epidotosodott), továbbá rideg és képlékeny deformációs bélyegek is jellemzik őket. A minták enyhe irányítottságát a muszkovit- és biotittáblák rajzolják ki.

A granitoidok enyhe-mérsékelt peraluminiosus karakterrel rendelkeznek, amely jelleg a kőzetek átalakultsági foká-

val áll összefüggésben. A vizsgált minták dominánsan mészkáli karakterűek és Mg-ban gazdagok (magnesian), azonban az aplitokra alkáli-kalciumos karakter és magasabb Fe-tartalom (ferroan) jellemző. Kondritra normált RFF-diagramon az apilit és a pegmatit jelentős szegényedést mutat a gránithoz képest; utóbbi erőteljesen dúsult könnyű és enyhén dúsult nehéz RFF-ekben. Sokelemes (spider) diagramon a gránitok esetében K- és U-dúsulást, valamint Nb-, Sr- és Ti-szegényedést tapasztaltunk. A pegmatit és apilit K-ban és P-ban dúsult, illetve az U kivételével minden más nyomelemben szegényebb a gránithoz képest.

A codrui granitoidok ásványos összetétele (elsődleges muszkovit, gránát, monacit előfordulása) és geokémiai karaktere (mészkáli, peraluminiosus) S-típusú, kontinentális kéreg eredetre utal. Korábbi petrográfiai és geokémiai vizsgálatok (pl. Pál-Molnár et al., 2001; Pál-Molnár & Kovács, 2002) eredményeivel összevetve nagyfokú hasonlóságot találunk a szinkollíziós, alsó-karbon battonyai granitoiddal. Utóbbi képződmény ásványos összetételében (kvarc > ortoklász > mikroklin > plagioklász > muszkovit > biotit) és a fő kőzetalkotók megjelenésében alig különbözik a codrui granitoidtól, bár az aljzati kőzetek szövege dominánsan inkább inekvigranuláris és csak ritkán mutat irányítottságot. Kiemelkedő továbbá a két képződmény erőteljes fő- és nyomelem-geokémiai hasonlósága.

Kőzettani és teljes kőzet geokémiai vizsgálataink alapján feltételezhető, hogy a Tiszai-főegységben előforduló S-típusú variszkuszi granitoidok (Alföld aljzata, Erdélyi-középhegység) egyazon kollíziós környezetben létrejött kéregolvadékot képviselnek. A lokális és regionális korreláció pontosításához cirkon U–Pb korméréseink folyamatban vannak.

Irodalom

Pál-Molnár, E. & Kovács, G. (2002): *Acta Mineralogica-Petrographica*, 43, 65–69.

Pál-Molnár, E., Kovács, G. & Batki, A. (2001): *Acta Mineralogica-Petrographica*, 42, 21–31.

A DÉL-MAGYARORSZÁGI FELSZÍN ALATTI VIZEK LÍTIUMTARTALMÁNAK EREDETE

JANCSEK Krisztián^{1*}, JANOVSKY Patrick², GALBÁCS Gábor² & M. TÓTH Tivadar¹

¹ Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

² Szegedi Tudományegyetem, Szervetlen Kémia Tanszék, Szeged

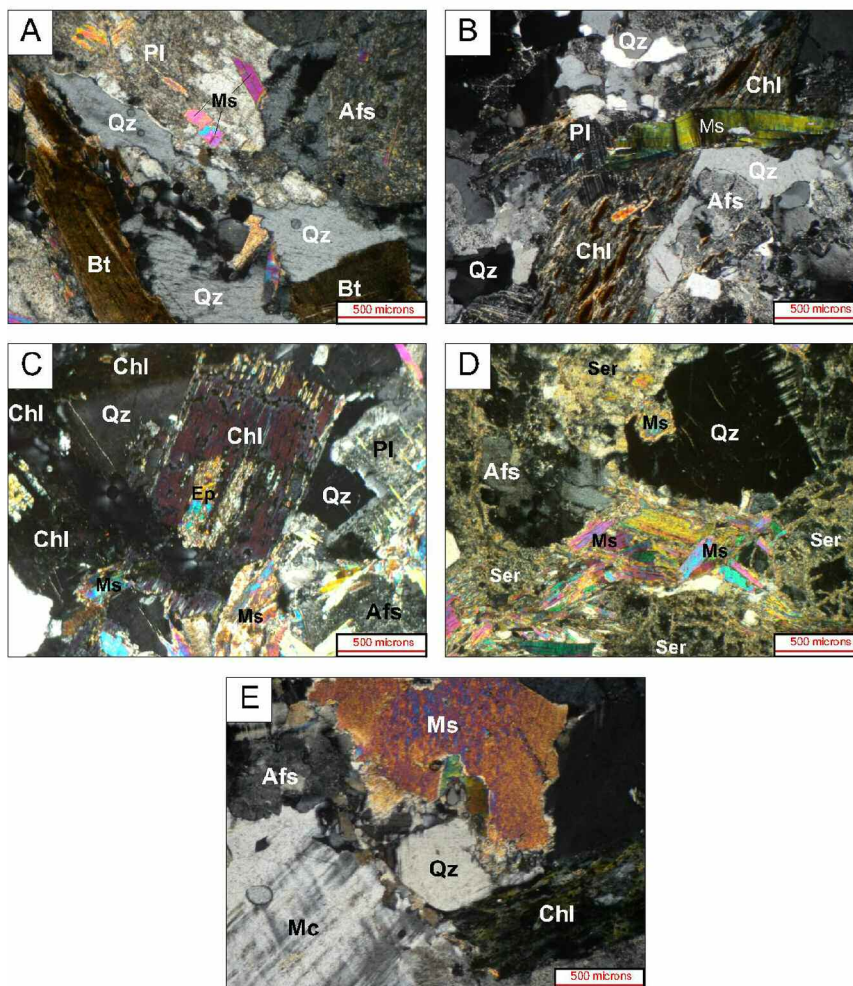
* E-mail: krisztianjancsek@gmail.com

Az utóbbi évek egyik legfontosabb nyersanyagává lépett elő a lítium az akkumulátoripar fejlődése és az elektromosautók térhódítása következtében. Ennek hatására számos országban indultak meg kutatások új források felfedezésére.

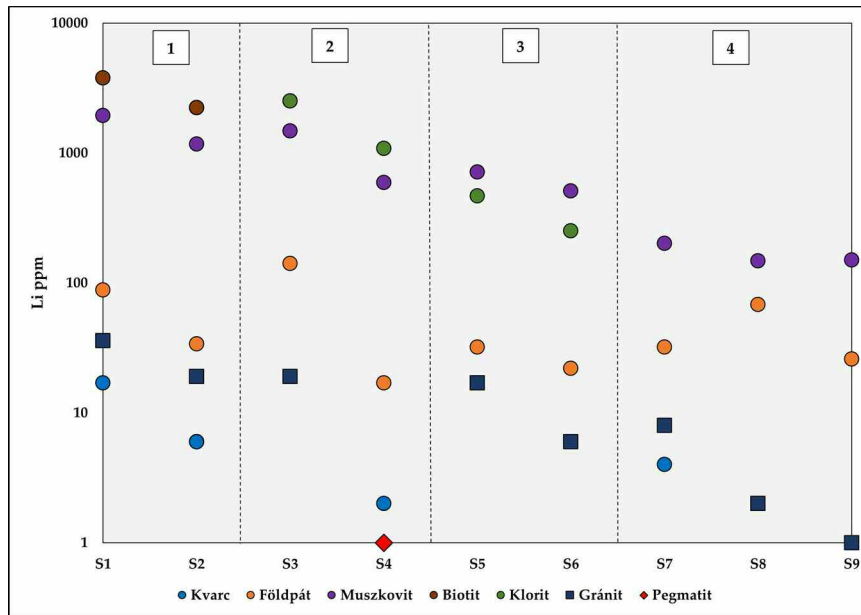
Hazánkban már korábban felmerült a dél-magyarországi felszín alatti vizekben oldott kritikus elemek kutatásának szükségessége. Egyes geotermikus és olajkutakban több mint 100 mg/l-es koncentrációkat mértek, ami ipari szempontból

bizakodásra ad okot. Felmerül a kérdés, hogy a lítium geokémiai viselkedésének ismeretében ennek az emelkedett koncentrációnak mi lehet az eredete?

A tanulmány során különböző gránit és pegmatit fűrőmagokat vizsgáltunk a harmad- és negyedidőszaki üledékekkel fedett Battonya Komplexumból. A cél a gránitok átalakulása és a lítiumtartalom közti összefüggés feltárása volt. Nyolc gránit- (S1-S3, S5-S9) és egy pegmatitminta (S4) elemzésével



1. ábra: Az ásványtani jellemzők alapján meghatározott átalakulási sorozat mikroszkópos felvételei. A) 1. átalakulási fázis: Ép biotitlemezek, gyengén szericitesedett földpátok, muszkovitlemezek és hipidiomorf kvarcsemcsék. B) 2. átalakulási fázis: Biotit kiterjedt kloritosodása, biotitmaradványokkal. C) 3. átalakulási fázis: Jellemzően kloritok epidotkitöltéssel, szericitesedett földpátokkal és apró muszkovitlemezekkel. D) 4. átalakulási fázis: Az erek mentén a földpátok kiterjedt szericitesedése és másodlagos muszkovit-előfordulás. E) Az S4 pegmatitminta muszkovittal és klorittal, a második átalakulási csoportba sorolható. Rövidítések: Bt - biotit, Ms - muszkovit, Chl - klorit, Qz - kvarc, Ep - epidot, Pl - plagioklász, Afs - alkáliföldpát, Mc - mikroclin.



2. ábra: Az átalakulási fázisok és a lítiumkoncentrációk közötti összefüggés. Az ásványokat színes pontok, a gránitokat kék négyzetek, míg a pegmatitot piros rombusz jelölik.

négy átalakulási fázist különítettünk el a kloritosodás és a szericitesedés alapján (1. ábra). A mikroszkópi megfigyelés során legépebb mintákban átalakulatlan biotitok és muszkovitok voltak, míg az átalakulás folyamán egyre előtérbe került a biotitok kloritosodása és a földpátok szericitesedése. A legátalultabb mintákban a csillámok közül kizárólag muszkovit volt jelen.

A lítium mérése két módon történt. ICP-MS-sel határoztuk meg a kőzetminták teljes lítiumtartalmát, az egyes ásványokét pedig LIBS alkalmazásával. A LIBS technológia feltörekvőben van, köszönhetően annak, hogy nem igényel mintaelőkészítést és az olyan könnyű elemek, mint a lítium is könnyen mérhető.

A teljes kőzetelemzés eredményei alapján csak a legépebb S1 minta tartalmazott az átlagos földkéregbeli lítiumkoncentrációnál magasabb értéket, 36 ppm-et (2. ábra). A többi minta lítiumkoncentrációja a 20 ppm-es küszöb alatt maradt és csökkenő tendenciát mutatott az átalakulás mértékének növekedésével. A LIBS eredmények hasonló tenden-

ciát mutattak a csillámok esetében (2. ábra). Az ép biotitokban az átlagos lítiumkoncentráció 2000–3000 ppm felett alakult, majd a kloritosodás során néhány 100 ppm-es értékre csökkent le. Habár így is jelentős mennyiségű lítiumot képes a klorit is megkötni. A muszkovitok lítiumtartalma 1000–2000 ppm-ről egy nagyságrenddel csökkent le. Ezzel szemben a földpát és a kvarc lítiumtartalma és az átalakulás mértéke között nincs összefüggés. Megállapítható, hogy elsősorban a biotit és a muszkovit a fő lítiumhordozók és a kloritosodás, szericitesedés során a lítium felszabadul belőlük. A lítium egy része a felszínalatti vizekbe kerül, míg kisebbik hányada kloritban csapdázódik.

Összességében a fenti megállapítások alátámasztják a lítium gránitos eredetét és az oldatba kerülésének fő okát. A jövőben az emelkedett lítiumkoncentráció kiaknázásra kell nagyobb figyelmet fordítani. Ehhez olyan környezetkímélő bányászati eljárások, mint az in situ leaching és az ioncserélős leválasztás geotermikus vizekből jó alapot bizonyulnak.

IPLYTARNÓC: EGY 17,2 MILLIÓ ÉVVEL EZELŐTTI, VEI ≥ 7 ROBBANÁSOS VULKÁNKITÖRÉS ESEMÉNYSZTRATIGRÁFIÁJA

KARÁTSON Dávid^{1*}, BIRÓ Tamás¹, PORTNYAGIN, Maxim², KISS Balázs³, PAQUETTE, Jean-Louis⁴, CSERI Zoltán¹, HENCZ Mátyás¹, NÉMETH Károly^{5,6}, LAHITTE, Pierre⁷, MÁRTONNÉ SZALAY Emőke⁸, KORDOS László⁹, JÓZSA Sándor³, HABLY Lilla¹⁰, MÜLLER, Samuel¹¹ & SZARVAS Imre¹²

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest

² GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

⁴ Université Clermont Auvergne, Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand

⁵ Massey University, School of Agriculture and Environment, Palmerston North

⁶ Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

⁷ Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405, Orsay

⁸ Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Paleomágneses Laboratórium, Budapest

⁹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Savaria Egyetemi Központ, Szombathely

¹⁰ Magyar Természettudományi Múzeum, Növénytár, Budapest

¹¹ Institute of Earth Sciences, Christian-Albrecht University of Kiel, Kiel

¹² Ipolytarnóci Ősmeradványok Természetvédelmi Terület, Ipolytarnóc

* E-mail: karatson.david@ttk.elte.hu

1. Bevezetés

A negyedidőszakból számos hatalmas, robbanásos vulkánkitörés ismert, amely felborította a helyi vagy regionális ökoszisztémát és akár globális lehűléssel járt (pl. Toba, Campaniai Ignimbit, Ōruanui, Kikai, Thíra/Minósi Tufa, Tambora). Míg e fiatal kitöréseket követően a hatalmas mennyiségű tefra (szárazföldi környezetben) betemette a domborzatot, nem kevés miocén vagy még régebbi példa akad, ahol az évmilliókig tartó erózió felszínre hozta az eltemetett élőhelyet. Ezt látjuk a németországi Chemnitz megkövesedett erdeje (perm), a kínai Liaoning tartományban található Jihol bióta (kréta), vagy a Nebraska államban (USA) lévő Ashfall Fossil Beds (miocén) esetében.

Kutatásunk során az észak-magyarországi, bő 150 éve ismert ipolytarnóci lelőhelyet betemető vulkánkitörés menetét igyekeztünk részletesen feltárni. Fő eredményeinket (Karátson et al., 2022) jelen kivonat tömören foglalja össze. A rossz megőrződöttség, a növényzetborítás ellenére sikerült azonosítani, rekonstruálni a robbanásos kitörés térbeli elterjedését, méretét, időpontját és részletes eseménystratigráfiáját.

A Pannon-medence északi részén (1. ábra) az „alsó riolittufát” képviselő első kitörés a felszínen kevés helyen megőrződött – általunk pl. a Wind téglagyárban és Eger keleti részén (Homok utca) azonosított – Wind ignimbitet rakta le. Ezt korábban csak fúrásból mutatták ki (Lukács et al., 2018; közölt cirkon U-Pb-kora $18,2 \pm 0,3$ millió év). Saját cirkon U-Pb kormeghatározásunk eredménye ezzel megegyezik ($18,21 \pm 0,19$ millió év), nagy pontosságú szadinin Ar-Ar kora viszont – 2σ hibahatáron túl – némileg fiatalabbnak bizonyult ($18,06 \pm 0,02$ millió év).

2. Az Eger-Ipolytarnóci kitörés

Terepi vulkanológiai adataink alapján e korai kitörés anyagára – üledékes rétegekkel elválasztva – egy másik, jóval nagyobb szabású és sokkal nagyobb területet érintő robbanásos kitörés összetett piroklasztit-sorozata következik. Mediális és disztális lelőhelyek korrelációjával bebizonyítottuk, hogy eme újabb kitörés rakta le az Egertől Ipolytarnócig nyomozható – tanulmányunkban (Karátson et al., 2022) épp ezért ilyen néven említett –, horzsakőüveg-geokémia szempontjából is karakteres (2. ábra) ignimbitet.

Ennek az ignimbitnek a korát korábbi szerzők cirkon U-Pb (Lukács et al., 2018, 2021) és plagioklász vagy biotit Ar-Ar módszerrel (Pálfy et al., 2007; Šarinová et al., 2021) egyaránt vizsgálták, de az adatok nem tisztázták megnyugtatóan a kitörés időpontját. Saját munkánk során mindkét módszert alkalmaztuk. Míg a cirkonkorok (mind a korábbiak, mind saját eredményeink) jelentős szórást mutatnak ($17,8$ – $17,2$ millió év), addig Pálfy et al. (2007) és Šarinová et al. (2021) Ar-Ar koradatai (plagioklászon, illetve biotiton) $17,3$ – $17,1$ millió év közé szűkülnek (előbbi szerzők koradatát a Fish Canyon Tuff újabb szanidinkor-adatának standardjával súlyoztuk). Ez utóbbi kortartomány egybevág saját Ar-Ar datálásunk eredményével ($17,25 \pm 0,11$ millió év). A cirkon U-Pb-koroknak a kitörési kornál jellemzően idősebb volta, egyúttal „széthúzó-dása” a magának a tározórendszerben eltöltött tartózkodási idejével (gyakorta elhúzódozó kristályosodási történetével) és/vagy átöröklött cirkonokkal magyarázható (részletesebben lásd: Karátson et al., 2022).

A piroklasztit-sorozat ismert vagy általunk azonosított mai felszíni előfordulásainak eloszlása, valamint a terepen észlelt, illetve interpolált vastagsági adatok kb. 1650 km^2

befedett területet, illetve 99 km³ térfogatot körvonalaznak. Ez a térfogat, ha 1,7-es tefra/tömör kőzet (DRE) aránnyal számolunk, kb. 58 km³ magmának, így legalább VEI = 7 méretű robbanásos kitörésnek felel meg. (A piroklasztit-sorozat lepusztulása, nagyon rossz megőrződöttsége miatt azonban a kitöréstermékek tényleges térfogata ennek akár többszöröse is lehetett.)

A nagy erejű robbanásos kitörés négy egységből álló összetételének részletes elemzése azt mutatja, hogy a kitörést egy térfogatilag viszonylag szerény kettős esemény vezette be. Terepi adatok, vágott kézipéldányok és BSE-képek alapján arra következtettünk, hogy a kitörés elején a kürtőben már hólyagosodott magma külső víztesttel lépett kölcsönhatásba („nedves” fragmentáció), és bár heves robbanásra került sor, viszonylag kis hőmérsékletű piroklaszt-sűrűségár terjedt tova, mely mintegy 5–10 cm vastag rétegzett tufát (A egység) rakott le. A nedves jelleg a hasonló vastagságú B egység lerakódása (sűrűségárhoz társult hamuhullás) során tovább erősödött, amit akkréciós lapilli jelenléte bizonyít.

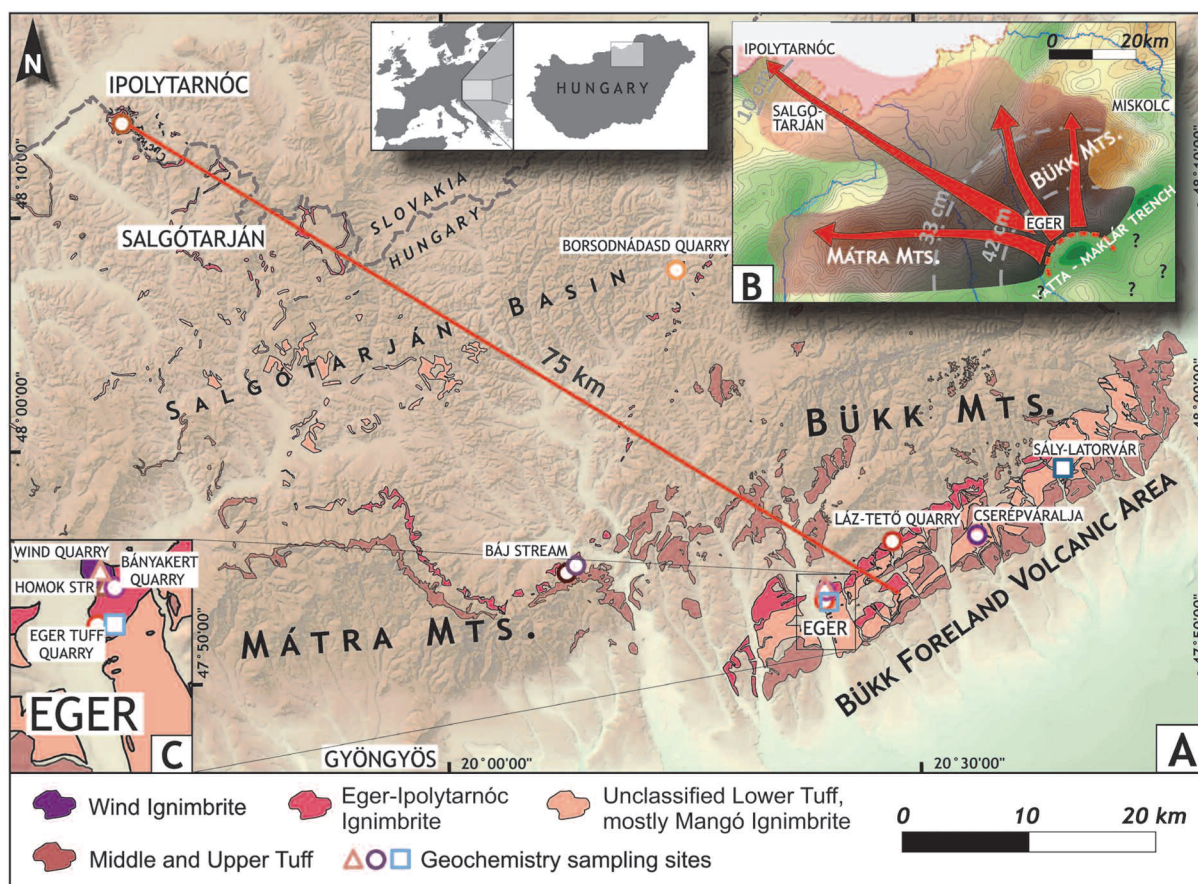
A harmadik, C egységben található erősen hólyagos horzsa-kövek vizsgálataink alapján tisztán magmás, „száraz” fragmentációval keletkeztek (pliniusi horzsa-kőszórás). E szórt réteg vastagsági értékei Egertől Ipolytarnóc felé szisztematikusan csökkennek (Eger/Homok utca 42 cm; Észak-Mátra/Báj-patak 33 cm; Ipolytarnóc 10 cm). Végül a D egység a kitörési felhő összeomlásához kapcsolódó horzsa-kő- és hamuárnak felel meg, mely nagy térfogatú (anyagmennyiség szem-

pontjából a döntő többséget jelentő) ignimbritet rakott le (Eger térségében akár 60–80 m vastagságban). Ekkor újra megjelent némi vízhatás, mivel az ignimbrit még a kürtőhöz legközelebb sem mutat összesülést, illetve az ignimbrit mindenütt gazdag elszenesedett szerves maradványokban.

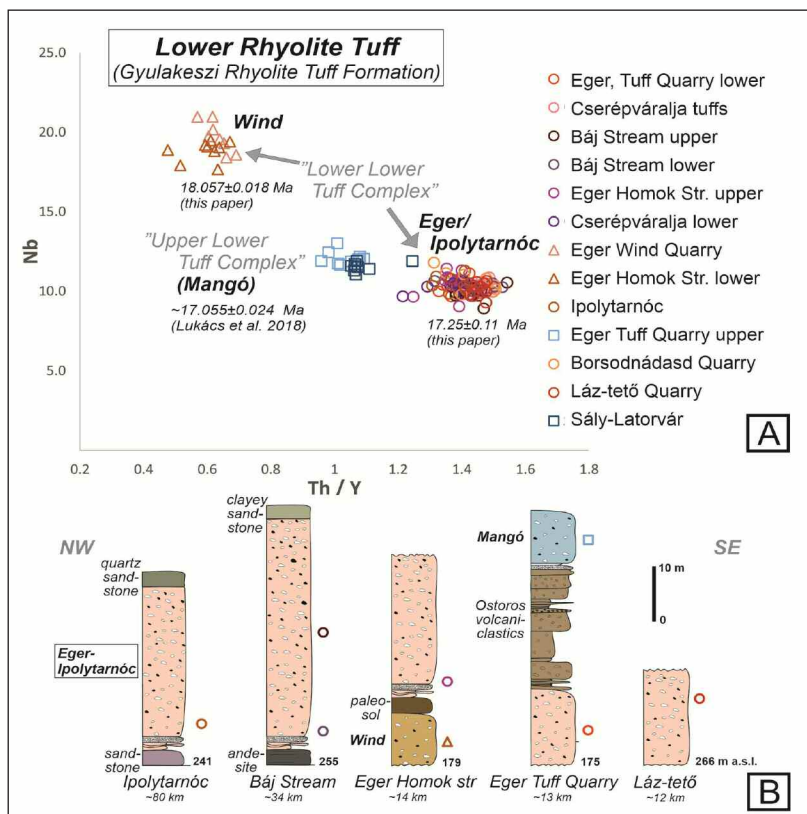
A víz hőmérsékletre gyakorolt hatását az ignimbrit esetében a paleomágneses tulajdonságok is alátámasztják. Az Ipolytarnócon korábban gyűjtött mintákon (Márton et al., 2007) végzett kísérletek alapján a paleomágneses jel a termolemagnezés során fokozatosan elvész, jóval a magnetit Curie-pontja előtt. Ez összhangban van más, a nemzetközi szakirodalomban leírt „hideg” ignimbritek tulajdonságaival, ahol szintén hiányzik a magas hőmérsékletű elsődleges természetes remanens mágnesezettség (NRM). Ezen túlmenően a távolsággal a hőmérséklet fokozatos csökkenését valószínűsíthetjük Ipolytarnóciig, ahol a piroklasztárba helyileg belekeveredett, nem szenesedett fatörzs-, illetve ágmaradványokat találunk, ezerszámra megőrződött levelek mellett (Hably, 1985), ami ≤ 150 °C-os hőmérsékletre utal.

3. Összefoglalás: a vulkánkitörés hatása az ökoszisztémára

Összefoglalva, az Eger-Ipolytarnóci kitörés eseménystratigráfiája, a megőrződött rétegek jellemvonásai – nemzetközi példákkal egybevetve – azt sugallják, hogy a heves, robbanásos kitörés kis hőmérsékletű, de nagy energiájú



1. ábra: Az „alsó riolituffa” (Gyulakeszi Riolituffa Formáció) elterjedése a Pannon-medence északi részén a fő piroklasztit-egységekkel és az Eger-Ipolytarnóci kitörés hatásterületével (Karátson et al., 2022).



2. ábra: Az „alsó riolittufa” főbb egységeinek korrelációja az 1. ábrán jelzett területen. A) A fő piroklasztit-egységek horzsakőüvegeinek Nb vs. Th/Y diagramja. A minták helyét lásd az 1. ábrán. B) Az alsó riolittufa 1. ábrán jelzett néhány fő előfordulásának egyszerűsített rétegtani szelvénye (Karátson et al., 2022).

piroklasztit-sűrűségárral indult, mely legfeljebb néhány tíz perc alatt igen nagy területet érintett és drasztikus hatást gyakorolt az ökoszisztémára. Ipolytarnócnál – mely egy sekélytengeri árapályövel összefogazódó szárazföldi (folyóártéri) környezet volt (Kordos et al., 2021) – a lökéshullám kidöntötte vagy magával vonszolta a fákat, és a rákövetkező nedves hamuhullással együtt 20–25 cm vékony tufával borította be az élőhelyet.

Az azonosított kis hőmérséklet alapján azt feltételezzük, hogy e kezdeti „hideg” lerakódás döntő tényező lehetett abban, hogy állati csontok nem őrződtek meg, mert az állatok talán el tudtak menekülni. Az állati maradványok hiánya egyúttal a kitorrés első két szakaszát követő szünetre is utalni látszik.

Eme ismeretlen hosszúságú szünetet követően pliniusi horzsakőszórás, végül ismét kisebb hőmérsékletű, nagy térfogatú horzsakő- és hamuár következett, mely még Ipolytarnócon is mintegy 40 méter vastag tufával borította be a környezetet, egyszersmind páratlanul megőrizte az eltemetett növényi maradványokat és a lábnyomokat. A hasonló, kis hőmérsékletű piroklasztit-sorozat tanulmányozása, azonosítása világszerte kiemelkedő jelentőségű lehet nemcsak a vulkanológia, de az őslénytan számára is, mivel az ilyen jellegű kitorrés biztosíthatják az uralkodó bióta pillanatszerű megőrződését.

4. Köszönetnyilvánítás

A kutatás az NKFIH-OTKA K 131894 és K128695 pályázata keretében valósult meg, és az Innovációs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-21-4 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának (ÚNKP-21-4-II-ELTE-382; ÚNKP-21-4-I-ELTE-63)

a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott szakmai támogatásával készült. Az Ar/Ar kormeghatározást kutatási megbízás keretében Matt Heizler végezte a Socorro Geochronological Research Laboratory-ban (Új-Mexikó, USA).

Irodalom

- Hably L. (1985): *Geologica Hungarica*, series *Palaeontologica*, 45, 73–255.
- Karátson, D., Biró, T., Portnyagin, M., Kiss, B., Paquette, J-L., Cseri, Z., Hencz, M., Németh, K., Lahitte, P., Márton, E., Kordos, L., Józsa, S., Hably, L., Müller, S. & Szarvas, I. (2022, in print): *Scientific Reports*, 41598, doi.org/10.1038/s41598-022-13586-3.
- Kordos, L., Mészáros, I. & Szarvas, I. (2021): *Geoconservation Research*, 4, 621–634.
- Lukács, R., Harangi, Sz., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Buret, Y., Dunkl, I., Sliwinski, J., von Quadt, A., Peytcheva, I. & Zimmerer, M. (2018): *Earth Science Reviews*, 179, 1–19.
- Lukács, R., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L. & Harangi, Sz. (2021): *Frontiers in Earth Sciences*, 9, 615768.
- Márton, E., Vass, D., Tunyi, I., Márton, P. & Zelenka, T. (2007): *Geologica Carpathica*, 58, 531–540.
- Pálfy, J., Mundil, R., Renne, P. R., Bernor, R. L., Kordos, L. & Gasparik, M. (2007): *Earth and Planetary Science Letters*, 258, 160–174.
- Šarinová, K., Rybár, S., Jourdan, F., Frew, A., Mayers, C., Kováčová, M., Lichtman, B., Nováková, P. & Kováč, M. (2021): *Geologica Acta*, 19, 1–19.

KÖRNYEZETREKONSTRUKCIÓ GEOKÉMIAI VIZSGÁLATOK SEGÍTSÉGÉVEL A BOLĀTĀU-FEREDEU TÓ 500 ÉVES ÜLEDÉKÉN

KARLIK Máté^{1*}, TÖRŐCSIK Gabriella Tünde², BOZSÓ Gábor³ & FEKETE József¹

¹ Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest

³ Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

* E-mail: karlik.mate@csfk.org

1. Bevezetés

A tavi üledékek kiváló lehetőséget biztosítanak a környezetrekonstrukcióval foglalkozó kutatók számára. A tóba érkező anyag ideális körülmények között rétegződve rakódik le, ezzel kialakítva a rétegzett tavi üledéket. A behordás ütemétől függően egy-egy réteg adott időszakról hordoz információkat. A geokémia eszköztára kiváló lehetőséget biztosít az így tárolódó információk kinyerésére és értelmezésére. A szerves geokémiai elemzések segítségével, különös tekintettel az n-alkánokra, információt kaphatunk a területen uralkodó növényzetről és annak változásairól, a kapott eredményeket pontosíthatjuk stabilizotóp-mérésekkel ($\delta^{13}\text{C}$ & $\delta^{15}\text{N}$). Az elemanalitikai adatok segítségével képet kaphatunk a behordási viszonyok megváltozásáról, csapadékeseményekről. Jelen tanulmány keretein belül a Romániában található Bolotau-Feredeu tó üledékének komplex geokémiai elemzése kerül bemutatásra.

2. Mintaterület

A Bolätău-tó (47° 37' 20,74" É, 25° 25' 54,43" K) neve kis tavat jelent, ami a régióban elterjedt név (Grădinaru et al., 2012). A tó a Feredeu-lui-hegység közelében található, közvetlenül az Obcina Feredeu-lui csúcs alatt (1364 m tszl) és az lezer-tó szomszédságában (1. ábra).

A tó legnagyobb mélysége 5,2 m, felszíne 0,3 ha volt 2010-ben. A vízminőség mérése 2010-ben történt, a tó összes foszforkoncentrációja 0,014 mg/l (Mîndrescu et al., 2010), Az oldott oxigéntartalom-mérések 2014-ben történtek négy szelvény mentén. A tó tetején az oldott oxigén értéke 8–9 mg/l között mozgott (Karlik et al., 2018, 2021).

A vízgyűjtő átmérője mindössze 700 m, de a vízgyűjtőn belüli magassági amplitúdó jelentős, kb. 227 m, területe kb. 30 ha (Mîndrescu et al., 2013). A vízgyűjtő flórája jelenleg összetett. A vízgyűjtőből 6 ha mező jellegű, számos gyógynövényfaj is megtalálható. A túlevelű erdő (24 ha) fő faja jelenleg a lucfenyő (*Picea abies*) és az ezüstfenyő (*Abies alba*), a kecskefűz (*Salix caprea*), az éger (*Alnus incana*), a remegő nyárfa (*Populus tremula*), a nyír (*Betula pendula*), amely a tóparton található, a vízkezelő lágyszárú növények közül pedig a zsióka (*Bolboschoenus* sp.) fordul elő (Mîndrescu et al., 2010). A fúrómagok kivételére 2010-ben került sor.

3. Alkalmazott módszerek

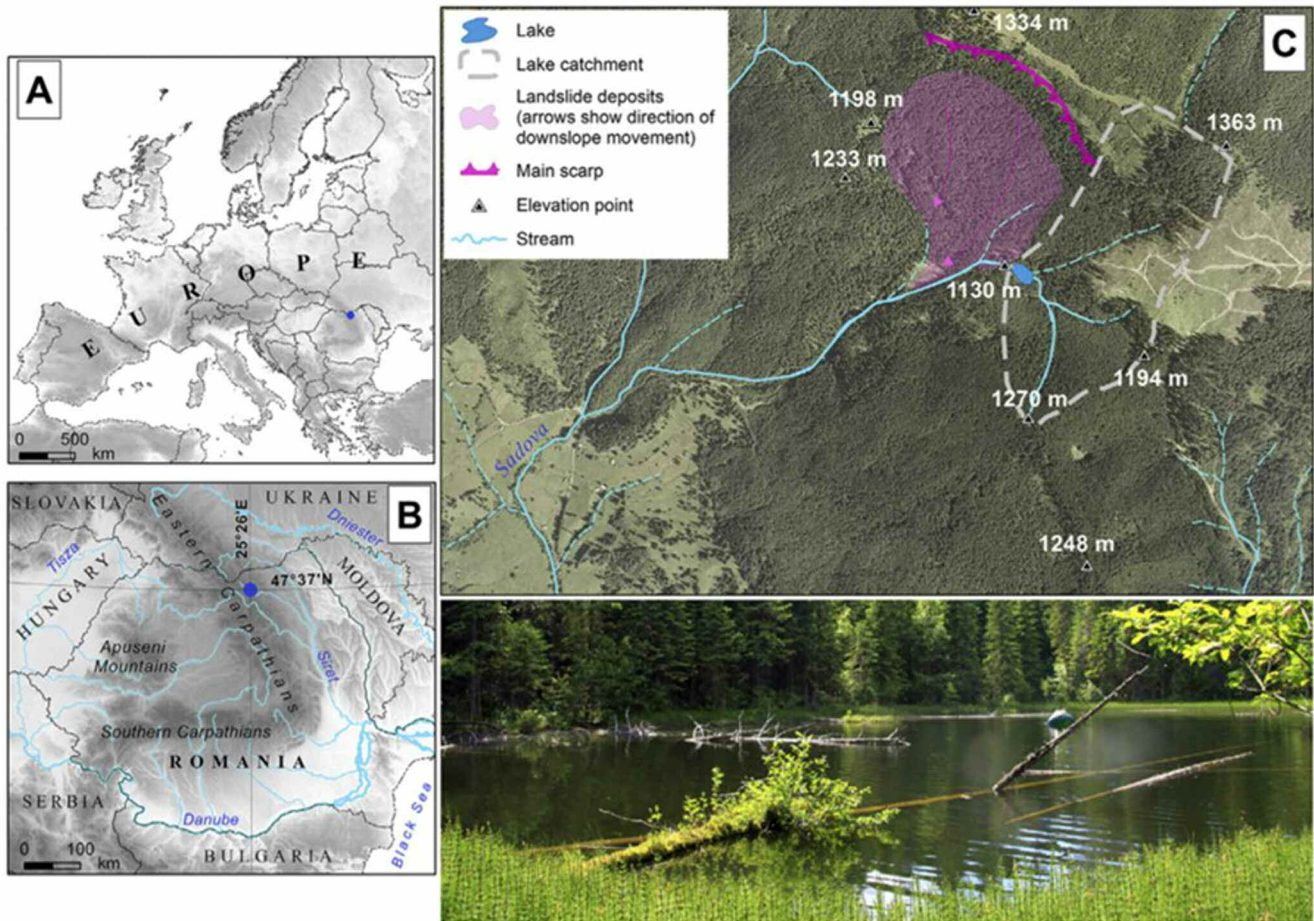
A fúrómagok kormeghatározása radiokarbon és Pb210 izotópok alapján történt. A fúrómagokon az alábbi módszerrel történtek vizsgálatok. A fúrómag minden cm-es szakasza külön mintaként lett kezelve a szerves geokémiai vizsgálatok során. Az elemanalitikai összetétel meghatározása porítást és pasztillálást követően Rigaku Supermini hullámhosszdiszperzív röntgenspektrométerrel történt. A kapott értékek önállóan és mállási indexekként is interpretálásra kerültek. A stabilizotóp és C/N arány mérése preparálás és csomagolás után IR-MS tömegspektrométerrel történt. Szerves geokémiai vizsgálathoz a minták szervesanyag-tartalmának extrahálása megtörtént. Az extrahálás során 20 gramm minta extraháló berendezésbe került elhelyezésre (ASE250), ahol 75 °C-on 100 bar nyomáson 5:2 kloroform-metanol eleggyel történt a szervesanyag kivonása. A kromatogramok felvétele Fisons 8000 GC gázkromatográfia történt. Az n-alkánok csúcsintenzitásai alapján indexek számítása történt.

A mintákon szemcseméret meghatározás történt lézerdiffrakciós szemcseméret-analizátor segítségével.

4. Eredmények és diszkusszió

Az n-alkán indexek segítségével, melyek kifejezik az egyes csoportok, vegetációk egymáshoz való arányát (pl. P_{wax} fászszerű/lágyszárú eredetű n-alkánok aránya), leírásra került a növényzet változása az elmúlt 500 évben a vízgyűjtő területén. Tekintettel arra, hogy a gázkromatográfiához szükséges szervesanyagminta kinyeréséhez nagyobb mennyiségű kezdeti minta szükséges (~20 g), a kapott adatok időbeli felbontása nem teszi lehetővé a pontos és részletes leírást. A kisebb igényű módszerek segítségével (pl. stabilizotóp-mérések), lehetőség adódik az események részletesebb megismerésére, pontosítására. Az elemanalitikai adatok és mállási indexek vizsgálatával meghatározható a behordási viszonyok megváltozása. Ezen adatsorok elemzésével az alábbi időszakok elkülönítése történt meg:

i. Kr.u. ~1500–1620: Lágyszárúak elterjedése a vízgyűjtőn. A mért értékek alapján elmondható, hogy a korábbi zárt erdős vegetációban megjelentek a lágyszárú növények. Ezen növények elterjedéséhez ökológiai fülkék megnyílására volt szükség (pl. fák kidőlése).



1. **ábra:** A Bolătau-Feredeu tó elhelyezkedése: A) Kontinentális skálán; B) Regionális skálán; C) Közeli kép a tóról (Karlik et al., 2018).

ii. Kr.u. 1620–1700: Hideg időszak a vízgyűjtő területén: A számos publikációból ismert hideg időszak hatása a Bolatau-Feredeu tó vízgyűjtőjén is megjelent. A vízgyűjtő területén a hőmérsékletcsökkenés hatására csökkent a növényzet-termékenység. A lágyszárú vegetáció csökkenésével párhuzamosan csökkent a növényzet által okozott szűrő hatás, ebből kifolyólag a nagyobb szemcseméretű hordalék is bejutott a víztestbe.

iii. Kr.u. 1700–1780: Közel stabil periódus: A vízgyűjtő területén csupán rövid ideig tartó események jelennek meg, melyek szignifikáns eltérést nem okoznak.

iv. Kr.u. 1780–1860: Hideg időszak és erdőirtás a vízgyűjtő területén. A területen uralkodó hideg időszak alatt megjelent az emberi hatás a vízgyűjtőn. A területen végbenő erdőkitermelés főként Kr.u. 1811–1820 között valósult meg. A területen új vegetáció kialakulása megkezdődött.

v. Kr.u. 1860–2010: Modernkori tájváltozás a vízgyűjtő területén. A korábbi erdőirtás hatására a fásszárú vegetáció aránya csökkent. A felszabadult területen megjelent a lágyszárú vegetáció. Az így kialakult növényborítottság a mai napig megfigyelhető a vízgyűjtő területén.

Irodalom

- Grădinaru, I., Iosep, I., Pociask-Karteczka, J., Brancelj, A. & Mácha, P. (2012): Georeview, 21, 68–79.
- Karlik, M., Fekete, J., Mîndrescu, M., Grădinaru, I., Bozsó, G., Bíró, L. & Kern, Z. (2018): Quaternary International, 493, 166–175.
- Karlik, M., Vancsik, A., Szalai, Z., Mîndrescu, M., Grădinaru, I., Vágási, S., Bozsó, G. & Fekete, J. (2021): Hungarian Geographical Bulletin, 70/4, 339–351.
- Mîndrescu, M., Cristea, I. A. & Florescu, G. (2010): Romanian Journal of Limnology – Lakes, reservoirs and ponds, 4, 119–130.
- Mîndrescu, M., Cristea, A. I., Hutchinson, S. M., Florescu, G. & Feurdean, A. (2013): Quaternary International, 293, 219–230.

CSISZOLT KŐESZKÖZÖK ARCHEOMETRIÁJA A BARADLA-BARLANGBÓL

KERESKÉNYI Erika^{1*}, FEHÉR Béla¹, KRISTÁLY Ferenc², SZILÁGYI Veronika³, KASZTOVSZKY Zsolt³ & SZAKMÁNY György⁴

¹ Herman Ottó Múzeum, Ásványtár, Miskolc

² Miskolci Egyetem, Ásvány- és Kőzettani Tanszék, Miskolc

³ Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

⁴ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

* E-mail: kereskenyerika@yahoo.com

1. Bevezetés

A Baradla-barlang egy ősidők óta nyitott barlang, melyet a régi idők embere is ismert, időszakos lakóhelyként, menedékként, esetleges rituálé helyszínéként használt hosszú időn át.

Korábbi kutatások során a Herman Ottó Múzeum régészeti gyűjteményéből megismerésre került három kőeszköz a Baradla-barlangból. További vizsgálati célul tűztük ki az innen származó összes csiszolt kőeszköz archeometriai vizsgálatát. Meglepő módon ez az eddigi ásatásokból mindösszesen 17 csiszolt kőeszközt takar, amelyeket az ELTE Régészettudományi Intézetétől és a Magyar Nemzeti Múzeumtól kaptuk kölcsön.

Az ásvány- és kőzetkémiai vizsgálatok minden esetben roncsolásmentesen történtek. Az ásványkémiai elemzéseket elektronmikroszondás vizsgálatokkal végeztük a kőeszközökön az eredeti felszín módszerét alkalmazva (Bendő et al., 2013). A kőbalták nagyrészt röntgen-diffrakcióval is mértük, míg a kőzetkémiaiát PGAA eljárással határoztuk meg.

2. Eredmények

A kapott eredményeket összegezve nyolc kőzettípust ismertünk meg a Baradla-barlangból, melyek közül a leggyakrabban előforduló kőzettípus a kékpala, ami nyolc kőbaltanyersanyaga volt. Négy kőeszköz kontakt metabázitnak bizonyult, szintén négy balta zöldpala-amfibolit, míg egy-egy minta szerpentin, homokkő, mészkő és vulkanit kőzettípusokba sorolható.

2.1. Kékpala

Nyolc kékpala kőeszköz kőzetalkotó mennyiségben tartalmazza a glaukofánt, a BD26 mintánál a kékamfibolok már a ferroglaufokán fajba esnek. Ugyanennél a mintánál magnezioferrihornblende is megfigyelhető, mely valószínűleg relik, bár ennek pontos megítélése az eredeti felszín korlátai miatt nem lehetséges.

A 97.3.66 és a 97.3.230 leltári számú balták a glaukofán mellett Na-Ca-amfibolokat (ferrowinchit, ferriwinchit) is tartalmaznak, valamint az eddig hazai kékpala régészeti leletekből eddig nem kimutatott barroisitot is. A 97.3.230 mintából az omfacit jelenléte progresszív metamorfózist őriz. A

69.72.58 leltári számú balta kb. 100 μm nagyságú reliktaugitokat tartalmazott. Ilyen nagyméretű reliktaugitszemcsés kékpala kőeszköz már a Herman Ottó Múzeum gyűjteményéből is leírásra került (Kereskényi et al., 2018).

Megállapítható, hogy a Baradla-barlangból származó kékpala kőeszközök is több fázisú metamorfózist szenvedtek el, ugyanúgy, mint a korábban vizsgált kékpala kőbalták (Kereskényi et al., 2018).

A kékpala kőeszközök forrásterületeként a Mellétei-egység egyes feltárásai voltak valószínűsítve, emellett nem zártuk ki a távoli Piennini-szirtövet sem (Kereskényi et al., 2018). Am figyelembe véve, hogy a leggyakoribb kőzettípusként fordul elő a kékpala a Baradla-barlangban, és az észak-magyarországi régióban is, továbbá a távoli Piennini-szirtövben alárendelten és elszórtan fordulnak elő kékpalakavicsok, a fenti tényezők leginkább a közeli Mellétei-egységet erősítik meg a kékpala forrásterületeként.

2.2. Kontakt metabázit

A négy kontakt metabázit kőbalták közös vonása, hogy az amfibolok magjában magneziohornblende, magnezioferrihornblende vagy aktinolit őrződött meg és azok szegélyén kontaktmetamorfózis hatására cummingtonit képződött, illetve az egyik mintában a cummingtonit vasas változata, a grunerit mutatkozik. A plagioklászok intermedier jellegűek, a járulékos elegyrész az ilmenit, ami hipidioblasztos vázkristályokat alkot. A kvarc is mindhárom mintából kimutatásra került, csakúgy, mint a korábban vizsgált kontakt metabázitok esetében.

Korábbi archeometriai kutatások igazolták, hogy a kontakt metabázit nagyon gyakori és népszerű kőzettípus és széles időspektrumban, számos kultúrában elterjedt a Kárpát-medencében és annak környékén egyaránt. Távoli nyersanyagként jelenik meg, hiszen ennek a kőzetnek a forrásterülete a Cseh-masszívumban a Krokonoše-Jizera kristályos egységben található (Šída & Kachlik, 2009; Péterdi, 2011; Přichystal, 2013; Kereskényi, 2021).

2.3. Zöldpala-amfibolit

Az 1951.101.10 leltári számú kőbaltán az EDS/SEM mérések során kis Al-tartalmú magneziohornblende lett mérve szűk és alacsony Al_{tot} -tartománnyal (1,11–1,34 *apfu*),

melyek szegélyén aktinolit és ferroaktinolit jelenik meg. A plagioklászok ebben a mintában labradorit és bytownit összetételűek. Járulékos elegyrészként magnetitet tartalmaz a balta, ami jól igazolja a magas ($40,38 \cdot 10^{-3}$ SI) mágneses szuszceptibilitás értékét. Erre a mintára a Ca-amfibolokra kidolgozott eljárást alkalmazva (Zenk & Schulz, 2004) termobarometriai becslést végeztünk. A kőzetre jellemző $T_{\max} = 440\text{--}480$ °C, míg a hozzátartozó $P_{(T_{\max})} = 2,7\text{--}3,4$ kbar, ami jól illeszkedik a Nyugati-Kárpátok litoszféafejlődését leíró variszkuszi metamorf gradiensre (Putiš et al., 1997).

A 84.9.1 leltári számú kőbaltából magneziohornblende, aktinolit, augit, albit, epidot, klorit, titanit és magnetit került kimutatásra. A kőzetben jelenlévő augitok a magmás fázisból őrződtek meg. A kőzetben a zöldpalafáciesre jellemző epidotok, kloritok is nagy mennyiségben jelen vannak. A magnetitek mérete eléri a 200 μm -t.

A 98.1.26 leltári számú kőbaltán csak XRD-mérést tudtunk végezni. A röntgennel kimutatott ásványtársaság: aktinolit, andezin, epidot, titanomagnetit és kvarc.

Az 1939.36.5 leltári számú kőbaltából magneziohornblende, klorit, albit, kvarc, andezin, illit és gipsz ásványokat igazolta a röntgenvizsgálat. A két utóbbi fázis az eltemetődés során rakódhatott a kőszköz felszínére, bár az illit származhat földpátok mállásából is.

Mivel két kőszközön csak röntgen-diffrakciós elemzést tudtunk végezni, így biztosan csak a zöldpala-amfibolit kőzettípust tudjuk megállapítani az ásványos összetevők és a makroszkópos megjelenés alapján; a szöveti relációkat és a metamorf fejlődést nem ismerhetjük meg az így nyert adatokból, így biztosabb provenienciát azonosításba sem bocsátunk.

Az 1951.101.10 jelű kőszköz az ásványi összetevők és az abból becsült P-T értékek szerint amfibolit kőzettípusba sorolható. Az amfibolit kőzettípus számos lelőhelyen előfordul a Nyugati-Kárpátokban. Magnetit-tartalmú amfibolit kőszközöket a Herman Ottó Múzeum gyűjteményéből is leírtunk, mely forrásterületét a Kis-Kárpátokban és a Szlovák-érc-hegységben valószínűsítjük (Kereskényi et al., 2020) irodalmi adatok alapján.

A zöldpalák forrásterületét korábbi archeometriai kutatásokból a Gömörikumából eredeztetjük (Kereskényi, 2021).

2.4. Szerpentinit

A 48.37.37 leltári számú kőbalta finomszemcsés, színe fekete, a mért MS értéke $52,71 \cdot 10^{-3}$ SI. Az elektronmikroszondás mérésekkel szerpentinásványok tömeges jelenlétét figyeltük meg a kőzetben, ezenkívül még magnetit került kimutatásra a baltából. A szerpentinit, mint nyersanyag ritkán előforduló kőzettípus, hiszen a Herman Ottó Múzeum közel 500 csiszolt kőszközéből is összesen négy kőbalta bizonyult annak. Ezt a megfigyelést támasztják alá a korábbi magyarországi archeometriai vizsgálatok is, mivel szerpentinit nyersanyag kőszközök főleg a dunántúli régióra koncentrálnak és ott is csak kisszámú jelennek meg a régészeti gyűjteményekben (Szakmány, 2009; Péterdi, 2011).

A Kárpát-medence környékén számos, jelentős előfordulása van a szerpentiniteknek: Keleti-Alpok, Sowie Góry, Cseh-masszívum, Vardar-öv, valamint Dobsina környéke

(Szakmány, 2009). Ugyan a régészeti lelőhelyekhez közel található Dobsina szerpentinit-kibúvásai, de ezek kőzetminőségét korábban kizárták, mint lehetséges forrásterületet.

A kis mennyiségben előforduló szerpentinit kőszközök arra utalnak, hogy nem egy elterjedt kőzettípusról van szó, valószínűleg azért, mert kis keménysége miatt használati tárgyak készítésére csak korlátozottan volt alkalmas. Köszönhetően ennek a ténynek és a kevés adatnak, a szerpentinit nyersanyag típus archeometriai szempontú feldolgozása egyelőre gyerekcipőben jár, így a kutatás jelenlegi fázisában nem kísérlem meg összevetni más forrásterületekkel.

2.5. Homokkő, mészkő, vulkanit

Forrásterület szempontjából nehezen azonosítható kőzettípusok egy-egy példányát vizsgáltuk, méretükből kifelől kizárólag XRD-elemzéssel.

Az 1911.21.28 leltári számú kőbaltát a leltárkönyvben kapaként írják le. A kimutatott ásványtársaság kvarc, albit, kalcit és gipsz. A két utóbbi ásványfázis elképzelhető, hogy a betemetődés során rakódott rá a kőszközre. A makroszkópos megjelenés és az ásványos összetétel alapján homokkő kőzettípusú az eszköz, forrásterületének azonosítása diagnosztikus ásvány híján lehetetlen. A régészeti lelőhelyhez közel számos homokkőfeltárás és -bánya ismert Szlovákiában.

Az 1929.064.075 jelű mészkő kőbaltában az egyetlen fázis a kalcit. A barlang befogadó kőzete három mészkőformációt takar és a pontos azonosítás paleontológiai vizsgálatokkal lenne esélyes.

Az 1929.064.63 számú kőbalta felszínén vörös festés nyomai látszódnak, goethit és hematit jelenlétét a röntgenvizsgálat is igazolta. Ezeket kívül diopszid, labradorit és titanomagnetit került kimutatásra a baltából. Ez a három ásványfázis vulkanitra utal, ám kőzetkémiai elemzés híján ettől közelebbi eredmény nem mondható.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás az NKFIH-OTKA K 131814 pályázata keretében valósult meg. Köszönetemet fejezem ki dr. Szabó Gábornak (ELTE Régészettudományi Intézet) és dr. Tóth Zsuzsannának (Magyar Nemzeti Múzeum) a kőszközök rendelkezésemre bocsátásáért.

Irodalom

- Bendő Zs., Oláh I., Péterdi B., Szakmány Gy. & Horváth E. (2013): Archeometriai Műhely, 10/1, 51–66.
- Kereskényi E. (2021): A Herman Ottó Múzeum neolitikus csiszolt kőszközökének archeometriai vizsgálata, különös tekintettel a metabázitokra. PhD dolgozat, Debreceni Egyetem, Debrecen.
- Kereskényi, E., Szakmány, Gy., Fehér, B., Kasztovszky, Zs., Kristály, F. & Rózsa, P. (2018): Journal of Archaeological Science: Reports, 17, 581–596.
- Kereskényi, E., Szakmány, Gy., Fehér, B., Harsányi, I., Szilágyi, V., Kasztovszky, Zs., & M. Tóth, T. (2020): Journal of Archaeological Science: Reports, 32, 102437.

- Péterdi B. (2011): Szerszámkövek és csiszolt kőeszközök archeometriai vizsgálatának eredményei (Balatonőszöd-Temető Dűlő lelőhely, késő rézkor, bádeni kultúra). PhD dolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.
- Přichystal, A. (2013): Lithic raw materials in prehistoric times of Eastern Central Europe. Masaryk University, Brno.
- Putiš, M., Filová, S., Korikovsky, S. P. & Kotov, A. B. (1997): In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava, pp. 175–196.
- Šída, P. & Kachlik, V. (2009): *Journal of Geosciences*, 54, 269–287.
- Szakmány Gy. (2009): *Archeometriai Műhely*, 6/1, 11–30.
- Zenk, M. & Schulz, B. (2004): *Mineralogical Magazine*, 68, 769–786.

HETEROGENEOUS MANTLE TAPPED BY PIPE 200 KIMBERLITE AND IMPLICATIONS ON DIAMOND CONTENT

Sahroz KHAN^{1*}, Tivadar M. TÓTH¹ & Yana FEDORCHUK²

¹ Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged, Hungary

² Department of Earth and Environmental Sciences, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, Canada

* E-mail: sahz.khan21@gmail.com

1 Introduction

Kaapvaal craton is punctuated by many kimberlites and their igneous origin was first established in South Africa. The cluster of Kaapvaal craton kimberlites from northern Lesotho forms a major Kimberlite province having probably the highest density of kimberlites per unit area (Lock, 1980). While some mines produce some of the largest and most valuable diamonds at the lowest grade, most northern Lesotho kimberlite pipes are barren.

2 Pipe 200 kimberlite and its xenoliths

Pipe 200 kimberlite is one such example of uneconomic kimberlite where two of the three phases of this kimberlite are barren (Kresten & Dempster, 1973). Kimberlite is known to contain a suite of ultramafic mantle xenoliths as well as crustal xenoliths (Mitchell et al., 1980). It contains many phases of kimberlite magma having recognizable different textural differences such as magmatic and volcanoclastic type kimberlite (Hilchie et al., 2014). This study of xenoliths collected at 11KC by Barrie Clarke in 1973 has recognized five different types.

All the xenoliths in this study are harzburgite with accessory garnet, spinel, diopside and a small amount of phlogopite.

The identified xenolith types are:

Type 1: High Fo harzburgite (36)

They are harzburgites composed of anhedral olivine and enstatite grains without any accessory phases. Olivine and enstatite are fractured and serpentine fills along the grain boundaries. Grain size reduction is common at the margins. The sample shows inclusions of olivine and enstatite in enstatite. Inclusion of enstatite is common in olivine.

Type 2: High Fo with primary spinel (25)

This type comprises of spinel harzburgites. Spinel is reddish brown coloured, anhedral magnesiochromite. Olivine and enstatite are fractured, and cracks are filled with serpentine. The fracturing in olivine is less intense as compared to enstatite. There are inclusions of enstatite in olivine and vice versa.

Type 3: High Fo with primary spinel, phlogopite and melt pockets (27)

This spinel harzburgite contains accessory phlogopite. Large phlogopite grains are present in conjunction with the anhedral, reddish brown coloured magnesiochromite in the melt pocket. The sample is affected by melt and the spinel shows spongy rims when in contact with the melt pocket, which contains large phlogopite grain. Spinel at places contains olivine inclusions (Fig. 1/A-B).

Type 4: Medium Fo with primary spinel, phlogopite, Cr-diopside and melt pocket (35)

The sample is spinel harzburgite with accessory phlogopite and bright green Cr-diopside. Olivine and orthopyroxene show less fracturing and serpentinization as compared to the first three types. Spinel is anhedral, reddish brown coloured magnesiochromite and contains inclusions of olivine. It shows resorption at the contact with melt pockets. Phlogopite and Cr-diopside are present along with the melt pockets with the spinel. The sample shows inclusions of olivine and enstatite in enstatite. Inclusion of enstatite is common in olivine (Fig. 1/D).

Type 5: Low Fo with garnet and Cr-diopside (34)

The sample is a garnet harzburgite attached to a kimberlite. Clinopyroxene is not enough for it to be termed a lherzolite. Kimberlite shows rounded olivine grains in the groundmass of anatase and calcite. There are inclusions of olivine in enstatite and vice versa. The purple-coloured garnet is identified as chromium-rich pyrope and is surrounded by a kelyphytic rim made up of two rims. Primary Cr-diopside is anhedral and bright green. Spinel occurs along the garnet kelyphytic rim (Fig. 1/C).

3 Discussion

Petrography and compositional differences in the mineral chemistry of core and rim of minerals along with the presence of melt pockets combined with thermobarometry suggest changes in the temperature and pressure of peridotite xenolith minerals. Harzburgite mineral cores equilibrated in the mantle at ~1200 °C at a greater depth at a higher pressure. Whereas the rim composition suggests equilibration at a higher temperature by a high-K melt deter-

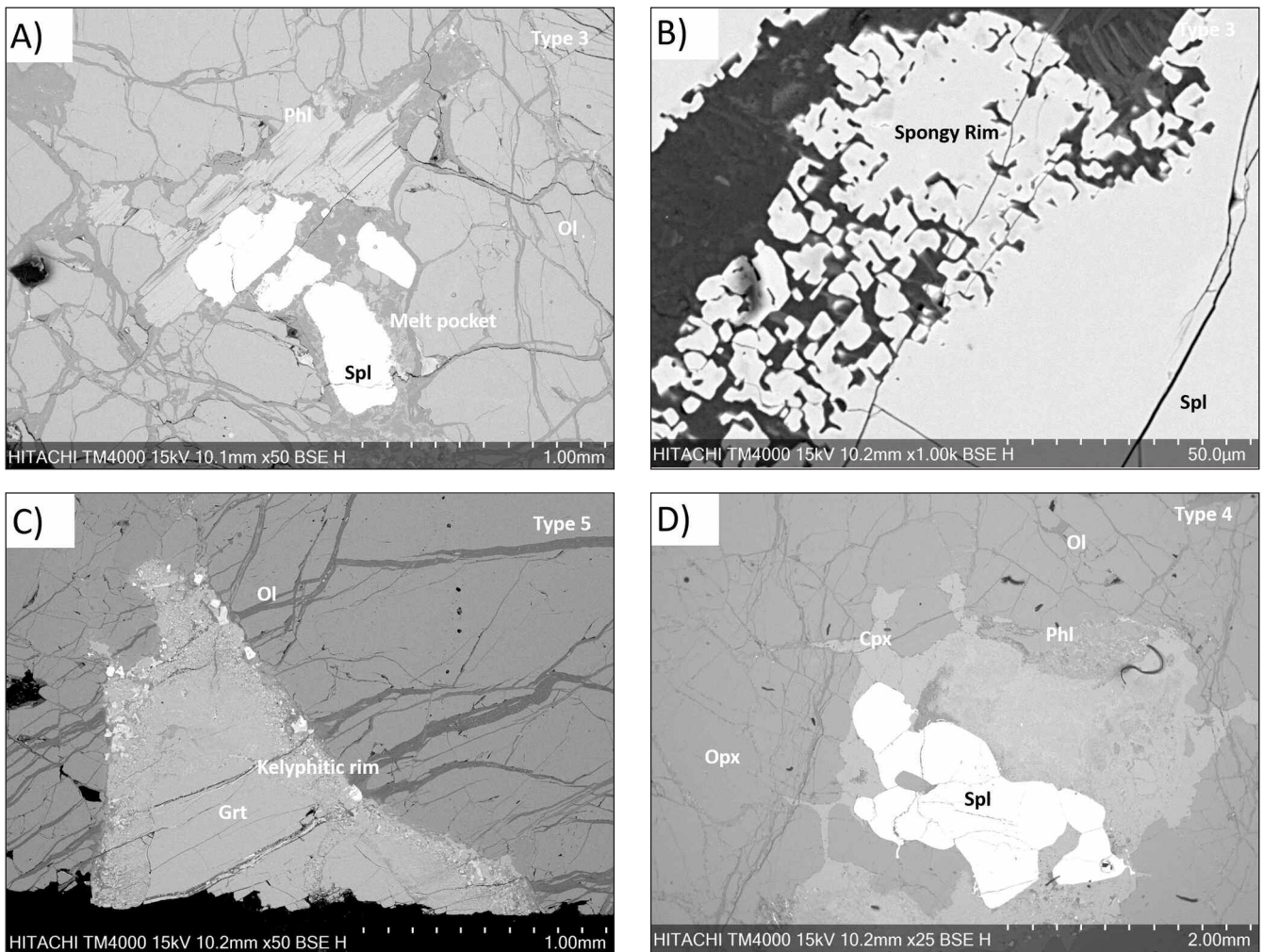


Fig. 1: Representative BSE images of Pipe 200 kimberlite xenoliths showing different texture types and characteristics. A and B) Type-3: spinel harzburgite having phlogopite grains and magnesiochromite in melt pocket showing spongy texture rim; C) Type-5: spinel harzburgite with chromium-rich pyrope with two sets of kelyphytic rims; D) Type-4: spinel harzburgite showing magnesiochromite, Cr-diopside and phlogopite in melt pocket. Abbreviations: Cpx = clinopyroxene, Grt = garnet, Ol = olivine, Opx = orthopyroxene, Phl = phlogopite, Spl = spinel.

mined by the presence of phlogopite in the melt pockets (> 1350 °C). Some samples also exhibit signatures of reduction in the pressure identified by partial melting through the presence of spongy texture in spinel rims and the presence of kelyphytic rim around garnet. This reduction in pressure is evidence of uplift in the mantle.

Based on these signatures we conclude a two-step evolution of stable mantle harzburgite and lherzolite (at ~1200 °C) affected by a high-K melt and re-equilibration at shallower depth through the pipe causing partial melting. Subsequently, the rock is sampled by a kimberlite. A similar model is proposed by Jollands et al. (2018), where they study xenolith mantle peridotite garnets and suggest metasomatism of the xenoliths by a fluid and then melt along with exhumation to shallower depth before being picked up by the kimberlite.

The variation in petrographic features of the xenoliths suggests heterogeneity in the mantle cargo picked up by the kimberlite. The changes in temperature and pressure detri-

mental to the stability of diamonds may have led to the destruction of diamonds. The heterogeneous nature of the mantle and sampling by kimberlites can explain the barren nature of two of the three phases of Pipe 200 kimberlite.

References

- Hilchie, L., Fedortchouk, Y., Matveev, S. & Kopylova, M. (2014): *Lithos*, 202–203, 429–441.
- Jollands, M., Hanger, B., Yaxley, G., Hermann, J. & Matthew, K. (2018): *Earth and Planetary Science Letters*, 481, 143–153.
- Kresten, P. & Dempster, A. (1973): In: Nixon, P. H. (Ed.): *Lesotho Kimberlites*. Lesotho National Development Corporation, pp. 172–179.
- Lock, N. P. (1980): *The geology of the Letseng kimberlites, Lesotho*. PhD thesis, University of Sheffield.
- Mitchell, R., Carswell, D. & Clarke, D. (1980): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72, 205–217.

A GRÁNÁT NYOMELEMVÁLTOZÁSAI

KIRÁLY Edit^{1*}, VÍGH Csaba², WÖRNER, Gerhard³ & HARANGI Szabolcs^{4,5}

¹ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Földtani és Laboratóriumi Osztály, Budapest

² Nemzeti Népegészségügyi Központ, Budapest

³ Geowissenschaftliches Zentrum, Georg-August-Universität, Göttingen

⁴ MTA–ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

⁵ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

* E-mail: edit.kiraly0305@gmail.com

1. Bevezetés

Több száz elektronmikroszondás és lézerablációs ICP-MS-elemzés, valamint mikroszondás főelemtérképek segítségével próbáltunk a miocén mészkalkali vulkanitokban található összetett (metamorf és magmás) gránátok képződési körülményeire és folyamatára választ kapni. Ennek egyik kis szelete a gránátokban talált szisztematikus ritkaföldfém-eloszlásban bekövetkezett változások megértése, amelyről ez az absztrakt szól.

2. Geológiai háttér

A Börzsöny és a Visegrádi-hegység vulkáni kőzetsorozatában különlegesek a gránátot tartalmazó andezitek, dácitok és riodácitok (Harangi et al., 2001). Magmás eredetű gránátok világszerte ritkák, ami a képződés körülményeivel magyarázható. Az almandingránát jellemzően nagy nyomáson (> 7 kbar) stabil, vízgazdag, peraluminios olvadékból alakul ki (Green & Ringwood, 1972; Alonso-Perez et al., 2009). Kisebbségben visszaolvad, ami jellemző a sekély magmatarozóval jellemzett andezit-dácit magmafejlődésére. Emiatt, bár geokémiai eszközökkel kimutatható a gránát korai kristályosodása, a kőzetben csak akkor marad meg, ha a magma nagy mélységből gyorsan a felszínre jut. A Pannon-medence északi részén megjelenő gránátos vulkanitok keletkezését a vulkáni működéssel egyidejű extenziós környezet tette lehetővé (Harangi et al., 2001). Képződésük a litoszféraköpeny részleges olvadásával keletkezett magmák és az alsó kéreg, metaüledékes kőzeteinek megolvadásával kialakult magmák keveredésével magyarázható (Harangi & Lenkey, 2007). E kőzetekben nagy többségben magmás eredetű almandingránátok találhatóak, azonban megfigyelhetők kis Ca-tartalmú metamorf eredetű és összetett, metamorf kristálymagra növekedett magmás gránátok is (Harangi et al., 2001).

1. táblázat: A minták lelőhelye.

Minta	Lelőhely	típus	befogadó kőzet
HV5	Holdvilág-árok (Visegrádi-hegység)	metamorf, infiltrációs	amfibolandezit
Szob01-1	Szob, Csák-hegy (Börzsöny)	metamorf, infiltrációs	biotit-amfiboldácit
Szob01-1	Szob, Csák-hegy (Börzsöny)	metamorf, infiltrációs	biotit-amfiboldácit
MN01	Márianosztra (Börzsöny)	metamorf, infiltrációs, magmás	biotit-amfiboldácit
NB5	Nagybörzsöny, Gránát-forrás (Börzsöny)	metamorf, infiltrációs, magmás	biotit-amfiboldácit
GV4-5	Csehvár (Börzsöny)	metamorf, infiltrációs, magmás	amfibolandezit

3. Minták és módszertan

A Börzsönyből és a Visegrádi-hegységből három metamorf és három összetett (metamorf és magmás) gránátot vizsgáltunk elektronmikroszondával (414 elemzés) és LA-ICP-MS-sel (126 elemzés). Az almandinkristályok amfibolandezitből és biotit-amfiboldácitból származnak. Elektronmikroszondával nagyfelbontású elemtérképeket is készítettünk. A nyomelemzések a főelemtérképekhez igazodva, fél és teljes profilban lettek végigmérve egy-egy gránátot vizsgálva. A mintákat az 1. táblázat tartalmazza.

Az elektronmikroszondás elemzések és térképek a Geowissenschaftliches Zentrumban, a Göttingeni Egyetemen készültek egy JEOL JXA-8900RL típusú elektronmikroszondával (térkép: 20 kV, 49,24–49,96 nA, 2 µm, szkennelési sebesség 50, illetve 60 ms/pixel, pontelemzés 15 kV, 20 nA, 3 µm). Főelemeken kívül a Zr, Y, P, Ti és V zónásságát is vizsgáltuk. Néhány kiegészítő elemzést és fényképet az ELTE Kőzetan-Geokémiai Tanszékén készítettünk egy EDS-sel felszerelt AMRAY-1860 IT-6 szkennelési elektronmikroszkópon.

In-situ nyomelemzéseket lézerablációs ICP-MS-sel a Földtani és Laboratóriumi Osztályon (SZTFH) mértünk egy New Wave UP213 lézerablációs feltét és egy Perkin Elmer Elan DRC II, kvadrupól ICP-MS műszeregyüttessel. A mért izotópok Na23, Mg25, Al27, Si29, P31, Ca43, Sc45, Ti49, V51, Cr53, Mn55, Fe57, Co59, Ni60, Cu65, Zn66, Sr88, Y89, Zr90, Nb93, La139, Ce140, Pr141, Nd143, Sm147, Eu153, Gd155, Gd157, Tb159, Dy163, Ho165, Er166, Tm169, Yb173, Lu175, Hf180, valamint Ta181 voltak. A pontmérések mérési paraméterei: He/Ar-arány 0,9/0,9 l/min, segédgáz 1,1 l/min, plazmagáz 15,8 l/min. Lencsefeszültség 7,25 V, RF-teljesítmény 1450 kW. A lézer 7,3 J/cm² energiasűrűségű volt, frekvenciája 5 Hz, a kráterátmérő 40, illetve 15 µm. Külső sztenderdként a NIST610-et, míg belső sztenderdként a total oxidot (Liu et al., 2008) használtuk; kontrolanyagunk a BCR-2G volt. A kiértékelést SILLS programmal (ETH Zürich) végeztük.

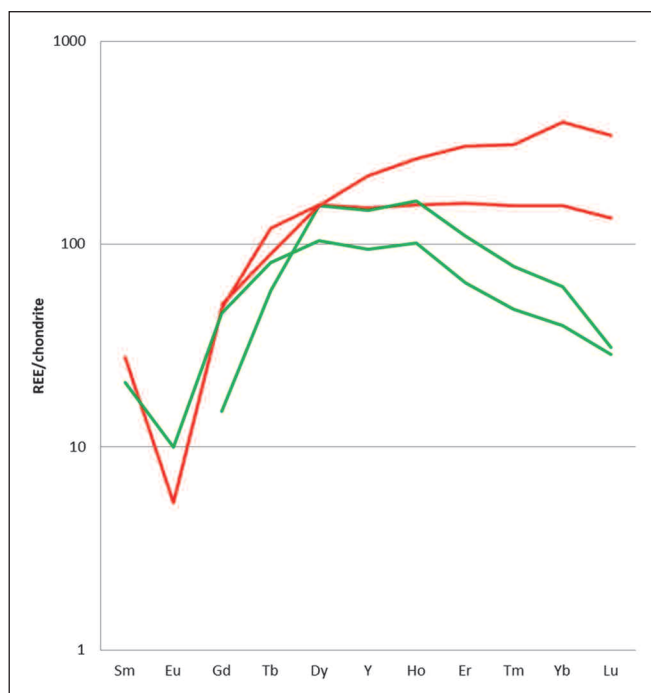
4. Eredmények

Összefoglalónkban elsősorban a lézerablációs pontelemzés eredményeire térünk ki, azon belül is RFF-eloszlások jellegének megváltozására; a petrográfiát és a mikroszondás elemtérképeket, elemzéseket csak a nyomelemzés változásának megértéséhez használjuk.

A RFF-eloszlások egy gránátszemcsén belül többszöri, szisztematikus változást mutatnak (2. ábra), ami a lapos (*flat*) RFF-eloszlásból púposra (*humpback*) vált (1. ábra). A lapos eloszlás több nehéz ritkaföldfémrel (Er–Lu) rendelkező gránátot takar, míg a púpos RFF-eloszlás kevesebb nehéz ritkaföldfémrel (Er–Lu) rendelkező gránátot jelent, ahol az eloszlásban a „púpot” a Dy–Y–Ho adja. Ez a púpos jelleg a közepes (Tb–Ho) és nehéz (Er–Lu) RFF-ek arányával írható le ($MREE_N/HREE_N$ – 2. ábra diagramjai). A RFF-eloszlásban bekövetkezett változások okának és szabályszerűségének megállapítása nem egyszerű, de kísérletet teszünk rá.

A metamorf reliktumokat tartalmazó gránátban a magmás gránátképződést megelőzően négy fázist tudunk elkülöníteni: 1) egy metamorf reliktumot, 2) annak rezorpciós peremét, 3) szabálytalan infiltrációs területeket és 4) egy nagy Mg-tartalmú zónát.

A metamorf reliktumok almandin- és spessartin-komponensben gazdagabbak, mint a magmás gránátok, nyomelemösszetételük azonban inhomogén, szemcséről szemcsére változik. Leggyakrabban a szobi minták gránátjai térnek el a másik három gránát összetételétől. Többnyire a metamorf reliktumok gazdagodnak Zn-ben, Sc-ban és Cr-ban, de alacsonyabb Ti-, P-, Zr- és Hf-tartalommal rendelkeznek a magmás gránáthoz viszonyítva. A kondritra normált RFF-eloszlásokban maximálisan egy nagyságrendnyi eltérés van az egyes szemcsék között, míg 2–4-szeres eltérés egy szemcsén belül. A



1. ábra: Jellegzetes lapos (piros) és púpos (zöld) kondritra normált RFF-eloszlás.

könnyű RFF-ek (La–Sm) többnyire kimutatási határ alatt vannak, ezáltal az esetleges Eu-anomália sem detektálható, de a Gd–Tb mennyiségére is kisebb érték jellemző, mint a magmás gránátban. A nehéz RFF-ek mennyisége azonban mintáról mintára eltéréseket mutat. A beszűremkedő olvadékkal átítatott metamorf reliktumra jellemző a púpos RFF-eloszlás. A Sc-mennyiségében bekövetkező változások a ritkaföldfém-tartalommal párhuzamosak.

A metamorf relikta gránát rezorbeálódott (2). Ahol a rezorpciós perem nyomelemváltozását sikerült megmérni, ott a Σ RFF-tartalom a metamorf magtól a rezorbeálódott peremig csökken, valamint RFF-eloszlása laposból púposra vált.

Infiltrációs zónák (3) kizárólag a metamorf relikumban fordulnak elő, és az olvadékszerek (hercynit és plagioklász) környezetére korlátozódik a megjelenése. Nem egy egyértelműen kijelölhető zóna. Enyhén nagyobb grosszulártartalom jelzi megjelenését, BSE-képeken sötét foltok, melyek azonban néhol megnövekedett Sc- és/vagy Cr-tartalmakat mutatnak, RFF-tartalmuk is magasabb, mint a metamorf reliktumnak. Nehéz pozicionálni az infiltrációhoz kötődő púpos RFF-eloszlásokat: vagy az olvadékkal még nem átítatott részen (érintetlen metamorf relikta) vagy az olvadékkal átítatott részek peremén találhatóak.

