

Ahány kő, annyi történet

14. KÖZETTANI ÉS GEOKÉMIAI VÁNDORGYŰLÉS

ELŐADÁS- ÉS POSZTERKIVONATOK



2024. SZEPTEMBER 19–21., TELKIBÁNYA

© HUN-REN Atommagkutató Intézet, 2024

Kiadja a HUN-REN Atommagkutató Intézet

Minden jog fenntartva

Felelős kiadó

Dombrádi Zsolt

intézetigazgató

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

Borítókép

A füzéri vár látképe (Fotó: Szepesi János)

Ahány kő, annyi történet

14. KÖZETTANI ÉS GEOKÉMIAI VÁNDORGYŰLÉS

ELŐADÁS- ÉS POSZTERKIVONATOK

2024. SZEPTEMBER 19–21., TELKIBÁNYA

Szerkesztette:

Buday Tamás, Csámer Árpád, McIntosh Richard William, Molnár Kata, Virág Attila

ISBN 978-963-8321-61-9

HUN-REN Atommagkutató Intézet

Debrecen

2024

14. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés

2024. szeptember 19–21., Telkibánya

Szervezőbizottság

Benkó Zsolt (a szervezőbizottság elnöke)

Szepesi János, Csámer Árpád, Molnár Kata, Buday Tamás,
McIntosh Richard William, Virág Attila, Palcsu László, Molnár Mihály

HUN-REN Atommagkutató Intézet, Geokronológia Laboratórium

**Debreceni Egyetem, Természettudományi és Technológiai Kar,
Földtudományi Intézet, Ásvány- és Földtani Tanszék**

Támogatók

Struers GmbH, Unicam Magyarország Kft., Vacuum Service Kft., Apokromát Kft., Auro-Science Consulting Kft, Carl Zeiss Technika Kft., Logitech Ltd., SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Magyarhoni Földtani Társulat - Ásványtani, Kőzettani és Geokémiai Szakosztály, Magyar Tudományos Akadémia - Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottság



TARTALOMJEGYZÉK

Előszó	9
Program	10
Előadás- és poszterkivonatok	15
Mohamed M. Abdelkader, Ali M.A. Abd-Allah, Waleed A.M. Ogila, Mohie Eldin Elmashad & Árpád Csámer: Investigation of the influence of clay mineral characteristics on slope stability in Mokattam area, Egypt	16
Ahmad Abudayeh, Róbert Arató & Tibor Guzmics: Magnetite-ilmenite oxybarometry in Jacupiranga carbonatite, Brazil	17
Róbert Arató, Gabriella Obbágy & Frank Melcher: What is the fingerprint of graphite concentrates?	20
Baksa Mátyás, Palcsu László, László Elemér: Időjárási hatások vizsgálata a csapadék izotóp-összetételére	21
Buday Tamás, McIntosh Richard William, Mucsi Endre Dömötör, Kyrillos Samir Ghattas & Kozák Miklós: Mechanikai és hővezetési vizsgálatok a Debreceni Egyetem „kőköcka” gyűjteményén	22
Botond Buró, Réka Hajnalka Fülöp, Anthony John Timothy Jull & Mihály Molnár: New extraction line for the in-situ C-14 at HEKAL AMS Laboratory	26
Czébely Andrea, Túri Marianna, Kiss Diána, Újvári Gábor, Kertész Titanilla, Angyal Anikó, Dönczö Boglárka & Rinyu László: Bioszferoidok, mint paleoklíma proxy? – Klímakamra kísérletek és összehasonlító mérések	27
György Czuppon, László Palcsu, Mihály Braun, Anikó Horváth, József Stieber, Yuefeng Liu & Péter Dobosy: Significance of Mg, Ca and Sr Isotopes in cave environment: preliminary results from cave monitoring in Hungary	28
Márta Czuppon-Lázár, József Kovács, Kinga Hips, Péter Dobosy, József Stieber, Péter Gruber & György Czuppon: Chemical and isotopic characteristics of the spring waters in Aggtelek Karst, Hungary	29
Csige István, László Elemér & Palcsu László: He-3 transzportja gleccserjégben	30
Abazar Mohamed Ahmed Daoud, Kadry Nasser Sediek, Mohamed Ahmed Rashed, Ahmed Mohamed Elsharief, Abdelaziz Mohamed Elamein & Péter Rózsa: Petrography and diagenesis of barite concretions from Wadi Halfa, Sudan	32
Fülöpp Szabolcs: A D” ásványfázisainak deformációs mechanizmusa és kapcsolatuk a szeizmikus anizotrópiával	33
Gál Péter, Lukács Réka, Fodor László, Pecsmány Péter, Albert Gáspár, Maros Gyula, Pál Márton & Harangi Szabolcs: A Demjéni ignimbit vulkanológiai és paleokörnyezeti rekonstrukciója a proximális előfordulások alapján	34

Kyrrilos Samir Ghattas, Tamás Buday, Richard William McIntosh & Endre Dömötör Mucsi: Soft computing analysis of mechanical and thermal properties of rocks in a thematic collection of the University of Debrecen	38
Hajdu Krisztina, Lukács Réka, Razvan-Gabriel Popa, Julien Marius Allaz, Oelberg-Pánczél Emese, Cserép Barbara, Olivier Bachmann, Pál-Molnár Elemér, Ioan Seghedi & Harangi Szabolcs: A Csomád vulkán kiömlési és robbanásos kitörései az apatit összetétel tükrében	42
Harangi Szabolcs: A petrográfia megszületésétől a kvantitatív kőzettani kutatásokig	46
Mátyás Hencz, Károly Németh, Tamás Spránitz, Tamás Biró, Dávid Karátson & Márta Berkesi: Evolution and polycyclic nature of a maar-diatreme volcano as constrained by changing external factors	49
Horváth Laura, Gelencsér Orsolya, Kővágó Ákos, Szabó Csaba & Falus György: A kvarc viselkedése sziliklasztos rezervoár kőzetekben hidrogén-tárolás szempontjából	50
Hrabovszki Ervin, Molnár Péter, Halász Amadé & Schubert Félix: Repedéskitöltések a bodai agyagkő BAF-3, -3a és BAF-4 fúrásaiban	51
Jáger Viktor, Koroknai Balázs, Török Kálmán & Kónya Péter: Palládium előfordulás a Mecsekaljában: a nemesfém és kritikus elem kutatás új eredményei	52
Janka Péter, Sági Tamás, Marjan Temovski, Benkó Zsolt, Pierre Lahitte & Molnár Kata: A Kožuf-Voras vulkáni rendszer lávadómjainak kőzettani vizsgálata	55
Karlik Máté, Lázár Anett & Németh Péter: ACC-ikait-kalcit átalakulás vizsgálata FTIR spektroszkópiával.....	56
Kereskényi Erika, Kristály Ferenc, Kasztovszky Zsolt & Fehér Béla: Kovásodott sziderit kőeszköz Észak-Magyarországról	57
Sharoz Khan, Ervin Hrabovszki, Tivadar M. Tóth, Zsolt Benkó & Félix Schubert: Gold and ore mineralization in the hydrocarbon-bearing Kantavar Formation of the Western Mecsek Mts.	60
Sharon Khan, Yana Fedortchouk, Monika Feichter & Tivadar M. Tóth: Raman study of melt inclusions in peridotite xenoliths from economic and uneconomic kimberlites from Kaapvaal Craton	62
Kocsis László: Paleoökológiai és paleokörnyezeti vizsgálatok a geokémia segítségével	63
Kovács Dániel, Gál Ágnes, Szakács Sándor, Lange Thomas Pieter, Kővágó Ákos, Szabó Csaba & Kovács István János: A dél-hargitai shoshonitok kőzettani és ásványkémiai vizsgálata.....	64
Kővágó Ákos, Kovacs Marinel, Szabó Csaba, Gergely Szilveszter & Kovács István János: Magmatic 'water' content of the calc alkaline rocks from the Oaş-Gutâi Mts.	65
Küzmös Balázs, Szabó Gergely, Ulrich Ott, Szepesi János, Molnár Kata, Christoph Hauzenberger & Benkó Zsolt: Két forró sivatagi meteorit összehasonlító genetikai vizsgálata	66
Ladányi Lili, Hrabovszki Ervin, M. Tóth Tivadar, Fernando A. Casian-Plaza, Galbács Gábor & Schubert Félix: Kalcit-érgenerációk elkülönítése lézer indukált plazma spektroszkópiai (LIBS) módszer alkalmazásával	67

Lange Thomas Pieter, Vancsó Péter, Zakhar Popov, Pósfai Mihály, Pekker Péter, Szabó Csaba, Kovács István János & Berkesi Márta: Fluidum-szilárd nanofelületek a Persány-hegység alatti litoszféra köpenyben	68
László Elemér, Zsigrai György, Novák Tibor & Palcsu László: Kozmikus jel a kárpát-medencei borokban	69
Lukács Réka, Szepesi János, Marcel Guillong, Dawid Szymanowski, Maxim Portnyagin, Józsa Sándor, Olivier Bachmann, Maurizio Petrelli, Fodor László & Harangi Szabolcs: A Tokaji-hegység vulkanizmusa: szilíciumgazdag robbanásos kitörések	70
Molnár Kata, Benkó Zsolt, Pierre Lahitte, Szepesi János, Samuele Agostini & Marjan Temovski: Geokémiai adatok és nemesgázizotópok lehetséges kapcsolata a Kožuf-Voras vulkáni rendszer példáján keresztül	72
Emanuel Mororó, Márta Berkesi & Tibor Guzmics: Rare Earth Element Transport Linked to Fluids from Carbonatite Systems	73
Németh Péter, Demény Attila, Yuri Dublyansky, Christoph Spötl, Stanislava Milovská & Rastislav Milovský: Nanoméretű amorf szilika kriogén karbonátokban	74
Oelberg-Pánczél Emese, Lukács Réka, Molnár Kata, Czuppon György & Harangi Szabolcs: A Persányi vulkáni terület kvarter alkáli bazaltjaiban lévő olivin feno-kristályok nemesgázizotóp-összetétele – következtetések a forrásközet jellegére	77
László Palcsu, Elemér László, Marianna Túri, Danny Vargas, Mihály Veres, István Csige & Marjan Temovski: Traces of the solar cycle in shallow ice layers	78
Péterdi Bálint, Kovács Zoltán & Horváth Tünde: Nefrit nyersanyagú csiszolt kőeszközök archeometriai vizsgálatának eredményei (Jevišovice-kultúra, Maria Enzersdorf–Hirschkogel lelőhely, Ausztria)	79
Polyák Péter Ábel, Kondor Henrietta & M. Tóth Tivadar: A pusztaföldvári kristályos hát petrográfiai reambulációja és térbeli korrelációs lehetőségei	82
Raucsik Béla, Varga Andrea, Benkó Zsolt & Pál-Molnár Elemér: Kréta metamorfózis bizonyítékai a Zemplénikumban: illit „kristályossági” és geokronológiai adatok a Simon-hegyi kőfejtő (Szlovákia) karbon piro-klasztitjaiból	85
Rinyu László, Czébely Andrea, Kiss Diána & Túri Marianna: Karbonát kapcsoltizotóp termometriai lehetőségek az ATOMKiban	89
Sági Tamás, Józsa Sándor, Janka Péter, Káposztás Viktória, Oelberg-Pánczél Emese, Szendrei Zsolt, Szűcs Levente Csaba & Virág Attila: Csiszolt kőeszközök nyersanyag-típusainak csoportosítása mágneses szuszceptibilitás, tömeg, térfogat, sűrűség és magasság alapján – esettanulmány Bátaszék-Alsónyékről	90
Selmeci Gergely, Cserép Barbara & Józsa Sándor: Kéamfibolok ásványkémiája és lehetséges forrásterületei a Pannon-medencében	91
Ali Shebl & Árpád Csámer: Gold and rare metals prospecting: an integrated remote sensing, geophysical, and mineralogical approach	94

Aya S. Shereif, Mohamed Th. S. Heikal, Mokhles K. Azer & Árpád Csámer: Unravelling the origins of natural radiation: a comprehensive approach utilizing geochemical analysis and radiometric measurements in Central Eastern Desert, Egypt	95
Spránitz Tamás, Lange Thomas Pieter, Hencz Mátyás, Szabó Csaba, Kovács István János, Gelencsér Orsolya, Kővágó Ákos, Palcsu László, Molnár Kata, Laura Créon, Virgile Rouchon, Tóth Ádám, Erőss Anita, Porkoláb Kristóf, Török Kálmán, Alexander Koptev, Sierd Cloetingh & Berkesi Márta: A balaton-felvidéki mélylitoszféra fluidumjai: meddig látjuk a nyomát?	96
Szabó Ábel: Új fejlesztésű EDS detektorok és kiegészítők	99
Szilágyi Veronika, Kónya Péter, Kovács Zoltán, Kreiter Attila, Simonyi Erika, Tomka Gábor & Vida Gabriella: Fehér agyag változatok a középkori-kora újkori fehér fazekasáruban	100
Szilágyi Veronika, Kereskényi Erika, Kovács Zoltán, Biró Máté, Fehér Béla & Szakmány György: Nem ofiolitos metamagmatit nyersanyagú csiszolt kőeszközök a hazai régészeti leletanyagban	101
Szives Ottilia, Makádi László & Ozsvárt Péter: Az első nannofosszília koradatok a bükki-egység mezozoos rétegsorából: új perspektívák Észak-Magyarország szerkezetalakulásához	102
Tóth Emőke, Baranyi Viktória, Xin Jin, Raucsik Béla, Rostási Ágnes, Czuppon György, Karádi Viktor, Németh Tibor & Budai Tamás: A „karni csapadékos esemény” (CPE) és utóhatásai: mikropaleontológiai és geokémiai bizonyítékok a Dunántúli-középhegység felső triász karbonátos és sziliciklasztos rétegsoraiban	103
Turi Judit, Cseresznyés Dóra & Virág Attila: A Börzsöny-hegységi Rózsabánya ércesedésének újraértelmezése többváltozós statisztikai módszerek és termodinamikai modellezés segítségével	105
Udvardy Dániel, Lukács Réka, Szepesi János & Harangi Szabolcs: A Sátoraljaújhely környéki dácitos kőzetek vulkanológiai, petrográfiai és geokémiai vizsgálata	109
Varga Andrea, Raucsik Béla & Pál-Molnár Elemér: Különleges szövetű granitoid kőzetek a Hegyes-hegységből (Kovácsi, Románia)	111
Vető István: Kén a Pannon-tóban és üledékeiben – tények és kérdések	113
Zentai Zoltán, Kovács Gábor, Szepesi János, Molnár Kata, Christoph Hauzenberger, Hámori Zoltán, Csillag Gábor & Benkó Zsolt: Egy vasszentmihályi vulkanit geológiai, geokémiai és geofizikai vizsgálatának előzetes ismertetése	114
Pál-Molnár Elemér, Szemerédi Máté, Szepesi János, Varga Andrea, Raucsik Béla, Unger János, Mód László Balázs, Bozsó Gábor, Tobak Zalán & Balla Géza: Ménes-magyarádi borvidék (DNY-Erdélyi-középhegység): terroirgeológia, történelem és borkultúra	118
Szepesi János, Molnár Kata, Lukács Réka & Benkó Zsolt: Vulkanok romjain: a Tokaji-hegység földtana és vulkanosztratigráfiája – kirándulásvezető	126

ELŐSZÓ

A helyszín Telkibánya. Immáron másodszorra a vándorgyűlések történetében és reméljük nem is utoljára. Ikonikus hely ez, legnagyobb vulkáni hegyláncunk, a Tokaji-hegyég szívében, a történelmi Magyarország ércbányászatának egykori központjában. Körben lávadómok romjai, a község közelében a felhagyott Teréz- és Mária-tárók, híres kvarc és ametisztlelőhelyek a Jó- és Kánya-hegyen, jelenleg is aktív külfejtések Pálházán. Kicsit távolabb a Tokaji-hegyaljai borvidék, Gönc híres barackfa ültetvényei és pálinkája, valamint a Rákócziak várai Füzeren, Regécen és Sárospatakon. Mindent ebből megmutatni néhány nap alatt nem lehet, meg se kíséreljük, csupán ízelítőt próbálunk adni a környék földtani, gasztronómiai és történelmi értékeiből.