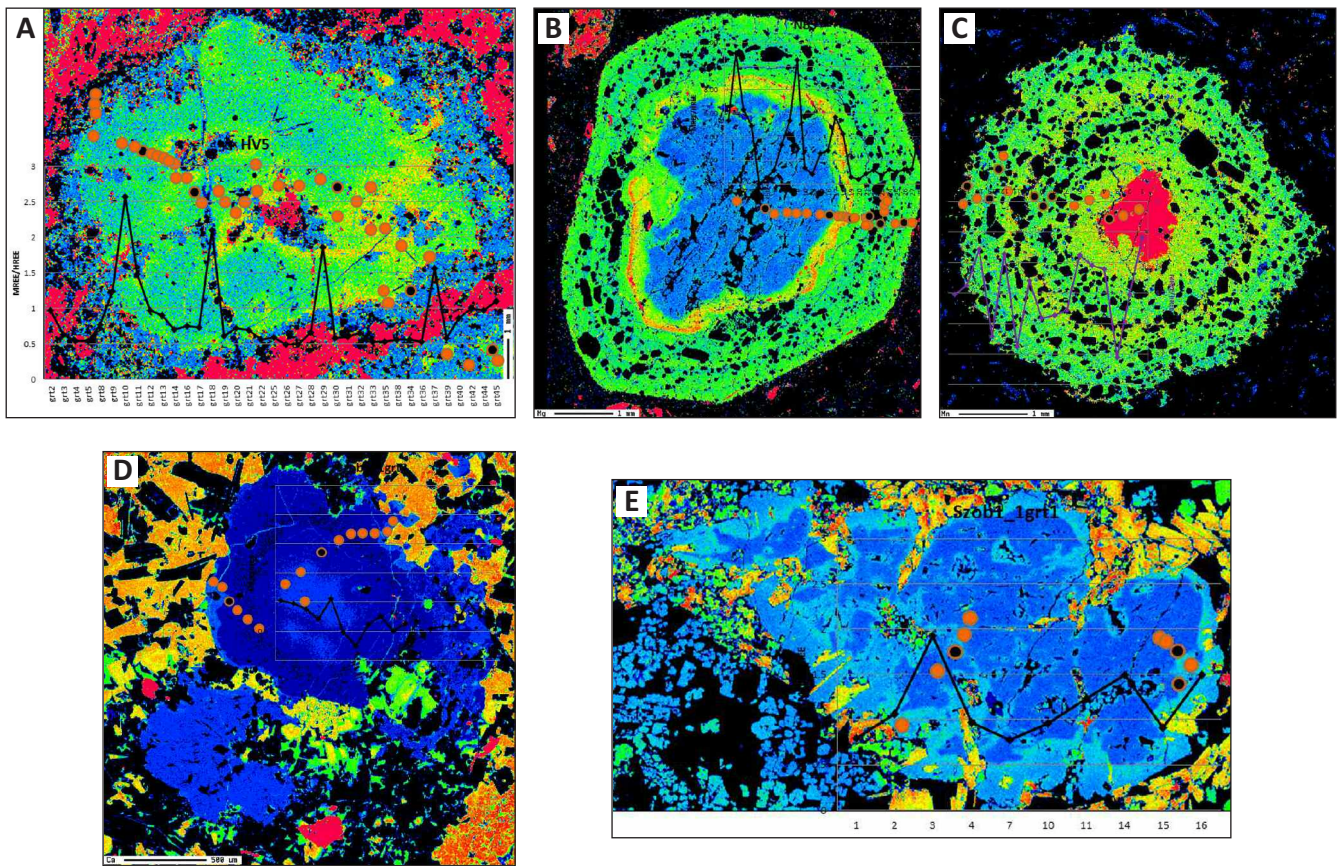
Ezt követően a rezorbeálódott gránátra egy keskeny, nagy Mg-tartalmú zóna (4) fejlődött (23–33% piroptartalom), némelyik szemcsében ez enyhén nagyobb Ca-tartalommal is jár, a zóna külseje pedig egy növekvő Mn-tartalmú sávba megy át. A nagy Mg-tartalmú zónát nagy Ti-, V-, Co-, Sc-, Zr- és Zn-tartalom jellemzi, valamint relatív gazdagodás figyelhető meg a könnyű RFF-ek (plusz Gd és Tb) tartalmában, de a Dy–Lu-tartalmuk (beleértve az Y-ot is) is nagyobb a metamorf reliktumokhoz viszonyítva. Az egyes RFF-ek mennyisége különböző mértékben változik, ami púpos (*humpback*) eloszlást eredményez ennek a nagy Mg-tartalmú zóna külső sávjában.

Végül a nagy Mg-tartalmú zónára ránövekvő magmás gránát nagyobb kalcium- és kisebb mangántartalommal bír, ugyanakkor dúsul könnyű RFF-ekben (plusz Gd-ban és Tb-ban), valamint negatív Eu-anomália jellemzi. Gyűrűs növekedési zónásság jellemzi, gyenge összetételbeli változásokkal, plagioklászgyűrűkkel. A magmás zónásság is mutat változást a RFF-eloszlás jellegében, ezek azonban kisebb mértékűek és más RFF-elemekkel jellemezhető ciklikusságot mutatnak, amire itt most nem térünk ki.

5. Diskusszió

A gránát fejlődéstörténetének, képződési körülményeinek megértésén túl, lényeges kérdés, hogy mi okozza a gránátban belüli szisztematikus változásokat a RFF-eloszlásokban. Alonso-Perez et al. (2009), Pyle & Spear (1999) és Van Orman et al. (2002) is azt találták, hogy az Y, Yb, Lu változik a legtöbbet különböző képződési környezetekben, beleértve a progresszív metamorfózist, a peraluminiumos és andezites olvadékokat is.

A metamorf gránátképződés során a ritkaföldfémek megoszlását befolyásoló folyamat a metamorf kőzet nyomelemháztartása, a gránátképző reakciókban részt vevő akcesz-



2. ábra: Gránát főelemtérképei a lézerablációs pontokkal (narancs: lapos eloszlás, fekete: púpos eloszlás), és a MREE/HREE arányokkal. A) HV5 metamorf gránát Ca-térképe; B) NB5 kompozit gránát Mg-térképe; C) GV5 kompozit gránát Mn-térképe D) Szob1_1grt2 metamorf gránát Ca-térképe; E) Szob1_1grt1 gránát Mg-térképe. Mindegyik elemtérképen a hidegebb színek a kevés, a melegebb színek a több elem-tartalmat jelentik.

szóriák mennyisége és minősége. A másodlagos folyamatok közül a rezorpció, olvadék-gránát kölcsönhatás vagy diffúzió változtathatnak a gránát nyomelem-összetételén.

A metamorf és kompozit gránatokban a magmás továbbnövekedésig a metamorf reliktumot ért rezorpció, majd két másik gránátképződés, illetve átalakulás azonosítható. A rezorbeálódott gránát megolvadt vagy valamilyen in-situ olvadék szüremkedett bele (infiltráció), feltehetően az eredeti zárványok (biotit) segítették az olvadékot, amelyből hercynit és plagioklász képződött az olvadékzsebekben. Ezt követően egy nagy piroptartalmú, keskeny, de komplex zóna fejlődött a rezorbeált gránát peremére. Megnövekedett Mg-tartalma relatív hőmérséklet-növekedést sejtet. Apró sillimanitűk és relik biotit jelzik metamorf képződését, valamint a kifelé megnövekedett Mn-tartalom, ilmenittel, retrográd metamorf gránátképződésre utal.

A púpos RFF-eloszlás infiltrációs gránátban vagy a rezorbeált peremen jelenik meg. A beszüremkedett olvadék által módosított gránát (enyhén több Ca) néhol negatív Eu-anomáliát is mutat, míg a rezorbeált perem púpos eloszlására ez nem jellemző. A púpos eloszlásokat azonban nem mindenütt az olvadékzsebekkel együttesen kifejlődő groszulár komponensben leggazdagabb részekben találjuk, hanem ezek határán. Ahol a metamorf relikumban nem figyelhető meg infiltrációs jelenség, ott nincs vagy jóval kisebb mértékű a RFF-megoszlásban bekövetkező változás (2/D. ábra).

A rezorbeált peremen megjelenő nehéz RFF-ben (Er–Lu) való elszegényedés (2/C. ábra) ellentétben van Hermann & Rubatto (2003), valamint Storkey et al. (2005) állításával, miszerint a rezorbeált gránátperem „visszatartja” (*preferential retention*) a nehéz ritkaföldfémeket, így azok a rezorpció hatására közvetlenül a peremen feldúsulnak. Ezt az ellentmondást nem tudjuk feloldani. Ha olyan metamorf reakcióhoz társul a gránát felemésztése, ahol Er–Lu-ban dúsult akcesszória képződik, akkor az Er–Lu mennyiségének csökkenéséért monacit- vagy cirkonképződés lehetne felelős, de a rezorbeálódott peremen ilyen akcesszóriák nem jelennek meg, apatit kötődik szövetségesen ide, de apatitban az Er–Lu kevésbé dúsul, mint a közepes ritkaföldfémek.

Az infiltrálódott metamorf relikumokban a púpos eloszlások kötődhetnek a metamorf reliktumhoz, amelyek változatlan főelem-összetételt mutatnak, vagy az infiltrációs területek pereméhez. Vajon mi okozhatja a nehéz ritkaföldfémekben való kimerülést ezeken a helyeken?

A metamorf relikumok összes ritkaföldfém-tartalma kevesebb, mint a másik három képződésűé, ami gyakrabban mutat egyenetlen, olykor púpos RFF-eloszlásokat. Ez azt jelenti, hogy a nehéz ritkaföldfémek (Er–Lu) megnövekedését az olvadékzsebek kialakulásáért felelős olvadék hozhatja magával. A hőmérséklet ekkor kellően magas lehetett ahhoz, hogy egyfajta kicserélődés történjen a gránát azon részein, ahol az olvadékkal kapcsolatban volt. A ritkaföldfémek komplex

helyettesítése a gránát szerkezetében azonban nem engedi könnyen mobilizálni a RFF-eket (Carlson, 2012). Itt azonban egy reverz folyamatról, beépülésről van szó. Ehhez az kellett, hogy az olvadék és a gránát közötti megoszlási együttható a gránátnak kedvezzen az Er–Lu esetében. Elképzelhető, hogy az infiltrációs részek és a metamorf reliktumok között diffúziós kiegyenlítődés is elindul, de ez még magas hőmérsékleten is egy lassú és komplex helyettesítési folyamat (Carmichael, 1969). Az elmosódott határok azonban ennek elindulását jelzik, bár átmeneti összetételeket nem sikerült megfognunk a relatív nagy mintavételezési térfogatok miatt.

A másik lehetőség, hogy az infiltrációs zónák pereméhez kötődik a púpos eloszlás, azaz a nehéz ritkaföldfémekben kimerült területek. Ehhez azonban egy olyan, eredetileg az olvadékhoz tartozó fluidfázist kell elképzelnünk, amelyik mélyebbre jutott a gránátreliktumban, mint maga az olvadék. A fluidum már nehéz RFF-ekben telítetlen lehetett, mert az olvadék által módosított gránát nehéz ritkaföldfémekben gazdag. Erre van az irodalomban is példa, hogy a késői Na-gazdag, vizes, szilikátolvadék az eredeti peralumíniumos olvadékhoz viszonyítva nehéz RFF-ekben kimerültebb (Likhanov & Reverdatto, 2016). Ebben az esetben azonban nem történt lényeges diffúzió, mert megmaradt ez a fluidum által kialakított perem.

Ezt követően alakult ki a magas hőmérsékletű zóna (2/B. ábra), amelynek a retrográd ága (növekvő Mn-tartalom) egyre erőteljesebben púpos eloszlást mutat. Ez még metamorf gránátképződés, magas hőmérsékleten, sillimanittal, viszont valószínűleg már olvadék is jelen volt a víztartalmú ásványok megolvadásából. Feltehetően az olvadék csak kisebb térfogatban volt jelen, hamar kiürülhetett nehéz ritkaföldfémekben a gránátzóna képződése során.

Ezekben a környezetekben (infiltráció, rezorpció, magas hőmérsékletű zóna) tehát a váltakozó eloszlásokat feltehetően különböző folyamatok alakították, két külön olvadék jelenlétében a befogadó magmába kerülést megelőzően. Negatív Eu-anómália azonban kizárólag a metamorf reliktumokban hiányzik, mind az infiltrációs részekben, mind a magas hőmérsékletű gránátokban megvan, hasonlóan a magmás gránátokhoz (Harangi et al., 2001; Sisson & Bacon, 1992; Irving & Frey, 1978), tehát minden olvadékból vált ki plagioklász a gránát képződését megelőzően.

A befogadó magma kéreg alá lapolódása fűtötte fel a metapélitet, akkor a gránát rezorpcióját követően vagy akörül a metapélit megolvadt, és a migráló olvadék átjárta és át is alakította a már rezorbeálódott gránátot. Ekkor keletkeztek az olvadékszsek benne. A hercynit (és plagioklász) az olvadékszsekben (biotit rovására) metapélites rendszerben a biotit és gránát \pm sillimanit és kvarc olvadási reakciójából képződhetett (Cesare, 2000) \sim 5 kbaron. Ezt követően indult el a magas hőmérsékletű gránátképződés, majd egy hőmérsékletcsökkenést követően befejeződött, hogy aztán már a befogadó miocén olvadékból váljon rá ki a magmás gránát. A magmás gránátok minimum képződése azonban \sim 7 kbaron történt, így a gránátfejlődés sorrendje alapján nem tudjuk a gránátképződéseket megfelelő kéreghelyzetbe pozicionálni.

6. Konklúzió

A miocén mészkalkáli vulkanizmus által felhozott metamorf és összetett gránátok főelemtérképezése és nyomelemeloszlása, ezen belül is elsősorban a gránát ritkaföldfém-eloszlásában tapasztalható változások rávilágítottak a metamorf gránát képződésének részfolyamataira. Az eredmények alapján a metamorf gránát rezorpcióját követően, in-situ (?) olvadék szüremkedett be a metamorf reliktumok belsejébe, amely módosította a gránát összetételét, és olvadékszsek hozott létre. Ezt követően, feltehetően a befogadó miocén magma által felfűtött környezetben magas hőmérsékletű metamorf gránát képződött, majd egy retrográd gránátképződéssel fejeződik be. Ezt követően a magmás gránát könnyebben tud nukleálódni a metamorf gránát felszínén.

Köszönetnyilvánítás

Ez a munka a MÁFI utódintézményeinek (jelenleg Földtani Igazgatóság, SZTFH) és az MTA Vulkanológiai Kutatócsoport (NKFIH–FK135179) támogatásával jött létre.

Irodalomjegyzék

- Alonso-Perez, R., Müntener, O. & Ulmer, P. (2009): Contributions to Mineralogy and Petrology, 157, 541–558.
- Carlson, W. D. (2012): American Mineralogist, 97, 1598–1618.
- Carmichael, D. M. (1969): Contributions to Mineralogy and Petrology, 20, 244–267.
- Cesare, B. (2000): Contribution to Mineralogy and Petrology, 139, 273–284.
- Green, T. H. & Ringwood, A. E. (1972): Journal of the Geological Society of Australia, 19, 203–212.
- Harangi, Sz., Downes, H., Kósa, L., Szabó, Cs., Thirlwall, M. F., Mason, P. R. D. & Matthey, D. (2001): Journal of Petrology, 10/42, 1813–1843
- Harangi, Sz. & Lenkey, L. (2007): Geological Society of America Special Paper, 418, 67–92.
- Hermann, J. & Rubatto, D. (2003): Journal of Metamorphic Geology, 21, 833–852.
- Irving, J. & Frey, F. A. (1978): Geochimica et Cosmochimica Acta, 42, 771–787.
- Likhanov, I. I. & Reverdatto, V. V. (2016): Geochemistry International, 54, 127–148.
- Liu, Y., Hu, Z., Gao, S., Günther, D., Xu, J., Gao, C. & Chen, H. (2008): Chemical Geology, 257, 34–43.
- Pyle, J. M. & Spear, F. S. (1999): Geological Materials Research, 1/6, 1–49.
- Sisson, T. W. & Bacon, C. R. (1992): Geochimica et Cosmochimica Acta, 56, 2133–2136.
- Storkey, A. C., Hermann, J., Hand, M. & Buick, I. S. (2005): Journal of Petrology, 46, 1263–1308.
- Van Orman, J. A., Grove, T. L., Shimizu, N. & Layne, G. D. (2002): Contributions to Mineralogy and Petrology, 142, 416–424.

METHOD DEVELOPMENT FOR PRECISE DETERMINATION OF $\delta^{238}\text{U}$ IN LIMESTONE

Gabriella Ilona Kiss^{1*}, Anna SOMLYAY^{2,3}, József PÁLFY^{2,3} & László PALCSU¹

¹ Institute for Nuclear Research, Debrecen, Hungary

² Department of Geology, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary

³ MTA-MTM-ELTE Research Group for Paleontology, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary

* E-mail: kiss.gabriella@atomki.hu

From the three naturally occurring uranium isotopes, the $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ isotope ratio is considered as a constant value for certain calculations, such as $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$ dating of speleothems. However, in some cases, the $\delta^{238}\text{U}$ values calculated from this ratio also show changes of up to 1 permil ($\delta^{238}\text{U}$ is defined as $(R_{\text{Sample}}/R_{\text{CRM112A}}-1) \cdot 1000$, where R_{Sample} and R_{CRM112A} refer to the $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ ratio of the sample and the CRM 112-A international uranium standard material). This difference is connected to a change in the dissolved oxygen content of the ancient ocean triggered by extreme climatic shifts at major events in Earth's history, such as at the end of the Triassic (Tissot & Dauphas, 2015). $\delta^{238}\text{U}$ in marine carbonates is a novel proxy for the reconstruction of global seafloor redox conditions. Here we present new developments in the method for chemical preparation, and the measurement protocol using a Thermo Scientific Neptune Plus multicollector ICP-MS instrument installed in January 2019. Twenty-eight limestone samples from the Triassic-Jurassic boundary section at Csóvár (Hungary) were prepared for $\delta^{238}\text{U}$ determination. Each limestone sample was powdered and 1 gram of them was dissolved overnight in twice distilled HCl using trace-metal free centrifuge tubes. After that, the samples were filtered through a cellulose acetate syringe membrane filter with a 0.45 micron pore size. A double uranium spike solution was added to the samples, in order to correct the instrumental mass bias. The spike/sample ratio was set as $^{233}\text{U}/^{235}\text{U} \sim 2-3$. The samples were then fully evaporated and digested at least 2 times with twice distilled, concentrated nitric acid. Then they were redissolved in 3 mol/dm³ nitric acid, as it is suitable for the following column chemistry, using UTEVA ion exchange resin (100–150 μm particle size). Thorium was removed from the column with 5 mol/dm³ HCl/0.05 mol/dm³ citric acid, the uranium fraction was eluted with 15 ml 0.05 mol/dm³ HCl solution. During measurement, the sensitivity of the mass spectrometer was tuned at around 2% (2000 V/ppm). Each intensity was measured with Faraday collector, the ^{233}U , ^{235}U , and ^{236}U ion beams were measured with 10^{13} Ohm amplifiers, because of the better signal-to-noise ratio of this technology. The ^{238}U ion beam was measured with 10^{11} Ohm amplifier. Each sample was measured at least three times with standard-sample bracketing. The standard solution for the measurements was a mixture of CRM

112-A uranium reference material and the IRMM-3636a double uranium spike solution. During the evaluation, the contribution of ^{235}U and the ^{238}U from the spike was also taken into consideration. The analytical errors of our measurements were between 0.02‰ and 0.12‰ ($\pm 1\sigma$). Our measured data (Fig. 1) and the analytical uncertainty fit quite well to the previously published results in the literature (Jost et al., 2017). A major negative $\delta^{238}\text{U}$ anomaly was detected in the limestone deposited during and after the end-Triassic mass extinction. It indicates severe and extensive marine anoxia which probably played a key role in delaying the biotic recovery after the extinction. The generated uranium isotope curve is only the second set of $\delta^{238}\text{U}$ data worldwide across the Triassic-Jurassic boundary interval.

References

- Jost, A. B., Bachan, A., van De Schootbrugge, B., Lau, K. V., Weaver, K. L., Maher, K. & Payne, J. L. (2017): *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18/8, 3093–3108.
- Tissot, F. L. & Dauphas, N. (2015): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 167, 113–143.

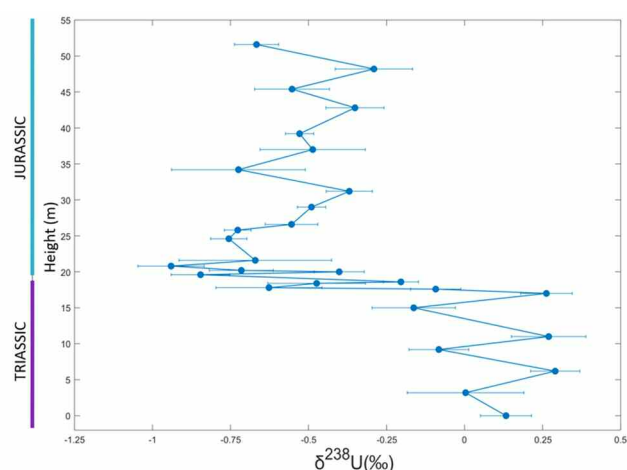


Fig. 1: The $\delta^{238}\text{U}$ values of the Csóvár limestone section.

INTRODUCTION OF THE NEW 1:500 000 SCALE MAP OF YOUNG GEOLOGICAL DEFORMATIONS FORMED DURING THE NEOTECTONIC PHASE IN HUNGARY

Balázs KOROKNAI^{1*}, Géza WÓRUM¹, Tamás TÓTH¹, Zsuzsa KOROKNAI¹, Viktória FEKETE-NÉMETH¹ & Gábor KOVÁCS^{1,2}

¹ Geomega Ltd., Budapest, Hungary

² Department of Geography, Savaria University Centre, Eötvös Loránd University, Szombathely, Hungary

* E-mail: koroknai@geomega.hu

The presentation introduces the new 1:500 000 scale map of young geological deformations in Hungary, including all important deformation structures (faults and folds) related to the neotectonic evolutionary phase (< 6–8 Ma) of the Pannonian basin.

The new map is based on the interpretation of nearly 2900 2D seismic profiles and 70 3D seismic volumes, as well as on the critical evaluation of the results of published neotectonic studies. An important novelty of the map is that not only the near-surface manifestations of the neotectonic faulting, but also their roots in the underlying pre-Pannonian substratum are displayed, allowing correlation between various reactivated fault segments of longer fault zones, and aiding the better understanding of the regional structural context.

The new map provides a significantly more accurate definition (actual position, extension, and geometry) of the neotectonic structures and provide more details compared to previous regional studies. The prevailing (E)NE–(W)SW striking neotectonic fault pattern clearly reflects the control of identically oriented pre-Pannonian fault systems during the neotectonic deformations. Markedly different orientations in the neotectonic structures indicate important differences in

the overall orientation of the underlying fault systems. These observations demonstrate that neotectonic activity is predominantly due to the reactivation of pre-existing (predominantly synrift) structures all over the Pannonian basin, as also indicated by previous studies.

Despite experiencing the largest Middle to Late Miocene extension and the formation of the deepest depocenters in the whole Pannonian basin, SE Hungary practically lacks any observable neotectonic activity, which is a striking, but still poorly understood feature.

Detailed 3D seismic analysis of fault segment geometries indicates a consistent regional pattern: sinistral shear along (E)NE–(W)SW oriented, and dextral shear along (W)NW–(E)SE oriented fault zones, respectively. These observations — together with the E–W trending contractional/transpressional structures (folds, reverse faults, imbricates) occurring in western and southern Hungary — indicate a dominantly strike-slip stress regime with a laterally slightly rotating (from N–S to NNE–SSW) maximum horizontal stress axis (σ_1) during the neotectonic phase. Lateral displacement along major root zones amounts to a maximum of 2–3 km during the neotectonic phase.

JÓKOR ROSSZ HELYEN, VAGY ROSSZKOR JÓ HELYEN?!

KOVÁCS István János^{1,2}, CLOETINGH, Sierd³ & KOPTEV, Alexander⁴

¹ MTA FI Lendület Pannon LitH₂Oscope Kutatócsoport, Sopron

² Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

³ Utrechti Egyetem, Földtudományi Kar, Utrecht

⁴ Deutsches GeoForschungZentrum, Potsdam

* E-mail: kovacs.istvan.janos@epss.hu

A Pannon-medence régóta megoldatlan és ellentmondásos jellemzője, hogy a litoszféra kivékonyodásának legintenzívebb időszakában, amikor feltehetően a kivékonyodással egyidejűleg az asztenoszféra felboltozódása a legintenzívebb volt, szinte semmilyen bazaltos vulkáni aktivitás nyomát sem találjuk a felszínen. Érdekes ez azért, mert az asztenoszféra felboltozódásának nyomán bekövetkező nyomáscsökkenés rendszerint jelentős mennyiségű bazaltos magma képződéséhez vezet. A bazaltos magmák azonban, valamilyen oknál fogva a kivékonyodás legintenzívebb időszakában nem érik el a felszínt, hanem rendszerint jelentős frakcionáción, kontamináción és asszimiláción keresztülmenve mészkáli kőzetek kialakulásában játszanak kisebb vagy nagyobb szerepet. Érdekes, de talán mondhatjuk, hogy legalább ellentmondásos, hogy a kiterjedt bazaltos vulkáni tevékenység legintenzívebb időszaka (pl. Balaton-felvidék, Nógrád-Gömör) a litoszféra kivékonyodást követően jó néhány millió évvel kezdődik el. Akkor, amikor a felboltozódott asztenoszféra-dóm hűlni kezd és a regionális tektonikai helyzet változásával kompresszió alá kerül a közeledő lényegesen vastagabb Adriai-lemez és a „stabil” Európai platform litoszféralemezei között. Ezek a körülmények kevésbé kedvezőek az asztenoszférában képződött olvadékok felszínre jutásában... vagy mégsem?! A jelen tanul-

mányunkban erre vonatkozóan mutatunk be egy termokinetikus modellt, amely egy lehetséges okát adja meg annak, hogy a kivékonyodás csúcsán miért a mészkáli vulkanizmus a domináns, majd a bazaltos vulkanizmus miatt csak a kivékonyodást követően, a litoszféra kihűlése és kompressziója során vált jellemzővé. Reméljük, eredményeink hozzájárulhatnak e hosszú ideje megmagyarázatlan enigmatikus „ellentmondás” feloldásához. Tanulmányunk számos szempontból újszerűen közelíti meg a magmaképződést, a magmák litoszférában történő mozgását és fejlődését és a litoszféravastagság változását (Koptev et al., 2021).

A kutatást a MTA FI Pannon LitH₂Oscope Lendület Kutatócsoport és az NKFIH-NN141956 Topo-Transylvania kutatócsoport és az ELKH Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet támogatta.

Irodalom

Koptev, A., Cloetingh, S., Kovács, I. J., Gerya, T. & Ehlers, T. A. (2021): *Earth and Planetary Science Letters*, 565, 116925.

A PARGASOSZFÉRA HIPOTÉZIS: AVAGY HOGYAN LÁTHATÓ A GLOBÁLIS LEMEZTEKTONIKA EGY ÚJ PERSPEKTÍVÁBÓL?

KOVÁCS István János^{1,2,3*}, LIPTAI Nóra^{1,2,3}, KOPTEV, Alexander⁴, CLOETINGH, Sierd A. P. L.^{2,5}, LANGE Thomas P.^{1,6,7}, MAȚENCO, Liviu⁵, SZAKÁCS, Alexandru⁸, RADULIAN, Mircea^{9,10}, BERKESI Márta^{1,2,6}, PATKÓ Levente^{1,2,6}, MOLNÁR Gábor^{2,11}, NOVÁK Attila^{1,2}, WESZTERGOM Viktor², SZABÓ Csaba^{2,6} & FANCSIK Tamás¹²

¹ MTA FI Lendület Pannon Lith₂Oscope Kutatócsoport, Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

² Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet (ELKH EPSS), Sopron

³ Energiatudományi Kutatóközpont, Energia Biztonsági és Környezetbiztonsági Intézet, Budapest

⁴ Department of Geosciences, University of Tübingen, Tübingen

⁵ Tectonics Group, Department of Earth Sciences, Faculty of Geosciences, Utrecht University, Utrecht

⁶ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG), Budapest

⁷ Atommagkutató Intézet (ATOMKI), Izotóp Klimatológiai és Környezettudományi Intézet, Debrecen

⁸ Institute of Geodynamics, Romanian Academy, Bucharest

⁹ National Institute of Earth Physics, Bucharest

¹⁰ Academy of Romanian Scientists, Bucharest

¹¹ Óbudai Egyetem, Alba Regia Műszaki Kar, Geoinformatikai Intézet, Székesfehérvár

¹² Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest

* E-mail: kovacs.istvan.janos@epss.hu

Több, mint 50 évvel a modern lemeztektonikai elmélet megszületése után sem teljesen világos, hogy melyek azok a fizikai-kémiai folyamatok, amelyek a litoszféra és az alatta lévő képlékeny asztenoszféra közötti különbséget okozzák, azaz bizonytalan, hogy melyek azok a hajtóerők, amelyeknek köszönhetően a külső, rideg litoszféra elmozdul az alatta található mélyebb és képlékenyebb asztenoszférán. Ezen túlmenően az elmúlt évtizedekben a kontinentális litoszférán belüli olyan, nagyjából hasonló mélységben előforduló (~100 km) határfelületeket fedeztek fel geofizikai módszerekkel, amely gyengeségi zónák jelentős szerepet játszhatnak a kontinentális litoszféra alsó részének leválásában és lesüllyedésében („delamináció”). A kontinentális litoszféra alsó részének leválása és lesüllyedése jelentős szerepet játszhat a lemezalábukások (szubdukciók) kialakulásában és felveti a lehetőségét annak, hogy az óceáni lemezek szubdukciója akár a kontinensek belsejében is kezdődhet. Az igen vastag és idős pajzsok litoszférájának „megfiatalodásában” is szerepet játszhatnak e kontinentális litoszférán belüli gyengeségi zónák, ugyanis a pajzsok igen mély gyökere a litoszférában található gyengeségi zónák mentén leválhat, a litoszféra jelentős mértékű kivékonyodását okozva ezzel (pl. Kelet-Kína).

Legújabb tanulmányunkban egy olyan lehetséges hipotézist mutatunk be, ami leírja, hogy kis mennyiségű illó és víztartalmú ásványok stabilitása, a kontinentális litoszférák korától függően, hogyan magyarázhatja fiatalabb és melegebb litoszférák esetében a litoszféra-asztenoszféra közötti

kontrasztot, valamint idősebb és hidegebb kontinentális litoszférák esetében a ~100 km mélységben tapasztalt gyengeségi zónák létrejöttét. A hipotézisünk egy másik fontos eredménye, hogy lehetővé teszi a felszínen tapasztalt „magma” CO₂-dús feláramlások eredetének értelmezését olyan tektonikai környezetben is, ahol már nincsen aktív vulkanizmus. Az elképzelés lényege, hogy a CO₂ forrása az maga a lehülő asztenoszféra, amelyben a jelenlévő kis mennyiségű szilikátolvadék kristályosodása CO₂-gazdag fluidumok létrejöttét eredményezi, amelyek igen mobilisak a felszín irányában. Ezen földtani eredetű CO₂-dús felszíni kiáramlások eddig nem kerültek kellő súllyal figyelembevételre a globális CO₂ körforgásban (Kovács et al., 2021).

A kutatást a MTA FI Pannon Lith₂Oscope Lendület Kutatócsoport és az NKFIH-NN141956 Topo-Transylvania kutatócsoport és az ELKH Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet támogatta.

Irodalom

Kovács, I. J., Liptai, N., Koptev, A., Cloetingh, S. A. P. L., Lange, T. P., Mațenco, L., Szakács, A., Radulian, M., Berkesi, M., Patkó, L., Molnár, G., Novák, A., Wesztergom, V., Szabó, Cs. & Fancsik, T. (2021): *Global and Planetary Change*, 204, 103547.

KÖZÉP-EURÓPA ELSŐ INTEGRÁLT GEODINAMIKAI ÁLLOMÁSA

KÖVÁGÓ Ákos^{1,2*}, LANGE Thomas P.^{2,3,4}, GELENCÉR Orsolya^{2,3,5}, SZABÓ Csaba^{2,6} & KOVÁCS István János^{2,4,6}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földtudományi Doktori Iskola, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litoszféra Fluidum Kutatólaboratórium (LRG), Budapest

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Környezettudományi Doktori Iskola, Budapest

⁴ MTA FI Lendület Pannon Lith₂Oscope Kutatócsoport, Budapest

⁵ Atommagkutató Intézet, Izotóp Klimatológia és Környezetkutató Központ, Debrecen

⁶ Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

* E-mail: kovago.akos@gmail.com

1. Bevezetés

2021 júliusában megkezdte működését Közép-Európa első Integrált Geodinamikai Állomása (IGÁ) Badacsonytörde-micen (Balaton-felvidék). Az IGÁ célja, hogy megfigyelje és felismerje a lehetséges kapcsolatokat a lokális diffúz gázki-áramlás és a szeizmikus aktivitás között a Balaton-felvidék területén a korábbi vizsgálati eredmények tükrében (Zoran et al., 2012; Szakács, 2021). E cél elérése érdekében az állomás folyamatosan (6 percenként) méri a talajban található infra-aktív gázok koncentrációját és hosszabb időközönként (havonta) a talajgázban található radon aktivitáskoncentrációját. Az infraaktív talajgázok mérése egy Perkin Elmer Fourier Transzform Infravörös spektrométerrel történik, amit a Redshift Ltd. által kifejlesztett Automata Gázmintázó Rendszerbe integráltunk. A radon aktivitáskoncentrációjának mérését egy Bertin AlphaGuard műszerrel végezzük, a mérésekhez a 1 min flow üzemmódot használtuk, a mintavétel talajgáz-szonda és pumpa segítségével történik 80–100 cm-es mélységből, a pumpa 0,5 liter/perc teljesítménnyel működik a mérések során.

Az állomás szempontjából az egyik legfontosabb infra-aktív gáz a CO₂, elsősorban nagy gyakorisága miatt, továbbá, hogy a radon egyik legfontosabb vivőgáza kéreg- és talaj-körülmények között (Walia et al., 2010). Míg a radon kizárólag szerves forrásból, addig a talajból mért CO₂ származhat szerves és szerves forrásból is. Azonban, ha a megszokott-nál (a természetes háttérnél) nagyobb koncentrációt mérünk, akkor távolabbi (pl. mélyebb szerves) forrást feltételezhetünk mindkét gáz esetében.

2. Eredmények és összegzés

A CO₂ vonatkozásában a mért értékek több ezer ppm tartományban változtak, de 10.000 ppm-et meghaladó érté-

kekre is voltak példák a vizsgált időszakban. A radon-aktivi-táskoncentrációja 30–60.000 Bq/m³ között alakult a folyama-tosan, havonta végzett megfigyelések alapján (az átlagos radon-aktivitáskoncentráció talajokban 10.000 Bq/m³ körül mozog).

Az előbbieken bemutatott módszerek mellett az állomás része továbbá egy meteorológiai állomás, egy szeizmo-méter és egy magnetotellurikus berendezés. E műszerek hivatottak vizsgálni az állomáson gyűjtött adatokat befolyá-soló időjárási tényezőket, a terület szeizmikus aktivitását és az alatta húzódo litoszféra vezetőképességét.

Abban bízunk, hogy az általunk létrehozott megfigyelő-rendszer (IGÁ) alkalmas lesz arra, hogy segítségével felismer-jük a potenciális kapcsolatokat az atmoszférában, a pedo-szférában és a mély litoszférában lejátszódó szeizmikus akti-vitás között. Ebből adódóan a telepített műszeregyüttes akár alkalmas lehet földrengéseket megelőző ujjlenyomatok azono-sítására is.

3. Pályázati források

A kutatást az MTA FI Pannon Lith₂Oscope Lendület Kuta-tócsoport, az NKFIH-NN141956 Topo-Transylvania kutatócso-port, az ELKH Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet és az ELKH Infrastruktúra pályázat támogatta.

Irodalom

- Szakács, A. (2021): *Frontiers in Earth Science*, 8, 548398.
Walia, V., Lin, S. J., Fu, C. C., Yang, T. F., Hong, W. L., Wen, K. L. & Chen, C. H. (2010): *Applied Geochemistry*, 25/4, 602–607.
Zoran, M., Savastru, R. & Savastru, D. (2012): *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 293/2, 655–663.

AGROBÁNYÁSZAT ÉS FITOREAKTOR, AVAGY GYÁRTHATÓ-E „MŰTRÁGYA” KÖZETEKBŐL?

KRISTÁLY Ferenc

Miskolci Egyetem, Műszaki Földtudományi Kar, Ásványtani és Földtani Intézet, Miskolc

E-mail: askkf@uni-miskolc.hu

1. Bevezetés

A növények által felvett tápelemek – biológiai szempontból ásványi anyagok – kinyerése, felhasználása nem újkeletű dolog. Talán legismertebb hasznosítási módjuk a hamulúg előállítás és üveggyártási felhasználása (Fóris, 2008), vagy a biomassza hamu hidraulikus kötőanyagba való bekeverése (Coutelas et al., 2009). A növénytermesztésben való alkalmazás is ismert, leginkább komposzt (Vasanthi et al., 2022) és komposztlé formájában.

A növények szelektív elemfelvételét kihasználó alkalmazás több évtizedes kutatási területet jelent, a fitoextrakció és fitoremediáció révén. Bár ezek az eljárások elsősorban kármentesítésben használatosak, a hiperakkumuláló fajok segítségével értékes és ritka elemek is kinyerhetők, ami már a fitobányászat (Dang & Li, 2021) területe.

Az utóbbi években gyakran találkozni az agrobányászat kifejezéssel is (van de Ent et al., 2021), amelyet a makro- és mikrotápelemek biomasszából való kinyerésére alkalmaznak. A legtöbb tápelem, amelyet a növények ásványi formából, vagy ásványok segítségével vesznek fel, szintetikus forrásból, műtrágyákkal van adagolva a terméshozam növeléséhez. A környezetbarát mezőgazdaság visszaállításáért egyre elterjedtebb az ásványi trágyázás (Noh et al., 2015) alkalmazása is, de ilyen esetekben elhúzódó és lassú hatással lehet csak számolni, mivel a talajbaktériumok munkája nélkül nem kerülnek felvehető formába a tápelemek. Másrészt, olyan alapvető nutrienseket, mint a nitrát, lehetetlen ásványi formából bevinni.

Az ásványi trágyázás nagy tisztaságú és koncentrációjú anyagokat tesz szükségessé, amelyek költségesek lehetnek. Ezzel szemben óriási mennyiségben képződnek olyan bányászati meddők, hulladékok vagy melléktermékek, amelyek tartalmazzák a növényi tápelemeket, de nem alkalmasak ásványi trágyázásra. Ezek feldolgozása, kinyerése túl költséges és környezetkárosító a jelen technológiákkal, viszont növények általi kinyerése megoldható. A hagyományos növénytermesztés módszerei nem alkalmasak a célra, de a fitoreaktoros eljárások megoldást jelenthetnek.

Jelen kutatás célja a hazai bányászati meddők, melléktermékek és kisértékű ásványi nyersanyagok fitoreaktor általi agrobányászattal való kinyerése, a felvett elemek raktározási formájának és kinyerhetőségüknek a tanulmányozása.

2. Felhasznált anyagok, kísérletek

A kísérletekhez felhasznált ásványi nyersanyagok a bükkábrányi lignitbánya meddője (sárga és szürke), valamint szobi

andezit 2/4 mm szemcseméretű frakciója. A talajbaktériumok hatását meszes öntési talaj kolloid frakciójának a bevitelével teszteltük. A részletes összetételeket a 4. fejezet tartalmazza. A bükkábrányi anyagok finomszemű agyagos homoknak felelnek meg, jelentős kvarc- és csillámtartalommal. Az andezit melléktermékek esetében a 0/4 frakcióban a milliméter alatti rész dominál, jelentős agyagfrakcióval. A 2/4 frakció szemcséiben a földpátok dominálnak. Minden minta esetében részletes ásványtani (XRD) és kémiai (XRF) elemzés történt.

Napraforgó és tritikálé alkalmazásával talaj nélküli (vattakorongon, talajban, illetve talaj + riolitufa őrleménnyel) és az ásványi anyagokba ültetett magokkal végeztünk kísérleteket. Az ásványi anyagokat 5 cm magas, 20 x 25 cm méretű, fedél nélküli dobozokba helyeztük, az alsó 2 cm-en pangóvíz réteget fenntartva. Öntözéshez csak desztillált vizet használtunk, naponta 50 ml/doboz, a talaj nélküli mintákhoz 10 ml mennyiségben.

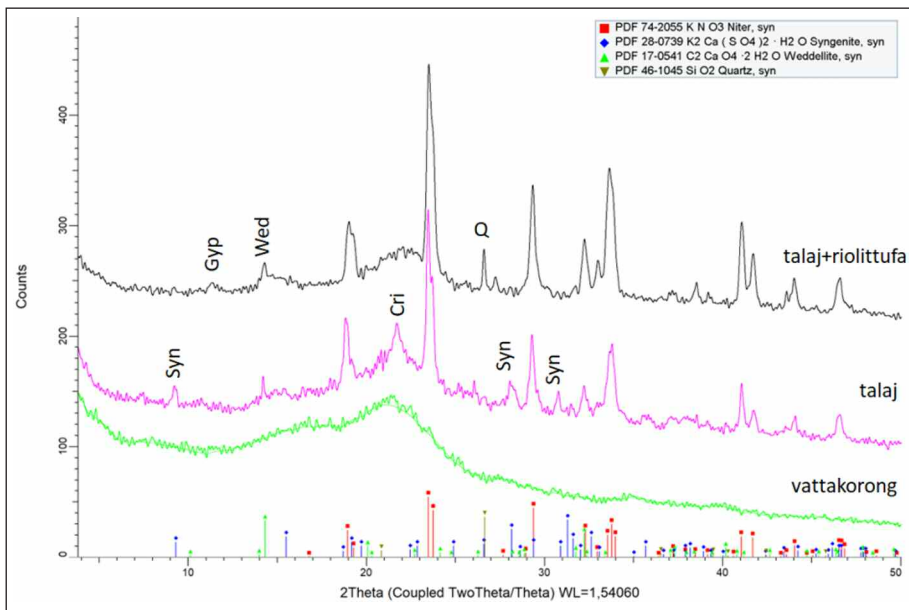
Az ásványi anyag-felvételt három beállásban teszteltük: 1) csak ásványi ágy, 2) kevert ásványi ágy és 3) talajkolloiddal kezelt ásványi ágy. A mintákat 10 nap növesztés után begyűjtöttük és elkezdtük a vizsgálati előkészítést. A rövid növesztési idő célja, hogy a kezdeti szakaszban intenzív ásványi anyagfelvétel hatását teszteljük.

3. Vizsgálati módszerek

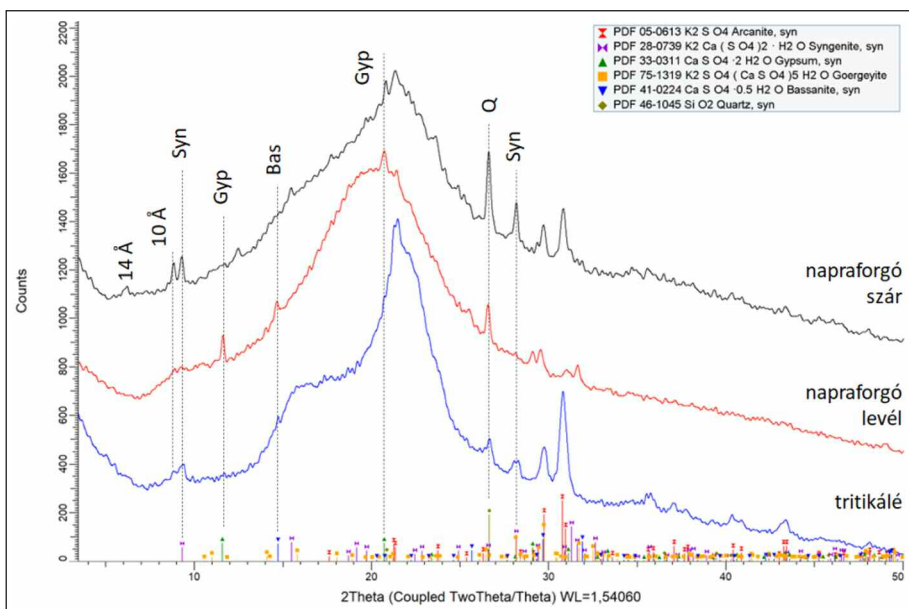
Vizsgálat előtt a növényi mintákat gyökér-szár-levellé részekre választottuk szét, melyek közül a szár- és levélpreparátumokat vizsgáltuk. A magas víz- és szerves illótartalom miatt szárítani kell az anyagot, amelyet 40 °C-on, levegőn végeztünk, a szervesanyag bomlását megelőzendő.

A kristályos fázisok meghatározására röntgen-pordiffrakciót alkalmaztunk, a mintákban jelenlévő ásványokat a Search/Match algoritmus segítségével azonosítottuk. A méréseket Bruker D8 Discover készüléken (CuK-alfa sugárzás, 40 kV és 40 mA), Bragg-Brentano geometriában, LynxEye XE-T helyzetérzékelő detektorral végeztük. A mérések a 2–70° 2 θ szögtartományban, 0,007° 2 θ lépésközzel, 14,5 sec/lépés rögzítési sebességgel készültek. A mennyiségi ásványtani összetétel meghatározásához, illetve a biomasszában észlelt ásványok pontos azonosításához a TOPAS4 szoftverben Rietveld illesztést végeztünk.

A szövetszerkezet vizsgálatára, illetve mikrokémiai összetétel mérésére pásztázó-elektronmikroszkópiát és energiadiszperzív röntgen-spektrometriát (SEM+EDX) használtunk. A SEM+EDX-vizsgálatok JEOL JXA-8600 Superprobe W-katódos elektronmikroszkóppal, 20 kV gyorsítófeszültséggel, 20 nA mintaárammal és 60 sec gyűjtési idejű EDX-spektrumok



1. ábra: A talaj szerves rendszerének hatása az elemfelvételre és ásványi trágya alkalmazására.



2. ábra: Kristályos anyagok a szárított biomasszában, reprezentatív minták XRD-görbéi, agyagos meddőn.

mérésével történtek, vezető szénréteggel bevont preparátumokon.

4. Eredmények

Az előállított növényi minták ásványi anyag-tartalmának vizsgálatához XRD és SEM+EDX módszereket használtunk, mivel így részletesebben lehet azonosítani, illetve szövettani környezetben kimutatni az ásványi fázisokat. Az eredmények értelmezésébe némi bizonytalanságot visz be, hogy a mintákat vizsgálat előtt szárítani szükséges. Ennek ellenére az ásványi kiválások szöveti helyzete meggyőzően alátámasztja, hogy azok a növekedés során képződtek, még úgy is, ha olyan hidratált formában, amit analitikailag nehéz kimutatni. A napraforgó esetében látványosabb eredmények keletkeztek, így

szemléltető anyagként ezekből mutatunk be reprezentatív példákat.

4.1. A talaj és a baktériumok szerepe

A talaj nélkül csíráztatott növények esetében, bár a növekedés megfelelő volt, ásványi anyag-felvétel kis mennyiségben történt mind egyik növény esetében. Ezt a jelenséget a talajkolloid és a talajbaktériumok, rizómák hiányával lehet indokolni, amelyek tevékenysége nélkül minimális az ásvány-növény kölcsönhatás (1. ábra).

4.2. Kristályos szeretlen fázisok

Az XRD-mérések alapján az észlelt ásványi fázisok és a kőzetek között szoros összefüggés fedezhető fel. A lignitbánya meddőjében – a pirit és lignittörmelék jelenléte miatt – viszonylag jelentős kéntartalom jellemző, amely főleg a napraforgó számára alapvető mikrotápelem, így a szulfátok jelenléte a domináns (2. ábra).

4.3. Ásványi kiválások, komponensek a szerves mátrixban

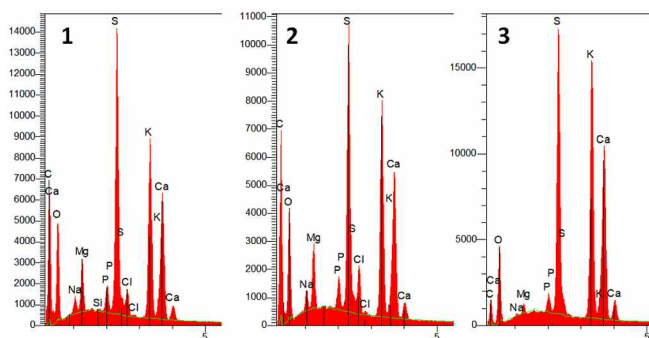
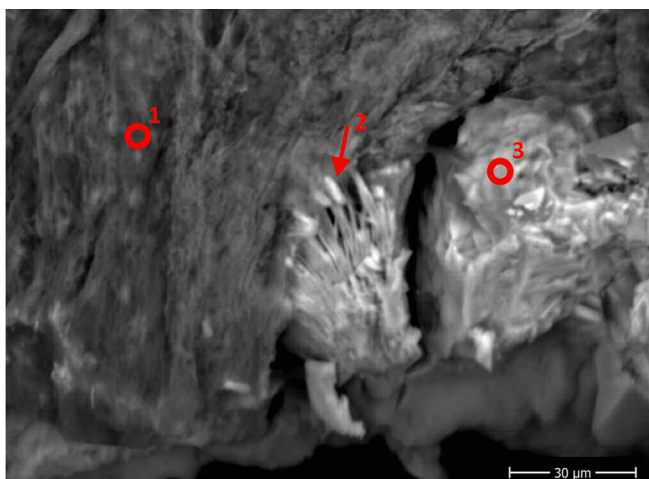
A SEM+EDX elemzésekkel pontosan megtalálhatók az XRD által kimutatott fázisok, a mikrométer alatti rostközi kiválásoktól egészen a tízedmilliméteres aggregátumokig, egyes esetekben hipidiomorf kristályokként is (3. ábra).

A kén mellett, amely szulfátos formában van jelen, általános a Cl és P jelenléte is, amelyeket nem mindig lehet kristályos szeretlen fázishoz kötni. Ritkábban képződik halit és szilvin, de nem általános a jelenlétük.

Az EDX-mérésekben és térképeken általános a Mg, P és Cl megjelenése, változó arányban (4. ábra). A Mg jellemzően 3 és 9 tömegszázalék között változik, inkább a nem mineralizált szövetben. A foszfortartalom tartománya 0,3 és 3 tömegszázalék között változik, egyaránt a nem mineralizált szövetben és az ásványi kiválásokban is. A talajkolloidokkal kezelt mintákban általánosan magasabb a P-tartalom.

4.4. Biomineralizált elemek kivonása

A száraz biomasszaminutákat desztillált vízbe áztatva, 72 óra alatt teljesen kioldható a biomineralizált tartalom (5.



3. ábra: K-Ca-szulfátos mineralizáció, az XRD-eredményekkel összevetve szingentit ± görgeyit, napraforgó szára, agyagos meddőn.

ábra). A demineralizáció után kapott biomassza legfeljebb nyomokban tartalmaz sókat és a nanokristályos cellulóz is rendezettebbé válik, ahogy azt a 16° (2θ) és 22° (2θ) körüli púpok erősödése jelzi. A kinyert oldat szárítószekrényben, levegőn, 60°C -on bepárolt szilárdanyag-tartalma visszaadja a szulfátfázisokat, azonban az oldott K-nitrát szilvin formájában kristályosodik ki.

5. Diskusszió

A növényi alapszövetben az EDX-mérések és elemtérképek során tapasztalt jelentős Mg mennyiség elsősorban a klorofilből visszamaradó kation, mivel Mg-tartalmú kristályos fázisokat nem észleltünk az XRD-mérések során.

A kísérleti beállítások változtatásával jól megfigyelhető a növekvő K-felvétel, úgy a talajkolloid hozzáadása, mint a meddő + andezit keverék esetében. A talajbaktériumok

hatása a gamma (hexagonális) K-nitrát képződésében jelenik meg (6. ábra). Ennek a nitrátnak jelenleg nem ismerjük ásványi megfelelőjét.

Továbbá az ásványi keveréken növelt minta esetében nem is sikerül minden kristályos anyagot azonosítani az adatbázisok segítségével sem. A d -értékekkel jelölt csúcsokhoz legközelebb az L-aszparagin-hidrát (nem esszenciális aminosav) áll, ennek jelenlétét, illetve kapcsolatát a fokozódó ásványi anyag-felvételhez az eddigi eredményekkel sem bizonyítani, sem cáfolni nem lehet.

A kimutatható fázisok között a szulfátok dominálnak minden növény és növényi rész esetében, úgy az XRD, mint a SEM+EDX-mérések alapján. A jelenség hátterében a meddő minták S-tartalma áll, összevetve korábbi kísérletekkel, amelyek meszes öntéstalaj és riolittufa nanoörleményével készültek, és jellemzően K-nitrát mineralizáció alakult ki (Kristály et al., 2022).

A többváltozós kísérletek és korábbi eredmények fő megfigyelése, hogy a napraforgó és tritikálé ásványi elemfelvétele befolyásolható a csírázási-növekedési közegként alkalmazott ásványi anyag összetételével.

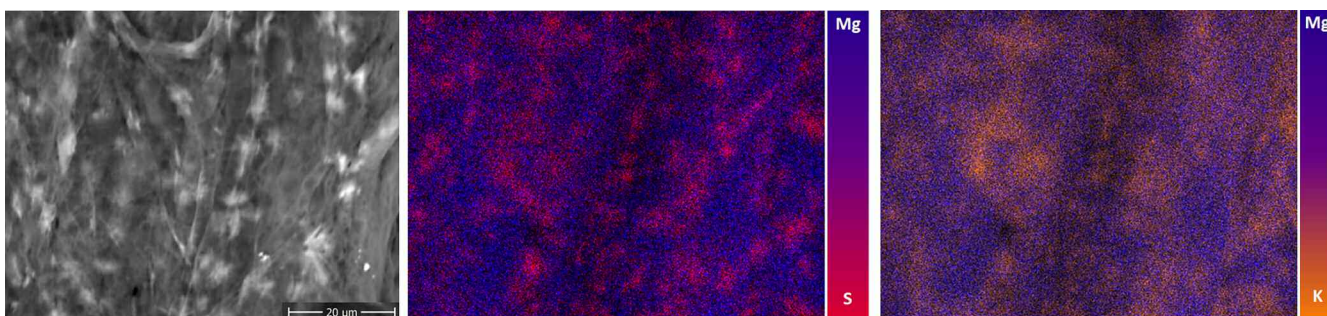
A makrotápelemek mellett jelentős mértékű a Cl és P extrakciója is, amely főleg az utóbbi esetében fontos paraméter, ugyanis, ha oldatos formában kinyerhető, akkor az oldat közvetlenül alkalmazható tápoldatként. A Cl forrása az agyagos meddőben található halit, míg a P az amorf szerves és szilikátos anyagból mobilizálódhat, de a járulékos ásványként jelenlévő apatit is könnyen oldódik a talajkolloiddal kölcsönhatásban.

Az EDX-mérésekben gyakran észlelt Si-tartalom egy része kvarcként van jelen az XRD alapján, a talajból a növény növekedése során bezáródott szemcsék formájában. Azonban olyan helyen is észlelni Si-tartalmat, ahol ásványi kiválások, zárványok nem láthatók, így az részben a szerves anyagba épülve, részben ugyancsak az XRD által jelzett nanokristályos cristobalit formájában van jelen.

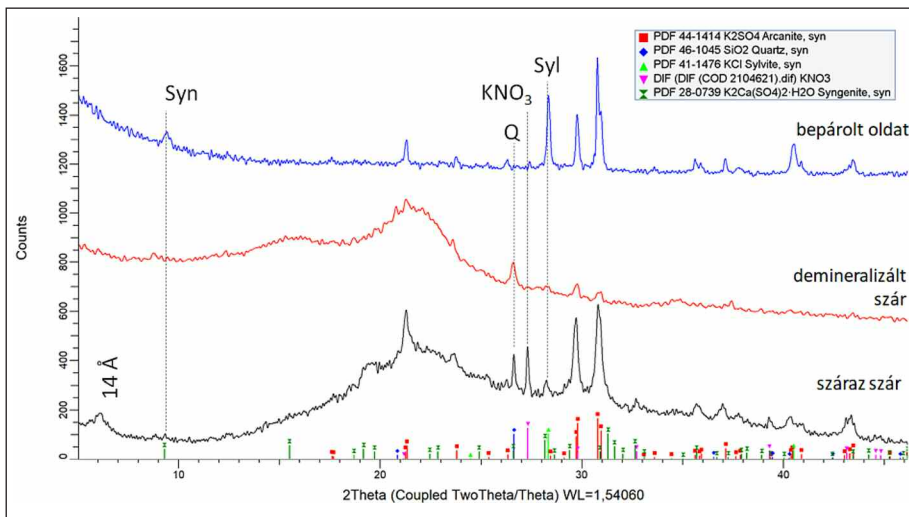
Az észlelt ásványi képződmények teljes mértékben átfednek a szintetikus szervesetlen műtrágyák készítése során keletkező fázisokkal (Jurišová et al., 2014)

6. Következtetések

A kísérleteinkkel kimutattuk, hogy bányászati meddők és melléktermékek alkalmazhatók mesterséges talajként, növényi tápelem kinyerése céljából.



4. ábra: A magnézium, kálium és kén eloszlása a mineralizált biomasszában.



5. ábra: Biomassa demineralizációja, napraforgó agyagos meddőn, talajkolloiddal kezelve.

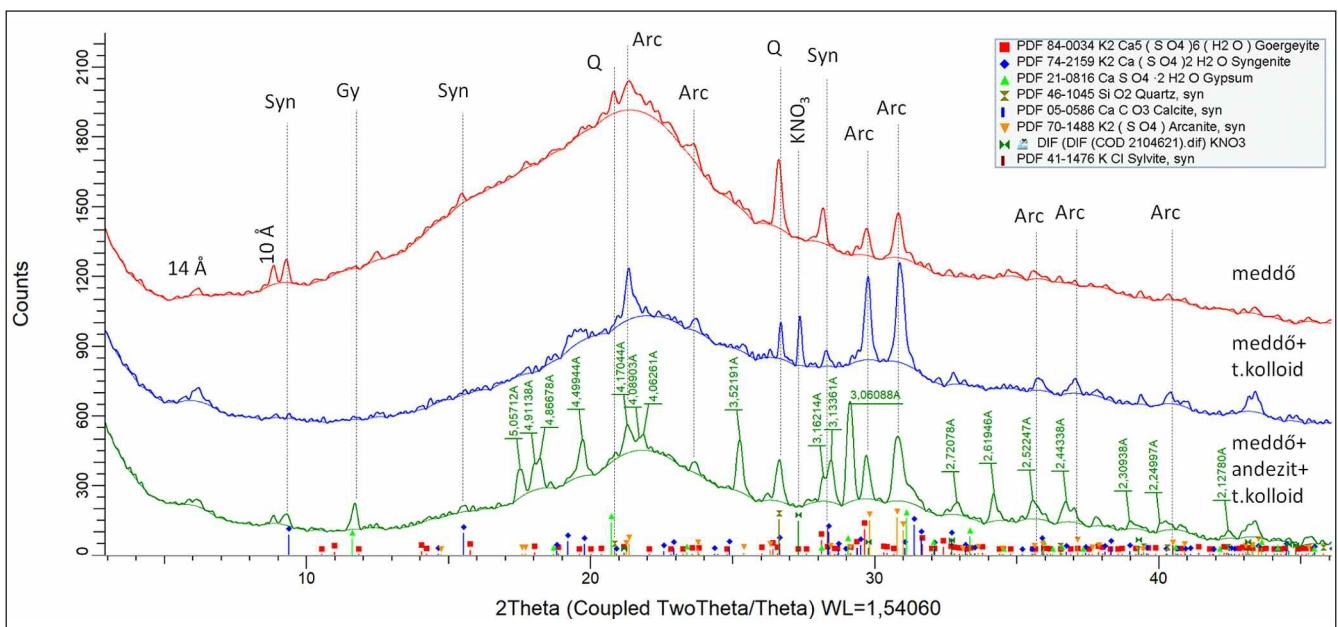
A tápelemfelvétel fokozható különböző beállításokkal, amely az agrobányászat lehetőségét is alátámasztja. A felvett tápelemek vizes oldatban kivonhatók a biomasszából.

Köszönetnyilvánítás

A tanulmány az Innovációs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-21-5. kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott szakmai támogatásával készült.

Irodalom

- Coutelas, A., Büttner, S., Oberlin, C., Palazzo-Bertholon, B., Prigent, D. & Sumera, F. (2009): Le mortier de chaux. Éditions Errance, Paris.
- Dang, P. & Li, C. (2021): International Journal of Environmental Science and Technology, 23, 1–4.
- Fóris I. (2008): A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat, 74, 113–136.
- Jurišová, J., Danielik, V., Fellner, P., Lencsés, M. & Králik, M. (2014): Acta Chimica Slovaca, 7/1, 20–24.
- Kristály F., Sipeki L., Márkus I. R., Tompa R., Rácz Á. & Mucsi G. (2022): Fitoextrakció, mint kálium, nitrát és egyéb alapnutriens trágya forrása? XVIII. Nemzetközi Tudományos Napok, Gyöngyös, in press.
- Noh, Y. D., Komarneni, S. & Park, M. (2015): Korean Journal of Soil Science and Fertilizer, 48/1, 1–7.
- van der Ent, A., Baker, A. J. M., Echevarria, G., Simonnot, M.-O. & Morel, J. L. (Eds.) (2021): Agromining: Farming for metals. Extracting unconventional resources using plants. 2nd Edition. Springer Nature Switzerland.
- Vasanthi, M., Thamaraiselvi, C., Biruntha, M., Paul, J. A., Thirupathi, A., Chang, S. W., Xu, Z., Al-Rashed, S., Munuswamy-Ramanujam, G. & Ravindran, B. (2022): Chemosphere, 288, 132561.



6. ábra: Különböző kísérleti beállítások hatása a biomineralizációra.

MÉLY EREDETŰ CO₂-KIGÁZOSODÁS A FELSŐ-HÁROMSZÉKI-MEDENCÉBEN, DÉLKELET-ERDÉLY

LANGE, Thomas Pieter^{1,2,3,4*}, PALCSU László⁵, SZAKÁCS, Alexandru⁶, KÖVÁGÓ Ákos^{1,7}, GELENCÉR Orsolya^{1,2,5}, GÁL Ágnes⁸, GYILA Sándor⁹, M. TÓTH Tivadar¹⁰, LENKEY László¹¹, MAȚENCO, Liviu¹², KRÉZSEK Csaba¹³, SZABÓ Csaba^{1,4} & KOVÁCS István János^{3,4}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litoszféra Fluidum Kutatólaboratórium (LRG), Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Környezettudományi Doktori Iskola, Budapest

³ MTA FI Lendület Pannon Lith₂Oscope Kutatócsoport, Sopron

⁴ Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

⁵ ATOMKI, Izotóp Klimatológia és Környezetkutató Központ, Debrecen

⁶ Román Akadémia, Geodinamikai Intézet, Bukarest

⁷ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földtudományi Doktori Iskola, Budapest

⁸ Babeş-Bolyai Tudományegyetem, Geológiai Tanszék, Kolozsvár, Románia

⁹ Dr. Benedek Géza Szívkórház, Kovászna, Románia

¹⁰ Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

¹¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest

¹² Utrechti Egyetem, Földtudományi Kar, Utrecht, Hollandia

¹³ OMV Petrom, Bukarest, Románia

* E-mail: lange.thomas@epss.hu

A köpenyeredetű szén-dioxid kigázosodás tanulmányozása lehetőséget biztosít a mélyebb geoszférák és az atmoszféra közötti kapcsolat kimutatására. A mély eredetű szén-dioxid-feláramlás kötődhet olvadáshoz vagy önálló fluidumfeláramláshoz, amelyek elsősorban fontosabb gyengeségi zónák (törésvonal, takaróhatár) mentén mozognak a felszín irányában. Több munka célzottan a tiszta fluidum feláramlást vizsgálja (pl. Kerrick & Caldeira, 1998), fókuszálva a fluidum fejlődéstörténetére és az arra utaló jelek megőrződésére. Bebizonyosodott, hogy a regionális kiterjedésű orogén övek a legjelentősebb mély eredetű fluidum-kigázosodási térségek közé tartoznak. Ilyen területet képez a Kárpátkanyar, ahol számos, nem vulkáni folyamathoz kötődő szén-dioxidban gazdag ásványvízforrás és szabad gázfeláramlás figyelhető meg, mint például a belső Kárpátkanyar központjában fekvő Kovászna város területén. A helység geológiai, szerkezeti szempontból az Audia- és Tarkó-takarók, illetve a Felső-Háromszéki-medencét lehatároló mély vetőrendszer hármas találkozáspontján fekszik.

Kutatásunk során Kovászna és környékén feltörő források és a bennük oldott gázok (szén-dioxid, nemesgázok) stabilizotóp vizsgálatát végeztük el. A $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ eredmények alapján a város központjában található források a helyi csapadékvíz összetételét képviselik, azonban a topográfiailag magasabban fekvő Hankó-völgy széndioxidos források vízének stabilizotóp-arányai egy csapadékvíz-metamorf víz keveredési

vonalat rajzolnak ki. A vízben oldott gázokból kapott $\delta^{13}\text{C}$ és R/Ra izotóparányok ezzel szemben közel homogén összetételt mutatnak. A mért izotóparányok alapján elmondható, hogy a feltörekvő gázok kb. 25%-a a földköpenyből származik. A térség földtani felépítését figyelembe véve megállapítható, hogy a földköpenyből feláramló gázok a felsőköpenybe mélyülő gyengeségi zónák mentén mozognak a felsőköpenyből az alsókéregbe, ahol dekarbonizációval és dehidratációval járó metamorf reakciókat indukáltak. Úgy véljük, hogy a fluidumfelszabadulás különböző mélységben, több lépcsőben játszódhatott le, azonban a legnagyobb mennyiségű kéregeredetű fluidumfelszabadulás a középső kéreg tartományában következhetett be. Eredményeink összhangban vannak a Kovászna térségében végzett korábbi tanulmányok (pl. Vaselli et al., 2002) eredményeivel és megerősítik a felszálló gázok kombinált köpeny- és kéregeredetét, valamint kimutatják azok geodinamikai szerepét.

Irodalom

Kerrick, D. M. & Caldeira, K. (1998): *Chemical Geology*, 145, 213–232.

Vaselli, O., Minissale, A., Tassi, F., Magro, G., Seghedi, I., Ioane, D. & Szakács, A. (2002): *Chemical Geology*, 182, 637–654.

MICROSTRUCTURAL AND CHEMICAL CHARACTERIZATION OF ROCKS AND MINERALS WITH A SEM

Salomé LARMIER

JEOL Europe, Paris, France

E-mail: larmier@jeol.fr

Variations in the chemical composition of rocks and minerals on a small scale (from μm to nm) are impossible to apprehend via optical observations and therefore require other sophisticated analytical tools to identify and locate chemical variations.

The use of the scanning electron microscope (SEM) allows to carry out a set of studies on the chemical, petrological and structural characterization of various rocks and minerals. Indeed, whether it is observations on a thin section or fresh break, the SEM will give key information concerning the micro textural characteristics of the sample thanks to the imaging of secondary electrons (SED). In addition, chemical contrasts are highlighted with backscattered electron imaging

(BSE) while elemental identification is possible with X-ray analysis (EDS).

In this study, a varied set of geological samples were selected in order to highlight the usefulness and complementarity of the different methods offered by SEM. High resolution images (up to 100 nm range) were taken revealing structural features never observed in outcrop or by optical microscopy. The chemical distribution appears clearly through the different samples with the help of BSE images. Finally, a complete set of spectral analysis and mapping with quantitative data allows to determine the elemental composition of the rock and thus to identify the different minerals that compose it.

ANALYSIS OF CRITICAL ELEMENTS FROM THE TAPOLCSÁNY FORMATION (NE-HUNGARY)

Lívia LESKÓNÉ MAJOROS*, Sándor SZAKÁLL & Ferenc KRISTÁLY

Institute of Mineralogy and Geology, University of Miskolc, Miskolc

* E-mail: asklivia@uni-miskolc.hu

1 Introduction

Nowadays, critical elements and raw materials play an ever-growing role. For this reason, the European Commission publishes every three years the EU's list of Critical Raw Materials (CRM). The latest was published in 2020 and on that list 30 critical raw materials were included.

The occurrence of CRMs in geological formations of Hungary has been investigated for several locations (Földessy, 2014). Several detailed investigations were carried out regarding selected CRMs, like graphite in Dédestapolcsány (Majoros, 2019), in Meszes (Leskóné Majoros et al., 2021) and in Szendrőlád (Majoros et al., 2022). In all cases a strong link between graphite development and REE, TiO₂ and other CRM accumulations have been observed. While TiO₂ minerals are detected in the 1–3 weight percent range as anatase and rutile, REE phases were observed only by electron microprobe analysis, as xenotime and monazite.

In this study, we focus on the CRM content of samples from Tapolcsány Formation (TF), especially on vanadium, titanium, phosphorus and REE. Previous investigations (Majoros, 2019) indicated the presence of V, REE and APS minerals, worthy of more detailed analysis. The TF is of Silurian age, accumulated in deep sea facies and affected by low grade regional metamorphism (Fülöp, 1994). TF contains gray or black clayey shales, siliceous black schists and black lydites with basic metavolcanic intercalations. The graphite enrichment is restricted to the siliceous black schist, affected by intense shearing and deformation.

2 Materials and methods

Rock samples were collected from surface outcrops along the Rágyinc Valley (near Dédestapolcsány, Uppony Mts., NE-Hungary), exposing the TF. The collected samples can be categorized into two groups: the first is black colored, intensely deformed and schistose fine-grained siliceous graphite-bearing black schist; the second is brownish to yellow tectonic breccia of large extent. Clasts of the schistose host rock are cemented by "limonitic" material, while the vugs and voids are filled with white and soft accumulation, deposited from penetrating fluids.

During the sampling and the investigations, we focused on the colored coating on the surfaces of the samples because they could be the potential critical element-bearing phases. According to our observations, eight different coating

types can be distinguished based on the color and the location on the samples. They were separated using stereomicroscope and investigated by scanning electron microscope (SEM-EDX) and X-ray powder diffraction (XRD). On the bulk samples inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) and inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy (ICP-AES) were used. ICP-MS and ICP-AES measurements were carried out by ALS Romania SRL.

3 Results

According to our results, vanadium occurs on one hand as a hydrous copper-vanadate mineral (volborthite, detected by XRD) forming green coating on the schistosity planes of the black schists. On the other hand, V content (0.2-1.5 oxidic weight% based on EDX) can always be detected in the mica plates (muscovite, Na-bearing muscovite and phengite). Moreover, some aluminum phosphate-sulphate (APS) mineral also contains V (Fig. 1).

As main Ti minerals, TiO₂ needles and ilmenite idiomorphic grains can be observed. Muscovite always contains Ti in the 0.5 to 1.5 oxide weight% based on EDX.

As REE-containing minerals xenotime and monazite-(Ce) crystals are found in the samples. In some APS clusters REE content is also detected, impossible to decide if it occurs as monazite inclusions or florencite-type compositions.

Regarding the phosphorus content, many APS minerals occur. In the limonite matrix of the breccia, glassy Fe-phos-

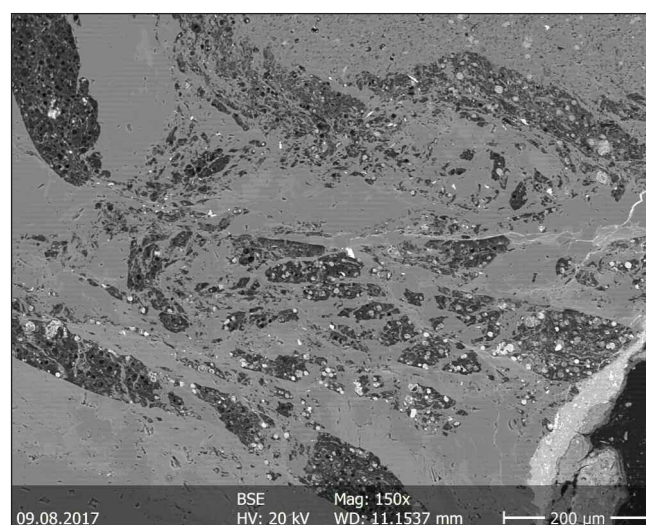


Fig. 1: BSE image of V-bearing APS minerals (white) related to graphite nests (dark gray) in quartz (gray).

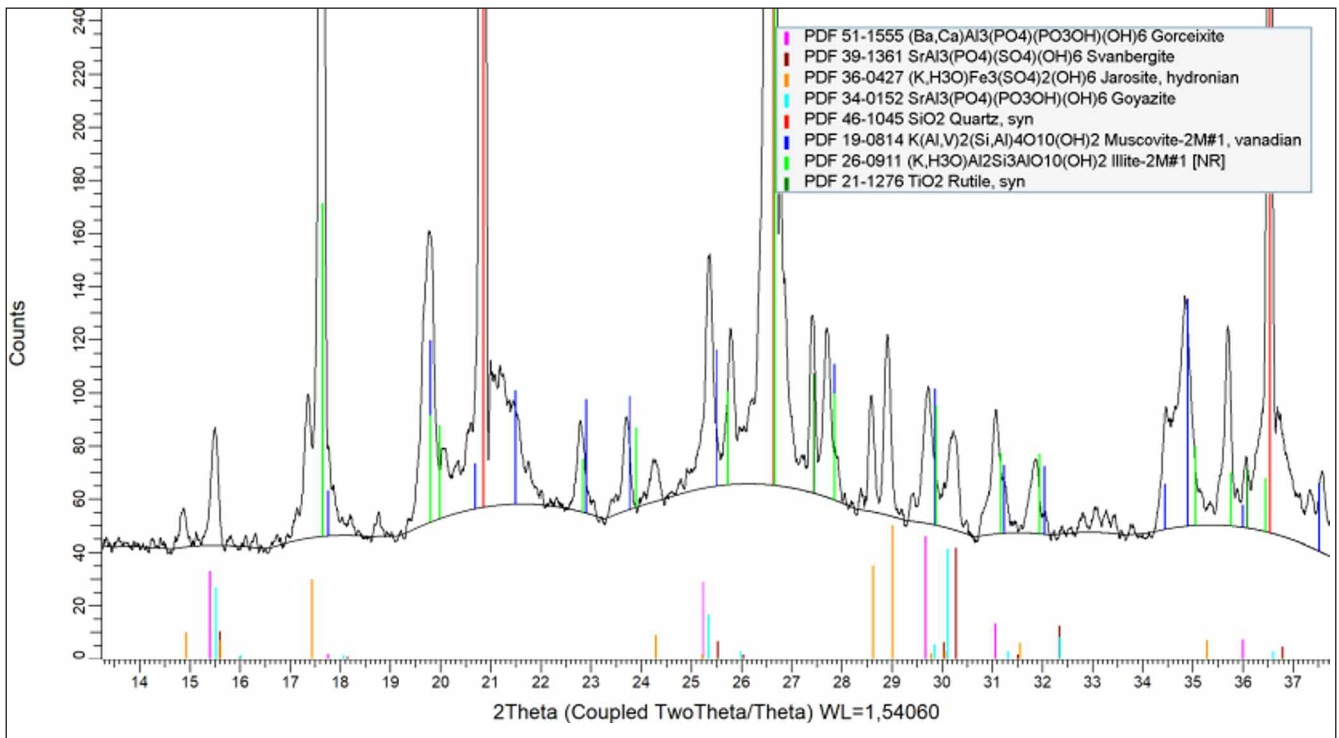


Fig. 2: XRD pattern and identified phases of an APS-bearing sample (jarosite and APS stick patterns shifted intentionally, upper part of y-scale omitted).

phate resembling beraunite occurs as lining in the cavities. Related to fissures and veinlets Al-rich sulphate-phosphate compositions are characteristic. Based on measured compositions they belong to solid solution series of goyazite-gorceixite and woodhouseite-svanbergite, confirmed by XRD also (Fig. 2). It is observed that jarosite peaks match the database reference with good precision, indicating that hydronium or other substitution is minimal. In contrast, the measured peaks for APS phases have positions and intensities intermittent of several endmember compositions. Since these database references are the same as compositions observed by SEM+EDX, it is safe to accept the presence of these solid-solution phases.

As P and S content is detected in the micas around the APS precipitations, the role of hydrothermal fluids is evident.

In the veins of the goethite-bearing tectonic breccias, the soft white cavity-filling material is amorphous by XRD, and it is Al-phosphate according to EDX (Fig. 3) similar in composition to augelite, with minor Ca and Fe content.

The yellow to light brown pore filling and cementing material is also frequently containing jarosite, as compact masses. Analysis of these masses shows that a minimal ratio of hydroniumjarosite is present – as expected for low temperature supergene sulphate alteration – but other substitutions are not characteristic.

The ICP-MS and ICP-AES measurements (Table 1) summarize the CRM content of the bulk samples, yielding a 79 and 98 ppm total REE content. The V concentration shows a strong positive anomaly, in accordance with SEM+EDX results.

4 Discussion and conclusions

The observed volborthite is not the first detection of that hydrous copper-vanadate mineral from the Rágyincs Valley as its appearance was mentioned earlier (Szakáll & Sajó, 2003). Regarding the vanadium and titanium contents of muscovites, Fig. 4 shows the correlation between V and Ti in atomic% in micas. The plotted data is based on 14 EDX measurements, average is 0.22 at% for both V and Ti, median is 0.22 at% for V and 0.21 at% for Ti, and standard deviation is 0.05 for V and 0.07 for Ti. Measurements indicate that increase in Ti and V is correlated, which indicates a coupled substitution, Ti in tetrahedral, while V in octahedral position.

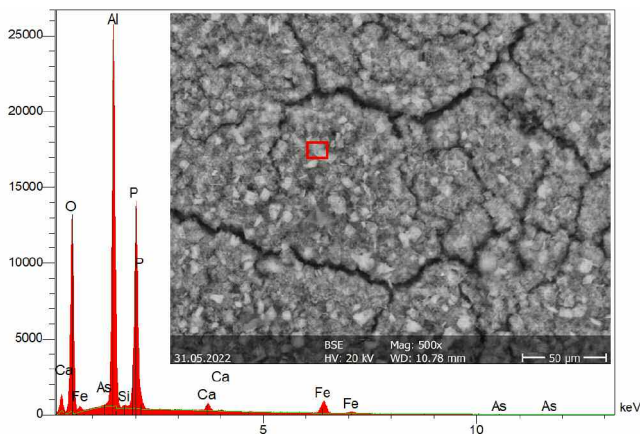


Fig. 3: BSE image and EDX spectrum of the soft, white cavity-filling material of the tectonic breccias.

Table 1: Critical element content of the bulk samples determined by ICP-MS and ICP-AES (TiO_2 is in weight%, other elements are in ppm).