A vándorgyűlések megszokott ceremóniáján nem változtattunk, csütörtökön és szombaton magas színvonalú előadások és szakmai viták, pénteken kirándulás. Idén, kicsit felelevenítve a konferenciasorozat korai, „vándorgyűlés” hangulatát a megszokott éttermi körülmények helyett csütörtökön bográcsozás, közben pedig gönci pálinka kóstolása Molnár Zsuzsa geológus családjának legkiválóbb pálinkáiból. A kirándulás szakmai programjának központjában ezúttal a vulkanológia áll. Nem is lehet ez másként, hiszen a szervező HUN-REN Atommagkutató Intézet és a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszéke kutatóinak több, mint 70 éve kiemelt kutatási területe a Tokaji-hegység vulkanizmusa. Már a Tokaji-hegység első térképe is Székyné Fux Vilma tanszékvezető asszony és Gyarmati Pál nevéhez fűződik. A hagyományokat követve kiemelt kutatási területe volt ez Kozák Miklós és Rózsa Péter későbbi tanszékvezetőknek, valamint debreceni tanítványaiknak. A hegység geokronológiájának megismerése döntően Pécskay Zoltán (HUN-REN Atomki) nevéhez fűződik. Aki pedig a terepgyakorlatot szakmailag vezeti, Szepesi János (HUN-REN Atomki), követve a hagyományokat napjainkban is folytatja a terület földtani reambulációját a legmodernebb vulkanológiai és geokronológiai módszerekkel. A kirándulás során a legújabb kutatások eredményeit osztjuk meg a résztvevőkkel.

Korábbi összejöveteleink előadástémáit a „hard rock geology”: a magmás, metamorf kőzetan és geokémia, a teleptan és az archeometria határozta meg. Nyitva az üledékes kőzetek, a környezet geokémia, paleontológia és más interdiszciplináris témák irányába, plenáris előadó a Lusanne-i Egyetemről Kocsis László, aki paleoökológiai-geokémiai témában tart előadást. Szép számmal adnak elő idén fizikus, biológus, meteorológus kollégák is a szervező HUN-REN Atommagkutató Intézet részéről, bemutatva új módszereket, témákat és keresve az együttműködési lehetőségeket. A szervezők nem titkolt célja, hogy ezzel is tovább tágítsa a Vándorgyűlés sorozat résztvevőinek potenciális mezőnyét. Az idei évben alakult szegedi GeoTerroir Kutatócsoport egy izgalmas, új témával jelentkezett, amely ötvözi a kőzetan és geokémia területeit a földtani örökséggel és a borkultúrával. Újszerűségéből adódóan ez a téma a hagyományosnál nagyobb teret kapott. És azért, hogy a magmás kőzetan kedvelői se maradjanak tudományos csemegék nélkül, Bali Enikő a Reykjavík-i Egyetem kutatója tart előadást az utóbbi idők legintenzívebb izlandi vulkánkitöréseiről, földtani és geokémiai vonatkozásairól.

A szervezők, a geológia és a történelem megtettek mindent azért, hogy a 2024-ben Telkibányára látogatók a lehető legjobban érezzék magukat. A többi már a résztvevőkön múlik! Nagy szeretettel várunk mindenkit!

A szervezőbizottság nevében barátsággal,

Benkó Zsolt

PROGRAM

2024. szeptember 19. csütörtök

9:00 10:00 Regisztráció és kávészünet

Csütörtök délelőtt, I. szekció, Szekcióelnök: Berkesi Márta

10:00	10:10	Köszöntő (M. Tóth Tivadar, Benkó Zsolt)	
10:10	10:30	Kocsis László (plenáris előadás)	Paleoökológiai és paleokörnyezeti vizsgálatok a geokémia segítségével
10:30	10:42	Palcsu László	A napciklus nyomai jéggrétegek sekély rétegeiben
10:42	10:54	Vető István	Kén a Pannon tóban és üledékeiben
10:54	11:06	Czuppon György	Significance of Mg, Ca and Sr isotopes in cave environment: preliminary results from cave monitoring
11:06	11:18	Karlik Máté	ACC-ikait-kalcit átalakulás vizsgálata FTIR spektroszkópiával
11:18	11:30	Czébely Andrea	Bioszferoidok, mint paleoklíma proxy? - Válaszok és újabb kérdések az összehasonlító vizsgálatok és klímakamra kísérletek eredményei alapján
11:30	11:42	Horváth Laura	A kvarc viselkedése sziliciklasztos rezervoár közetekben hidrogén-tárolás szempontjából
11:42	12:00	Diskusszió	

12:00 13:00 Ebéd

Csütörtök délután, II. szekció, Szekcióelnök: Szemerédi Máté

13:00	13:10	Kovács István János	Bemutakozik a HUN-REN Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet
13:34	13:46	Zentai Zoltán	Egy vasszentmihályi vulkanit geológiai, geokémiai és geofizikai vizsgálatának előzetes ismertetése
13:10	13:22	Hencz Mátyás	Evolution and polycyclic nature of a maar-diatreme volcano as constrained by changing external factors
13:22	13:34	Hajdu Krisztina	A Csomád vulkán kiömlési és robbanásos kitörései az apatit összetétel tükrében

13:46	13:58	Gál Péter	A Demjéni Ignimbrit kitörés vulkanológiai és környezeti rekonstrukciója a proximális előfordulások alapján
13:58	14:10	Lukács Réka	A Tokaji-hegység vulkanizmusa: szilíciumgazdag robbanásos kitörések
14:10	14:22	Harangi Szabolcs	A petrográfia születésétől a kvantitatív kőzettanig
14:22	14:50	Diskusszió	

14:50 15:05 Kávészünet

Csütörtök délután, III. szekció, Szekcióelnök: Palcsu László

15:05	15:17	Szives Ottilia	Az első nannofosszília koradatok a Bükki-egység mezozoos rétegsorából: új perspektívák Észak-Magyarország szerkezetalakulásához
15:17	15:29	Tóth Emőke	A "karni csapadékos esemény" (CPE) és utóhatásai: mikropaleontológiai és geokémiai bizonyítékok a Dunántúli-középhegység felső triász karbonátos és sziliciklasztos rétegsoraiban
15:29	15:41	Aya Salah Shereif	Unraveling the origins of natural radiation: a comprehensive approach utilizing geochemical analysis and radiometric measurements to assess radiological hazard parameters. area in Central Eastern Desert, Egypt
15:41	15:53	Kyriillos Samir Ghattas	Soft computing analysis of mechanical and thermal properties of rocks in a thematic collection of the University of Debrecen
15:53	16:05	Mohamed Mostafa Abdelkader	Investigation of the influence of clay mineral characteristics on the slope stability in Mokattam area, Egypt
16:05	16:17	Arató Róbert	What is the fingerprint of graphite concentrates?
16:17	16:29	László Elemér	Kozmikus jel a Kárpát-medencei borokban
16:29	16:45	Diskusszió	

16:45 17:00 Kávészünet

17:00 18:30 Poszterszekció, Szekcióelnök: Schubert Félix

18:30 Vacsora és pálinkakóstolás

2024. szeptember 20. péntek, terepi nap

2024. szeptember 21. szombat

Szombat délelőtt, IV. szekció, Szekcióelnök: Kereskényi Erika

8:30	8:42	Mészárosné Turi Judit	A Börzsöny-hegységi Rózsabánya ércesedésének újraértelmezése többváltozós statisztikai módszerekkel és termodinamikai modellezés segítségével
8:42	8:54	Jáger Viktor	Palládium előfordulás a Mecsekalja-zónában: A nemesfém és kritikus elem kutatás új eredményei
8:54	9:06	Polyák Péter	A pusztaföldvári kristályos hát petrográfiai reambulációja és térbeli korrelációs lehetőségei
9:06	9:18	Szilágyi Veronika	Nem ofiolitos metamagmatit nyersanyagú csiszolt kőeszközök a hazai régészeti leletanyagban
9:18	9:30	Fülöpp Szabolcs	A D" ásványfázisainak deformációs mechanizmusa és kapcsolatuk a szeizmikus anizotrópiával
9:30	9:42	Selmeci Gergely	Kéamfibolok ásványkémiája és lehetséges forrásterületei a Pannon-medencében
9:42	9:54	Raucsik Béla	Kréta metamorfózis bizonyítékai a Zemplénikumban: illit „kristályosság” és geokronológiai adatok a Simon-hegyi kőfejtő (Szlovákia) karbon piroklasztitjaiból
9:54	10:10	Diskusszió	

10:10 10:30 Kávészünet

Szombat délelőtt, V. szekció, Szekcióelnök: Haranginé Lukács Réka

10:30	10:50	Bali Enikő (plenáris előadás)	A Reykjanes-félszigeten zajló vulkáni eseményeinek geokémiai és közettani jellemzése
10:50	11:02	Spránitz Tamás	A Balaton-felvidéki mély litoszféra fluidumjai: meddig látjuk a nyomát?
11:02	11:14	Kővágó Ákos	Magmatic 'water' content of the calc alkaline rocks from the Oaş-Gutâi Mts
11:14	11:26	Ahmad Abudayeh	Magnetite-ilmenite oxybarometry in Jacupiranga carbonatite, Brazil
11:26	11:38	Emanuel Mororó	Rare earth element transport and mineralization linked to fluids from carbonatite systems
11:38	11:50	Oelberg-Pánczél Emese	A Persányi vulkáni terület kvarter alkáli bazaltjaiban lévő olivin fenokristályok nemesgázotóp-összetétele – következtetések a forrásközet jellegére
11:50	12:02	Lange Thomas Pieter	Fluidum-szilárd nanofelületek a Persány-hegység alatti litoszféra köpenyben

12:02	12:30	Diszkusszió
-------	-------	-------------

12:30 13:00 Díjkiosztó, zárszó

13:00 Ebéd

POSZTEREK

Előadó	Előadáscím
Baksa Mátyás	Időjárási hatások vizsgálata a csapadék izotóp-összetételére
Buró Botond	New extraction line for the in-situ C-14 at HEKAL AMS Laboratory
Csige István	He-3 transzportja gleccserjégben
Abazar Mohamed Ahmed Daoud	Petrography and diagenesis of barite concretions from Wadi Halfa, Sudan
Hrabovszki Ervin	Repedéskitöltések a Bodai Agyagkő BAF-3, -3A és BAF-4 fúrásaiban
Janka Péter	A Kožuf-Voras vulkáni rendszer lávadómjainak kőzettani vizsgálata
Kereskényi Erika	Kovássodott sziderit kőeszköz Észak-Magyarországról
Sahroz Khan	Gold and ore mineralisation in the hydrocarbon-bearing Kantavar Formation of the Western Mecsek Mts.
Sahroz Khan	Raman study of melt inclusions in peridotite xenoliths from economic and uneconomic kimberlites from Kaapvaal Craton
Kovács Dániel	A Dél-Hargitai shoshonitok kőzettani és ásványkémi vizsgálata
Küzmös Balázs	Két forró sivatagi meteorit összehasonlító genetikai vizsgálata
Ladányi Lili	Kalcit-érgenerációk elkülönítése lézer indukált plazma spektroszkópiával (LIBS) módszer alkalmazásával
McIntosh Richard William	Mechanikai és hővezetési vizsgálatok a Debreceni Egyetem "kőköcka" gyűjteményén
Molnár Kata	Geokémiai adatok és nemegázizotópok lehetséges kapcsolata a Kožuf- Voras vulkáni rendszer példáján keresztül

Pál-Molnár Elemér & Szemerédi Máté	Ménes-magyarádi borvidék (DNy-Erdélyi-középhegység): terroirgeológia, történelem és borkultúra
Péterdi Bálint	Nefrit nyersanyagú csiszolt kőeszközök archeometriai vizsgálatának eredményei (Jevišovice-kultúra, Maria Enzersdorf–Hirschkogel lelőhely, Ausztria)
Rinyu László	Karbonát kapcsolt izotóp termometriai lehetőségek az ATOMKIban
Sági Tamás	Csiszolt kőeszközök nyersanyagtípusainak csoportosítása mágneses szuszceptibilitás, tömeg, térfogat, sűrűség és magasság alapján – esettanulmány Bátaszék-Alsónyékről
Ali Shebl	Gold and rare-metals prospecting: An integrated remote sensing, geophysical, and mineralogical approach
Szabó Ábel	Új fejlesztésű EDS detektorok és kiegészítőik

ELŐADÁS- ÉS POSZTERKIVONATOK

INVESTIGATION OF THE INFLUENCE OF CLAY MINERAL CHARACTERISTICS ON SLOPE STABILITY IN MOKATTAM AREA, EGYPT

Mohamed M. **Abdelkader**^{1,2*}, Ali M.A. **Abd-Allah**², Waleed A.M. **Ogila**², Mohie Eldin **Elmashad**⁴ & Árpád **Csámer**^{1,3}

¹ University of Debrecen, Faculty of Science and Technology, Institute of Earth Sciences, Department of Mineralogy and Geology, Debrecen

² Ain Shams University, Geology Department, Cairo, Egypt

³ University of Debrecen, Cosmochemistry and Cosmic Methods Research Group, Debrecen

⁴ National Water Research Center, Construction Research Institute, Soil Mechanics Department, Cairo, Egypt

* E-mail: mohamed.abdelkader@science.unideb.hu

Swelling soils are problematic soil types that exist in many regions all around the world. The Makattam area in Cairo has also suffered from many slope instability events due to the unwanted effects of swelling clays. It was stated that expenditures due to damage caused by swelling soils were fairly high, and the problem was so important that it could not be neglected. Therefore, this study investigates the effect of the mineralogical composition of clays and their physical properties on the occurrence of landslides in the Mokattam area, Egypt. Five representative claystone samples were selected to be analyzed by X-ray powder diffraction (XRD). Montmorillonite was detected as the most dominant clay mineral in all the investigated samples. The montmorillonite content ranges from 60 w% to 90 w% with an average of 71 w%, characterized by its expanding lattice and high swelling when in contact with water. Also, the physical and geological parameters were determined

such as water content, bulk density, specific gravity, and grain size distribution. The evaluation of the physical and swelling characteristics of the claystone beds indicates that the claystone in the study area is classified as having medium to high swelling potential. In addition, the study area is characterized by surface water and sewage percolating through the joints of the covering rock formations to the underlying claystone beds, which have a high plasticity index (up to 52.4 %). Continuous water leakage increases the volume of the claystone beds and decreases their resistance to weathering according to their high swelling characteristics (up to 110%). Therefore, the claystone beds flow laterally to the free slope direction with low pressure. This flow finally leads to the deficiency of clay from the inside layer resulting in the collapse of the top rocks or the formation of undercutting that finally causes landslides.

MAGNETITE-ILMENITE OXYBAROMETRY IN JACUPIRANGA CARBONATITE, BRAZIL

Ahmad **Abudayeh**^{1,4*}, Róbert **Arató**^{2,3} & Tibor **Guzmics**⁴

¹ Eötvös Loránd University, Department of Petrology and Geochemistry, Budapest

² Montanuniversität Leoben, Chair of Geology and Economic Geology, Leoben, Austria

³ Isotope Climatology and Environmental Research Centre, HUN-REN Institute for Nuclear Research (ATOMKI), Debrecen, Hungary

⁴ Eötvös Loránd University, Institute of Geography and Earth Sciences, Lithosphere Fluid Research Lab, Budapest

* E-mail: abudayeh1989@gmail.com

1. Introduction

The formation of carbonatite rocks is thought to be through a complex evolutionary path of ascending magma (Yaxley et al., 2022) forming primary and antiskarn minerals. The latest literature discusses the formation conditions of antiskarn processes through theoretical estimates (Anenburg & Walters, 2024), but so far, the formation conditions have not been tested based on natural samples. In this work, we studied carbonatites from Jacupiranga (Brazil) to improve our understanding on antiskarn processes in carbonatite petrogenesis. We carried out magnetite-ilmenite oxybarometry and fluid inclusion microthermometry to reconstruct fO_2 and temperature of the rock formation.

2. Background and purpose of the study

The Jacupiranga carbonatite rocks consist of carbonates, apatite, magnetite, ilmenite, phlogopite, olivine, sulfates and sulfides. Apatite hosts primary, 3-phase (solid, liquid and vapor) fluid inclusions distributed along growth zones. The petrography of the rocks confirmed the presence of magnetite and ilmenite in proximity to olivine and phlogopite both with high mg# (97-88). Our research involved inspecting the relationship between the high mg# of the silicate phases and whether they formed at relatively oxidized conditions. At oxidized conditions it is assumed that most of the iron may be present in the form of Fe^{3+} , which cannot be incorporated in olivine, explaining its high mg#. The incorporation of Fe^{3+} in phlogopite had been attributed to Al^{3+} deficiency or high fO_2 (Brigatti et al., 1996), and the order of its incorporation preference comes after Ti^{4+} (Farmer and Boettcher, 1981). Thus, despite the relatively high fO_2 , the early incorporation of Al^{3+} and Ti^{4+} holds back the incorporation of Fe^{3+} , resulting in the precipitation of high mg# phlogopite, and tetra-ferriphlogopite with much lower mg# at lower fO_2 . The studied magnetite is a solid solution of magnetite (Fe_3O_4 : 44.7–96.5%), magnesioferrite ($MgFe_2O_4$: 40.5–0.0%), ulvöspinel (Fe_2TiO_4 : 31.9–

0.0%), spinel ($MgAl_2O_4$: 4.7–0.0%) and manganese-ferrite ($MnFe_2O_4$: 9.8–0.0%). In response to magnetite, the solid solution in ilmenite changes accordingly from geikielite-rich ($MgTiO_3$: 88.8–4.4%) to ilmenite-rich ($FeTiO_3$: 10.4–85.2%). Pyrophanite ($MnTiO_3$: 0.8–27.3%) endmember increases gradually with ilmenite.

3. Magnetite-ilmenite oxybarometry

We collected numerous ($n=253$) data from magnetite-ilmenite pairs from six out of the twelve thin sections. We tested the equilibrium between the pairs, using the Mg/Mn partitioning method by Bacon and Hirschmann (1988). The oxybarometry calculations show (Fig. 1) a temperature range between 501 and 732 °C (± 40 °C) and log fO_2 values changing from -23.6 to -13.3 (± 0.5 log unit). Different samples roughly follow buffers between carbon-carbon monoxide (CCO) and $MnO-Mn_3O_4$ (MMO), corresponding to δFMQ values between -0.69 and +4.54 (Fig. 1). Apatite-hosted fluid inclusions show homogenization temperatures between 550 and 685 °C with the dissolution of either vapor or solid into the liquid phase. The given temperatures from the two independent methods are similar and show a magmatic-hydrothermal transition temperature value. The large range and the buffer-crosscutting nature of data from different samples (Fig. 1) may indicate that the decrease in oxygen fugacity can be explained not only by a decrease in temperature, but also by the chemical inhomogeneities inside the carbonatite body. The latter is evident in the compositional diversity of the equilibrium magnetite-ilmenite pairs. For example, at 600 °C equilibrium temperature there are magnetite-ilmenite pairs increased in $MgFe_2O_4$ - $MgTiO_3$ endmembers and show high log fO_2 (>-17). At the same temperature there are pairs increased in Fe_3O_4 - $FeTiO_3$ endmembers with lower log fO_2 (<-20). Samples containing Mg-rich magnetite-ilmenite crystals are rich in olivine and phlogopite and the dominant carbonate is dolomite. In contrast, Fe-rich magnetite-ilmenite pairs are in silicate-poor samples and the dominant carbonate is Mg-calcite.

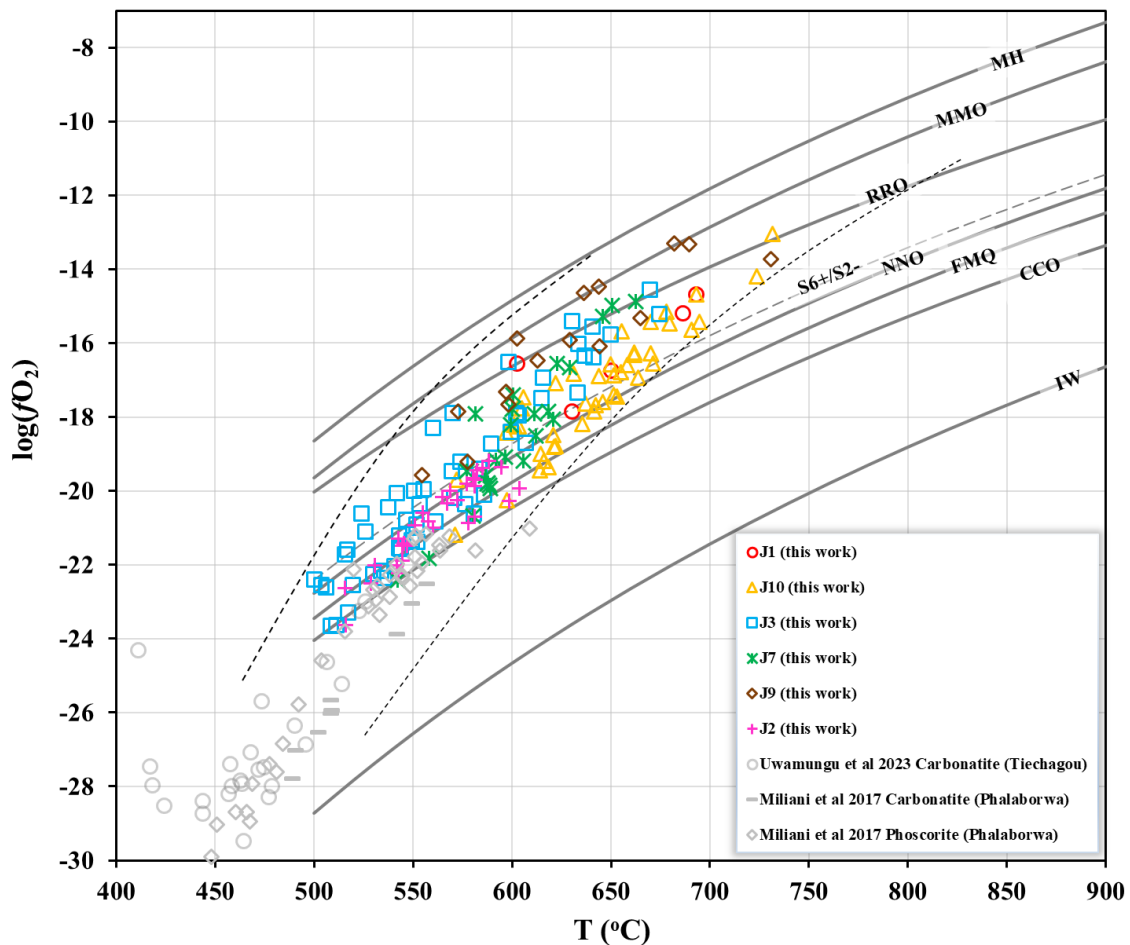


Figure 1: Temperature (T) and oxygen fugacity (fO_2) diagram, data calculated from equilibrium magnetite-ilmenite pairs, Jacupiranga carbonatite, Brazil. For comparison, T- fO_2 estimates from other carbonatite occurrences are also plotted. MH: magnetite-hematite, MMO: $MnO-Mn_3O_4$, RRO: rhenium-rhenium oxide, S^{6+}/S^{2-} : sulfate-sulfide, NNO: nickel-nickel oxide, FMQ: fayalite-magnetite-quartz, CCO: carbon-carbon-monoxide, IW: iron-wüstite. The (NNO, FMQ, HM, CCO, IW) buffer lines belong to Frost (1991), (RRO) to Pownceby & O'Neill (1994), (MMO) to Chou (1978) and (S^{6+}/S^{2-}) to Wallace & Carmichael (1994).

Our samples also contain magnesian skarn minerals like clinohumite and chvilevaite that usually belong to metasomatic rocks. These are indications for an antiskarn process, and our samples reflect a relative distance from the wall-rock where the SiO_2 of the olivine and phlogopite originates. A positive correlation was found between $\log fO_2$ and mg# of olivine and phlogopite, suggesting that the presence of olivine and phlogopite with high mg# is due to relatively high oxygen fugacity during carbonatite-wall-rock interaction.

4. Jacupiranga in thermodynamic models

The latest theoretical estimates for antiskarn formation used thermodynamic models of simplified solid-solid equilibrium during silica contamination of a carbonatite system to report the temperature range of (500–800 °C), a wide fO_2 range between δFMQ -1.2 and

δFMQ +4, over pressures of (1–5) kbar (Anenburg & Walters, 2024). Our oxybarometry calculations from Jacupiranga carbonatite formation concur with the theoretical temperature estimates (501–732°C), with a slightly wider range of fO_2 values (δFMQ : -0.69 to +4.54). Upon the lack of oxybarometry estimations for antiskarn formation, fO_2 is difficult to reconstruct and our study is the first to provide it. The theoretical calculations predict our findings perfectly, despite that it did not consider the presence of a fluid phase. Silica contamination can be indicated by the partitioning of Mg in calcite (Anenburg & Walters, 2024), and the presence of more ferrous silicate phases indicates receding contamination. The thermodynamic estimates of Anenburg and Walters (2024) expect the presence of tetra-ferriphlogopite to be at the complete absence of magnetite and for any amphibole present to be alkaline. We rather found in our samples as a silica contamination indicator, that the presence of tetra-ferriphlogopite is at the atrophy of

magnetite rather than its complete absence and amphibole is not alkaline but rather low-Ca, Fe-Mg-rich.

Our samples showed that the continuous increase in modal proportions of the mg-calcite at the expense of dolomite and mafic minerals is in line with the decrease in the grain size from coarse to medium. We also found that the Mg incorporation in mafic minerals like magnetite, olivine and phlogopite relates to the distance from the interaction zone, and thus can reflect the degree of contamination from more to less. Moreover, the concentration of silicate phases in the wall-rock proximal part is associated with a higher magnesio-ferrite endmember of magnetite, and is in accordance with such mineral features being thermodynamically simulated for the antiskarn formation of alkali-rich systems (Anenburg and Walters, 2024). Based on our description of the Jacupiranga rock in relation to the antiskarn rock features from the latest thermodynamic models, microthermometry experiment results, magnetite-ilmenite temperature calculations and fO_2 reconstruction, as well as the high mg# of silicate phases coupled with silica contamination features, we argue for the formation of Jacupiranga carbonatite though antiskarn process.

References

- Anenburg, M. & Walters, J.B. (2024): Contributions to Mineralogy and Petrology, 179, 40.
- Bacon, C.R. & Hirschmann, M.M. (1988): American Mineralogist, 73, 57–61.
- Brigatti, M.F., Medici, L., Saccani, E. & Vaccaro, C. (1996): American Mineralogist, 81, 913–927.
- Chou I.-M. (1978): American Mineralogist, 63, 690–703.
- Farmer, G.L. & Boettcher, A.L. (1981): American Mineralogist, 66, 1154–1163.
- Frost, B.R. (1991): In: Lindsey, D. H. (ed.): Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance: Mineral Society of America, De Gruyter, Berlin, Boston, pp. 1–10.
- Pownceby, M.I. & O'Neill, H.S.C. (1994): Contributions to Mineralogy and Petrology, 118, 130–137.
- Wallace P.J. & Carmichael I.S.E. (1994): American Mineralogist, 79, 161–167.
- Yaxley, G.M., Anenburg, M., Tappe, S., Decrée, S. & Guzmics, T. (2022): Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 50, 261–293.

WHAT IS THE FINGERPRINT OF GRAPHITE CONCENTRATES?

Róbert Arató^{1*}, Gabriella Obbágy¹ & Frank Melcher¹

¹ Montanuniversität Leoben, Chair of Geology and Economic Geology, Leoben, Austria

* E-mail: robert.arato@unileoben.ac.at

Graphite is an essential raw material used in numerous applications due to its extraordinary chemical and physical properties. Given its fundamental role in energy storage, responsible sourcing of graphite is particularly important. Consequently, graphite is officially classified as a critical and strategic raw material (CRM and SRM). The European Union has set ambitious goals, as outlined in the Critical Raw Materials Act, to ensure the responsible sourcing of critical raw materials. Among these goals is the stipulation that no more than 65% of any critical raw material should be imported from a single third country by 2030. However, there is currently no routine methodology available to distinguish between different natural graphite deposits. The current study aims to fill this gap.

The EU-funded Horizon project, MaDiTrace (Material & Digital Traceability for CRM Certification), aims to enhance the transparency, reliability, and sustainability of critical raw material supply chains. This collaborative effort involves four institutes, each focusing on a specific critical raw material: lithium (BRGM, France), cobalt (GTK, Finland), natural graphite (University of Leoben, Austria), and rare earth elements (Ghent University, Belgium). The project's objectives include developing analytical fingerprinting protocols for both laboratory and on-site applications, incorporating these protocols into certification schemes, and integrating these technological solutions into digital product passports. The analytical fingerprinting process seeks to differentiate between various natural deposits and identify material characteristics that can be tracked throughout the value chain, from raw material to final product.

Raw graphite is typically crushed and then floated, with the resulting concentrates being traded worldwide. Due to its chemical and thermal stability, analyzing graphite poses significant challenges. Its dissolution is nearly impossible under standard laboratory conditions, while in-situ analysis methods such as LA-ICP-MS are hindered by graphite's flaky/brittle nature. In this study,

we focus on the results obtained using Laser-Induced Breakdown Spectroscopy (LIBS), coupled with a laser ablation system (ImageGEO193), on a series of pressed natural graphite pellets sourced from major global producers. By applying LIBS mapping to a small area on each pellet, we visualize the spatial distribution of chemical impurities within the graphite. Rather than consisting solely of pure carbon, most graphite concentrates exhibit extremely heterogeneous chemical compositions, providing a distinct fingerprint for each concentrate.

Furthermore, during the acquisition of the maps, 100 multielemental LIBS spectra are produced every second, offering an excellent basis for multivariate classification tasks. Our tests indicate that individual LIBS shots on all graphite concentrates can be classified with at least 80% accuracy. This makes LIBS a strong candidate for becoming a standard tool in graphite traceability tasks, aligning with its successful forensic applications on other materials (e.g. Nespeca et al., 2020).

To interpret these observations, it is important to understand the origin of the detected chemical anomalies. We present mineralogical and data analysis approaches to this end. Various elements (e.g. O, Si) show high anomalies in spatially restricted regions, suggesting mineral impurities as potential sources, while other elements are ubiquitous across practically all graphite concentrates. Considering that the studied samples are of natural origin but have undergone some processing, the overall fingerprint may reflect a mixture of natural and artificial factors.

References

Nespeca, M.G., Vieira, A.L., Júnior, D.S., Neto, J.A.G. & Ferreira, E.C. (2020): Food Chemistry, 311, 125886.

IDŐJÁRÁSI HATÁSOK VIZSGÁLATA A CSAPADÉK IZOTÓP-ÖSSZETÉTELÉRE

Baksa Mátyás^{1,2*}, Palcsu László¹, László Elemér¹

¹ HUN-REN Atommagkutató Intézet, Környezetanalitikai Kutatócsoport, Debrecen

² Debreceni Egyetem, Fizikai Tudományok Doktori Iskola, Debrecen

* E-mail: baksamatyas@gmail.com

A kutatásunk elsődleges célja a csapadékban található stabil izotópok idősorainak elemzése. Csapadék alatt a légkörben található víz bármilyen formában való kicsapódását és földre hullását értjük. Jelenleg csak a lehulló csapadék izotóp-összetételét vizsgáljuk. Ehhez a debreceni mérőállomás 2000–2023 közötti csapadékadatait fogjuk felhasználni (Vodila et al., 2011). Az izotópok koncentrációját és azok egymáshoz viszonyított arányát lézeralapú abszorpciós spektroszkópia alapján működő izotópanalitikai mérőműszerrel mérjük meg. A kapott izotópidősorok elemzésére a FLEXPART nevű részecskediszperziós numerikus modellt használjuk, hogy következtetéseket vonhassunk le az izotópok légköri útjáról és a csapadék nedvesség-forrásrégióiról. A nedvesség útjának ismerete fontos, mert segít feltérképezni az érintett földrajzi területeket és a nedvesség szállításában résztvevő légköri képződmények pályáját, amelyek hatással lehetnek a begyűjtött csapadékminták izotóptartalmára (Palcsu et al., 2018). Ezek az információk segítséget nyújthatnak a megfigyelt mintázatok kiváltó okainak azonosításában.

Az egyik fontos eredményünk, hogy a különböző időjárási helyzetekben más-más izotóparányokat figyelhetünk meg (László et al., 2020). A réteges és a konvektív csapadék kialakulása térben és időben jelentősen eltér, a függőleges légmozgások és az esőképződést szabályozó mikrofizikai folyamatok különbségei miatt. A réteges felhőzetre jellemző a nagy horizontális kiterjedés gyenge vertikális mozgással, míg a konvektív felhőzetre a nagy vertikális kiterjedés erős feláramlással. Ezek a különböző esőképződési mechanizmusok, felhőfizikai folyamatok a csapadéknak jellegzetes izotóp-összetételt kölcsönöznek, amelyeket az időjárási paraméterek vizsgálatával lehet jobban megismerni (László et al., 2023). Fő hipotézisünk, hogy a

réteges és a konvektív esőtípusok változó aránya kontrollálja a víz izotóp-összetételét, rövidtávú változékonyságát.