	TiO_2	V	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	La	Lu	Nd	Pr	Sm	Tb	Tm	Yb
Outcrop 1	0.23	477	32.6	1.35	0.7	0.62	2.17	0.24	17.9	0.15	15.7	3.96	2.79	0.27	0.12	0.82
Outcrop 2	0.21	957	36.8	1.95	1.58	0.44	2.07	0.48	26.2	0.29	18.7	4.98	2.37	0.3	0.26	1.66

V-bearing muscovite associated with graphite and graphitic rocks is a common phenomenon mentioned by several authors (Snetsinger, 1966; Imai et al., 1980; Kazachenko et al., 1993; Zheng et al., 2017; Ertl et al., 2019). Breit & Wanty (1991) explains in detail the accumulation of vanadium in carbonaceous rocks. The reduction, adsorption and complexation of dissolved vanadium favor the addition of vanadium to organic carbon-rich sediments. It is also mentioned that vanadium-rich carbonaceous rocks are often stratigraphically associated with phosphate-rich units which reflects temporal and spatial shifts in bottom water chemistry from suboxic (phosphate concentrated) to more reducing (even euxinic) conditions that favor vanadium accumulation. During metamorphism, the organic material in the rocks crystallizes into graphite, while vanadium is incorporated into clay minerals due to the reduction of V^{4+} into V^{3+} . V^{3+} substitutes the aluminum in the octahedral sites of phyllosilicates, generating stable positions, which means it resides in the lattice during the recrystallisation (Breit & Wanty, 1991).

In argillaceous-carbonaceous environments, such as in early Palaeozoic black phyllites of the Carpathian Mts. Range (Rojkovič et al., 1999), well-crystallized APS minerals may occur mainly from the U-REE-bearing woodhouseite-crandallite series (Dill, 2001). According to the author, APS minerals form earthy, vein-like phosphate mineralization maximum just a few meters below the present-day surface. In our case, the sample collection was carried out from the surface, as well, from outcrops along the valley.

The amorphous Al-phosphate material found in the veins of the tectonic breccias is probably an intermediate phase preceding variscite and wavellite formation. Dill (2001)

explains the process as goethite formation by pyrite oxidation in the first step. Then variscite and wavellite formation is triggered by the reaction of amorphous $Al(OH)_3$ and HPO_4^{2-} from the decomposition of phyllosilicates and phosphates, respectively, requiring acidic environments.

The deformation style, spatial arrangement and occurring minerals suggest a combination of metamorphic and hydrothermal events, mobilizing mainly P and S but Ti and V from micas also. The source of P needs further investigation.

Occurrence of vanadium (in volborthite, in micas and in APS minerals), titanium (in TiO_2 and ilmenite minerals and in micas), phosphorus (in APS minerals, xenotime and monazite-(Ce)) and REE content (in xenotime, monazite-(Ce), goyazite-gorceixite solid solutions) is unusual, but lacking economic importance.

Acknowledgement

Supported by the ÚNKP-21-3 New National Excellence Program of the Ministry for Innovation and Technology from the source of the National Research, Development and Innovation Fund.

References

- Breit, G.N. & Wanty, R.B. (1991): *Chemical Geology*, 91, 83–97.
- Dill, H.G. (2001): *Earth-Science Reviews*, 53, 35–93.
- Ertl, A., Rakovan, J., Hughes, J. M., Bernhardt, H-J. & Rossmann, G. R. (2019): *Canadian Mineralogist*, 57, 383–389.
- European Commission (2020): *Study on the EU’s list of Critical Raw Materials – Final Report*.
- Földessy, J. (Ed.) (2014): *Basic research of the strategic raw materials in Hungary. CriticEL Monography series 10*. Milagrossa Kft., Miskolc.
- Fülöp, J. (1994): *Geology of Hungary, Paleozoic II*. Akadémiai Kiadó, Budapest (In Hungarian).
- Imai, H., Lee, H. K. & Machida, M. (1980): *Clay Science*, 5, 221–236.
- Kazachenko, V. T., Butsik, L. A., Sapin, V. I., Kitaev, I. V., Barinov, N. N. & Narnov, G. A. (1993): *Canadian Mineralogist*, 31, 347–356.
- Leskóné Majoros, L., Leskó, M. Zs., Szakáll, S. & Kristály, F. (2021): *Multidiszciplináris tudományok*, 11/1, 90–97.
- Majoros, L. (2019): *Mineralogical and petrographical examinations of graphitic materials in black schists from Uppony Mts and Szendrő Mts and their Carpathian connections*. MSc diploma thesis, Institute of Mineralogy and Geology, University of Miskolc, Miskolc (In Hungarian).

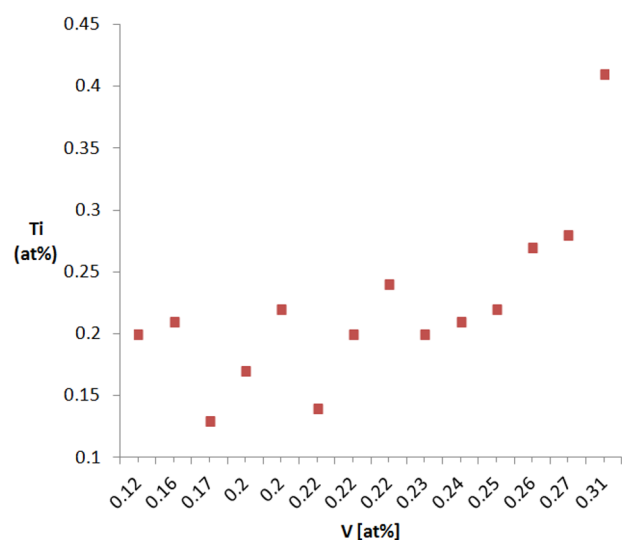


Fig. 4: Correlation between V and Ti contents of micas in atomic%.

- Majoros, L., Fintor, K., Koós, T., Szakáll, S. & Kristály, F. (2022): *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry*, 147, 3417–3425.
- Rojkovič, I., Konečný, P., Novotný, L., Puškelová, L. & Streško, V. (1999): *Geologica Carpathica*, 50, 215–227.
- Snetsinger, K. G. (1966): *American Mineralogist*, 51, 1623–1639.
- Szakáll, S. & Sajó, I. (2003): *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, Special Issue*, p. 121.
- Zheng, Q., Zhang, Y., Liu, T., Huang, J., Xue, N. & Shi, Q. (2017): *Minerals*, 7, 32.

SZEIZMIKUS ANIZOTRÓPIA A KÁRPÁT-PANNON RÉGIÓ FELSŐKÖPENYÉBEN

LIPTAI Nóra^{1,2*}, GRÁCZER Zoltán¹, SZANYI Gyöngyvér¹, CLOETINGH, Sierd^{2,3}, SÜLE Bálint^{1,2}, ARADI László^{1,4}, FALUS György⁵, BOKELMANN, Götz⁶, TIMKÓ Máté^{1,2}, TIMÁR Gábor⁷, SZABÓ Csaba^{1,2,4}, KOVÁCS István^{1,2} & AlpArray Working Group

¹ MTA FI Lendület Pannon Lith₂Oscope Kutatócsoport, Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

² Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

³ Tectonics Group, Department of Earth Sciences, Faculty of Geosciences, Utrecht University, Utrecht, Netherlands

⁴ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest

⁵ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest

⁶ Department of Meteorology and Geophysics, University of Vienna, Vienna, Austria

⁷ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest

* E-mail: liptai.nora@epss.hu

A felsőköpeny szeizmikus anizotrópiáját a fennálló feszültségtér hatására megkülönböztetett kristálytani irányokba rendeződő köpenyásványok (olivin, piroxének) hatásának tulajdonítják. Az anizotróp réteg tulajdonságait kétféle megközelítésből is vizsgálhatjuk. Egyrészt a nyíróhullámok felhasadása (shear wave splitting; SWS) információt adhat arról, hogy egy- vagy többretegű az anizotróp köpenyrész, valamint a réteg vastagságára is becslés adható. Másrészt a köpenyeredetű xenolitok ásványainak kristálytani orientáció adataiból következtetni lehet a szeizmikus hullámterjedési sebességekre, és közvetetten szintén megbecsülhető az anizotróp réteg vastagsága.

Tanulmányunkban a Kárpát-Pannon régió nyugati részéről mutatjuk be a legfrissebb SWS-adatok eredményeit, amelyeket a régióból származó felsőköpeny xenolitokból számolt szeizmikus tulajdonságokkal vetünk össze. A kutatás célja a különféle módszerek összehasonlítása és alkalmazhatóságának felderítése annak érdekében, hogy alaposabban megismerjük a köpeny szeizmikus anizotróp rétegének térbeli és mélységbeli kiterjedését.

Eltérő szeizmikus anizotrópia mutatkozik a vizsgált terület északi, valamint központi/déli része között. Az északi részen, azaz a Nyugati-Kárpátok alatt, a gyors S-hullám komponens és a beérkezési irányok közötti összefüggés hiánya egyrétegű anizotrópiára enged következtetni. Ez összhangban áll a korábban vizsgált, Nógrád-Gömörből származó xenolitok kristálytani orientációs tulajdonságaiból következő szeizmikus adatokkal. A Pannon-medence nyugati-központi részén azonban az SWS-eredmények többretegű anizotrópiára utalnak. A Bakony–Balaton-felvidék, valamint a Stájer-medence felsőköpeny xenolitjai alapján különböző jelenségek magyarázhatják a többretegű anizotrópiát ezen a két területen.

A Bakony–Balaton-felvidék esetében korábbi kutatások két csoportba sorolták a felsőköpeny xenolitokat (Kovács et al., 2012) kristálytani orientáció mintázatuk, geokémiájuk és

származási mélységük alapján. Következtetések szerint a sekélyebben elhelyezkedő réteg szerkezete a Pannon-medence miocén extenziója idején aktív, nyugat-kelet irányú asztenoszféraáramlást képviseli, amely a poszttextenziós hűlés után elsőként vált a litoszféra alsó részévé. A mélyebb rétegben ezzel szemben a tektonikus inverzió feszültségteréhez alkalmazkodva ÉNy-DK irányú megnyúlási szerkezetek alakultak ki. A Kárpát-Pannon régió nyugati pereménél elhelyezkedő Stájer-medence xenolitjaiban ez a két csoport nem különül el (Aradi et al., 2017), így a többretegű anizotrópia oka máshol keresendő – egy lehetséges magyarázat lehet egy leszakadt lemezmaradvány jelenléte a felsőköpeny mélyebb részein, amellyel a Keleti-Alpokban tapasztalt gyors S-komponens irányokat is magyarázták (Qorbani et al., 2015).

A Nyugati-Kárpátok alatt tapasztalt egyrétegű anizotrópia vastagságának megbecslésére az SWS-paraméterek felhasználásával térbeli koherencia analízis készült. Ez alapján az anizotrópia ~140–150 km mélységben a legerősebb, amely azt feltételezi, hogy az anizotróp réteg akár egészen a kis sebességű zóna aljáig is elérhet (~220–240 km). Ezzel az eredménnyel összhangban vannak a terület legközelebbi lelőhelyéről, a Nógrád-Gömörből származó xenolitok szeizmikus tulajdonságaiból számolt legnagyobb anizotrópia vastagságok is.

Irodalom

Aradi, L. E., Hidas, K., Kovács, I. J., Tommasi, A., Klébesz, R., Garrido, C. J. & Szabó, Cs. (2017): *Tectonics*, 36, 2987–3011.

Kovács, I., Falus, Gy., Stuart, G., Hidas, K., Szabó, Cs., Flower, M. F. J., Hegedűs, E., Posgay, K. & Zilahi-Sebess, L. (2012): *Tectonophysics*, 514–517, 168–179.

Qorbani, E., Bianchi, I. & Bokelmann, G. (2015): *Earth and Planetary Science Letters*, 409, 96–108.

ÚJ EREDMÉNYEK A MIOCÉN SZILÍCIUMGAZDAG ROBBANÁSOS VULKANIZMUS PETROGENETIKAI JELLEGÉRE

LUKÁCS Réka^{1,2*}, SZEPESI János^{2,3}, GUILLONG, Marcel⁴, JÓZSA Sándor⁵, BACHMANN, Olivier⁴, PORTNYAGIN, Maxim⁶, SCHILLER, David⁷, MÜLLER, Samuel⁸, KOVÁCS Zoltán² & HARANGI Szabolcs^{2,5}

¹ ELKH, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

² ELKH, MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ ELKH, Atommagkutató Intézet, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

⁴ Institute of Geochemistry and Petrology, Department of Earth Sciences, ETH Zürich, Zürich, Svájc

⁵ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

⁶ RD4 Dynamics of the Ocean Floor, GEOMAR, Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Németország

⁷ Department of Materials Science and Physics, University of Salzburg, Salzburg, Ausztria

⁸ Institute for Earth Sciences, Christian-Albrecht University of Kiel, Kiel, Németország

* E-mail: reka.harangi@gmail.com

A Pannon-medence kialakulását előidéző litoszféa-extenzió során intenzív vulkáni működés történt a térségben a korai és középső miocénben. Az utóbbi 20 millió évben, ezek a szilíciumban gazdag magmákhoz (riolitos-dácitos) kapcsolódó robbanásos kitörések Európában a legnagyobb térfogatúak (> 4000 km³) és elterjedésük lehettek. Cirkon U-Pb kormeghatározások alapján hat nagyobb kitörési epizód történt 18,2 és 14,4 millió év között (Kalnik, Eger, Mangó, Bogács, Demjén és Harsány egységek, Lukács et al., 2018; Brlek et al. beadott), amelyek felszínén elsősorban a Bükkalja vulkáni területen (BVF) nyomozhatók. Az ezekhez kapcsolódó disztális hullott, és a messze futó piroklaszt-ár üledékek a Pannon-medencében és annak környezetében számos helyen, több száztól > ezer km távolságban is felismerhetők (pl. Rocholl et al. 2018; Lukács et al. 2018; 2021; Brlek et al., beadott). A vulkáni kitörési termékek korrelálásában a cirkon U-Pb kormeghatározás mellett a kőzettani jelegek, a cirkon és vulkáni üveg, valamint a teljes kőzetösszetételek adnak alapot. A középső-késő miocénben egy másik területen, a jelenlegi Tokaji-hegység területén is intenzív vulkáni tevékenység folyt, amelyhez szintén kapcsolódtak nagy térfogú Si-gazdag robbanásos kitörések. A robbanásos vulkánkitörések itt négy kitörési epizódban (Sátoraljaújhegyi, Hegyközi, Szerencsi és Vizsolyi egységek) 13,1 és 11,6 millió év között zajlottak párhuzamosan andezites, dácitos és riolitos effúzív kitörésekkel. Mind a Bükkaljához, mind a Tokaji-hegységhez kapcsolódó piroklasztitok termékei jól elkülöníthetőek egymástól koruk, cirkon- és üvegekémiai jellegük alapján. A piroklasztitok geokémiai adatai alapján megismerhetjük a kéregben kialakult felzikus sekély magmatározók jellegét, fennállásuk időtartamát, azok kapcsolatát és a magmák eredetét, amelyek több mint 7 millió éven keresztül formálták a litoszférát. A magmák eredetére a cirkonkristályok Lu-Hf izotóposszetetele alapján következtettünk, amelyek a BVF esetében –10 és 0, a Tokaji-hegység esetében –10 és 2 epsilon Hf értékek között változnak. A BVF cirkonjainak epsilon Hf-értékei az erősen kéreg

jellegű –10-es értékről a 17,3 millió éves és a 15–14,4 millió éves mintákban 0-ra csökken. A Tokaji-hegység mintáiban az erősen kéregjellegű összetétel fokozatosan, két lépcsőben közelít a köpenyértékek felé (+2-es értékig). A vizsgált Si-gazdag kőzetek nemcsak forráskőzetük jellegében, de egyéb petrogenetikai szempontból is különbségeket mutatnak. MELTS-modellezés segítségével vizsgáltuk a riolitos kitörés előtti P-T-viszonyait is. Mindezek alapján megállapítható, hogy a Tokaji-hegység kőzeteit létrehozó magma redukív oxidációs és száraz körülmények között fejlődött, míg a BVF amfiboltartalmú egységei egy sokkal oxidáltabb és vízben gazdagabb magmafejlődési utat jártak be.

Támogatás: NKFIH FK131869, Bolyai János Kutatási Ösztöndíj Lukács Réka részére.

Irodalom

- Brlek, M., Tapster, S. R., Belo, J., Gaynor, S. P., Kutterolf, S., Hauff, F., Georgiev, S. V., Trinajstić, N., Šuica, S., Brčić, V., Wang, K.-L., Lee, H.-Y., Beier, Ch., Abersteiner, A. B., Mišur, I., Peytcheva, I., Kukoč, D., Németh, B., Trajanova, M., Balen, D., Guillong, M. & Lukács, R.: Perspectives on the Early Miocene silicic volcanism of the Carpathian-Pannonian Region from zircon geochronology and compositional fingerprints. *Gondwana Research*, bírálattal alatt.
- Lukács, R., Harangi, Sz., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Buret, Y., Dunkl, I., Sliwinski, J., von Quadt, A., Peytcheva, I. & Zimmerer, M. (2018): *Earth-Science Reviews*, 179, 1–19.
- Lukács, R., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L. & Harangi, Sz. (2021): *Frontiers in Earth Science*, 9, 1–20.
- Rocholl, A., Schaltegger, U., Gilg, H. A., Wijbrans, J. & Böhme, M. (2018): *International Journal of Earth Sciences*, 107, 387–407.

USING WELL LOGS AND DISCRIMINANT FUNCTION ANALYSIS TO RECONSTRUCT INTERNAL STRUCTURE OF BASEMENT METAMORPHIC ROCKS (MEZŐSAS FIELD, PANNONIAN BASIN)

Muhammad LUQMAN HASAN* & Tivadar M. TÓTH

Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged, Hungary

* E-mail: luqman@geo.u-szeged.hu

1 Introduction

A robust reservoir model requires the integration of different data sources such as core samples, well logs and seismic data. Although many hydrocarbon fields in the world are sedimentary reservoirs, in Hungary, many of the hydrocarbon sources are produced from metamorphic reservoirs (M. Tóth & Vargáné Tóth, 2020). Unlike the conventional sedimentary reservoirs, the well logs interpretation of metamorphic rocks is a bit challenging as the metamorphic lithology is quite complex. However, many previous authors had reported on the metamorphic rocks well logs evaluation previously (Bartetzko et al., 2005; Pechinig et al., 2005). In this study, an integration of well logs evaluation, cross plots, and together with multivariate statistical method specifically discriminant function analysis is introduced to distinguish different types of metamorphic rocks so that a comprehensive geological model could be developed.

2 Literature review

2.1 Geological background

The study area of this research is Mezősas hydrocarbon field which is located in the northern part of the Békés Basin (the deepest sub-basin of the Pannonian Basin). Unlike its neighbouring field, which is Szeghalom field that has been studied extensively, the study of Mezősas field is limited although it has been explored for more than 20 years. Previous studies that had been done to understand the lithology of the area were done by M. Tóth & Zachar (2006) in which the study stated that there are three main rock bodies. There are: 1) orthogneiss (OG) rock body – present at the bottom-most block of the metamorphic sequences, comprising orthogneiss, xenoliths, and granite; 2) sillimanite-gneiss (SG) rock body – usually covers OG body, comprising sillimanite-biotite gneiss and garnetiferous amphibolite; and lastly 3) AG (amphibolite-gneiss) rock body – normally is found at the top of the basement, contains hornblende, biotite, and plagioclase grains, including some accessory minerals such as epidote, ilmenite, and idioblastic garnet.

class grains, including some accessory minerals such as epidote, ilmenite, and idioblastic garnet.

2.2 Discriminant function analysis

Discriminant function analysis (DFA) is one of the multivariate statistical techniques and has been widely used in many fields of study, following the method introduced by Fisher (1936). The technique utilises prior knowledge of existing group memberships, what must be known or determined first in any DFA approach. This prior knowledge about group membership will be used to optimise the discrimination between groups through a function that will be generated. Using the function, a prediction can be made for a new set of data to determine their group membership.

One of the relevant examples from a Hungarian field was done by Fiser-Nagy et al. (2014). This study tried to determine lithological boundaries between different metamorphic rocks at Kiskunhalas-NE reservoir in southern Hungary. Using cross plots and DFA, the study separated orthogneiss, mylonite and graphitic carbonate phyllite. In another recent study, Molnár et al. (2015) identified and divided the undeformed rocks and tectonites of Szeghalom Dome neighbouring the current study area. A further investigation using DFA, the different tectonites, fault breccia, catclasite and fault gouge could be distinguished from the well logs and core samples data. As a result, the one-dimension lithostratigraphic columns of wells could be drawn and correlated spatially.

3 Methodology

Data and reports were supplied by MOL Ltd., Hungary. The open-hole well logs data of 16 wells were used in this study, including reports such as daily drilling records, cuttings and core samples analysis, well test, geological information and rocks and fluids analysis. The well logs information was only considered from the point it reaches the top of the basement reservoir.

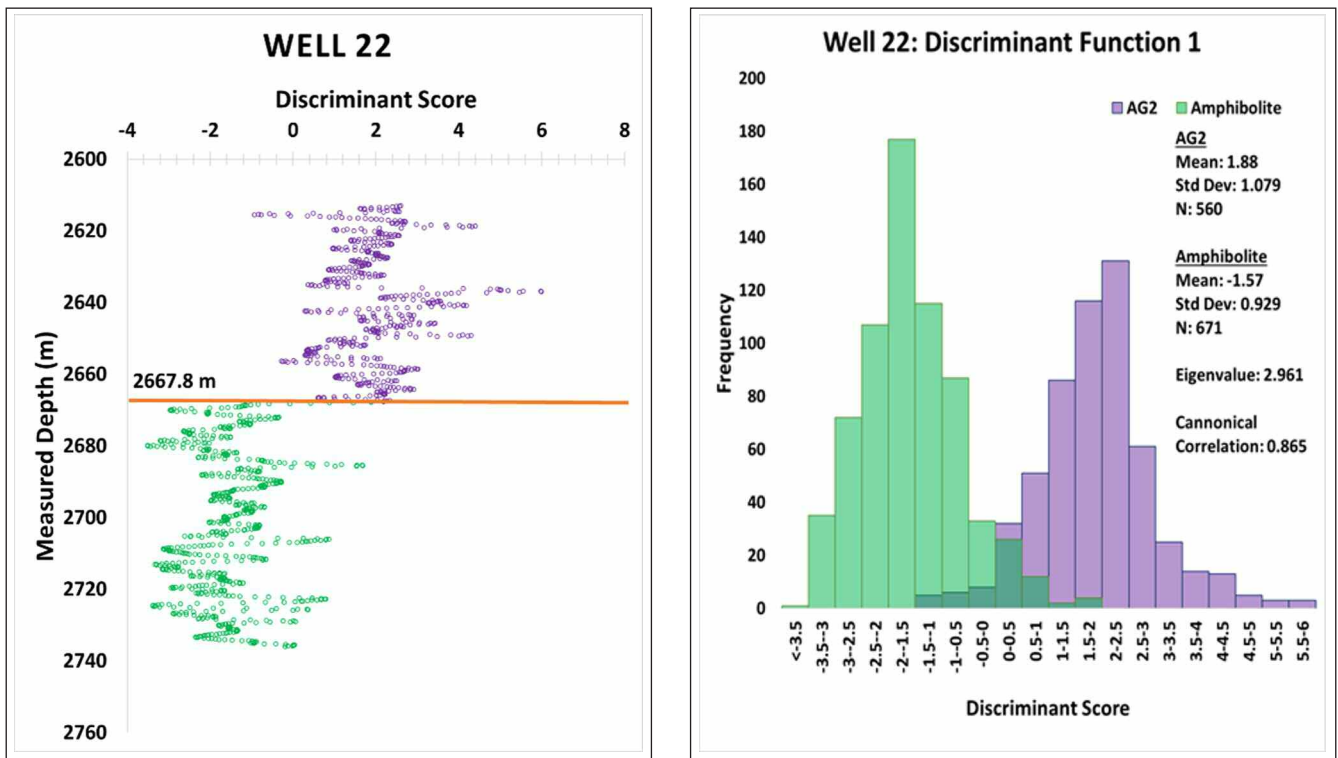


Fig. 1: Results of the discriminant function analysis (DFA) of Well 22. This is the main well used to separate AG-SG rock body.

The analysis started by integrating core samples information from the reports and matching the data to the individual well and its depth. The quick-look interpretation was done for each well to determine the lithology. Next, all available logs information were plotted against one another to produce a cross plot that can show any differences between different sections of the well. The cross plots were: M-N cross plot, neutron vs. density plot, neutron vs. sonic plot, sonic vs. density plot, resistivity vs. GR plot, and GR vs. density plot. Once the group of lithology of each well was determined, a best well that shows clearly different types of lithology was chosen to be a main well. This main well was used for discriminating function analysis. Once the results from the discrimination function analysis was considered as acceptable (in terms of separating two groups of lithology), the functions generated were applied to the remaining wells. After all wells were applied with different functions and separating boundaries of each lithology was determined, a geological model was developed.

4 Results and discussion

Based on discrimination function analysis, different rock bodies could be determined including their separating boundaries. An example of this result is shown in Fig. 1. From the process, two different rock boundaries were determined: AG-SG boundary and SG-OG boundary. Some of the wells could fit with the generated functions perfectly but some could not as the case of Wells 9 and 26 due to the fact that the wells only penetrated one type of lithology only. From the first step of the analysis, 2 wells were selected for main

wells: Well 22 for separating AG and SG boundary; and Well 27 for separating SG and OG boundary. A few functions were generated from Wells 22 and 27 because not all wells could work well with the first generated function.

Based on the results, a well-to-well correlation was done, and a cross section of the area was developed and shown in Fig. 2. From that figure, the architecture of the rock bodies shows that some normal fault lines existed between the wells. Normal fault lines were assumed between Wells 2A and 5 and between Wells 2A and 6. Also, a low-angle fault should separate the lithology blocks of Wells 13 and 2A. Low-angle thrust is usually observed in the vicinity according to previous studies (Molnár et al., 2015). In this model, it is generally observed that at the basement top, the orthogneiss dominates the southwestern part of the field, and the amphibole–biotite gneiss and amphibolite exist around the southeastern area. The sillimanite–biotite gneiss generally dominates the northern part of the area. Using this information, a geological basement map is produced and shown in Fig. 3.

5 Conclusion

The discriminant function analysis results proved helpful to determine the boundaries of rock bodies at each well. The method also helped confirm the rock types at specific depths, making it possible to extend the lithology blocks spatially so that the geological map and structural evolution could be better understood. The existence of three rock bodies, namely, the amphibole–biotite gneiss, sillimanite–biotite gneiss, and orthogneiss are consistent with the finding of pre-

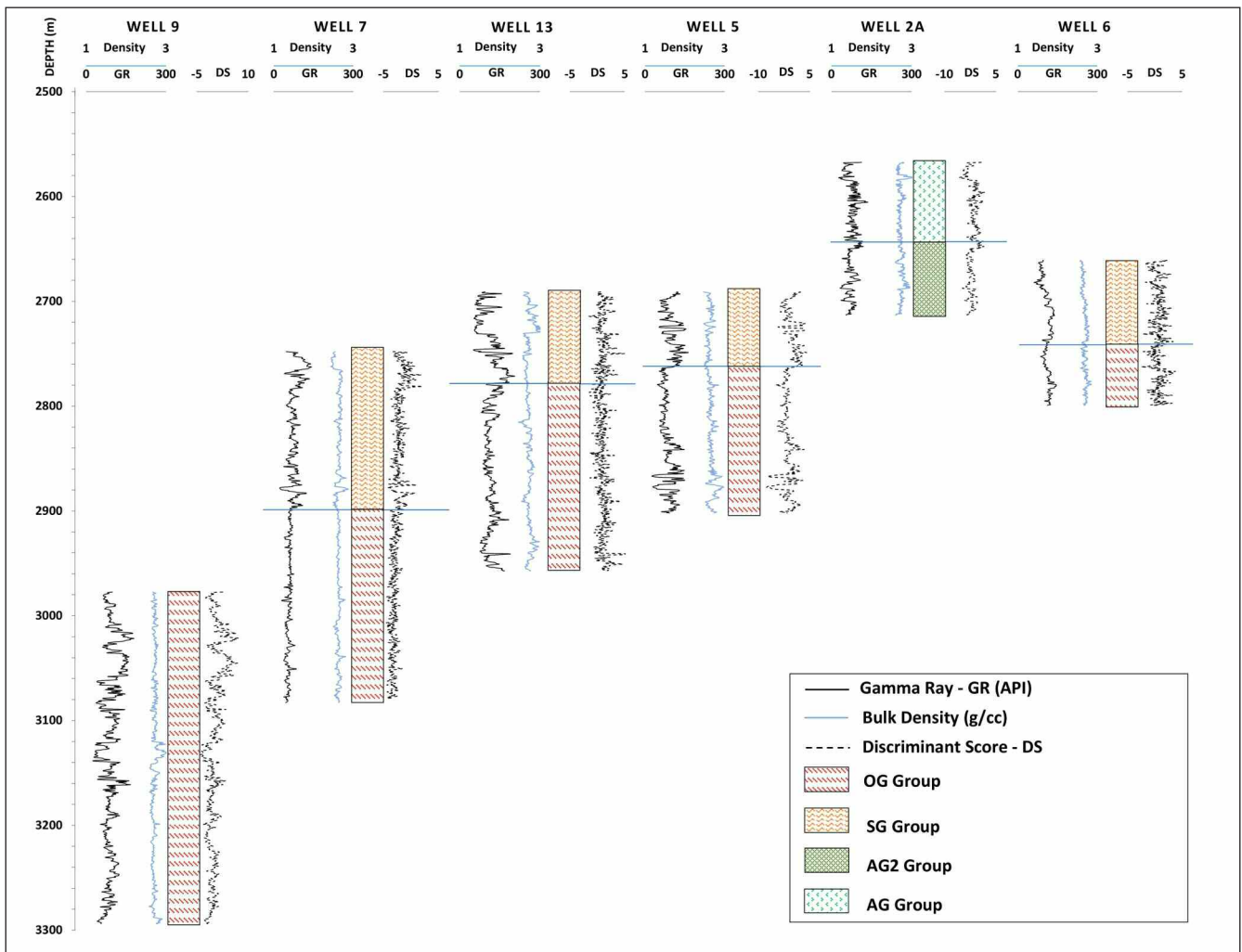


Fig. 2: Simplified interpreted well logs and DFA results.

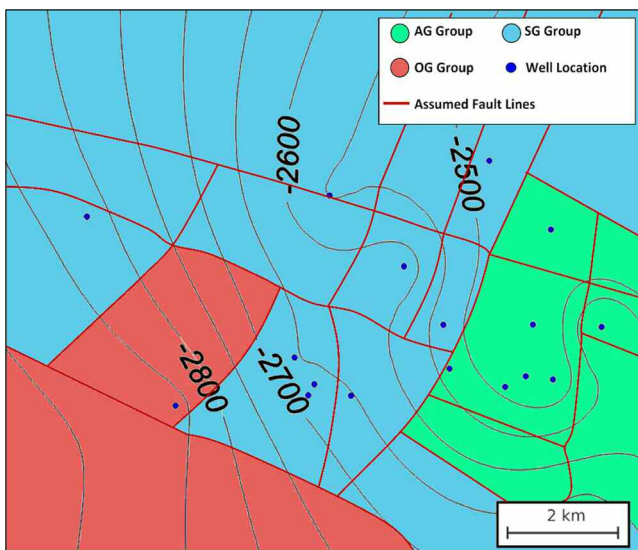


Fig. 3: Basement map of the studied area after integrating all results with the interpreted fault lines.

vious studies (M. Tóth & Zachar, 2006). This ideal rock column is still observed in the case of many wells in this area. Therefore, it could be concluded that the methods which is to use well logs information, cross plots and discriminant function analysis are suitable to determine separating boundary of different rock bodies and a geological model could be produced.

References

- Bartzko, A., Delius, H. & Pechnig, R. (2005): Geological Society, London, Special Publications, 240, 255–278.
- Fiser-Nagy, Á., Tóth, I. & M. Tóth, T. (2014): Acta Geodaetica et Geophysica, 49/1, 57–78.
- Fisher, R. A. (1936): Annals of Eugenics, 7/2, 179–188.
- M. Tóth, T. & Vargáné Tóth, I. (2020): Journal of Petroleum Science and Engineering, 195, 107748.
- M. Tóth, T. & Zachar, J. (2006): Acta Geologica Hungarica, 49/2, 165–188.
- Molnár, L., M. Tóth, T. & Schubert, F. (2015): Geologia Croatica, 68/3, 247–259.
- Pechnig, R., Delius, H. & Bartzko, A. (2005): Geological Society, London, Special Publications, 240, 279–300.

ÚJ KŐZETTANI ÉS GEOKÉMIAI EREDMÉNYEK A NYUGAT-MECSEKI MIOCÉN SZÁSZVÁRI FORMÁCIÓBAN ELŐFORDULÓ VULKÁNI EREDETŰ KŐZETTÖRMELÉKEKRŐL (GYŰRŰFŰI LAPILLITUFA FORMÁCIÓ)

MÁTHÉ Árpád^{1*}, MIKLÓS Dóra Georgina^{2,3}, SZEMERÉDI Máté^{2,4}, TÖRÖK Kálmán¹, MÁTHÉ Zoltán⁵ & JÓZSA Sándor³

¹ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzattan-Geokémiai Tanszék, Budapest

⁴ Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, Szeged

⁵ Mecsekérc Zrt., Kővágószőlős

* E-mail: arpad.mathe@sztfh.hu

1. Bevezetés, célok

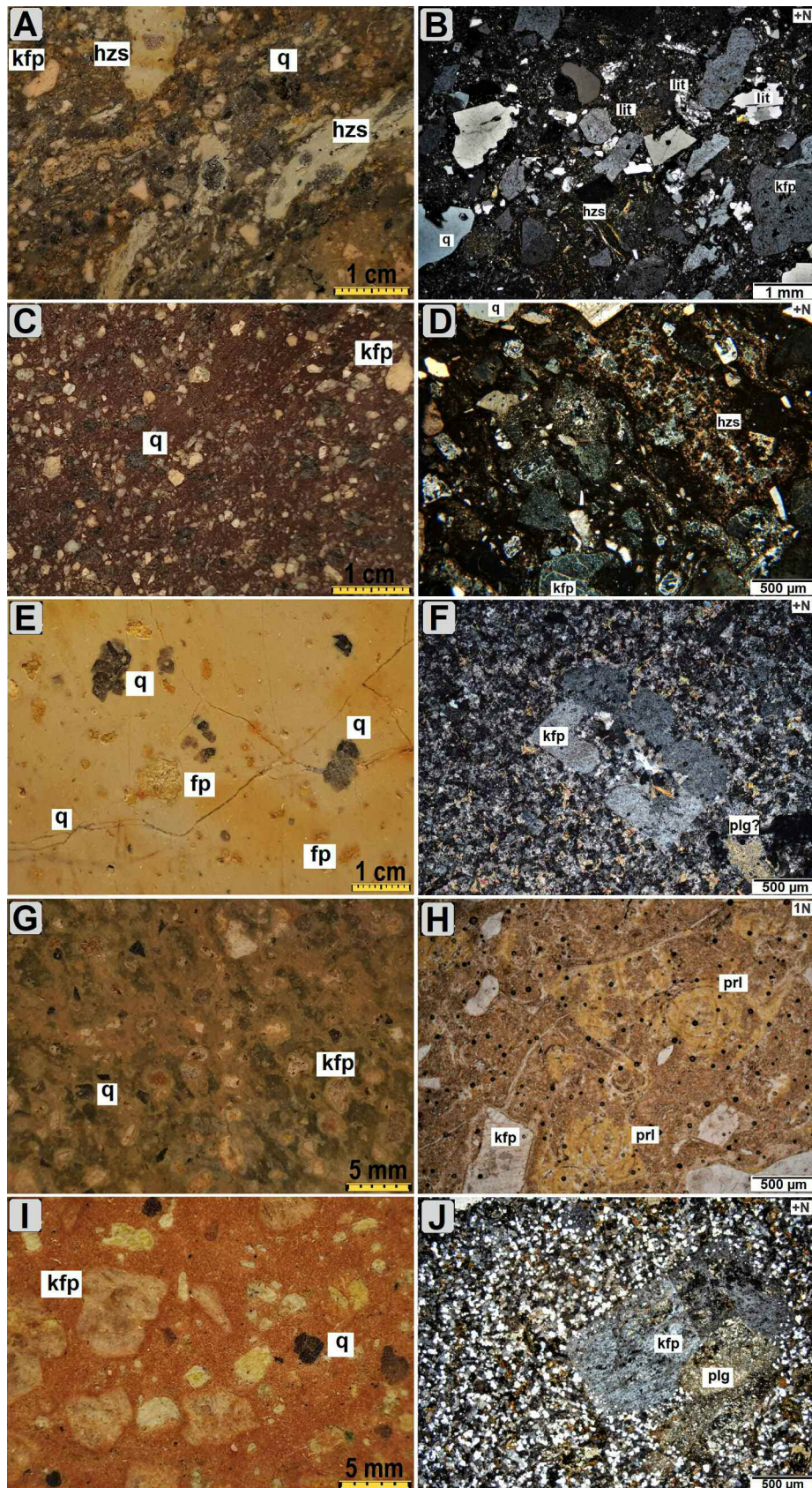
A Dél-Dunántúl nagy vastagságú paleozoós rétegsora döntően a variszkuszi aljzat lepusztulásából képződött intramontán molassz (folyóvízi/ártéri kifejlődésű) üledékes képződményekből áll. A Gyűrűfői Lapillitufa Formáció a térség egyetlen ismert permokarbon vulkáni kőzetasszociációja. A terület permi vulkáni kőzeteinek megismerése döntően a XX. század uránérc kutatásához kapcsolódik (pl. Szederkényi, 1962; Fazekas, 1978; Barabásné Stuhl, 1988), és főként riolitos összetételű, folyásos szövetű lávakőzetként („Gyűrűfői Kvarcporfír”) értelmezték a formációt. Az utóbbi évek kutatásai (Varga, 2009; Hidasi et al., 2015; Szemerédi et al., 2016, 2017, 2020a,b) újrajvizsgálták a rendelkezésre álló kőzetanyagot és megállapították annak döntően piroklasztikus eredetét, a láva és szubvulkáni litofaciesek alárendelt szerepével (Szemerédi et al., 2016, Szemerédi, 2020). A korábbi kutatások jellemzően a fúrési anyagot vizsgálták, míg a Dél-Dunántúlon helyenként nagy vastagságban lerakódott, és a Mecsek térségében több helyen (Józsa et al., 2009) felszínre bukkanó, többségében a miocén Szászvári Formációba tartozó durvatörmelékes folyóvízi összlet permi vulkáni eredetű kavicsaira kevesebb figyelmet fordítottak. Kutatásunkban elvégeztük a Nagymátépuszta környéki recens patak völgyek nagyméretű (> 4 cm) kavicsainak és durvaszemcsés homok (1–2 mm) frakciójának összehasonlító petrográfiai és geokémiai vizsgálatát a formáció ismert dél-dunántúli (Nyugat-Mecsek, Villányi-hegység északi előtere, Máriakémed-Báta közötti terület) és dél-alföldi (Battonya–Pusztaföldvár aljzati hát és kelebiai terület) hasonló, felszín alatti kőzeteivel. Eredményeinket összevetettük az európai Variszcidák területéről ismert analóg képződmények kutatási eredményeivel is.

2. Eredmények

A vizsgált terület patak völgyei nagy mennyiségben tartalmaznak savanyú vulkáni eredetű kavicsokat (10–45%), ezzel szemben az 1–2 mm-es szemcseméretű durvahomok frakció egyértelműen beazonosítható vulkanit szemcséinek gyakorisága mindössze 9 és 15% között változik. A savanyú vulkanitkavicsok petrográfiai bélyegeik alapján öt főtípusba sorolhatók: (1) nem összesült, kristálygazdag, horzsakő-tartalmú lapillitufa (1/A, B. ábra); (2) eutaxitos szövetű, változatos mértékben összesült, kristálygazdag, horzsakő-tartalmú lapillitufa (1/C, D. ábra); (3) felzites, szferolitos, kristályszegény vulkanit (1/E, F. ábra); (4) reliktlites, horzsás vulkanit (1/G, H. ábra); (5) nagyföldpátos, (mikro)holokristályos szövetű vulkanit/szubvulkanit (1/I, J. ábra).

A kőzetek többsége kristálygazdag (20–45 tf%), egyes minták viszont kifejezetten kristályszegénynek mondhatók (3–10 tf%). A színtelen porfíros elegyrészeket kálföldpát és plagioklász, továbbá kvarc képviseli, a színes elegyrészek között pedig erősen átalakult biotit és alárendelt mennyiségű piroxén utáni pszeudomorfóza fordul elő.

A TAS-diagramon minden minta a riolitmezőbe esik, és magas SiO₂- (74,7–81,9 m/m%), illetve változatos alkália- (5,4–9,9 m/m%) tartalommal rendelkeznek (2/A. ábra). Az átalakulásokra és mállási folyamatokra kevésbé érzékeny immobilis elemeket használó diagram alapján (Zr/TiO₂ vs. Nb/Y diagram: Winchester & Floyd, 1977) a minták riolitos-dácitos összetételűeknek bizonyulnak (2/B. ábra), szubalkáli jelleget mutatva (Nb/Y < 0,4). A reliktlites vulkanitok elkülönülnek a többi főcsoporttól és a trachandezit-mezőbe esnek alkáli karaktert mutatva (Nb/Y = 1,3–1,7). A sokelemes diagramokon (Sun & McDonough, 1989) a lapillitufák, a vulkanitok és a szubvulkanitok egy csoportot alkotnak és



1. ábra: A Gyűrűfűi Lapillitufa Formáció kavicsainak jellemző makro- és mikroszöveti képe a miocén Szászvári Formációban. A-B) Nem összesült, kristálygazdag, horzsakőtartalmú lapillitufa átalakult horzsakövekkel, illetve felszakított üledékes és metamorf eredetű litoklaszokkal. C-D) Eutaxitos szövetű összesült, irányított, kristálygazdag lapillitufa axiolitos-szferolitos horzsakövekkel. E-F) Repedésekkel átjárt, felzites-szferolitos szövetű, kristályszegény vulkanit káliföldpáttal és plagioklász utáni szericit pszeudomorfózával. G-H) Relikt perlités vulkanit megőrződött hűlési repedésekkel. I-J) „Vörös” nagyföldpátos szubvulkanit (mikro)holokristályos alanyaggal, káliföldpát és erősen átalakult plagioklász összenövésével.

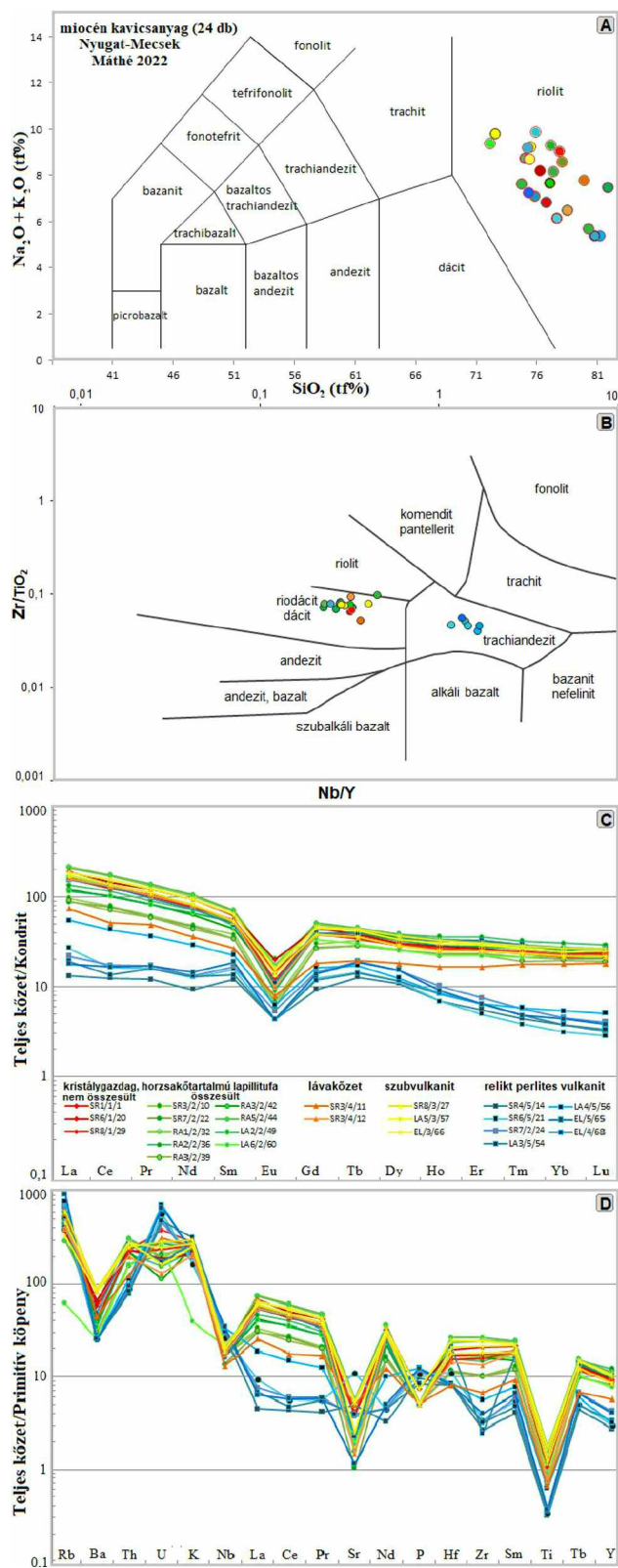
nagyobb mértékben dúsultak könnyű ritkaföldfémekben ($La_N/Sm_N = 2,2-3,6$), a nehéz ritkaföldfémek görbéje közel vízszintes lefutású ($Gd_N/Yb_N = 1,0-1,9$). Ezzel szemben a reliktlites minták egy markánsan elkülönülő csoportot alkotnak kisebb mértékű RFF-dúsulással (2/C. ábra). Amíg a könnyű ritkaföldfémek tekintetében közel vízszintes a görbék lefutása ($La_N/Sm_N = 0,9-1,7$), addig a nehéz ritkaföldfémek esetében erőteljesebb kimerülés tapasztalható ($Gd_N/Yb_N = 1,5-4,0$). Minden vizsgált mintára egyaránt jellemző a változatos mértékű negatív Eu-anomália ($Eu/Eu^* = 0,2-0,5$). A minták erőteljesen gazdagodtak Rb, Th, U és K elemekben, míg Ba, Nb, Sr, P és Ti elemek erőteljes negatív anomáliát mutatnak. A reliktlites csoport mintái extrém alacsony ΣRFF -értékekkel (26–266 ppm) rendelkeznek, emellett nagyobb mértékű negatív anomáliát mutatnak Ba, Th, Zr, Ti és Y elemek esetében is. Egyes elemek (pl. Rb, Nb és P) esetében a többi főcsoport mintáihoz képest relatív dúsulás figyelhető meg. A perlitess kavicsok mindegyike nagyobb mértékben dúsult U-ban (2/D. ábra).

3. Következtetések

A nyugat-mecseki miocén törmelékanyagban mindhárom dél-dunántúli elterjedési terület ismert közettípusai megjelennek, sőt a kavicsanyag még nagyobb szöveti változatosságban tárja fel a különböző láva- és szubvulkáni kőzeteket. A Villányi-hegység északi előteréből és a Nyugat-Mecsek fúrásaiból származó minták nagymértékben hasonlítanak a Szászvári Formációban megjelenő kavicsanyagra és feltételezhető azonos eredetűk. A Máriakémond-Báta közötti terület savanyú piroklasztitjai is nagymértékű hasonlóságot mutatnak, azonban egyértelműen nem állapítható meg, hogy a nyugat-mecseki miocén összlet tartalmaz-e erről a területről származó közettörmeléket.

A reliktlites szövettű vulkanitok nagymértékű utólagos átalakulást szenvedtek, az elemobilizáció hátterében a kőzetanyagba utólagosan behatoló agresszív, feltehetően F-gazdag hidrotermás fluidumok állhatnak, amelyek kioldották a nyomelemeket az akcesszórius ásványokból (Szemerédi, 2020). A reliktlites minták rendkívül kevés cirkont tartalmaznak, apatit és monacit pedig egyáltalán nem azonosítható bennük.

Az uránértelepek képződéséhez is gyakran kapcsolódik elemobilizáció. A Gyűrűfői Lapillitufa Formáció egyetlen ismert felszíni feltárásának közeléből (Dinnyeberki) ismert késő perm uránércesedés. A Dél-Dunántúl neogén üledékes képződményeihez – amibe a nyugat-mecseki Szászvári Formáció durvatörmelékessége is tartozik – pedig másodlagos uránércesedés kapcsolódik (Barabás, 2010). A reliktlites minták mindegyike a többi perm vulkanitokhoz képest jóval nagyobb mértékben dúsult U-ban, ennek a többletnek egy része származhat a másodlagos hidrogenetikus uránérces zónákból távozó oldatokból (pl. Dinnyeberki közelében feltárt miocén üledékes összlet). Másrészt a Villányi-hegység északi előterében mélyült Szava–1 fúrás több szakaszán Fazekas & Vincze (1991) hidrotermás szulfidércesedést dokumentált (telérek kvarccal, pirittel, sziderittel, hidromuszkovittal, hematittal és kalkopirittal kitöltve), ugyanez a jelenség a



2. ábra: A teljes kőzet-geokémiai vizsgálatokra kijelölt, minden főcsoportot reprezentáló 24 db vulkanitkavics fő- és nyomelem-tartalma. A) A TAS-diagramon minden minta a riolitmezőbe esik magas SiO_2 - és alkáliatartalommal. B) A Zr/TiO_2 vs. Nb/Y diagramon a piroklasztitok, illetve a láva- és szubvulkáni kőzetek a riodácit-dácitmezőbe esnek, a reliktlites vulkanitok trachiadézites összetételt mutatnak. C-D) A nyomelemeket és ritkaföldfémeket ábrázoló sokelemes diagramokon szintén elkülönülnek a reliktlites vulkanitok nagyobb mértékű negatív anomáliákat mutatva.

kavicsanyagban is nyomon követhető vékony érkitöltések és hintetten megjelenő (alapanyagban és zárványként egyaránt) ércásványok formájában, ami egy újabb jele lehet a nagyobb volumenű utólagos folyamatok hatására végbemenő elemobilizációnak.

A késő karbon–középső perm idején az európai Variszcidák több területén (pl. Dél-permi-medence, Intra-Szudéta-medence, Nyugati-Kárpátok, Közép-Dunántúl) is zajlott, gyakran nagykiterjedésű és térfogatú, intermedier–savanyú ignimbriteket produkáló vulkanizmus. A Gyűrűfői Lapillitufa Formáció esetében hasonló lehet a helyzet, azonban a vulkanizmus tényleges kiterjedését a fúrások alacsony sűrűsége, illetve a Tiszai-főegység alpi szerkezetfejlődése és a neogénben zajló extenziós folyamatok miatt nem lehet pontosan meghatározni. Összeköti továbbá az említett területek vulkáni működését, hogy a piroklasztitokat eredményező vulkáni tevékenységet szubvulkáni intrúziók és lávafolyások is kísérték, amik a Dél-Dunántúlon fúrásban csak a Villányi-hegység térségéből ismertek (Fazekas, 1978; Barabásné Stuhl, 1988), azonban a miocén kavicsanyagban való egyértelmű jelenléte alapján feltételezhető, hogy a térség permi vulkanizmusa a jelenleg ismertnél nagyobb kiterjedésű és változatosabb genetikájú volt.

Irodalom

- Barabás A. (2010): A délkelet-dunántúli hidrogenetikus urán-érctelepek földtani környezete és összehasonlító értékelésük. Kézirat, Doktori értekezés, Pécsi Tudományegyetem, Pécs.
- Barabásné Stuhl Á. (1988): A Dél-Baranyai dombság és a Villányi hegység permi képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés IV. fejezete a permi képződményekről. Mecsekérc Zrt., Kővágószőlős.
- Fazekas V. (1978): A magyarországi felső-paleozoos vulkanitok ásvány-kőzettani-, kémiai-, valamint sugárzóanyag-tartalom vizsgálata. Kutatási zárójelentés, Mecseki Ércbányászati Vállalat (J-3033), Kővágószőlős.
- Fazekas V. & Vincze J. (1991): *Földtani Közlöny*, 121, 23–56.
- Hidasi T., Varga A. & Pál-Molnár E. (2015): *Földtani Közlöny*, 145, 3–22.
- Józsa S., Szakmány Gy., Máthé Z. & Barabás A. (2009): In: M. Tóth T. (szerk.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*. *GeoLitera*, Szeged, pp. 195–217.
- Sun, S. & McDonough, W. (1989): In: Saunders, A. D. & Norry, M. J. (Eds.): *Magmatism in the ocean basins*. *Geological Society of London, Special Publication No. 42*, pp. 312–345.
- Szederkényi T. (1962): *Földtani jelentés a Ny-Mecseki (Gyűrűfű) kvarcporfír földtani, kőzettani és radiológiai vizsgálatának eredményeiről*. Kézirat, Mecsekérc Zrt., Kővágószőlős
- Szemerédi, M. A. (2020): *Results of the complex analyses of the Gyűrűfű Rhyolite Formation in the Tisza Mega-unit (Hungary)*. PhD Thesis, University of Szeged, Szeged.
- Szemerédi M., Varga A., Lukács R. & Pál-Molnár E. (2016): *Földtani Közlöny*, 146, 335–354.
- Szemerédi M., Varga A., Lukács R. & Pál-Molnár E. (2017): *Földtani Közlöny*, 147, 357–382.
- Szemerédi, M., Lukács, R., Varga, A., Dunkl, I., Józsa, S., Tatu, M., Pál-Molnár, E., Szepesi, J., Guillong, M., Szakmány, Gy. & Harangi, Sz. (2020a): *International Journal of Earth Sciences*, 109, 101–125.
- Szemerédi, M., Varga, A., Szepesi, J., Pál-Molnár, E. & Lukács, R. (2020b): *Central European Geology*, 63/1, 1–18.
- Varga A. (2009): *A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász sziliklasztos kőzetek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei*. Doktori értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A. (1977): *Chemical Geology*, 20, 325–340.

A FELSŐ PERM BALATONFELVIDÉKI HOMOKKŐ FORMÁCIÓ ÉS A FELSŐ PERM–ALSÓ TRIÁSZ KELET-MECSEKI VÖRÖSHOMOKKÖVEK ELŐZETES KŐZETTANI ÉS MIKROMINERALÓGIAI EREDMÉNYEI

Miklós Dóra Georgina^{1,2*}, Józsa Sándor¹, Szakmány György¹ & Kovács Zoltán³

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

* E-mail: miklosdoragina94@gmail.com

1. Bevezetés és célkitűzés

A Kárpát–Pannon térségben nagy területeken találkozhatunk korban és kifejlődésben eltérő homokkővel, melyet az emberiség már az őskortól kezdve felhasznált. A homokkőből készített szerszámkövek és nyersanyagai archeometriai szempontú vizsgálata mind hazai, mind nemzetközi viszonylatban felfutóban lévő, friss kutatási terület. A régészeti ásatások során rendkívül sok homokkőeszköz került elő, különösen elterjedtek a vöröshomokkő anyagú változatok. Jelen munkánk célja, hogy bemutassuk ezen régészeti leletek lehetséges nyersanyagául szolgáló felszíni előfordulások közül a Balaton-felvidéki, valamint a kelet-mecseki vöröshomokkővek legújabb kőzettani és nehézasványtani vizsgálati eredményeit. Ezek a képződmények az elmúlt évtizedekben számos kutatás célpontjai voltak, ugyanakkor a legtöbb esetben csupán fúrásokból származó minták feldolgozása történt meg, a felszíni mintákat alig vizsgálták. Szisztematikus nehézasványvizsgálatuk pedig egyáltalán nem valósult meg.

A Mecsek hegység területén nagy kiterjedésű és jelentős vastagságú, változó összetételű perm–kora triász korú törmelékes összlet fordul elő, amely konglomerátumokból, homokkövekből és aleurolitokból áll (Barabás & Barabásné Stuhl, 1998). Ezek közül a két legnagyobb felszíni elterjedésű formációt, a Jakabhegyi és Kővágószőlősi Homokkővet emeltük ki, ugyanis archeometriai szempontból ezek a legalkalmasabb szerszámkőnyersanyagok. A két képződményt nehéz egymástól megkülönböztetni, ugyanis nem figyelhető meg közöttük jelentős kőzet-összetételbeli változás (Fazekas, 1987).

A Balaton-felvidéken két nagyobb (Zánka és Badacsony-örs, valamint Aszófő és Balatonfűzfő között) és több kisebb területen (Gyulakeszi, Hidegkút és Litér környékén) figyelhetünk meg felszínen vöröshomokkő-kibukkanást (Majoros, 1983; Csernussi, 1984).

2. Kutatástörténet

A kelet-mecseki Kővágószőlősi és Jakabhegyi Homokkő Formációk kutatása a 19. és 20. század fordulójára nyúlik visz-

za. Az 1950-es évektől, a Magyar Ércbányászati Vállalat (MÉV) sugárzóanyag-vizsgálata során számos kutatófúrás mélyült a térségben (Barabás & Barabásné Stuhl, 1998). Ásvány- és kőzettani vizsgálatukat Fazekas (1987) végezte el. Az 1990-es években, a nagy aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésének kapcsán kerültek újra a köztudatba. A 20. és a 21. század fordulójától megkezdődött a korszerű módszerekkel történő kőzettani-geokémiai vizsgálatok (Parti, 1989; Csicsák & Szakmány, 1998; Bodor, 2009; Varga, 2009; Borsányi, 2015; Péterdi, 2020).

A Balatonfelvidéki Formáció vizsgálata több mint két évszázadra nyúlik vissza. A MÉV sugárzóanyag-kutatása jelentős mértékben bővítette a korábbi rendelkezésre álló ismereteket. A formáció anyagát részletesen Majoros (1983) és Csernussi (1984) vizsgálta. Korszerű módszerekkel történő elemzések csak elvétve, archeometriai témával kapcsolatban készültek (Szakmány & Nagy, 2005; Palágyi et al., 2006; Péterdi, 2020). Három tagozatából munkánkban a Vöröshomokkő és Aleurolit Tagozattal foglalkozunk.

3. Eredmények

3.1. Vizsgálati módszerek

A vöröshomokkőveket részletes makroszkópos és polarizációs mikroszkópos vizsgálatoknak vetettük alá. Meghatároztuk az egyes formációk általános petrográfiai jellemzőit (szöveti bélyegek, fő detritális alkotók). Vékonycsiszolatból és szeparált anyagból vizsgáltuk a homokkövek nehézasványösszetételét.

A mikroszkópos vizsgálatok során területi kiméréssel (pontszámlálással) meghatároztuk a homokkövek törmelékes elegyrészeinek arányát. A hagyományos kimérési eljárás szerint az összetett szemcséket szemcsemérettől függetlenül kőzetként kell meghatározni (pl. Basu, 1976). Ezzel szemben a Gazzi–Dickinson-eljárás során a 63 µm alatti szemcseméretű kőzetszemcséket kőzetként, az ennél nagyobb szemcsékből álló kőzeteket ásványként kell leírni (pl. Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Ingersoll et al., 1984). Jelen munkában a két

eljárás kombinációjával létrehozott, ún. kombinált Gazzi–Dickinson-módszert alkalmazzuk.

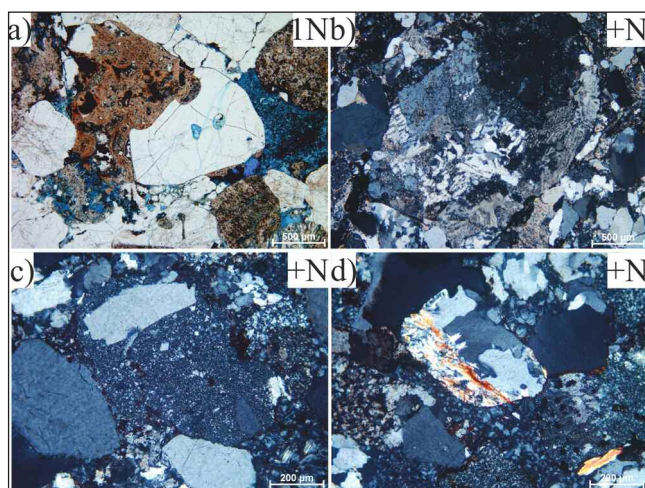
3.2. Makroszkópos vizsgálat

A felszínen előforduló mecseki vöröshomokkövek szabad szemmel lilásvörös színű, két minta kivételével nagy-durvaszemcsés homokkövek (Boda település közeléből ismert aleurolit, finom- és aprószemű homokkő, továbbá Bakonyáról közép–nagyszemcsés homokkő), amelyek tartalmazhatnak finom- vagy akár aprószemű kavicsokat is. Jellemző rájuk a gyenge–közepes osztályozottság, továbbá a közepes–jó koptatottság. Elsősorban fehér, szürkésfehér színű kvarcból és kvarcittól állnak, kevés földpátot, továbbá vörös színű vulkanitot és metamorfittot is megfigyeltünk. Csillámot csak elvétve tartalmaznak.

A Balaton-felvidéki vöröshomokkövek szabad szemmel sötét (ritkán világos) vörös színű homokkövek. Közép-durvaszemcsés változataik akár finomszemű kavicsokat is tartalmazhatnak, de előfordulnak aleurolitok és finom-, esetleg aprószemcsés homokkövek is. Ez utóbbi változat gyakran mutat rétegzettséget. Jellemző rájuk a gyenge–közepes osztályozottság, továbbá a gyenge koptatottság. Elsősorban kvarcból és csillámból állnak, ritkábban mállott földpátot is tartalmaznak. Szabad szemmel közettörmeléket nem azonosítottunk.

3.3. Mikroszkópos vizsgálat

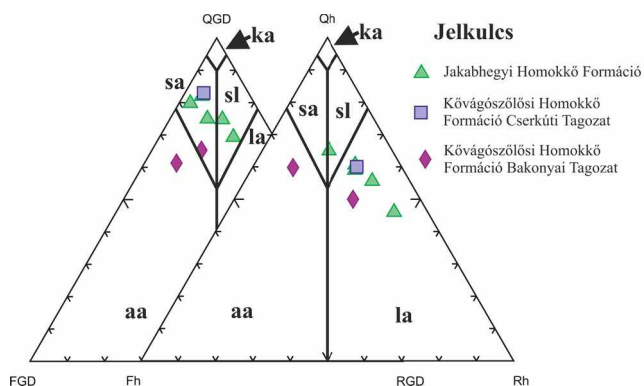
A mecseki vöröshomokkövek átlagosan 89%-ban törmelékszemszemből (73% kvarc, 16% földpát, 10% közettörmelék és 1% csillám), 10%-ban, elsősorban kovás cementből és <1%-ban pórusból állnak, mátrix nélkül. A szemcsék körül helyenként szintaxiális kovás továbbnövekedés figyelhető meg. Emellett gyakori a pseudomátrixként megjelenő szericit, valamint a kompakcióra utaló szétnyomódott vulkanit-szemcse. Az elsősorban monokristályos kvarc-szemcsék (a kvarc-szemcsék 71%-át, a teljes térfogat 46%-át alkotja) egy része vulkáni eredetű. A polikristályos kvarc (kvarc-szemcsék 29%-a, teljes térfogat 38%-a), szemcséi hullámos kioltásúak, szutúrás szemcsehatárokkal érintkeznek. Zárványként cirkont, biotitot és rutilt tartalmaznak. Gyakran előfordul még üde, néhol kissé szericitedő káliföldpát (plagioklász egyedül a Kővágószőlősi Homokkő mintákban találtunk, ahol átlagosan a földpát-szemcsék 28%-át képviselik), továbbá igen kis mennyiségben mikroklin is. Cserkúton a földpátokban apatit-csomókat figyeltünk meg. Jellemző még a nagy mennyiségű savanyú vulkáni eredetű közettörmelék, amelynek szemcséi nagyméretű (100–200 µm), szögletes fenokristályokból és finomszemcsés vulkáni alapanyagból állnak. Bennük egykori horzsakövek, üvegszilánkok, szferolitok és axiolitok találhatóak. Ritkán felzites szövetű változatai is megjelentek, továbbá gyakoriak még a sok színes elegyrészt tartalmazó vulkanit-szemcsék. A kővágószőlősi mintákban mafikus–neutrális vulkáni eredetű szemcsék is előfordulnak. Ritkábban kvarcitt (tartalmazhat sárgásbarna turmalint), granitoid, metamorfitt (fillit, csillámpala), továbbá üledékes eredetű (homokkő, metaaleurolit, agyagkő) közettörmelékek és muszkovit, vala-



1. ábra: A vöröshomokkövek jellemző törmelékes szemcsetípusai. a) Jakabhegyi Homokkő: savanyú piroklasztit szemcse; b) Jakabhegyi Homokkő: granitoid eredetű szemcse; c) Balaton-felvidéki homokkő: porfíros szövetű savanyú vulkáni eredetű szemcse; d) Balaton-felvidéki homokkő: metamorfitt és a szemcsék közötti klorit.

mint kifakult, egykori biotitszemcsék is előfordulnak. Az akcesszóriák nagyon kis mennyiségűek: nem sajátalakú rutil, félig sajátalakú zónás (kékeszöld mag és barna perem) turmalin, továbbá jól koptatott, zömök cirkon, amely akár zónás is lehet (1. ábra).

A Balaton-felvidéki vöröshomokkövek átlagosan 85%-ban törmelékszemszemből (55% kvarc, 1% földpát, 42% közettörmelék, 1% csillám és 1% opakásvány) állnak, a cement mennyisége 8%, ami elsősorban klorit (a káptalanfüredi minta esetében karbonát is), kovás anyagút pedig csak elvétve figyeltünk meg. A homokkövek 6% mátrixot tartalmaznak (ide soroltuk a pseudomátrixot is, amely szintén kloritból áll) és 2%-ban pórusból állnak. A monokristályos kvarc (a kvarc-szemcsék 69%-át, a teljes térfogat 32%-át alkotja) többsége vulkáni eredetű. A polikristályos kvarc (kvarc-szemcsék 31%-a, teljes térfogat 14%-a) hullámos kioltásúak, szutúrás szemcsehatárokkal. Mellettük nagyon kevés földpát (káliföldpát és kevesebb plagioklász), továbbá sok kloritosodó csillám figyelhető meg. Opak ásványok szintén megjelenhetnek. A kvarc mellett gyakoriak a savanyú vulkáni eredetű közettörmelékek, amelyek mikrokristályos kvarcból állnak, leggyakrabban vulkáni alapanyagként fordulnak elő, ugyanakkor nem ritkák a felzites szövetű változatok sem. Porfíros, továbbá szferolitós–axiolitós szövetű szemcséket csupán elvétve figyelhetünk meg. Előfordulnak még mafikus–neutrális vulkanit-szemcsék is. Kevés a kvarcitt és tartalmazhat még metamorfittot (fillit, csillámpala, félig sajátalakú, nem koptatott barna turmalinnal), továbbá üledékes (metaaleurolit) eredetű törmelékszemszemből is. Ritkábban muszkovit-, valamint kifakult biotitszemcsék is előfordulnak. Az akcesszóriák nagyon kis mennyiségűek: nem sajátalakú rutil, félig sajátalakú, töredezett, barna, ritkábban kékeszöld turmalin (esetenként zónás: barna mag, zöldezbarna perem vagy barna mag, világosbarna, sárgásbarna perem), továbbá jól koptatott, zömök, vagy akár kissé nyúlt cirkon, amely zónás is lehet (1. ábra).



2. ábra: A mecseki vöröshomokkővek kombinált Gazzi–Dickinson kimérési eredményeit szemléltető háromszögdiagramok. F-földpát, Q-kvarc, R-kőzettörmelék, GD–Gazzi–Dickinson, h-hagyományos, aa-arkózás arenit, sa-szubarkóza, sl-szublitenit, ka-kvarcarenit, la-litenit.

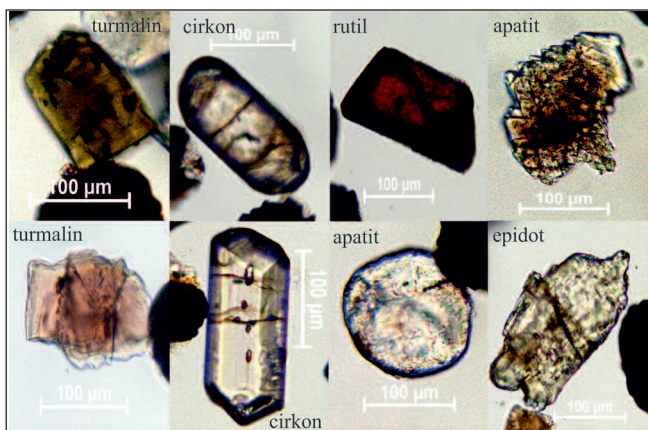
3.4. Homokkőkimérések vékonycsizolatból

A kombinált Gazzi–Dickinson-eljárás során a mecseki minták esetében a kétféle kimérés eltérő eredményeket mutat. A 2. ábra bal oldali háromszögdiagramján a Jakabhegyi Homokkő (szubarkóza–szublitenit) és a Kővágószőlősi Homokkő Bakonyai Tagozatába (szubarkóza–arkózás arenit) tartozó minták jól elkülönülnek egymástól. Ellenben a jobb oldali háromszögdiagramon ezek a különbségek jobban elmosódnak, az adatok erőteljesebben szórnak. A Jakabhegyi Homokkő mintái szublitenitnek–litenitnek, míg a Bakonyai Tagozat mintái arkózásarenitnek–litenitnek minősülnek.

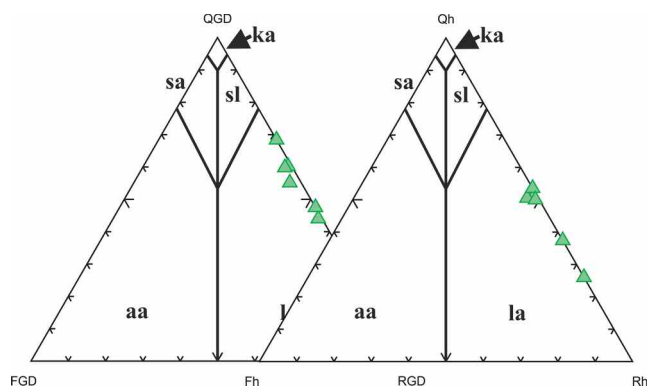
A Balaton-felvidéki vöröshomokkővek esetében nem tapasztalható lényeges különbség a két eljárás mérési eredményeiben. A vizsgált minták homogén összetételűek. Mindkét esetben litarenitnek minősülnek (3. ábra).

3.5. Nehézásvány-vizsgálat

A mecseki vöröshomokkővekben jelentős mennyiségű opak ásvány, továbbá kevesebb áttetsző nehézásvány fordul elő. Ez utóbbiak között leggyakoribbak: a barna, zöldesbarna, vagy ritkábban akár zöld színű turmalin, a koptatott cirkon,



4. ábra: A mecseki homokkővek jellemző nehézásvány-típusai.



3. ábra: A Balaton-felvidéki vöröshomokkővek kombinált Gazzi–Dickinson kimérési eredményeit szemléltető háromszögdiagramok. A zöld háromszögek jelölik a formáció homokkőveinek kimérési pontjait. A rövidítések magyarázatát lásd az előző ábra szövegében.

továbbá a nem sajátalakú rutil. Ritkábban apatit, titanit, epidot és zoisit is megjelenik a mintákban (4. ábra).

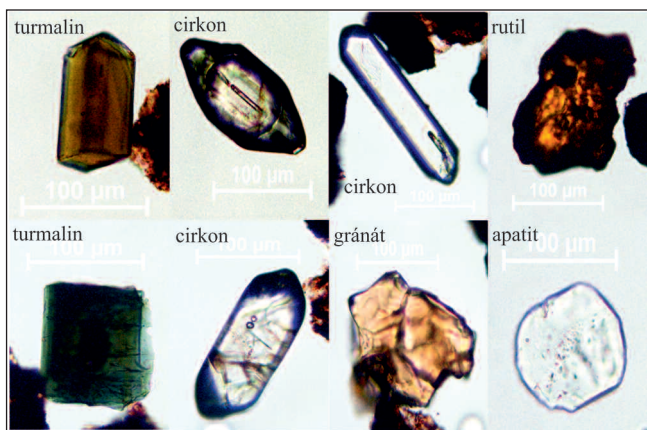
A Balaton-felvidéki vöröshomokkővekben kiugróan magas az opak ásvány (ilmenit?) mennyisége, amely mellett áttetsző nehézásványok is jelen vannak. A leggyakoribbak: a barna, ritkábban zöld, vörösbarna, esetleg kékeszöld színű turmalin, a cirkon, amely sajátalakú, gyengén koptatott, szögletes változatban is megjelenik. Kisebb mennyiségben előfordul még nem sajátalakú, koptatott rutil, továbbá kevés gránát, zoisit és epidot, zöld amfibol, aktinolit, ortopiroxén, sőt nagyon ritkán apatit is megjelenik (5. ábra).

4. Összefoglalás

A makroszkópos, valamint mikroszkópos vizsgálatok során a két terület vöröshomokkővei jelentősen eltértek egymástól:

A mecseki anyagban már makroszkóposan észrevehetőek a nagyméretű vulkáni eredetű kavicsok.

A detritális alkotók hasonló mennyiségben jelennek meg a két terület homokkőveiben, viszont arányaik eltérőek. A mecseki mintákban átlagosan 75% kvarc, 16% földpát és 10% kőzettörmelék, míg a Balaton-felvidéki esetben 55% kvarc, 1% földpát és 42% kőzettörmelék jellemző.



5. ábra: A Balaton-felvidéki homokkővek jellemző nehézásvány-típusai.

A szemcsék közötti tér tekintetében is jelentős különbségeket figyeltünk meg. A mecseki esetében 10% elsősorban kovás cement és <1% pórus figyelhető meg. Mátrixot nem észleltünk. A Balaton-felvidéki mintákban 8%-ban kloritos kötőanyagot, 6% mátrixot, valamint kloritos pszeudomátrixot és 2% pórust láttunk.

A kimérések során eltérő összetételt tapasztaltunk. A mecseki vöröshomokkövek szubarkózák–szublitenitiek, míg a Balaton-felvidékiek litarenitiek (Gazzi–Dickinson-kimérés esetén). A hagyományos eljárás esetében a Balaton-felvidékiek besorolása nem változik. A mecsekiek esetében a Jakabhegyi Homokkő mintái szublitenitiek–litarenitiek, míg a Bakonyi Tagozatba tartozó minták jobban szórnak, arkózásarenitiek–litarenitiek. Mindez visszavezethető a szemcseméretbeli különbségekre, továbbá a kőzettani összetételre. A mecseki anyagban nagy mennyiségben vannak a 63 µm-nél nagyobb méretű ásványokból álló összetett szemcsék (granitoidok, metamorf eredetű szemcsék). Ezzel szemben a Balaton-felvidéki minták nem, vagy csak elvétve tartalmaznak durvaszemcsés kőzettörmelékeket, ezért mutat hasonló eredményt a két eljárás.

Mindkét anyagban sok vulkanitszemcsét találtunk, ugyanakkor a Balaton-felvidéki kőzetek esetében sokkal nagyobb mennyiséget képviselnek a felzites szövétű változatok, míg a mecsekiekben gyakoribbak a piroklasztit eredetű szemcsék.

A mecseki anyagban belül szintén látunk különbségeket, ugyanis a cserkúti minták esetében a káliföldpátszemcsék nagy mennyiségű apatithalmazt tartalmaznak. A Kővágószőlősi Formáció esetében pedig jelentősebb mennyiségű plagioklász, továbbá bázisos kemizmusú vulkanitszemcsék jellemzőek, amelyek a Jakabhegyi mintákra egyáltalán nem jellemzőek.

Nehézásványok tekintetében is fellelhetőek eltérések, ugyanis a mecseki anyagban gyakoribbak a barna-zöldes-barna turmalinváltozatok, a cirkon, az epidot és a zoisit, valamint az apatit. Ezzel szemben a Balaton-felvidéki homokkövekben rengeteg opak ásványt figyeltünk meg, az áttetsző nehézásványok között a turmalin barna színű, emellett zöld, kékeszöld és vörösbarna változata is megjelenik. Jelentős még a cirkon, néhány minta esetében gránát és amfibol is előfordulhat. Ritka az apatit, zoisit és piroxén.

Kutatásunkat az Innovációs és Technológiai Minisztérium Nemzeti Kutatási Fejlesztési és Innovációs Alap támogatja az [131814] számú projekt keretében.

Köszönettel tartozunk az SZTFH-nek (korábbi MBFSZ) a nehézásványleválasztásokban nyújtott segítségükért (Thamóné-Bozsó Edit, Bátor Miklósné és Falus György).

Irodalom

- Barabás A. & Barabásné Stuhl Á. (1998): In: Bérczi I. & Jámor Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. Mol Rt.–MÁFI, Budapest, pp. 187–215.
- Basu, A. (1976): *Journal of Sedimentary Petrology*, 46/3, 694–709.
- Bodor S. (2009): Az Ibafa–4 fúrás felső-perm–alsó-triász sziliciklasztos képződményeinek kőzettani és geokémiai vizsgálati eredményei. Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.
- Borsányi D. (2015): A Kővágószőlősi Homokkő Formáció Bakonyi Tagozatának petrográfiai és geokémiai vizsgálati eredményei a BAT–4 jelű fúrásban. Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.
- Csernussi G. (1984): Litofációs vizsgálatok a „Balatonfelvidéki Vörös Homokkő Formáció”-ban. Szakdolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.
- Csicsák J. & Szakmány Gy. (1998): *Földtani Közlöny*, 128/4, 535–553.
- Dickinson, W. R. (1970): *Journal of Sedimentary Petrology*, 40/2, 695–707.
- Fazekas V. (1987): *Földtani Közlöny*, 117/1, 11–30.
- Gazzi, P. (1966): *Mineralogica et Petrographica Acta*, 12, 69–97.
- Ingersoll, R., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D. & Sares, S. W. (1984): *Journal of Sedimentary Petrology*, 54/1, 103–116.
- Majoros Gy. (1983): *Acta Geologica Hungarica*, 26/1–2, 7–20.
- Palágyi Sz., Csirke O., Futó J., Raucsik B., Szabó A. & Vassányi I. (2006): *Acta Archaeologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, 57, 395–422.
- Parti G. (1989): *Földtani Közlöny*, 119/1, 59–67.
- Péterdi, B. (2020): *Journal of Lithic Studies*, 7/3, 1–29.
- Szakmány Gy. & Nagy B. (2005): *Archeometriai Műhely*, 2/3, 13–21.
- Varga A. (2009): A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász sziliciklasztos kőzetek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. PhD értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.

A ZIRCON RECORD OF SILICATE MELT OXYGEN FUGACITIES FROM THE EARLY SOLAR SYSTEM

Stephen J. Mojzsis

Origins Research Institute, Research Centre for Astronomy and Earth Sciences, MTA Centre of Excellence, Budapest, Hungary
E-mail: stephen.mojzsis@csfk.org

During crystallization, zircon (ZrSiO_4) incorporates trace elements including rare-earth elements (REE + Y + Sc), uranium, thorium, and titanium, which can be used to constrain magma chemistry, coupled to geochronometry and geothermometry. Chondrite-normalized REE patterns in terrestrial zircon tend to carry enriched Ce values relative to La and Pr (i.e., positive Ce^*), and depleted Eu values relative to Sm and Gd (i.e., negative Eu^*). Positive Ce^* values point to oxidizing conditions ($K_D \text{Ce}^{4+} \gg \text{Ce}^{3+}$), whereas depleted Eu^* point to reducing conditions ($K_D \text{Eu}^{2+} \sim 0$). Owing to the sluggish diffusion rates of trivalent and tetravalent cations in zircon, modification of absolute Ce concentrations is generally prevented so that Ce anomalies produced during crystal growth potentially constitute a robust record of magma redox state (i.e., oxygen fugacity; $f\text{O}_2$). Using a recently developed model for the redox behavior of Ce in silicate melts (Trail et al., 2011; Smythe & Brenan, 2016), combined with lattice strain constraints (Blundy & Wood, 1994) and Ti-in-zircon thermometry (Watson & Harrison, 2005), I report results for 80 Hadean and Eoarchean (pre-3.7 Ga) terrestrial, 26 lunar, 9 eucrite mete-

orite, and 7 Martian zircons and compare them to a database of younger terrestrial zircons. Oxygen fugacities calculated using this method typically result in $f\text{O}_2$ estimates between FMQ -1.0 and $+2.5$, for terrestrial magmas since about 4.4 Ga. Martian, lunar and vestoid magmas, however, can be strongly reduced relative to terrestrial values (FMQ -0.5 to -11). Some outliers in the terrestrial values of $f\text{O}_2$, however, deserve attention as they may point to the role of graphite in buffering melt redox for some Hadean (pre-4.0 Ga) intracrustal melts.

References

- Blundy, J. & Wood, B. (1994): *Nature*, 372, 452–454.
Smythe, J. & Brenan, J. M. (2016): *Earth and Planetary Science Letters*, 453, 260–266.
Trail, D., Watson, E. B. & Tailby, N. D. (2011): *Nature*, 480, 79–82.
Watson, E. B. & Harrison, T. M. (2005): *Science*, 308, 841–844.

A VELENCEI-HEGYSÉG PALEOGÉN KORÚ INTRÚZIÓS-VULKÁNI RENDSZERÉNEK HIDROTERMÁS FOLYAMATAI ÉS METALLOGÉNIAI JELENTŐSÉGÜK

MOLNÁR Ferenc^{1*}, BAJNÓCZI Bernadett², PÉCSKAY Zoltán³, BENKÓ Zsolt³ & PROHÁSZKA András⁴

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz-Földtudományi Intézet, Ásványtani Tanszék, Budapest

² ELKH Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

³ ELKH Atommagkutató Intézet, Izotópklimatológiai Laboratórium, Debrecen

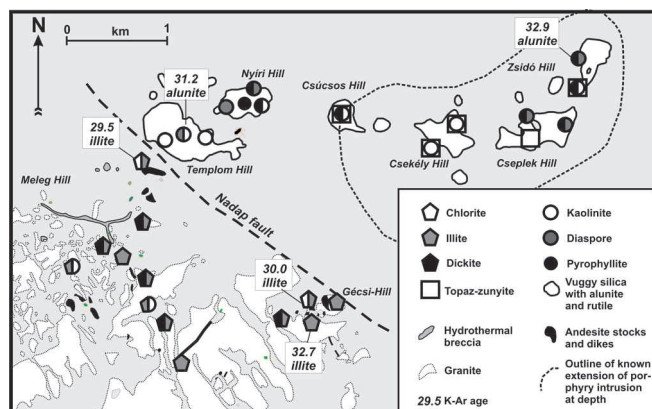
⁴ Geo-Log Környezetvédelmi és Geofizikai Kft., Budapest

* E-mail: molnar.ferenc@ttk.elte.hu

1. Bevezetés

A Velencei-hegység keleti felében előforduló szubvulkáni-vulkáni sorozat az ALCAPA déli határa mentén, jórészt a Dunántúli Középhegységi Egységben elhelyezkedő és fedett magyarországi paleogén vulkáni ív része. Az ívhez tartozó paleogén vulkáni egységek szubdukcióhoz kötődő, közepes és nagy K-tartalmú mészkáli, alárendelten tholeiites jellegű, nagyrészt andezites, ritkábban dácitos-trachiandezites összetételű kőzetekből épülnek fel. Az alpi Periadriatikus Lineaments hasonló korú szin- és posztkollíziós gránitos-tonalitos batolitjaival és intrúzióival, továbbá a dinári Száva-Vardar Zóna szintén paleogén korú intruzív-vulkáni egységeivel korrelálhatók (Benedek, 2002; Pamić et al., 2002).

A Velencei-hegység paleogén korú intruzív-vulkáni egységének több olyan sajátossága van, melyek ezt a területet kiválóan alkalmassá teszik a szubvulkáni porfíros és vulkáni szinten kifejlődött epitermás rendszerek kapcsolatának vizsgálatára. A korábbi ércutatások során 1 km-nél is mélyebbre hatoló mélyfúrások lehetővé tették, hogy a felszínen kibukkanó epitermás zónák alatti nagymélységű porfíros rendszerek felé való átmenetet is vizsgáljuk.



1. ábra: A paleozoós és paleogén képződmények felszíni kibukkanásai, hidrotermás átalakulási zónák és hidrotermás ásványok K-Ar koradatai a Velencei-hegység keleti részében.

Kutatási eredményeink itt közölt összefoglalásában és értelmezésében felhasználtuk az 1970–80-as évek ércutatásának eredményeit (Darida-Tichy et al., 1984; Darida-Tichy, 1987; Horváth et al., 1987, 2004; Dudko et al., 1989), továbbá a Velencei-hegység paleozoós gránitjában előforduló paleogén korú hidrotermás felülbélyegzés kőzetátalakulási és folyadékzárvány jellemzőit (Molnár, 2004; Benkó és Molnár, 2004; Benkó et al., 2012). A jelen dolgozatban főként a paleogén vulkáni összetetben és az alatta lévő intrúzióban előforduló hidrotermás kifejlődésekre vonatkozó, eddig még nem publikált, új eredményeinket mutatjuk be.

2. Földtani viszonyok és a korábbi ércföldtani kutatások eredményei

A Velencei-hegységben a Nadap-Lovasberény törésvonalától keletre egy kb. 10–12 km átmérőjű sztratovulkáni szerkezet maradványai bukkannak a felszínre (1. ábra). A Nadap és Pázmánd közötti zónában a hidrotermásan erősen elbontott vulkáni kőzetek kvarc-alunit átalakulása már régóta ismert (Vendl, 1913). Nemez (1984) az alunit-kvarc átalakulásokhoz kötődő agyagásványos zónákban pirofillitet, diaszpört és kaolinitet mutatott ki topáz és zunyit társaságában. Az oxidációs zóna alatt az általánosan elterjedt, 5–15% mennyiségű pirit mellett enargit, fakóérc, bornit, covellin, galenit, szfalerit és molibdenit is előfordul gyenge hintésekben és érhálózatokban (Horváth et al., 1987). Az intenzív átalakulás és a szulfidok előfordulásai ellenére csupán egy-egy minta mutatott 1–4,9 ppm Au-koncentrációt (Horváth et al., 1987). Kőzet- és talajmetallometriai felvételek alapján (Ódor & Dudko, 1980) az átalakult vulkanitokban Cu, Mo, Sn, Pb, Zn, Mo és Sn geokémiai anomáliát mutattak ki (250–4000 ppm Cu).

A nagymértékű fedettség miatt a mélységi intrúziók kimutatása geofizikai módszerekkel történt (Dudko et al., 1989), és az ezek alapján azonosított kb. 2 x 3 km átmérőjű porfíros diorit-kvarcdiorit intrúziót az 1200 m mélységű Pd-2 fúrás tárta fel. A Pd-2 fúrásban az intrúzió a sztratovulkáni szerkezet alatt 600 méteres mélységben helyezkedik el. Az

intrúzióban rézporfíros ércesedésre utaló gyenge hintésekben és kvarcér-hálózatokban kalkopirit, bornit, covellin, digenit, kalkozin, magnetit és pirit előfordulásait azonosították, kálimetaszomatikus, propilites és szeritices/illites átalakulási zónákban.

A Nadap-Lovasberény törésvonaltól nyugatra a paleozoós biotitos monzogranitban és annak palaköpenyében a paleogén vulkanizmushoz kötődő 50–200 m átmérőjű szubvulkáni andezitkürtők, néhány száz méter hosszú andezittelérek, hidrotermás breccsatelérek és törésvonalak által kontrollált agyagásványos és baritos zónák fordulnak elő (1. ábra). A Meleg-hegy hidrotermás breccsazonájához és környezetéhez ércindikáció kapcsolódik, melyben hintésként és érhálózatban pirit, enargit, kalkopirit, bornit, covellin, molibdenit, galenit, szfalerit és fakőérc ismert (Kubovics, 1958), az Ag, Pb, Cu, Sn, Sb, As, Te anomáliával és az arany lokális dúsulásával (Horváth et al., 1987).

3. Eredmények

3.1. Hidrotermás kőzetátalakulás

A Nadap és Pázmánd között felszínre bukkanó, erősen átalakult vulkáni kőzetek előfordulásai egykori hidrotermás centrumokat jelölnek (1. ábra), melyek központi részét sejtes-üreges reziduális kovatestek alkotják. Ezekre jellemző, hogy a lávakőzet kioldott fenokristályainak helyén képződött üregeket lemezes-táblás vagy izometrikus-finomkristályos alunit tölti ki, míg a kőzet alapanyaga mikrokristályos kvarc halmazaivá alakult át. Az alunit Na-ban gazdag, azonban a Na és a K aránya a zónás növekedés következtében szélsőségesen változó. Az alunit kristályaiban zárványként a woodhouseit Sr-, Ba-, K- és REE-gazdagodott változatai és crandallit fordul elő. A sejtes kovatestek erősen breccsásodottak, a mikrobreccsától az 5–10 cm-es szögletes és félig kerekített reziduális kovakőzetdarabokat tartalmazó szemcsevázú, kovaanyaggal változó mértékben cementált breccsáig. A breccsás kifejlődések szabálytalan alakú, néhány centiméterestől több tíz méteres nagyságrendű testeket alkotnak a kevésbé zúzott sejtes kovatesteken belül.

A reziduális kova és alunit jelenlétével jellemzett hidrotermás feláramlási centrumok kevésbé kovás peremi részében Nadap közelében a kaolinit-diaszpor, míg a Pázmándhoz közeli, a szubvulkáni intrúzió felett elhelyezkedő centrumokra a pirofillit-diaszpor vagy pirofillit-kaolinit agyagásványegyüttes jellemző (1. ábra). A pirofillites együtteshez rendszeresen társul a röntgen-pordiffrakciós vizsgálatokkal kimutatható mennyiségű topáz és zunyit. A szubvulkáni porfíros intrúzió irányába történő átmenetet a Pd-2 fúrás anyagvizsgálata szerint a kaolinit mennyiségének növekedése jellemzi mintegy 300 méteres mélységig, majd a kaolinites zóna alatt, az intrúzió apikális részének közelében, mintegy 450 méteres mélységig már az illit dominál.

Az epitermás zóna alatt mintegy 600 méteres mélységben dioritot, kvarcdioritot talált a Pd-2 fúrás. A kőzetre a mikroholokristályos-porfíros és porfíros-hialopilites szövet jellemző 2–10 mm nagyságú andezines-labradoritos plagioklással és színes elegyrészekkel (amfibol, biotit, augit, hiperstén). Jellemző akcesszória a magnetit és főként a plagioklász

zárványként előforduló apatit. Az apatit halogén-háztartásában többnyire a fluor dominál, mely jelzi a kőzet kristályosodása során végbement fluidumszegregációs folyamatokat, azonban előfordul klórban gazdag apatit is.

A Pd-2 fúrás által feltárt diorit egymásra szuperponálódó kálimetaszomatikus, propilites és szeritices/illites átalakulási zónákat tartalmaz. A szeritices/illites átalakulás főként az intrúzió sekélyebb zónáira jellemző és a sztratovulkáni sorozatba is áthúzódik. E zónákban a színes elegyrészekre kloritosodás jellemző. Az intrúzió mélyebb zónáiban a kálimetaszomatikus átalakulás a kőzet alapanyagában megjelenő, helyenként eréket alkotó kvarc-káliföldpát-másodlagos biotit halmazokban észlelhető. A hidrotermás biotit összetétele flogopitos jellegű, F-gazdag és Cl-gazdag változatokkal. A változó intenzitású szeriticesedés mellett a mélyebb zónákban epidot-albit-kalcit átalakulás jellemzi a porfíros plagioklászokat, míg a mafikus elegyrészek teljesen, vagy részlegesen aktinolitává, ritkábban aktinolit-magneziahornblendévé alakultak.

Az átalakult porfíros kőzetben szabálytalan eloszlásban négyféle hidrotermás érhálózat azonosítható, melyek képződési sorrendje a következő: 1) kvarc-káliföldpát-biotit erezések; 2) magnetit-klorit erezések; 3) kvarc-karbonát-szulfid erezések; 4) kalcit-zeolit (sztilbit, stellerit, barrerit) erezések. A zeolitos-karbonátos erezésekhez nem társulnak szulfidásványok.

A porfíros intrúzióban a piritésedés a szeritices/illites zónában a legintenzívebb, ahol helyenként a 10%-ot is elérheti a pirit mennyisége. A fúrás mélyebb, kálimetaszomatikus-propilites szakaszaiban a piritésedés intenzitása kisebb, és a pirit mellett 1%-nál kisebb mennyiségben kalkopirit, ritkán bornit és egyéb Cu-szulfidok is előfordulnak. A szulfidok elsősorban a színes elegyrészek átalakulásához társulnak, illetve kőzetalkotó magnetitet szorítanak ki.

A Pd-2 fúrás 678–679 m szakaszában szkarnzárvány is előfordul a dioritban. A szkarn uralkodó ásványegyüttese a poikilitos tömegekben megjelenő kvarc-gránát-kalcit 0,1–1 cm-es szemcsemérettel. A kvarchoz pirit, alárendelten magnetit társul. Az andraditos összetételű gránátot átszelő repedésekben az epidot, míg a kalcitban klorit is megjelenik.

A Nadap törésvonaltól nyugatra, a variszkuszi gránitban előforduló biotitos amfibolandezit-benyomulások változó intenzitású kloritos és kloritos-illites átalakulásúak (1. ábra). A Gécsi-hegy andezit-intrúziójában fluorit, kalcit, epidot, laumontit, szfalerit, galenit, tetraedrit kitöltésű miarolitos zónák is előfordulnak. A kőzettelérek, intrúziók 50–100 m-es környezetében a gránit biotitos alkotórészei teljesen kioldódtak és a káliföldpátok intenzív agyagásványosodást mutatnak, helyenként kovásodás kíséretében. A gránit legintenzívebb átalakulása a Gécsi-hegyen ismert, ahol a hidrotermás zónában molibdenit, tetraedrit, szfalerit és galenit gyenge hintései is megjelennek. Az agyagásványosodás legjellemzőbb ásványa a kevesebb, mint 5% közberétegzett szemtettet tartalmazó R3 típusú jókristályos illit. Egyes zónákban az illithez dickit is társul. Illit-dickit átalakulás jellemző a gránit és a pala kontaktusán a Meleg-hegyen és környezetében húzódó, ércindikációkat és Au-anomáliát tartalmazó hidrotermás breccsatelérek és kürtők környezetében is. Az illit, illit-dickit átalakulási zónák az andezit- és a hidrotermás breccsatelérektől távolabb illit-kaolinit átalakulásba mennek át (1. ábra).

3.2. K-Ar koradatok

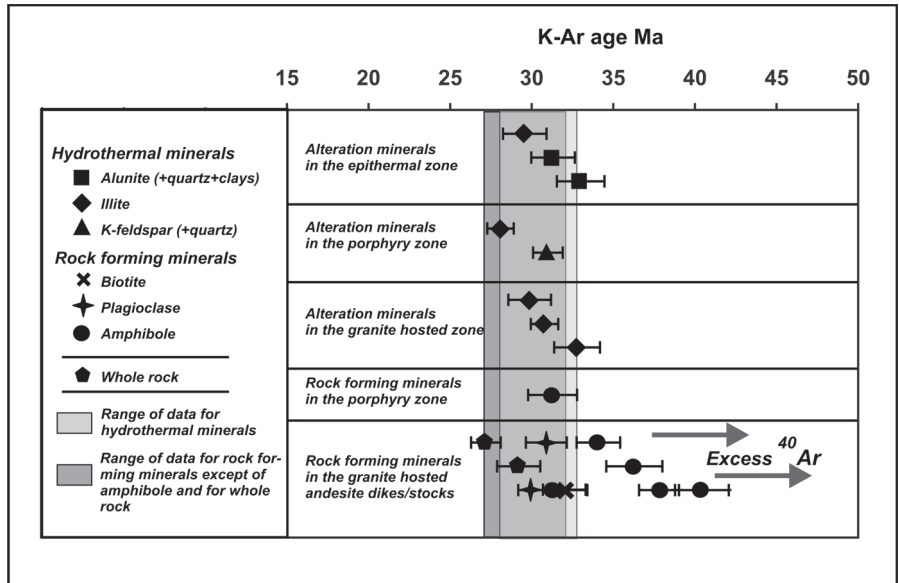
Az epitermás zóna alunitos átalakulásának K-Ar kora 31,2–32,9 millió év, ami jól egyezik a szubvulkáni porfíros intrúzióból szeparált amfibol-biotit 31,2 millió éves, és az intrúzió kvarcföldpát erezésére kapott 30,8 millió éves koraival (2. ábra). A porfíros intrúzió illites átalakulására kissé fiatalabb, 28,0 millió éves kor adódott. Az alaphegységi gránitba nyomult andezittelemek környezetében az illites átalakulás 29,5–32,7 millió éves kora teljes mértékben megegyezik az epitermás és porfíros zónákból kapott K-Ar korokkal. A gránitba nyomult andezittelemek amfibolszeparátumai azonban a K-Ar korok tág intervallumú, 31,2 és 40,3 millió év közötti szórását mutatják (2. ábra). Ezzel szemben a plagioklász, a biotit és a teljeskőzet mintákon 27,1–31,9 millió éves korok adódtak. Az amfibol feltehetően a gránitból származó argontöbblet által befolyásolt adatait nem tekintve, a teljeskőzet és kőzetalkotó ásványok, valamint a hidrotermás ásványok átfedő K-Ar koradat-intervalluma 28,0–31,9 millió év (2. ábra).

3.3. A fluidumzárványvizsgálatok eredményei

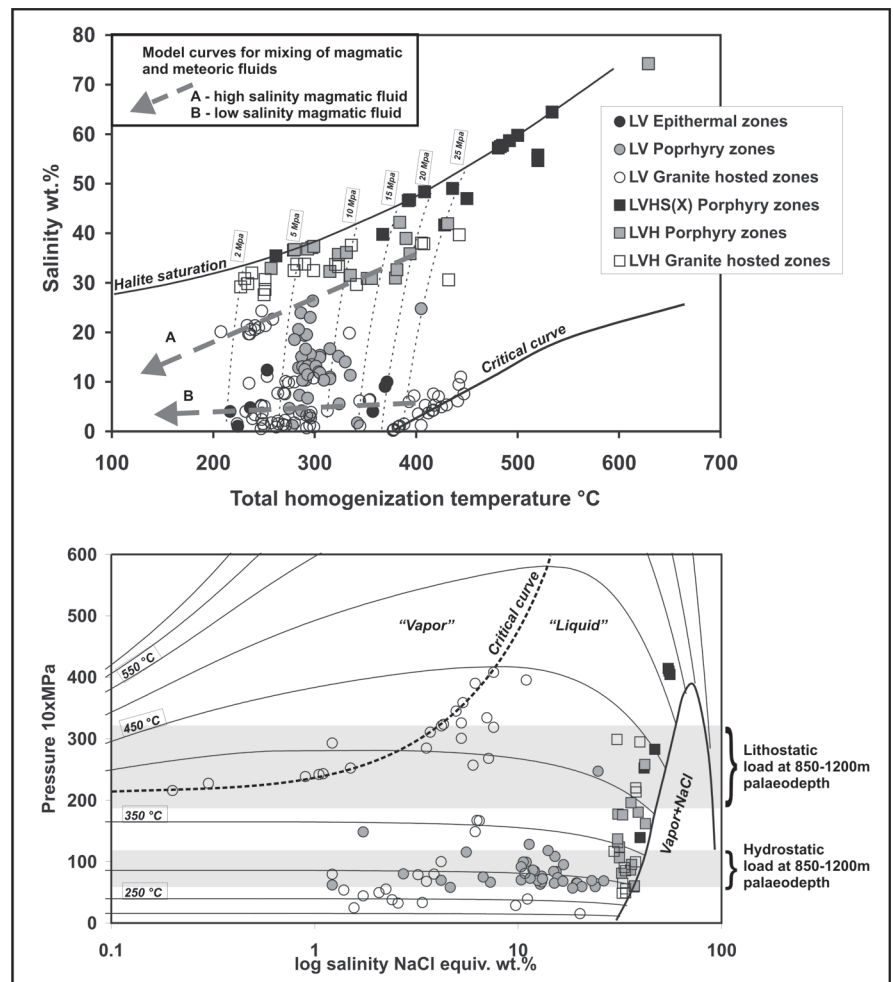
A Velencei-hegység paleogén kifejlődéseinek szubvulkáni-vulkáni szintjein és a paleozoós gránitban a paleogén felülbélyegzés következtében kialakult breccsa- és agyagásványos zónákban a hidrotermás ásványok elsődleges és a kőzetalkotó kvarc másodlagos zárványasszociációi a magmás-hidrotermás fluidumok szubvulkáni szinten, a nyomás lito- és hidrosztatikus értékek közötti fluktuációja következtében fellépő fázisszeparációs folyamatokat tükrözik (3. ábra). Az e folyamatok során képződő nagy sűrűségű és sótartalmú fluidfázis és a kis sűrűségű és sótartalmú fluidfázis keveredése a meteorikus eredetű fluidumokkal mind a szubvulkáni, mind a vulkáni szinten kimutatható.

3.4. A stabilizotóp (O, H) vizsgálatok eredményei

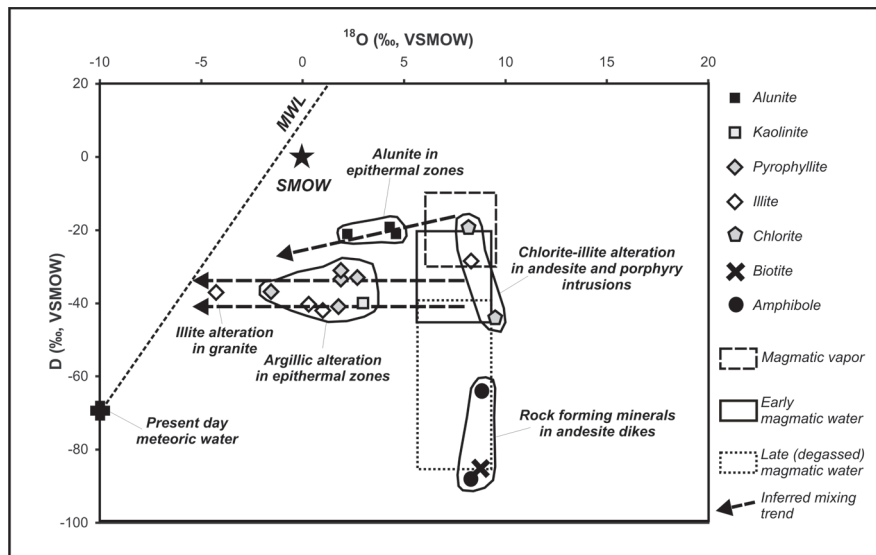
A stabilizotópos vizsgálatokat a gránitba nyomult andezittelemek üde



2. ábra: A hidrotermás és kőzetalkotó ásványok, valamint a teljeskőzet minták K-Ar kora a Velencei-hegység keleti részében.



3. ábra: A folyadékzárvány-asszociációk mikrotermometriai vizsgálati eredményeiből számított összetételi és nyomásadatok a Velencei-hegység keleti részében.



4. ábra: A kőzetalkotó és hidrotermás ásványok stabilizotóp (O, H) adatai, melyek a magmás fluidum szegregációját és a magmás fluidumok meteorikus vizekkel történő keveredését tükrözik.

kőzetalkotó biotitján és amfibolján, továbbá a hidrotermásan átalakult kőzetekből szeparált klorit-, illit-, pirofillit-, kaolinit- és alunitfrakciókon végeztük (4. ábra). A kőzetalkotó biotit és amfibol +8,4 és +8,9‰ közötti $\delta^{18}\text{O}_{\text{viz}}$ értékei a magmás eredetnek felelnek meg. Hasonló $\delta^{18}\text{O}_{\text{viz}}$ értékeket mutat a porfíros intrúzióból származó illit és klorit, továbbá egy klorit-minta a gránitba nyomult átalakult andezittelérből. A $\delta\text{D}_{\text{viz}}$ adatok tekintetében a kőzetalkotó és a hidrotermás ásványok jól elkülönülnek, mivel míg a kőzetalkotó szilikátokra a -64 és -88‰ közötti, addig a szubvulkáni intrúziók kőzetátalakulásának hidroszilikátjaira a -14 és -49‰ közötti értékek a jellemzők. Az epitermás zónából és a gránit paleogén korú átalakulási zónáiból származó összes többi agyagásvány $\delta^{18}\text{O}_{\text{viz}}$ értékei -4,3 és +3,0‰, míg a $\delta\text{D}_{\text{viz}}$ adatai -28 és -47‰ közöttiek. Az epitermás zóna alunitjaira számolt $\delta^{18}\text{O}_{\text{viz}}$ (+2,2 → +4,6‰) és $\delta\text{D}_{\text{viz}}$ (-19 → -28‰) kissé nagyobbak az anyagásványokra kapott legjellemzőbb értékeknél.

Összességében a O-H stabilizotópos vizsgálatok a szubvulkáni szinten végbemenő fluidszegregációt, az ebből származó gőz/gázfázis vulkáni szintre történő feltörését és a magmás fluidumok meteorikus vizekkel történő keveredését mutatják a fluidumzárványok vizsgálati eredményeivel összhangban.

4. Metallogéniai jelentőség

A Velencei-hegység keleti részében található, részben a paleozoós gránitot is átjáró szubvulkáni-vulkáni hidrotermás kifejlődések mind kőzetátalakulási, mind ércesedési, fluidumzárvány és O-H stabilizotópos jellemzőiket tekintve tipikus porfíros-epitermás rendszernek tekinthetők. A hidrotermás koradatok megegyeznek a minden tulajdonságában hasonló, de részletesebben megkutatott recski érc-komplexum adataival. Mindezek jelzik a magyarországi paleogén vulkáni ívnek az Alpok-Kárpátok-Dinaridák rendszerében kiemelkedő érc-potenciálját. A magyarországi paleogén vulkáni ív a folytatásában elhelyezkedő periadriatikus batolitos zónához képest

viszonylag sekély mélységű lepusztulást szenvedett a Dunántúli Középhegységi Egységnek az alpi kollíziós zónából történő „kiszökése” következtében. A periadriatikus magmás ív a jelentős alpi kiemelkedés során mélyebben erodálódott, ezért a porfíros-epitermás zónák az alpi területeken hiányoznak.

Irodalom

- Benedek, K. (2002): Acta Geologica Hungarica, 45, 359–371.
 Benkó, Zs. & Molnár, F. (2004): Acta Mineralogica-Petrographica, 45, 125–133.
 Benkó Zs., Molnár F., Pécskay Z., Németh T. & Lespinasse M. (2012): Földtani Közönlöny, 142, 45–58.
 Darida-Tichy, M. (1987): Geologica Carpathica, 38/1, 19–34.
 Darida-Tichy, M. Horváth, I., Farkas, L. & Földvári, M. (1984): MÁFI Évi Jelentése az 1982. évről, 271–288.
 Dudko A., Darida-Tichy M., Majkuth T. & Stomfai R. (1989): Általános Földtani Szemle, 24, 135–148.
 Horváth I., Ódor L., Daridéné Tichy M., Dudko A. & Ó. Kovács L. (1987): A Velencei-hegység–Balatonfő körzetének érc-prognózisa. Összefoglaló jelentés. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
 Horváth I., Daridéné Tichy M., Dudko A., Gyalog L. & Ódor L. (2004): A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
 Kubovics I. (1958): Földtani Közönlöny, 88, 299–314.
 Molnár, F. (2004): Acta Mineralogica-Petrographica, 45/1, 55–63.
 Nemez, E. (1984): Acta Geologica Hungarica, 27, 191–202.
 Ódor L. & Dudko A. (1980): A Velencei-hegység keleti részének metallometriai vizsgálata. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
 Pamić, J., Balen, D. & Herak, M. (2002): Geodinamica Acta, 15, 209–231.
 Vendl A. (1913): Matematikai és Természettudományi Értesítő, 31, 95–101.

A MARIOVO-MEDENCE PIROKLASZTITJAI

MOLNÁR Kata^{1*}, LAHITTE, Pierre², BENKÓ Zsolt^{1,3}, FELLIN, Giuditta M.⁴, MADEN, Colin⁴, SZEPESI János¹ & TEMOVSKI Marjan¹

¹ Atommagkutató Intézet, Izotópklimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

² Paris-Saclay Egyetem, CNRS, GEOPS, Párizs

³ Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

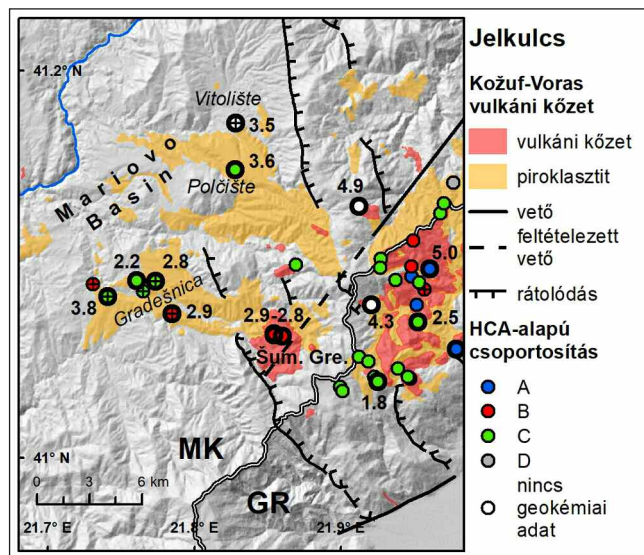
⁴ ETH Zürich, DERDW, Zürich

* E-mail: molnar.kata@atomki.hu

A macedón-görög határon elhelyezkedő Kožuf-Voras vulkáni rendszer 6,5 és 1,8 millió év között volt aktív, szorosan kapcsolódva a Balkán-félsziget tektonikai fejlődéséhez. Ez idő alatt számos lávadóm, lávafolyás épült fel a területén, valamint nagy, robbanásos kitérők is kapcsolódtak a működéséhez. A déli oldalon három robbanásos kitérés egységet definiáltak, 4,9, 4,2 és 2,6 millió évvel ezelőtt (Vougioukalakis, 2002), azonban ezek korrelálása nem történt meg a macedón oldalon található medencekitöltő piroklasztitokkal. Ez különösen igaz a Kožuf-Voras vulkáni rendszert északnyugati oldalról határoló Mariovo-medencében feltároló piroklasztit-rétegekre, amelyekről ez idáig csak limitált információ áll rendelkezésünkre.

Két fő területen fordulnak elő piroklasztitok: Gradešnica, valamint Polčište és Vitolište települések határaitban. A gradešnicai rétegsor különlegessége, hogy a piroklasztitok édesvízi mészkőrétegekkel összefogazódva jelennek meg. Mindegyik esetben vulkáni agglomerátummal indul a rétegsor, amelyben dominánsak a lávaközetek, azonban az alaphegységből is jelennek meg klasztok (elsősorban gneisz). Ezt követi, rétegsortól függően, hamu-lapilli szemcseméretű rétegek váltakozása eltérő mértékű horzsakőtartalommal. Több esetben folyóvízi, kavicsos réteg szakítja meg a piroklasztit-rétegsort. A gradešnicai rétegsorban két rétegben is megjelenik egy domináns horzsakőréteg, amely közül az egyik teljes mértékben átkarbonátosodott klasztokat tartalmaz. A rétegsor minden esetben lávakőzettömbökkel zárul. A felsorolt rétegsoroktól elkülönül a Šumovit Greben lávadóm felé vezető út mentén feltároló masszív ignimbritréteg. A mintázott lelőhelyek az 1. ábrán láthatók. A legalsó réteg a teljes vulkáni rendszerre elvégzett geokémiai csoportosítás alapján a C3 csoporthoz mutat hasonlóságot (Molnár et al., 2022), amely csoportba a macedón-görög határ mentén, egy viszonylag szűk területen elhelyezkedő lávadómok tartoznak. A következő gradešnicai horzsaköves réteg a másik, polčištei rétegsor tetején megjelenő lávaközetekkel mutat hasonlóságot, míg a gradešnicai rétegsor tetején megjelenő lávaközet-tömbök a görög oldalról leírt, legfiatalabb lávaközetekkel mutatnak egyezést (C1 csoport). A Šumovit Greben felé vezető úton feltároló egység hasonló riolitos összetételt mutat, mint Šumovit Greben lávadómja.

Előzetes cirkon (U-Th)/He koreredmények alapján elmondható, hogy a robbanásos kitérők ~3,8 és 2,2 millió év között zajlottak a Kožuf-Voras vulkáni rendszer nyugati



1. ábra: A Mariovo-medence mintázott piroklasztitjainak geokémiai csoportosítása és kitérés koreredményei.

területén. Ilyen összetételű és korú kitérőket a rendszer más területéről még nem írtak le, így ezek bővítik a vulkáni terület aktivitásáról rendelkezésre álló információinkat, valamint a nagy területen megjelenő rétegek a Mariovo-medence pliocén-kora pleisztocén fejlődéstörténetében is fontos támasztékot adnak. A riolitos réteg előzetes kora jó egyezést mutat a Šumovit Grebenre meghatározott kitérés koraival (2,9–2,8 millió év, Molnár et al., 2022), így nemcsak a teljes-kőzet geokémia, de a koreredmény is azt támasztja alá, hogy ezt a vulkánt nem csak lávadómépítő, hanem robbanásos működés is jellemezte.

Irodalom

Molnár, K., Lahitte, P., Dibacto, S., Benkó, Zs., Agostini, S., Dönczö, B., Ionescu, A., Milevski, I., Szikszai, Z., Kertész, Zs. & Temovski, M. (2022): *International Journal of Earth Sciences*, 111, 749–766.

Vougioukalakis, G. E. (2002): Petrological, geochemical and volcanological study of the Almopias Pliocene volcanic formations and their correlation with the geothermal manifestations in the area. PhD thesis, Aristotle University of Thessaloniki, Thessaloniki (görög nyelven).

RARE EARTH ELEMENTS IN FLUIDS FROM CARBONATITE SYSTEMS

Emanuel MORORÓ^{1*}, Márta BERKESI^{1,2} & Tibor GUZMICS¹

¹ Lithosphere Fluid Research Lab, Department of Petrology and Geochemistry, Institute of Geography and Earth Sciences, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary

² Institute of Earth Physics and Space Science, Eötvös Loránd Research Network (ELKH), Budapest, Hungary

* E-mail: mororo.emanuel@gmail.com

1 Introduction

REEs (Rare Earth Elements) are crucial components for several modern technologies, including wind turbines, hybrid electric vehicles, automotive catalytic converters, battery cells, mobile phones, TV screens, computer displays, LED lightning, etc. Due to their importance on emerging and environmentally friendly technologies, REEs have been defined as Critical Raw Materials for the EU since 2017. The increasing demand for REEs led to renewed interest on carbonatite systems, the main source of REEs on Earth. In this study, we present data from REE-bearing fluids in carbonatite systems and a model for REE-transport and deposition leading to LREE mineralization.

2 Fluid inclusion studies

The studied samples are secondary quartz-hosted fluid inclusions, originated from a metamorphic xenolith, collected close to the summit of Oldoinyo Lengai volcano. Petrography and geochemistry indicate an interaction of the pre-existing metamorphic rock with both fluids and melts from Oldoinyo Lengai magmatism. At room temperature, the fluid inclusions are negative crystal shaped and show multiple daughter phases (halite, sylvite, nahcolite and REE-bearing natrites) coexisting with liquid and vapor CO₂. Phase transitions on Raman-combined microthermometry experiments (Fig. 1) include: nahcolite dissociation occurring below 200 °C, natrite solid solution melting at approximately 400 °C. Homogenization of fluid inclusions happened at 600 °C, indicating minimum entrapment temperatures fitting Oldoinyo Lengai magmatism. FIB-SEM-EDS serial sectioning technique and 3D Raman imaging were used to calculate bulk fluid composition, showing an alkali-(carbonate-sulfate-chloride) and CO₂-rich (31–69 wt%) fluid with low H₂O (4–6 wt%) contents. Bulk compositions of fluid inclusions studied here are strikingly similar to synmagmatic fluids, coexisting with immiscible carbonatite-silicate melts (Guzmics et al., 2019). In contrast, NaCl-H₂O fluid compositions, commonly interpreted as early fluids of carbonatite systems (Walter et al., 2021), have never been observed to coexist with immiscible carbonatite-silicate melts, which makes their classification as synmagmatic fluids highly unlikely. FIB-SEM-EDS measurements reveal that natrite solid solution contains significant amounts of Sr, Ba and REE (especially LREEs). This indicate that syn-

magmatic fluids are capable to transport significant amount of REEs and should not be neglected when studying REE-mobility and mineralization.

In this study we show the compositional criterion of coexisting carbonatite melts and synmagmatic fluids and point to the trace element transporting capacity of this fluids, with special regard to REEs.

This study was financially supported by project NKFIH (National Research, Development, and Innovation Office of Hungary) FK_132418.

References

- Guzmics, T., Berkesi, M., Bodnar, R. J., Fall, A., Bali, E., Milke, R., Vetlényi, E. & Szabó, Cs. (2019): *Geology*, 47, 527–530.
- Walter, B. F., Johannes Giebel, R., Steele-MacInnis, M., Marks, M. A. W., Kolb, B. & Markl, G. (2021): *Earth-Science Reviews*, 215, 103509.

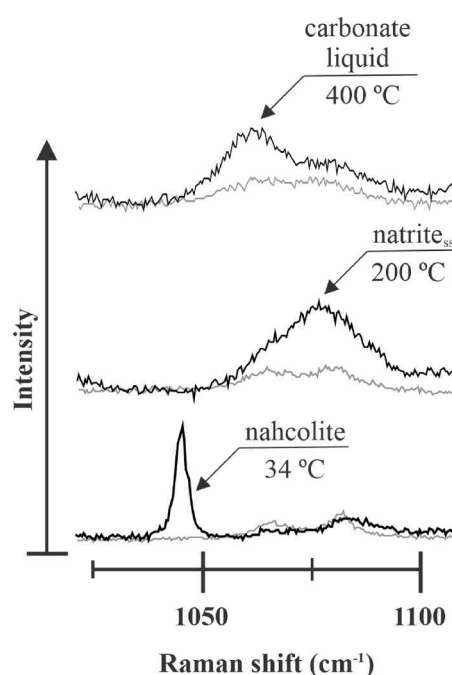


Fig. 1: Phase transitions within fluid inclusions (black spectra), on Raman-combined microthermometry measurement, from 35 °C to 400 °C. Grey spectra – host mineral.

IDENTIFICATION OF SULFATE SOURCE(S) AND SULFUR-RELATED PROCESSES IN NEUTRAL ROCK DRAINAGE OF A SOUTH AFRICAN COLLIERY: EVIDENCE FROM STABLE ISOTOPE, HYDROGEOCHEMICAL AND MINERALOGICAL SIGNATURES

Ágnes ÓDRI^{1,2*}, Juarez AMARAL-FILHO^{2,3}, Mariette SMART³, Jennifer BROADHURST², Susan T. L. HARRISON^{2,3}, Jochen PETERSEN^{2,4}, Chris HARRIS⁵, Mansour EDRAKI⁶ & Megan BECKER^{2,7}

¹ Supervisory Authority of Regulatory Affairs, Budapest, Hungary

² Minerals to Metals Initiative (MtM), Department of Chemical Engineering, University of Cape Town, Cape Town, South Africa

³ Centre for Bioprocess Engineering Research, Department of Chemical Engineering, University of Cape Town, Cape Town, South Africa

⁴ Hydrometallurgy Research Group, Department of Chemical Engineering, University of Cape Town, Cape Town, South Africa

⁵ Department of Geological Sciences, University of Cape Town, Cape Town, South Africa

⁶ Centre for Water in the Minerals Industry, Sustainable Minerals Institute, The University of Queensland, Brisbane, Australia

⁷ Centre for Minerals Research, Department of Chemical Engineering, University of Cape Town, Cape Town, South Africa

* E-mail: agnes.odri@sztfh.hu

Understanding the fundamental controls that govern the generation of mine drainage and the fate of various mining-related contaminants are required by modern mining and remediation to create more sustainable management programs. Dissolved sulfate in drainage and mining affected waters is mainly produced by pyrite oxidation and dissolution and is accelerated by mining activities. In this study, we identified the potential source(s) of sulfate and possible mechanisms governing sulfate formation and transformation around a South African colliery by combining sulfur and oxygen isotope analysis of dissolved sulfate with the isotopic composition of water, hydrogeochemical measurements of surface and groundwater, geochemical modeling results and microbial and mineralogical analyses of sediment samples around the mine waste facility. The studied colliery is situated within the primary catchment area of Olifants River in Mpumalanga Province, South Africa, which represents well the long-term impacts of the coal mining activities. Compared to various South African water standards, water samples collected from the surroundings of a coal waste disposal facility had elevated Fe²⁺ (0.9 to 56.9 mg L⁻¹), Ca (33.0 to

527.0 mg L⁻¹), Mg (6.2 to 457.0 mg L⁻¹), Mn (0.1 to 8.6 mg L⁻¹) and SO₄ (19.7 to 3440.8 mg L⁻¹) and circumneutral to alkaline pH. The pH conditions are mainly controlled by the release of H⁺ from pyrite oxidation and the subsequent dissolution of carbonates and aluminosilicate minerals. The phases predicted to precipitate by equilibrium calculation were green rusts, ferrihydrite, gypsum, \pm epsomite. Low concentrations of deleterious metals in solution are due to their low abundance in the local host rocks, and their attenuation through adsorption onto secondary Fe precipitates and coprecipitation at the elevated pH values. The $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfate are enriched (–6.5 to +5.6‰) compared to that of pyrite sampled from the mine waste (mean –22.5‰) and overlap with that of the organic sulfur of coal from the region (–2.5 to +4.9‰). The presence of both sulfur reducing and oxidizing bacteria were detected in the collected sediment samples. Combined, the data are consistent with the dissolved sulfate in the sampled waters from the colliery being derived primarily from pyrite probably with the subordinate contribution of organic sulfur, followed by its partial removal through precipitation and microbially-induced reduction.

KARÓRA A VÍZMOLEKULÁN, AVAGY A VÍZKOROLÁS LEHETŐSÉGEI KÖRNYEZETI NYOMJELZŐKKEL

PALCSU László

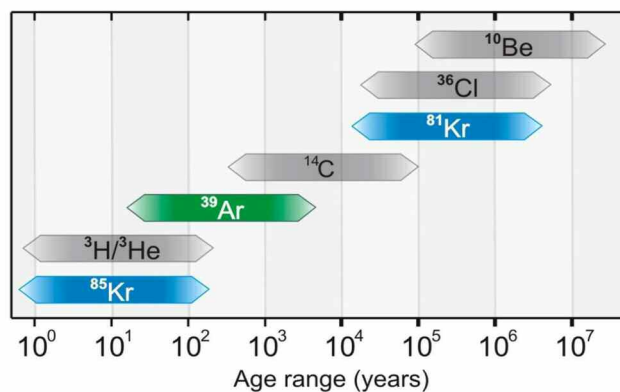
Atommagkutató Intézet, Izotópklimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

E-mail: palcsu.laszlo@atomki.hu

Hidrológiai és paleoklimatológiai kutatásokban számos alkalommal felmerülnek olyan kérdések, hogy milyen idős a felszín alatti víz, mennyi a tartózkodási ideje, vagy pontosabban kifejezve, mennyi az átlagos tartózkodási ideje, mekkorák az elérési idők. Ha belegondolunk, ezek a kérdések pontatlanul vannak megfogalmazva még akkor is, ha a kérdező és a megkérdezett valójában tudja vagy érzi, hogy miről van szó. Amikor mindezekről beszélünk, akkor valójában arra vagyunk kíváncsiak, hogy a felszín alatti víz egyes komponensei – akár egészen le vízmolekula szintre – mikor kerültek a felszín alá, és mennyi időt töltöttek el a felszín alatt, amíg valamilyen módon újra a felszínre nem kerültek (pl. forrásokban, termelőkutakban). Noha az előadás szárazföldi környezetben előforduló példákat fog bemutatni, a vízkor fogalma valójában független attól, hogy vajon a felszín az szárazföldi vagy vízi (tavi, tengeri, óceáni) felszín. A lényeges kérdés itt az eltelt idő, ami azóta telt el, amióta a víz a felszín alá került. Ezen idő ismeretében olyan kérdésekre kaphatunk választ például, hogy a felszín alá a vízzel bekerült szennyezés mennyi idő múlva és milyen hígulással, netán degradációs mértékkel jelenik meg egy térben távolabbi ponton. Meghatározhatóvá válnak felszín alatti keveredési viszonyok különböző időben és ezért akár különböző helyen beszivárgott vizek között. Megismerhetjük a felszín alatti áramlás dinamikáját, amit alapesetben esetleg csak a közeg hidrodinamikai paramétereinek pontos ismeretével tudjuk csak megbecsülni. Ezeket a becsléseket lehet ellenőrizni és pontosítani olyan természetes vagy mesterséges nyomjelzők használatával, melyekből az áramlás időbeliségére, ezen keresztül számos hidrodinamikai tényező feltárására lehet következtetni. Az előadás olyan, a környezetben előforduló mesterséges és természetes radioaktív izotópokra fogunk koncentrálni, amelyek segítségével a felszín alatti víz „kora” kiszámolhatóvá válik. A kor szó azért szerepel itt idézőjelben, mert – mint ahogy azt a későbbiekben látni fogjuk – a víz kora, mint fogalom, nagyon pontatlan és homályos, ezért mielőtt az egyes környezeti nyomjelzőkből származtatható kormeghatározási módszerekre térnénk rá, tisztázni kell, mit értünk vízkor kifejezés alatt. Az előadás bemutatja a környezetben előforduló izotópokat és vegyüle-

teket felhasználó kormeghatározási módszereket, mégpedig különböző időskálán (1. ábra). A szezonális változásokat mutató vízigotópokkal hónapos felbontás érhető el. Fiatal vizek (< 70 év) korolására a $^3\text{H}/^3\text{He}$ módszer, a SF_6 , a freonok, valamint a ^{85}Kr megfelelő. Hazánk csak az előbbi elérhető, azonban a legjobb a módszerek kombinálása, mivel a különféle módszerek más folyamatokra érzékenyek. Idősebb vizekre (ezer évek, tízezer évek) megalapozott módszer a ^{14}C , bár alapvető feltételezésekkel kell élni, ezért a bizonytalanság ritka esetben csökken 2000 ezer év alá. Közepesen idős vizekre (100–2000 év) rendkívül jó módszer lenne a ^{39}Ar , csak sajnos a mérés technikája meglehetősen bonyolult. Az előadás a hazai próbálkozásokat is bemutatja. Nagyon idős vizek esetén számításba jöhet a ^4He termelődésén, illetve a ^{81}Kr radioaktív bomlásán alapuló korlási módszerek, melyekkel már sok százezer éves vizek korolása is lehetővé válik.

Az előadás mindezt hazai és nemzetközi példákkal demonstrálja.



1. ábra: Kormeghatározási módszerek a kortartomány függvényében. A logaritmikus korszála hét nagyságrendet ölel át az éves (vagy kisebb) tartománytól egészen a 10 millió éves nagyságrendig, a fiatal vizek (0–100 év) korolásától kezdve az idősebb vizek (100–50000 év) kormeghatározásán át a nagyon idős vizek vizsgálatáig (> 50 ezer év).

EGYMÁST KÖVETŐ METASZOMATIKUS ESEMÉNYEK FELTÉRKÉPEZÉSE MINDSZENTKÁLLAI FELSŐKÖPENY-XENOLITOK ALAPJÁN (BAKONY–BALATON-FELVIDÉK VULKÁNI TERÜLET)

PATKÓ Levente^{1,2,3*}, KOVÁCS Zoltán^{3,4}, LIPTAI Nóra^{1,2}, ARADI László Előd^{3,5}, BERKESI Márta^{1,2}, CIAŻELA, Jakub⁶, HIDAS Károly⁷, GARRIDO, Carlos⁸, KOVÁCS István^{1,2} & SZABÓ Csaba³

¹ MTA FI Lendület Pannon Lith₂Oscope Kutatócsoport, Sopron

² Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest

⁴ Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

⁵ Department of Geosciences, University of Padua, Padova, Olaszország

⁶ Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Wrocław, Lengyelország

⁷ Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Spanyolország

⁸ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Armilla, Spanyolország

* E-mail: patko.levente@epss.hu

A mindszentkállai lelőhely (MSZK) a Bakony–Balaton-felvidék Vulkáni Terület (BBFVT) egy alig tanulmányozott felsőköpeny-xenolit előfordulása. Az MSZK-ról begyűjtött kőzetek uralkodóan harzburgitok, míg a BBFVT más lelőhelyein a lherzolitok a dominánsak. A nem összetett, durvaszemcsés vagy ekvigranuláris harzburgitok mellett különböző litológiájú doménekből (dunit, olivin-ortopiroxenit, ortopiroxenit, websterit, amfibol-flogopitér) álló összetett xenolitok begyűjtésére is sor került. Annak érdekében, hogy az MSZK alatti felsőköpeny nyilvánvalóan összetett fejlődéstörténetét feltárjuk, a részletes petrográfiai vizsgálatok mellett *in situ* fő- és nyomelem elemzéseket végeztünk.

A nem összetett harzburgitok (I. csoport) fő kőzettani és geokémiai sajátosságai közé tartozik azok nagy ortopiroxén tartalma (átlagosan 22 térfogat%), az ortopiroxének nagy #Mg száma (> 0,90), valamint Al₂O₃ szegénysége (uralkodóan < 2,5 tömeg%) és a spinellek Cr₂O₃ gazdagsága (> 29 tömeg%). Mindemellett a harzburgitok által kirajzolt főelem geokémiai trendek eltérnek a részleges olvadás által meghatározott trendektől. Ezek mind arra utalnak, hogy a harzburgitok szubdukciós fluidumok hatására jöttek létre feltételezhetően köpenyék környezetben. Geokémiai karakterük alapján az egyik összetett xenolit dunit- és olivin-ortopiroxenit-doménjei szintén ebbe a csoportba (I. csoport) sorolhatók. Ezen xenolit esetén az olivinszegény dunites ér feltételezhetően egy egykori olvadáskáramlási csatornát képvisel, míg az olivin-ortopiroxenit keletkezése valószínűleg az ortopiroxénesező minta eredeti klinopiroxén gazdagságával magyarázható.

Az I. xenolitcsoporton belül két alcsoportot tudunk elkülöníteni. Az egyikre jellemző a klinopiroxének U, Pb és Sr gazdagsága, míg a másik alcsoport esetén ez a jellemvonás nem tetten érhető. Mivel az U, Pb és Sr az óceáni kéregben dúsuló elemek, így a köpenyben mutatkozó gazdagságuk szubdukciós eredetet jelezhet. Az U, Pb és Sr rendkívül mobilisak vizes fluidumokban, így megnövekedett koncentrációjuk feltételezhetően egy, az ortopiroxén-gazdagodást (harzburgitosodást) követő fluidumáramlási eseményhez kapcsolódik.

Az I. csoport xenolitjai mellett két összetett xenolit valamennyi doménje (harzburgit, ortopiroxenit, websterit, amfibol-flogopitér) bazaltos elemekben (Fe, Mn, Ti, Ca) mutat gazdagodást (II. csoport). Ezen domének jellemzője a klinopiroxénjeik könnyű ritkaföldfémekben való gazdagsága. A különböző litológiák kontaktusának vizsgálata alapján a harzburgitos egység képződését követte a többi létrejötte. Feltételezhetően a harzburgitos egység kivételével ezek a domének ugyanazon magmás esemény eltérő fejlettségi állapotban lévő bazaltos olvadékcsoomagjaihoz köthetők.

A mindszentkállai felsőköpeny fejlődéstörténetében tehát két fő eseményt lehet elkülöníteni. Az egyik egy szubdukciós eseményhez köthető összetett köpenymetaszomatózis, míg a másik egy, az előbbinél fiatalabb bazaltos esemény, amely összefügghet a felsőköpeny-xenolitokat is a felszínre szállító neogén magmás eseménnyel.

MESSZIRŐL JÖTT BALTA NAGY NYOMÁSRÓL REGÉL (TITÁNKLINOHUMITOS SZERPENTINIT KŐBALTA ARCHEOMETRIAI VIZSGÁLATÁNAK ELŐZETES EREDMÉNYEI)

PÉTERDI Bálint^{1*}, KOVÁCS Zoltán^{2,3}, SZAKMÁNY György², KASZTOVSZKY Zsolt³ & T. BIRÓ Katalin⁴

¹ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

⁴ Magyar Nemzeti Múzeum, Budapest

* E-mail: peterdi.balint@gmail.com

1. Szerpentinit, mint csiszolt kőeszközök nyersanyaga

A Kárpát-medencei csiszolt kőeszközök egyik gyakori nyersanyaga a szerpentinit. Egy-egy régészeti lelőhelyen nagyobb számban csak a Kárpát-medence nyugati, északnyugati területein fordul elő, de kisszámú szerpentinit nyersanyagú kőeszköz az egész medence leletanyagaiban megtalálható (Szakmány, 2009), felhasználása több régészeti korszakban és kultúrában is igazolt.

A szerpentinit nyersanyagú kőeszközök megjelenése (alakja, mérete, színe) változatos. Általában finom vagy nagyon finom szemcseméretűek. Makroszkópos megjelenésük alapján általában több szerpentinit-nyersanyagcsoport is elkülöníthető egy-egy leletanyagon belül.

Korábban megkezdett vizsgálatainkat pontos régészeti kontextussal (illetve pontosan ismert lelőhellyel) rendelkező szerpentinit nyersanyagú leletek mellett nagyszámú leletet tartalmazó régi gyűjtemények (Mihálydy- és Ebenhöch-gyűjtemény: Horváth, 2001; Friedel et al., 2008) anyagán folytatjuk. A nyersanyagok jellemzése mellett célunk a forrásterületekre vonatkozó következtetések levonása, az egykor létező távolsági kapcsolatok feltárása is. A leletek épségének megőrzése érdekében főként roncsolásmentes vizsgálati módszereket használunk, úgymint mágneses szuszceptibilitás (MS, Bradák et al., 2005), prompt gamma aktivációs analízis (PGAA, Révay, 2009; Szentmiklósi et al., 2010; Kis et al., 2015) és roncsolásmentes pásztázó elektronmikroszkópos analízis („eredeti felszín módszer”, OS-SEM-EDX, Bendő et al., 2013).

A Kárpát-medence környezetében sok helyen található kőeszköz készítésre alkalmas szerpentinitek a felszínen, például Ausztriában a Keleti-Alpok Penninikumába tartozó „tektonikai ablakok”, Csehországban főként Brno környékén, Lengyelországban az Alsó-Sziléziai masszívumokban, Szlovákiában a Gömör-Szepesi-érchegységben, Romániában a Maros völgyében, Szerbiában a Vardar-övbén (a Dinaridákban), valamint Bulgária és Görögország területén (pl. a Rodope hegységben) stb. (pl. Majerowicz et al., 2000; Skoczylas et al., 2000; Szakmány, 2009; Bernardini et al., 2011;

Péterdi et al., 2015a). A fenti szerpentinitek többségének ásványos és kémiai összetétele is hasonló, ezért nehéz kiválasztani egy-egy kőeszköz nyersanyagának legvalószínűbb forrásterületét. Mindazonáltal néhány jellemző ásványtani-szöveti, illetve kémiai összetételbeli bélyeg segíthet egyes leletek nyersanyagának forrását pontosabban is meghatározni.

2. Titánklinohumit szerpentinitben

Jelenleg is zajló vizsgálataink során a Mihálydy-gyűjtemény (Laczkó Dezső Múzeum, Veszprém: Horváth, 2001)



1. ábra: Szerpentinit nyersanyagú nyéllyukas baltatörredék a Mihálydy-gyűjteményből (MIH-972).

egyik szerpentin-leletében (1. ábra) titánklinikohumitra buk-kantunk, amely ásvány nagy nyomású képződési környezetet jelez (1,7–2,5 GPa, López Sánchez-Vizcaíno et al., 2005; De Hoog et al., 2014).

A vizsgált nyersanyag a titánklinikohumit és szerpentinás-ványok mellett relikv fázisként olivint, diopszidot, augitot és króm-spinellt, továbbá króm-tartalmú kloritot, magnetitet és nikkel-szulfidot (pentlanditot) tartalmaz (2. ábra).

Ilyen ásványtársulással jellemezhető szerpentin nem található a Kárpát-medence környezetében, ezért a nyersanyag minden valószínűség szerint nagy távolságról származik. Irodalmi adatok alapján titánklinikohumitot tartalmazó szerpentinitek a Nyugati-Alpokban és környékén található a felszínen, pl. Olaszországban az Aosta-völgyben, Piemont régióban, a Voltri-masszívumban és a Malenco-völgyben, vagy a svájci Graubünden (Grisons) kantonban Puschlav (Poschiavo) környékén, illetve Ausztriában, Salzburg tartományban Zell am See kerületben (Sigismund 1949; Cimmino et al., 1979; Scambelluri et al., 1991; Bedognè et al., 1993; Exel, 1993; Stalder et al., 1998; Piccardo et al., 2004; Groppo & Compagnoni, 2007; Piccoli et al., 2007; Compagnoni et al., 2014; De Hoog et al., 2014).

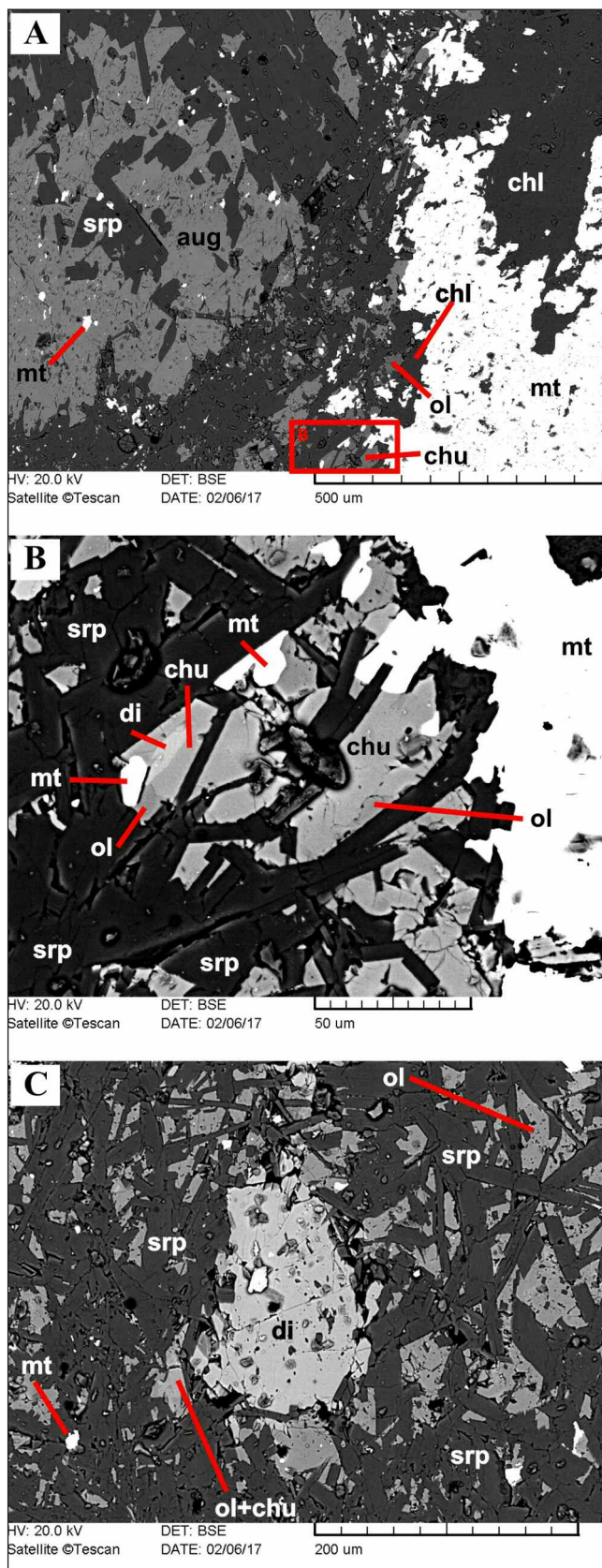
Néhány titánklinikohumitos lelőhelyről (a Piemont régióban és a Voltri-masszívumban) rendelkezésre állnak részletes kőzettani és ásványkémiai elemzések is, amelyeket összevetettünk az általunk vizsgált nyersanyaggal. Ásványkémiai eredményeink alapján az általunk mért olivinek és titánklinikohumitok összetétele jól illeszkedik mindkét fenti régió mintáiban mért összetételekhez, a szerpentinásványok azonban némileg eltérő összetételűek. A klinopiroxének, kloritok és magnetitek összetétele is hasonló, de króm-spinellt és nikkel-ásványokat az irodalmi leírások ezekből a régiókból nem említnek.

A további lehetséges nyersanyagforrások közötti különbségtétel, ezáltal a potenciális nyersanyagforrások kijelölése további kutatásokat igényel, amelyeket segít, hogy a fenti geológiai lelőhelyek közül néhányról – Voltri-masszívum, Puschlav (Poschiavo), Malenco-völgy, Möll-tal (Zell am See kerület) –, illetve közvetlen közelükből származó jade, nefrit és szerpentin nyersanyag előfordulását több magyarországi csiszolt kőeszköz esetében is igazoltuk az utóbbi években (pl. Bendő et al., 2014; Péterdi et al., 2014, 2015a, 2015b, 2016).

Köszönetünket fejezzük ki az NKFIH/OTKA K 131814. sz. pályázatának.

Irodalom

- Bedognè, F., Montrasio, A. & Sciesa, E. (1993): Valmalenco: I minerali della provincia di Sondrio. Bettini, Sondrio.
- Bendő Zs., Oláh I., Péterdi B., Szakmány Gy. & Horváth E. (2013): Archeometriai Műhely, 10/1, 51–66.
- Bendő, Zs., Szakmány, Gy., Kasztovszky, Zs., Maróti, B., Szilágyi, Sz., Szilágyi, V. & T. Biró, K. (2014): Archeometriai Műhely, 11/4, 187–206.
- Bernardini, F., De Min, A., Eichert, D., Alberti, A., Demarchi, G., Velušček, A., Tuniz, C. & Montagnari Kokelj, E. (2011): Archaeometry, 53/2, 261–284.



2. ábra: Ásványos összetétel, közetszövet: a MIH-972 kőeszköz visszászortelektron-képei; ásványok: aug: augit; chl: klorit; chu: klinikohumit; di: diopszid; mt: magnetit; ol: olivin; srp: szerpentin.

- Bradák B., Szakmány Gy. & Józsa S. (2005): *Archeometriai Műhely*, 2/1, 13–22.
- Cimmino, F., Messiga, B., Piccardo, G. B. & Zeda, O. (1979): *Ofioliti*, 4, 97–120.
- Compagnoni, R., Engi, M. & Regis, D. (2014): *Geological Field Trips and Maps*, 6/1.2, 1–44.
- De Hoog, J. C. M., Hattori, K. & Jung, H. (2014): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167, 990.
- Exel, R. (1993): *Die Mineralien und Erzlagerstätten Österreichs*. Szerzői kiadás.
- Friedel O., Bradák B., Szakmány Gy., Szilágyi V. & T. Biró K. (2008): *Archeometriai Műhely*, 5/3, 1–12.
- Groppo, C. & Compagnoni, R. (2007): *Periodico di Mineralogia*, 76/2–3, 127–153.
- Horváth, T. (2001): In: Regenye, J. (Ed.): *Sites and stones. Lengyel Culture in Western Hungary and beyond. A review of the current research. Lengyel'99 and IGCP-442 Conference Veszprém, 1999. Directorate of the Veszprém county Museums, Veszprém*, pp. 87–109.
- Kis, Z., Szentmiklósi, L. & Belgya, T. (2015): *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A*, 779, 116–123.
- López Sánchez-Vizcaíno, V., Trommsdorff, V., Gómez-Pugnaire, M. T., Garrido, C. J., Müntener, O. & Conolly J. A. D. (2005): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149, 627–646.
- Majerowicz, A., Wojcik, A., Gunia, P. & Cholewa, P. (2000): *Krystalinikum*, 26, 111–117.
- Péterdi, B., Szakmány Gy., Bendő, Zs., Kasztovszky, Zs., T. Biró, K., Gil, G., Harsányi, I., Mile, V. & Szilágyi, Sz. (2014): *Archeometriai Műhely*, 11/4, 207–222.
- Péterdi B., Bendő Zs., Szakmány Gy., Kasztovszky Zs., Szilágyi Sz., Harsányi I., Mile V. & T. Biró K. (2015a): In: Pál-Molnár E., Raucsik B. & Varga A. (szerk.): *Meddig ér a takarónk? A magmaképződéstől a regionális litoszféra formáló folyamatokig*. 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés. Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geo-kémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged, p. 93.
- Péterdi B., Szakmány Gy., Bendő Zs., Kasztovszky Zs., T. Biró K., Gil G., Harsányi I., Mile V. & Szilágyi Sz. (2015b): *Gesta*, 14, 64–78.
- Péterdi, B., Bendő, Zs., Szakmány, Gy., Kasztovszky, Zs. & T. Biró, K. (2016): In: Zacharias, N. & Palamara E. (Eds.): *41st International Symposium on Archaeometry – ISA 2016. May 15-21, 2016. Kalamata, Greece. Conference Programme and Abstract Book*, pp. 196–197.
- Piccardo, G. B., Rampone, E., Romairone, A., Scambelluri, M., Elter, P., Malaspina, N., Molli, G., Tribuzio, R. & Vissers, R. L. M. (2004): *The oceanic lithosphere of the Jurassic Ligurian Tethys: formation and subduction. 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, August 20–28, 2004. Field Trip Guide Book – P12 (Post-Congress), APAT – Italian Agency for the Environmental Protection and Technical Services, Roma.*
- Piccoli, G. C., Maletto, G., Bosio, P. & Lombardo, B. (2007): *Minerali del Piemonte e della Valle d'Aosta. Associazione Amici del Museo "F. Eusebio" Alba, Alba (Cuneo).*
- Révay, Zs. (2009): *Analytical Chemistry*, 81, 6851–6859.
- Scambelluri, M., Hoogerduijn Strating, E. H., Piccardo, G. B., Vissers, R. L. M. & Rampone, E. (1991): *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 79–91.
- Sigismund, P. (1949): *Atti della Societa Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale de Milano*, 88/3–4, 163–170.
- Skoczylas, J., Jochemczyk, L., Foltyn, E. & Foltyn, E. (2000): *Krystalinikum*, 26, 157–166.
- Stalder, H. A., Wagner, A., Graeser, S. & Stuker, P. (1998): *Mineralienlexikon der Schweiz*. Wepf, Basel.
- Szakmány Gy. (2009): *Archeometriai Műhely*, 6/1, 11–30.
- Szentmiklósi, L., Belgya, T., Révay, Zs. & Kis, Z. (2010): *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 286, 501–505.

A NORTHWEST AFRICA 13637 HOLDI REGOLIT BRECCSA METEORIT KŐZETTANI-GEOKÉMIAI JELLEMZŐI ÉS LEHETSÉGES FORRÁSTERÜLETE

REZES Dániel^{1,2*}, JÓZSA Sándor¹, SZABÓ Máté³, GMÉLING Katalin⁴, KASZTOVSZKY Zsolt⁴, ARADI László Előd^{1,5}, FEHÉR Kristóf⁶, KOVÁCS Zoltán⁴ & KERESZTURI Ákos²

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² Eötvös Loránd Kutatási Hálózat, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Konkoly Thege Miklós Csillagászati Intézet, Budapest

³ Eötvös Loránd Kutatási Hálózat, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

⁴ Eötvös Loránd Kutatási Hálózat, Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

⁵ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutatólaboratórium, Budapest

⁶ Magyar Nemzeti Múzeum, Alkalmazott Természettudományi Laboratórium, Budapest

* E-mail: kisrezidani@gmail.com

1. Bevezetés

A holdi és más meteoritcsoportok rendkívül fontosak a tudomány számára, ugyanis segítenek megérteni az égitestek fejlődéstörténetét (Wasson, 1985; Nagy et al., 2012), továbbá a becsapódási események folyamatát, nyomait és hatásait (Hargitai et al., 2005). Ezen felül segítenek kijelölni a jövőbeli mintagyűjtésre irányuló és űrszondás küldetések célpontjait is (Skultéti et al., 2020). A holdi meteoritok lehetőséget adnak arra, hogy segítségükkel olyan holdi területek anyagait vizsgálhassuk, amelyeket sem az amerikai Apollo, sem pedig a szovjet Luna program küldetései nem tudtak begyűjteni.

2021 januárjában a Meteoritikai Társaság (MetSoc; Meteoritical Society) Nevezéktani Bizottsága (NomCom; Nomenclature Committee) elfogadta a Northwest Africa (NWA; Északnyugat Afrika) 13637 nevű extraterresztrikus kőzet klasszifikációját. A szóban forgó minta egy holdi regolit breccsa meteorit, melyet az NWA 11228 holdi meteorit szárazmezejének közelében gyűjtöttek, ezért valószínűleg rokonítható az NWA 8673 holdi meteorit klán darabjaival. A becsapódások hatására kevert törmelékanyagúvá vált breccsák különösen fontos mintatípusnak minősülnek, ugyanis egy kiterjedt régió valamennyi kőzetének klasztjait tartalmazhatják, azonban pontos forrásterületüket nem ismerjük. Jelen munka úttörő kutatásnak számít ezen témakörben hazai viszonylatban.

2. Minta és vizsgálati módszerek

2.1. Minta

A vizsgálatok során elemzett minta az Északnyugat-Afrikában, Algériában talált NWA 13637 nevű holdi regolit breccsa meteorit. Az eredetileg 11,1 gramm tömegű, nagyjából $2 \times 2 \times 1,5$ cm méretű kőzetből a vékonycsiszolat (~200 μ m vastagságú) készítését követően egy 2,36 g és egy 6,32 g

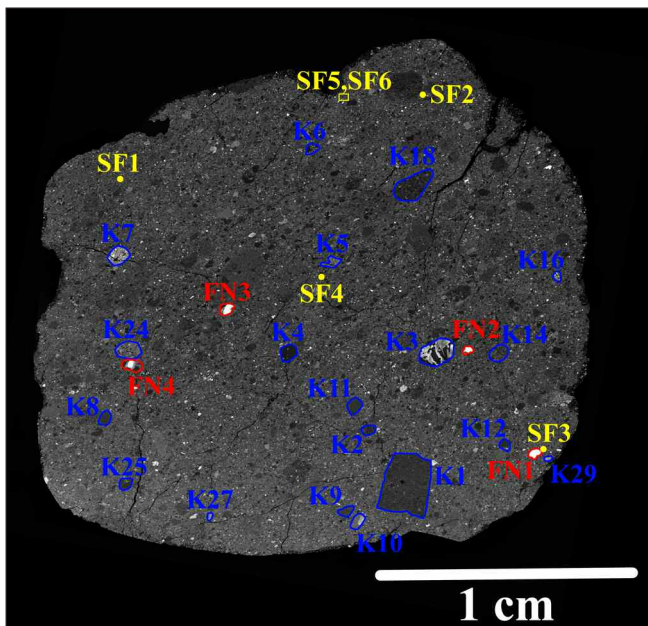
tömegű darab, továbbá 300 mg tömegű porminta maradt meg. A kőzet eredetileg nagyjából téglatest alakú, olvadási kéreg nélküli, foltokban narancsbarna színű sivatagi porral borított volt. Ezt eltávolítva a meteorit külseje szürke alapszínű, benne különböző anyagú, alakú és színű kőzettörmelékek és ásványszemcsék figyelhetők meg.

A meteorit vágott felülete fekete alapszínű. A belső felzínen maximálisan 2 mm hosszúságú, különböző anyagú, nyúlt vagy ellipszis alakú, sarkos kőzetklasztok és ásványszemcsék jelennek meg egyenletes eloszlásban, irányítatlanul. A klasztok jellemzően fehér, szürke és zöld színűek, amelyeket fekete, homogén mátrix foglal magába. A vágott felületen emellett több, legfeljebb 1 mm átmérőjű, ezüstösen csillogó szulfid- és vas-nikkel-szemcsék láthatóak elszórva. A klasztokat és a mátrixot átszelve számos repedés figyelhető meg, némelyekben sivatagi por is található.

2.2. Vizsgálati módszerek

A vizsgált meteoriton pásztázó elektronmikroszkópos (SEM), neutronaktivációs (NAA) és prompt-gamma aktivációs (PGAA), valamint Raman-spektroszkópiás vizsgálatok történtek.

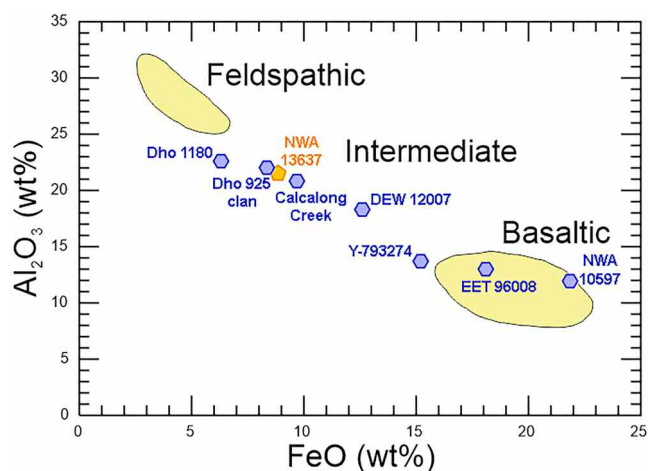
A SEM-vizsgálatok polírozott, szenezett vastagcsiszolaton (~25 \times 15 \times 0,2 mm) történtek. A csiszolatban 6 szferulát, 4 FeNi szemcsét és 19 klasztot vizsgáltunk részletesen (1. ábra). A visszaszórtelektron- (BSE) képek elkészítését az ELTE TTK Kőzetan-Geokémiai Tanszéken végeztük. A használt műszer EDAX PV9800 energiadisperzív spektrométerrel (EDS) felszerelt AMRAY 1830 típusú pásztázó elektronmikroszkóp volt. A minta elemi összetételét INCA Energy 200 Oxford Instrument EDS-el felszerelt JEOL Superprobe JXA-733 elektronmikroszondával határoztuk meg a CSFK FGI-ben. Az elektronsugár átmérője 1 μ m, az alkalmazott gyorsítófeszültség 20 keV, a mintaáram 6 nA, míg az integrálási idő pontmérésnél 40 s volt. Az EDS-spektrumok kiértékelésénél a C. M. Taylor Cor-



1. ábra: Az NWA 13637 csiszolatának SEM-BSE kompozit képe a vizsgált kőzetelemek elhelyezkedésével (kék körvonal = klaszrok, vörös körvonal = FeNi-szemcsék, citromsárga kör és körvonal = szferulák).

poration természetes sztenderdjeit (olivin, albit és wollastonit) használtuk.

Az NAA-vizsgálathoz 131 mg reprezentatív, homogén porított mintát, míg a PGAA-vizsgálathoz egy 2,36 g tömegű, sivatagi eredetű anyagoktól megtisztított darabot használtunk fel. Az NAA+PGAA-vizsgálatok a KFKI kampuszán működő EK-ban készültek. A PGAA-mérésnél a teflontasakba csomagolt mintát ~ 9600 s ideig sugározták be levegő atmoszférán, $9,6 \times 10^7 \text{ cm}^{-2}\text{s}^{-1}$ termikus ekvivalens fluxusú neutronsugárral. A méréshez használt detektor Canberra 2720/S típusú volt. Az NAA-mérésnél a kvarccsőbe helyezett porított mintán a besugárzás ideje 3 óra volt. A besugárzott mintán három mérés történt. A használt spektrométerek Canberra GC3618 és a hozzá csatolt ORTEC DSPEC502 voltak.