Az izotópok valószínűsíthető légköri útjait (trajektóriáit) a numerikus modell futtatásainak eredményei alapján térképeken jelenítjük meg. A csapadékminták izotópkoncentrációinak időbeli változásait pedig grafikonokon mutatjuk be.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatásával készült, valamint a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alap Finanszírozásával (2020-2.1.1-ED-2021-00172), valamint az Innovációs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-23-5 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott szakmai támogatásával.

Irodalom

- László, E., Palcsu, L. & Leelőssy, Á. (2020): Atmospheric Environment, 233, 1–10.
- László, E., Palcsu, L. & Leelőssy, Á. (2023): Bojar AV. European Society for Isotope Research Meeting XVI (ESIR): Isotope Workshop XVI., p. 62
- Palcsu, L., Morgenstern, U., Sültenfuss, J., Koltai, G., László, E., Temovski, M., Major, Z., Nagy, J.T., Papp, L., Varlam, C., Faurescu, I., Túri, M., Rinyu, L., Czuppon, Gy., Bottyán, E. & Jull, A.J.T. (2018): Scientific Reports, 8, 1–9.
- Vodila, G., Palcsu, L., Futó, I. & Szántó, Zs. (2011): Journal of Hydrology, 400, 144–153.

MECHANIKAI ÉS HŐVEZETÉSI VIZSGÁLATOK A DEBRECENI EGYETEM „KŐKOCKA” GYŰJTEMÉNYÉN

Buday Tamás^{1*}, McIntosh Richard William¹, Mucsi Endre Dömötör¹, Kyrillos Samir Ghattas¹ & Kozák Miklós¹

¹ Debreceni Egyetem, Természettudományi és Technológiai Kar, Földtudományi Intézet, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

* E-mail: buday.tamas@science.unideb.hu

1. Bevezetés

A kőzetek mechanikai és hővezetési tulajdonságainak megismerése számos tudományos-műszaki témakörben lényeges. Ezek közé tartoznak a medenceléptékű tektonikai vizsgálatok, a geotermikai kutatások vagy az építő-, díszítőköként való hasznosítás is.

Ezeket a tulajdonságokat jelentősen meghatározza a kőzetalkotó ásványok, illetve egyéb szemcsék minősége, a köztük levő kapcsolatok erőssége, és az esetlegesen jelen levő porozitás (hasadékosság) értéke, mely egy adott kőzettípus esetén a minta testsűrűségével korrelál (Robertson, 1988; Egerer & Kertész, 1993). E paraméterek mérésére létezik roncsolásmentes vizsgálati eljárás, ami akár múzeumi példányokon is elvégezhető, így ezek összefüggésének elemzését tűztük ki vizsgálatunk céljának.

2. Anyag és módszer

A „kőkocka” gyűjtemény a Debreceni Egyetem egy építő- és díszítőköveket bemutató tematikus gyűjteménye, mely kárpát-medencei lelőhelyekről származó kőzetek csiszolt, polírozott, mart és természetes felületeit mutatja be egy kb. 10 cm élhosszúságú kockán kialakítva (1. ábra). A mérések elvégezhetőségének figyelembe vételével a gyűjteményből 61 db mintatestet választottunk ki, melyek között legnagyobb számban (26 db) változatos kifejlődésű és korú mészkövek voltak, de mellettük mélységi magmás (7 db gránit, 3 db diabáz) és kiömlési kőzetek (1 db bazalt, 9 db andezit, 1 db riolit, 1 db trachit), tufák (2 db riolittufa), homokkövek (4 db) és márványok (7 db) tulajdonságait is mértük. A mintákat makroszkóposan és vékonycsiszolatban is vizsgáltuk, megtartva a kísérő dokumentációk közzétani beosztását.

A kőzetpéldányok tömegét táramérlegen, térfogatukat a vízkiszorítás elvén alapulva határoztuk meg. A porózus minták esetén a mérés hosszát a lehető legjobban lerövidítettük, és a minta tömegváltozása (a pórusterbe benyomuló víz tömege) segítségével korrigáltuk a kapott értékeket. A minták testsűrűségét (ρ)

a tömeg és az így meghatározott térfogat hányadosaként határoztuk meg.

A kőzetek szilárdságát RockSchmidt L típusú (csökkentett ütőértékű) Schmidt kalapáccsal meghatározott visszapattanási értékkel (R) azonosítottuk (Buyuksagis & Goktan, 2007). A mérést a minták polírozott felületének meghatározott oldala mentén 5 pontban végeztük. A hővezetési tényező (λ) meghatározása a minták polírozott felületén 3 pontban történt Hukseflux TP01 szenzor segítségével, igazodva a visszapattanási érték mérési helyeihez.

Az adatok kiértékelése (átlag ($\bar{x}$), szórás (σ_x) és relatív szórás meghatározása) táblázatkezelő programban történt. Az euklideszi távolságon alapuló, Ward eljárást alkalmazó klaszteranalízist python programozási környezetben végeztük el (scipy modul linkage és dendrogram rutinja és sklearn modul AgglomerativeClustering rutinja felhasználásával) a mért értékekből (x) meghatározott normált értékekkel (x_n):

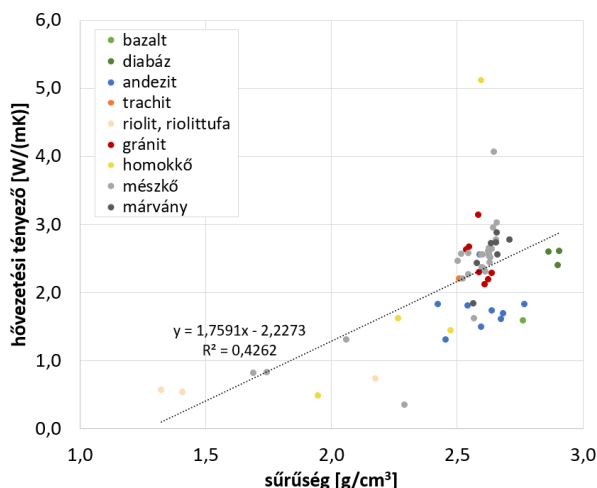
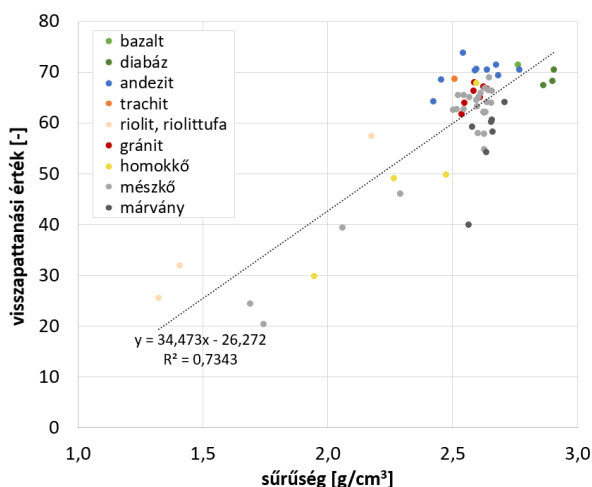
$$x_n = \frac{x - \bar{x}}{\sigma_x}$$



1. ábra: A kőkockák jellegzetes megjelenése (a 34. minta vágott és tört felülete)

3. Eredmények és diszkusszió

A számított testsűrűségek 1,323 g/cm³ és 2,906 g/cm³ közé estek, túlnyomó részük (49 db) 2,4 g/cm³ és 2,8 kg/m³ közötti (1. táblázat, 2. ábra). Ennél a tartománynál nagyobb a 3 diabáz sűrűsége (12–14. minta), míg kisebb sűrűségűek a szabad szemmel is láthatóan porózus riolit és riolituffák (21., 30. és 31. minta), mészkövek (43–45. minta), homokkő (49–50. minta). A kőzetek visszapattanási értéke jellemzően 54 feletti (51 db), kivételként a kézzel is aprítható, kisebb sűrűségű minták, illetve egy márvány jelenik meg. A visszapattanási érték a sűrűséggel pozitívan korrelál, lineáris függvényt illesztve $R^2=0,7343$ mellett.



2. ábra: Az egyes kőzettípusokon mért kőzetjellemzők

A hővezetési tényező értékek döntő hányada (38 db) 2,0 W/(mK) és 3,2 W/(mK) közé esik, ennél nagyobb csak a tömött kvarchomokkő (57. minta) és az egyik tömött, bemosódásként kvarcot is tartalmazó mészkő (97. minta) hővezetése (2. ábra). Mindkét esetben a megjelenő kvarc ásvány nagyobb hővezetési tényezője és a hiányzó pórustér okozza az értékeket.

1. táblázat: A kőzetek meghatározott sűrűsége (ρ), visszapattanási értéke (R) és hővezetési tényezője (λ)

	kőzet	ρ [g/cm ³]	R [-]	λ [W/(mK)]
1	biotitgránit	2,536	61,8	2,637
2	biotitgránit	2,637	66,8	2,288
3	biotitgránit	2,547	64,0	2,673
5	kétsillámú gránit	2,583	66,4	3,148
8	biotit-amfibolgránit	2,585	68,0	2,301
9	kétsillámú gránit	2,609	65,1	2,126
10	biotitos amfibolgránit	2,622	67,2	2,195
11	trachit	2,507	68,8	2,215
12	diabáz	2,899	68,4	2,411
13	diabáz	2,863	67,5	2,602
14	diabáz	2,906	70,5	2,616
17	bontott andezit	2,424	64,3	1,839
18	amfibolos biotitandezit	2,594	70,7	1,504
19	piroxéndezit	2,675	71,6	1,616
20	piroxéndezit	2,768	70,6	1,839
21	biotitos riolit	2,175	57,5	0,738
28	piroxéndezit	2,638	70,5	1,745
29	bazalt	2,762	71,5	1,595
30	riolituffa	1,323	25,6	0,576
31	riolituffa	1,407	32,0	0,543
34	piroxéndezit	2,543	73,9	1,814
39	biotit andezit	2,589	70,4	2,562
43	szarmata mészkő	2,060	39,4	1,318
44	ikraköves mészkő	1,690	24,4	0,828
45	mészkő, szarmata	1,743	20,4	0,831
49	vörös homokkő	2,266	49,2	1,628
50	homokkő	1,948	29,9	0,491
54	kárpáti homokkő	2,474	49,9	1,447
57	kvarcit homokkő	2,595	67,9	5,121
62	durvaszemű márvány	2,636	54,3	2,734
63	durvaszemű márvány	2,577	59,3	2,434
64	aprószemű márvány	2,661	58,4	2,565
65	rózsaszínű márvány	2,656	60,7	2,887
67	durva szürkemárvány	2,654	60,3	2,739
68	sötétszürke durva márvány	2,707	64,2	2,778
69	héjtöredékes mészkő	2,503	62,7	2,474
73	krétakori tömött mészkő	2,567	65,2	1,622
75	jura brachiopodás mészkő	2,631	62,2	2,525
76	jura krinoideás mészkő	2,624	62,2	2,614
77	belemniteszes mészkő	2,544	65,5	2,270
79	jura cephalopodás mészkő	2,596	64,6	2,562
80	cephalopodás mészkő	2,602	65,1	2,368
81	fekete karbon mészkő	2,598	63,4	2,374
83	breccsás jura mészkő	2,625	62,1	2,656
86	breccsás jura mészkő	2,656	64,1	2,784
87	breccsás jura mészkő	2,601	58,0	2,564
88	orbitoidás mészkő	2,516	62,8	2,569
90	tömött sárgamészkő	2,658	66,4	3,034
91	breccsás mészkő	2,626	57,9	2,548
92	kovásodott mészkő	2,638	64,2	2,649
94	konglomerátumos mészkő	2,543	62,8	2,588
97	tömött mészkő	2,647	69,1	4,071
99	cephalopodás mészkő	2,644	66,5	2,960
101	réteges szutúrájú mészkő	2,627	54,9	2,588
102	kövülettörmelékkes mészkő	2,629	67,0	2,447
105	fehér márvány	2,565	40,0	1,848
106	lithothamniumos mészkő	2,521	65,6	2,206
108	travertinó	2,292	46,1	0,356
110	nummulinás mészkő	2,611	66,0	2,315
x9	amfibol andezit	2,454	68,6	1,312
x7	andezit	2,682	69,5	1,696

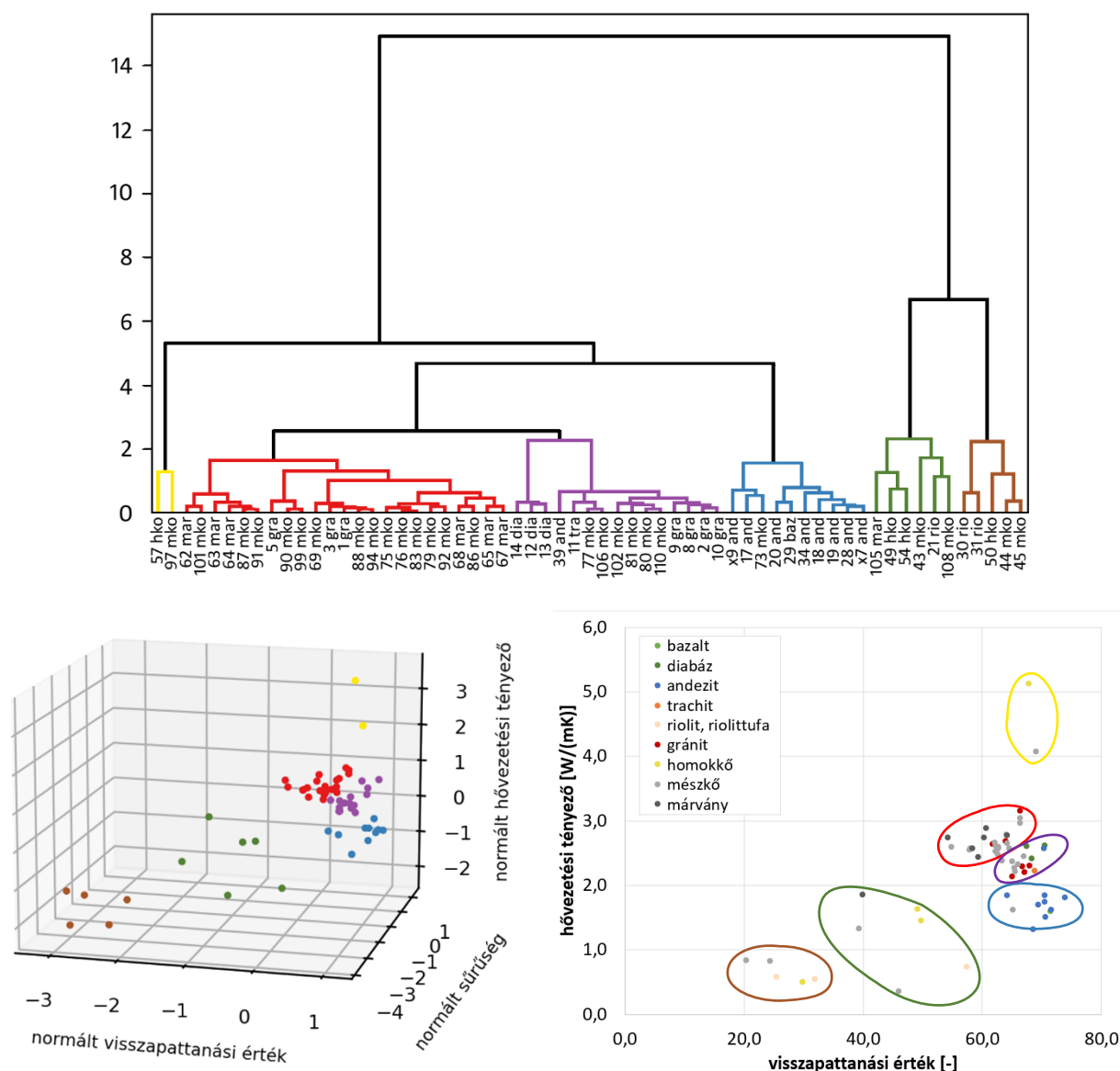
2 W/(mK)-nél kisebb hővezetési tényezővel rendelkeznek az andezitek (17–20., 28., 34., 39., x9. és x7. minták) és a bazalt (29. minta), a makroszkóposan is porózus minták, egy márvány (105. minta) és egy mészkő (73. minta) is. Az andezitek esetében ezt az ásványos fázishoz képest kisebb hővezetési tényezővel rendelkező kőzetüveg jelentősebb mennyisége, valamint a kvarc hiánya indokolja (Balyi & Papp, 1950; Robertson, 1988). A márvány esetében makroszkóposan is látható repedéshálózat jelenik meg, mely a sűrűsége nem, de a visszapattanási értékre és a hővezetőképességre jelentős negatív hatással van. A krétakori tömött mészkőben a látható makroszkópos járatok és vékonycsiszolatban azonosított, fossziliabelseji mikroüregek és a tömörödés részlegessége miatti mikroporozitás okozza a csökkent hővezetési tényező értéket, így a visszapattanási érték közel azonos a kompakt mészkővek átlagával, a sűrűség pedig alig kisebb. A sűrűség és hővezetési tényező között

sztintén pozitív a korreláció, lineáris kapcsolatot feltételezve az R^2 értéke csupán 0,4232.