2. ábra: Az NWA 13637 meteorit teljes kőzet FeO- és Al_2O_3 -összetételének (oxid tömeg%) elhelyezkedése a holdi felföldi és mare területekre jellemző értéktartományok között.

A Raman-spektroszkópos vizsgálatot a SEM-vizsgálatnál jellemzett csiszolaton végeztük az ELTE TTK-n működő KKIC-ben. A mérések Horiba Jobin Yvon gyártmányú LabRAM HR800 típusú konfokális Raman-spektrométerrel történtek, mely gerjesztő fényforrásként 532 nm hullámhosszú (zöld) Nd:YAG lézert használ. A forrásnál a lézer névleges teljesítménye 130 mW, melyet szűrők segítségével ~ 12 mW-ra csökkentettük a minta felszínére. A lézert egy Olympus BXF1 mikroszkóp 100-szoros nagyítású, 0,9-es numerikus apertúrájú objektívvel fókuszáltuk a minta felszínére. A konfokális rés 100 μm , míg a mérések során használt optikai rács 600 barázda (grooves)/mm felbontású volt. Az adatgyűjtési idő $2-4 \times 30-60$ s volt, a spektrumok 65 és 1770 cm^{-1} között lettek rögzítve. A fázisok azonosítása a RRUFF online adatbázisa alapján történt (rruff.info; Lafuente et al., 2015).

3. Eredmények és értékelés

3.1. Teljes kőzetkémia (NAA+PGAA eredmények)

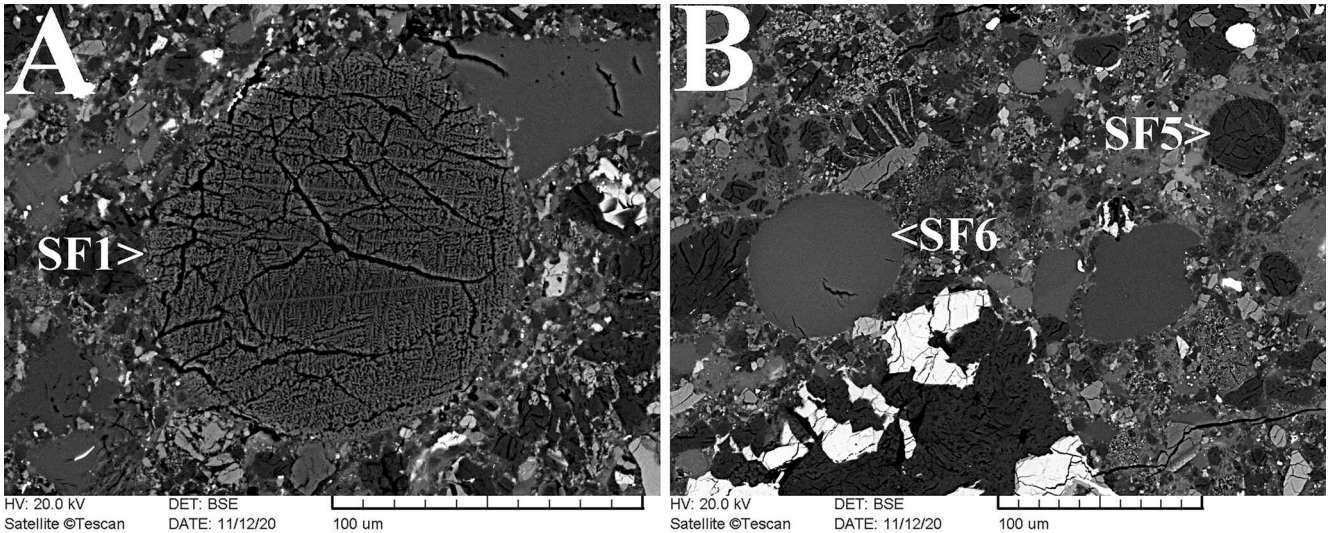
Az NWA 13637 meteorit teljes kőzet kémiai elemzése a földpátos holdi kéreg és a mare területek közötti átmeneti főelem-összetételt mutatja, melyre megbízható mutató a teljes kőzet Al_2O_3 - és FeO-tartalmának egymáshoz viszonyított aránya (2. ábra). A teljes kőzetre vonatkozó FeO/MnO arány a vizsgált meteoritban (70,6) egybevág a Korotev (2005) által a földpátos holdi meteoritokra meghatározott FeO/MnO aránnyal (70 ± 5). A vizsgált meteorit MgO-tartalma ($9,1 \pm 0,4$ tömeg%) a tipikus földpátos holdi kéreg átlagos összetételétől ($5,4 \pm 1,4$ tömeg%; Korotev et al., 2003) és az NWA 10597 alacsony Ti-tartalmú mare bazalt meteorit ($6,53 \pm 0,18$ tömeg%; Chen et al., 2019) MgO-tartalmától is magasabb értéket mutat.

A meteorit anyagának a felföldi és mare területek összetételéhez is hasonlító kettős természetét a nyomelem-összetétel is megmutatja. Az NWA 13637 meteoritban mért Co-koncentráció ($41,6 \pm 1,2$ ppm) mind a tipikus földpátos holdi kéreg átlagos összetételétől (17 ± 3 ppm; Korotev et al., 2003), mind pedig az NWA 10597 alacsony Ti-tartalmú mare bazalt meteorit ($30,8 \pm 0,8$ ppm; Chen et al., 2019) Co-tartalmától is nagyobb értéket vesz fel.

3.2. Pásztázó elektronmikroszkópiai eredmények

Az egyéb kőzetelemeket befoglaló mátrix jelentős részben finomszemcsés ($< 100 \mu\text{m}$) anyagú, leginkább szögletes vagy kissé koptatott ásványszemcsékből áll. A finomszemcsés törmelék becsapódással keletkezett üveges anyag tartja össze, mely a mátrix másik alapvető alkotója. A mátrix fő ásványfázisai az olivin, a piroxén és a földpát, emellett akceszszórikus mennyiségben FeNi fémfázis, kromit és troilit is azonosítható. Másodlagosan a kőzet repedéseinek falán és érkitöltésként kalcit és barit figyelhető meg, a fémfázisok környezetében pedig vas-oxidok jelennek meg a sivatagi klíma képződményeiként.

A mátrix részeként nagy számban megfigyelhetőek legfeljebb $100 \mu\text{m}$ átmérőjű szferulák (3. ábra). A cseppek nagyobb része becsapódásos eredetű (felszíni képződmények



3. ábra: A vázkristályos-dendrites SF1 sferula (A), valamint a sugaras-léces SF5 és homogén SF6 sferulák (B) SEM-BSE felvételen.

megolvadásával keletkezett), kisebb része pedig vulkanikus képződésű (piroklasztszórással keletkezett). A két keletkezési mód elkülönítése Zeigler et al. (2006) alapján többek között a sferulák szövete és MgO/Al_2O_3 arányaik alapján lehetséges. A vázkristályos-dendrites szövetű SF1 sferula MgO/Al_2O_3 aránya 1,40, mely megegyezik az Apollo vulkáni üvegek nagyobb MgO/Al_2O_3 arányával ($MgO/Al_2O_3 > 1,25$; Zeigler et al., 2006). Ezzel szemben a homogén anyagú SF2, SF3, SF4, SF6, valamint a sugaras-léces szövetű SF5 sferulák alacsonyabb (0,31–0,44) MgO/Al_2O_3 arányai a becsapódásos keletkezési módot tükrözik ($MgO/Al_2O_3 < 1,25$; Zeigler et al., 2006).

Az NWA 13637 meteoritban található klasztkok a holdi közettípusok széles palettáját fedik le. A megfigyelt típusok a nagy számban előforduló impakt olvadék- és impakt olvadékbreccsa-klasztok, valamint a kisebb mennyiségű bazalt, mikrogabbró, anortozit, különböző mélységi magmás, granulit és granulitos breccsaklasztkok. A csiszolatban azonosított legnagyobb klaszt mérete 2 mm, mely egy becsapódásos eredetű impakt olvadékbreccsa. A klasztkok töredezték, bennük a legnagyobb mennyiségben olivint, piroxént és plagioklász (anortit) találunk, de akcesszórius mennyiségben előfordul még kromit, FeNi fémfázis, szilícium-dioxid (SiO_2 polimorf módosulatai), ilmenit, troilit, apatit és baddeleyit is.

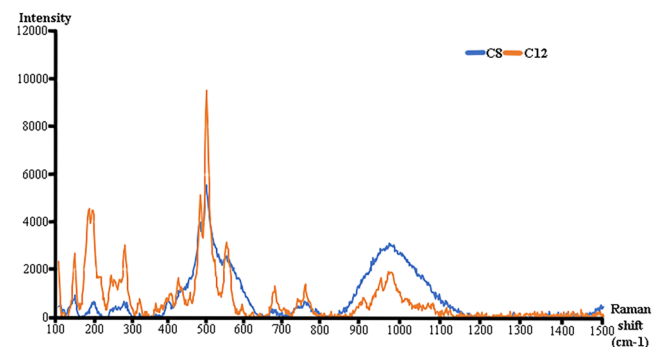
Az NWA 13637 meteoritban vizsgált négy FeNi-szemcse xenomorf kifejlődésű, méretük 370 és 480 μm közötti. Mind a négy FN jelű fémszemcse alacsony Ni-tartalmú kamacit. A FeNi megjelenik a szemcsét körülvevő fázisok repedéseiben, a körülvevő ásványfázisokat mintegy magához kötve. A vizsgált fémszemcsék mellé olivin, piroxén, földpát, Fe-Ni-oxidok, troilit, ilmenit és apatit társul.

3.3. Raman-spektroszkópiai eredmények

A homogén anyagú sferulák (SF2, SF3, SF4, SF6) két, nagy félérték-szélességű fő csúcsot mutatnak. Ezek közül az első csúcs pozíciója 524 és 566 cm^{-1} értékek között mozog, míg a második csúcs pozíciója 962 és 980 cm^{-1} értékek között változik. A 600 és 800 cm^{-1} Raman-eltolódások közötti tartományban csúcs nem észlelhető, mely a felföldi területről érkező becsapódásos eredetű üvegcsappék ismertetőjegye, mivel a mare területről érkező impakt üvegeknél és a vulkanikus eredetű üvegeknél is felfedezhető ebben a tartományban jellemző csúcs. A vázkristályos-dendrites szövetű SF1 sferula klinopiroxénra és plagioklászra, míg a sugaras-léces szövetű SF5 sferula plagioklászra és olivinra jellemző csúcsokat mutat. Az SF1 teljesen kristályosnak mutatkozik, ezzel szemben az SF5 sferula spektrumán amorf vagy kevésbé rendezett szerkezetű anyag (üveg vagy sokkolt plagioklász) jelenlétére utaló, nagy félérték-szélességgel jellemezhető csúcsok is megjelennek.

A meteoritban a SiO_2 -fázis csak a kiömlési és szubvulkáni kőzetklasztokban (K3 mikrogabbró, K5 bazalt, K6 bazalt, K16 bazalt) jelenik meg. A fő csúcspozíciók arra utalnak, hogy az ezekben a klasztkokban található SiO_2 polimorf módosulat a cristobalit.

A K8 klasztban a többi kőzettörmelékben vizsgált, sokkhatástól mentes plagioklászról eltérően sokkhatásra utaló, jelentős szerkezeti deformációt szenvedett plagioklász azonosítható. Ez számos, a plagioklászra jellemző csúcs eltűnésében és a csúcsok félérték-szélességének növekedésében nyilvánul meg (4. ábra).



4. ábra: A K12 klasztban található, sokkhatástól mentes plagioklász, valamint a K8 klasztban található, szerkezeti deformációt szenvedett plagioklász alapvonal-korrigált Raman-spektrumai.

4. Következtetések

A meteorit holdi eredetű, melyet megerősít a teljes közetkémiai összetétel és a kőzetben található színes elegyrészek (olivin, piroxén) Fe/Mn aránya is.

A meteorit a földi körülmények között relatíve rövid időt tölthetett, mállottsága nem előrehaladott állapotokat tükröz.

Az NWA 13637 holdi meteorit egy igen változatos klasztípusokat tartalmazó regolit breccsa. A mátrix finomszemcsés (< 100 µm) törmelékekből és becsapódás során keletkezett üvegből áll. Fontos képződményként jelennek meg a holdi regolitra jellemző homogén, üveg anyagú és kristályos szövetű szferulák, valamint alacsony Ni-tartalmú kamacitszemcsék is.

A homogén, üveg anyagú SF2, SF3, SF4 és SF6 szferulák, valamint az amorf anyagból (üveg vagy sokkolt plagioklász), plagioklászából és olivinből álló, sugaras-léces szövetű SF5 szferula becsapódás során keletkeztek. A klinopiroxénből és plagioklászából álló, vázkristályos-dendrites szövetű SF1 szferula vulkanikus eredetű. Zeng et al. (2020) alapján a homogén üvegcsappék felföldi affinitásúak. Az SF1 és SF5 szferulák képződése hasonló lehetett az Apollo-17 leszállási helyén gyűjtött „fekete talaj” szferuláihoz (Lucey et al., 2006).

A vizsgált kamacitszemcsék valószínűleg Fe²⁺-redukcióval és meteoritikus (kondrit) eredetű vas-nikkel hozzáadódással keletkeztek (Lucey et al., 2006).

Az NWA 13637 meteorit anyaga olyan regolitból konszolidálódott, mely hosszú ideig volt kitéve a holdi felszín közelében a külső hatásoknak, így a regolit képződési környezete érett volt (McKay et al., 1991).

A vizsgált kiömlési és szubvulkáni klasztokat nagyon alacsony (VLT; very low-Ti) és alacsony Ti-tartalom (LT; low-Ti) jellemzi. A K3 és K16 klaszt szöveve lassabb, míg a K5 és K6 klasztok szöveve gyorsabb hűlést feltételez, vagyis az előbbi két klaszt egy látató vagy vastag lávafolyás alsó régiójában, míg az utóbbi két klaszt egy hasonló képződmény felsőbb régiójában keletkezhetett. Mind a négy klaszt tartalmaz cristobalitot, mely a holdi bazaltok leggyakoribb SiO₂-módosulata (Lucey et al., 2006), emellett a K3 klasztban háromfázisú szimplektitek is megjelennek.

A vizsgált mélységi magmás és becsapódáshoz kötődő klasztok közül a K8 anortozit a Mg-sorozat kőzeteivel mutat rokonságot, a K2, K4 és K18 metamorf klasztok kőztes összetételűek a FAN (ferroan anorthosite; vasas anortozit) sorozat és a Mg-sorozat kőzetei között, míg az előzőekben nem felsorolt klasztok a FAN-sorozatba tartoznak.

Az NWA 13637 meteorit az NWA 8673 klán tagja, valamint a Dhofar (Dho) 925 klánnal és a Sayh al Uhaymir (SaU) 449 meteorittal forráskráter-párosítható.

A vizsgált meteorit kőztes összetételű, a breccsában keverednek a felföldi és mare eredetű kőzettörmelékek és valószínűleg SPA (South Pole – Aitken Terrane; Déli-sark – Aitken Terrén) eredetű komponens is megtalálható a klasztok között. A becsapódásos szferulák hasonló geokémiai tulajdonságúak az Apollo-16 és Luna-20 küldetések által gyűjtött talajokkal. A meteorit valószínűleg a SPA és FHT-O (outer-Feldspathic Highlands Terrane; Külső Földpátos Felföldi Terrén) határos területeiről érkezett.

5. Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti Szabó Istvánt a vizsgált minta beszerzéséért. A Földtani és Geokémiai Intézetben végzett műszeres elemzéseket a GINOP 2.3.2-15-2016-00009 pályázat támogatta.

Irodalom

- Chen, J., Jolliff, B. L., Wang, A., Korotev, R. L., Wang, K., Carpenter, P. K., Chen, H., Ling, Z., Fu, X., Ni, Y., Cao, H. & Huang, Y. (2019): *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124/10, 2583–2598.
- Hargitai H., Bérczi Sz., Guccsik A., Horvai F., Illés E., Kereszturi Á. & Nagy Sz. (2005): *A Naprendszer kisenciklopédiája: a Naprendszer formakincse (1) – Becsapódások folyamata, nyomai és hatásai*. ELTE TTK–MTA Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport (KAVÜCS), Budapest.
- Korotev, R. L. (2005): *Geochemistry*, 65/4, 297–346.
- Korotev, R. L., Jolliff, B. L., Zeigler, R. A., Gillis, J. J. & Haskin, L. A. (2003): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 4895–4923.
- Lafuente, B., Downs, R. T., Yang, H. & Stone, N. (2015): In: *Armbruster, T. & Danisi, R. M. (Eds.): Highlights in mineralogical crystallography*. W. De Gruyter, Berlin, pp. 1–30.
- Lucey, P., Korotev, R. L., Gillis, J. J., Taylor, L. A., Lawrence, D., Campbell, B. A., Elphic, R., Feldman, B., Hood, L. L., Huntten, D., Mendillo, M., Noble, S., Papike, J. J., Reedy, R. C., Lawson, S., Prettyman, T., Gasnault, O. & Maurice, S. (2006): *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 60, 83–219.
- McKay, D. S., Heiken, G., Basu, A., Blanford, G., Simon, S., Reedy, R., French, B. M. & Papike, J. (1991): In: *Heiken, G. H., Vaniman, D. T. & French, B. M. (Eds.): Lunar sourcebook*. Cambridge University Press, New York, pp. 285–356.
- Nagy, Sz., Józsa, S., Guccsik, A., Bérczi, Sz., Ninagawa, K., Nishido, H., Veres, M., Kereszturi, Á. & Hargitai, H. (2012): *Central European Geology*, 55, 33–48.
- Skultéti, A., Kereszturi, Á., Kereszty, Zs., Pál, B., Szabó, M. & Cipriani, F. (2020): *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 496, 689–694.
- Wasson, J. T. (1985): *Meteorites: Their record of early Solar-System history*. W. H. Freeman, New York.
- Zeigler, R. A., Korotev, R. L., Jolliff, B. L., Haskin, L. A. & Floss, C. (2006): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 6050–6067.
- Zeng, X., Li, X., Liu, J., Mo, B., Yu, W. & Tang, H. (2020): *Journal of Geophysical Research: Planets*, 125/12, e2020JE006674.

IMPORTANCE OF BORON STABLE ISOTOPE GEOCHEMISTRY IN NUCLEAR WASTE STORAGE

Mojtaba ROSTAMIPARSA¹, István TOLNAI², Margit FÁBIÁN², Mihály ÓVÁRI², Csaba TÓBI², Péter KÓNYA³, György FALUS¹, Csaba SZABÓ¹, Péter VÖLGYESI² & Zsuzsanna SZABÓ-KRAUSZ^{1,4*}

¹ Lithosphere Fluid Research Lab, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary

² Centre for Energy Research, Eötvös Loránd Research Network, Budapest, Hungary

³ Directorate of Geology, Supervisory Authority of Regulatory Affairs, Budapest, Hungary

⁴ Centre of Environmental Sciences, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary

* E-mail: szabo.zsuzsanna@ttk.elte.hu, zsszabo86@gmail.com

1 Introduction

Boric acid is the most significant liquid radioactive waste of nuclear power plants. Lately, to optimize the moderation, some nuclear power plants have replaced boric acid with natural isotopic ratio (*natural boric acid*, *NBA*, 20% B-10 and 80% B-11) to B-10 enriched boric acid (*EBA*, up to 90% B-10) (Xu & Zhang, 2010). Before its long-term disposal, the ordinary boric acid has been commonly solidified by cementitious materials. However, the geochemical behavior of *NBA* and the novel *EBA* might be different in cementitious matrices due to the high relative mass difference between B-10 and B-11. The aim of present study is to determine if these differences are significant and have consequences on the durability of *EBA* final waste forms during nuclear waste storage subsurface.

2 Materials and methods

As a first step, 7 types of cement paste specimens were prepared via mixing simulated liquid boric acid wastes (Table 1) and the simplest type of cement, ordinary Portland cement (OPC) with water to cement ratio of 0.4. To increase the boric acid solubility in water, NaOH powder was also added to the liquid wastes with a Na/B ratio of 1.25. The mixes were poured into 2.5 cm diameter and 5 cm height cylindrical molds and cured for 28 days.

Then standardized leaching tests (ASTM C1308-08, 2017) were carried out by soaking the hardened specimens

Table 1: Specifications of simulated boric acid wastes.

Sample ID	Boron elemental concentration (g/l)	¹⁰ B enrichment (%)
L0	0	-
LE2	20	95
LN2	20	19.8
LE4	40	95
LN4	40	19.8
LE6	60	95
LN6	60	19.8

into distilled water for 11 days in total with solution exchange and sampling at 2, 5, 17, and 24 hours and then daily. The cementitious specimens were investigated before and after the leaching test by XRD and SEM-EDX and the extracted leachates were chemically and isotopically analyzed by ICP-OES and ICP-MS.

3 Results and discussion

3.1 Observations based on solid samples

A comparison among the cured specimens shows that their phase composition changes significantly with the boron concentration in the simulated liquid boric acid waste used for their preparation. These changes are mostly related to the decrease in the completeness of cement hydration as boric acid concentration grows. This is because less and less water is available.

For the effect of 11 days of leaching tests, an about 300 µm degraded layer can be observed on the *NBA* specimens in which almost all of the boron-containing phases dissolved. Only a smaller proportion of these phases dissolved from the *EBA* specimens.

3.2 Results of solution samples

The main results of leachate analysis are the cumulative fraction leached (CFL) curves of B (Fig. 1). These show that the amount of B dissolved from the specimens increases with their initial B-content and that the samples made by the novel *EBA* showed lower B-leachability than the samples made by the ordinary *NBA*.

3.3 Connected phenomena

The observations from solution analysis are related to that B exists in solutions in mainly two main geometries, trigonal and tetrahedral forms and that the trigonal molecule prefers to incorporate the heavier isotopes (B-11) and tetrahedral form has a tendency to capture the lighter isotope (B-10) (Marshall & Foster, 2018). The tetrahedral ions are therefore more stable when the novel, B-10 enriched boric

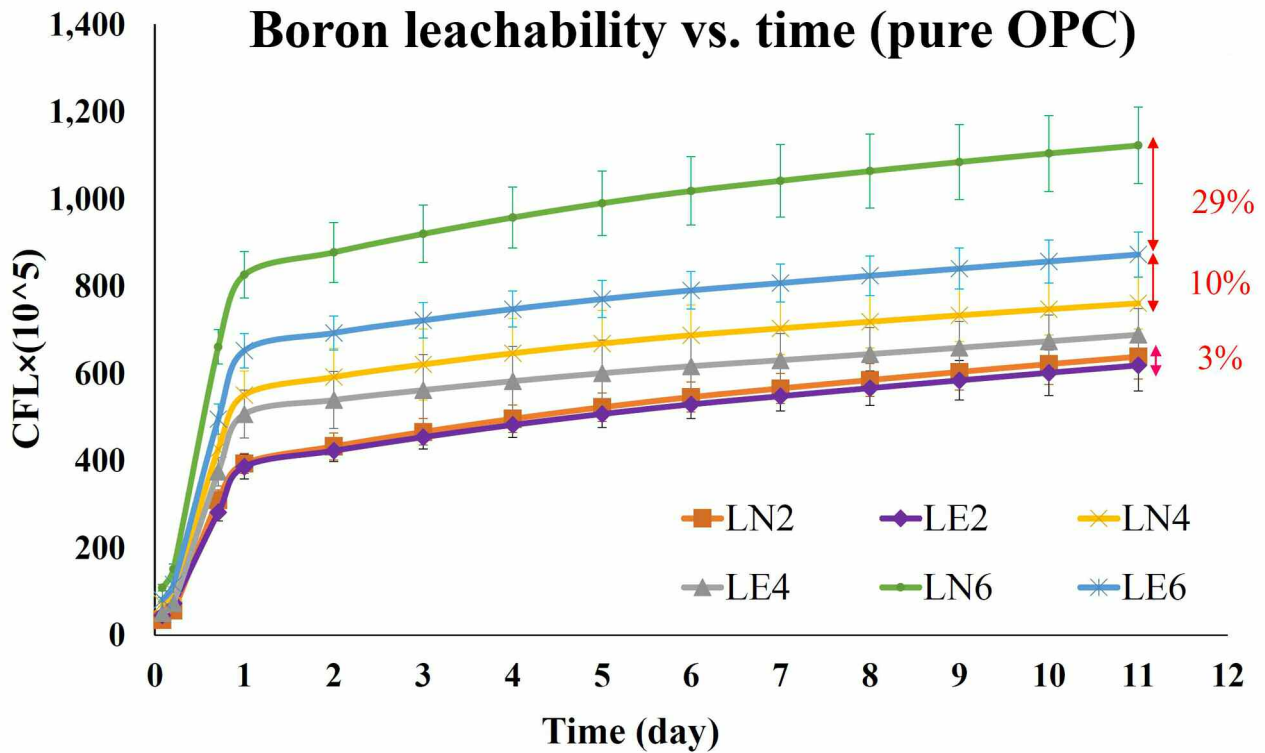


Fig. 1: CFL curves of B during leaching tests.

acid (*EBA*) is used in the simulated liquid boric acid wastes than when *NBA* is present. These tetrahedral molecules can easily substitute other tetrahedral ions in the cement paste (i.e., SiO_4^{-4} and SO_4^{-2}) therefore, cause lower B-leachability for *EBA* specimens than for *NBA* ones.

4 Conclusions

Boric acid liquid radioactive waste tends to block the hydration process therefore, to deteriorate the structure of cementitious matrices which are commonly used for the solidification of *NBA* before its final disposal. This requires a careful optimization in the preparation of the final mixture. Leaching tests of this study indicate that the pure B-containing phases, minerals from the simulated waste-forms dissolve really fast. However, B is also captured in the structure of cement hydration products. The newly tested *EBA* pastes

have lower B-leachabilities in total than the well-known *NBA* samples which can be explained by isotope preferences of predominant B-molecules present. Consequently, based on B-release, a higher durability is expected for the cementitious forms of the new *EBA* waste than the *NBA* solutions.

References

- ASTM C1308-08 (2017): Standard test method for accelerated leach test for diffusive releases from solidified waste. <https://doi.org/10.1520/C1308-08>
- Marschall, H. & Foster, G. (Eds.) (2018): Boron isotopes. The fifth element. Advances in Isotope Geochemistry. Springer, Switzerland.
- Xu, J. & Zhang, W. (2010): ICONE 2010, 18th International Conference on Nuclear Engineering, Vol. 3, pp. 1–5.

SZUBDUKCIÓS FLUIDUMOK NYOMÁBAN: CSAPDÁZÓDÁSI ÉS FEJLŐDÉSTÖRTÉNETI REKONSTRUKCIÓ ZÁRVÁNYOK KOMPLEX VIZSGÁLATÁVAL (CABO ORTEGAL KOMPLEXUM, SPANYOLORSZÁG)

SPRÁNITZ Tamás^{1*}, SZABÓ Csaba^{1,2} & BERKESI Márta^{1,2}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest

² Eötvös Loránd Kutatási Hálózat, Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Budapest

* E-mail: spratom.elte@gmail.com

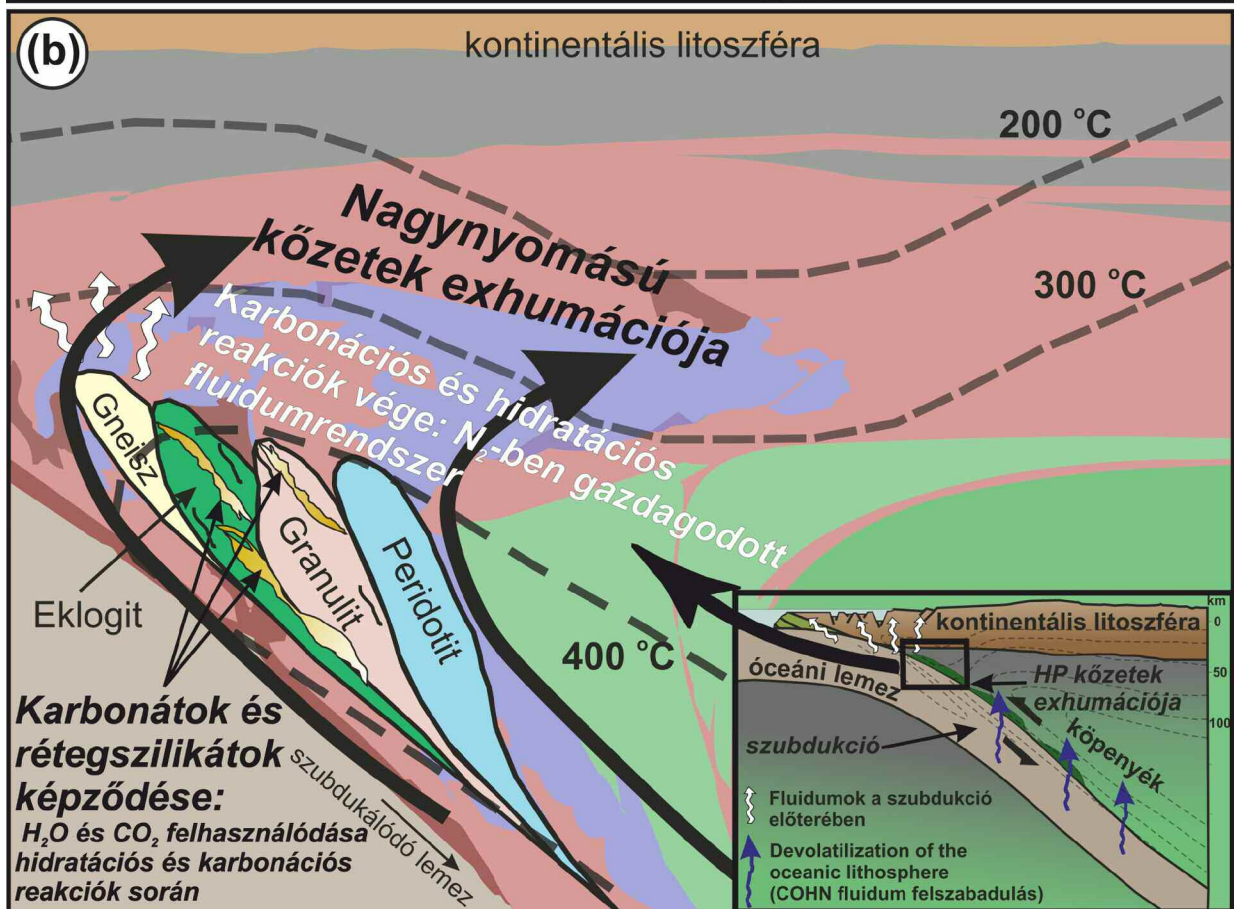
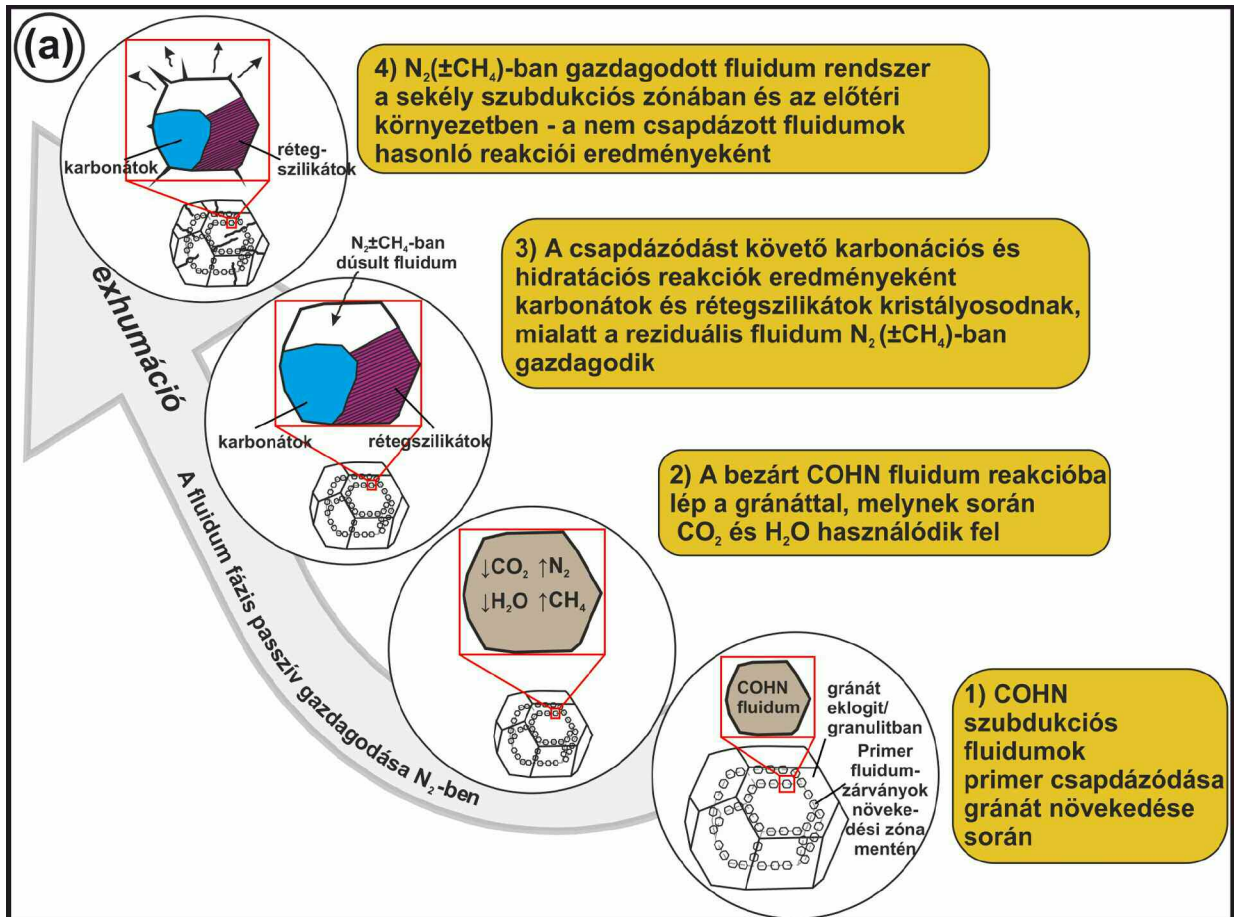
A fosszilis szubdukciós zónákból származó nagynyomású (HP) metamorf kőzetek kivételes lehetőséget nyújtanak a szubdukció során zajló folyamatok megismerésére. Munkánk során a szubdukciós eredetű metamorf kőzetekben csapdázódott fluidumok közvetlen képviselőit: elsődleges multifázisú- és szekunder fluidumzárványokat, továbbá előbbivel koegzisztens kristályzárványokat tanulmányoztunk a Cabo Ortegal Komplexum eklogit és granulit kőzeteiben. Nagyfelbontású Raman-spektroszkópos és fókuszált ionsugarú pásztázó elektronmikroszkópos elemzések alapján a gránátban befogott elsődleges multifázisú fluidumzárványok (MFI) döntően karbonátból (magnezit, dolomit), rétegszilikátból (pirofillit ± klorit ± margarit), és $N_2 \pm CH_4 \pm CO_2$ összetételű reziduális fluidumból állnak. Az eklogitban és granulitban vizsgált primer MFI nagyfokú petrográfiai és összetételi hasonlósággal rendelkeznek. Az MFI termodinamikai modellezése alapján a zárványok homogén (egyfázisú) COHN fluidumot csapdáztak, amelyet eredetileg dominánsan H_2O és CO_2 , kisebb mennyiségben N_2 alkotott (az eklogit esetén az alábbi arányban: H_2O : 56 mol%, CO_2 : 34 mol% and N_2 : 10 mol%, Spránitz et al., 2022). Jelen munka az MFI csapdázódásának körülményeit (nyomás és hőmérséklet) olyan kristályzárványok Raman-spektroszkópos elasztikus termobarometriai és nyomelem-geokémiai vizsgálatával adja meg, amelyek a vizsgált MFI-vel egy növekedési zónában találhatók, következésképp azokkal egyszerre záródtak be. Elasztikus termobarometriát az ultramafikus granulitok kristályzárványain alkalmaztunk, ugyanis ebben a kőzetben az MFI-t bezáró gránátban kvarc, rutil és cirkon is csapdázódott. Az MFI és a kristályzárványok egyidejű csapdázódása a kvarc-gránátban barométer és a cirkon-gránátban termométer együttes alkalmazását teszi lehetővé. Eredményeink szerint a zárványokban megőrződött reziduális nyomás (P_{inc}) $0,51 \pm 0,04$ GPa a kvarc- és $0,72 \pm 0,05$ GPa a cirkonkristályok esetén. A csapdázódási görbék (izomek) $1,81 \pm 0,19$ GPa és $879,23 \pm 70,77$ °C P-T-tartományban metsződnek. Ugyanezen kvarczárványokon végzett elektronmikroszkopos mérések azt mutatják, hogy a

Ti-koncentrációk 45–59 ppm közé esnek. A Ti-kvarc termométerrel számolt izopletek és a kvarc-gránát barométer által kijelölt P-T-tartomány kitűnő egyezést mutatnak egymással ($P = 1,77 \pm 0,14$ GPa és $T = 854 \pm 47$ °C, Spránitz et al., in prep.). Ez a csapdázódási tartomány lehet jellemző a koegzisztens MFI csapdázódására is. A bezárt fluidum a csapdázódást követően, a metamorf kőzetek exhumációja során reakcióba lépett a befogadó gránáttal, amelynek eredményeként karbonátok és rétegszilikátok – mostoha-leányásványok – kristályosodtak. Ezzel párhuzamosan, a H_2O és CO_2 felhasználásával a reziduális fluidum nitrogénben (13–68 mol%) és lokálisan metánban (21–87 mol%) is jelentősen dúsult. A termodinamikai modellek szerint az azonosított fázisegyüttes kis P-T körülmények között (2–9 kbar és 300–400 °C) stabil, amelynek kialakulása egy lépésben történhetett (Spránitz et al., 2022). A 300–400 °C-os izotermákkal jellemezhető sekély szubdukciós zónában – az exhumáció során a pirofillit stabilitási zónáján áthaladva – tehát egy olyan horizont jelölhető ki, amelyet nitrogénben (\pm metánban) gazdag fluidumrendszer jellemez (1. ábra). Kutatási eredményeink azt mutatják, hogy az exhumálódó HP metamorf kőzetegységekben lejátszódó fluidum-kőzet kölcsönhatás kulcsfontosságú szerepet játszik a globális nitrogén- \pm szénkörforgásban, valamint hozzájárul a felszín közeli szubdukciós környezetek fluidumrendszerének jobb megértéséhez.

A kutatás az NKFIH FK 132418 számú projekt és az Innovációs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-22-4 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott szakmai támogatásával készült.

Irodalom

Spránitz, T., Padrón-Navarta, J. A., Szabó, Cs., Szabó, Á. & Berkesi, M. (2022): *Journal of Metamorphic Geology*, 40/8, 1291–1319.



1. ábra: A szubdukciós zónákban jellemző abiogén passzív N_2 -dúsulás sematikus folyamatábrája (Spránitz et al., 2022).

A HITACHI TM4000 II PLUS SEM ALKALMAZÁSA A FÖLDTUDOMÁNYOKBAN

SZABÓ Ábel* & SZÁRAZ Sándor

UNICAM Magyarország Kft., Budapest

* E-mail: szabo.abel@unicam.hu

A Hitachi TM4000 II Plus asztali pásztázó elektronmikroszkóp legfontosabb tulajdonságai közé a kompakt mérete, egyszerű kezelhetősége és sokoldalúsága tartozik. A nevében is benne van, hogy asztali: ez azt jelenti, hogy kis mérete miatt egy kisebb helyiségben, egy átlagos asztalon is elfér, alig foglal több helyet, mint egy klasszikus személyi számítógép (1. ábra). Ezen kívül könnyen áthelyezhető, szállítható, mivel a telepítése és beüzemelése nem igényel különösebb szakértelmet. A karbantartási igénye minimális, jórészt a felhasználók által is könnyedén elvégezhető.

A műszer kezelésének elsajátítása nem igényel hosszú, hetekig, hónapokig tartó tanulási folyamatot, mivel a gyártó okos megoldásokkal, egyszerűsítésekkel és automatizálásokkal rendkívül intuitívá és áttekinthetővé tette a kezelőfelületet. Egy rövid, pár órás oktatás és gyakorlás után mindenki önállóan tudja használni a mikroszkópot. Mindezt a Hitachi mérnökei úgy érték el, hogy az egyszerű kezelhetőség nem megy az elkészült képek, mérési eredmények minőségének rovására.

A készülék sokoldalúsága abban rejlik, hogy gyakorlatilag bármilyen szilárd halmazállapotú mintát vizsgálni lehet vele, sok esetben kevés mintaelőkészítéssel, vagy akár anélkül is. A képképzésben két detektor áll rendelkezésünkre, amelyek többféle üzemmódban is használhatók: az ún. UVD (*ultra variable-pressure detector*) felelős a másodlagos elektronok detektálásáért, de használható STEM (*scanning transmission electron microscope*) és CL (*cathodoluminescence*) üzemmódban is. A négy szegmensű BSED (*back scattered electron detector*) alkalmazható klasszikus üzemmódban, amikor rendszámkontrasztos képet ad, de 3D képképzésre is képes, köszönhetően az egyenként használható szegmensek által alkotott képnek. A műszer opcionálisan bővíthető akár 60 mm²-es EDS (*energy-dispersive X-ray spectroscopy*) detektorral is, ami lehetővé teszi a minták összetételének elemzését. A detektort vezérlő szoftver lehetővé teszi, hogy pontos, területi, vonalmenti elemzések mellett elemtérképeket is készíthessünk.



1. ábra: A Hitachi TM4000 II Plus asztali pásztázó elektronmikroszkóp és az Oxford Instruments AZtec EDS feldolgozóegysége.

A MAMMOTH-HEGYSÉG (KALIFORNIA) 100–80 EZER ÉVES DÁCITOS LÁVADÓMJAINAK KŐZETTANI VIZSGÁLATA

SZEMERÉDI Máté^{1,2*}, LUKÁCS Réka^{1,3}, CSERÉP Barbara^{1,4}, HILDRETH, Wes⁵ & HARANGI Szabolcs^{1,4}

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, „Vulcano” Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, Szeged

³ Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

⁴ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

⁵ United States Geological Survey, California Volcano Observatory, Menlo Park, USA

* E-mail: szemeredi.mate@gmail.com

A kaliforniai Mammoth-hegység egy pleisztocén (< 250 ezer éves) vulkáni komplexum, amelynek központi tömegét 22 db, összetételben és korban is elkülönülő szilíciumgazdag trachidácitos–riodácitos összetételű egység (főként lávadóm) alkotja (Hildreth & Fierstein, 2016). Ar/Ar radiometrikus kormérések alapján a Mammoth-hegység fő lávadóm-építő szakasza 100–50 ezer éve zajlott, közvetlenül egy dominánsan mafikus (bazaltos–andezites) olvadékképződéssel járó periódust (230–100 ezer év) követően, amelyek maradványai ma a szilíciumgazdag lávadómok periferiájában található meg lávafolyások és salakkúpok formájában. Bár az elmúlt 50 ezer évben a Mammoth-hegység területén a vulkáni működés intenzitása és gyakorisága fokozatosan mérséklődött (a legfiatalabb ismert radiokarbon koradat a területről 8500 év), a hegységet és környezetét ennek ellenére napjainkban is kiterjedten monitorozza az USGS, melynek szükségességét a kisebb földrengések, talajmozgások, hidrotermák és CO₂-os kigőzölgések is megerősítik. Tekintve, hogy a Mammoth-hegység egy – a téli és nyári időszakban egyaránt benépesített – közkedvelt kaliforniai kirándulóhely és síparadicsom, a területen a vulkáni aktivitás megújulása és az azzal együtt járó kockázat a legkevésbé sem elhanyagolható. Vizsgálataink tárgyául a potenciálisan aktív vulkáni rendszer legintenzívebb, 100–50 ezer évvel ezelőtti lávadóm-építő szakaszát tűztük ki. A periódus érdekessége, hogy egy kisebb intenzitású és felzikus olvadékokkal alig jellemzett szakaszt követően képződött jelentős mennyiségű szilíciumgazdag magma a kéregben, amelyben a köpeny-eredetű mafikus olvadékoknak kiemelt szerepe lehetett (felfűtés és/vagy hozzákeveredés). Célunk a területről már rendelkezésre álló ismeretek (pl. kitörési egységek térképezése, petrográfia, teljes kőzet geokémia, Ar/Ar geokronológia; Hildreth & Fierstein, 2016) mellé a felzikus olvadék kialakulásáról és mobilizációjáról további petrogenetikai információkat szerezni új módszerek bevonásával, pl. ásványkémia és az arra épülő különböző termo- és oxibarométerek, valamint cirkon geokronológia segítségével. Vizsgálataink tárgyai a központi láva-

dóm-komplexum legidősebb (kb. 100–80 ezer éves) dácitjai voltak, amelyeknek előzetes petrográfiai eredményeit mutatjuk be kivonatunkban.

A vizsgált enyhén üveges, folyásos szövetű lávadóm kőzetek Ar/Ar kora 99–76 ezer év, és egységesen enyhén alkáli, trachidácitos–riodácitos összetételt mutatnak (SiO₂: 66–71 m/m%). Többnyire kristálygazdagok, kőzetalkotó ásványként földpátokat (10–15 V/V%, túlnyomórészt plagioklász, ritkán szanidint), biotitot (1–5 V/V%), illetve amfibolt (hornblende, 2–5 V/V%, bár egyes kőzetekben < 1 V/V%), kevés piroxént és gyakori Fe-Ti-oxidokat tartalmaznak. Akcesszórius elegyrészként apatit gyakran, cirkon ritkábban jelenik meg bennük. Szinte az összes mintában megtalálhatók mm–cm-es kristálycsomók, amelyek földpát + biotit ± hornblende ± Fe-Ti-oxid ± apatit, illetve földpát ± Fe-Ti-oxid összetételűek. Ezek az aggregátumok a szintén gyakran megjelenő hornblende/biotit + plagioklász egyensúlyi párokkal együtt feltételezhetően az alacsony hőmérsékletű kristálykását képviselik. A kristályok között kőzetüveg is gyakran azonosítható. A hornblende + plagioklász egyensúlyi párok a szintén megfigyelt titanomagnetit + ilmenit párokkal együtt termo- és oxibarometriai vizsgálatokra alkalmasak és belőlük a felzikus magmatározó felső részén (kristálykása) uralkodó fizikokémiai paraméterek rekonstruálhatók. Egyes vizsgált mintákban mafikus csomók és/vagy kőzetzárványok is megjelennek, amelyeket földpát + klino-/ortopiroxén + Fe-Ti-oxid kristályok alkotnak. A szintén gyakori szivacsos, illetve belül szivacsos, kívül zónás plagioklász szövetekkel együtt utóbbiak mafikus hozzákeveredésre utalhatnak, így a kristálycsomókból akár a rendszer bázikus magmái és azok felfűtő/mobilizáló hatása is tanulmányozható.

Irodalom

Hildreth, W. & Fierstein, J. (2016): U.S. Geological Survey Professional Paper, 1812, 128 p.

ELŐZETES STABILIZOTÓP (O, H) MÉRÉSI EREDMÉNYEK RIOLITOS KŐZETÜVEGMINTÁKON

SZEPESI János^{1,2*}, FUTÓ István¹, BUDAY Tamás³, PALCSU László¹, HARANGI Szabolcs^{2,4} & LUKÁCS Réka^{2,5}

¹ ELKH, Atommagkutató Intézet, Izotópklimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

⁴ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

⁵ ELKH, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

* E-mail: szepeja@gmail.com

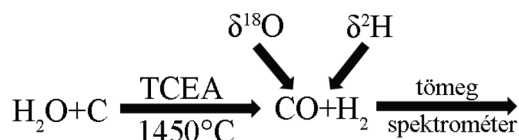
1. Bevezetés és módszer

A stabilizotóp geokémia egyik legfontosabb vizsgált természetes anyaga a víz, amely a vulkáni folyamatokban is különleges jelentőséggel bír (pl. robbanásos vagy effuzív működés). Fontos a kitorés és az azt követő események (hűlés, hidratáció) időrendiségének értelmezésében.

Az Atommagkutató Intézetben kiépített kutatási infrastruktúra alkalmas volt vulkáni kőzetekben lévő víz stabilizotóp-összetételének vizsgálatához. A tömegspektrométer (Thermo Finnigan Delta^{plus} XP) és a kapcsolt magas hőmérsékletű konverziós elemanalizátor (TC/EA) segítségével a $\delta^2\text{H}$ - és $\delta^{18}\text{O}$ -értékeket határoztuk meg. Vizsgálatainkhoz a kárpáti obszidiánok riolitos lávadómokhoz kötődő jellegzetes lelőhelyeit választottuk ki (Erdőbénye, Lebuj kanyar, Tokaji-hegység; Viničky, Szlovákia; Rokosovo, Ukrajna), ahol az obszidiánokat beágyazó és egyéb előfordulások perlitjeit is vizsgáltuk. Referenciaanyagként az USGS57 (biotit) and USGS58 (muszkovit) sztenderdeket használtunk. A mintákat törés után szítva két frakcióban (< 63 μm , 63–250 μm) vizsgáltuk tovább. Az ezüstfóliába csomagolt (3–4 mg perlit, 10 mg obszidián) anyagot mérés előtt szárítottuk. A grafitkemencében történő hevítés során (1450 °C) a felszabaduló víz CO referenciagáz kíséretében került be a tömegspektrométerbe (1. ábra). A kiértékelés során az izotópprofilat a Standard Mean Ocean Water (SMOW) referenciához viszonyítva δ értékben, ezrelék dimenzióval adtuk meg.

2. Eredmények és diszkusszió

A minták két fő csoportját a kis H_2O -tartalmú obszidiánok ($\text{H}_2\text{O} < 0,5\%$; Szepesi et al., 2015) és a hidratált kőzetüvegek (perlit) képezték. A mérési eredmények lelőhelyenként és kőzettípusonként is jelentős eltéréseket mutattak (1. táblázat). A miocén obszidiánok $\delta^{18}\text{O}$ értékei 0,5–2‰ közöttiek, amely alól a kárpátaljai Rokosovo jelent kivételt ($\delta^{18}\text{O} \sim 5,0\%$). A perlit értékei magasabbak ($\delta^{18}\text{O} = 2\text{--}5,6\%$). Az obszidián $\delta^2\text{H}$ értékei –97‰ és –110‰ közötti tartományban mozognak, a perlit ettől jelentősen negatívabbak (pl. Erdőbénye: –138‰).



1. ábra: Nagy hőmérsékletű minta feltárási folyamata során lejátszódó reakció.

Az értelmezés során nemzetközi referenciaadatokkal összehasonlítva (Bindeman & Lowenstern, 2016; Seligman et al., 2016) megállapítható, hogy az obszidiánok stabilizotópprofilatja illeszkedik a riolitos vulkáni működés által kijelölt kigázodási trendbe. A hűlési (rehidratációs) folyamat során a kőzetüveg izotópprofilatja a víztartalom növekedése mellett jelentősen módosul. A folyamatban szerepet játszó környezeti hatások jellegének (pl. vízalatti/szárazföldi környezet, paleoklíma) meghatározása további vizsgálatokat igényel.

A kutatás az NKFIH FK131869 számú projekt keretében valósult meg.

Irodalom

- Bindeman, I. N. & Lowenstern, J. B. (2016): Contributions to Mineralogy and Petrology, 171, 89.
- Seligman, A. N., Bindeman, I. N., Watkins, J. M. & Ross, A. M. (2016): Geochimica et Cosmochimica Acta, 191, 216–238.
- Szepesi J., Papp I., Kovács-Pálffy P., Gönczy S. & Harangi Sz. (2015): Acta GGM Debrecina, Geology, Geomorphology, Physical Geography Series, 10, 57–73.

1. táblázat: A vizsgált minták $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^2\text{H}$ értékei.

lelőhely	kőzet	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	kőzet	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
Lebuj	obszidián	1,4	–98,5	perlit	2,3	–127,6
Erdőbénye	obszidián	0,9	–110,9	perlit	2	–138,1
Viničky	obszidián	1,7	–112,8	perlit	5,6	–133,3
Rokosovo	obszidián	5,0	–97,9	perlit	4,7	–122,5
Pálháza				perlit	2,0	–130,8
Newberry	obszidián	3,79	–100,3			

A METADOLERIT NYERSANYAGÚ CSISZOLT KŐESZKÖZÖK REGIONÁLIS KAPCSOLATJELZŐ SZEREPE AZ ŐSKORBAN

SZILÁGYI Veronika^{1*}, SZAKMÁNY György², JÓZSA Sándor², SZILÁGYI Kata³, HARSÁNYI Ildikó¹, KASZTOVSZKY Zsolt¹ & KOVÁCS Zoltán^{1,2}

¹ Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Christian Albrechts Universität, Kiel, Németország

* E-mail: szilagyi.veronika@ek-cer.hu

A metadolerit bázisos összetételű, ofiolitos eredetű kőzettípus, amely sötétszürke-fekete, kemény, tömött, intergranuláris-szubofitos-ofitos szövetű, finom-középszemcsés litológiája miatt eleve is kiválóan alkalmas csiszolt kőbalták készítésére. A kis-nagyon kifestő metamorf átalakulás következtében képződött, szorosan egymáshoz kapcsolódó új ásványok szövetéke pedig tovább fokozza a kőzet fizikai szívósságát. Eredeti kőzetalkotó elegyrészei a plagioklász és az augit (mágnás folyamathoz kapcsolódóan amfibol helyettesítheti), esetleg az olivin és ilmenit vagy magnetit. Emellett a metamorfózis fokától és mértékétől függő mennyiségben, metamorf eredetű ásványok fordulhatnak elő bennük.

A csiszolt kőeszközök hazai és nemzetközi archeometriai szakirodalmában számos régészeti lelőhelyről ismert metadolerit nyersanyagú kőeszközöket a neolitikumtól a rézkorig. Hazánkban a Dunától keletre eső területeken gyakori és jellegzetes nyersanyag (pl. Hódmezővásárhely-Gorzsa, Öcsöd-Kováshalom, Polgár-Csőszhalom, Aszód-Papi földek). Szórványosan a dunántúli lelőhelyek leletanyagában is előfordul. A kőzettípusból elsősorban vaskos vésők, vésőbalták és nyíllyukas balták, nagy mechanikai behatásnak ellenálló eszközök készültek.

Az eddigi vizsgálatok eredményei alapján feltételezhető, hogy a hazai, elsősorban neolitikus metadolerit csiszolt kőeszköz-nyersanyagok nem egységes csoportot alkotnak. Megtartási állapotuk, mágnés szuszceptibilitás értékeik (MS), teljes kőzetkémiai és ásványkémiai összetételük alapján több típusra különíthetők. A típusok pontosabb meghatározása eddig még nem történt meg. Az előzetes kutatások alapján feltételezhető, hogy az észak-magyarországi területeken feltett metadolerit kőbalták a szarvaskői metadolerit nyersanyaghoz köthetők, míg a délebbi területeken előforduló esetében a Maros-menti ofiolitövből való származást is feltételezik (és a Száva-Vardar zónabeli eredetet sem zárják ki).

A K 131814 számú NKFIH kutatási projekt keretében 55 db metadolerit kőeszköz vizsgálatát végeztük el, amely

vizsgálatok eredményeképpen kellő mennyiségű adat áll rendelkezésünkre, hogy jellemezzük a régészeti leletanyagban megjelenő metadolerit nyersanyag típusokat. A makroszkópos kőzettani vizsgálat segítségével jellemeztük a metadolerit típusok uralkodó szemcsemérettartományait. A mágnés szuszceptibilitás-mérésekkel meghatároztuk a mágnesezhető ásványtartalmat. A roncsolásmentes prompt gamma aktivációs analízissel (PGAA) teljes kőzetkémiai adatokat szereztünk. Az elsősorban roncsolásmentes eredeti felszín SEM-EDS, illetve alárendelten hagyományos roncsolásos vékonycsiszolatos petrográfiai leírással, valamint SEM-EDS-mérésekkel jellemeztük a kőzetszövetet és azonosítottuk a kőzetalkotó ásványokat, valamint meghatároztuk azok kémiai összetételét. Vizsgálataink a csiszolt kőeszközök anyagában két fő metadolerit típust különítették el.

Az eredményeket a potenciális nyersanyaglelőhelyek (Szarvaskő, Maros völgye, Száva-Vardar zóna) metadolerit kőzettípusainak kőzettani-geokémiai tulajdonságaival összehasonlítva a következő megállapításokat tehetjük. A metadoleritek több tekintetben (főelem kémia, modális összetétel) nagymértékű hasonlóságot mutatnak. Ez elsősorban abból adódik, hogy ugyanazon jura Tethys-i óceáni kéreg maradványait reprezentáló ofiolitsorozatból származnak, csupán a tektonikai folyamatoknak köszönhetően egymástól távoli földrajzi helyzetbe kerültek. Az elkülönítésre (1) a későmágnás, illetve metamorf folyamatok során keletkezett amfibolok összetételei eltérései, és (2) a mellékes elegyrészként jelenlévő, mágnesezhető opakásvány-tartalom, illetve azok összetételének eltérése ad lehetőséget. Eszerint a metadolerit anyagú csiszolt kőeszközök készítésében a szarvaskői nyersanyag használata egyértelműen, a marosi nagy valószínűséggel igazolható. A metadolerit mint nyersanyag jelenléte a Dunától keletre eső területeken így egyszerre igazol északi és keleti kapcsolatokat a csiszolt kőeszköz készítés ellátórendszerében.

A vizsgálatok az NKFIH támogatásával, a K 131814 pályázati program finanszírozásában valósultak meg.

BUDAPEST FŐ UTCAI RÉGÉSZETI FELTÁRÁS HOLOCÉN ÜLEDÉKES RÉTEGSORÁNAK KŐZETTANI VIZSGÁLATA

ID. VICZIÁN István^{1*}, IFJ. VICZIÁN István^{2**} & SZABÓ Máté³

¹ Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

² ELKH CSFK Földrajztudományi Intézet, Budapest

³ ELKH CSFK Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

* E-mail: viczianif@gmail.com

** E-mail: viczian.istvan@csfk.org

Az előadás megosztott elsőszervezői id. és ifj. Viczián István.

1. Bevezetés

A Budapest, I. ker. Fő utca 2. sz. alatt a Várhegy meredek lejtőjének keleti előterében, a Duna keskeny, magasártéri síksági térszínén (1. ábra) 2016-ban egy régészeti feltárás történt Tóth Farkas Márton (BTM) vezetésével. A feltáráshoz kapcsolódóan ifj. Viczián István vezetésével geomorfológiai, környezet-rekonstrukciós és üledékföldtani vizsgálatok készültek (Viczián et al., 2017, 2022).

Ennek keretében vizsgáltuk azt a közel 2,5 méter vastag holocén rétegsort (2. ábra), melynek döntő része a neolitikumtól a középső bronzkor végéig terjedő időszakban képződött. A rétegeket kevés kőzettörmelékkel tartalmazó iszapos vályog, iszapos, agyagos vályog, agyagos vályog, iszapos agyag és agyag alkotja, amelyek különböző mértékben talajosodtak.

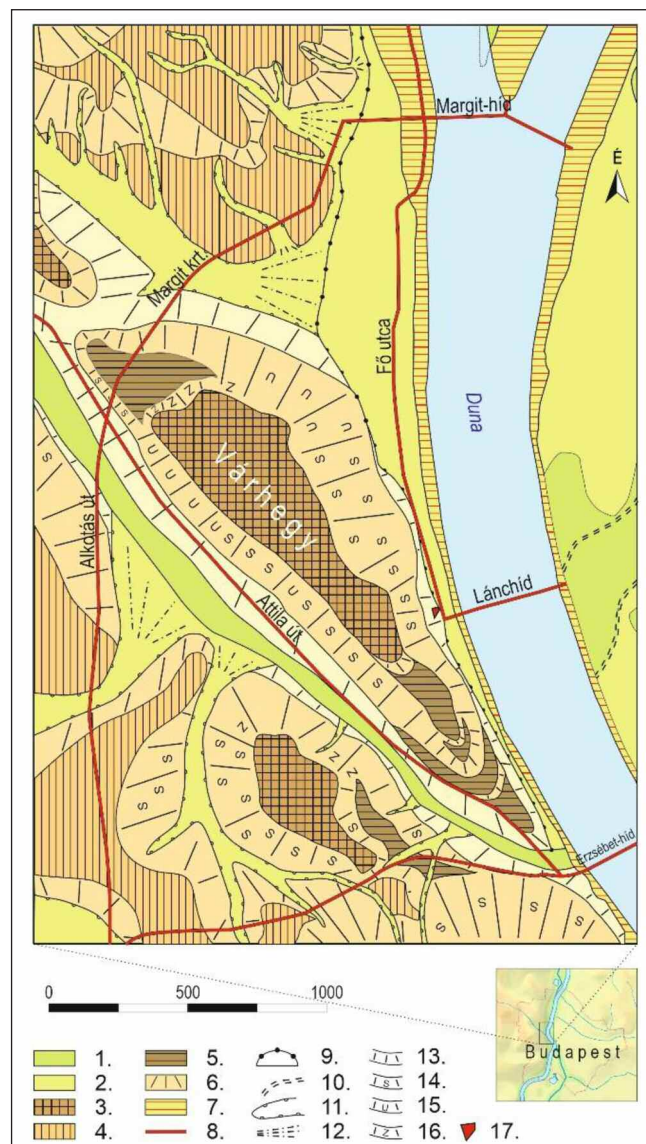
A feltárás földrajzi helyzetéből adódóan egyszerre kutathattuk az időszak geomorfológiai, folyódinamikai folyamatait, a környezetformáló antropogén hatásokat, az emberi megtelepedés változó környezeti feltételeit az egykori ártéren, illetve a Duna alluviális és a Várhegy kolluviális üledékképződésének történetét. Jelen előadásban a kőzettani vizsgálati eredményeket mutatjuk be részletesebben.

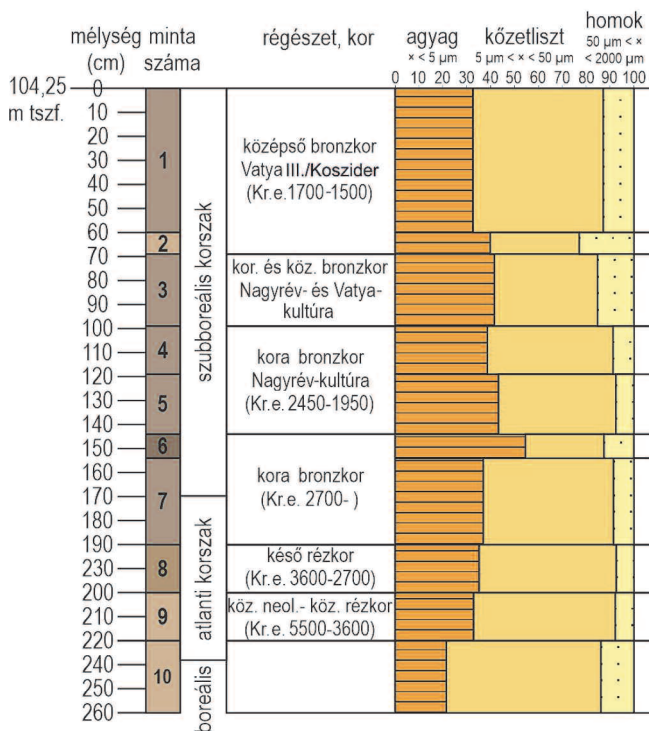
2. Módszerek

A rétegsorban elkülönített 10 réteg egy-egy mintájáról röntgendiffrakciós vizsgálat készült az ásványos összetétel mennyiségi meghatározása céljából. A röntgendiffrakciós vizsgálatokat az ELKH CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében Szabó Máté végezte 2018-ban, Rigaku Miniflex600 típusú diffraktométerrel. A vizsgálatokhoz acéllemezekre ülepített mintákat használt.

1. ábra: Geomorfológiai térkép a Budapest Fő utcai feltárás környezetéről (ifj. Viczián I.). 1: alacsony ártér, 2: ártérnél magasabb síksági felszín általában, 3: fennsík, tetőfelszín, 4: hegyláb felszín, 5: lejtőpihenő, 6: lejtőláb, 7: a rakpartok építése során feltöltött terület, 8: út, 9: az 1838. évi árvíz elöntésének határa, 10: jelenkori holt Dunaág, 11: deráziós völgy, 12: törmelékűp, 13: stabil lejtő, 14: fosszilis csuszamlásos lejtő, 15: recens csuszamlásos lejtő, 16: fosszilis szoliflukciós lejtő, 17: Fő utca 2. sz. telek. →

Az ELK CSFK FTI Kőzet- és Talajvizsgáló Laboratóriumában az üledékek szemcseméret-eloszlása, pH, Al-P, Al-K, TN (*total nitrogen*), TOC (*total organic carbon*), C/N értékei és Munsell színe kerültek meghatározásra. A minták teljes kémiai elemzése XRF módszerrel a MOTIM ZRt. Laboratóriumában (Mosonmagyaróvár, 2022) készült.





2. ábra: A Fő u. 2. sz. feltárás rétegsora, klimatikus és régészeti korbeosztás, szemcsenagysági eloszlás (íjf. Viczián I.; Tóth F. M.).

A röntgenfelvételeket 2022-ben id. Viczián István újraértékelte. Az újraértékelés során a karbonátásványok mennyiségének pontosabb meghatározása érdekében figyelembe vette a laboratóriumban Scheibler-féle kaliméterrel (Buzás, 1993) meghatározott CO₂-értékeket. A teljes mennyiségi ásványos összetételbe beszámítottuk a szervesanyag mennyiségét is = 1,3 TOC% (Vető, 2007; Vető István szóbeli közlése, 2022). Az alábbiakban csak az újonnan értékelt adatokat vettük tekintetbe. Ezeket grafikusán a 3. ábra tartalmazza.

A mintákban a kalcit és a dolomit Mg-tartalmát az 104 reflexió eltolódása alapján határoztuk meg. A kalcit és dolomit ±1 % hibahatáron belül az összes mintában ideális összetételű.

3. Ásványtani eredmények

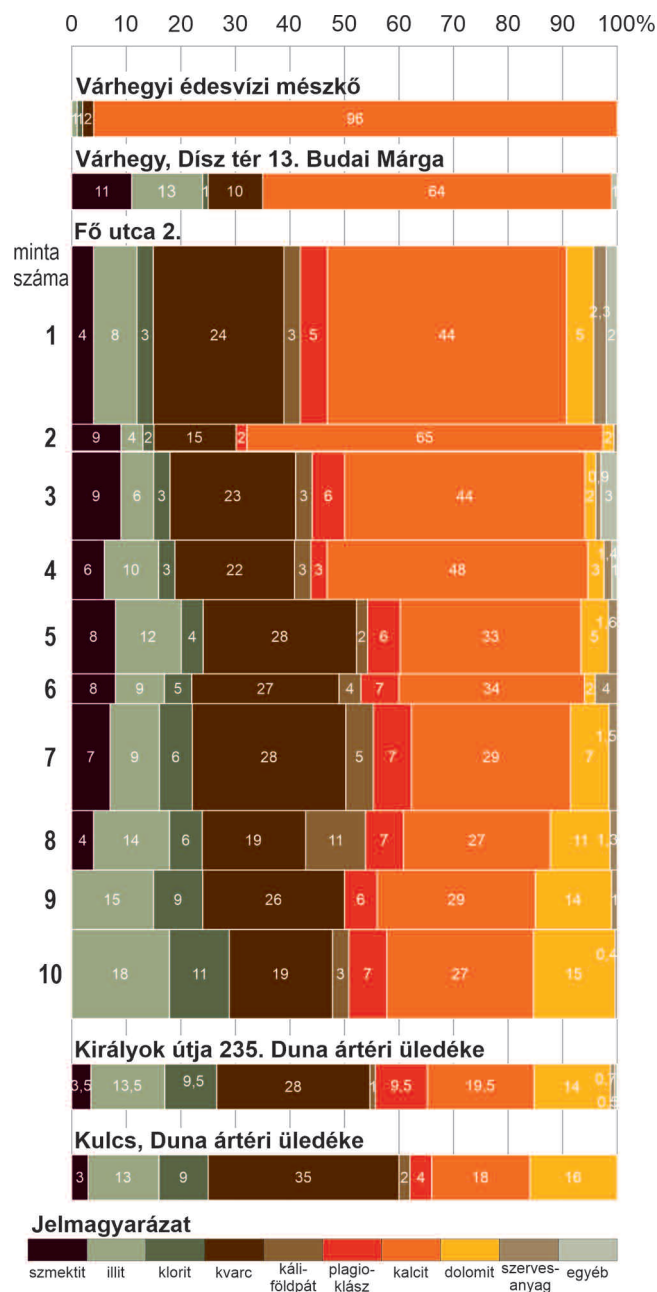
Szabó Máté és id. Viczián István (3. ábra) mennyiségi meghatározásai között alapvetően jó egyezést kaptunk, de az eltérő számítási módszer és bizonyos pontosítások miatt eltérések is voltak.

A 3. ábrán a Fő utcából vizsgált minták ásványos összetételét rétegtani sorrendben tüntettük fel. A 4. ábrán az összes karbonáttartalmat az összes agyagásvány-tartalom függvényében ábrázoltuk. Az 5. ábrán a kalcit- és dolomittartalom összefüggését mutatjuk be.

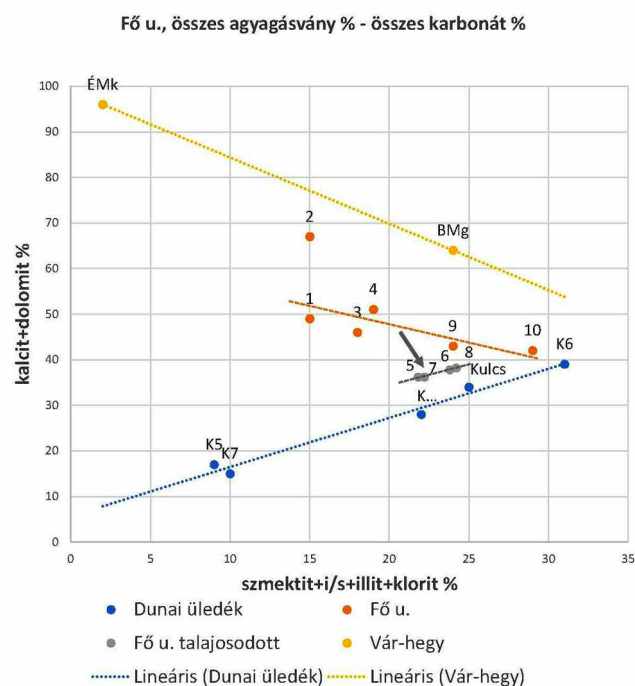
Ezek az ábrák a Fő utcában feltárt képződmények összetételén túl feltüntették azoknak az üledékeknek és kőzeteknek a jellemzőit is, amelyek szóba jöhetnek a Fő utcai minták kialakulásakor kiindulási anyagként. Ilyen egyrészt a Duna alluviális hordaléka, amely árvizek alkalmával került a helyszínre, valamint a Várhegy lejtőhordalékának jellegzetes kőzetei: a márga és az édesvízi mészkő.

A dunai üledékek esetében az összehasonlítási alapot a budai Dunaparton, a Királyok útján végzett régészeti feltárások üledékei (Viczián et al., 2017), valamint a kulcsi Dunapart folyóvízi üledékei (Udvardi et al., 2014) képezték.

A Várhegyről érkező lejtőhordalék esetében a Budai Márga (Hajnal, 2001) és a felette települő pleisztocén édesvízi mészkő (Korpás et al., 2004) ásványos összetételét vettük figyelembe.



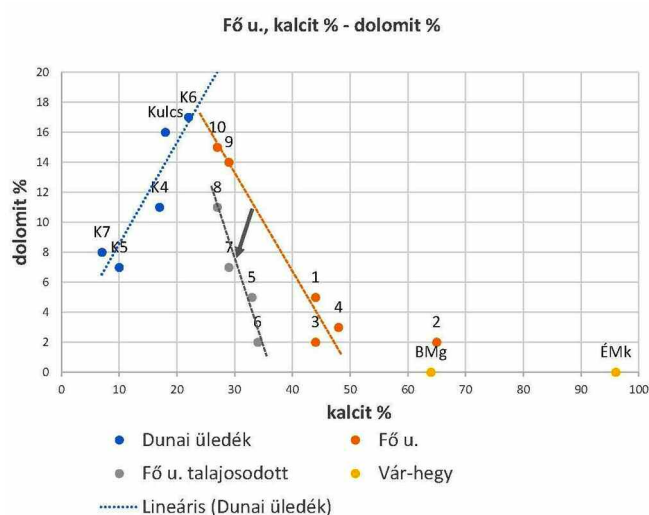
3. ábra: A röntgen diffrakciósan meghatározott mennyiségi ásványos összetétel változása a Fő utcai szelvény mentén (id. Viczián I, Szabó M., íjf. Viczián I.). Összehasonlításként megadtuk a Várhegyet alkotó kőzetek és a dunai üledékek jellemző összetételét. Jelmagyarázat: ásványok rövidítése melletti szám: az ásvány %-a. Egyéb ásványok: goethit, apatit, kalcioferrit (?), amfibol. K4-K7: dunai üledékek mintaszámjai a Budapest III. Királyok útja 225. régészeti feltárásban (Viczián et al., 2017).



4. ábra: Fő u. Összes agyagásvány % – összes karbonát % diagram (id. Viczián I.). 1–10: a rétegek sorszámai. Többi pont: összehasonlító anyagok. BMg: Budai Márga, ÉMk: édesvízi mészkő.

A vizsgált szelvény alján lévő rétegek ásványtani összetétele megegyezik más vizsgált dunai eredetű üledékek jellemzőivel, ezek a boreális és az atlanti korszak határán képződtek egy mederközei, alacsonyártéri környezetben (2. ábra). Az ártér először a középső neolitikumra vált az emberi megtelepedésre korlátozottan alkalmassá a Duna medrének bevágódása következtében. A szelvényben felfelé haladva a lejtőüledékek aránya egyre nagyobbá, majd meghatározóvá válik, míg a dunai eredetű üledékek szerepe egyre szerényebb lesz (4. és 5. ábra). Az üledékképződési környezet a középső bronzkor végére, illetve a vaskorig egy döntően ármentes, magasártéri térszínre változott át (Viczián et al., 2017, 2022). Ez idő alatt 2,5 méter vastag üledék rakódott le az ártéren, a szubboreális végén bekövetkezett további 1–2 méteres mederbevágódás (Gábris, 1995) miatt a térszín Dunához viszonyított relatív magassága tovább nőtt, ami az árvízi elöntések gyakoriságának, hosszának és magasságának jelentős csökkenését eredményezte. A szelvény felső, nagyobb részében a fokozódó várhegyi lejtőpusztulás határozta meg a feltöltődést. A kolluviális üledékek arányának és az üledékfelhalmozódási ráta növekedésének fő tényezője az ember korai és középső bronzkori megtelepedése és fokozott tájhasználata (erdőirtás, mezőgazdaság stb.) volt, részben pedig a csapadékosabbá váló időjárás okozta (Demény et al., 2010; Viczián et al., 2017, 2022). Ezek hatására a folyóba jutó, illetve az ártéren felhalmozódó hordalékanyag mennyisége jelentősen megnőtt.

A környezetváltozás fő ásványtani jele a szelvényben felfelé haladva a növekvő kalcittartalom, amelyet főleg a várhegyi márga- és mészkőtörmelék nagyobb gyakorisága okoz. Ezzel párhuzamosan viszont az összes agyagásvány-tartalom (4. ábra) és a dolomittartalom (5. ábra) is csökken. Az agyag-



5. ábra: Fő u. Kalcit % – dolomit % diagram (id. Viczián I.). Jelma-gyarázat: lásd a 4. ábránál.

ásványok közül az illit és a smektit részaránya nő a klorit-hoz képest (3. ábra), mert a Budai Márgában nagyon kevés a klorit. Szóba jöhet még az édesvízi mészkő hozzákeveredése is, amely szinte tisztán kalcit összetételű, de ennek részaránya valószínűleg kisebb, mert vastagsága is kisebb, mint a Budai Márgáé. Az általános tendenciából kiugró értékeket mutat a 2. minta, amely a legnagyobb kalcittartalmú, vagyis a legtöbb benne a márga- és mészkőtörmelék. Ez egy rövid, megnövekedett eróziójú szakaszra utal, ami kapcsolatba hozható a Santorini vulkán kitörését követő rövid éghajlatromlással.

A szelvényben elkülönülnek a viszonylag friss (1., 3., 4., 9. és 10. sz.) és a talajosodott (5–8. sz.) minták, bár az általános tendencia mindkét csoportban azonos. Úgy látszik, hogy a talajosodás az összes karbonáttartalom jelentős csökkenésével és az összes agyagásvány-tartalom kismértékű növekedésével járt (4. ábra), a karbonátokon belül viszont látható, hogy mind a két karbonátásvány kb. hasonló mértékben oldódott ki (5. ábra).

Köszönetnyilvánítás

A röntgenvizsgálatok elvégzésének támogatásáért köszönettel tartozunk a laboratórium akkori, azóta már elhunyt vezetőjének, Tóth Máriának.

Az ásványok röntgendiffrakciós alapadatainak kiválasztásánál Kónya Péter (SZTFH Földtani Igazgatóság, röntgenlabor) volt segítségünkre.

Irodalom

- Buzás I. (szerk.) (1993): Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv 1. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest.
- Demény A., Schöll-Barna G., Siklósy Z., Bondár M., Sümegi P., Serlegi G., Fábrián Sz. & Fórizs I. (2010): Az elmúlt ötezer év éghajlat-változási eseményei a Kárpát-medencében és társadalmi hatásai. „Klíma-21” Füzetek, Klímaváltozás–Hatások–Válaszok, 59, 82–94.

- Gábris Gy. (1995): Földrajzi Közlemények, 119, 3–10.
- Hajnal G. (2001): A budai Várhegy hidrogeológiája. PhD értekezés, Budapesti Műszaki Egyetem, Budapest.
- Korpás, L., Kovács-Pálffy, P., Lantos, M., Földvári, M., Kordos, L., Krolopp, E., Stüben, D. & Berner, Zs. (2004): Földtani Közlöny, 134, 541–562.
- Udvardi B., Kovács I., Kónya P., Vatai J., Koloszar L., Fedor F., Ács P., Mihály J., Németh Cs., Deák Zs. V., Füsü B., Szalai Z., Szabó Cs., Falus Gy. & Fancsik T. (2014): Magyar Geofizika, 55/3, 121–133.
- Vető I. (2007): A szerves anyag sorsa az üledékes medencékben. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest.
- Viczián I., Balogh J., Koczó F., Szalai Z., Nagy A., Németh T. & Gáspár L. (2017): Budapest III. kerület Királyok útja 225. és I. kerület Fő utca 2. régészeti feltárások geomorfológiai, környezet-rekonstrukciós és üledékföldtani vizsgálatai. Jelentés a Budapesti Történeti Múzeum részére. CSFK FTI, Budapest.
- Viczián I. ifj., Tóth F. M., Szabó M. & Viczián I. id. (2022): Őskori környezeti hatások, változások, és a magasártér felszínfejlődése egy többkorszakú Duna-parti lelőhelyen (Budapest I. kerület, Fő utca 2.). MOMOS Konferencia (in prep.).

KARBONATITOK: MIT TUDUNK MA RÓLUK?

YAXLEY, Gregory M.¹, ANENBURG, Michael¹, TAPPE, Sebastian², DECREE, Sophie³ & GUZMICS Tibor^{4*}

¹ Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, Australian Capital Territory, Australia

² Department of Geosciences, UiT The Arctic University of Norway, Tromsø, Norway

³ Geological Survey of Belgium, Royal Belgian Institute of Natural Sciences, Brussels, Belgium

⁴ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litoszféra Fluidum Kutatólaboratórium, Budapest

* E-mail: tiber.guzmics@gmail.com

1. Összegzés

A karbonatitok magmás kőzetek, melyek köpenyből származó, karbonátban gazdag kiindulási olvadékok frakcionációs kristályosodásával képződnek a földkéregben. Túlnyomórészt karbonátásványokból állnak, mint például kalcit, dolomit és ankerit, de jelentős mennyiségű foszfátot, oxidot és szilikátot is tartalmazhatnak. Elsősorban kontinentális területeken jelennek meg, mint például riftzónák, kratóni pajzs- és peremterületek, ritkán óceáni szigeteken is megtalálhatók. A karbonatitok kumulát kőzetek, melyek olvadékból kristályosodó ásványok fizikai elkülönülésével és felhalmozódásával jönnek létre. Közvetlen szülőolvadékuk képződhet: a) karbonáttartalmú, metasomatizált, litoszférikus köpeny részleges megolvadásával vagy b) karbonáttartalmú, SiO₂-ban alultelt, köpenyeredetű magmák (nefelinitik, melilititek vagy lamprofirók) frakcionációs kristályosodását követő szilikát- és karbonátolvadékok szételegyedésével. Kéregbe történő beágyazódásukat fénytisedés kíséri.

2. Problémafelvetés

A karbonatitok a Föld leggazdagabb ritkaföldfém, Fe, S, Cu, U, Th, Nb, P lelőhelyeit rejtik magukban. Képződésük ismerete fontos. Karbonatitok tanulmányozása hosszú évtizedek óta tartja lábban a szakembereket. A tanulmányok azonban gyakran egymással ellentmondásban vannak és nehezen követhetők. Számos szemlélet nem egy jól megfogható olvadék-rendszerben képzel el a kialakulásukat, hanem összetételük szerint osztályozva, egyedi képződményként tekint a Földön, több, mint 500 lelőhelyen előforduló karbonatitokra. Ennek egyik oka lehet az, hogy a kőzetösszetételeket számos tanulmány olvadékként kezeli és ennek alapján tett kísérletet a petrogenézis megismerésére, figyelmen kívül hagyva az olvadékszárvány-vizsgálatok és a kísérleti kőzetan egymást szorosan alátámasztó eredményeit. Másfelől a karbonatitokat sokszor misztifikálják, homályos magyarázatok kísérik képződésüket. E problémák vezettek bennünket és sarkaltak arra, hogy egy kritikus összefoglalást adjunk (Yaxley et al., 2022) a karbonatitokról alkotott jelenlegi ismereteinkről. A karbonatit-rendszerekről alkotott tudásunk a természetes előfordulások több évtizedes tanulmányozásán, valamint kísérleti kőzettani munkák eredményein alapulnak.

3. Nevezéktan, definíciók

A hagyományos nevezéktan elsősorban tapasztalati és leíró szemlélet vezérli. A karbonátok modális részaránya határozza meg azt, hogy mely kőzet karbonatit. A leíró szemléletű osztályozás többnyire egyszerűen követhető, mert leírja, hogyan néznek ki a kőzetek és milyen ásványokat tartalmaznak. Azonban nem válaszol alapvető kérdésekre, mint például: mi a karbonatit, „mit keres” a Földön és egyáltalán hogyan képződik? Például egy magnetit-perovszkit kumulát (amelyben a kalcit alárendelt mennyiségben van jelen) ugyanabból az olvadékrendszerből kristályosodik, mint egy apatit- vagy olivin-tartalmú kalcit-karbonatit. A hagyományos osztályozás az előbbi kőzetet mégsem teszi a karbonatitok közé. Megjegyezzük, hogy a karbonatitok tudománya mára már elég fejlett lett ahhoz, hogy egy petrogenetikai osztályozási forma születhesen meg.

Nevezéktani javaslatunk a fosszilis karbonatit kőzetekre, hogy a kőzetnév egyszerű, maximum két tagú legyen és a jellemző karbonátásvány melletti nem karbonátásvány (ha van ilyen) – függetlenül annak modális részarányától – legyen az előtag: pl.: olivin-kalcit karbonatit, magnetit-kalcit karbonatit, apatit-dolomit karbonatit vagy kalcit karbonatit.

A következő definíciók kerültek meghatározásra:

- *karbonatit-rendszer*: minden magmás vagy metasomatikus kőzet, olvadék és fluidum, valamint ezek kölcsönhatásának folyamatai és termékei bármely karbonatit-előfordulásnál;

- *ankerit*: a karbonatitos irodalomban nem hivatalos kifejezés a jelentős vastartalmú dolomitra, beleértve a $Mg\# > 0,5$ [$Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$] összetételeket is;

- *nátrókarbonatit*: petrogenetikai értelemben fejlett, halogéndús (F, Cl) karbonatit olvadék vagy kőzet, amely túlnyomórészt alkáli-karbonátokat (nyerereitet és gregoryitot) tartalmaz;

- *karbonatit olvadék*: bármilyen nagy hőmérsékletű olvadék, ahol a karbonátion túlsúlyban van a többi kombinált anionnal szemben és amely többnyire térfogatkitöltő ásványi együttes szilárdul;

- *szinmagmás fluidum*: bármilyen fluidfázis, amely kémiai egyensúlyban van a sűrűbb karbonatit olvadékkal;

- *paramagmás fluidum*: bármilyen fluidfázis, amely nincs kémiai egyensúlyban az egyidejű és sűrűbb karbonatit olvadékkal;

- *posztmagmás fluidum*: bármilyen fluidfázis, amely kölcsönhatásba lépett egy teljesen megszilárdult karbonatitrendszerrel, és nem tartalmaz szinmagmatikus vagy paramagmatikus komponenseket;

- *sóolvadék*: H_2O -gazdag, fejlett karbonatit olvadék, amely majdnem az összes kezdeti $CaCO_3$ -tartalmát elvesztette;

- *karbonatit kőzet*: bármilyen kőzet, amely tartalmaz kalcitot, dolomitot, ankeritet, magnezitet, szideritet vagy alkáli karbonátokat és valamely fent definiált olvadékból vagy fluidumból kristályosodott;

- *fénit*: alkáli-gazdag metasomatikus szilikátkőzet, amely aureolaként veszi körbe a karbonatit kőzettestet;

- *antiszkarn*: a karbonatit kőzettesten belüli zóna és olyan ásványegyüttest tartalmaz, amelyet a külső szilikátkőzet anyagával keveredett karbonatit magma hozott létre.

4. Izotópos bizonyítékok a karbonatitok forrásának köpenyeredetére

Felismerve azt, hogy a karbonatit kőzetek köpenyből származó magma kristályosodási termékei, számos tanulmány enged betekinteni radiogén izotópelemzések segítségével a forrásterületek tér-idő evolúciójába. A prekambriumi kontinentális és az óceáni sziget karbonatitok teljes egészének, valamint a fanerozoós-kontinentális pajzs karbonatitok nagy részének kezdeti Sr és Nd izotóp-összetétele a modern óceáni bazaltokéval átfedésben van, tehát köpenyeredetet mutat. A fanerozoós kollíziós területek karbonatitjainak nagy része és a pajzsterületeknek egy része viszont kéreg-komponensben gazdagodott karaktert mutat. A Nd és Hf izotópadatak arra utalnak, hogy a kb. 1 milliárd évesnél fiatalabb karbonatitok köpenyforrásaiban a szubdukcióval ciklusba került kéregkomponensek egyre gyakoribbá váltak. Ez valószínűleg a Föld proterozoikum idején történt, „modern” lemeztektonikai rendszerbe való átállásával magyarázható.

5. A karbonatitok szülőolvadékának képződési mechanizmusai

A szubdukcióval a mélybe jutó szén főleg karbonát formájában (elsősorban kalcit) kezdi útját, amely a pelágikus üledékekben vagy részlegesen átalakult óceáni kéregben néhány tömeg%-ban is megtalálható. A karbonáttartalmú szubdukálódó lemez anyaga (pl. karbonátos eklogit) kb. 400 km-es mélységben éri el a szoliduszát, ahol az első karbonatit olvadékok megjelenhetnek. A környező köpenybe áramlás során a karbonatit olvadék valószínűleg átalakul ahogy a sokkal redukтивabb köpenyvel reagál; a karbonátion gyémánttá és Fe-Ni-karbidá redukálódik (ún. redox fagyás). Víz jelenlétében metántartalmú fluidum is képződhet. A köpenybe került szén a konvekció során felemelkedhet. Ebben az esetben fokozatosan oxidálódik, a felemelkedő konvektív anyag elérheti a szoliduszát és karbonátban gazdag szilikátolvadék képződhet (ún. redox olvadás). Az olvadék kis frakcióként elkülönülhet, tovább emelkedhet felfelé és CO_2 -gazdag, SiO_2 -ben alultelített mafikus szilikátolvadék jöhet létre, amely

metaszomatizálhatja a litoszférikus köpenyt vagy még tovább emelkedhet a kéregbe (lásd a következő fejezetet).

Kísérleti eredmények kimutatták, hogy a karbonáttartalmú, gazdagodott (pl. amfibol- és/vagy flogopittartalmú) litoszférikus köpeny kismértékű (ún. szolidusz közeli) olvadásával karbonatit olvadékok képződhetnek. Ebben az esetben a kis térfogatú karbonatit olvadék dolomit-normatív lesz. Felfelé szüremkedéskor az olvadék dolomit-komponense a falkőzet ortopiroxénjével kb. 2,2 GPa nyomáson reakcióba lép és szuperkritikus CO_2 -gazdag fluidummá, valamint olivin + klinopiroxén metasomatikus ásványegyüttessé (wehrlit) alakul át (ún. karbonát stabilitási határ). Emiatt a köpenyben képződött karbonatit olvadék minimális eséllyel tud a forrásából elszökni.

$CO_2 \pm H_2O$ -tartalmú, gazdagodott, litoszférikus köpeny parciális olvadásával nagy nyomáson (kb. 3–4 GPa) SiO_2 -ben alultelített, MgO-gazdag, karbonáttartalmú olvadékok is képződhetnek, mint pl. primitív melilititek vagy nefelinitek. Ezek a szilikátolvadékok viszont el tudják hagyni a köpenybéli forrásukat és karbonáttartalmuk elvesztése nélkül juthatnak a kéregbe. A karbonatit kőzetek több, mint háromnegyede időben és térben is SiO_2 -ben alultelített, alkáli szilikát kőzetekkel (pl. melilitit, nefelinit, szienit) társulnak. Kézenfekvő tehát az, hogy a karbonatitok keletkezésében a szilikát-karbonát olvadék szételegyedés kulcsfontosságú szerepet tölthet be. A kiindulási melilitit vagy nefelinit olvadék CO_2 - és SiO_2 -tartalmát nagymértékben befolyásolja az, hogy mekkora nyomáson képződik. Nagy nyomáson (vastag kontinentális litoszféra esetén) nagy CO_2 - (7–10 tömeg%) és kis SiO_2 - (< 40–45 tömeg%) tartalommal képződnek, amely alapvető feltétel ahhoz, hogy a karbonatitok szülőolvadékai lehessenek. Ezzel van szoros összhangban az a tény is, hogy az azonos korú karbonatitokat összehasonlítva, a túlnyomó többség kontinentális területen jelenik meg az óceáni területekkel szemben. Az óceáni szigetek esetében csak ritkán, a legvastagabb óceáni litoszférával rendelkező területeken találtak karbonatitokat.

6. Frakcionációs kristályosodás és szilikát-karbonatit olvadék szételegyedés

A fázisdiagramok és az olvadékszrányokból kapott eredmények azt sugallják, hogy a karbonáttartalmú, mafikus melilititek vagy nefelinitek számottevő kristályfrakcionáció után olyan összetételűvé válhatnak, ami lehetővé teszi a szételegyedésüket egy szilikát és egy karbonatit olvadékká. Ha a szételegyedett olvadékok együtt, egyensúlyban fejlődnek (tehát pl. nincs fizikai elkülönülés) a nyomás és a hőmérséklet csökkenésével, akkor valószínűleg a karbonát kristályosodása csak egy szűk összetételi tartományban valósul meg, nagy hőmérsékleten (> 1050–1100 °C). Ezért a jelentős mennyiségben, a szilikátoktól határozottan elkülönülve megjelenő karbonatitok képződésére akkor van a legnagyobb esély, ha a karbonatit olvadék nagy hőmérsékleten (pl. > 1050 °C), fizikailag elkülönül és nem tart többé egyensúlyt a szülő szilikátolvadékkal, majd ezután önállóan fejlődik tovább. A szételegyedés kezdetén a karbonatit olvadék $CaCO_3$ -normatív, alkáliákban és foszforban is gazdag, a kén és a halogének is számottevő mennyiségben vannak jelen. A karbonátok közül

a legelső kristályosodási termék a kalcit, képződése kb. 1150 °C-on kezdődik. Ezzel összhangban van az a megfigyelés, hogy a fosszilis karbonatitok túlnyomó többsége valamilyen kalcit-karbonatit. Kisebb hőmérsékleten kezdődik a dolomit, az alkáli-karbonátok és az ankerit kristályosodása. Általánosságban elmondható, hogy ahogy csökken a hőmérséklet és a kristály-frakcionáció (pl. kalcit, apatit, magnetit... stb.) progresszíven halad előre, a visszamaradó karbonatit olvadék alkáliákban és halogénekből egyre gazdagabb lesz.

7. Nátrokarbonatitok: miért hiányoznak a fosszilis geológiai mintákból?

Nátrokarbonatit magmát a világon egyedül a tanzániai Oldoinyo Lengai vulkán produkál. Képződésük magyarázatai születtek talán a legellentmondásosabb geokémiai tanulmányokat számos tudományos vitát kiváltva. E különleges magmák alkáliákban és halogénekből rendkívül gazdagok, időszakosan törnek a felszínre kis, 550–600 °C-os hőmérséklettel. A nátrokarbonatit magma összetételével átfedő összetételű vagy egyéb, alkáli-gazdag karbonatit olvadékot a Föld más lelőhelyeiről begyűjtött olvadékszárványok is tartalmaznak. Ilyenek például a Kerimasi (Tanzánia), a Guli (Oroszország) vagy az Oka (Kanada) lelőhelyek. Az olvadékszárványok és a kísérleti kőzettani munkák is azt mutatják, hogy egy CaCO_3 -normatív, alkálitartalmú kiindulási karbonatit olvadékból történt kalcit + apatit frakcionáció 550–600 °C-on és 0,1 GPa nyomáson nátrokarbonatit olvadékot eredményez. Úgy látjuk, hogy nátrokarbonatit összetételű olvadék előállhat fluidum- és olvadékfázisok kigázosodás utáni újra egyensúlyba kerülése során is. Ez a modell magyarázatot adhat arra, hogy az Oldoinyo Lengai nátrokarbonatit miért egy erősen peralkáli nefelinittel társul.

A megszilárdult nátrokarbonatit a felszínen csupán a levegő párájának kitéve vagy akár a felszín alatt közlekedő vizek hatására napok alatt átalakul és/vagy feloldódik. Egy karbonatit olvadéknak tehát nincs esélye a megmaradásra a

geológiai idők során. Ellenálló ásványok olvadékszárvényaiban sokszor meg tud őrződni. A nátrokarbonatitok fosszilis rekordból való teljes hiánya és az abból fakadó ellentmondás tehát feloldható azzal, hogy a kalcit- vagy dolomit-karbonatitok nem egyedi képződmények, hanem ugyanannak az olvadékrendszernek a különböző szakaszaiban kristályosodott és kumulálódott termékei, a nátrokarbonatit pedig a visszamaradó olvadék. Talán a tanzániai Kerimasi és Oldoinyo Lengai vulkánok mintáiból leírt kristályfrakcionációval és szételegyedéssel kísért folyamat lehet egy általános fejlődési modell arra, hogyan alakultak ki a karbonatitok a geológiai múltat is beleértve.

8. Fénitesedés és metasomatikus reakciók a kéregben

A fénitesedés talán a leggyakoribb és leginkább figyelemmel kísért folyamat, ami a karbonatitok kéregbe történő benyomulását kíséri. A karbonatit olvadékrendszer fejlődése során a fluidfázis egyre növekvő térfogatarányban jelenik meg. A tanulmányok szerint a fluidumok a bonyolultabb alkáli–(karbonát-szulfát-klorid)– CO_2 – H_2O összetételtől az egyszerűbb NaCl – H_2O összetételig változhatnak. Úgy tűnik, hogy a szinmagmás fluidumok alkáli–(karbonát-szulfát-klorid)– CO_2 – H_2O összetételhez hasonlítanak leginkább. A fénitesedést okozhatja a kristályosodó karbonatittól elkülönült fluidum és a szilikátos falkőzet vagy maga a fejlett nátrokarbonatit vagy sóolvadék és a falkőzet reakciója. Fénitesedés során sokszor tapasztalhatók intenzív ritkaföldfém-dúsulások. A Na-fénit a korai, míg a K-fénit a kései kifejlődésre utalhat.

Irodalom

Yaxley, G., Anenburg, M., Tappe, S., Decree, S. & Guzmics, T. (2022): Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 50, 261–293.

KIRÁNDULÁSVEZETŐK

RUDABÁNYAI SÉTA KÉTSZÁZMILLIÓ ÉV ÉRCESEDÉSEIN

FÖLDESSY János¹, NÉMETH Norbert^{1*} & IFJ. KASÓ Attila²

¹ Miskolci Egyetem, Ásványtani és Földtani Intézet, Miskolc

² Rotaqua Kft., Kővágószőlős

* E-mail: foldnn@uni-miskolc.hu

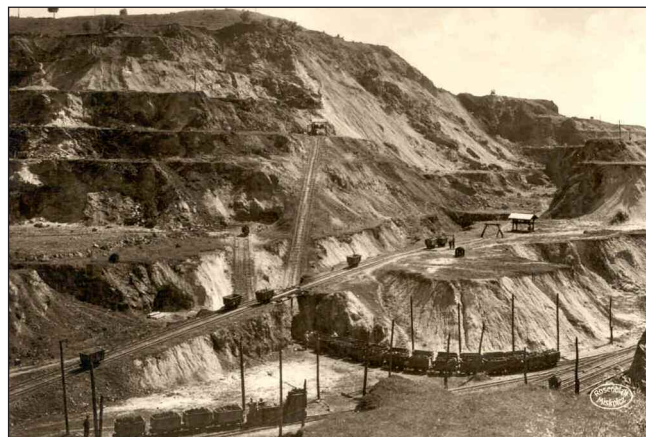
1. Bevezetés

A terület legrégebbi régészeti maradványai a rézérc termelése nyomán az i.e. 4. évezredből, a rézkorból származnak. Rudabánya valaha ezüstműve is volt, az egykori királyi bányaváros 14. századi ezüstpecsétje látható az 1. ábrán. A helyiség folyamatos kapcsolódása a földtudományokhoz és a bányászati, ércelőkészítési technológiai módszerek fejlődéséhez a nyersanyagok kitermeléséből fakadó tapasztalatok, felismerések formájában így több mint ötszáz éves.

Újkori életében 1880-tól indulva ipari méretű vasércbányaként vált ismertté és jelentőssé. Kezdetben külszíni fejtésekkel (2. ábra), majd a II. világháború időszakától földalatti bányászati módszerek segítségével termelték eleinte a limonitos barnavasércet, majd ezt fokozatosan felváltva az elsődleges sziderites vasércet. Az ugyancsak ismert rézérc hozzákeveredése a vaskohászat számára feldolgozási nehézséget jelentett, azonban rézérc kutatására és termelésbe állítására csak a vasércbányászat lecsökkenése után, az 1980-as évek első felében került sor. A külszíni fejtések sora elnevezéseiben egykor önálló bányatelkek emlékét őrzi, délnyugatról északkelet felé haladva találjuk a Polyánka, Andrásy-III., Andrásy-I., Adolf, Andrásy-II. és Vilmos elnevezésű bányahelyeket. A rudabányai vasérc bányászatát részletes monográfia mutatja be (Pantó et al., 1957).



1. ábra: Rudabánya város középkori címere.



2. ábra: A Vilmos-külfejtés képe a 20. század elején.

1952–1960 között megépült az ércelőkészítő üzem, ahol az ércet magnetizáló pörköléssel készítették elő. A vasérc termelés volumene a hatvanas években érte el csúcspontját, évi 650 000 tonnát.

A vasérc bányászata 1985-ben szűnt meg, ennek fő oka az volt, hogy a Szovjetunióból érkező import vasércet a rudabányai érc alá árazva hozták be a hazai piacra.

Ma az Andrásy-II. és a Vilmos bányahelyek legmélyebb pontjain található a terület csapadékvízét összegyűjtő 35 mély bányató.

Az ezt követő időszakban néhány korábban megismert nyersanyag bányászata (gipsz, anhidrit, dolomit) indult meg Alsótelekes mellett, részben a kieső munkahelyek pótlására. A gipsz és anhidrit termelése 2010-től szünetel, a lelőhelyről kitermelhető nyersanyag versenyképtelenné vált a visontai erőmű kéntelenítő üzemében keletkező ún. REA-gipsz mellett.

A vasérc kutatása és bányászata mellett tapogatózó színesfémkutatások folytak időszakosan az 1970-es évektől kezdődően. A bányabezárás időpontjában mintegy 1,5 millió tonna rézérc (0,56% Cu) és 0,5 millió tonna ólom-ezüstérc (1,43% Pb, 106 mg/kg Ag) volt nyilvántartva.

Később közös MÁFI-USGS kutatási programok tárták fel a színesfém-anomáliák hasonlóságát a réteghez kötött Pb-Zn-ércesedésekkel, illetve megvizsgálták az üledékes kőzetekhez kapcsolt epitermális ércesedésekkel kapcsolatos aranydúsulás lehetőségét (Hofstra et al., 1999; Korpás et al., 1999).

Ezekre az eredményekre alapozva indult meg a jelenleg is zajló kutatási tevékenység 2006-ban, amelyről a következő fejezet szól.

2. Nyersanyagkutatások 2007–2022 között

A Rotaqua Kft. kért és kapott kutatási engedélyt Rudabánya és környezete színesfém-ércesedésének kutatására 2007-ben. Meghosszabbította a kutatási tevékenységet 2012-ben, befejezte és zárójelentéssel lezárta 2016-ban. Ugyanekkor új kutatási engedélyt kért és kapott baritra, melyet sikerrel lefolytatott, vagyonbecsléssel lezárta 2021-ben. Jelenleg a bányatelekfektetés jogi folyamata zajlik.

2.1. Felszíni kutatások

A kutatási blokkok bányászattal érintett területén feltárstérképezést és geokémiai kőzetszilánkminta-vételezést végeztünk. Mintegy 500 fm hosszban kutatóárok készültek a feltárások közötti földtani kapcsolatok tisztázására. A felszíni bányászattal nem zavart területrészeken 200 x 50 m hálózatban történt a B-talajszint geokémiai mintavételezése, 35 elemre végzett ICP-OES elemzéssel. Külön térképezés, sekély geofizikai mérések és mintavételezés folyt a meddőhányókon (3. ábra). A kutatási munka kezdeti részleteiről Földessy et al. (2010) cikke tájékoztat.

2.2. Fúrásos kutatások

A korábbi ércutatások során mintegy 2600 fúrás mélyült a bányaterületen és annak környezetében, sokszor vágatokból indítva. Ezek jelentős része részben vagy egészen lebányászott területekre esik, és többségük néhány 10 vagy 100 m hosszúságú. Ezeknek csak írásos dokumentációja maradt fenn, és az esetek többségében a mintakihozatal alacsony volt. A legmélyebb szerkezetkutató fúrás Felsőtelekesen 1005 m mélységet ért el (Rb-690), az ércesedések területén pedig 800 m-ig hatoltak le (Rb-400).

2008-tól összesen 23 db függőleges és ferde magfúrás mélyült, 3000 m összes hosszban, a legnagyobb elért fúrólukmélység 300 m volt. Az anyagról a földtani leírás mellett mintegy 930 db ICP-OES és ICP-MS elemzés készült 1,0 m körüli hosszúságú felezett magmintákból, rendszeres minőségbiztosítás mellett.



3. ábra: Modern kutatások 2010-ben, árkolási mintázás, Andrásy-I. külfejtés.

2.3. Ásványvagyon

A 23 mélyfúrás összesen 60 olyan dúsult zónát harántolt, melynek átfúrt hossza a 2,0 m-t meghaladta, és elemzési adatainak valamelyike meghaladta az alábbi küszöbértékeket: Cu > 0,2%, Ag > 1 oz, Pb > 0,5%, Zn > 0,5%.

Az adatok még elégtelenek arra, hogy az ércetek körvonalazása megtörténjen, de az biztonsággal becsülhető, hogy a rézérc 0,5% Cu felett a 10 millió tonna, az ólom-cink-ézüstercek a 0,5% Zn-Pb, illetve 10 mg/kg Ag-tartalom felett a 3 millió tonna becsült tömeget meg fogják haladni a felszíntől számított kb. 300 m mélységig.

Ásványvagyonbecslés csak baritvagyonra készült. A barit lezárt kutatása során 40% barittartalom alsó határ mellett 250 kt 52% barittartalmú, magasabb ismeretességű (*indicated*) és további 4,1 Mt hasonló minőségű, alacsonyabb ismerettségű (*inferred*) ásványvagyon mutatott ki.

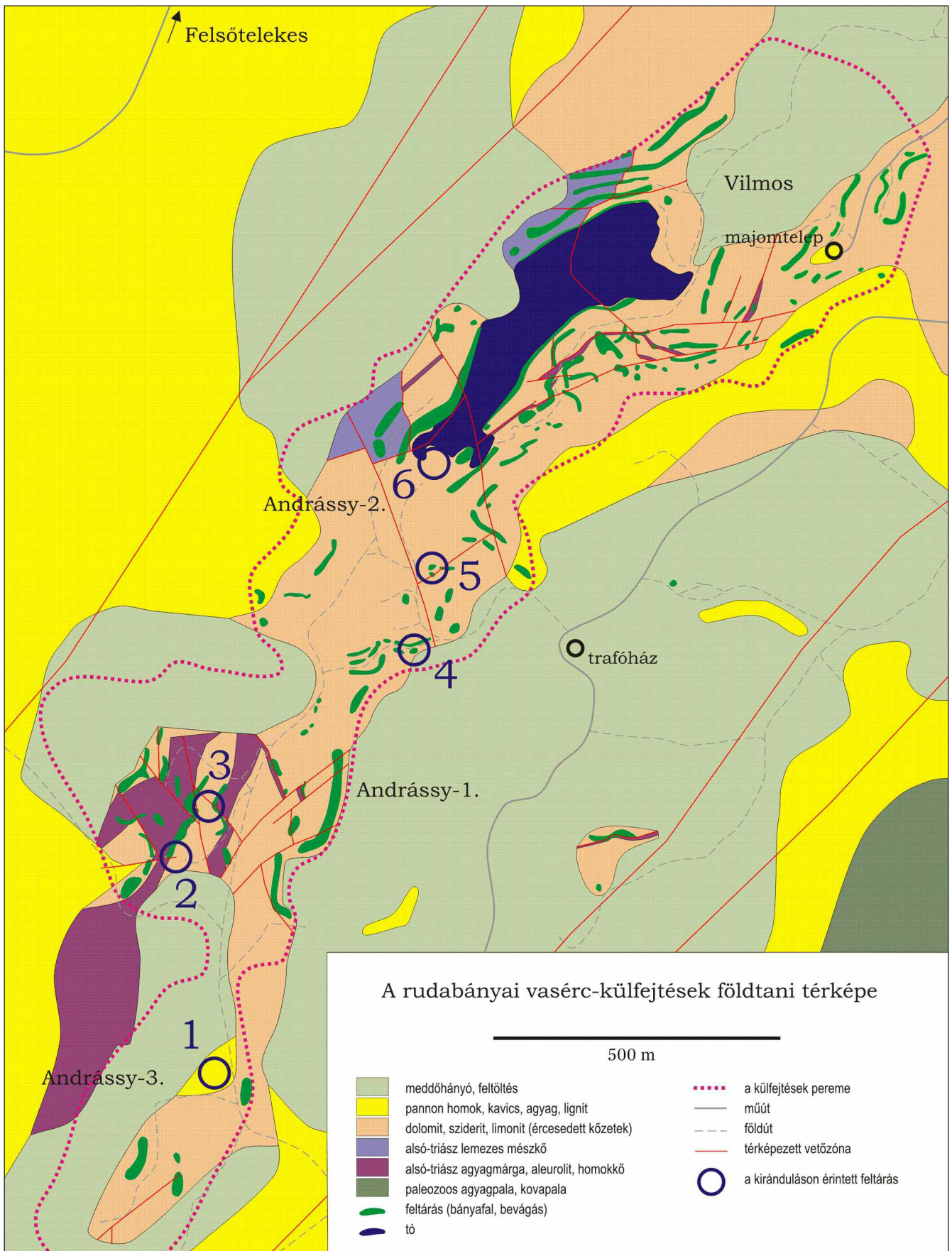
2.4. Tudományos vizsgálatok

A nyersanyagkutatási munkát jelentős tudományos kutatási erőfeszítések is kísérték, döntően a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karának intézményeivel és szakembereivel való együttműködésben. 2007-től kezdődően 24 projekt futott és zárult sikerrel, melynek nyomán 5 TDK-dolgozat, 3 diplomakurzus szakdolgozat, 6 BSc-szakdolgozat, 8 MSc-diplomaterv és 2 PhD-disszertáció született, az ásványtan, geokémia, környezettan, rétegtan, szerkezetföldtan, vízföldtan, eljárás- és bányaművelés témaköreiből. Számos publikáció is megjelent, ezek közül néhány fontosabbra a kirándulásvezetőben hivatkozunk. A fentiek alapján elmondható, hogy az ipari eredményeken felül a kutatási munka jelentős hozzájárulást is jelentett a szakmai-tudományos képzés, illetve a szakember-utánpótlás területén.

3. Az ércelőfordulások földtani környezete

Rudabánya érclelei több ércképző folyamat egymásra rakódó termékei. A befogadó kőzetek metasztatikusán átalakultak, illetve tektonikusán összekeveredtek részint 10–100 méteres nagyságrendű vetőselektel, részint pedig breccsa formájában. A későbbi folyamatok ásványképződései leginkább a korábban képződött érc remobilizált anyagából táplálóztak, így ugyanazon fémek (főként a vas, réz, cink és ólom) változatos ásványai, vagy éppen ugyanazon ásvány (például a barit) több generációban és formában jelennek meg egy néhány négyzetkilométeres területen. A szeszélyes geometriai helyzet és az átfedések miatt még akkor is nehéz volt áttekintést szerezni a telepek egymásra épüléséről, amikor az aktív bányászat sok friss feltárást biztosított, és bár a modell sokat fejlődött, máig sem minden részletében tisztázott (Pálffy, 1924; Pantó, 1956; Pantó et al., 1957; Balla, 1987; Szakáll, 2001; Földessy et al., 2010; Németh & Szakáll, 2019). Mostanra az ércetek jelentős részét, főként a legjobb minőségű részeit letermelték, a területet pedig sok helyen meddőhányók, víz és egyéb törmelék borítja.

A többszörös átrendeződés főként a szerkezeti helyzetnek köszönhető. A Rudabányai-hegység egy ÉÉK–DDNy csa-



4. ábra: A rudabányai vasérc-külfejtések földtani térképe.

pású, néhány km széles dombvonulat, amely lényegében a Mátra ÉK-i oldalától a Kassai-medencéig követhető Darnóvetőzóna kiemelkedett szakasza a Borsodi-medencétől északra (4. ábra). A vetőzóna aktivitása legalább az oligocénbe nyúlik vissza, és több tíz kilométeres léptékű balos oldaleltolódás zajlott le e mentén a középső-miocénig (Zelenka et al., 1983; Márton & Fodor, 1995; Szentpétery, 1997). A zóna DK-i oldalán a Szendrői-egység paleozoos, kiskókú metamorf kőzetei kerültek az ÉNy-i oldalon levő Szilicikum felső-permtől a juráig terjedő üledékes formációi mellé. Az ércek ez utóbbi egység alsó- és középső-triász formációiból (Szentpétery & Less, 2006) származó kőzetekben alakultak ki, de ezek nem mindig azonosíthatóak egyértelműen.

A legidősebb nyersanyagok a felső-permi **anhidrit- és gipsztelepek** a Szilicei-takaró bázisát képező Perkupai Anhidrit Formációból. Ezek Alsótelekes mellett egy diapír formájában kerültek a felszín közelébe (Zelenka et al., 2005), ahol 2020-ig bányászták, de a legmélyebb kutatófúrások szerint az érces összlet alatt is megtalálhatóak, és lehetséges, hogy hozzájárultak az ércelemek szulfid- és szulfátásványainak kéntartalmához.

A kora-triász során egyre mélyülő tengerben lerakódó márgában (Szini Márga) **sztratiform cink-ólom-szulfidérc** képződött (Németh et al., 2013), amit pirit, barit, szfalerit és galenit hullámos sávós lerakódásai alkotnak. A rétegvetítő jelleg már alig figyelhető meg, hiszen a márga anyakőzet szétszabdaldódott és redőződött a vetőseleitek karbonáttömbjei között, így maga az érc is gumókra vagy lencsékre tagolódott szét. Az ásványszemcsék mérete tizedmilliméter alatti. Bár a galenitnél jóval több szfalerit van, szabad szemmel ez nem látható: a halvány szfalerit beleolvad a vas-oxi-hidroxidok élénk színébe. A szöveti jellemzők (például a kollomorf, olykor framboidális, bakteriális eredetű pirit jelenléte) üledékes-exhalációs eredetre engednek következtetni.

A márga fekjét képező homokkőben és aleurolitban (Bódvaszilasi Homokkő) szintén kifejlődött a **sztratiform sziderites vasérc**telep. Ez volt Pantó (1956) értelmezése a Telekes-völgyi Alsó-Deák-bányából ismert, részben hematitáttá alakult érc típusról. Sajnos ez a bányagödör ma már hozzáférhetetlen, de a homokkő diagenetikus cementanyaga magnézium-vas-karbonáttól áll máshol is (Bodor et al., 2013), és gyakorta tartalmaz feltételezhetően a diagenézis során ebből keletkező kvarcos-sziderites fészkeket, amelyeket **krémpátnak** neveztek a helyi bányászok.

A krémpát képződése valószínűleg egyidejű a homokkő fedőjében kialakult **metaszomatikus sziderites vasérc**cel, a **pátvasérc** képződéséhez tartozik. Ez a mészkő- és dolomitformációk (elsősorban a Gutensteini Formáció) anyagából jött létre, ahol a kalcit és dolomit Ca- és Mg-tartalma részben vas-sal helyettesítődött a karbonátkőzeteket átítató fluidumból. A helyettesítés nem volt tökéletes; a képződött „ankerit” olyan zónás kristályokból áll, amelyekben a Ca-Mg-Fe arányok a szemcsén belül is jelentősen változnak. A „pát” név is megtevesztő, hiszen a jellemző szemcseméret valójában milliméteresnél jóval kisebb. Az átalakulás intenzitása a zóna (már lebányászott) közepén volt a legnagyobb, a szegélyek felé pedig egyre kevésbé metasomatizált, végül el nem változott rétegeket is találhatunk.

Következő érc típusunk a **breccsás cink-ólom-szulfidérc**, aminek jellemző ásványai a sztratiform érchez hasonlóan barit, pirit, szfalerit és galenit, csak hogy egy nagyságrenddel nagyobb szemcseméretben. Geokémiai különbségek is vannak (Németh et al., 2013): a szfalerit magasabb vas- és kadmiumtartalma, valamint a galenit ezüsttartalma. Ez az érc kifejezetten a karbonátos tömbök határain, sokszor telérek formájában alakult ki, ezért Pantó (1956) **baritos pátszegély** néven ismertette. Ebből következik, hogy ennek már a karbonátok tömbökre tagolódása után kellett kialakulnia, Pantó (1956) szerint a vasas metasomatózis melléktermékeként. Valójában azonban attól független is lehet, és részben a sztratiform érc remobilizációjából származhat; a breccsa olykor a sztratiform érc töredékeit is tartalmazza. Előfordult a vasas metasomatózissal kevésbé érintett, ezért a nagyüzemi vasércbányászat által megkímélt Ruda-hegyen is, ahol fennmaradtak az ezen érc ezüsttartalmára (illetve a belőle képződött másodlagos ásványokra) irányuló korábbi telérbányászat tárai.

A karbonáttömbök hintett formában tartalmazzák az **elsődleges rézszulfidérc** ásványait (Németh et al., 2017). Az érc képződés pirit és tennantit kiválásával indult, aztán tetraedrit, majd bornit, végül kalkopirit vált ki. A korábbi ásványfázisok is részben kalkopiritté alakultak át, így ez lett a fő rézércásvány. Bár általában vasas metasomatózissal érintett karbonáttömbökben fordul elő, a réz tartalom sem a karbonátokban lévő vas, sem az ólom és a cink előfordulásával nem függ össze. A vasércbányászat során feltárt legdúsabb előfordulásait rézércként hasznosították.

Az előbbieken leírt ércezesedések kora bizonytalan. Annyi azonban valószínűsíthető, hogy a Darnó-zóna fő aktivitását megelőzték, hiszen valamennyi karbonáttömbhöz kapcsolódó érc típus anyaga megtalálható a kb. 15 km-re ÉÉK-re a zóna DK-i oldalán fekvő, Martonyi melletti kis érctestben is, ami egy tektonikusan elszakított darabja lehet az érces összletnek. A továbbiakban viszont már nagyjából a jelenlegi tektonikai helyzetben a létező ércek remobilizációja játszsa a fő szerepet.

A metasomatikus sziderites vasérc oxidatív mállása során többször tíz méteres vastagságú **limonitos vasérc** fejlődött ki a bányaterületen. Az erősen repedezett anyagban az oxidáció aránylag mélyre hatolt; alig-alig lehet olyan ércmintákat találni, amelyeken ne lenne rajta a nyoma, és a legtöbb kőzetfelszín okker- vagy rozsdabarna a goethit vagy hematit mennyiségétől függően. A szupergén dúsulás által létrehozott legmagasabb vastartalmú testeket már lebányászták, de a limonit porózus, bekérgezéses darabjaival mindenfelé lehet találkozni. Az elsődleges színesfém-szulfidok jelenlétéről sok helyen másodlagos szulfidok (kalkozin, covellin), karbonátok (malachit, azurit, cerusszit, smithsonit) és szulfátok (anglesit, melanterit, gipsz stb.) színes kiválási foltjai árulkodnak (Szakáll, 2001). Az oxidáció természetesen jelenleg is aktív folyamat, ezért bizonyos szulfátok recens törésvonalakon fenn-nőtt formában is megjelennek.

A már limonitosodott érces összletet érte a **kései hidrotérmális ásványképződés** (Szakáll, 2001), amely remobilizálta és összevegyítette a korábbi ércezesedésekből adott fém tartalmat. E folyamat terméke a porózus, kovás, szferosziderites

„salakos érc” (Pantó, 1956). Részben ismét az előző fázisokból ismert ásványok képződtek, de például a tetraedritbe már jelentős cinktartalom épült be, az üregfalakon fenn-nőtt szfalerit pedig a korábbiakkal szemben szabad szemmel is felismerhető. Jellegzetes ásványok a színesfém-, antimon-, arzén- és higanytartalmú szulfosók.

Az ércesedett összlet fedőjét (a bányagödrök peremein feltárva) pannon folyóvízi üledékek fedik, bennük helyenként lignittelepekkel és mocsári rétegekkel; ide tartozik a nevezetes Hominida-lelőhely is. Ezeket a rétegeket már nem érinti ércesedés, bár baritkonkréciót és áthalmozott érc-töredékeket tartalmazhatnak. A belső területeken 300 m fölötti települési szintjük (a bányaterületen kívül jellemző 100–200 m közöttivel szemben) azonban a vetőzóna folytatódó kiemelkedésével járó aktivitását jelzi.

4. A terepbejárás megállói

4.1. Juhhodály – pannon folyóvízi üledékek rátelepülése ércesedett aljzatra – barnavasérc zóna

GPS EO: 767 208, 338 790

A juhhodály melletti külfejtési gödör alján az ércesedett képződményekből kialakult oxidációs zóna található, ebből történt egykor a barnavasérc termelése. A kialakult egyenetlen eróziós felszínre (mely a metasomatikus vasérc, illetve breccsás Pb-Zn-érc oxidációs zónája lett) a felső-pannon folyóvízi-tavi képződménycsoport kőzetei települnek közel vízszintes helyzetben. A gödör délnyugati falán több vékony, néhány cm-es lignitcsík látható szürke homokos agyag közé települve.

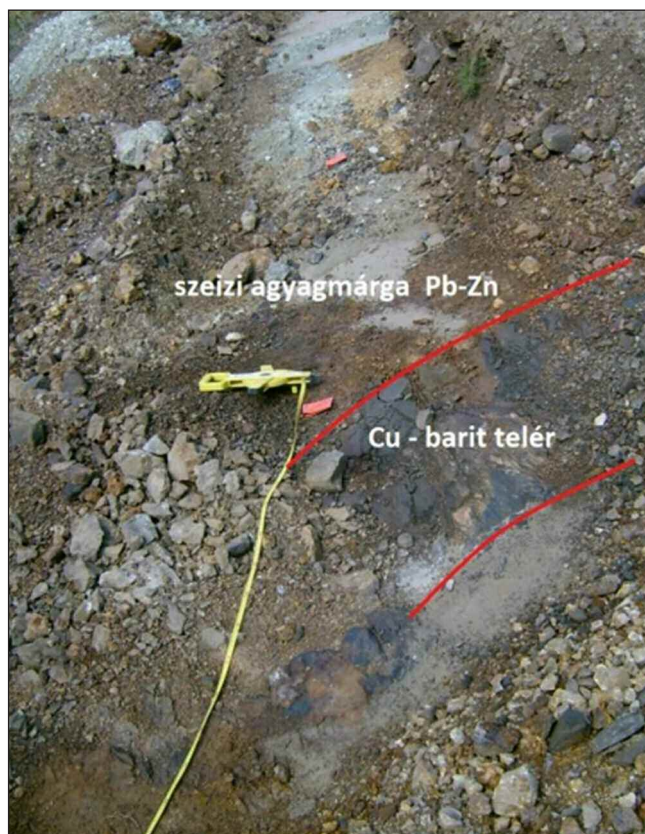
4.2. Andrassy-I. – Szini Márga képződményei – sztratiform Zn-Pb-szulfid ércesedés

GPS EO: 767 112, 339 165

Cinkásványok jelenléte a vasérc-termelés kezdetétől ismert, de gazdasági jelentőséget nem tulajdonítottak ennek a dúsulásnak olyannyira, hogy a színesfém-érc-kutatások során csak szórványosan elemeztettek mintákat Zn-tartalomra. Ennek valószínű oka, hogy a Zn-tartalom nem a szokásos magas vastartalmú szfalerit alakjában jelentkezik,



5. ábra: Nem-szulfidos cinkásvány kimutatására alkalmas kolorimetriás reakció. A vörös szín a cink több %-os jelenlétét jelzi.



6. ábra: Réz-barittelér harántolja a Pb-Zn-ben dúsult márga-összletet, Andrassy-I. külfejtés.

hanem nehezen észrevehető vasszegény szfalerit és – mivel az ólomnál könnyebben mobilizálódott – akár az elsődleges szulfidérc-től távolabb, sokszor a márga és karbonát érintkezése mentén megjelenő másodlagos ásványok, pl. smithsonit formájában. Ezek alkothatnak bekérgezéseket, bevonatokat, valamint széteső „földes” halmazokat (Szakáll, 2001). A közelmúltban zárult érc-kutatások során kimutatásukra sikerrel alkalmaztak egy kolorimetriás módszert (5. ábra), amely elsősorban a másodlagos nem-szulfid ásványokra érzékeny (Krisztály et al., 2010). Ennek segítségével kijelölt elemzési minták alapján a Zn-Pb-ércek Rudabánya legelterjedtebb, de legkevésbé megismert érc-típusai.

Az Andrassy-I. külfejtés ÉNy-i falán lévő márgatörmelékben Zn-Pb-szulfidérc-töredékeket találhatunk a sztratiform ércesedés anyagából. A bányagödör letisztított, de a márga csekély állékonysága miatt gyorsan újra befedődő részein különféle másodlagos ásványokat (elsősorban smithsonitot és hemimorfítot, valamint hidrocinkitet és rosisitot) tartalmazó mintákat is sikerült begyűjteni. Az Pb-Zn-ércesedésekről bővebb információkat a Németh et al. (2013) szerzők tollából megjelent tanulmány ad.

4.3. Andrassy-I. (egykori A-1 árok) – Szini Márga, sziderit és késői kvarc-barit-rézérces telér kontaktusa

GPS EO: 767 127, 339 285

Az Andrassy-I. bányaudvaron háromféle anyag törmelékének keveréke borítja a felszínt: márga Pb-Zn-Ag-dúsulások-



7. ábra: Durvakristályos barit a réz-barit-teléres kifejlődésből, Andrásy-I. külfejtés.

kal, szideritbreccsa barittal és rézdúsulással, illetve baritos-rézérces telérkőzet (6. ábra). A külfejtésben a falakon látható feltárások között a megnyitott ÉK-DNy-i irányú A-1 árok és a K-Ny-i irányú A-2 árok tárta fel ezek térbeli kapcsolatát. Ma már az árkokba visszamosódott a törmelékanyag, és a képződményhatárok csak az egykori dokumentációs fotókon követhetők a felszínen. Az ólom-cink-ezüstércesedés az árkokban rétegvölgység jellegű, de budinázsszerűen felaprózódott a képződmény gyűrődéses-töréses deformációja során.

A rézércet ma az azurit, malachit és kuprit foltjai, helyenként termésrézfonatok és -lemezek képviselik.

4.4. Villony-tető – rétegvölgység és breccsás barit

GPS EOVS: 767 605, 339 536

A barit rétegvölgység formában végig nyomozható a külfejtés sorozat ÉNy-i és DK-i peremén. A rétegvölgység baritot sok esetben áttörve, bizonyos esetekben ezekhez tápcsatornaként csatlakozva egy kései breccsás, hidrotermális baritvál-



8. ábra: Barit-tetraedrit-bornit-telér, T12A fúrás, 68 m, Andrásy-II. külfejtés.

tozat jelentkezik, sziderittel, dolomittal, pirittel, fakóérc és bornit, ritkábban kalkopirit kíséretében.

A felszíni baritos-rézérces telérkőzetblokkokon a durvakristályos, lemezes barit kifejlődés szembeűnő (7. ábra), szemben a rétegvölgység érces zónák tömeges, aprókristályos baritkifejlődésével. A hidrotermális, teléres rézérces barit teléreit a korábbi litológiai egységeket átharántoló előfordulásuk és a Darnó-zóna vetőihez való térbeli kapcsolódásuk alapján kései paleogén korúnak tekintjük. Ismerünk még hasonló megjelenésű, de még későbbi, valószínűleg késő-neogén időségi kvarc-szulfid-teléreket, amelyek már a kialakult barnavasérc zónát metszik át. Ezt a változatot a terepbejárásunk most nem érinti.

4.5. Andrásy-II. – elsődleges rézszulfidérc – fakóérc-bornit-kalkopirit-barittelér

GPS EOVS: 767 585, 339 669

Az Andrásy-II. területe a Rudabányán ismert legintenzívebb rézdúsulást foglalja magába. Az egykori vasérctermelést irányító a szulfidos ércesedésben gazdagabb ércreszleteket nem termelték ki, vagy a meddőhányóra deponálták. A barnavasérc és sziderit kitermelt anyagában átlagosan 0,2% réztartalom van, a telérek anyagában 0,2–5% Cu-koncentráció értékeket adtak a 2–2 m hosszban a felszínen vett kőzet-szilánkminták.

A területen mélyűlt T-12 mélyfúrás a teléret 68 m mélységben harántolta. A 8. ábrán a barit-kvarc-rézérces telér fúrómagjának egy darabja látható. A nagyobb foltokban fakóérc, hematit, bornit található, barittal és kvarccal.

A rézércesedésről Németh et al. (2017) közölt adatokat és értelmezést.

4.6. Vilmos – Bányató

GPS: 767 605, 339 888

A korábbi külfejtések helyén kialakult bányató ma turistalátványosság is. A hosszanti tengelye követi a Darnó-zóna csapását, vagyis DNY-ÉK-i. A tó legmélyebb pontja a felszíntől számítva 35 m. Csapadékvíz tárol, korlátozott összeköttetésben áll az egykori külfejtésbe nyíló vágatokon keresztül a földalatti bányavágatokkal. A víz a felszíntől kb. 30 m mélységig kiváló minőségű, az ez alatti fenékvizekben jelentősebb a nehézfém- (főleg cink-) koncentráció. A tó vízszintje évszaktól függően kb. +230 m tszf. körüli.

A nyugati peremén a felső-pannon képződmények a tóba besuvadva alkotnak félszigetet, míg a keleti peremén a bányászat során kihagyott meredek sziklaszerű sziderit-kőzetpillér anyaga a hidrotermális teléres ércesedéshez kapcsolódó erős piritesedést tartalmazott, s ezért vasércként nem termelték ki. A keleti part északi végén található a triász képződményekre települt felső-pannon képződményekben az egykori rudabányai emberszabású, a *Rudapithecus* feltárt telephelye. A mellékelt fotó (készítette drónról Kupi László) a bányatavat ÉÉK-ről dél felé nézve mutatja be (9. ábra).



9. ábra: Rudabánya, Andrassy-II. és Vilmos külfejtések bányatava.

Irodalom

- Balla L. (szerk.) (1987): Rudabányai vasércbányászat. Bányabezárási dokumentáció. Nehézipari Műszaki Egyetem, Miskolc.
- Bodor, S., Földessy, J., Kristály, F. & Zajzon, N. (2013): Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 8, 147–153.
- Földessy J., Németh N. & Gerges A. (2010): Földtani Közlöny, 140, 281–292.
- Hofstra, A. H., Korpás, L., Csalagovits, I., Johnson, C. A. & Christiansen, W. D. (1999): Geologica Hungarica, series Geologica, 24, 295–302.
- Korpás, L., Hofstra, A. H., Ódor, L., Horváth, I. & Leventhal, J. S. (1999): Geologica Hungarica, series Geologica, 24, 151–167.
- Kristály F., Szakáll S., Németh N. & Zajzon N. (2010): A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat, 79, 27–38.
- Márton, E. & Fodor, L. (1995): Tectonophysics, 242, 99–114.
- Németh N. & Szakáll S. (2019): In: Rémiás T. (szerk.): Rudabánya az őskortól napjainkig. Dominium Könyvkiadó, Miskolc, pp. 21–39.
- Németh, N., Földessy, J., Kupi, L. & Iglesias, J. G. (2013): Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 8/1, 47–58.
- Németh, N., Földessy, J. & Turi, J. (2017): Central European Geology, 60, 53–72.
- Pálfy M. (1924): MÁFI Évkönyve, 26/2, 1–27.
- Pantó E., Pantó G., Podányi T. & Moser K. (szerk.) (1957): Rudabánya ércbányászata. Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület, Budapest.
- Pantó G. (1956): MÁFI Évkönyve, 44/2, 329–637.
- Szakáll S. (2001): Rudabánya ásványai. Kőország Kiadó, Budapest.
- Szentpétery I. (1997): Acta Geologica Hungarica, 40/3, 265–272.
- Szentpétery I. & Less Gy. (szerk.) (2006): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtana. Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Zelenka T., Baksa Cs., Balla Z., Földessy J. & Járányi-Földessy K. (1983): Földtani Közlöny, 113, 27–37.
- Zelenka T., Kaló J. & Németh N. (2005): Földtani Közlöny, 135, 493–511.

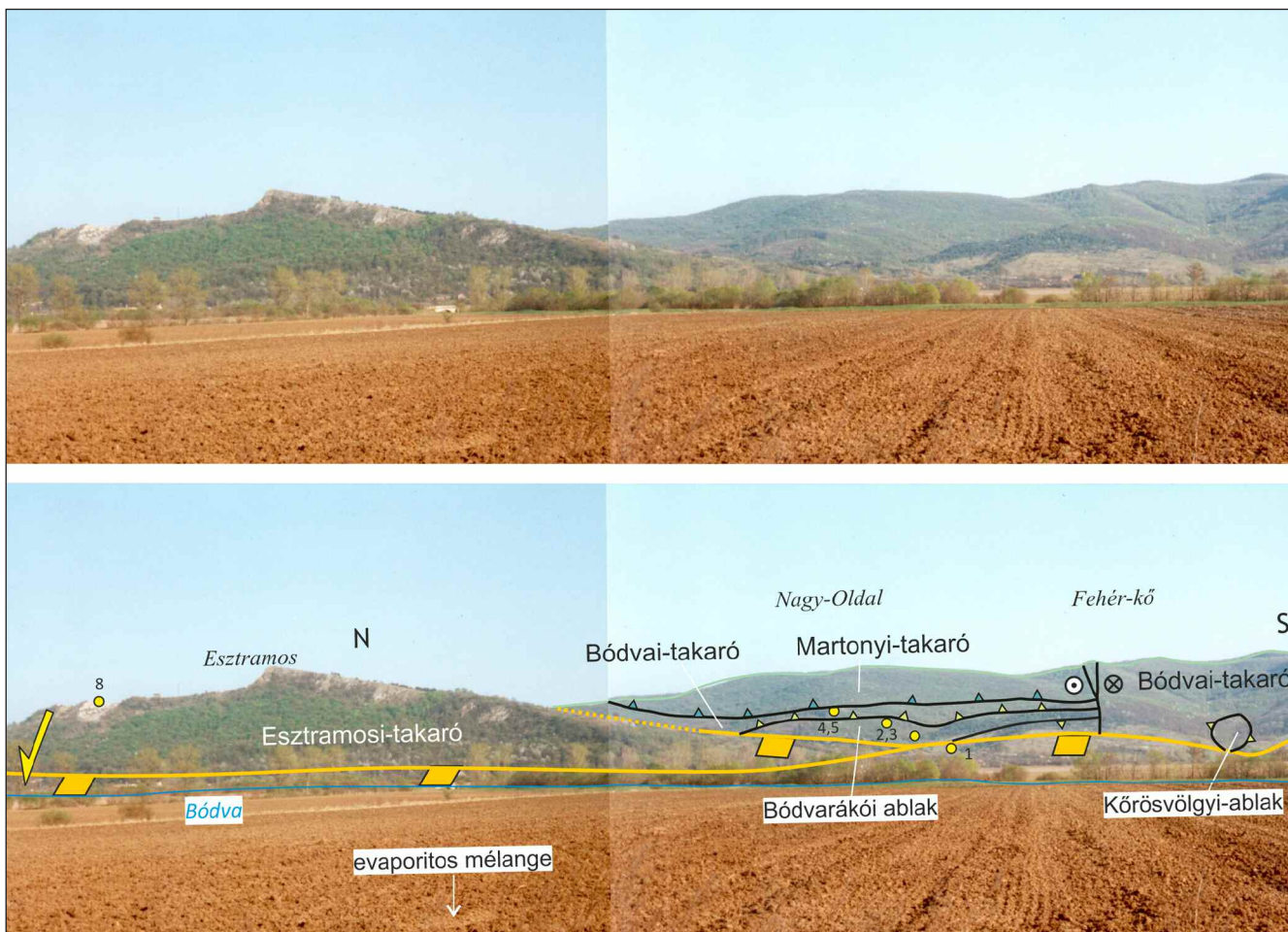
KIRÁNDULÁSVEZETŐ BÓDVARÁKÓ ÉS AZ ESZTRAMOS-HEGY KÖZÖTTI TERÜLETEN

FODOR László^{1,2*} & KÖVÉR Szilvia¹

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest

² Eötvös Loránd Kutatóhálózat, Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

* E-mail: imre.laszlo.fodor@ttk.elte.hu

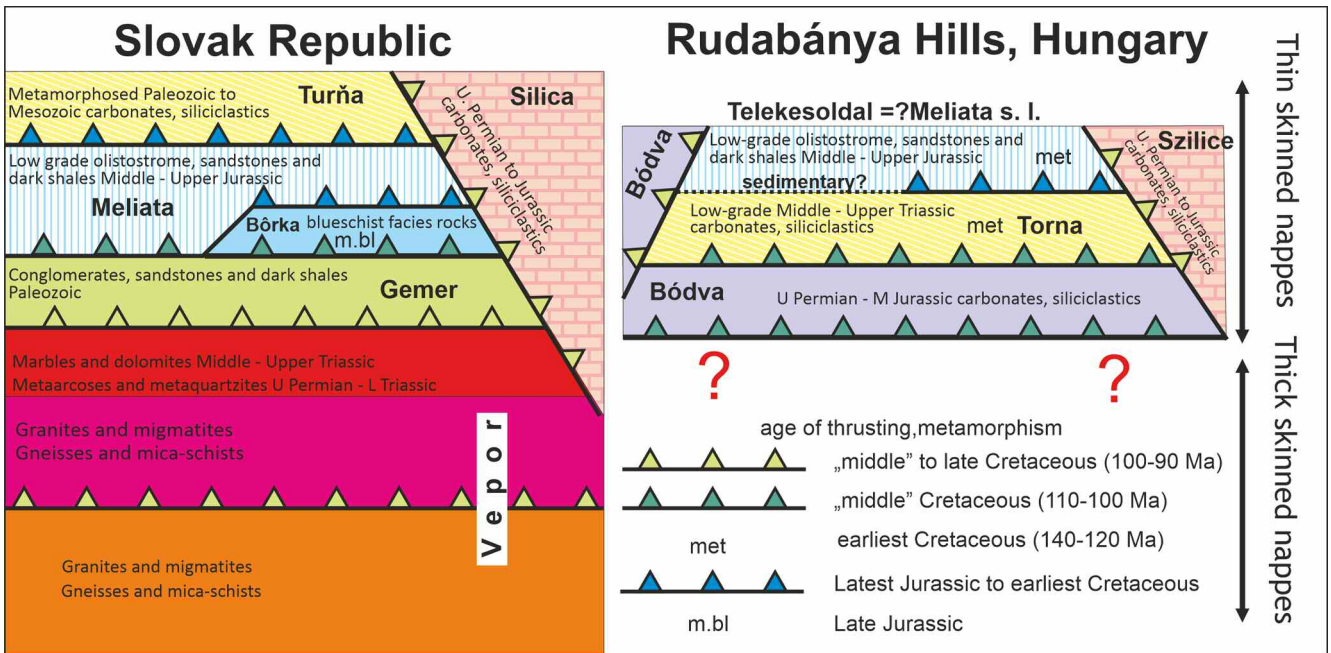


1. Bevezetés

A kirándulás Bódvarákó környékét járja be, ahol Magyarország szerkezetileg egyik legbonyolultabb területét találjuk. A bonyolultságot az jelzi, hogy a kis területen a Tornai-, Bódvai- és Aggteleki-takarók foszlányai is jelen vannak. A takarós jelleget már Less György térképező munkája kiválóan megmutatta (Less, 1981), és azt térképen ábrázolta (Less et al., 1988), magyarázóban és cikkekben leírta (Grill et al., 1984; Less 1998, 2000; Szentpétery & Less, 2006). A 2000-es évek elején több éven keresztül szerkezeti, metamorf petrológiai és geokronológiai méréseket végeztünk, aminek következtében a szerkezetalakulás több lépését tudtuk tisztázni (Fodor & Koroknai, 2000; Péró et al., 2003; Kövér et al., 2005, 2008, 2009a,b; Deák-Kövé, 2012). Ezt egészítette ki a szervesanyag-

tartalmú üledékek Raman-spektroszkópiai vizsgálata, amely a metamorf hőmérséklet meghatározására szolgál (Molnár et al., 2021).

A Rudabányai- és Aggteleki-hegység területeit alapvetően a Tornai-, Bódvai-, és Szilicei-rétegsorokba (és a rétegsorokból felépülő szerkezeti egységekbe) sorolták (1. ábra). Klasszikus értelmezés szerint a kisméretű metamorf, triász Tornai-sorozat lenne legalul, amit egy evaporitos mélangé, majd a nem metamorf Szilicei- és/vagy Bódvai-sorozat képződményei fednek takarós helyzetben (2. ábra). Az evaporitos mélangé sóközetei olyan tektonikus blokkokat tartalmaznak, amelyek a Neotethys-óceán (Mellétei-óceán) triász óceáni kérgéből származhatnak (Tornakápolnai-sorozat, Grill et al., 1984). A szerkezet részben analóg a Dinaridák felépítésével és fejlődésével (Schmid et al., 2008), ahol viszont obdukált

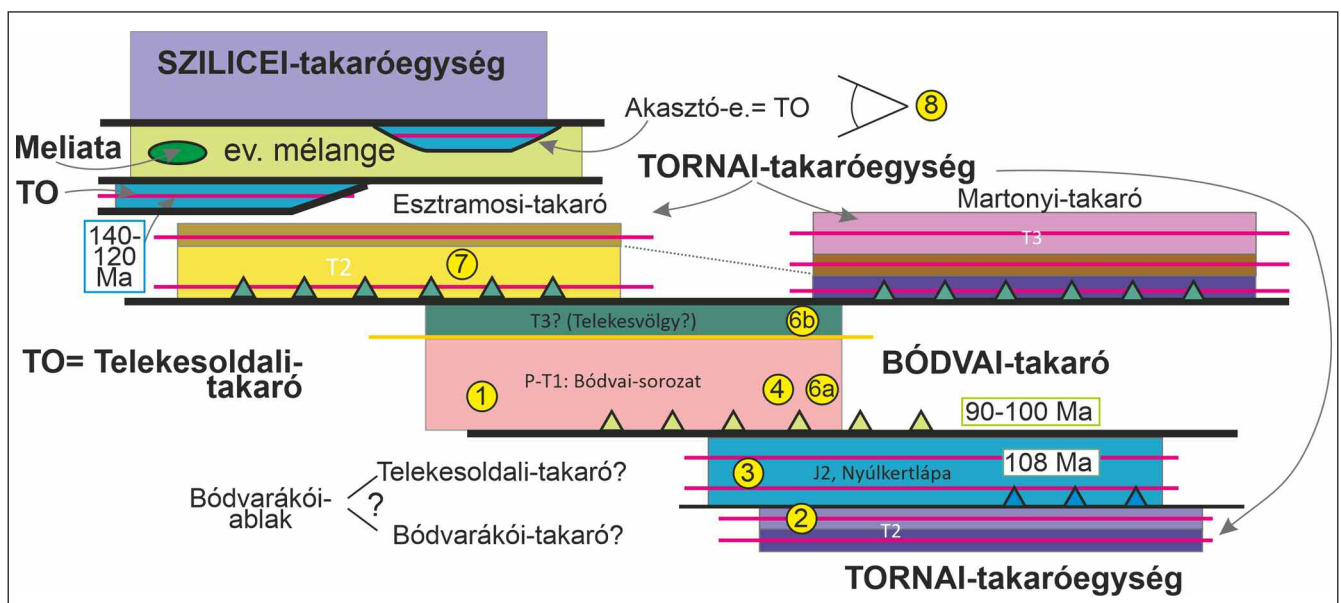


1. ábra: Takarók, szerkezeti egységek egymáshoz való viszonya az Aggtelek-Rudabányai-hegységben és a tágabb Gömör-Tornai területen. Deák-Kövér et al. (2011) után, módosítva.

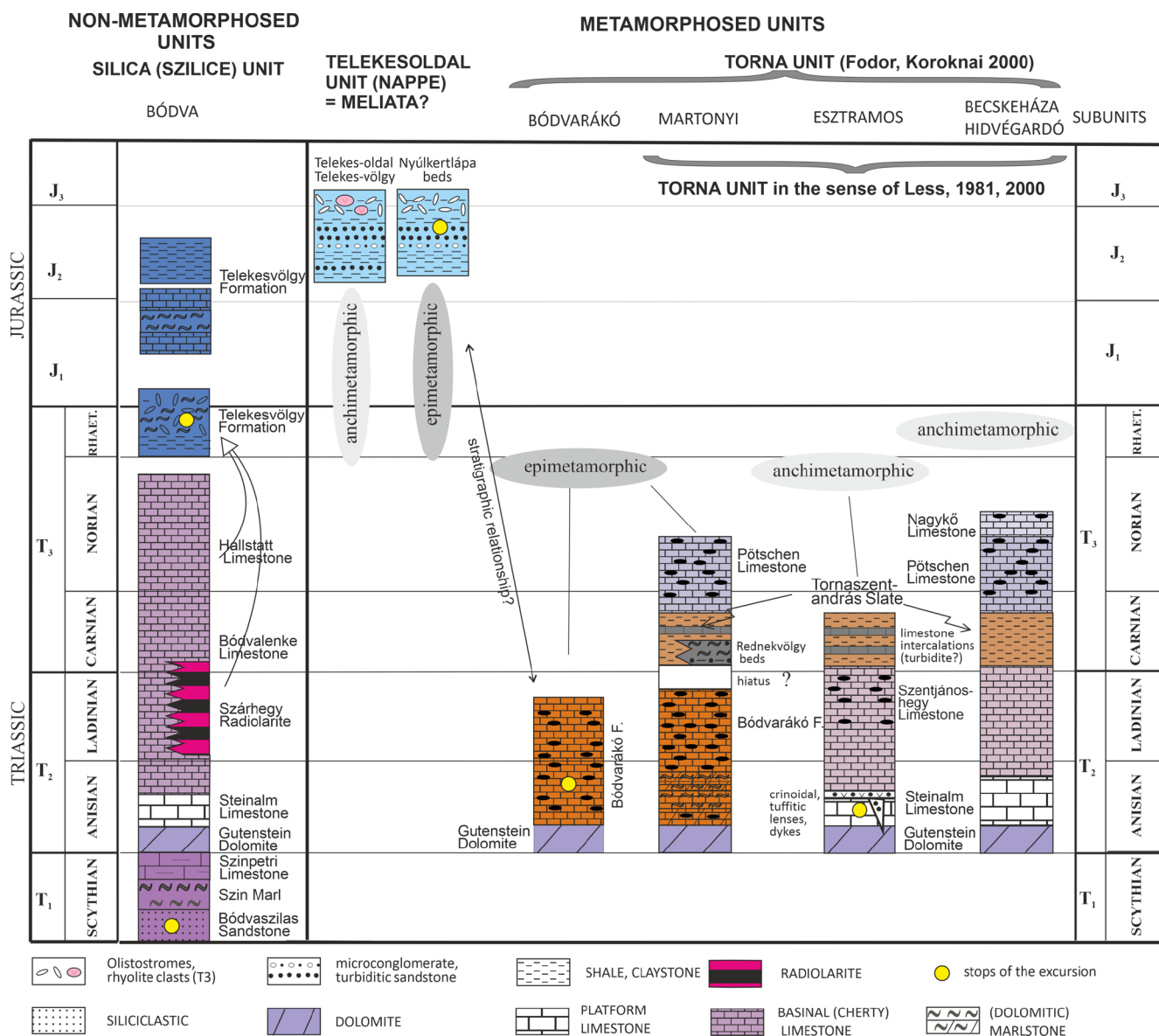
óceáni litoszféra maradt meg a legfelső helyzetben; ez a Gömör-Tornai területen ismeretlen (bár egykor esetleg meglehetett). Így egy óceáni kéregmaradvány és az óceán két partjáról származó kőzetek alkotnák az Aggtelek-Rudabányai-hegységet, ami egy tipikus szubdukciós-kollíziós orogén része lenne.

Egy ilyen esetben gyakori, hogy a szerkezeti egységek képződésményei eltérő üledékképződési környezetben rakódtak le és úgynevezett „fáciestakarókat” alkotnak (2. és 3. ábra). A Szilicei-takaró a középső-triászban nagyrészt platformon, a Bódvai a disztális selen, néhány egység kőzetei esetleg lejtőkörnyezetben jöttek létre (Kovács et al., 1989;

Horváth & Hips, 2015). Hasonlóan, a Tornai-sorozatban a kezdeti platformképződésmények előbb-utóbb elsüllyedtek, és az anisusi során mélytengeri környezetnek adták át a helyüket (Kovács et al., 1989). Bár a régebbi modellben a Szilicei- és Tornai-egységek az óceán ellentétes peremén voltak, az újabb modellek a legtöbb egységet a Neotethys-óceán azonos pereméről, bár annak eltérő szakaszáról származtatják (Deák-Kövér, 2012; 4. ábra). Ez a riftesedés a permében indulhatott és az anisusiban vált teljessé, amikor az új óceáni kéreg is kialakulhatott (3. és 4. ábra). Ennek maradványai egységes takaróként nem, csak evaporitba beleygúrva, illetve a Mellétei-egység üledékeibe áthalmozott klasztként ismertek.



2. ábra: Takarók, pikkelyek egymáshoz való viszonya a terepbejárás területén. A számok a kirándulás megállóinak szerkezeti helyzetét mutatják. A takarókon belüli korok a kismélységi metamorfózis valószínű korát, míg a határon lévők az áttolódás korát mutatják.



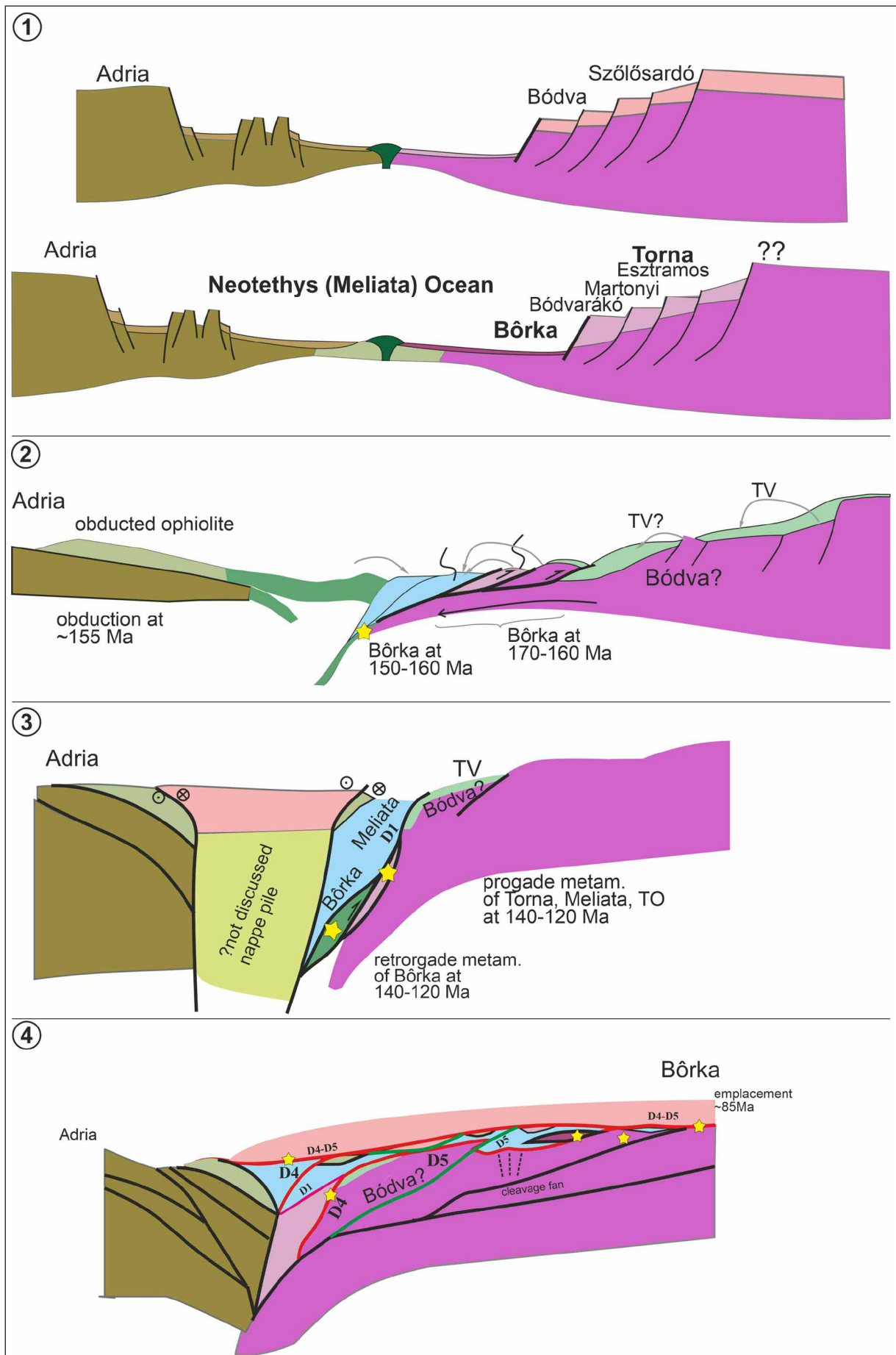
3. ábra: A Rudabányai-hegység északi részének rétegsorai (Pérol et al., 2003 után, módosítva).

A szubdukció a kora-jura végén vagy a jura közepén kezdődhetett, legvalószínűbben intraocéáni módon (Maffione et al., 2015). E folyamat hatásai tükröződnek (habár gyakran csak áttételesen) a megfigyelhető jura sorozatokban (4. ábra). A klasszikus Mellétei-sorozat a szubdukciós árokban gravitációs tömegmozgással felhalmozódott üledékeket jelenti (Aubrecht et al., 2012), amelyek maguk is szubdukálódtak, erősen deformálódtak és különböző fokú metamorfózison estek át. A Mellétei-egységbe sorolt, vagy önállóan kezelt Bôrka-egység ment le a legmélyebbre a szubdukció során, a 10–12 kbar nyomás képalafaciesű metamorfózist eredményezett (Faryad, 1995; Mello et al., 1998) (1. és 4. ábrák). A radiometrikus 160–150 millió éves Ar/Ar csillámkorok a metamorfózist (Faryad & Henjes-Kunst, 1997), míg a 120–140 millió éves K/Ar illitkorok a szubdukciós zónából való exhumációt rögzítik (Árkai et al., 2003).

A hazai jura képződmények az ároktól távolabb rakódhattak le. Az új értelmezések a jura képződmények közül a

metamorf kifejlődéseket a Telekesoldali-takaróba (TO) sorolják (Kövérl et al., 2008, 2009a, b), míg a Bódvai-sorozat felett a Telekes-szolgyi Formáció középső-jura képződményei települnek (1., 2. és 3. ábra). A szubdukció során a hazai egységek eltérő mélységbe jutottak: a legjobban metamorfizált Torna került a legmélyebbre, a Telekes-oldali jura képződmények ezzel közel azonos mélységbe, míg a Bódvai-takaró csak kis mélységbe jutott. A metamorfózis kora ~140–120 millió év lehetett K/Ar illit-módszer alapján, ami megegyezik a Bôrka-takaró kitarakodásával. Tehát amíg a Bôrka már felfelé jött, addig a passzív peremi hazai képződmények éppenséggel betemetődtek (4. ábra).

A szubdukció és az azt követő exhumáció során, majd azt követően további takarós mozgások történtek, amelyek az eredeti egyszerű szerkezeti képet nagyon ártírták. Ennek egyik következménye, hogy a legmélyebb Tornai-egység a Bódvai-sorozat (takaró) felett jelenik meg az elsődleges (közvetlen szubdukcióhoz köthető) takarósodás utáni deformá-



4. ábra: A Neotethys északnyugati záródásának fejlődéstörténete (Deák-Kövé, 2012 után).