A klaszteranalízis a mintákat két fő csoportba sorolta, a számottevő porozitással nem rendelkező kőzetek csoportját további négy, míg a porózusabb kőzetek csoportját további két csoportra oszthatjuk (3. ábra).

Az első csoportba a durvaszemű homokkő és egy tömött mészkő került, melyek a kiugró hővezetési tényezőjük alapján különülnek el.

A második csoport a legnagyobb mintaszámú, és elsősorban mészkőveket, a gránitok közel felét és egy kivétellel az összes márványt tartalmazza, melyeket egyaránt nagy hővezetési tényező és sűrűség jellemez, de a visszapattanási értékük a kompakt kőzetek között kisebbnek számít. Az alcsoportokban nem jelenik meg egyértelmű kőzettani eltérés, de a vörös színű jura mészkővek mind egymás mellé kerültek a klaszteranalízis során.



3. ábra: A hierarchikus klaszteranalízis által létrehozott csoportok

A harmadik csoport kőzettanilag a legváltozatosabb, szintén elsősorban mészkövek és gránitok kerültek bele, de mellettük megjelenik egy andezit, a trachit és a három diabáz is. Az előző csoporthoz képest a visszapattanási érték kissé nagyobb, míg a hővezetési tényező kisebb. A csoport két alcsoportra osztható: a diabázok nagyobb sűrűségértékeik alapján egy alcsoportba kerültek viszonylag nagy relatív távolságra a másik alcsoporttól, melyben a gránitok kis mértékben elkülönülnek a többi kőzettől.

A negyedik csoportba az andezitek, a bazalt és a kréta tömött mészkő kerültek, melyek az előzőekhez képest szignifikánsan kisebb hővezetési tényezővel, de kissé magasabb visszapattanási értékkel rendelkeznek. Ebben a csoportban is két jobban elkülönülő alcsoport figyelhető meg, az egyikben két málotabb andezit és a mészkő található, míg a másikban a többi, üdőbb állapotú vulkanit.

Az ötödik csoportba 6 kőzet került (2 mészkő, 2 homokkő, egy riolit és egy márvány), melyeket közepes sűrűség, visszapattanási érték és hővezetési tényező jellemez

A hatodik csoportba két porózus szarmata mészkő, egy homokkő és két riolitufa került, melyek a legkisebb sűrűséggel, visszapattanási értékkel és hővezetési tényezővel rendelkeznek.

4. Összefoglalás

A kőzetek sűrűségének, rugalmasságának és hővezetési tényezőjének mérésével a legfontosabb kárpát-medencei építő- és díszítőkövek felszíni nyomáson és hőmérsékleten jellemző mechanikai és hővezetési karakterét meghatároztuk. A rugalmasság és a hővezetés a sűrűséggel pozitívan korrelál, a hővezetési tényező esetében a korreláció gyengébb, mert értékére az ásványos összetétel hatása jelentősebb, mint a rugalmassági paraméter esetén. A visszapattanási érték és a hővezetőképesség között szintén pozitív korreláció

mutakozik. Ha egyes kőzettípusok esetében a mintaszám növelésével, illetve implicit összefüggések gépi tanulással történő feltárásával (Ghattas et al., 2024) a kapcsolat jobban leírhatóvá válik, akkor az egyszerűbben elvégezhető rugalmassági méréssel a (jelen módszertanban vágással, csiszolással történő egyenes felületek kialakítása utáni) hővezetőképesség meghatározás indokolt esetekben kiváltható, és akár terepen is gyors méréssel becsülhető.

Az elvégzett klaszteranalízis alapján a mészkövek, márványok és gránitok hasonló paraméterekkel rendelkeznek, így a geotermikus energiatermelésben történő eltérő hasznosításuk elsősorban hidrogeológiai szempontból indokolt. A további csoportokban a kőzettani meghatározottság vagy a porozitás nagysága bizonyult a legfontosabb tényezőnek.

A méréseink elsősorban a kézipéldányok léptékében relevánsak, azonban megfelelő általánosítással, a tagoló felületek hatásának modellezésével az értékek kiterjeszthetők akár regionális tektonikai skálára is.

Irodalom

- Balyi K. & Papp F. (1950): *Földtani Közlöny*, 80, 390–394.
- Buyuksagis, I.S. & Goktan, R.M. (2007): *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 44, 299–307.
- Egerer F. & Kertész P. (1993): *Bevezetés a kőzetfizikába. Akadémiai Kiadó, Budapest.*
- Ghattas, K.S., Buday, T., McIntosh, R.W., Mucsi, E.D. (2024): In: Buday T., Csámer Á., McIntosh R.W., Molnár K. & Virág A. (szerk.): *Ahány kő, annyi történet. 14. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés Előadás- és poszterkivonatok, HUN-REN Atommagkutató Intézet, Debrecen*, pp. 38–41.
- Robertson, E.C. (1988): *Thermal Properties of Rocks. Open-File Report 88-441. US Department of the Interior, Geological Survey*

NEW EXTRACTION LINE FOR THE IN-SITU C-14 AT HEKAL AMS LABORATORY

Botond Buró^{1*}, Réka Hajnalka Fülöp², Anthony John Timothy Jull^{1,3,4} & Mihály Molnár¹

¹ Isotope Climatology and Environmental Research Centre, ATOMKI, Debrecen

² Australian Nuclear Science and Technology Organisation (ANSTO), Lucas Heights

³ Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson

⁴ AMS Laboratory, University of Arizona, Tucson

* E-mail: buro.botond@atomki.hu

Exposure dating represents a new direction in geological and archeological research, which, in addition to C-14, in combination with other isotopes, answers, how long the given, primarily rock, surface has been exposed to cosmic radiation. We can use this method for glacial, fluvial chronology, archeology, etc.

In this study we present a new cosmogenic in-situ C-14 extraction line at the INTERACT laboratory, which is similar to the one published in Fülöp et al. (2019). This extraction system used the phase transformation of quartz to cristobalite at high temperature in order to quantitatively extract the carbon as CO₂. The system consists of three independent components. 1: used for remove the atmospheric and meteoric C-14, 2: offline high-temperature (1650 °C) oven for extracting and trapping the cosmogenic in-situ C-14 from quartz, 3: CO₂ gas purification and mass measurement line. After extraction and cleaning, the purified CO₂ samples are measured with a new compact C-14 AMS system (Low Energy Accelerator, LEA) and the gas ion source interface. The extraction line allows for rapid sample throughput of about 6 samples per week. The sample masses range from 4 to 7 g of clean quartz.

Our first tests were made on borehole CO₂ blank gas, IAEA C1 dermined the backgrond of the whole line. According to the AMS measurements, the blank level of the whole line is very good. After that we performed measurements on in-situ Cronus-A, Cronus-N and Cronus-R intercomparison standards. Purified quartz samples were sieved and used for analyzing the fraction of 250–500 µm. The carbon yield from quartz standard samples are very good and we have the expected values. The results of preliminary AMS measurements are also promising.

We get similar experience and results as those published in Fülöp et al. (2019).

References

Fülöp, R-H., Fink, D., Yang, B., Codilean, A.T., Smith, A., Wacker, L., Levchenko, V. & Dunai, J.T. (2019): Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, 438, 207–213.

BIOSZFEROIDOK, MINT PALEOKLÍMA PROXY? – KLÍMAKAMRA KÍSÉRLETEK ÉS ÖSSZEHASONLÍTÓ MÉRÉSEK

Czébely Andrea^{1,2*}, Túri Marianna³, Kiss Diána³, Újvári Gábor^{4,5}, Kertész Titanilla⁶, Angyal Anikó⁷, Dönczö Boglárka⁷ & Rinyu László³

¹ Debreceni Egyetem, Földtudományok Doktori Iskola, Debrecen

² Isotoptech Zrt., Debrecen

³ HUN-REN Atommagkutató Intézet (ATOMKI), Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ (ICER), Debrecen

⁴ HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

⁵ CSFK, MTA Kiválósági Intézet, Budapest

⁶ HUN-REN Atommagkutató Intézet, Nemzetközi Radiokarbon AMS Kompetencia és Képzési Központ (INTERACT), Debrecen

⁷ HUN-REN Atommagkutató Intézet (ATOMKI), Örökségtudományi Laboratórium, Debrecen

* E-mail: czebelyandrea@isotoptech.hu

A karbonátok kristályosodása/átkristályosodása során izotóp-összetételük, valamint rácsszerkezetük információt tárol környezeti hőmérsékletükről. A hagyományosan széles körben vizsgált mollusca, foraminifera és kokkolit minták mellett az utóbbi időben a kutatások célpontjában a földigiliszták által kiválasztott bioszferoidok is megjelentek. Célunk választ találni arra, vajon használható-e hőmérsékleti proxyként a bioszferoidok kapcsoltizotóp (Δ_{47}) eredményei, összehasonlítva azokat korábban vizsgált szárazföldi csigahéjakból származó Δ_{47} értékekkel.

Vizsgálatainkhoz a dél-magyarországi Dunaszekcső lösz-paleoszol szelvényt választottuk, mely nagy felbontású ^{14}C kronológiával rendelkezik és jól nyomon követhető az üledékképződési sebesség stadiális-interstadiális változásai (Újvári et al., 2016, 2019). Tizenhat mintát gyűjtöttünk, 10 cm-es felbontásban, 850–770 cm és 695–615 cm közötti löszrétegekből, amelyek a GI-5.1 (30,6–30,8 ka) és GI-3 (27,5–27,8 ka) periódusokat és a környező stadiálisokat reprezentálják.

Mivel a különböző mintaelőkészítési módszerek hatása a karbonátok Δ_{47} értékére kevésbé ismert, ezért potenciális hibaforrásként kell számolnunk velük. Kétféle minta-előkészítési módszert alkalmaztunk ennek tesztelésére az említett löszrétegekben talált *Trochulus hispidus* csigahéjakon és bioszferoid mintákon: 1) kezelés 1 m/m% HCl oldattal és 2) 3 m/m% H_2O_2 oldatban, vákuum alatti tisztítás és ultrahangos ráztatás ultratiszta vízben. A kapott Δ_{47} értékek alapján rekonstruált hőmérsékletek nagyon jól egyeznek a korábban publikált szárazföldi csiga T_{47} adatokkal (Újvári et al., 2021), ugyanakkor a kétféle előkészítési módszer között jelentős különbségeket is tapasztaltunk a kapcsolt izotóp hőmérséklet és stabilizotóp eredményekben is.

Annak igazolására, hogy a vizsgálatainkhoz ugyanazon korokat reprezentáló rétegekből történt a

mintavétel, mint a korábbi vizsgálatok során, a bioszferoid mintákon C-14 AMS méréseket is végeztünk, mely alapján felállítottuk a rétegek kor-mélység modelljét. Ez szintén jól összeegyeztethető a vizsgált terület korábbi, csigahéj és faszén radiokarbon méréseken alapuló kor-mélység adataival (Újvári et al., 2016).

Melyik mintakezelési módszer alkalmazható jobban és vezet pontosabb T_{47} eredményekhez? Valóban jól reprezentálják-e a környezeti hőmérsékletet a giliszta-bioszferoidok, és mennyire befolyásolják az eredményeket az élettani hatások (vital-effect), valamint természetes képződésük, vagy a laboratóriumi mintaelőkészítési folyamatok során esetlegesen fellépő kinetikai frakcionációs folyamatok? Ezekre a kérdésekre klímakamrás vizsgálatokkal próbálunk válaszokat találni. Beállított és kontrollált környezeti paraméterek mellett, kísérleti körülmények között, adott hőmérsékleteken, különböző fajhoz tartozó, más-más életszakaszban lévő (juvenilis, adult), eltérő táplálkozási és vertikális mozgási szokásokkal rendelkező giliszta egyedek bioszferoidjain kapcsolt és stabilizotóp arány méréseket végeztünk. Az első eredményeket és a kísérletek/vizsgálatok során felmerült problémákat, további kérdéseket és levonható következtetéseket is ismertetjük az előadás során.

Irodalom

Újvári, G., Molnár, M. & Páll-Gergely, B. (2016): Quaternary Geochronology, 35, 43–53.

Újvári, G., Kele, S., Bernasconi, S.M., Haszpra, L., Novothny, Á. & Bradák, B. (2019): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 518, 72–81.

Újvári, G., Bernasconi, S.M., Stevens, T., Kele, S., Páll-Gergely, B., Surányi, G. & Demény, A. (2021): Paleoceanography and Paleoclimatology, 36, e2020PA004170.

SIGNIFICANCE OF Mg, Ca AND Sr ISOTOPES IN CAVE ENVIRONMENT: PRELIMINARY RESULTS FROM CAVE MONITORING IN HUNGARY

György **Czuppon**^{1*}, László **Palcsu**², Mihály **Braun**², Anikó **Horváth**², József **Stieber**³, Yuefeng **Liu**¹ & Péter **Dobosy**⁴

¹ Institute for Geological and Geochemical Research, HUN-REN Research Centre for Astronomy and Earth Sciences, Budapest, Hungary

² Isotope Climatology and Environmental Research Centre (ICER), HUN-REN Institute for Nuclear Research, Debrecen, Hungary

³ Stieber Environmental Ltd, Budapest, Hungary

⁴ Institute of Aquatic Ecology, HUN-REN Centre for Ecological Research, Budapest, Hungary

* E-mail: czuppon@geochem.hu

Caves represent a complex environment, in which speleothems can form and preserve information relating to the past climate and environmental changes. Therefore speleothems are considered one of the most important climate archives from continental areas. In order to use speleothems in the reconstruction of past climate and environmental changes it is necessary to understand the environmental and hydrological processes that determine the physico-chemical conditions of carbonate precipitation and hence speleothem formation. Therefore cave monitoring researches have been conducted in three caves in Hungary since 2013: Csodabogyós Cave in Keszthely Mt (West Hungary), Béke and Baradla caves in Aggtelek (Northeast Hungary). To expand the set of speleothem-based proxies the monitoring activities, which included monitoring of climatological parameters (e.g. temperature, CO₂) measured inside and outside the caves, drip rate, the chemical, trace element, stable hydrogen and oxygen isotopic compositions of drip waters, stable carbon and oxygen isotope analyses of newly formed carbonates, were complemented with calcium, magnesium and strontium isotope measurements of drip waters and newly formed carbonates since 2022.

Climatological investigation revealed seasonality in CO₂ concentration related to outside temperature

variation indicating variable ventilation regime in the studied caves. The comparison of the stable isotope composition of the drip waters and the amount-weighted precipitation indicated that the epikarst above the studied sites is generally well mixed and the dominant infiltration takes place during the winter half year. Moreover, the long-term monitoring of the stable isotope composition of drip water in Baradla Cave and the precipitation indicates that slight changes in the precipitation over the years can be reflected in the composition of the drip waters. Although the seasonal isotopic signal observed in precipitation is generally not transmitted to drip water, inter-annual variability can be recorded in drip water and hence in the precipitating carbonate (e.g. speleothem).

The Mg isotope analysis of the drip water revealed systematic differences among the caves. In addition, the preliminary results suggest that the isotopic composition variability depend on the hydrological conditions.

The research was financially supported by the National Research, Development and Innovation Office, Hungary (OTKA FK 138626). We are also grateful for the support and permission of the Aggtelek National Park Directorate.