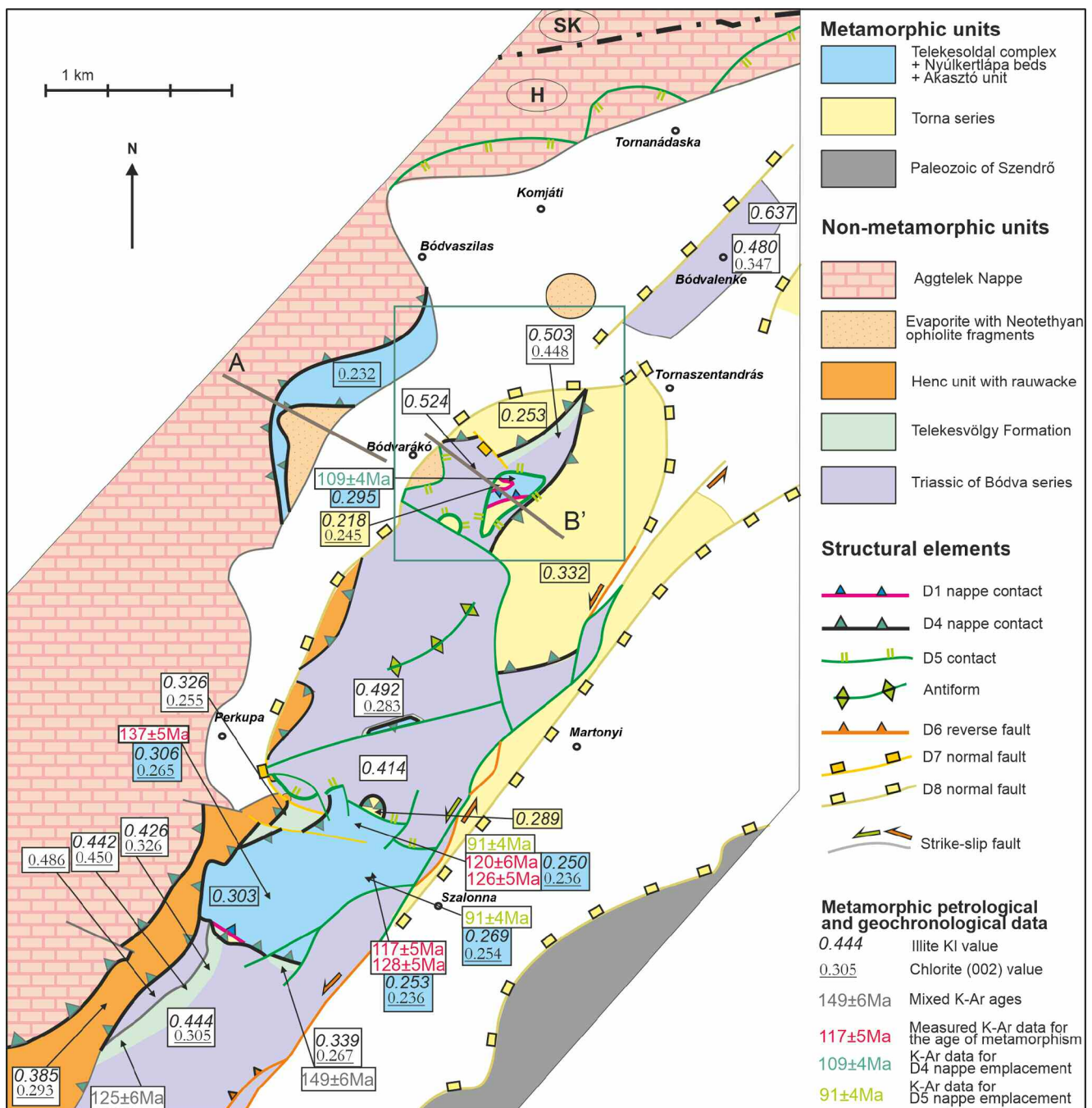
ciók miatt: ezt a korábbi térképek részben, Kövér et al. (2005) és Deák-Kövé (2012) munkája részletesen mutatja (1. és 2. ábra). Mi több, az alul levő Bódvai-takaró a legfiatalabb áttolódások során a Tornai-egységek fölé is toldódhatott, amely mozgás következményeit a kirándulás során végig láthatjuk (1., 2. és 4/4. ábra).

Külön probléma a Szilicei-takaróegység (Silica Unit) eredeti helyzete és áttolódásának ideje, iránya (1. ábra). Deák-Kövé (2012) szerint eltolódással kerülhetett arra a helyre, ahonnan később takaróként lenyesődött, valószínűleg csak a kréta közepén (~90 millió éve) (4. ábra). Így összesen 5 fő szerkezeti egységgel (takaróegységgel) számolhatunk, amelyek

még további kisebb takarókba, pikkelyekbe rendeződtek (1. és 2. ábra).

2. A képződmények metamorf foka és átalakulás kormeghatározása

Az alacsony fokú metamorfitek átalakulásának fokát tradicionálisan a finomszemű illit (Kübler, 1968) és klorit „kristályossági fokával” tudjuk számszerűsíteni: a módszer kidolgozásában és annak észak-magyarországi alkalmazásában Árkai Péter úttörő szerepet játszott (Árkai, 1985, 1991; Árkai



5. ábra: A diagenetikus és metamorf átalakulás mértékének és a K/Ar-adatoknak az eloszlása az egyes szerkezeti egységekben (Kövé et al., 2009b, Árkai P. számos adatát is integrálva).

et al., 1995, 1996). E munkát folytattuk a 2000-es évek elején, amikor további pontokon, és fúrásokból határoztuk meg a kőzettani paramétereket és az átalakultság fokát (Kövér et al., 2009a,b; Deák-Kövér, 2012). A 2 μm -nél kisebb illitfrakcióból ugyanakkor K/Ar-mérések is történtek, így ugyanazon minta átalakultságát és a K/Ar-rendszer záródási korát is meg tudtuk határozni. Az 5. és 6. ábrán ezek az adatok kerülnek bemutatásra. Világosan elkülöníthetők a kistakaréjú metamorf triász és jura sorozatok (Torna, Telekesoldal) és a nem metamorfok (Bódva, Szilice). Probléma csak olyan esetben adódott, amikor az illit és klorit kristályosság indexek nem egyeztek. Ekkor a petrológiai adatok is segítettek, mivel a paragonittartalmú minták esetében a kétféle „kristályosság index” gyakran nem egyezett, és ez utólagos folyadékáramlás hatását mutatja. Ezt leggyakrabban takaróhatárok menti mintáknál tapasztaltuk. Ilyen esetben az illit kristályosság indexet tartottuk a metamorfózisa jellemzőnek.

A Telekesoldali-takaró néhány mintájának szerves anyagán Raman-spektroszkópiás vizsgálatokat végeztünk, melyek alapján a kistakaréjú metamorfózis mértéke számszerűsíthető, $\sim 270\text{--}280^\circ\text{C}$ (Molnár et al., 2021). Ezen hőmérséklettartomány szinte teljesen megegyezik az egyéb paraméterekből becsült értékkel (6. ábra).

A metamorf jura és a metamorf tornai triász képződmények egymáshoz való viszonya nem tisztázott: a jura lehet a triász rétegtani fedője, vagy csak egy viszonylag közeli, de eltérő területről lenyesett fragmentum. A két sorozat metamorfózisa közeli értékeket mutat (mind a hőmérséklet, mind a nyomás szempontjából), vagyis határuk már a metamorfózis előtt, legkésőbb a tektonikus betemetődés során létrejött (Deák-Kövér, 2012). Az sem kizárt, hogy a Telekesoldali-takarót a tág értelemben vett Mellétei-egységhez sorolhatjuk, ekkor feltételezhetően óceáni kérge lett volna.

3. A terepbejárás útvonalának bemutatása

Az útvonal földrajzilag a Rudabányai-hegység északnyugati részén halad (7. ábra). Bódvárakótól keletre a Nyúlkertlápában, majd az Esztramosra vezető úton és annak környékén nézzük meg a feltárásokat. Az Esztramosról remek kilátásban gyönyörködhetünk, majd a barlang bejáratához ereszkedünk le. A terület fedetlen földtani térképét a 7., a csatlakozó szelvényeket a 8. ábra mutatja.

A terület szerkezeti legmélyebb egysége a Bódvárakói-sorozatba tartozó rétegsor (2., 3., 5., 7. és 8. ábra). Ezt a szerzők változó nagytektonikai egységekbe sorolták (Less, 2000; Kovács et al., 1989; Fodor & Koroknai, 2000; Kövér et al., 2009b), főleg, mivel rétegsora igen csonka (3. ábra). Most úgy véljük, ez a Tornai-sorozat része, annak egy specifikus kifejlődése, amely a legjobban kivékonyodott kontinentális kérgen jött létre (2. és 4/1. ábra). A korábbi és újabb vizsgálatok alapján egyértelmű, hogy a rétegsort metamorf képződmények építik fel (Árkai & Kovács, 1986; Kövér et al., 2009a,b).

Rákövetkeznek az úgynevezett „Nyúlkertlápai rétegek” (Szentpétery & Less, 2006) (3. ábra). E rétegek a Bódvárakói-rétegsorhoz vagy egy önálló szerkezeti egységbe tartozhatnak (Telekesoldali-takaró) (Less et al., 1988; Szentpétery & Less,

2006; Fodor & Koroknai, 2000). A metamorf fok vizsgálatok alapján a litológiai analógiák alapján középső-jurának gondolt sorozat epizónás átalakulást szenvedett (5. ábra) (Kövér et al., 2009b). A Bódvárakói-sorozat és a Nyúlkertlápai-rétegek egy tektonikai ablakban, a Bódvárakói-ablakban bukkannak a felszínre. Ha a jura és triász egy rétegsort alkot, akkor egy takaró részei, de ha nem, akkor két külön takaró egy-egy kis szelete, az ablakon belül. A Rudabányai-hegységben kis területeken fellépő jura képződmények között elég sok a hasonlóság a kifejlődés, a metamorfózis és a deformáció szempontjából, így logikus azokat egy takaró részének venni: ez lenne a Telekesoldali-takaró. Mivel ezek a mélytengeri jura képződmények óceáni vagy kivékonyodott kontinentális kérgen rakódtak le, a Mellétei-egységgel (Meliatea) rokoníthatók.

A Bódvárakói-ablak felett a Bódvai-takaró alsó-triász üledékei, és azokkal sódeformációs érintkezéssel valószínűleg az evaporit lép fel (2., 5. és 8. ábra). A Bódvai-takaró másik eleme egy valószínűleg felső-triász képződmény (6. megálló). A két elem között több rétegtani egység hiányzik, amit talán a miocén normálvetős vagy eltolódásos deformáció okozott.

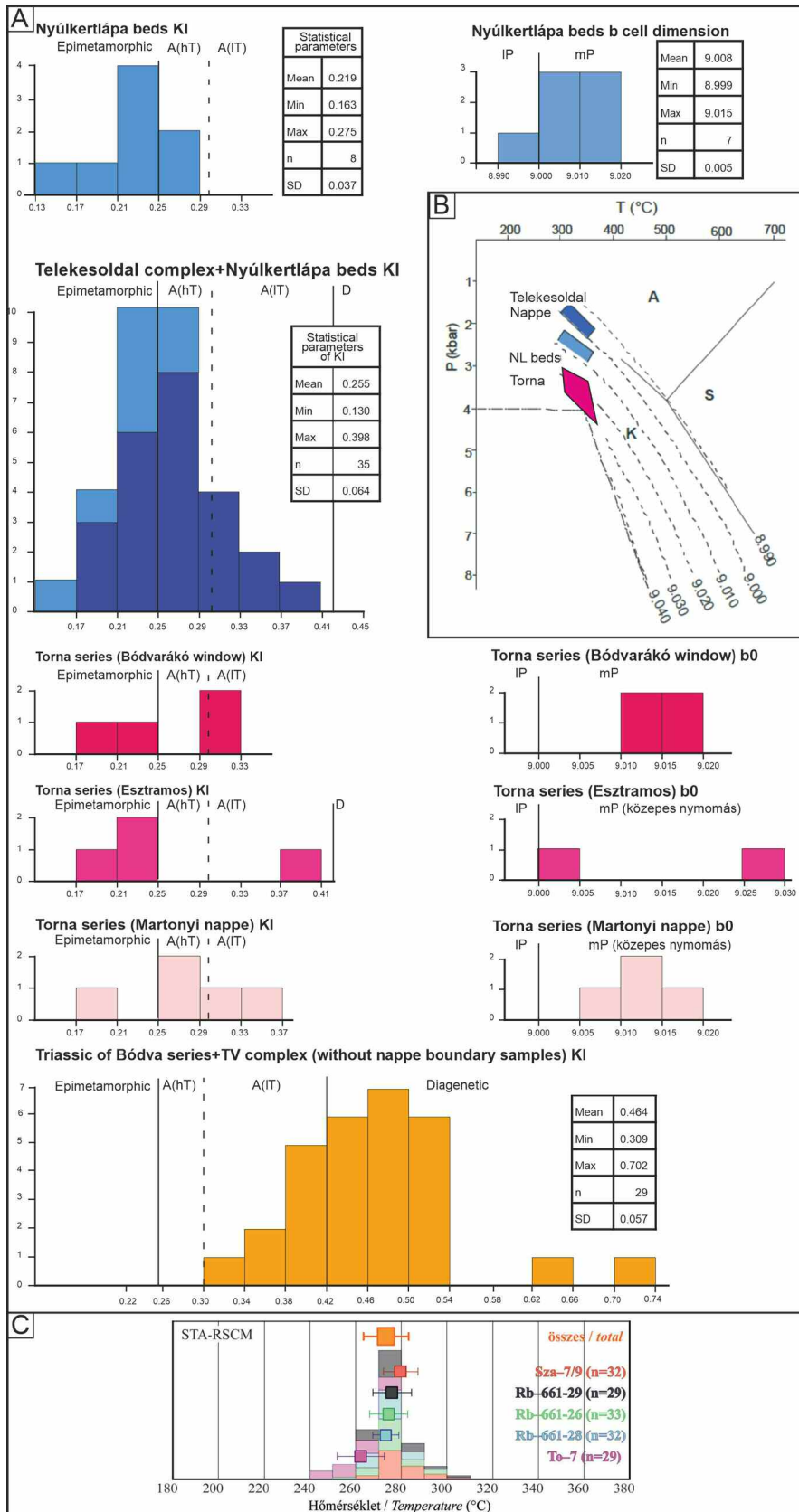
A Bódvai-takaró felett ismét metamorf egységek következnek, amelyeket a Tornai-takaróegységbe sorolunk (2., 5., 7. és 8. ábra) (Less, 2000). A Martonyi-takaró és az Esztramos rétegsorai a középső-triászhoz illetően eltérnek (3. ábra), ezért is tekinthetjük ezeket önálló takarónak (Fodor & Koroknai, 2000). A Martonyi-takaró talpát az 5., az Esztramosi-takarót a 7. megálló mutatja be. A nem metamorf képződmények feletti kistakaréjú metamorf takaró tektonikus helyzete nyilvánvalóan egy késői deformáció eredménye, hiszen csak így lehet éles váltással egy metamorf egység nem metamorf felett (Kövér et al., 2005; Deák-Kövér, 2012). Mivel a jura palák metamorfózisát általában 140–120 millió évek közé tettük, ezért ez az áttolódás valószínűleg 110–120 millió évek között ment végbe.

A végső pontról (8. megálló) láthatjuk a terület további egységeit is (2., 7. és 8. ábra). A Bódva völgye alatt az evaporitos mélange lép fel, amiben a Neotethys-óceán fragmentumai is megjelennek. A becsípott kőzettömbök között a Telekesoldali-takaróba sorolható jura palák is vannak. Mindezek felett települ a Szilicei-takaróegység nem metamorf perm-jura sorozata (5. és 8. ábra).

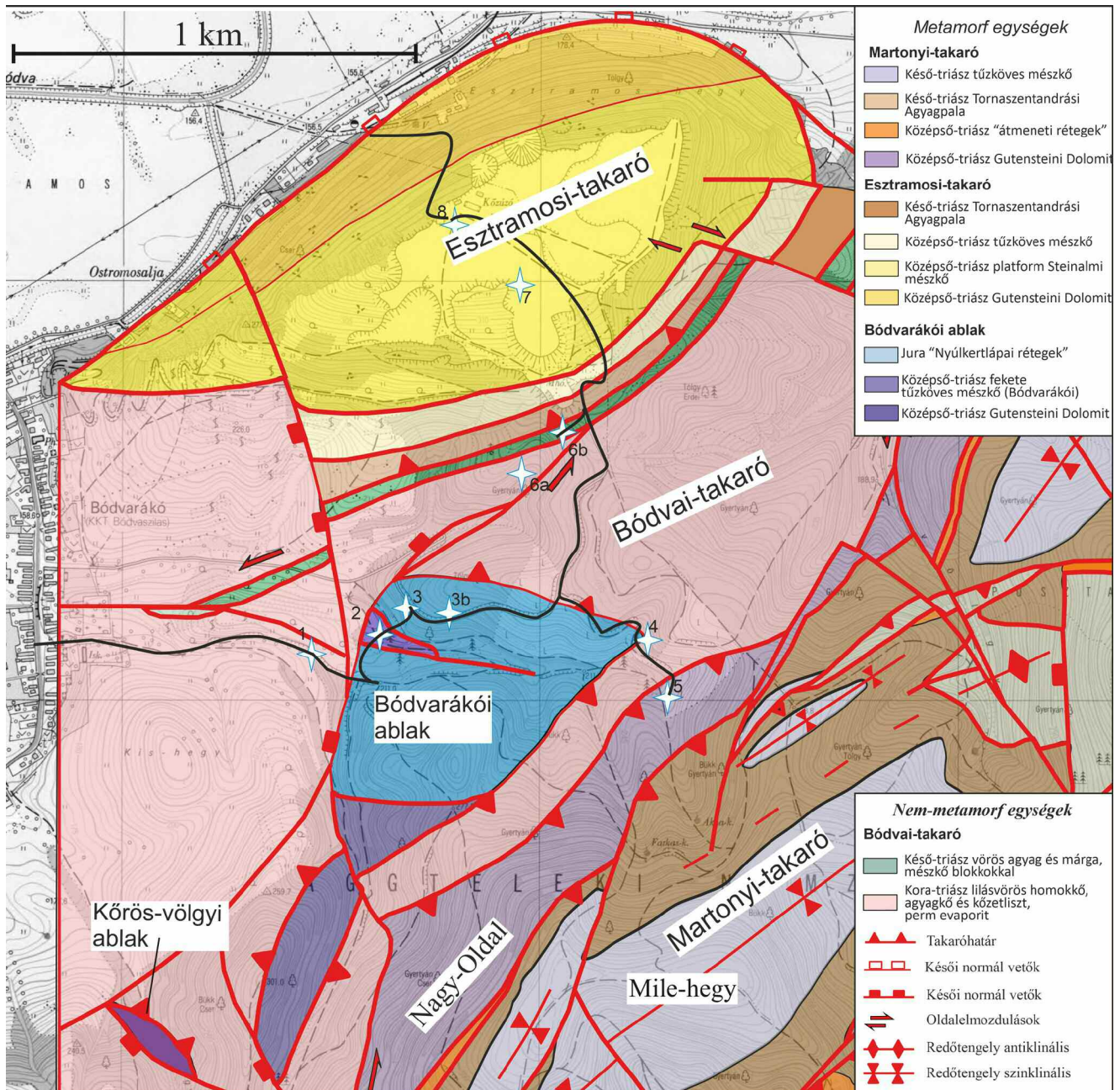
2. és 3. megálló: A Bódvárakói-ablak képződményei

A Bódvárakói-sorozat kezdő ismert eleme az anisusi Gutensteini Dolomit, amit sötétszürke tűzkölcensés és tűzkő-réteges mészkő és dolomit fed (Bódvárakói Formáció). Ez utóbbi pelágikus képződmény a kora-középső-triász platform vagy rámpa feldarabolódását és lesüllyedését jelzi az anisusin belül. A kőzetben rétegpárhuzmos és azzal kis szöveget bezáró, gyengén fejlett palásság lép fel.

A feltárás felett egy beomlott kis árokban nagyobb méretű szürke mészkőtömböket láthatunk sárgásbarna pala- és márga-mátrixban: ez talán már a következő „Nyúlkertlápai rétegek” része. Az Esztramos-bányába vezető útbejárással ennek további elemei, márga, szürke mészkő és agyagpala váltakoznak (3. megálló, 7. ábra). Az útbejárással jura paláiban



6. ábra: A diagenetikus és kistokú, valamint nagyon kistokú metamorf átalakulás mértéke az illit kristályossági indexek alapján (Kövé et al., 2009b, Árkai számos adatát is integrálva). A) A Bódvarákói-ablak metamorf képződményei, a Telekesoldali-takaró, a Tornai-takaróegység és a nem metamorf Bódvai-takaró adatai. B) Hőmérséklet- és nyomásadatok 3 metamorf képződményegyüttesre (a TO itt Telekes-oldal környéki jura kőzetek adatait jelenti). A és B: Deák-Kövé (2012), Kövé et al. (2009b). C) Metamorf hőmérsékleti adatok Raman-spektroszkópiás módszerrel a Telekes-oldal környéki adatokból (Molnár et al., 2021). A(hT), A(IT): magas és alacsony hőmérsékletű anchimetamorf hatás; E, D: epimetamorf és diagenetikus átalakulás; IP, mP: alacsony és közepes nyomás.



7. ábra: Bódvarákó környékének fedetlen földtani térképe (Fodor & Koroknai, 2000 után). A csillagok a kirándulás megállóit jelzik.

mikrokonglomerátum-betelepülések vannak, amik a klasszikus Telekes-oldali feltárásokban jellemzőek (Deák-Kövé, 2012) (3b. megálló, 7. ábra). A pala rétegzettség csak ilyen litológia mellett sejtethető, de azt leggyakrabban csak csiszolatban tudtuk azonosítani. Utóbbiakban szoros mikroredőket is megfigyeltünk. A „Nyúlkertlápai rétegek” kora jura, habár ezt csak a litológiai hasonlóság alapján állíthatjuk, fosszília innen nem került elő.

A Bódvarákói- és Nyúlkertlápai-rétegek jórészt epizónás metamorf átalakulást szenvedtek, bár néhány minta csak magas hőmérsékletű anchizónás értéket mutat: a Kübler-index (KI) értékeinek középértéke $0,219 \pm 0,037 \Delta^{\circ}2\Theta$ (5. és 6. ábra) (Kövé et al., 2009b). A klorit „kristályosság” indexe [ChC (002) vagy Árkai-index] a KI-hez hasonló eloszlást mutat

(átlag: $0,245 \pm 0,020 \Delta^{\circ}2\Theta$) (5. és 6. ábra). A jura palából való illiten mért K/Ar-kor 108 ± 4 millió év; ezt a kort a Tornai-egységnek a Bódvaira való rátolódásával kapcsoltuk össze (2., 5. és 8. ábra) (Kövé et al., 2009b).

A metamorfózis nyomásértékére a b_0 -paraméter-adatok alapján következtethetünk. A Bódvarákói-ablakban ez az alacsony nyomású tartomány legtetőjétől a közepes nyomásig terjed (6. ábra). Az átlagos érték $9,008 \pm 0,005 \text{ \AA}$ (Árkai, 1985; Kövé et al., 2009b). Padan et al. (1982) diagramját használva, és elfogadva a metamorfózis anchi-epizóna határára becsült $300\text{--}350 \text{ }^{\circ}\text{C}$ -os hőmérsékletét (Árkai, 1985), a Nyúlkertlápai-rétegek esetében $\sim 2,5\text{--}3$ kbar, a délebbi Telekesoldali jura kőzetekre $\sim 2\text{--}2,5$ kbar értékeket kaptunk (6. ábra).

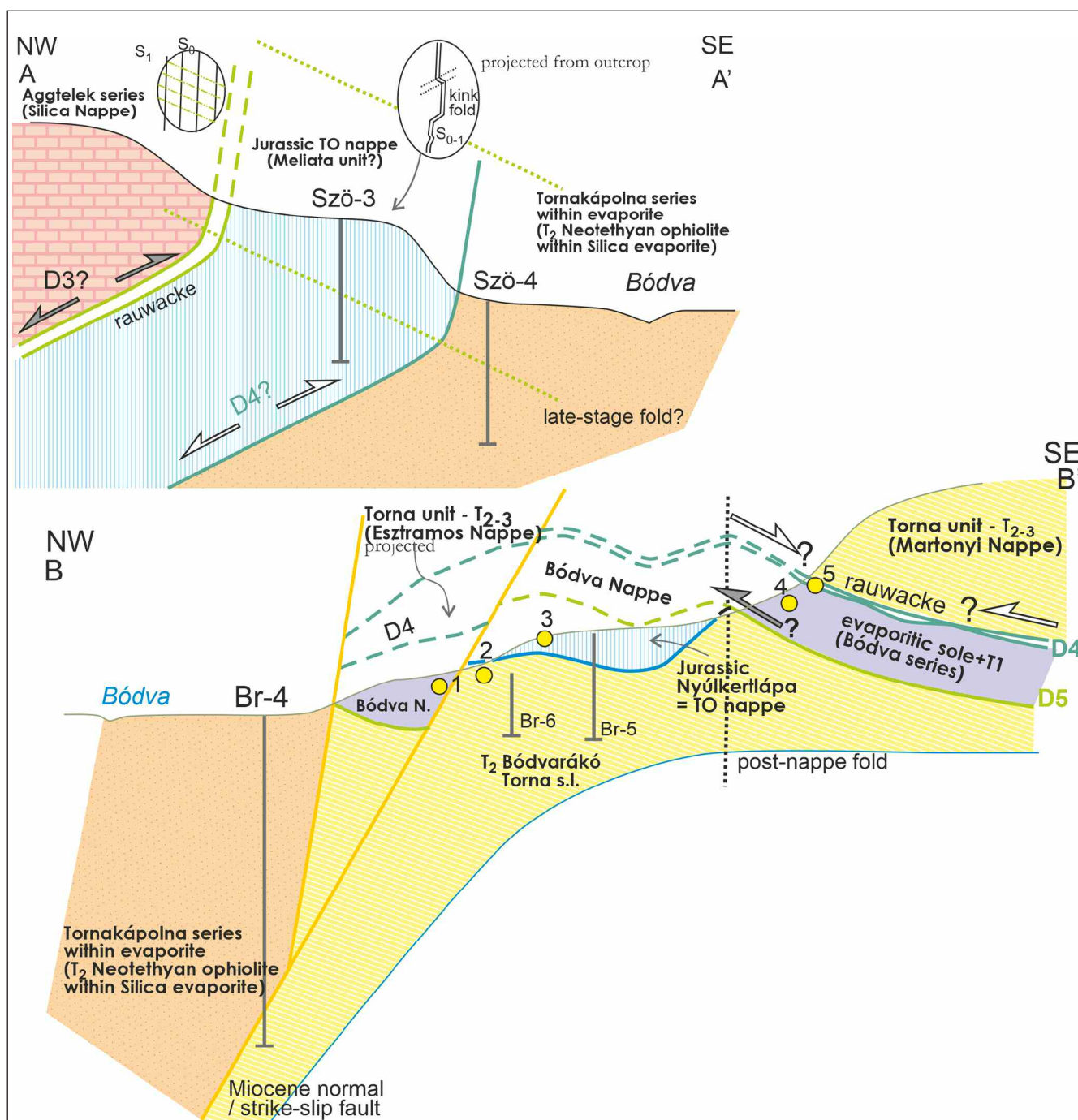
1., 4. és 6a. megállók: A Bódvai-takaró képződményei

A Bódvarákói-ablak felett a Bódvai-takaró alsó-triász üledékes kőzetei, és azokkal sódeformációs érintkezéssel valószínűleg az evaporit lépnek fel (7. ábra). Előbbieket egy kis útbevágásban és a Bódvarákói-ablak utáni útbevágásban látjuk. Jórészt lila, vörös, mállottan sárga agyagkövek, aleurolitok, csillámos homokkövek alkotják a feltárás rétegeit, amelyek részletes leírását Hips (1996, 2001) adta. Egy közeli mellékvölgyben a *Claraia* genusba sorolható kagylókat is találtunk (6a. megálló). Ezek a képződménynek a Bódvaszilasi Formációba való sorolását erősítik.

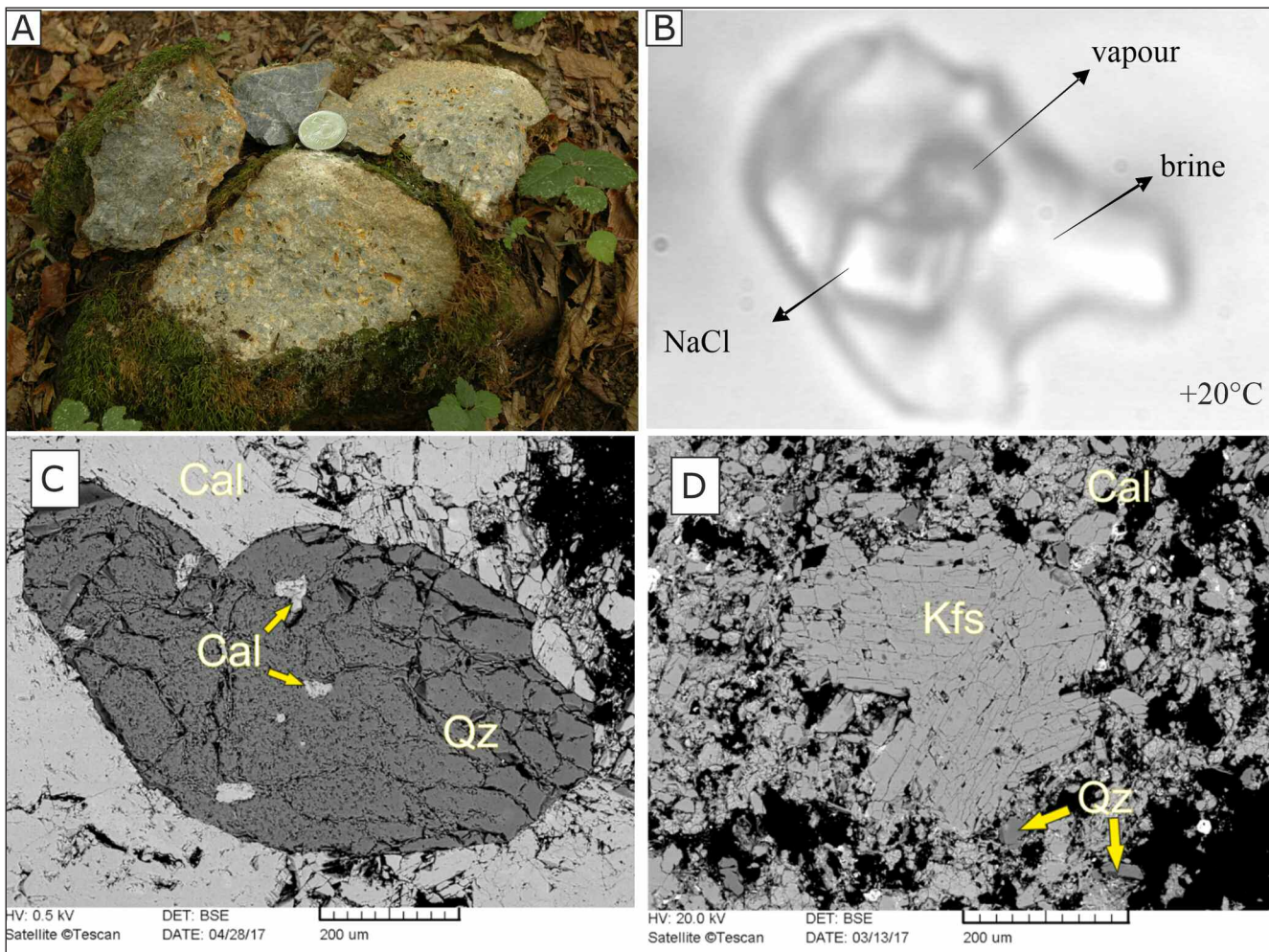
A Bódvai-sorozat átalakultsága széles skálán változik (Kövér et al., 2009a,b). Általában a magas hőmérsékletű diagenetikus átalakulás a jellemző, de a nagy vetőzónák mentén elérheti az anchizónát (5. és 6. ábra). Utóbbit a folyadékáramlásoknak tudhatjuk be és főleg a klorit „kristályosságai” indexek mutatják.

5. megálló

A Bódvai-sorozat felett a metamorf Tornai-egység, annak Martonyi-takarója következik. A szerkezeti határon egy specifikus deformációs eredetű kőzet (= tektonit), a rauwacke fejlődött ki a komplex deformációs, fluidáramlási és diagenetikus



8. ábra: Földtani szelvények a területen keresztül (Kövér et al., 2009b után).



9. ábra: Tipikus rauwacke példányok. A) makroszkópos kép az 5. megállóból, a Martonyi-takaró talpáról. B) Elsődleges, háromfázisú folyadékszárvány képe autigén kvarckristályban (fluidum + kősó + gázfázis). A fluidumok a $H_2O-NaCl-KCl-CaCl_2-MgCl_2-CO_2$ rendszert képviselik, 28–42 tömeg% NaCl eq. szalinitással és 14 tömeg% KCl-tartalommal (Deák-Kövért et al., 2011). SEM-felvételek autigén ásványokról (Gyenge, 2017). C) Akasztói mintákban előforduló félig sajátalakú kvarc, melyekben kalcit-zárványok fordulnak elő. D) Szőlősardó, Lászi-forrástól délre levő „Fehér-barlang C”-ben talált aggregátumot képező káliföldpátok.

tikus hatások egymásra hatása következtében. Ez a kőzettípus minden esetben kifejlődik a szilicei-gömöri takaróhatárokon, ahol annak közelében karbonátos alapkőzet (triász dolomit vagy mészkő) jelenik meg. Legszébb példái a Murányi-takaró talpán lépnek fel (Milovský et al., 2003; Kövért et al., 2018; Pomella et al., 2019), de hazai takarótalpon is gyakoriak (Deák-Kövért et al., 2011; Kövért et al., 2015, 2020; Gyenge, 2017).

A rauwackét általában a breccsás szövet, a finomra őrölt mátrix és különféle cementfázisok, illetve autigén ásványok jellemzik (9. ábra). Utóbbiak között több fázisban kalcit, földpát, kvarc és csillámok is megjelenhetnek, amelyek kormeghatározásra is alkalmasak lehetnek. Ugyanakkor a kvarc zárványai a folyamatok hőmérsékletére és nyomására adnak felvilágosítást. A hazai rauwackék adatai két csoportba oszthatók: vannak magasabb nyomással és hőmérséklettel jellemzettek (10. ábra) és alacsonyabb értéket mutatók. Előbbiek a korábbi, utóbbiak a későbbi, felszínközeli átoldásokhoz kötődnek (Deák-Kövért et al., 2011; Kövért et al., 2015, 2020). A nyomásértékek elég magasak a mai ismert takaróvastagsághoz képest, tehát lehetséges, hogy a takaró-

talpon túlnyomás lépett fel (két szigetelő rétegtani egység között). Ez megmagyarázná azt az egyébként nehezen érthető jelenséget, hogy a Szilicei-takaró rendkívül nagy felszíni kiterjedésű, tehát akár 100 km-t vagy még többet is szállítódott eredeti helyéről, de túl vékony ahhoz, hogy egyben mozoghatson (11. ábra). Egy túlnyomás alatt levő talpon azonban sokkal kisebb erő is elég a mozgatáshoz (lehetne még gravitációs eredetű is a takaró, de e modellhez a frontális pikkelyek hiányoznak).

A rauwackék egy jellegzetes feltárását mutatja be utunk következő pontja. Itt a korábban metamorfizálódott Gutensteini Dolomit deformálódott, de gyakran csak a feltoredezés kezdeti állapotát látjuk (9. ábra). Szerencsés esetben már a tipikus, teljesen átalakult kőzetet mintázhattuk. A nyomásértékek 2,5–3,5 kbar, a hőmérséklet 200–300 °C között mozognak (10. ábra).

7. megálló: Esztramos, bányaudvar

A nagy kőfejtőben világosszürke, középső-triász (anisusi) metamorf mészkövet fejtettek, ami a klasszikus Tornai-egység

része. Feküje a Gutensteini Dolomit, míg fedőjében a lejtőkörnyezetben lerakódott Szentjánoshegyi Mészke, majd karni agyagpala következik. A platform mészkőben vulkanit-betelepülések voltak ismertek (Turtegin, 1997). A gyenge minőségű karbonátos vasércet a területen a középkortól fejtették.

A Steinalmi Mészke karsztosodásra, barlangképződésre kiválóan alkalmas, ezt tekinti meg a terepbejárás földalatti része. A felszíni megálló során barlangi kitöltéseket: cseppköveket, cseppkőlefolysást, kalcitteléreket, és a barlang feltöltődését eredményező barlangi agyagot láthatunk. A gyakori kalciterek több cm-es méretű fenn-nőtt kalcitkristályokból állnak. A kitöltő vörös barlangi agyagban gyakoriak a kisemlőscsontok, amelyek pliocén kort jeleznek.

8. megálló: Kilátás az Esztramos tetejéről

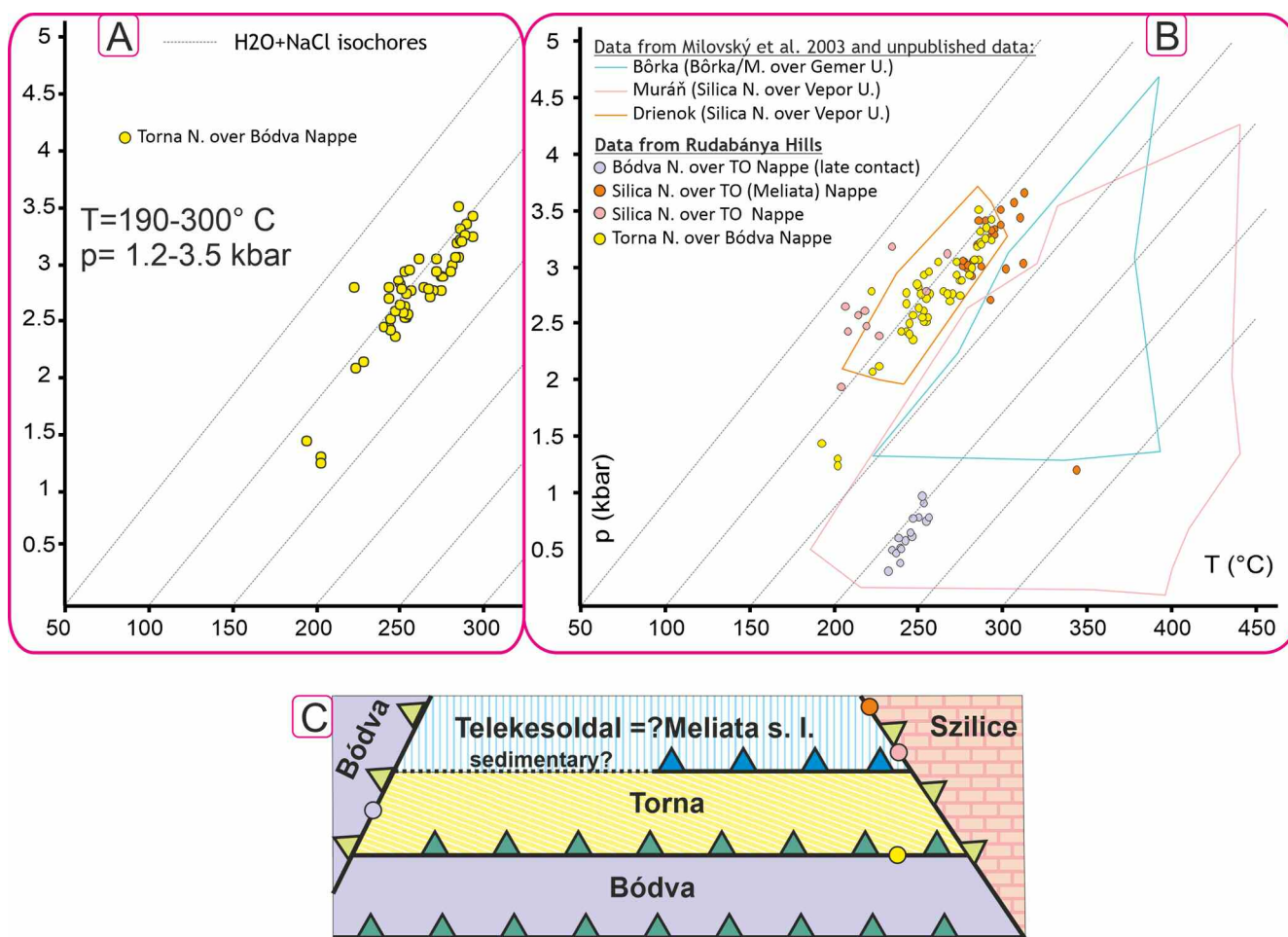
E megállóból remek kilátás nyílik az Aggteleki-hegységre és a Bódva-völgyre. A legfelső Szilicei-egység (Aggteleki-takaró) alatt vékony szeletekben középső-jura képződmények lépnek fel (Kövért et al., 2009c), amelyeket az Akasztó-egységbe soroltunk (5., 8. és 12. ábra) (Kövért et al., 2009b). A képződmény a KI indexek alapján kistökű metamorf fokú

(átlag: $0,232 \Delta^{\circ}2\theta$; 5. és 6. ábra), és rétegpárhuzamos erős palásság és kink-redők jellemzik. A jura alatt jelenik meg az evaporitos tektonikus mélange, amiben már régóta ismertek a felszínen és néhány fúrásban gabbrótestek (Pantó & Földvári-Vogl, 1950; Réti, 1985; Horváth, 1997), délebbre pedig a perkupai szerpentinit (Havas, 1984). A jura testek maguk is lehetnek lenyírt blokkok, miközben az Aggteleki-takaró áttolódott az eredeti forrásközetek felett. Mindeme mélange egyseget fiatal (késő-miocén?) normálvetők választják el a Rudabányai-hegység szerkezeti egységeitől, amelyeken a kirándulás alatt áthaladtunk (a normálvetők a kilátópontot kiemelték).

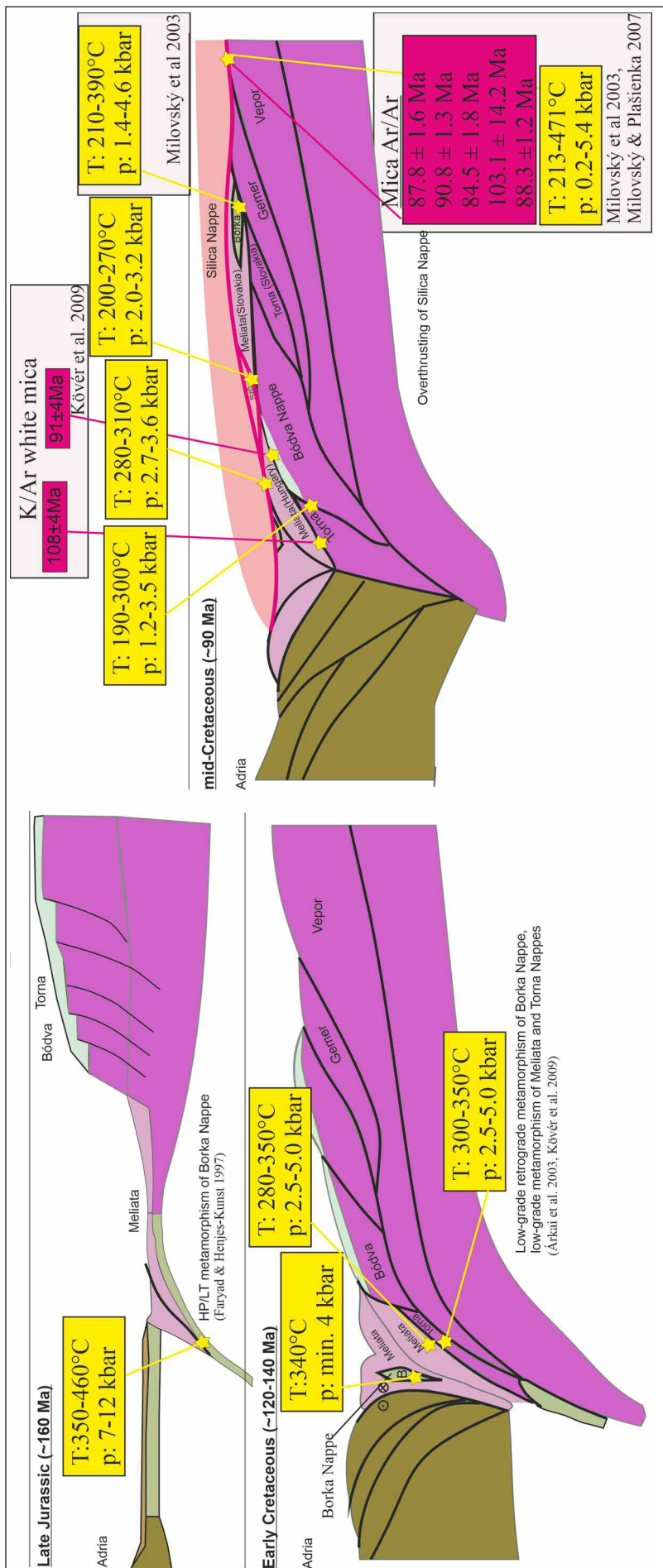
Irodalom

Árkai P. (1985): Metamorf kőzettani vizsgálatok Észak-Magyarország tektonofációs egységeiben. Kézirat, jelentés a Magyar Állami Földtani Intézet számára. Magyar Tudományos Akadémia, Geokémiai Kutatóintézet, Budapest.

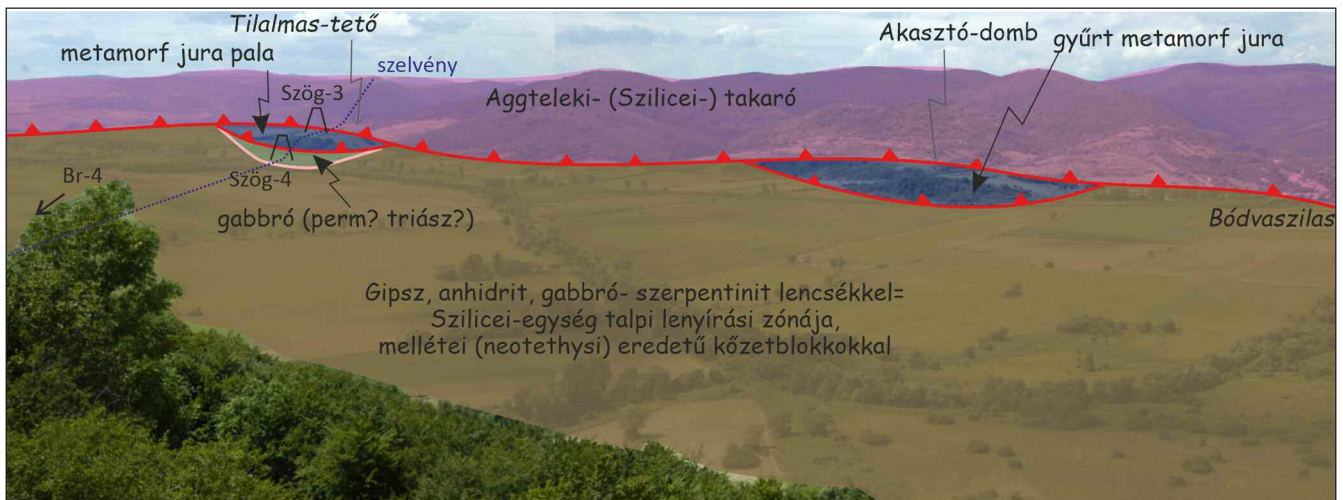
Árkai, P. (1991): Journal of Metamorphic Geology, 9, 723–734.



10. ábra: Hőmérséklet- és nyomásadatok a Gömör-Tornai rauwackék fluidumzárványaiból. A) Adatok a terepbejárás 5. feltárásából. B) Más magyarországi feltárásokból és szlovákiai adatokból (Milovský et al., 2003; Deák-Kövért et al., 2011). Az adatmezők a H_2O -NaCl izochorok mentén oszlanak el. A kapott „csúcsértékek” a Mellétei-egység metamorfózisának adataihoz is közel állnak, vagyis nem lehetetlen a metamorf fluidumok kapcsolata a rauwackék fluidumzárványaival. C) A rauwackeminták elhelyezkedése egy egyszerűsített szerkezeti modellen. N.: takaró (nappe); U.: szerkezeti egység (unit).



11. ábra: Hőmérséklet-, nyomás- és koradatok a Gömör-Torna terület takarósíkjainak rauwackéiből (Deák-Kövé, 2011).



12. ábra: Kilátás és szerkezeti értelmezés az Esztramos tetejéről.

- Árkai, P. & Kovács, S. (1986): Acta Geologica Hungarica, 29, 349–373.
- Árkai, P., Sassi, F.P. & Sassi, R. (1995): European Journal of Mineralogy, 7, 1115–1128.
- Árkai, P., Merriman, R. J., Roberts, B., Peacor, D. R. & Tóth, M. (1996): European Journal of Mineralogy, 8, 1119–1137.
- Árkai, P., Faryad, S. W., Vidal, O. & Balogh, K. (2003): International Journal of Earth Sciences, 92, 68–85.
- Aubrecht, R., Gawlick, H. J., Missoni, S. & Plašienka, D. (2012): Mineralia Slovaca, 44, 71.
- Deák-Kövé, Sz. (2012): Structure, metamorphism, geochronology and deformation history of Mesozoic formations in the central Rudabánya Hills. PhD dissertation, Eötvös Loránd University, Budapest.
- Deák-Kövé, Sz., Milovský, R. & Fodor, L. (2011): Cretaceous nappe stacking in the Inner Western Carpathians – p-T conditions from basal rauhwacke studies. CorseAlp 2011 Workshop, Saint-Florent, Corsica, France, 1 p.
- Faryad, S. W. (1995): Journal of Metamorphic Geology, 13, 432–448.
- Faryad, S. W. & Henjes-Kunst, F. (1997): Tectonophysics, 280, 141–156.
- Fodor, L. & Koroknai, B. (2000): Geologica Carpathica, 51, 355–369.
- Grill J., Kovács S., Less Gy., Réti Z., Róth L. & Szentpétery I. (1984): Földtani Kutatás, 27, 49–56.
- Gyenge Cs. (2017): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység takaró-talpi breccsáinak petrográfiai vizsgálata. MSc szakdolgozat, MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest.
- Havas L. (1984): Földtani Közlöny, 114, 109–112.
- Hips, K. (1996): Acta Geologica Hungarica, 39, 369–411.
- Hips, K. (2001): Geologica Carpathica, 52/5, 287–299.
- Horváth, B. & Hips, K. (2015): Austrian Journal of Earth Sciences, 108/1, 34–49.
- Horváth, P. (1997): Acta Mineralogica-Petrographica, 37, 151–163.
- Kovács, S., Less, Gy., Piros, O., Réti, Zs. & Róth, L. (1989): Acta Geologica Hungarica, 32, 31–63.
- Kövé, Sz., Fodor, L., Kovács, S., Csontos, L. & Péró, Cs. (2005): Geolines, 19, 73–74.
- Kövé Sz., Fodor L. & Kovács S. (2008): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2006, 97–120.
- Kövé, Sz., Fodor, L., Judik, K., Németh, T., Árkai, P., Balogh, K. & Kovács, S. (2009a): Trabajos de Geología, 29, 409–413.
- Kövé, Sz., Fodor, L., Judik, K., Németh, T., Balogh, K. & Kovács, S. (2009b): Geodinamica Acta, 22, 3–29.
- Kövé, Sz., Haas, J., Ozsvárt, P., Görög, Á., Götz, A. E. & Józsa, S. (2009c): Geologica Carpathica, 60, 351–379.
- Kövé, Sz., Fodor, L. I. & Milovský, R. (2015): Tectonic Studies Group Annual Meeting 2015, Edinburgh, January 6-8, Programme & Abstract Volume, p. 69.
- Kövé, Sz., Pomella, H., Győri, O., Szalay, E. & Fodor, L. (2018): In: Suján, M., Csibri, T., Kiss, P. & Rybár, S. (Eds.): Environmental, structural and stratigraphical evolution of the Western Carpathians. Comenius University Press, Bratislava, pp. 48–49.
- Kövé Sz., Pomella H., Győri O., Szalay E. & Fodor L. (2020): In: Fűri J. & Király E. (szerk.): Átalakulások. 11. Közöttani és Geokémiai Vándorgyűlés, Sopron. Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest, p. 52.
- Kübler, B. (1968): Bulletin Centre Recherche Pau SNPA, 2, 385–397.
- Less Gy. (1981): Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai-hegység 1:25000-es földtani térképéhez, Hidvégyardó. Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Less Gy. (1998): In: Baross G. (szerk.): Az Aggteleki Nemzeti Park. Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 26–66.
- Less, Gy. (2000): Slovak Geological Magazine, 6, 260–268.
- Less, Gy., Grill, J., Róth, L., Szentpétery, I. & Gyuricza, Gy. (1988): Geologic map of the Aggtelek-Rudabánya Hills, 1: 25 000. Geological Institute of Hungary, Budapest.
- Maffione, M., Thieulot, C., van Hinsbergen, D. J. J., Morris, A., Plümper, O. & Spakman, W. (2015): Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 16, 1753–1770.
- Mello, J., Reichwalder, P., & Vozárová, A. (1998): Slovak Geological Magazine, 4, 261–273.

- Milovský, R., Hurai, V., Plašienka, D. & Biroň, A. (2003): *Geodynamica Acta*, 16/1, 1–20.
- Molnár K., Aradi L. E., Obbágy G., Kövér Sz., Fodor L., Benkó Zs. & Szabó Cs. (2021): *Földtani Közlöny*, 151, 37–50.
- Padan, A., Kisch, H. J. & Shagam, R. (1982): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 85–95.
- Pantó, G. & Földvári-Vogl, M. (1950): *MÁFI Évi Jelentése*, 1939/3, 1–16.
- Péró, Cs., Kovács, S., Less, Gy. & Fodor, L. (2003): *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica*, 35, 58–60.
- Pomella, H., Fodor, L., Kövér, Sz. & Győri, O. (2019): *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 21, EGU2019-17856, 2019, EGU General Assembly 2019.
- Réti, Zs. (1985): *Ofioliti*, 10/2–3, 411–422.
- Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M. & Ustaszewski, K. (2008): *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139–183.
- Szentpétery I. & Less Gy. (szerk.) (2006): *Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtana. Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Turtegin E. (1997): *Topographia Mineralogica Hungariae*, 5, 37–50.

AZ ESZTRAMOSI BÁNYÁSZAT MÚLTJA ÉS LEGJELENTŐSEBB BARLANGTANI ÉRTÉKEI

GRUBER Péter

Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság, Jósvafő
E-mail: gruber.anpi@gmail.com

1. Az Esztramos földrajzi elhelyezkedése

Az Esztramos az Aggteleki-karszthoz tartozó, de földrajzi értelemben a Szalonnai-karszthoz tartató, Bódvarákó és Tornaszentandrás települések között, a Bódva-völgyéből sziget-szerűen kiemelkedő, jellegzetes formájú hegy. Természetes határait északon és északnyugaton a Bódva völgye, keleten a Juhász-patak és a Siket-völgy, délen a Nagy-Rednek-völgy és a János-völgy alkotja (1. ábra). Eredetileg 380 méter magas volt, amely a mészkőbányászat következtében mára átlagosan 300 méter magasságra csökkent; a hegy DNY-i részén megmaradt Orom kivétel képez, magassága 350 méter. Neve a szláv *sztrm* szóból ered, jelentése meredek, amely a hegy jellegzetes alakjára utal.

2. Az esztramosi bányászat története

2.1. A vasércbányászat története a XIX. századig

Az Esztramos tágabb környezetében előkerült késő bronzkori és vaskori leletek (vasbucák), valamint a szomszéd Martonyi ősi ércbánya-lelete (bronzkori csákánylelet) egyértelmű jelei a vasérc helyben történő felhasználásának. Ehhez társítható az a vaskori zablá- és vaslánaclelet, amely 1981–1982-ben került elő az esztramosi Szentandrás-barlangból a Herman Ottó Múzeum által végzett ásatások során (L. Wolf & Simán, 1982). A leletek alapján egyértelműen nem állapítható meg, hogy a helyszínen fémműves központ működött volna, de a tágabb környezetben előkerült leletekkel együtt értékelve feltételezhető, hogy a kiváló vasműves kelta nép-

csoport ismerte az Esztramos jó minőségű vasércet (Turtegin, 1997).

Feltételezően a Kárpát-medence északi részére betelepült délszláv népek ismerték a vasfeldolgozás technológiáját, valamint a környék vasérc-előfordulásait is. Régészeti ásatások vasműves telepek sorát tárta fel a környéken (Imola, Trizs és Felsőkelecsény), ahol elsősorban az imolai típusú kis vasolvasztó kohókban dolgozták fel a felszínközeli érceket, elsősorban a X–XII. században (Dénes, 1997). A honfoglaló magyarok csak a XII. század folyamán jeleket meg a Bódva-völgyében és telepedtek rá az itt élő szlávokra. Ugyanebben az időben az Esztramos mellé, feltételezhetően a vasérclelőhely ismertése miatt, német bányavidékekről bányászokat telepítettek, akik ikerszentélyes templomot építettek és Szent Andrásnak (német bányászok védőszentje) szentelték (Dénes, 1972). A XII. század végére az Esztramoson bányászati, a hegy lábánál pedig vasműves központ alakulhatott ki.

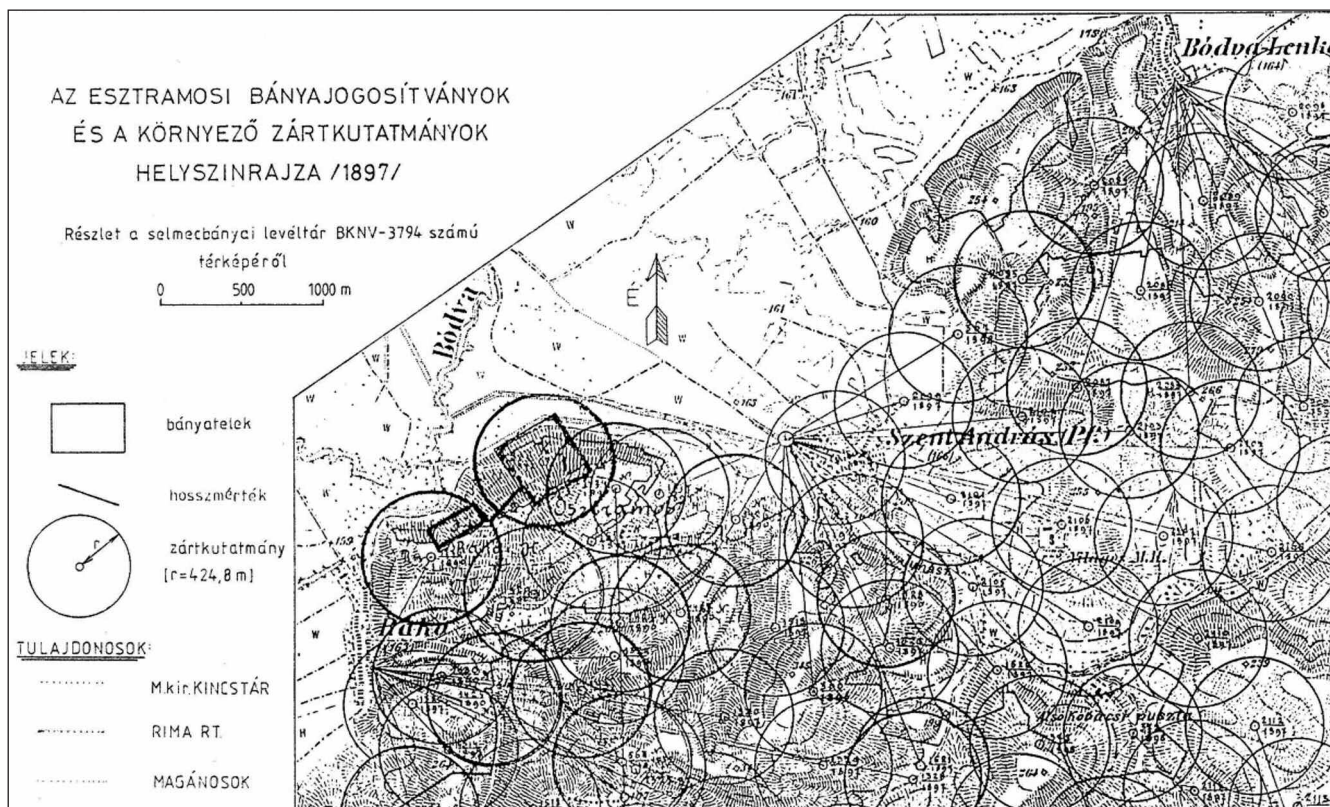
A XIII. század elején Gölnic környékén előkerülő jó minőségű vasérc kitermeléséhez a környék német bányásztelepeit áttelepítették, amely visszavetette az esztramosi ércbányászatot. Feltételezhető, hogy a bányászat a későbbiek során kisüzemben, de továbbra is rendszeresen folyhatott. Egy, a XV. század második feléből származó oklevél bizonyítja, hogy bár intenzív bányászati tevékenység nem folyt az Esztramoson, de azt, mint érclelőhelyet számontartották (Dénes, 1997). A török vész alatt a terület teljesen elnéptelenedett, Szentandrás csak a XVII. században kezdett újra benépesedni, a bányász telepések azonban nem tértek vissza. A XVIII. szá-



1. ábra: Az Esztramos elhelyezkedése.



2. ábra: Részlet a Görög Demeter-féle Torna megye térképről (1805).



3. ábra: Az esztramosi bányajogosítványok és a környező zártkutatómányaok helyszínrajza (1897) (Turtegin, 1991).

zadban helyreállították a szentandrásit templomot, majd a század végén újra megindult a vasérc bányászata az Esztramoson, amely az 1793-tól meginduló vasgyár számára szolgáltatott alapanyagot (Dénes, 1997). Az első írásos emlék az esztramosi bányáról egy Torna megyét ábrázoló térképmetset 1805-ből, melyen az Esztramos oldalában bányahelyet jelöltek (2. ábra) (Görög & Kerekes, 1802–1811).

2.2. A vasércbányászat története a XIX. századtól

Az esztramosi bányászati tevékenységről szóló első írásos emlék 1834-ből származik, amely évben a magyar kincstár megszerezte a Szentandrás község határában lévő terület bányászati jogát. Az újonnan létesült külszíni bánya a Flórián nevet kapta. 1848-ban a hegy rákói részén, szintén a külszínen, magántulajdonosok kezdték meg a vasérc bányászatát (3. ábra). A bánya termelése 1853 és 1868 között 9381 t vasérc volt, a havi termelés 10 t minimum, és 96 t maximum között ingadozott (Turtegin, 1997). Az ércet szekéren szállították Rozsnyóra, ahol azt feldolgozták. A termelést 1868-ban leállították, majd a bányarészt 1873-ban a budapesti székhelyű Ganz és Társa Vasöntöde Rt. vásárolta meg, a kitermelést továbbra is külszínen végezték.

1892-ben a Rimamurányi-Salgótarjáni Vasmű Rt. vásárolta meg bányászati jogot, 1893-ban a rozsnyói magyar királyi Bányahivatal megkezdte az ércesedés felszín alatti kutatását, feltárását. A munkálatok során 1893–1899 között kihajtották a mai VI. bányászati szinten (200 m tszf.) a Flórián-altarót, továbbá a mai IV. bányászati szinten (250 m tszf.) egy kutatótárót, az akkori külfejtés talpa alá. A két mélyművelésű

bányászati szintet pedig egy gurítóval összekötötték. A feltáró, kutató munkálatok során megállapították, hogy a kitermelhető ércvagyon 300.000 tonna, amely vörösvaskőből (hematit) és barnavaskőből (limonit) állt. Az érc átlagos vastartalma 35–40% között mozgott. A termelt érc mennyisége az évi 10 tonnás minimumtól az évi 197 tonnás maximumig rendkívül változó volt (Turtegin, 1997). A kitermelés során ún. főtepásztás fejtést alkalmaztak. Ezen fejtési mód során a fejtés alulról felfelé haladt, követte az amorf ércettestet. A kitermelés során képződő meddő anyagot a talpon folyamatosan a fejtés ütemével együtt halmozták fel, egy fejtési fogásban kb. 2 m-es pásztát jövesztettek. A bányauzemben kevesen, átlagosan 4–6 fő munkás és 1 altiszt dolgozott (Turtegin, 1997). 1907-ben a kitermelést beszüntették, a bányában csupán fenntartási munkálatokat végeztek.

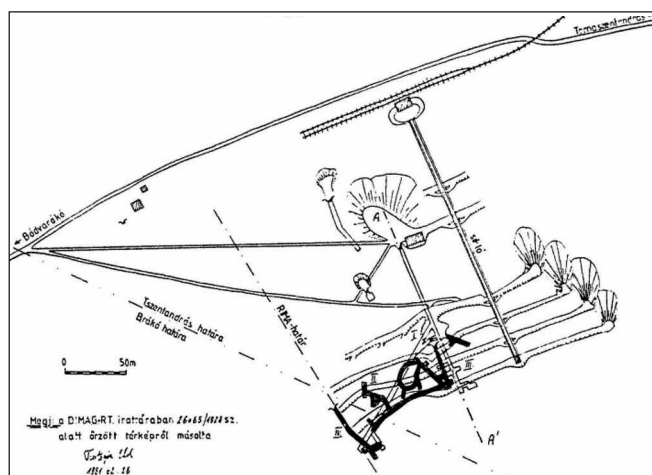
Az első világháború idején sem működött a bánya, csupán a meddőhányón maradt ércet gyűjtötték össze és szállították Diósgyőrbe, a háború miatt szünetelő vasércbányák érceinek pótlására. Az első világháborút követő trianoni békeszerződés következtében a legjelentősebb bányáink, köztük a vasércbányák is az utódállamokhoz kerültek, így a figyelem a hazai, kisebb előfordulásokra irányult. A Diósgyőri Vasgyár bányái is mind Szlovákiához kerültek, egyedül az esztramosi vasércbánya maradt a kezükön. Az első felmérések után kiderült, hogy további sikereket csak a korábbi mélyműveléses bányarészek újrainvitásával érhetnek el, így elrendelték a Flórián-bánya újrainvitását. 1923 tavaszán újrainvitották a Flórián korábbi vágatait és fejtéseit, majd 36 m-rel a Flórián-altaró felett kialakították az első külfejtés udvarát. Az első felett tíz méterenként újabb külfejtéseket nyitottak. 1924 tavaszán

már négy külfejtés működött a hegy északi oldalában. A külfejtéseket 1928-ban az úgynevezett Felső-táró (275 m tszf.) szintjéről a völgytalpra vezető siklóval kötötték össze, a sikló fékházát a Felső-táró előtt alakították ki (4. ábra).

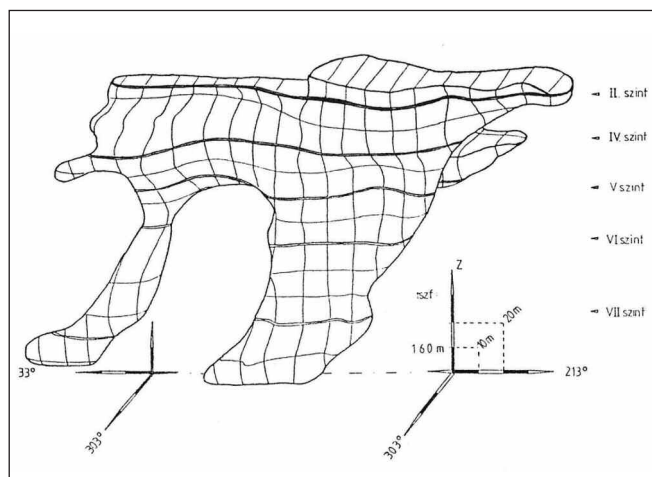
Az Esztramos előterében kialakított vasúti rakodók az ércet vagonokba rakodták, ahonnan szintén 1928-ban a bódvaszilasi állomással összekötött normál nyomtávú vasúton kötötték be a Bódva-völgyi vasúthálózatba, megteremve a folyamatos szállítás lehetőségét Diósgyőrbe (Turtegin, 1997).

1934-ben a Diósgyőri Vasgyár megszerezte a bányászati jogot az Esztramos teljes területére, így megindulhatott az egész hegyet átölelő vasérckutató, amely elsősorban a mélyszintekre összpontosított. A korábbi ércesedés átlagos vas-tartalma 48–50%-os, az új részeken kitermelt vasérc vas-tartalma csupán 40% volt (Turtegin, 1997). A romló ércminőség miatt a Diósgyőri Vasgyár már ankeritet is átvett a bányától. 1940-re a felszín alatt már mind a hét bányászati szinten folyt a termelés.

Az érc minősége a felszíntől lefelé egyenletesen csökkent (5. ábra), a VII. bányászati szint alatt már csak 30% volt a vastartalom (Turtegin, 1997). A második világháború miatt a vasércbánya 1944 decemberétől szüneteltette működését,



4. ábra: A tornaszentandrás Flórián-bánya átnézeti térképe 1928-ból (Turtegin, 1991).



5. ábra: Az Esztramos leművelt vasérctestének axonometrikus képe (Turtegin, 1991).

majd több tulajdonosváltás után, 1948. február 1-től a Nehézipari Központ rudabányai igazgatóságának irányítása alá került. Az új vezetőség célul tűzte ki, hogy a bányát rentábilissá tegye, a bánya érckészlete azonban rohamosan csökkent (Turtegin, 1997). A kiesés pótlására találták ki, hogy esztramosi mészkővel látják el az ózdi vasolvasztókat. Mivel a mészkő minősége a vasgyárnak megfelelt, így 1948-tól a vasércbányászattal párhuzamosan megkezdődött a mészkő kitermelése. 1949-ben megalakult az Ércbányászati Nemzeti Vállalat, melynek bejegyzett telephelye volt a Tornaszentandrás Vasérc- és Mészkőbánya.

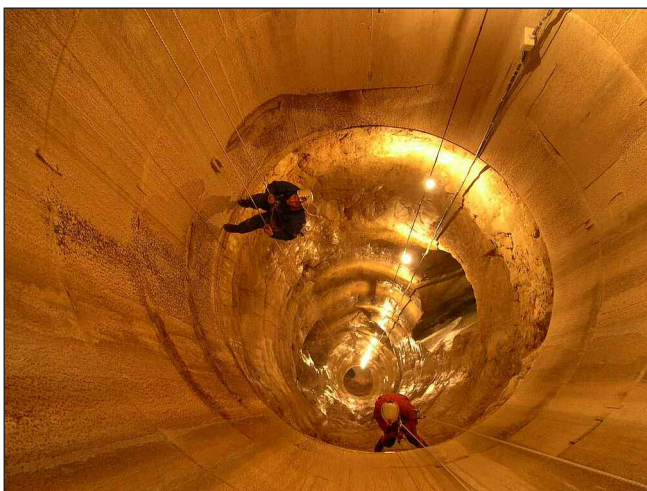
A lendületes munka ellenére az érc tartalom egyre gyengébb minőségű volt, az ércvagyon műrevalósága csökkent. 1950-ben beszüntették az ankerit kitermelését, majd 1951-ben leállították a vasércbányászatot. 1956-ban az Ércbányászati Feltáró Vállalat megkezdte a VII. szint és a VI. szint közötti, valamint a VII. szint alatti, mintegy 15.000 tonna nyilvántartott barnavas lefejtését (Turtegin, 1997). További kutatásokat folytattak az ércesedés nyomait követve, azonban kitermelhető mennyiségű ércet nem tártak fel. Végezetül 1960. szeptember 1-én, 13.670 tonna vasérc lefejtése után, a vállalat vezetősége kérte az üzem felszámolását, amelyhez a Nehézipari Minisztérium Érc- és Ásványbányászati Főosztálya hozzájárult (Turtegin, 1997). 1960. december 12-én a Miskolc Kerületi Bányaműszaki Felügyelőség az üzemet törölte a bányahatósági nyilvántartásból, mellyel lezárult a tornaszentandrás vasércbányászati története (Turtegin, 1997).

2.3. A mészkőbányászat története

Az 1948-ban megindult mészkőbányászat az egykori külfejtésekre épült. Legelőször a Felső-táró szintjén indult meg a termelés, majd fokozatosan az alsóbb és a felsőbb szinteken is termeltek (6. ábra). 1949-ben indították meg az Orom rész letermelését. Ebben az időszakban a letermelt mészkövet csillék segítségével, emberi erővel szállították a siklopályához (Koleszár, 2000). A hegytető fejtése során a siklopálya és a termelés között már közel 100 méteres szintkülönbség alakult ki, ezért a szállítás megkönnyítése miatt,



6. ábra: Az egykori mészkőbánya művelési szintjei K–Ny-i irányból (Országos Barlangnyilvántartás).



7. ábra: Az egykori mészkőbánya művelési szintjei K–Ny-i irányból (Országos Barlangnyilvántartás).

egy fél méter átmérőjű csőcsúszdát létesítettek a tetőszint és a sikló szintje között (Koleszár, 2000).

1952–1953 körül a csúszdát megszüntették, a tetőszint és a Felső-táró szintje között úgynevezett tölcserfejtést alakítottak ki, a felsőbb részeken robbantással jövesztett kőzet a tölcser alján gyűlt össze (Koleszár, 2000).

Az ózdi kohók folyamatos fejlesztésének köszönhetően az 1960-as évek közepétől egyre több mészkövet igényeltek, melynek nagy része az Esztramosról érkezett. Egyértelművé vált, hogy a mészkőbánya gyenge pontja a körülményes szállítás, a sikló nem tudta kiszolgálni a kohászat megnövekedett kőigényét, a kapacitást csak korszerű szállítórendszer kiépítésével tudják tovább növelni.

A szállítás korszerűsítése során, 1964 körül az Aknamélyítő Vállalat elkezdte kihajtani a ledobóaknát, amely a tető szintjét a VII. bányászati szinttel kötötte össze. Az akna mélysége 130 méter lett, 4 méter átmérőjű körszelvényvel (7. ábra).

A ledobóaknából a VII. szintre zúdított kő felszínre szállítása érdekében az 1923-ban hajtott vágat (Csillés-táró) 192 méterétől délkeleti irányban egy új vágatot hajtottak, amely az akna aljához vezetett (Koleszár, 2000). A mészkő felszínre juttatását a Csillés-táró vágányán dízelmozdony-szállítással oldották meg.

A dízelmozdonyral történő szállítás közel tíz évig zajlott. A mészkőbánya fokozott termelési ütemét azonban nem tudta kiszolgálni, ezért az 1970-es évek közepén új szállítási megoldás körvonalazódott. 1975-ben készült el az úgynevezett Szalagos-táró, amely nyílegyenes pályán kialakított szállítószalagon juttatta a felszínre a mészkőanyagot, amely onnan, a hegy lábánál található osztályozóra került (Koleszár, 2000).

Az esztramosi mészkőbányászat egészen 1996-ig folyt, amikor hivatalosan leállították a termelést. Megkezdték a bányüzem felszámolását, a rekultivációra kötelezhető tulajdonosi kör eltűnt, így a bánya rekultivatlan maradt. Az Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság a természeti értékek védelmének túl, felismerve a hegyben otthagyt ipartörténeti emlékek sokaságát, elsősorban azok szabadrablását megakadályozva 1999-től elkezdte a terület őrzését. A bányatelek tör-

lését követően a terület a Magyar Állam tulajdonába és az Aggteleki Nemzeti Park Igazgatóság vagyonkezelésébe került.

3. Az Esztramos barlangjai

Az Esztramos barlangjainak megismerése, néhány kivételtől eltekintve, a bányászati tevékenységhez köthető (8. ábra). Keletkezésüket tekintve a hipogén barlangok közé tartoznak. Közvetlen kapcsolatuk a felszínnel nem volt, így nem kapcsolódik hozzájuk vízlevezető nyelőjárat. Keletkezésükben a döntő szerepet a víz alatti oldódás játszotta, az üregesedés a keveredési korrózió hatására történt (Gruber et al., 2022).

Az Esztramoson jelenleg 31 db barlang található, de eredeti számuk ennek többszöröse lehetett. Az ércbányászat során előkerült barlangokat néhány esetben magukra hagyták, de sok esetben a főtepásztás művelés folytatásaként, vagy a tárók, kutatóvágatok hajtása során keletkezett meddővel betömedékelték. Külszíni ércfejtés közben előkerült barlangról nem tudunk. Azonban ismerve a hegy barlangjainak elhelyezkedését, feltételezhető, hogy léteztek ilyen üregek. A kőbányászat megindulásával barlangok sora tárulhatott fel, azonban ezek előkerülését legtöbbször titokban tartották. A képződmények „kimenekítését” követően megsemmisültek.