CHEMICAL AND ISOTOPIC CHARACTERISTICS OF THE SPRING WATERS IN AGGTELEK KARST, HUNGARY

Márta Czuppon-Lázár^{1*}, József Kovács¹, Kinga Hips¹, Péter Dobosy², József Stieber³, Péter Gruber⁴ & György Czuppon⁵

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

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

³Stieber Environmental Ltd, Budapest, Hungary

⁴Directorate of Aggtelek National Park, Jósvaló, Hungary

⁵Institute for Geological and Geochemical Research, RCAES, ELKH, Budapest, Hungary

* E-mail: martaczupponlazar@gmail.com

A detailed research on springs in the Aggtelek karst area (NE Hungary) was conducted 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 the springs. For these purposes, a monitoring network was established in 2020 that includes 24–26 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. In the case of major hydrological events, sampling was conducted in higher resolution. Utilizing this data set, the aim was to group these springs by cluster and discriminant analyses, because CCDA combines two traditional methods in order to determine the optimal number of groups and the corresponding clustering that occurs during clustering (classification), and to determine not only the similar groups but also the most homogeneous groups among the groups. This investigation gave better understanding of the hydrogeological background of the study area.

As a results of this investigation, seven groups were found to be optimal. In addition, it seems that the geological and geochemical parameters of the rocks of the springs is the primary factor in determining which spring belongs to a given optimal group. Indeed, the aquifers of springs within an optimal group generally belong to the same rock type and the same formation. In addition to the

optimal groups, a homogeneity test was also carried out to determine the relationship between springs within each group. The test showed three groups to be clearly homogeneous, the other groups being further subdivided into subgroups.

Within the framework of this research, the geochemical time series of each of the studied springs provided an opportunity to reveal the temporal variability of the geochemical parameters as a function of meteorological conditions. Different behaviors were detected based on the time series. Our results showed that some springs responded rapidly (1–2 days) to a major precipitation event, while others were characterized by stable conditions with no change in chemical and isotopic composition over the period studied. The stable isotopic composition of the springs also indicate that the main infiltration period takes place in 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.

HE-3 TRANSPORTJA GLECCSERJÉGBEN

Csige István^{1*}, László Elemér¹ & Palcsu László¹

¹ HUN-REN Atommagkutató Intézet, ATOMKI, Debrecen, Bem tér 18/c

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

1. Bevezetés

Ennek a munkának a célkitűzése, hogy elméleti modellszámításokkal megválaszolja azt a kérdést, hogy a gleccserjég-üledékekben a csapadékeredetű trícium bomlásából keletkező ³He térbeli változása mérésekkel ellenőrizhető mértékben megőrzi-e a 11 éves napciklus miatti időbeli változást.

A koncepcionális modell lényege, hogy a jégképződés folyamatos, állandó üledékképződési sebességgel, ami jelen példában 0,4 m/év. A tartomány határát a mindenkor jégfelszínhez rögzítjük. Ennek következtében a jég -0,4 m/év sebességgel (lefelé) mozog. Transzportegyenletnek az időfüggő advekción-diffúziós egyenleteket használjuk külön a tríciumra és a ³He-ra. Ez egy csatolt, másodrendű parciális lineáris differenciálegyenlet-rendszer.

A jégfelszínen előírjuk a koncentrációkat az idő függvényében. A bombacsúcs előtti időszakra vonatkozóan egy napciklus alatt a csapadék tríciumtartalma harmonikus függvénnel van megadva.

2. Módszer

A függőleges transzportot leíró advekción-diffúziós egyenlet:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial c}{\partial z} \right) - v_z(z) \frac{\partial c}{\partial z} + S, \quad (1)$$

ahol

D : diffúziós állandó, m^2/s

$v_z(z)$: függőleges irányú áramlási sebesség, m/s

S : források és nyelők, TU/s

Tríciumra : $S_T = -\lambda c_T(z, t)$

³He-ra : $S_{^3He} = \lambda c_T(z, t)$

A trícium transzportegyenlete 1 dimenzióban:

$$\begin{aligned} \frac{\partial c_T(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_T \frac{\partial c_T(z, t)}{\partial z} \right) \\ - v_z(z) \frac{\partial c_T(z, t)}{\partial z} \\ - \lambda c_T(z, t) \end{aligned} \quad (2)$$

Határfeltételek. A jégfelszínen előírjuk $c_{TP}(t)$ a tríciumarányt, a tartomány alján pedig nincs diffúziós áram:

$$\left. \frac{\partial c_T(z, t)}{\partial z} \right|_{z=z_{min}} = 0. \quad (3)$$

Hasonlóan a tríciumhoz felírhatjuk a ³He transzportegyenletét is 1 dimenzióban:

$$\begin{aligned} \frac{\partial c_{He}(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{He} \frac{\partial c_{He}(z, t)}{\partial z} \right) \\ - v_z(z) \frac{\partial c_{He}(z, t)}{\partial z} \\ + \lambda c_T(z, t). \end{aligned} \quad (4)$$

A jégfelszínen előírjuk a tartomány felső határán képződő jég $c_{HeP}(t)$ ³He-koncentrációját. A tartomány alján pedig nincs diffúziós áram:

$$\left. \frac{\partial c_{He}(z, t)}{\partial z} \right|_{z=z_{min}} = 0. \quad (5)$$

Kezdeti feltételnek minden nulla a tartományban. Ez azt is jelenti, hogy csak a csapadékeredetű ³He-t számolunk. Meg azt is, hogy a vizsgált időtartam alatt (kb. 120 év) csak abban a tartományban kapunk értelmezhető eredményt, ameddig a mindenkor felszíntől a kezdeti időpont jége eltávolodott. 0,4 méter/év sebességnél 120 évre kb. 45 méter.

A csapadék trícium idősorát mutatja az 1. ábra.

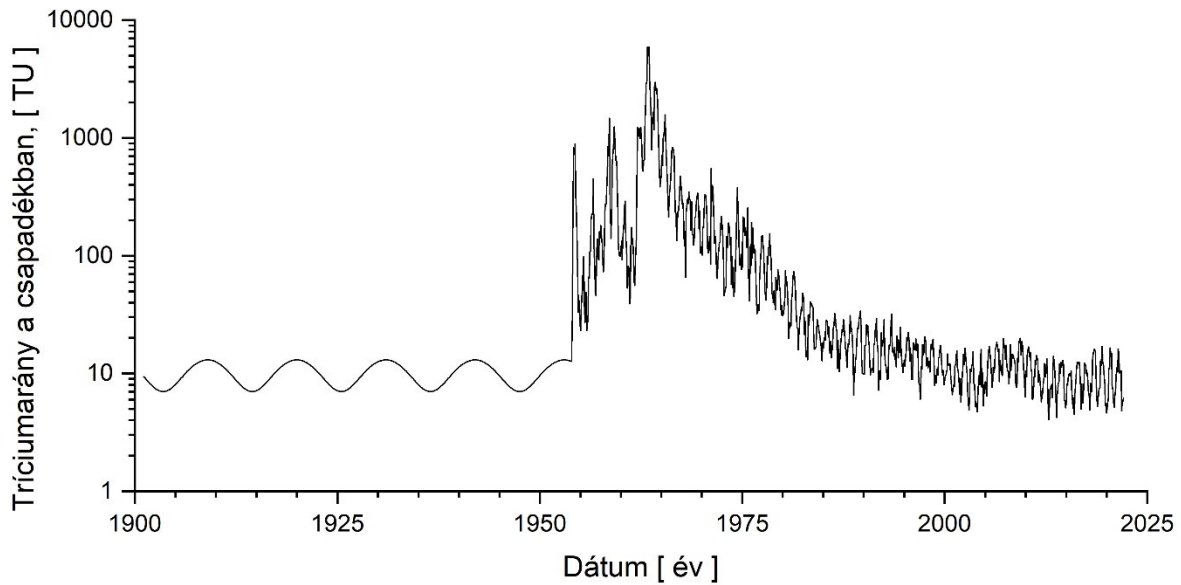
3. Eredmények

A trícium (HTO) molekuláris diffúziós állandója jégben kisebb kell, hogy legyen, mint a cseppfolyós víz öndiffúziós együtthatója, ami (10 °C-on) kb. $D_w = 2 \cdot 10^{-9} m^2/s$. Tömör jégben (jégkristályban) ez nagyságrendekkel kisebb, kb. $D_{HTO} = 10^{-15} m^2/s$.

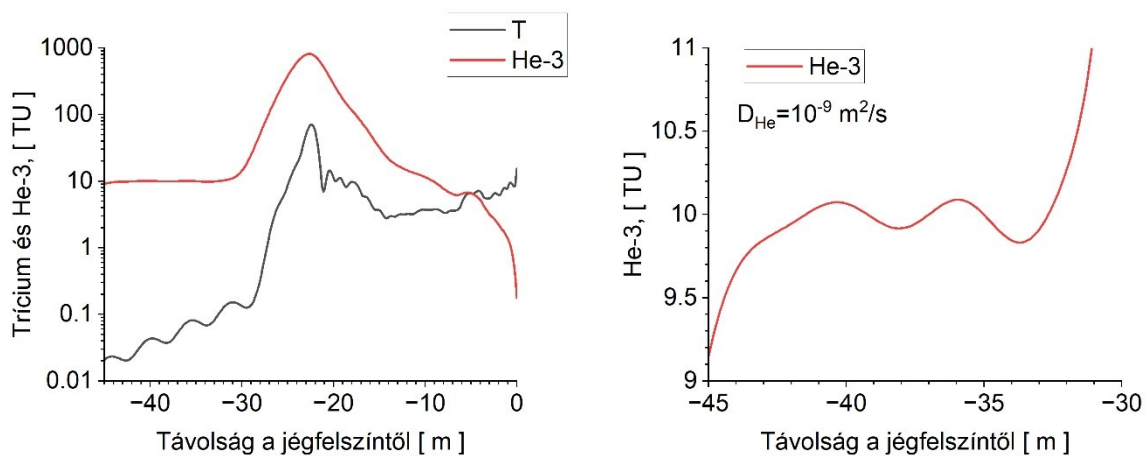
A hélium diffúziós együtthatója vízben (10 °C-on) $D_{He} = 5,67 \cdot 10^{-9} m^2/s$, tömör jégben pedig kb. $D_{He} = 1,0 \cdot 10^{-9} m^2/s$. Gleccserjégben, ha azzal a feltételezéssel élünk, hogy a jég alapvetően makroszkopikus jégkristályokból áll, akkor számolhatunk ezzel a diffúziós együtthatóval. Ellenkező esetben, ha a jég mikroszkopikus kristályokból áll, akkor a hélium porózus közegbeli effektív diffúziós együtthatója nagyságrendekkel nagyobb ennél. Míg az előbbi esetben igen (lásd 2.b ábra), addig az utóbbiban a ³He nem őrzi meg a napciklus jelét.

Irodalom

AEA/WMO (2021). Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. [WWW Document], 2021. URL <https://nucleus.iaea.org/wiser> (accessed 4.5.21).



1. ábra: A modellezés során használt csapadék trícium időszora. 1900.1.1-től 1953.12.31-ig szinuszosan változik 11 éves periódusidővel a napfoltszámmal ellentétes előjellel. 1954-től 1961-ig az ottawai adatok, 1961-től 2001-ig a bécsi mért adatok ("IAEA/WMO (2021). Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database,," 2021). 2001.1.1-től 2022.2.28-ig a debreceni adatsor.



2. ábra: A számított trícium és ^3He profilok egy gleccserjégben a mindenkor jégfelszíntől való távolság függvényében

PETROGRAPHY AND DIAGENESIS OF BARITE CONCRETIONS FROM WADI HALFA, SUDAN

Abazar Mohamed Ahmed **Daoud**^{1,2*}, Kadry Nasser **Sediek**², Mohamed Ahmed **Rashed**³, Ahmed Mohamed **Elsharief**⁴, Abdelaziz Mohamed **Elamein**⁵ & Péter **Rózsa**¹

¹ University of Debrecen, Faculty of Science and Technology, Institute of Earth Sciences, Department of Mineralogy and Geology, Debrecen

² Red Sea University, Faculty of Earth Sciences, Port Sudan, Sudan

³ Alexandria University, Geology Department, Alexandria, Egypt

⁴ Khartoum University, Building and Road Institute, Khartoum, Sudan

⁵ Dongola University, Faculty of Earth Sciences and Mining, Dongola, Sudan

* E-mail: amadfm2114@gmail.com

During the detailed geological observation of the sedimentary outcrops around the region of Wadi Halfa in Northern Sudan, discoidal-shaped concretions of barite were found.

The lithofacies of these sedimentary outcrops, 'Wadi Halfa Formation', contain sediments of continental, glacial and marine environments including trough and planner cross bedded sandstone, fine and massive mudstone facies intercalated with some marine fossils marked by a thin layer of oolitic ironstone and large petrified tree trunks.

The vertical lithofacies of barite concretions comprises fine to medium yellowish to grayish sandstone overlain by a poorly sorted pinkish coarse-grained sandstone layer which contains barite concretions varying in size and shape.

The discoidal-shaped barite concretions were found penetrating the bedding planes of sandstone. The upper part of these concretions is associated with fine-grained sandstone, while the lower part corresponds to coarse-grained sandstone.

The framework of the barite concretions is composed primarily of very angular to angular monocrystalline (43.7%) and polycrystalline (11.5%) quartz grains, smaller amount of feldspars and heavy minerals (1.5%). Barite

serves as the main cementing material, constituting 42% of the composition. The average porosity of most samples is 3%.

Detailed petrographic analysis suggests that their original porosity has been reduced by cementation (44.1%) rather than compaction processes (0.6–5.2%). However, the origin of the concretions and the source of the barium remains unresolved. Moreover, quartz grains of these concretions are highly pure, they show much higher purity than quartz occurring in the embedding sandstone.

The barite in the study area may formed during the Permian era (250 million years ago) when Mediterranean ocean waters covered the northern part of Sudan. Barite precipitated and crystallized from seawater around the quartz grains similarly to Oklahoma (USA), Egypt, Morocco and Australia.

Understanding the original sources of these concretions may guide the exploration for other metallic minerals and petroleum. Additionally, barite holds significant economic potential due to its various applications across different industries and engineering projects, including its use in shielding against radiation in high-radiation environments and its critical role in medical applications.

A D'' ÁSVÁNYFÁZISAINAK DEFORMÁCIÓS MECHANIZMUSA ÉS KAPCSOLATUK A SZEIZMIKUS ANIZOTRÓPIÁVAL

Fülöpp Szabolcs^{1*}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

* E-mail: fulopp.szabolcs@gmail.com

A mag-köpeny határán elhelyezkedő D'' réteg kémiai, illetve ásványtani összetétele, továbbá a benne uralkodó mechanizmusok és áramlások vizsgálata mindössze pár évtizede került a tudományos élet érdeklődési körébe. Ennek oka, hogy a szeizmikus tomográfiai és nagynyomású kísérleti módszerek hiánya sokáig nem tette lehetővé a régió hatékony vizsgálatát.

A D'' réteg kutatása korlátozott a nagy mélység, a magas hőmérséklet és nyomás következtében. Egyik módszer a szeizmikus tomográfia alkalmazása, amelynek segítségével a földrengések okozta szeizmikus hullámok mérésével lehetővé válik az eltérő sűrűségű rétegek határfelületének detektálása. A módszer alkalmazásakor elsősorban a P-hullámot szokás mérni, azonban a D''-ben megfigyelhető az S-hullám felhasadása, amely anizotróp közegre utal. Ezt a jelenséget több, a rétegre jellemző tulajdonság is okozhatja, többek között a régiót alkotó ásványok harmonikus orientációja. Az irányított polikristályos textúrát feltehetően a régiókban uralkodó áramlások gerjesztette feszültség tér idézheti elő (Nowacki et al., 2011).

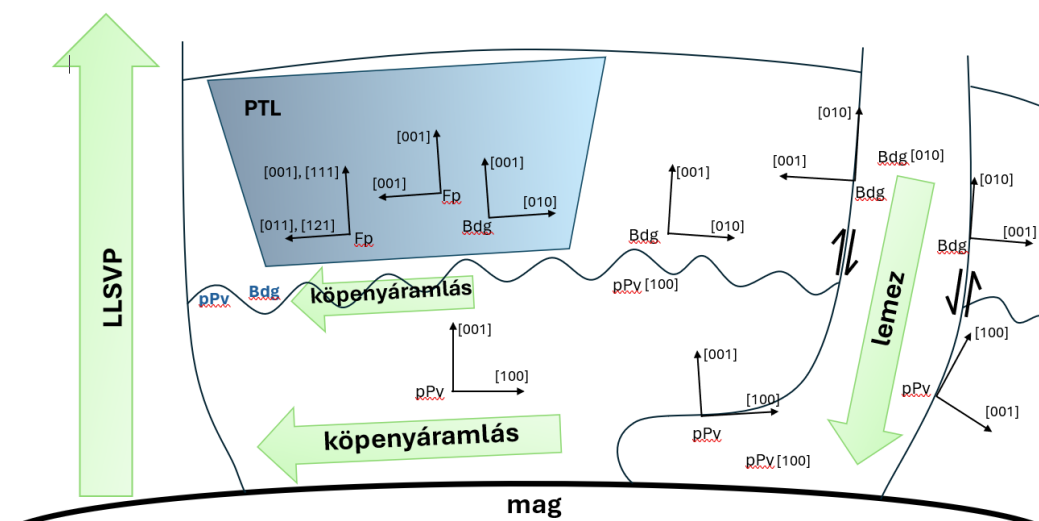
A régióban uralkodó stabil ásványfázisok megismerése nagynyomású készülékekben és kisnyomáson stabil izomorfokon végzett kísérletek segítségével lehetséges (Nisr et al., 2013). A kísérletek

folyamán a fázisátalakulások és a mesterségesen előállított feszültségtér miatt aktiválódó csúszási rendszerek által létrejövő textúrák irányítottságát, továbbá a textúra miatt kialakuló anizotrópiát vizsgálják (Tsujimo et al., 2016).

Előadásom célja a D'' réteg szeizmikus vizsgálati módszereinek bemutatása, továbbá a nagynyomású gyémánt üllős kísérletek folyamán vizsgált ásványfázisok ismertetése, azok anizotróp textúráinak leírása, különös tekintettel a hőmérsékletre, a nyomásra, a feszültségtérre, a genetikára és a kémiai összetételükre. A kutatás végső célja a szeizmikus anizotrópia és a D'' áramlásai miatt kialakuló irányított textúrák közti kapcsolat megteremtése.

Irodalom

- Nisr, C., Ribárik, G., Ungár, T., Vaughan, G.B.M & Merkel, S. (2013): *High Pressure Research*, 34(2), 158–166.
Nowacki, A., Wookey, J. & Kendall, J.M. (2011): *Journal of Geodynamics*, 52(3-4), 205–228.
Tsujino, N., Nishihara, Y. Yamazaki, D., Seto, Y., Higo, Y. & Takahashi, E. (2016): *Nature*, 539(7627), 81–84.



1. ábra: A D'' ásványfázisainak feltételezett RPO-ja a különböző környezetekben Bdg: bridgmanit, Fp: ferroperiklász, pPv: posztperovszkit, pPv/Bdg: bridgmanit, posztperovszkit fázisátalakulás határa (forrás: saját szerkesztés).

A DEMJÉNI IGNIMBRIT VULKANOLÓGIAI ÉS PALEOKÖRNYEZETI REKONSTRUKCIÓJA A PROXIMÁLIS ELŐFORDULÁSOK ALAPJÁN

Gál Péter^{1,2*}, Lukács Réka^{2,3}, Fodor László^{4,5}, Pecsmány Péter⁶, Albert Gáspár⁷, Maros Gyula⁸, Pál Márton⁷ & Harangi Szabolcs^{1,2}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, FFI, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² HUN-REN-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

⁴ HUN-REN Földfizikai és Űrtudományi Intézet, Sopron

⁵ Eötvös Loránd Tudományegyetem, FFI, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest

⁶ Miskolci Egyetem, Természetföldrajz Intézeti Tanszék, Miskolc

⁷ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Térképtudományi és Geoinformatikai Intézet, Budapest

⁸ SZTFH Földtani Szolgálat, Budapest

e-mail: galpeti93@gmail.com

1. Bevezetés és célkitűzés

A mintegy 14,9 millió évvel ezelőtt, a badeniben képződött Demjéni ignimbrít (DI) a Kárpát-Pannon térség miocén szilícium-gazdag vulkánkitöréseinek az egyik legjelentősebbjéhez, a Demjén kitöréshez kapcsolódik. A felszínen nagy vastagságban található meg az Eger-patak völgye és a Zagyva-völgy közötti területeken, döntő mértékben tömeges lapillitufa (ignimbrít) kifejlődésben, rétegtanilag a Tari Dácit Lapillitufa Formációba (Tari F.) tartozik (Lukács et al., 2022). A dácitos karakterű DI jól térképezhető a felszínen, sajátos ásványos és nyomelem-összetétele alapján élesen elkülöníthető az egyéb miocén korú riolitos-andezites vulkanoklasztitoktól (Lukács et al., 2022). A leginkább elfogadott álláspont szerint a kalderaformáló kitörések a Mátra déli előterében zajlottak (Varga et al., 1975; Lukács et al., 2015), azonban egyértelmű bizonyíték eddig nem került elő ennek alátámasztására. A DI létrejöttét Lukács et al. (2015; 2018) nagytérfogatú (>100 km³), plíniusi kitöréshez kapcsolta és felismerte jelenlétét a Bükkalja keleti részén is. Biró et al. (2020) Jató tagozatként különítették el a DI-vel már korábban azonosított rétegeket Tibolddaróc és Bogács területein (Lukács et al., 2015) és részletes leírásuk nyomán arra következtettek, hogy azok egymást követő száraz magmás és nedves freatomagmás kitörések sorozatából származtak.

A Demjéni ignimbritnek a valós elterjedéséről, fekvéséről és fedő képződményeivel való kapcsolatáról, illetve a különböző területek kifejlődéseinek vastagságáról és vulkanológiai felépítéséről eddig nem készült összefoglaló vizsgálat, a korábban publikált vastagságadatok néhány fúrásadatot leszámítva általános, topográfiai becsléseken alapultak (pl. Varga et al. 1975). A korábbi évek térképező munkája során kiegészítettük a Bükkalja kevésbé ismert nyugati részére és a Mátra és a Bükk közötti területre és a

DI-re vonatkozó ismereteinket, amelyeket most összegezve a kitörés jellegére, időbeliségére és a paleokörnyezeti viszonyokra koncentrálva összegzünk.

2. Vizsgálati módszerek

A 2018 őszén megkezdett, mintegy 150 km²-re kiterjedő térképezési munka eredményeként előállt egy észlelési adatbázis, amit a korábbi felvételezésekkel (Vígh 1939, Schréter 1948, Varga et al., 1975) egészítettünk ki. A Bükk-Mátra térség összes elérhető fúrásdokumentációját is átnéztük, némelyikben egyértelműen azonosítható volt a DI a részletes leírások alapján. A létrehozott földtani GIS adatbázis segítségével fedetlen földtani térképet szerkesztettünk, amelyen azonosítottuk a főbb szerkezeti blokkokat, majd blokkonként némileg vagy jelentősen eltérő dőlésadatok alkalmazásával, síkfelületekkel modelleztük le a képződményhatárokat. Az alsó és felső képződményhatárok ismeretében kiszámítottuk a DI vastagságát az adott szerkezeti blokkokra nézve. Terepi vizsgálataink során különös figyelmet fordítottunk a képződményhatárokat tartalmazó feltárásokra, a siroki vár sziklafalát drón segítségével térképeztük fel 3D modellezéshez, a réteghatárok jellegének jobb megismerése és a pontos rétegvastagság adatok kiszámítása végett. A begyűjtött mintákból vékonycsiszolatok, vágott kőzetfelszínek készültek, néhány mintából teljes kőzet-geokémiai elemzés és U-Pb cirkon korolás is történt, de számos fontos szelvényből korábbról is rendelkezésre álltak ilyen adatok (Lukács et al., 2015, 2018, 2021). Több szelvényből vertikálisan megmintáztuk a litoklasztokat. A legteljesebb és legrészletesebb rétegsort adó területekről 8 egyszerű és 1 összetett elvi vulkanológiai/rétegtani szelvényt készítettünk az egymással térben összefüggő feltárások

alapján. Két jelentős szelvényből vertikálisan vett mintákból üveggeokémiai vizsgálatok készültek.

3. Eredmények

A részletesen térképezett Mátra-Bükk közötti területen végig a Darnói Deformációs Zóna (DDZ; Fodor et al., 2005) ÉK-DNY-i csapású vetői dominálnak, illetve délnyugaton DDNY-ÉÉK irányú szerkezetek (1. ábra). A korábban is ismert szerkezeti elemek (pl. Schréter, 1948; Fodor et al., 2005, Petrik et al., 2016) lefutását a terepi és fúrások feldolgozásából származó adatainkkal pontosítottuk, illetve újabb fontos szerkezeti elemeket ismertünk fel (pl. Egerbakta, Berva, Hangács, Korona vetők). A Mátra északkeleti oldalán felismertünk egy jelentős szerkezeti elemet (Parádsasvár vető), amely mentén hosszan hiányzik a DI alsó szakasza és a közvetlen fekéje. A Zagyva-árok térségének erősen tektonizált előfordulásait is pontosítottuk (1. ábra). A főbb DDZ szerkezeti blokkok jelentős rétegtani változásokat mutatnak a mezozoos aljzat, az oligocén vagy kora miocén, de még a badeni vagy délkeleten a pannon korú képződmények esetében is.

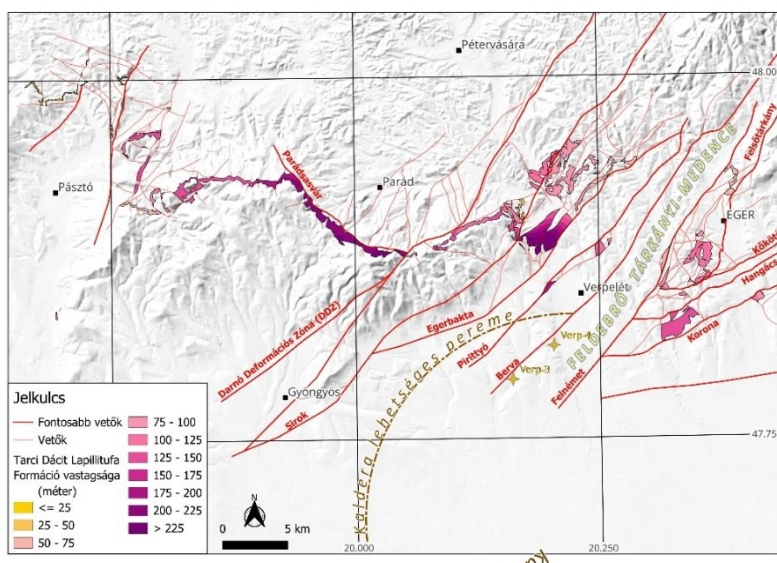
A legjelentősebb változás a korábban Felsőtárkányi-medenceként hivatkozott (Petrik et al., 2016), általunk Feldebrő–Tárkányi-medencére (FTM) kibővített szerkezeti elem (1. ábra) két oldalán lép fel. Ettől északnyugatra az ottnangi Tihaméri Riolit Lapillitufa Formáció teljesen hiányzik (Bükk délnyugati része) vagy max. 20 m vastagságú (Mátra-Bükk közötti terület), majd a Mátra térségében akár 70–80 m-re is kivastagodhat. Ezeken a területeken a kárpáti-badeni Garábi Slírra a badeni Mátrai Andezit Komplexum – Hasznosi Vulkanoklasztitja (MAK-HV) települ. Az andezites vulkanoklasztitok gyakran keresztarétegzettek, csatornás szerkezeteket tartalmaznak és agyagásványosan erősen bontottak vagy bentonitosodtak, erre települ a Tari Formáció. A MAK-HV fölött Siroknál egy helyen egy dácitos, biotit- és amfiboltartalmú, kvarcban igen szegény, növényi

lenyomatos vulkáni homokkő-kavicsos homokkő települ nem feltárt kontaktussal a Tari F. felé.

Az FTM-től délkeletre a Tihaméri F. több száz m-es vastagságú és ezt riolitos, legfelül gyakran andezites vulkanoklasztitok borítják üledékes kőzetekkel (pl. homokkő, szenes agyag, diatomit) váltakozva. A törmelékes üledékekben döntően gyengén koptatott vulkáni anyag uralkodik (agyagosodott horzsakövek, magmás kvarc, biotit, legfelül salakkasztok és piroxén), de a muszkovit és szivacsútartalom is jelentős. A korábban nem elkülönített kőzetsorozatot egyértelmű rétegtani helyzete (Tihaméri és Tari F.-k közötti) alapján Fertővölgyi Komplexumként (FVK) neveztük el előzetesen.

Az FTM mindkét oldalán, a Kelet-Mátrától a Bükkaljáig mindenhol egy nagyon hasonló megjelenésű és összetételű aleuritós-kavicsos agyagkőréteg települ a MAK-HV és a FVK legfelső részén néhány méter vastagságban az eltérő szerkezeti viszonyok ellenére. Zöldes árnyalatú és finomszemcsés, biotitot és plagioklaszt, agyagásványosodott horzsakő- és salakkasztokat mindenhol tartalmaz, járulékosan piroxént, amfibolt, magmás és metamorf kvarcot, kvarcitot és muszkovitot. Erre eróziós diszkordanciával, hullámzó és szabálytalan felszínnel települ a DI egy 0,5–4 m vastag párhuzamosan rétegzett tufa-lapillitufa sorozat formájában, amelyben az FTM délkeleti oldalán gyakran akkréciós lapillik jelennek meg a finomabb rétegekben. Legvastagabb előfordulásában, Egertől északkeletre, csatornás bevágódások is megfigyelhetők benne.

Ezt követi a DI vastag lapillitufa összelete, amelyen belül számos, területenként 5–10 alegységet lehet elkülöníteni tufa (finom lapillitufa) közbetelepülések alapján. A közbetelepülések nagyon változatos megjelenésűek, döntően párhuzamos rétegzettségűek, ritkán csatornásan bevágnak az alsó rétegekbe. A siroki vár sziklafalának 3D modellezése során a réteghatárok egymástól enyhén eltérő sík elemekkel jól megközelíthetőek és hosszan követhetőek.



1. ábra: A Demjén ignimbrit felszíni elterjedése

Azonban az egymástól 500 m-re eső siroki Vár és a Töröksztal-hegy esetében csak az utóbbi, legalsó közbetelepülése korrelálható az előbbiben található egyik réteggel. Az egymástól légvonalban 3 km-en belül lévő 3 siroki szerkezeti blokk egyikében sem került elő egyértelműen párhuzamosítható réteg. A keleti területeken az FTM északnyugati (Egerbakta) és délkeleti (Eger-ÉK, Eger-DNy-Egerszalók, Demjén) oldalán sikerült párhuzamosítani egy max. 1 m vastag, akkréciós lapillisz finom tufarétegekben gazdag párhuzamosan rétegzett közbetelepülést, amely Demjén esetében a DI talpa fölött kb. 110 m-re, a többi helyen kb. 20–25 m-re található. Az akkréciós lapillik egyébként ritkák, egyes alsóbb réteghatár környékén elszórtan jelennek meg, akár az ignimbritekben is a siroki Vár-hegy és Demjén település esetében. Az ignimbritben ritkán nagyobb léptékű csatonabevágások és gázkifúvási csatornák ismertek.

Az ignimbrit összlet felső részében Sirok környékén és Demjénben egy folyamatos alsó- és felső átmenettel jellemezhető enyhén összesült szint azonosítható, az összesülést néha erős kovásodás váltja fel. A Tarna-völgy mentén és a Mátra keleti peremén a középső-felső része az ignimbrit összletnek kovásodott, összesülés csak nyomokban ismert. A Mátra keleti főgerincének északi oldalán a DI szinte teljes összlete erősen kovásodott és olykor erősen összesült, jól fejlett fiammékkal.

A litoklasztok minden területen ugyanazok, átlagosan 1–2, max 10–12 cm-esek, leginkább andezites lávaközetek, dácitos piroklasztitok (többnyire összesültek) és lávaközetek, alárendelten andezites vulkanoklasztitok, illetve üledékes kőzetek. A DI alsó részén a dácitos, a felső részén pedig az andezites litoklasztok dominálnak, míg Demjénben teljesen a dácitosak. A litoklasztok az ignimbritben 5–15%-nyi mennyiségben, elszórtan jelennek meg, méretükben nem figyelhető meg területi különbségek. Két kis területen tufás mátrixban szinte teljesen litoklasztokból álló piroklasztit breccsa is található: egy kisebb lencsés siroki előfordulás mellett, Verpeléttől északnyugatra, a Pirittyó-vető déli oldalának kiemelt szerkezeti blokkjában (1. ábra) azonosítható egy min. 1 m vastag és 5 m széles csatornás betelepülésként. Ez utóbbi területhez köthetőek a legnagyobb méretű litoklasztok (12–15 cm) és a legjelentősebb dúsulások az ignimbritben (10–30%).