3.1. Rákóczi-barlang

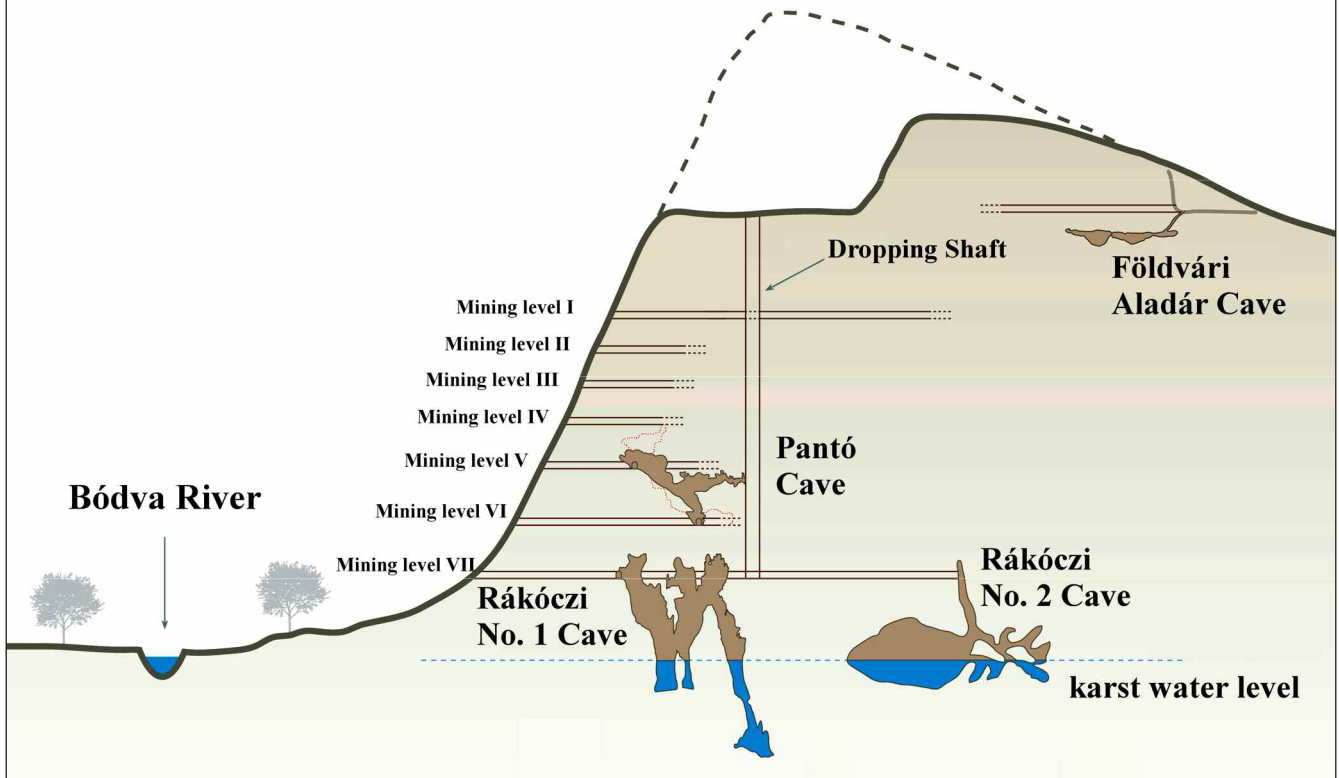
A Rákóczi-barlang, hivatalos kataszteri nevén a Rákóczi 1. sz. barlang a Szalonnai-karszt területéhez tartozó Esztramos-hegy VII. bányászati szintjén található. A fokozottan védett barlang bejárata Bódvarákótól mintegy 1,5 km-re ÉK-re, az Esztramos-hegy Bódva-völgy irányába néző, ÉNy-i oldal-lejtőjének alsó harmadában nyílik mesterséges környezetben. Az elágazó, kétszintes barlang horizontális kiterjedése a jelenlegi felmérések szerint mintegy 70 méter, összhosszúsága 750 méter, teljes vertikális kiterjedése 79 méter (9. ábra).

A középső-triász korú világosszürke kristályos Steinalmi Formáció metamorf mészkövében (Piros, 2006), freatikus körülmények között kialakult barlang két, egymással rövid szakaszon összeköttetésben álló, ÉK–DNy-i irányú töréseket követő, függőleges falú fõhasadékból áll. A nagyméretű és szabálytalan alakú, egymásba fűződő gömbfülke-rendszerű, tektonikusan preformált hasadékjáratok a karsztvízszint alatt függőlegesen hasadékrendszerben folytatódnak.

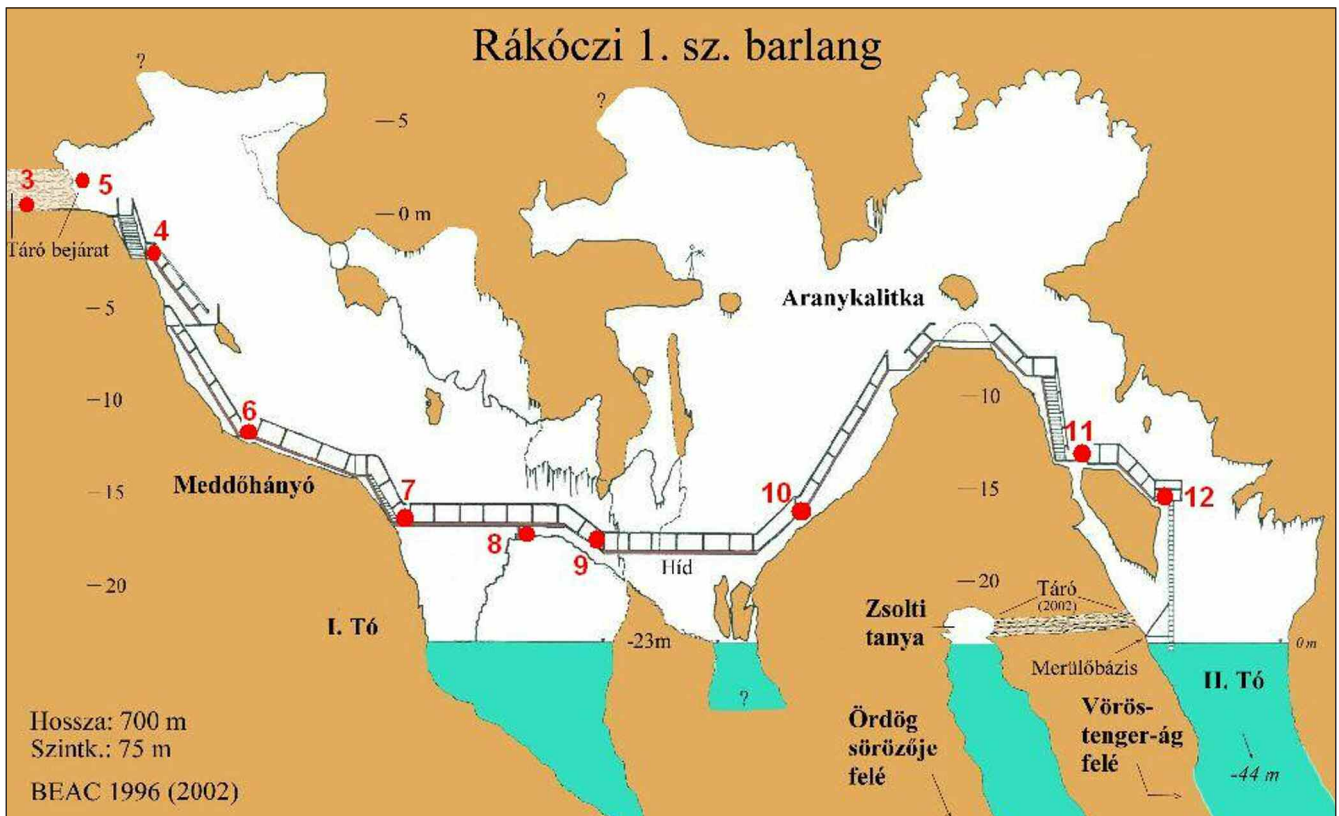
A barlang különlegessége a különféle képződmények változatossága és egymásra épülése. Falát többnyire a fõtégig tömegesen borítják a nagy tömegű és változatos formakincsű ásványkiválások: nagyméretű függő- és állócseppkövekben, cseppkódrapériákban, korall-borsókövekben, borsókő-karfiolokban (10. ábra), „karácsonyfákban”, limonitos-hematitos kalcitkéreggekben, változatos színű cseppkőfolyásokban, szalma- és görbecseppkövek (heliktitek) sokaságában gyönyörködhetünk a kiépített útvonalon végighaladva (Kraus, 2003).

A hasadék felsőbb, idegenforgalom számára nem látogatható szintjében, a „cseppkövek gyökereinek” zónájában találjuk a barlang leglátványosabb és legsérülékenyebb részét; még az aljzatot is 1–2 cm átmérőjű borsókövek nőtték

ESZTRAMOS HILL



8. ábra: É-D-i irányú hosszmetset az egykori bányaművelési szintekkel és a legfontosabb barlangok elhelyezkedésével (Gruber et al., 2022).



9. ábra: A Rákóczi 1. sz. barlang hossz-szelvénye (Országos Barlangnyilvántartás).



10. ábra: Borsókö képződmények a Rákóczi-barlangban. Fotó: Egri Cs.



11. ábra: A barlang belsejében a karsztvíz tavakat alkot. Fotó: Egri Cs.

be. A korallborsókö-borítás és nagyméretű cseppkövek mellett a barlang ezen szakaszán látványos cseppkőzászlókat, heliktiteket találunk. A képződmények mellett – különösen a második főhasadék oldalfalának felső zónájában – gyakoriak a korrodált falak, visszaoldott képződményekkel.

A barlang mindkét fő hasadékának alján egy-egy tó található (11. ábra). A korrodált falak jellegzetesek a tavak feletti, karsztvízszinhez közeli zónában, ahol a falak jobbra képződménymentesek, ezért itt a sziklafalak üsterszerű oldódása során kialakult gömbös formák szembeötlőbbek.

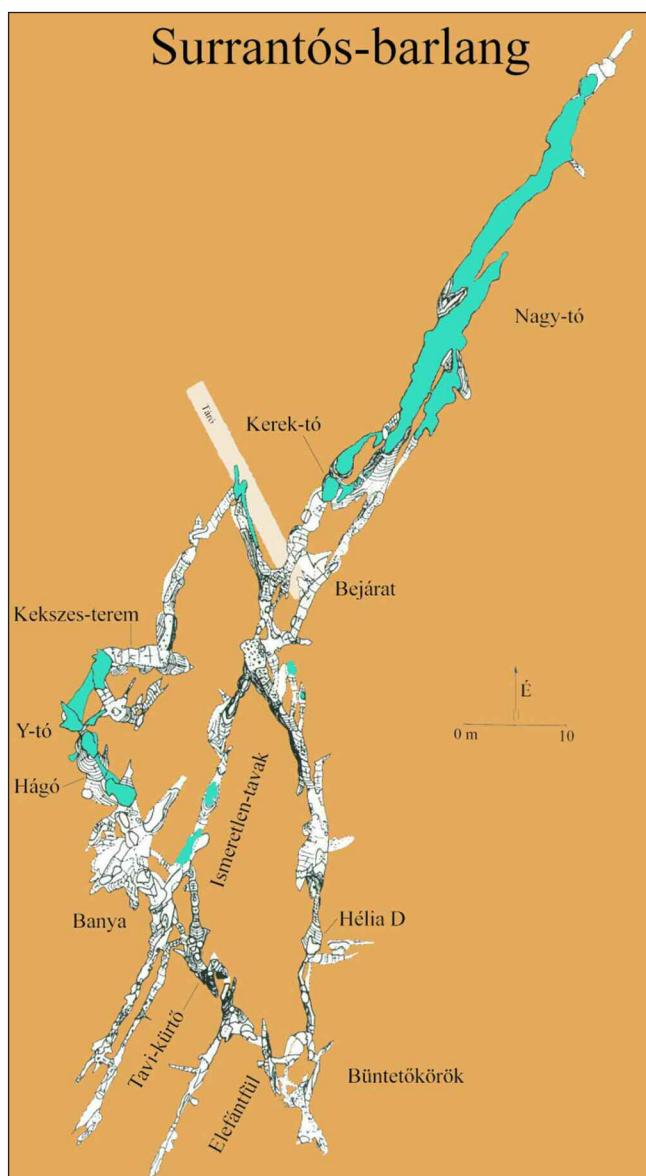
A barlang első szakaszát és tavát a táróban dolgozó bányászok ismerhették meg, erről a szakaszról egy 1958-as térképvázlat áll rendelkezésünkre (Kordos, 1984). 1964-ben a barlang feltárori a felsőbb szintjén lévő szűkület átbontásával újabb tóra bukkantak, s megállapították, hogy a víz alatt további járatok húzódnak (Szilvássy, 1965). A későbbiekben víz alatti merülések alkalmával találtak újabb víz alatti járatokat és levegős fülkéket, termeket és szifonnyílásokat.

A Rákóczi 1. sz. barlanghoz fűződik a 2000-es évek legnagyobb barlangi mentési akciója. Az öt napig tartó mentésben mintegy kétszáz ember vett részt, a bűvárok összesen 286 merülést végeztek. Az eltévedt bűvárt, legyengült állapota miatt, végül egy 11 méter hosszú, robbantott táron keresztül hozták fel a barlang már ismert részébe (Adamkó & Hegedűs, 2002).

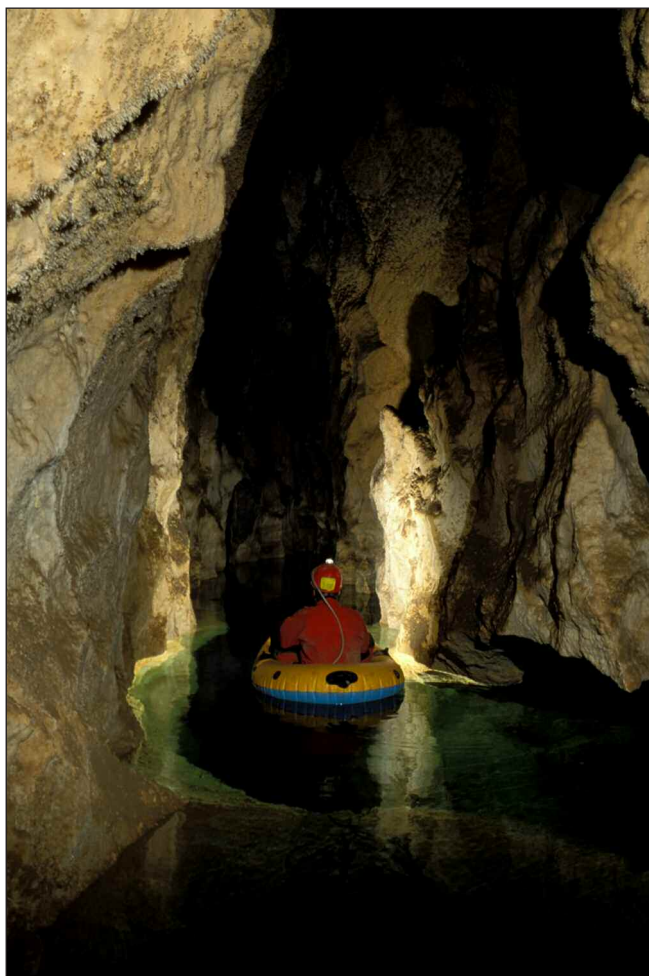
A barlang élővilágát csupán néhány denevér jelenti, pontos megfigyelési adatok nagy és kis patkósdenevérről, szürke hosszúfűlű denevérről és közönséges kései denevérről (Boldogh, 2006) állnak rendelkezésre. Az elmúlt években a kutatóbűvárok felfigyeltek vakbolharák-nyomokra az üledékeken, 2013-ban sikerült élő *Niphargus aggtelekiensis* egyedet találni (Gruber et al., 2022).

3.2. Surrantós-barlang

A Surrantós-barlang, hivatalos kataszteri nevén Rákóczi 2. sz. barlang, a Szalonnai-karszt területéhez tartozó Esztramos-hegy VII. bányászati szintjén található. A barlang bejáratához vezető táró Bódvárakótól mintegy 1,5 km-re ÉK-re, az Esztramos-hegy Bódva-völgy irányába néző, ÉNy-i oldalajtó-



12. ábra: A Surrantós-barlang alaprajzi térképe (Országos Barlangnyilvántartás).



13. ábra: A karsztvíz a Surrantós-barlang 14. pontján képez tavat. Fotó: Egri Cs.

jének alsó harmadában nyílik. A tektonikusan preformált ÉK–DNy-i (és alárendelten ÉNy–DK-i) irányú hasadékrendszer mentén képződött barlang jelenleg ismert hossza 533 m, teljes vertikális kiterjedése 53 m (Nyerges, 2003) (12. ábra).

A barlang az Esztramos-hegy többi barlangjához hasonlóan a bányászatnak köszönheti feltárását. A vasérc kitermelése 1928-ban indult meg, az ezt követő időszakban több érckutatató vágot hajtottak, amelynek során a VII. szinten is barlangjárátokat harántoltak. A bányavasút belső csillerező pályaudvarának kialakításakor tovább folytatták a DK-i vágot, amely végül 1965 első felében belelyukadt egy nagyobb barlangba (Koleszár, 2000). A mészkőbányászat során az erősen befelé húzó légáramlású Rákóczi 2. sz. barlangot szellőztetésre használták. Így a közeli, 130 m mély ledobó (surrantó) aknába (8. ábra) zúdított kövek által felvert por a bejárathoz közeli részeket teljesen elszennyezte.

A Surrantós-barlang egymással párhuzamos, magas, de keskeny hasadékokból álló, karsztvízszint alá nyúló üregrendszer. A triász időszi Steinalmi Formáció metamorf mészkővében (Piros, 2006) kialakult, tektonikusan preformált barlang járataiban 14 ponton lehet a karsztvízszintet jelentő vízfelületet látni (pl. Tavi-kürtő, Hágó melletti tavak, Kerek tó stb.), közülük a legnagyobb a 42 m hosszú, 9 m mélységet is elérő tó a barlang DNy-i elvégződésében (Nyerges, 2003) (13. ábra).

Morfológiájára jellemzőek a keskeny, 2–3 m széles és 8–10 m magas, ÉK–DNy-i hasadékok (fő hasadékirány) és a vele ~ 60°-os szöget bezáró ÉNy–DK-i törésekhez igazodó hasadékok és az ezek találkozásánál kialakuló labirintusos, szűk járatok (pl. Büntetőkörök, Banya környéke). A hasadékok oldalfalai nem függőlegesek, hanem kissé dőltek. A járatok nagyobb termekké szinte sehol nem szélesednek ki. Felső végük általában elszűkülő, néhol oldásformákban zárul. Alsó végüket agyagos-iszapos tavi üledék tölti ki.

A képződmények elhelyezkedése és kifejlődése igen változatos. A hasadékok felső részében nem ritkák a csupas, esetenként visszaoldott, sejtes-kazettás boxwork szerkezetű falfelületek. Az alsóbb részeken borsókövek és cseppkövek különböző változatai fordulnak elő tömegesen, de karbonát- (kalcitromboéderek és -szkalenoéderek) és szulfátásványok (gipsz, barit) különböző módosulatai is megfigyelhetők (Nyerges, 2003). A karsztvízszint alá nyúló barlang korróziós fejlődése jelenleg is tart, ennek bizonyítékeként a tavak közelében túlsúlyban vannak a kopár, képződménymentes falrészletek. A vízszint felett hófehér borsókövek tömegei borítják a falakat.

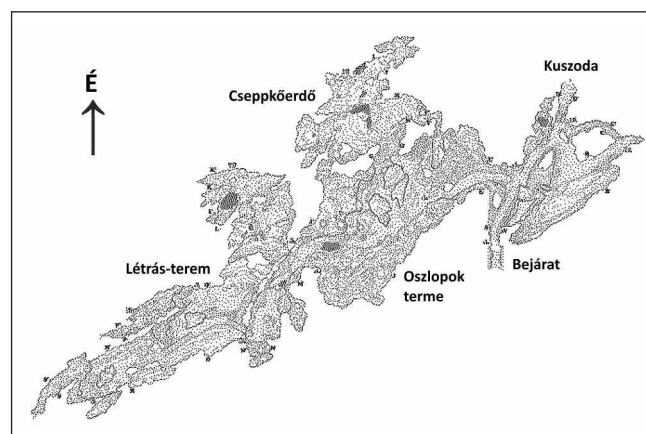
Az Esztramos-hegy többi barlangjához hasonlóan itt is jellemzőek a robbantási törmeléktől és közlekedéstől poros, bekoszolódott, valamint megrongálódott képződmények. Elsősorban a bejárathoz közeli részekben a befelé szellőztetett por a nedvesség miatt rátapadt a falakra és elfedi a képződményeket.

A barlang élővilágát csupán néhány kis és nagy patkósorrú denevér jelenti.

3.3. Földvári Aladár-barlang

A Földvári Aladár-barlang az Esztramos-hegy felhagyott kőfejtőjében, a felső, 312 m-es bányaszinten, a barlang fennmaradása érdekében megőrzött védőpillérben helyezkedik el, bejárata a pillér keleti oldalán nyílik. A lényegében három tágas teremből és az azokhoz csatlakozó kisebb oldalfülkékből álló rendszer maximális horizontális kiterjedése 84 m, függőleges kiterjedése alig haladja meg a 7 m-t (14. ábra).

E rendszer hazánk legidősebb barlangjai közé tartozik (Kordos, 1973). A felső pliocénben, legalább 2 millió évvel ezelőtt, a karsztvízszint alatt oldódott ki, a mennyezet síkja



14. ábra: A Földvári Aladár-barlang alaprajzi térképe (Országos Barlangnyilvántartás).

pedig az egykori karsztvízszintet jelöli. A barlang kioldásában a karsztvíz és a pannon üledékekben áramló rétegvíz oda-vissza áramlásának során létrejövő keveredési korrózió játszhatott jelentős szerepet (Kordos, 1974).

A Miskolci Egyetem egykori geológusprofesszoráról elnevezett barlang 1964-ben nyílt meg bányaművelés során (Dénes, 1964). Sorsa sokáig vitatott volt, de egy 50 x 150 m alapterületű védőpillér kijelölése – a bányászat folytatása mellett – lehetővé tette fennmaradását (Koleszár, 2000). A kőbánya nyersanyagát képező, középső-triász korú világosszürke kristályos Steinalmi Formáció metamorf mészkövében kialakult (Piros, 2006), 410 m hosszú barlang befoglaló kőzete szinte csak a mennyezeten látható, minden egyéb felületet ásványkiválás borítanak. Formakincsének legfeltűnőbb eleme a termék egységesen 306–307 m közötti tszf. magasságban húzódó vízszintes mennyezete, melyről a feltárás idején kis felületen csatlakozó, hatalmas gomba alakú kőnyelvek lógtak alá. Ezek legtöbbször a robbantások hatására leszakadt, de az aljazaton heverő tömbjeik felett illeszkedési helyük ma is jól látható (Takácsné Bolner, 2003).

A barlang lényegében egy cseppkőoszlopsorral kettéosztott hatalmas teremből áll (15. ábra), melyből kisebb-nagyobb oldaljáratok ágaznak el. A barlangterem bejárat felőli részét egykor a cseppkövesedés után szivárgó vizekből összegyűlt, 1,5 m mély tó borította, melynek kiválási színlői a cseppkövekre rakódtak. A belső részben a cseppkőoszlopokat borsókő borítja. Különlegessége, hogy itt látható a barlang egyetlen cseppkődobja. A főtén visszaoldott függőcseppkövek (Kraus, 1997) és letört kőgömbök csonkjai láthatók.

A barlangi karbonátos kiválásokat keletkezésük alapján két fő csoportba osztják: vízszint alatt, illetve légtérben keletkező kiválásokra. A vízszint alatt képződők közül a leglátványosabbak a fenn-nőtt kalcitkristályok. Zömükben 1–5 mm-es tűket alkotnak, de olykor 10 cm hosszú, 2,5 cm vastag kristályegyedek is előfordulnak. A kristályokra a romboéderlapok a jellemzőek, illetve azok kombinációi. Az apró, víztiszta vagy opálosan fehér kalcitűk több helyen hatalmas falfelületeket is beborítanak; az egyik kis teremben kuszán összenőtt, narancssárga, 3–5 cm-es kalcitűk halmaza díszlik.

A barlang legváltozatosabb formakincse a mennyezeten megjelenő és oldalfalakon végig csorgó vizekből kiválva keletkezett. Különböző alakú és nagyságú függő- és állócseppkövek, cseppkőzászlók, kérges és lefolyások jellemzik.

Ugyancsak tipikusak a néhol 15–20 cm-es kérget alkotó borsókővek, melyek korallszerűen borítják a falakat vagy az idősebb képződményeket, melyek néhol foltszerűen bukkannak elő alóluk. A borsókővek néhol a cseppköveket borítják, máshol az apadási színlőkön helyezkednek el, esetenként kalcitűs bevonatokon mutatkoznak. Szemet gyönyörködtető látványt jelentenek a heliktitiek, azaz az excentrikus képződmények. Helyenként többször csavarodott példányok jöttek létre, máshol 10–15 cm-t elérő, víztiszta, egyenes kristálysálak is előfordulnak.



15. ábra: A barlangot a képződmények rendkívüli változatossága és gazdagsága jellemzi. Fotó: Borzsák P.

A barlangot szín- és formagazdag cseppkőkérges, -zászlók, különböző vastagságú cseppkőoszlopok és kisebb méretű állócseppkövek díszítik. A függőcseppkő kevés, több helyen foltokban tövig visszaoldott. Tömeges megjelenésben heliktitbokrok, a cseppkőmedencék körül cseppkőszínlők, valamint egyes cseppköveken 2–5 cm széles montmilch-szoknyák láthatók. Ugyancsak nagy felületeket borítanak a vörösesbarna színű, változó méretű borsókőkiválások is, melyek között az apró gömbökből álló, gombaszerűen elterülő, illetve vékony korallszerű ágakban végződő változatok egyaránt megtalálhatók.

A barlang oldásos formakincse zömmel üstös oldásformákban mutatkozik meg, melyek átmérője néhány centimétertől néhány deciméterig terjed. Helyenként meredek, kerek, oldásos kürtök alakultak ki.

A barlang ismert denevérélőhely, pontos megfigyelési adatok nagy és kis patkósdenevérről, hegyesorrú és horgaszőrű denevérről (Boldogh, 2006) állnak rendelkezésre.

A bányaművelés megszűnése után a barlangban kis csoportok látogatása számára világítási rendszert, lépcsőket, korlátokat építettek ki, amely néhány évig üzemelt is. Mára azonban a világítás nem használható, a látogatás megszűnt.

3.4. Esztramosi Pantó-barlang

Az Esztramosi Pantó-barlang a Szalonnai-karszt területéhez tartozó Esztramos-hegy VI. és V. bányászati szintje között található. A barlang bejáratához vezető táró Bódvárakótól mintegy 1,5 km-re ÉK-re, az Esztramos-hegy Bódvár-

völgy irányába néző, ÉNy-i oldallejtőjének középső részén nyílik. A barlang hossza 470 m, vertikális kiterjedése 29 m (16. ábra).

A barlang középső-triász korú, világosszürke kristályos Steinalmi Formáció metamorf mészkövében (Piros, 2006), freatikus körülmények között alakult ki. A tektonikusan preformált barlang jellegzetessége, hogy a természetes barlangüregek, hasadékok és a mesterséges tárószakaszok, fejtési üregek szoros egymásutánosságban követik, illetve keresztezik egymást (17. ábra). A barlangból közel 1000 m³ bányatörmelék lett eltávolítva, de ennek ellenére számos ponton részben vagy teljesen továbbra is eltömi a járatokat a bányászat által idetermelt törmelék.

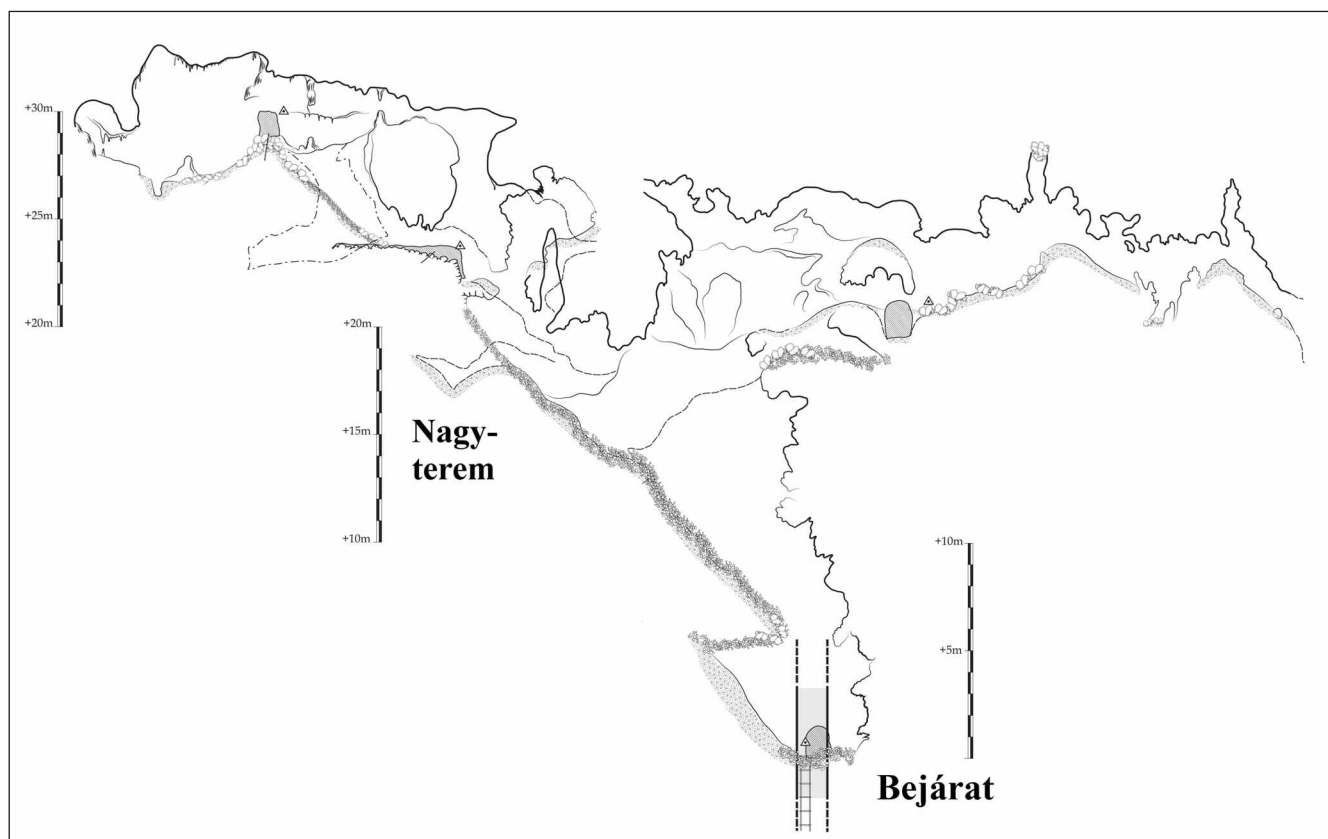
A barlang morfológiájára jellemzőek a limonittelérek mentén kialakult limoniteres-kalciteres hasadékok (Szakáll & Kovács, 1997), a nagyobb termetet és hasadékokat összekötő szűkebb átbújók és járhatatlan oldott fülkékcskék. A legszebb korróziós formák az Elágazóból induló körjáratban figyelhetőek meg, hiszen itt a képződmények nem rejtik el az erősen legömbölyített, korróziós üstökkel, kőhidakkal és kis ablakkal tagolt/összekötött falakat. A képződménymentes üregek között kisebb ovális teremben inaktív, erőteljesen visszaoldott cseppkövek és kipreparálódott limonitrétegek között borsóköves, visszaoldott cseppkőle-folyások és tömegesen nőtt kalcit-szálak figyelhetőek meg.

A barlangban jellemzők a különféle, változatos mennyiségben és kifejlődésben megjelenő képződmények egymásra települése (pl. limonitos/kalcitos kérgen, esetleg cseppkőle-folyáson borsókövek, rajta szegfűkalcitok vagy heliktitek).

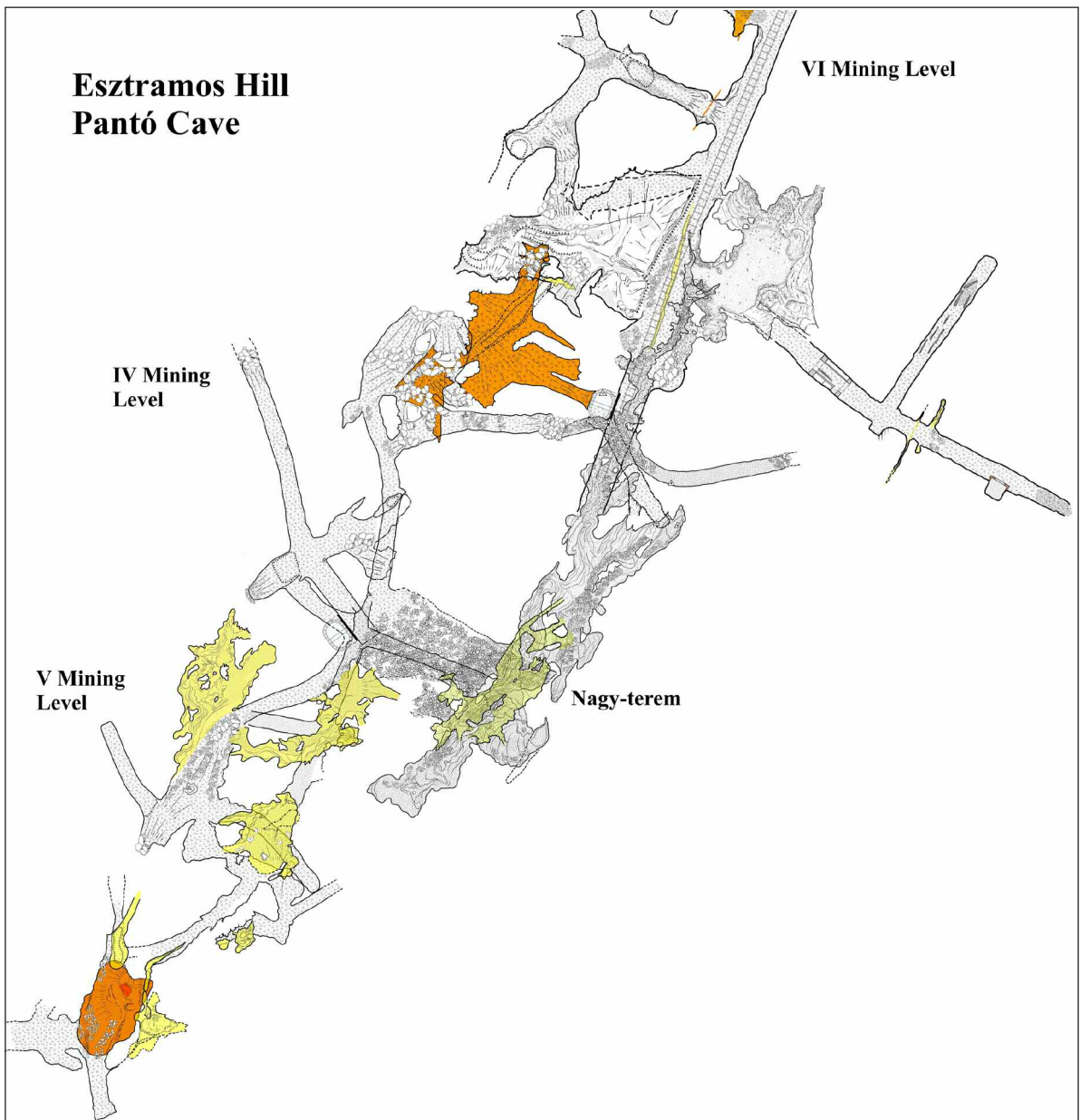
Leglátványosabbak a természetes és antropogén hatásoktól védettebb kisebb fülkékben megjelenő víztiszta szkalenoédere-s kristályok, valamint heliktitek. A Nagy-teremből függőleges hasadékkal záruló kis heliktites fülke nyílik. A fülkében az egymásra épülő képződmények gazdagon díszítik az eredetileg oldott falakat, az aktív cseppkőle-folyásokon cseppkőz-szlók, apró tetaráták és ujjnyi vastag heliktitek nőttek. Utóbbiakból újabb kis görbe cseppkövek és gömbös borsókövek vagy tús kristályok ágaznak ki. Gyakorik a függő-, álló- és összenőtt cseppkövek (18. ábra).

Irodalom

- Adamkó P. & Hegedűs Gy. (2002): 118 óra a barlang fogságában. Táltos Kiadó, Budapest.
- Boldogh, S. (2006): Vespertilio, 9–10, 33–56.
- Dénes Gy. (1964): Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató, 1964/4, 79.
- Dénes Gy. (1972): Herman Ottó Múzeum Évkönyve, 11, 83–103.
- Dénes Gy. (1997): Topographia Mineralogica Hungariae, 5, 15–30.
- Görög D. & Kerekes S. (1802–1811): Magyar Átlás, az az Magyar, Horvát, és Tót országok vármegyéji, s Szabad Kerületei és a Határ-örző Katonáság Vidékinek közönséges és különös Tábláji. C. Junker sculpsit, Viennae (Bécs).
- Gruber, P., Szunyogh, G. & Telbisz, T. (2022): In: Veress, M. & Leél-Óssy, Sz. (Eds.): Cave and karst systems of Hungary. Springer Nature Switzerland, Cham, pp. 275–321.



16. ábra: Az Esztramosi Pantó-barlang hossz-szelvénye (Országos Barlangnyilvántartás).



17. ábra: A természetes barlangjáratok és a mesterséges üregek bonyolult kapcsolata az Esztramosi Pantó-barlangban (Országos Barlangnyilvántartás).



18. ábra: Az Esztramosi Pantó-barlang képződményei. Fotók: Kovács R.

- Koleszár K. (2000): Karsztfejlődés, 5, 293–308.
- Kordos L. (1973): Karszt és Barlang, 1973/1–2, 7–12.
- Kordos L. (1974): Karszt és Barlang, 1974/1, 21–26.
- Kordos L. (1984): Magyarország barlangjai. Gondolat Könyvkiadó, Budapest.
- Kraus S. (1997): Topographia Mineralogica Hungariae, 5, 75–78.
- Kraus S. (2003): In: Székely K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai. Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 93–96.
- L. Wolf M. & Simán K. (1982): A Herman Ottó Múzeum Évkönyve, 21, 109–124.
- Nyerges A. (2003): In: Székely K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai. Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 96–98.
- Piros O. (2006): In: Szentpétery I. & Less Gy. (szerk.): Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana. Magyarázó az Aggtelek–Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 73–75.
- Szakáll S. & Kovács Á. (1997): Topographia Mineralogica Hungariae, 5, 131–144.
- Szilvássy Gy. (1965): Karszt- és Barlangkutató Tájékoztató, 1965/1–2, 16–18.
- Takácsné Bolner K. (2003): In: Székely K. (szerk.): Magyarország fokozottan védett barlangjai. Mezőgazda Kiadó, Budapest, pp. 89–92.
- Turtegin E. (1991): A Tornaszentandrás-Esztramos-i vasércbányák bányaföldtani reambulációja és metallogenetikai vizsgálata. Szakdolgozat, Miskolci Egyetem, Miskolc.
- Turtegin E. (1997): Topographia Mineralogica Hungariae, 5, 31–36.

AZ AGGTELEKI-KARSZT BARLANGJAIBAN VÉGZETT MONITORING JELLEGŰ KUTATÁSOK

CZUPPON György

Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

E-mail: czuppon@geochem.hu

1. Bevezetés

Az elmúlt évtizedekben jelentősen megnőtt azoknak a tanulmányoknak a száma, amelyek barlangi monitoringgal foglalkoznak. Ennek egyik legfontosabb oka az a felismerés, hogy mindegyik barlang más és más (pl. Riechelmann et al., 2011), és ahhoz, hogy a cseppköveket éghajlati és környezeti változások rekonstrukciójához felhasználhassuk, elengedhetetlen az adott barlang minél szélesebb körű megismerése, monitoringja. Ennek keretében azt a komplex folyamatot, kapcsolatot kíséreljük feltárni, amely leírja az éghajlati paraméterek és azok megváltozására adott „barlangi választ”, és amelynek segítségével pontosabban lehet a cseppkő-alapú „proxikat” (pl. stabilizotóp-összetétel, nyomelem-összetétel, petrográfiai jellegzetességek stb.) értelmezni. Emellett a barlang fontos információt nyújt a karsztrendszerre, és a karsztban lejátszódó hidrológiai folyamatokra is.

Az Aggteleki-karszt területén számos barlang található. Ezek közül talán a legismertebbek a világörökséghez tartozó Baradla- és Béke-barlangok. Jóllehet a vándorgyűléshez kapcsolódó terepbejárás „csak” az Esztramos-hegyben található Rákóczi 1. számú barlangot érinti, az ezekben a barlangokban szerzett tapasztalatok, ismeretek támpontul szolgálhatnak a

Rákóczi 1. számú barlangban kapott szórvány monitoring-eredmények értelmezéséhez.

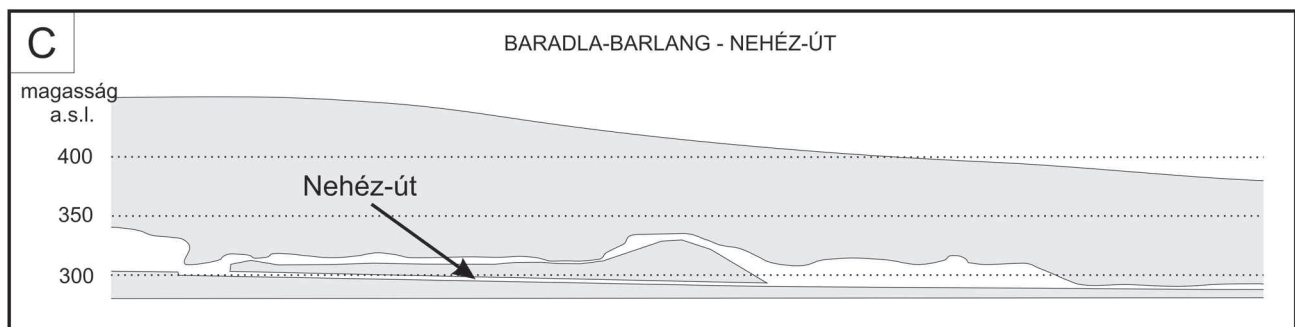
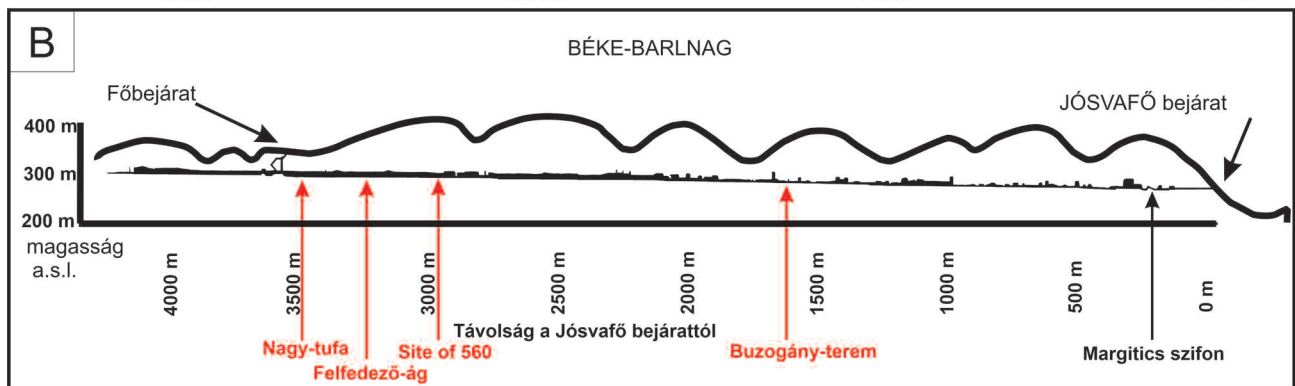
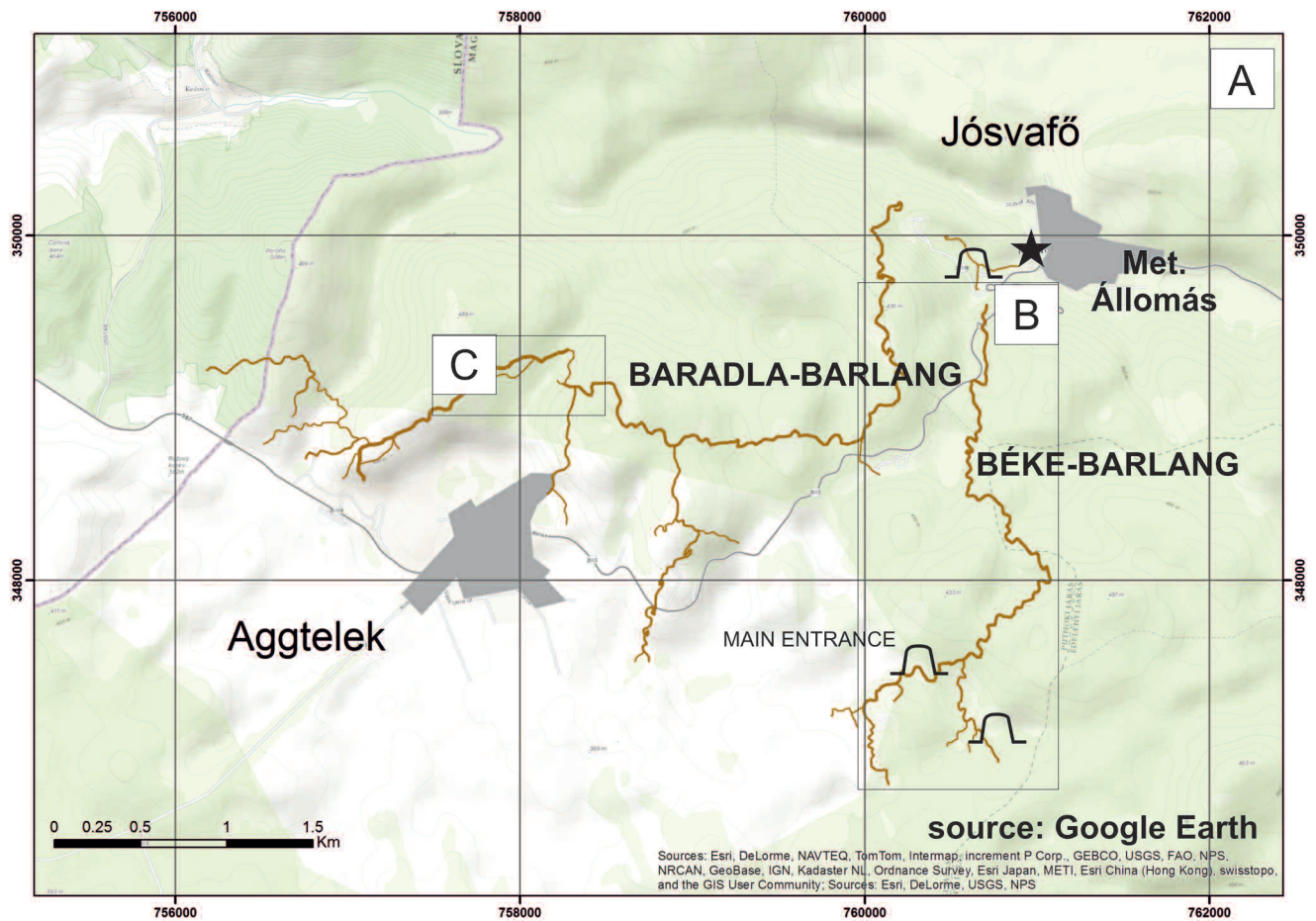
2. A vizsgált barlangok és a bennük található monitoringpontok elhelyezkedése

A Béke-barlang (É 48° 29', K 20° 31') és a Baradla-barlang (É 48°28', K 20° 30') az Aggteleki-karszt nyugati felén helyezkedik el Aggtelek és Jósvafő között (1. ábra). A Rákóczi 1. számú barlang és ez Esztramos általunk vizsgált másik barlangja, a Földvári Aladár-barlang pedig a terület keleti felén. A Béke- és a Baradla-barlangok alapvetően a Guttensteini és egyes szakaszai a Steinalmi Mészke Formációban alakultak ki (Hips, 2003; Gyuricza & Sásdi, 2009), míg az Esztramos két vizsgált barlangja (Rákóczi 1. és az Földvári Aladár) túlnyomórészt a Steinalmi Mészke Formációban.

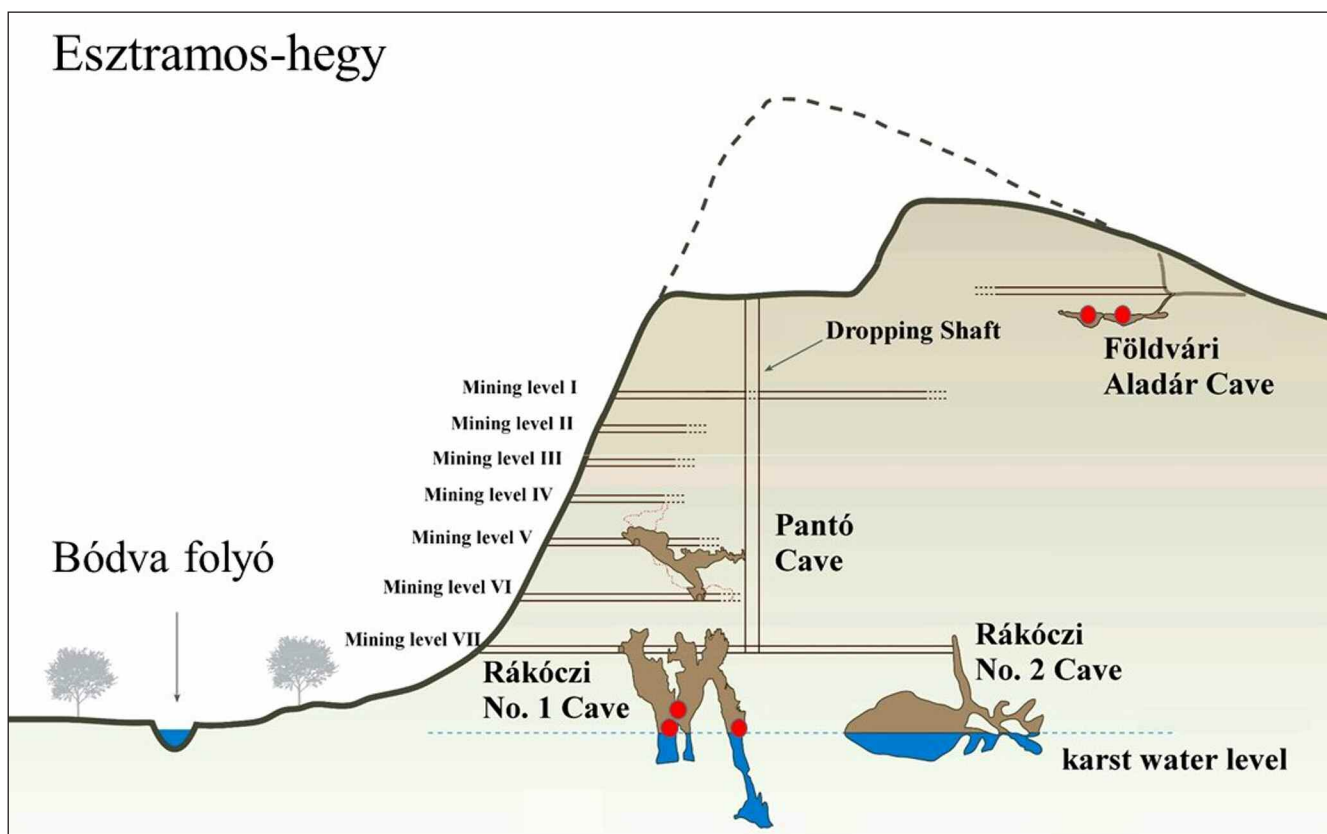
A Béke-barlang több mint 7 km hosszú, a fő bejárat 338 m tengerszint feletti magasságban nyílik. A barlang felett található kőzetek vastagsága 30–60 m. Összesen négy helyszínen végeztünk monitoringvizsgálatokat (Czuppon et al., 2018), ezek a következők a főbejáratától való távolság függvényében.



1. ábra: Monitoringozott barlangok az Aggteleki-karszt területén: Baradla-barlang, Béke-barlang, Rákóczi 1. sz. barlang, Földvári Aladár-barlang (forrás: googlemaps.com).



2. ábra: A Baradla- és a Béke-barlangban vizsgált helyszínek (Czuppon et al., 2018 után módosítva).



3. ábra: Az Esztramos-hegy barlangjai, valamint a Rákóczi 1. sz. barlang és a Földvári Aladár barlang mintavételi helyei (piros pontokkal jelölve; módosítva Gruber, 2022 után).

nyében: 1) Nagy-tufa (B-NT, 120 m), 2) Felfedező ág (B-FA, 250 m), 3) B560-as pont (B-560 m), and 4) Buzogány Hall (B-BZ, 1560 m) (2. ábra).

A Baradla-barlang lényegesen hosszabb, mint a Béke-barlang, teljes hosszúsága meghaladja a 25 km-t. Ebben a barlangban egy mintavételi helyszín volt kijelölve a Nehéz-út szakaszon (BAR-NU), amely körülbelül 1100 m-re van az aggteleki főbejáratától. A fedőkőzet vastagsága eléri a 90–100 m-t.

A Rákóczi 1. számú barlang az Esztramos-hegy VII. bányászati szintjén nyílik, a bányászati tevékenység során fedezték fel. Összhosszúsága 750 m (Gruber et al., 2022; Gruber, 2022), a barlang feletti kőzet vastagsága körülbelül 130 m. Ebben a barlangban három helyszínen történt vízminőségvizsgálat: 1-tó, 2-tó, csepegő víz (3. ábra).

A Földvári Aladár-barlang szintén az Esztramos-hegyben található, de jóval feljebb van, mint a Rákóczi-barlang, a felette lévő kőzet kb. 5–12 m vastagságú (Gruber, 2022). Ebben a barlangban három helyszínen történt mintagyűjtés (3. ábra).

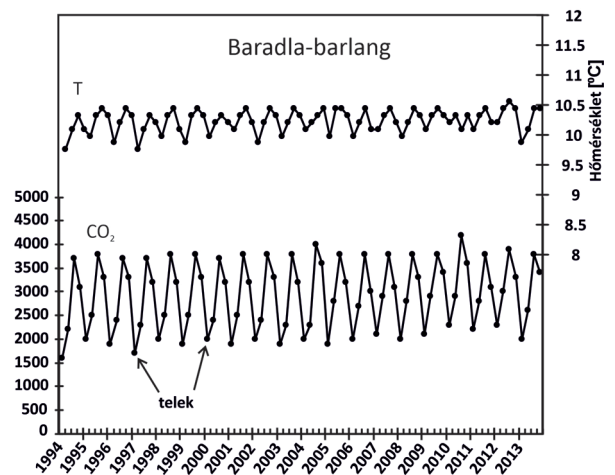
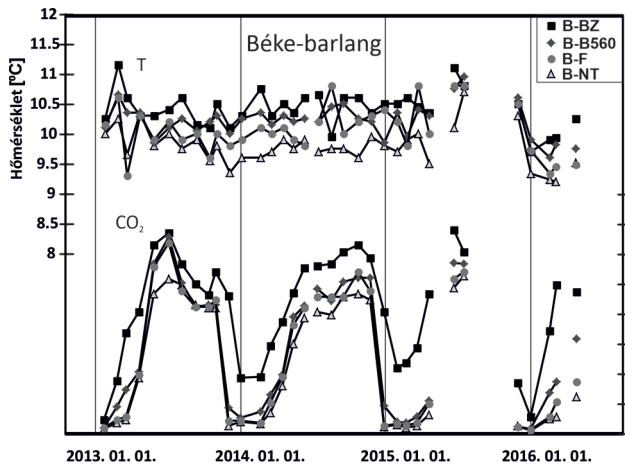
3. Barlangi klíma: hőmérséklet és CO₂

Számos tényező befolyásolja a barlangi karbonátkiválást, a cseppkőképződést. Ezek közül különösen fontosak a barlangklimatológiai paraméterek, többek között a CO₂-koncentráció, a hőmérséklet és a páratartalom (pl. Spötl et al., 2005). Ezért a barlangi monitoring keretében a csepegővizek és a frissen kivált karbonátok kémiai és izotóp-összetételének

meghatározásán túl fontos szerepet kapnak ezeknek a paramétereknek a mérése és változékonyságának meghatározása.

A barlangi levegő hőmérséklete mind a Béke-, mind a Baradla-barlangban közel állandó értéket mutat (10 °C körül; 4. ábra). Ez az érték megegyezik a jósvafői meteorológiai állomáson mért léghőmérséklet elmúlt években mért éves átlag-értékével. Ez arra utal, hogy a barlangban mért hőmérséklet tükrözi a terület éves átlagos hőmérsékletét anélkül, hogy jelentős évszakos változékonyságot mutatna (Czuppon et al., 2018). Így az ezekben a barlangokban képződött cseppkővek nem az esetleges nagyon rövid távú változásokat, hanem a hosszabb, az éghajlat megváltozását jelző trendeket „rögzítik”. A barlangi hőmérséklet, illetve annak megváltozása közvetlenül befolyásolja a cseppkőképződésekor az oxigénizotóp összetételét, mivel a karbonátkiválás során az izotóp-frakcionáció hőmérsékletfüggő (pl. Fairchild & Baker, 2012; Sharp, 2017). Ez az egyik mód, amely által a cseppkő „rögzítheti” a hőmérséklet megváltozását.

A barlangi hőmérséklet azonban közvetett módon is befolyásolhatja a karbonátkiválást, mivel a barlangi és a felszíni (kinti) hőmérséklet közötti viszonylagos különbség határozza meg a ventiláció (szellőzőttség) mértékét a barlang morfológiáján, a kijáratok számán és azok elhelyezkedésén túl (Matthey et al., 2008). A szellőzőttség befolyásolja az izotóp-frakcionációt módját (eltolva az egyensúlytól a kinetikus hatás felé), a barlangban a CO₂ koncentrációját és ezáltal a kivált karbonát szöveti, petrográfiai jellegét. Az 4. ábrán látható, hogy a CO₂-koncentráció jelentős növekedése, illetve csökkenése a külső, felszíni hőmérséklet változásával párhuzamosan.



4. ábra: Barlangi klíma: CO₂ és hőmérsékleti változékonyság a Béke- és a Baradla-barlangban (Nagy-tufa: B-NT; Felfedező ág: B-F; B560-as pont: B-560; Buzogány-terem: B-BZ) (Czuppon et al., 2018 után módosítva).

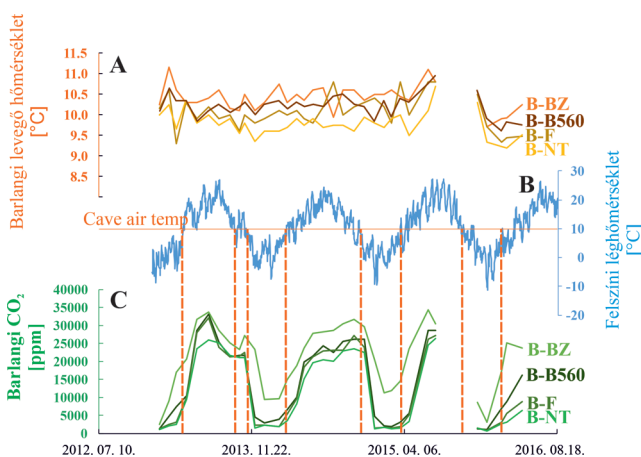
zamosan indul meg, jelezve egyben a barlangi légkörzés megváltozását is (Czuppon et al., 2022a). Így a ventiláció mértékére és irányára következtetni lehet a CO₂ koncentrációjából és annak változékonyságából. Gyenge ventiláció esetében a CO₂ szintje nő, míg ha erős a ventiláció, akkor a CO₂ koncentrációja alacsony lesz a barlangban.

A Béke- és a Baradla-barlangban a CO₂ koncentrációja évszakos változást mutat, nyár során magasabb értékkel jellemezhető, míg télen alacsonyabbal (Czuppon et al., 2018). A 2013–2016 közötti időszakban a Béke-barlangban nyáron a CO₂ szintje különösen magas volt, elérte a 30.000 ppm-et. Ezzel szemben a Baradla-barlangban a CO₂-koncentráció „csupán” 4.200 ppm volt (5. ábra). A Béke-barlangban 2013-tól megfigyelt magas CO₂-koncentrációnak az egyik fő oka az volt, hogy a két bejárat közötti légmozgás nagyon lecsökkent azáltal, hogy az összekötő járatban a „Margitics-szifon” szinte teljesen elzáródott (Stieber & Leél-Őssy, 2015; Czuppon et al., 2018). A nyári magas és a téli alacsony koncentráció a karbonát kiválás ütemére is hatással van, amely a nyári időszakban

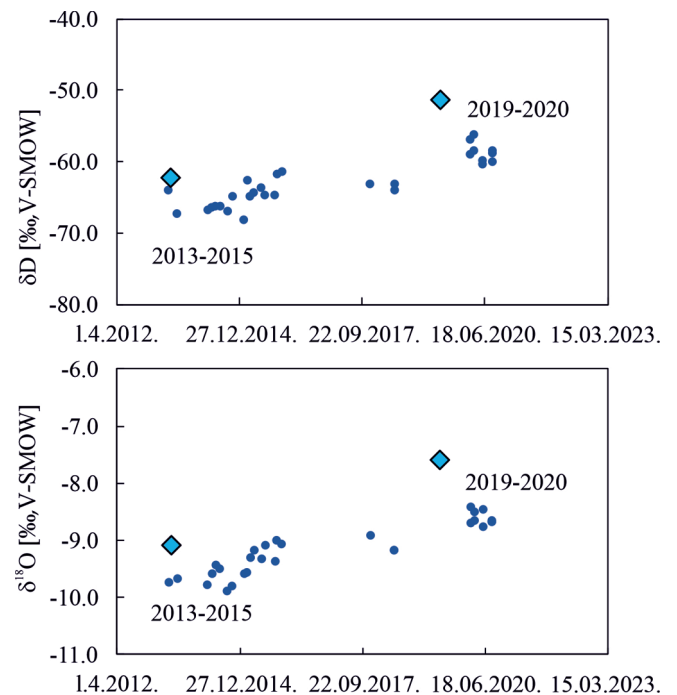
lassabb, mivel a CO₂ magas koncentrációja „fékezi” a kiválást. Az alacsonyabb CO₂-szinttel jellemezhető időszakban (télen) pedig gyorsabb kiválást és ezzel együtt nagyobb kinetikus hatást lehet feltételezni.

4. Kapcsolat a csepegővizek és a csapadék stabilizotóp-összetétele között

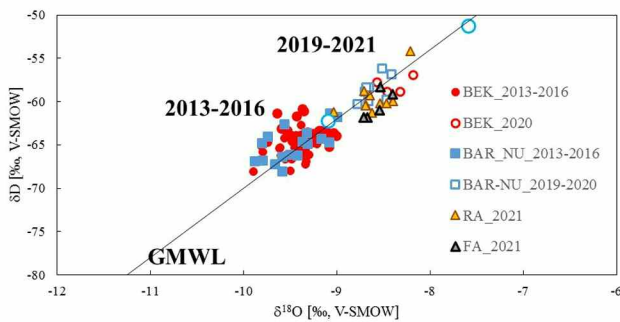
A Baradla- és Béke-barlangban végzett monitoringvizsgálatok eredményei alapján kimutattuk, hogy a csepegővizek hidrogén- és oxigénizotóp-összetétele nem mutat évszakos változékonyságot és az éves csapadékmennyiséggel súlyozott



5. ábra: A barlangi levegő hőmérséklete (A), a felszíni hőmérséklet (B) és a CO₂-koncentráció (C) a Béke-barlang négy helyszínén (Nagy-tufa: B-NT; Felfedező ág: B-F; B560-as pont: B-560; Buzogány-terem: B-BZ). A szaggatott vonal azt az időpontot jelöli, amikor a külső és barlangi hőmérséklet megegyezik és a ventiláció iránya megváltozik (Czuppon et al., 2021b után módosítva).



6. ábra: A hidrogén- és oxigénizotóp-összetétel a csepegővízben a Baradla-barlang Nehéz-út szakaszán. A csapadékmennyiséggel súlyozott éves átlag értékét a rombuszok jelölik (Czuppon et al., 2021a után módosítva).



7. ábra: Az Aggteleki-karszt barlangjaiban gyűjtött csepegővíz-összetételek két időszakra: 2013–2016 és 2019–2021 (Béke-barlang: BEK; Baradla-barlang, Nehéz-út: BAR-NU; Rákóczi 1. sz. barlang: RA; Földvári Aladár-barlang: FA). A két üres kör a csapadékmennyiséggel súlyozott éves átlagát jelölik a két időszakra: 2013–2016 (alsó) és 2019–2021 (felső). Az ábrán a Globális Csapadék Vízvonalat (GMWL, Craig, 1961) is ábrázoltuk.

értékénél negatívabb. Mindez arra utal, hogy a beszivárgó víz viszonylag hosszú ideig tartózkodik a karsztban (> 1 év) és dominánsan a téli csapadékot „mintázza meg”. Czuppon et al. (2022a) becslése alapján a csepegő vízhez a téli csapadék-hozzájárulás a Béke-barlangban 50–70%, míg a Baradla-barlangban 60–80%.

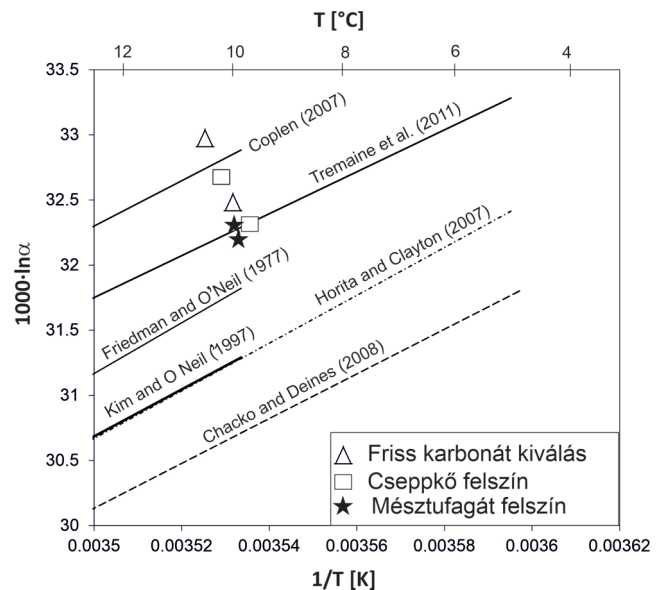
Mindazonáltal a 2019–2020 során gyűjtött és mért adatok összevetése a korábbi monitoringeredményekkel (2013–2016) azt jelzik, hogy a csepegővizek összetétele eltolódott pozitívabb irányba, párhuzamosan a csapadék izotóp-összetételével (6. ábra). Ennek alapján megállapítható, hogy a csepegővizek izotóp-összetétele követi és rögzíti a csapadék izotóp-összetételében, illetve eloszlásában bekövetkezett hosszabb távú (több mint 1 év) változásokat, befolyásolva a kiváló karbonát izotópösszetételét (Czuppon et al., 2022a,b).

Jóllehet a Rákóczi 1. számú barlangból és a Földvári Aladár-barlangból csak a 2021-es évből áll rendelkezésre izotópadat, azok hasonló értéket mutatnak a Béke- és Baradla-barlangok 2019–2020-as értékeivel (7. ábra). Ennek alapján megállapítható, hogy a különböző mélységekben elhelyezkedő barlangokban a beszivárgó víz nagyon hasonló izotóp-összetétellel jellemezhető és a beszivárgó víz már viszonylag kis mélységben kiegyenlítődik (azaz a csapadék izotóp-összetételére jellemző erős szezonális eltűnik).

5. Frissen képződött karbonátok

A Béke-barlangban begyűjtött üveglemezeken a „frissen” kivált karbonátok stabilizotóp-összetétele arra utal, hogy a kiválás során jelentős volt a kinetikus hatás, mivel a szénizotóp- ($\delta^{13}\text{C}$) és az oxigénizotóp-összetétel pozitív eltolódást mutat (Czuppon et al., 2018). Ezt a kinetikus hatást nem csupán az esetlegesen megnövekedett ventilációhoz lehet kötni, hisz ebben a barlangban még télen is viszonylag magas volt a CO_2 koncentrációja (a vizsgált időszak során), hanem a lecsökkent csepegésintenzitáshoz, amely során a csepp hosszabb ideig tartózkodik az üveglemezen (Czuppon et al., 2018).

Jóllehet a kinetikus hatás által befolyásolt cseppkövek is jól használhatók éghajlati és környezeti rekonstrukcióhoz, a



8. ábra: A Béke- és Baradla-barlangból származó friss karbonát-kiválások oxigénizotóp-összetételéből számolt $1000 \ln \alpha$ és a barlangi hőmérséklet kapcsolata. Az oxigénizotóp-frakcionációt leíró különböző egyenleteket jelölik az ábrán jelölt görbék (Czuppon et al., 2021a után módosítva).

múltbeli hőmérséklet számításához a kinetikailag legkevésbé befolyásolt izotópösszetételt érdemes használni. Ezért ahhoz, hogy meg lehessen állapítani, melyik egyenlet írja le a barlangra jellemző hőmérsékletfüggő izotóp-frakcionációt, a legnegatívabb karbonátösszetételt kell kiválasztani, és azt használni a monitoring során kapott barlangi hőmérséklettel, valamint csepegővíz izotópösszetétellel együtt. Ennek alapján a Béke- és a Baradla-barlangban a karbonát-kiválás során végbemenő frakcionációt a Tremaine et al. (2011) és Coplen (2007) által közölt egyenletek jellemzik legjobban (8. ábra).

Irodalom

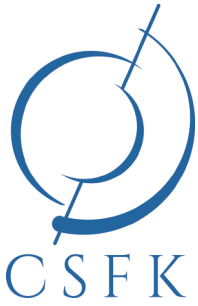
- Coplen, T. B. (2007): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 3948–3957.
- Craig, H. (1961): *Science*, 133, 1702–1703.
- Czuppon, Gy., Demény, A., Leél-Őssy, Sz., Óvári, M., Molnár, M., Stieber, J., Kármán, K., Kiss, K. & Haszpra, L. (2018): *Journal of Speleology*, 47/1: 13–28.
- Czuppon, Gy., Demény, A., Leél-Őssy, Sz., Stieber, J., Óvári, M., Dobosy, P., Berentés, Á. & Kovács, R. (2022a): In: Veress, M. & Leél-Őssy, Sz. (Eds.): *Cave and karst systems of Hungary*. Springer Nature Switzerland, Cham, pp. 465–486.
- Czuppon, Gy., Demény, A., Leél-Őssy, Sz., Stieber, J., Óvári, M., Dobosy, P., Berentés, Á. & Kovács, R. (2022b): *Central European Geology*, 65, 26–39.
- Fairchild, I. J. & Baker, A. (2012): *Speleothem science*. Wiley-Blackwell, Chichester.
- Gruber P. (2022): In: Fehér B., Molnár K., Lukács R., Czuppon Gy. & Kereskényi E. (szerk.): *Calce et malleo – Mésszel és kalapáccsal*. 12. Közéleti és Geokémiai Vándorgyűlés. Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest, pp. 162–172.

- Gruber, P., Szunyogh, G. & Telbisz, T. (2022): In: Veress, M. & Leél-Óssy, Sz. (Eds.): Cave and karst systems of Hungary. Springer Nature Switzerland, Cham, pp. 275–321.
- Gyuricza Gy. & Sásdi L. (2009): *Földtani Közlöny*, 139, 83–92.
- Hips K. (2003): *Földtani Közlöny*, 133, 445–468.
- Mattey, D., Lowry, D., Duffet, J., Fisher, R., Hodge, E. & Frisia, S. (2008): *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 80–95.
- Riechelmann, D. F. C., Schröder-Ritzrau, A., Scholz, D., Fohlmeister, J., Spötl, C., Richter, D. K. & Mangini, A. (2011): *Journal of Hydrology*, 409, 682–695.
- Sharp, Z. (2017): *Principles of stable isotope geochemistry*. 2nd Edition. University of New Mexico, Albuquerque.
- Spötl, C., Fairchild, I. & Tooth, A. F. (2005): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 2451–2468.
- Stieber J. & Leél-Óssy Sz. (2015): *Karsztfejlődés*, 20, 263–282.
- Tremaine, D. M., Froelich, P. N. & Wang, Y. (2011): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 4929–4950.

NÉVMUTATÓ

- Amaral-Filho, J.: 113
Anenburg, M.: 135
Aradi L. E.: 20, 93, 115, 119
Arató R.: 18
Árvai Cs.: 49
Bachmann, O.: 29, 48, 94
Bajnóczi B.: 107
Balassa Cs.: 13
Balázs A.: 41
Balázs H. G.: 17
Baykara, O.: 27
Becker, M.: 113
Benkó Zs.: 18, 107, 111
Béres K.: 30
Berkesi M.: 20, 51, 81, 112, 115, 125
Biró M.: 22
Biró T.: 26, 55, 64
Bokelmann, G.: 93
Bozsó G.: 67
Breitner D.: 49
Broadhurst, J.: 113
Buday T.: 129
Ciążela, J.: 115
Cloetingh, S.: 80, 81, 93
Czuppon Gy.: 27, 28, 173
Czuppon-Lázár M.: 28
Cserép B.: 29, 128
Cseri Z.: 26, 55, 64
Csige I.: 30
Csillag G.: 41
Dávid Á.: 55
Decree, S.: 135
Demény A.: 27
Dobosy P.: 28
Dunkl I.: 29
Edraki, M.: 113
Erdmann, S.: 29
Fábián M.: 123
Falus Gy.: 49, 93, 123
Fancsik T.: 81
Fedorchuk, Y.: 72
Fehér B.: 33, 69
Fehér K.: 119
Fekete J.: 67
Fekete-Németh V.: 79
Fellin, G. M.: 111
Fintor K.: 37
Fodor L.: 18, 41, 148
Fodor P.: 44
Földessy J.: 44, 141
Futó I.: 129
Gál Á.: 87
Gál P.: 48
Galbács G.: 62
Garrido, C.: 115
Gelencsér O.: 49, 82, 87
Gméling K.: 119
Grácz Z.: 93
Gruber P.: 28, 162
Guba-Walter H.: 37
Guillong, M.: 48, 94
Guzmics T.: 20, 51, 112, 135
Gyila S.: 87
Hably L.: 64
Halász N.: 51
Harangi Sz.: 29, 48, 74, 94, 128, 129
Harris, C.: 113
Harrison, S. T. L.: 113
Harsányi I.: 130
Hencz M.: 26, 55, 64
Hidas K.: 115
Hildreth, W.: 128
Hrabovszki E.: 56
Jáger V.: 58
Jákri B.: 61
Jancsek K.: 62
Janovszky P.: 62
Józsa S.: 17, 64, 94, 98, 102, 119, 130
Karátson D.: 26, 55, 64
Karlik M.: 27, 67
Kasó A. ifj.: 141
Kasztovszky Zs.: 69, 116, 119, 130
Kereskényi E.: 69
Kereszturi Á.: 119
Khan, S.: 72
Király E.: 58, 74
Kiri L.: 37
Kiss B.: 64
Kiss G. I.: 78
Kónya P.: 123
Koptev, A.: 80, 81
Kordos L.: 64
Koroknai B.: 79
Koroknai Zs.: 79
Kovács A.: 28
Kovács G.: 79
Kovács I. J.: 80, 81, 82, 87, 93, 115
Kovács J.: 28
Kovács Z.: 29, 61, 94, 102, 115, 116, 119, 130
Körmös S.: 56
Kővágó Á.: 82, 87
Kövér Sz.: 18, 148
Krézsek Cs.: 87
Kristály F.: 13, 37, 44, 69, 83, 89
Lahitte, P.: 64, 111
Lange, T. P.: 81, 82, 87
Larmier, S.: 88
Leél-Össy Sz.: 27
Lenkey L.: 87
Leskóné Majoros L.: 89

Lin, K.: 27
 Liptai N.: 81, 93, 115
 Lukács R.: 29, 48, 61, 94, 128, 129
 Luqman Hasan, M.: 95
 M. Tóth T.: 51, 56, 62, 72, 87, 95
 Maden, C.: 111
 Mártonné Szalay E.: 64
 Maženco, L.: 81, 87
 Máthé Á.: 98
 Máthé Z.: 18, 98
 Mészáros K.: 29
 Mika L.: 49
 Miklós D. G.: 17, 98, 102
 Mojzsis, S. J.: 106
 Molnár F.: 22, 58, 107
 Molnár G.: 81
 Molnár K.: 18, 111
 Molnár M.: 27
 Mororó, E.: 112
 Müller, S.: 64, 94
 Myovela, J.: 20
 Németh K.: 41, 55, 64
 Németh N.: 13, 141
 Németh T.: 18
 Novák A.: 81
 Ntaflós, T.: 29
 Obbágy G.: 18
 O'Brien, H.: 22
 Ódri Á.: 113
 Oravec É.: 18
 Óvári M.: 27, 123
 Palcsu L.: 78, 87, 114, 129
 Pálffy J.: 78
 Pál-Molnár E.: 37, 61
 Palotai M.: 58
 Paquette, J.-L.: 64
 Patkó L.: 81, 115
 Pécskay Z.: 55, 107
 Péterdi B.: 116
 Petersen, J.: 113
 Portnyagin, M.: 48, 55, 64, 94
 Prohászka A.: 107
 Radulian, M.: 81
 Raucsik B.: 18
 Rezes D.: 119
 Rostamiparsa, M.: 123
 Sant, K.: 48
 Schiller, D.: 94
 Schubert F.: 56
 Sebe K.: 41, 48
 Seghedi, I.: 29
 Selmeczi I.: 48
 Shen, C.-C.: 27
 Siklósy Z.: 27
 Smart, M.: 113
 Somlyay A.: 78
 Spránitz T.: 20, 125
 Stieber J.: 28
 Süle B.: 93
 Szabó Á.: 127
 Szabó Cs.: 49, 55, 81, 82, 87, 93, 115, 123, 125
 Szabó M.: 119, 131
 Szabó-Krausz Zs.: 49, 123
 Szakács, A.: 55, 81, 87
 Szakáll S.: 89
 Szakmány Gy.: 69, 102, 116, 130
 Szanyi Gy.: 93
 Száraz S.: 127
 Szarvas I.: 64
 Szemerédi M.: 29, 61, 98, 128
 Szentes O.: 28
 Szepesi J.: 94, 111, 129
 Szilágyi K.: 130
 Szilágyi V.: 69, 130
 T. Biró K.: 116
 Tappe, S.: 135
 Telbisz T.: 26, 41
 Temovski, M.: 111
 Timár G.: 93
 Timkó M.: 93
 Tóbi Cs.: 123
 Tolnai I.: 123
 Tóth E.: 56
 Tóth T.: 79
 Törőcsik G. T.: 67
 Török K.: 58, 98
 Váradik K.: 41
 Varga A.: 18
 Viczián I. id.: 131
 Viczián I. ifj.: 131
 Víg Cs.: 74
 Virág A.: 29
 Visnovitz F.: 41
 Völgyesi P.: 123
 Wesztergom V.: 81
 Wórum G.: 79
 Wörner, G.: 74
 Yaxley, G. M.: 135



MTA
Miskolci Akadémiai Bizottság
1979.



AUSTROLAB