Az ignimbrit tetején több területen is egy 1–3,5 m vastag párhuzamosan rétegzett, olykor akkréciós lapillik tartalmazó tufa-lapillitufa sorozat ismert. Erre vagy ennek hiányában az ignimbritre közvetlenül enyhe eróziós diszkordanciával vagy csatornás bevágással egy változatos, dácitos-andezites kevert vagy tisztán andezites vulkanoklasztitos sorozat települ, előbbiben felfelé haladva csökken az amfibol, biotit és nő a piroxén mennyisége. A Mátra egyes részein, különösen Tar község környékén andezites lapillitufa-tufabreccsa sorozatok mély csatornákat vágnak a DI felső részébe. Az utóbbi eseteket leszámítva meglepő módon a DI alsó és felső képződményhatárán is a modellezett sík elemeket nagyon

jól rá lehetett illeszteni a valós képződményhatár-feltárásokra, az észlelt eróziós diszkordanciák ellenére.

Az üveggeokémiai vizsgálatok azt mutatják, hogy a DI nyomelem-összetétele homogénnek tekinthető teljes vastagságában, nincsenek kimutatható különbségek egyik szelvény esetében sem, csupán csak egyes összesült mintákban voltak eltérések. A litoklasztok teljes kőzet összetételében az mutatkozik, hogy az andezit lávaközetek a MAC-HV-ból vett juvenilis salakklasztokkal, illetve a MAC Csákánykői és Gömörhegyi Andezit egységeivel jól korrelálhatóak, míg a dácitos litoklasztok a DI-vel rokoníthatóak.

A DI felszíni elterjedése a Mátra területén jól ismert, a Darnó-vető környékén és attól keletre kellett csak jelentősen módosítani a korábban ábrázolt elterjedését. A Zagyva völgyétől (mátraverebélyi fúrások) a Mátra északnyugati-északi gerincén keresztül a Darnó-vetőig folyamatosan és viszonylag egyenletesen vastagodik, 50–70 m-ről 220–230 m-re, délnyugat felé viszont jelentősen csökken a vastagsága a Mátra délnyugati szegélye felé (Varga et al., 1975). A Darnó-vetőtől keletre a keleti hegységperemig a DI vastagsága 90–140 m között ingadozik (egy kis szerkezeti blokkban mindössze 40 m) és a Sirok vetőtől délre 210 m fölé ugrik. Keletebbre, a Sirok és Egerbakta vetők között a DI a domináns piroklasztit a felszínen, északkelet felé 90–110 m-ről 60 m-re csökken a vastagsága. Délen elszakadva a fő tömegétől, a Pirittyó-vető déli oldalán futó hátságban Verpelét és Egerszalók határában jelenik meg a felszínen (Vigh, 1939), előbbi előfordulásában a V-1 fúrás szerint 190 m vastagságú. Az FTM délkeleti oldalán Demjénnél 140 m vastag (egyedül itt található benne összesült szint), a Kőkötő-vető északi oldalán észak felé 120 m-ről 60 m-re csökken a vastagsága Eger délnyugati részétől az északkeleti részéig (1. ábra). A 60 m vastag előfordulásoknál a litoklasztok átlagos mérete észrevehetően lecsökken 0,5–1 cm-re. Kelet felé haladva Bogácsnál már csak kb. 8 m vastagságú a DI, amelyben jelentős a szórt anyag (Biró et al., 2020).

4. Következtetések

A szerkezetföldtani viszonyok és az eltérő rétegsorok, jelentős vastagságkülönbségek a Tihaméri és a Tari Formációk esetében (előbbinél akár száz méteres nagyságrendű) arra utalnak, hogy a DDZ szerkezeti blokkjai, különösen a FTM két oldalán elhelyezkedőek a badeniben a jelenlegihez képest akár jelentős távolságban helyezkedhettek el. Az FTM-től északnyugatra a slírmedencében indult a badeni andezites vulkanizmus, amelynek vulkanoklasztitjai vízi környezetben halmozódtak fel Tartól Egerbaktáig. Az FTM-től délkeletre az ottnangi-badeni között sekélytengeri-tavi-mocsári üledékek és döntően áthalmazott jellegű vulkanoklasztitok halmozódtak fel, a nagy változatosság tagolt morfológiára utal. Itt az üledékgyűjtőbe a felszínen lévő Tihaméri F. szakaszosan pusztult bele. A kora-badeni andezitvulkanizmus anyaga ide is eljutott jelentősebb szállítódást követve. A nagy szerkezeti különbségek

ellenére a Mátrától keletre az FTM mindkét oldalán az összes területen ugyanolyan jellegű, biotitot tartalmazó agyagkő rakódott le közvetlenül a Demjén kitörés előtt. Ez arra utal, hogy a feltöltődő üledékes medencékbe nagy mennyiségű finom vulkáni hamuanyag került, részben áthalmazott formában, egy a DI-t megelőző dácitos kitörési esemény következményeképpen. A Siroknál megjelenő biotitos-amfibolos dácitos vulkanoklasztitok a MAC-HV tetején szintén ezt az eseményt jelzik. Közvetlenül a Demjén kitörés előtt egy gyenge eróziós eseményre is sor kerülhetett a diszkordáns alsó DI határ alapján. A fekü agyagkő teljes hiánya a DI aljának törmelékanyagában is arra utal, hogy nem a piroklaszt árák erózió hatásáról van szó. Ez jelentheti, hogy vagy egy jelentősebb, szinte teljesen egységesen feltöltött medence jött létre 14,9 Ma ezelőtt, vagy egy nagyon széles folyamvölgyben meanderező, vagy szövedékes vízfolyás rakta le mállott, finomszemcsés vulkáni anyagból álló hordalékát. A Demjén kitörés egy nagy plíniusi eseménnyel kezdődött, amelynek a hamuja Tartól Demjénig mindenhol lerakódott, az akkréciós lapillik az FTM déli oldalán nedvességet jeleznek a környezetben. Egyidejű, kezdetben kis vastagságú piroklaszt árákat jeleznek a csatornásan bevágódó rétegek az Egertől északkeletre feltárt 4 m-es sorozaton belül a Jató tagozat esetében leírtakhoz (Bíró et al., 2020) hasonlóan. Az ezt követően lezúduló piroklaszt árák jellemzően 10 m körüli, vagy akár néhány 10 m-es csomagok formájában rakódtak le, horizontálisan erősen váltakozva akár százméteres léptékben is. Ezek tetején olykor koignimbrites hamu üledékek is megőrződtek, olykor az újonnan érkező árák belevágódtak a korábbiakba. A DI tetején egy vastag hamulerakódás jelzi a kitörések befejeződését. Ezek után egy szárazföldi enyhe eróziós eseményt jeleznek a változatos felső réteghatárok és a rátelepülő képződmények.

A litoklasztok összetétele és vertikális eloszlása azt mutatja, hogy a kalderaképző kitörés helyén jelentős andezites és dácitos lávakőzetben gazdag vulkáni felépítmények lehettek a felszínen, térben legalább részben elkülönülten. A kitörések a dácitos vulkáni felépítmények területén kezdődhettek az alsóbb helyzetű piroklaszt-árák dácitos litoklasztjainak dominanciája miatt, majd folyamatosan vándorolva egyre inkább andezites felépítményekből táplálkoztak, ahogy azt az andezites litoklasztok felfelé való dúsulása is sugallja. A tény, hogy Demjén településnél a dácitos litoklasztok dominálnak, és hogy más területeken már az alsó 20–25 m-ben lerakódott akkréciós lapillit tartalmazó piroklasztit itt csak 110 m körül jelentkezik, arra utal, hogy a kezdeti piroklaszt árák akár 2-3-szor nagyobb vastagságban rakódtak le Demjénél. Mindezekből az feltételezhető, hogy a kitörések délkeletről haladtak északnyugatra. A vertikális nyomelemösszetételi homogenitás és az üledéksorokban lévő folyamatosság arra utal, hogy egy nagy méretű homogén összetételű magmatározó jelentős szünet nélküli, rövid idő alatti ürülése történhetett. A

Demjén kitörést földtani léptékben pillanatszerű (akár néhány napos) eseménynek feltételezzük.

Az egyes szerkezeti blokkokra jellemző hasonló DI vastagságok azt mutatják, hogy laterálisan szétterülve rakódtak le az árák, a medencét egyenletesen feltöltve néhány tektonikusan kiemelt térszint leszámítva. A DDZ-ben jelentős oldalirányú elmozdulások feltételezhetőek a hirtelen több 10, akár 100 m-es léptékű vastagsági ugrások vagy élesen változó közettani jellegek alapján. A DDZ-re egy északkelet felé enyhén csökkenő vastagságváltozási trend jellemző, míg ettől nyugatra délnyugat felé hirtelen, azonban északnyugat felé fokozatos csökkenés, ami az áráknak a Mátra délkeleti előteréből való származására utalhat. A kitörési központ közelségét is jelezheti a nagy mértékű összesülés, illetve kovásodás a Mátra keleti részén, illetve a Verpeléttől északnyugatra azonosított piroklasztit-breccsás ignimbrit. A Verpelét térségében mélyült CH-kutató fúrások hozzáférhető mintaanyagának vizsgálata kulcsfontosságú a kaldera lehetséges helyzetének tisztázásához, azonban a rendelkezésre álló adatok alapján a kaldera vélhetően szerkezeti erősen széttagolódott, elvonszolódott.

Köszönetnyilvánítás

A munka az NKFIH FK131869 és a K145905-ös számú projektek támogatásával készült. LR munkáját Bolyai J. K. Ösztöndíj támogatta. AG és PM közreműködését a Kulturális és Innovációs Minisztérium Nemzeti Kutatási Fejlesztési és Innovációs Alapból származó TKP2021-NVA-29 számú projekt támogatta.

Irodalom

- Bíró T., Hencz M., Németh K., Karátson D., Márton E., Szakács A., Bradák, B., Szalai Z., Pécskay Z & Kovács I.J. (2020): *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 401, 1–21.
- Fodor L., Radócz Gy., Sztanó O., Koroknai B., Csontos L. & Harangi Sz. (2005): *Geolines*, 1210-9606 19, 142–162.
- Lukács R., Harangi S., Bachmann O., Guillong M., Danišík M., Buret Y., von Quadt A., Dunkl I., Fodor L., Sliwinski J., Soós I. & Szepesi J. (2015): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170/5–6, 1–26.
- Lukács R., Harangi S., 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.
- Lukács R., Harangi S., Gál P., Szepesi J., Di Capua A., Norini G., Sulpizio R., Groppelli G. & Fodor L. (2022): *Geologica Carpathica*, 73/2, 137–158.
- Petrik A., Beke B., Fodor L. & Lukács R. (2016): *Geologica Carpathica*, 67, 83–104.
- Schréter Z. (1948): *MÁFI Évi Jelentés 1948*, 111–119.
- Varga Gy., Csillagné Teplánszky E. & Félegyházi Zs. (1975): *A Mátra hegység földtana. Műszaki Könyvkiadó, Budapest.*
- Vígh (1939): *M. Kir. Földt. Int. Évi Jel. 1935/2.* 653–731.

SOFT COMPUTING ANALYSIS OF MECHANICAL AND THERMAL PROPERTIES OF ROCKS IN A THEMATIC COLLECTION OF THE UNIVERSITY OF DEBRECEN

Kyriillos Samir **Ghattas**¹, Tamás **Buday**^{1*}, Richard William **McIntosh**¹ & Endre Dömötör **Mucsi**¹

¹ University of Debrecen, Faculty of Science and Technology, Institute of Earth Sciences, Department of Mineralogy and Geology, Debrecen

* E-mail: buday.tamas@science.unideb.hu

1. Introduction

The thermal and mechanical properties of rocks are critical factors in many geotechnical and geological engineering fields, including mining, oil extraction and civil infrastructure projects, controlling the behavior of rock masses against outside stresses. To create safe and efficient engineering constructions like buildings, dams, and underground (energy) storage facilities, it is important to determine these qualities as accurately as possible. However, traditional techniques for assessing these characteristics are labor-intensive, time-consuming and costly, and sometimes the preparation of the samples for the analysis is not possible. Furthermore, the complex, non-linear interactions and heterogeneity present in rocks cannot always be captured by these techniques. The quality of the minerals or particles, the strength of their compounds, and the potential presence of porosity (cracks), which is correlated with the body density of samples of a specific type of rock, all have a significant impact on mechanical and thermal qualities (e.g. Robertson, 1988).

Soft computing provides effective tools for modeling complex systems with uncertainty, non-linearity, and hidden connections. It includes techniques like fuzzy logic, evolutionary algorithms, and neural networks for approximate solutions. These approximations can be used for machine learning, in which implicit relationships can be determined based on a training dataset, and used for prediction, which enables us to make estimates about the mechanical and thermal characteristics of rocks in situations where direct measurement is difficult. With the remaining part of the dataset (test data) the generalizability and accuracy of the training can be analyzed.

Artificial Neural Network (ANN) is a method for machine learning modeling the human brain and nervous system (Tian et al. 2023). It is widely used, but in complex questions, it needs large calculation capacity and time. Active Learning Method (ALM) needs lower resources and

can be used to determine prediction functions as well (Bahrpeyma et al. 2015).

In this study a thematic collection of building and ornamental stones is studied with non-destructive methods for measuring bulk density, rebound value and thermal conductivity. Due to the limitations, soft calculation is used to determine the empirical relationship between the density and the rebound value, in addition to the density and thermal conductivity.

2. Data and method

The "Stone Cube" collection is a thematic collection of building and ornamental stones at the University of Debrecen collected from the Carpathian Basin. Its name originated from the shape of the samples because the polished, cut, carved, and natural surfaces of the samples form a cube with a side length of approximately 10 cm. A total of 61 samples were chosen after consideration of measurement feasibility. The majority of them were limestones (26), but there were also intrusive igneous rocks: granites (7) and diabases (3); volcanic rocks: basalt (1), andesite (9), trachyte (1), rhyolite (1), and rhyolitic tuffs (2); sandstones (4), and marbles (7).

A scale was used to calculate the mass of the rock samples, and the water displacement concept was used to calculate their volumes. The bulk density (ρ) was calculated for each sample as the ratio of mass-to-volume. Using a RockSchmidt-Schmidt type L (reduced impact value) hammer, the rebound value (R) of rocks was used to determine their strength (Buyuksagis & Goktan, 2007). A Hukseflux TP01 sensor was used to measure the thermal conductivity (λ) at three sites on the polished surface of the samples, which were around the locations of the rebound measurement locations.

For further analysis data from each dataset were normalized by using the following formula:

$$X_{norm} = \frac{X_{meas} - X_{min}}{X_{max} - X_{min}}$$

where X is one of the measured parameters, X_{norm} is the normalized value of X , X_{min} is the minimum measured value of X , X_{max} is the maximum measured value of X .

In the next step, the samples were randomly classified into two groups, values of 48 samples were used as training datasets, while values of 13 samples were used as test datasets. The latter group includes the following samples: #8 (granite), #11 (trachyte), #19 (andesite), #21 (rhyolite), #29 (andesite), #44 (limestone), #49 (sandstone), #68 (marble), #73, #87, #92, #97, #102 (limestones). This classification was used in all analyses.

The relationships between density and rebound values, then density and thermal conductivity were analyzed based on machine learning techniques. A linear relationship was estimated between the training datasets with defining slope and intercept in Excel referred to as Linear Regression.

With single input – single output Active Learning Method (ALM) fuzzy based macro-level thinking is modeled. The Ink Drop Spread (IDS) method was used with triangular kernel shape for data thickening, while the Center of Gravity (COG) method was used for thinning to define the Narrow Path which acts as the estimator of the dependent variables (Figure 1).

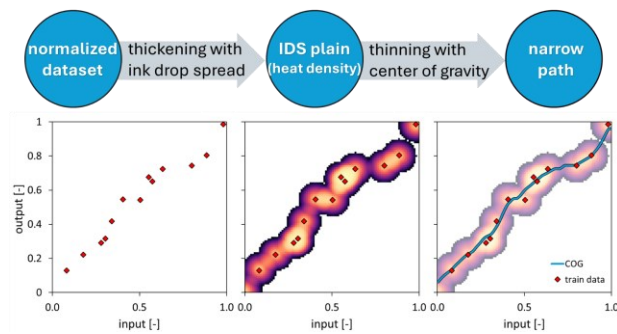


Figure 1: Main scheme of the ALM

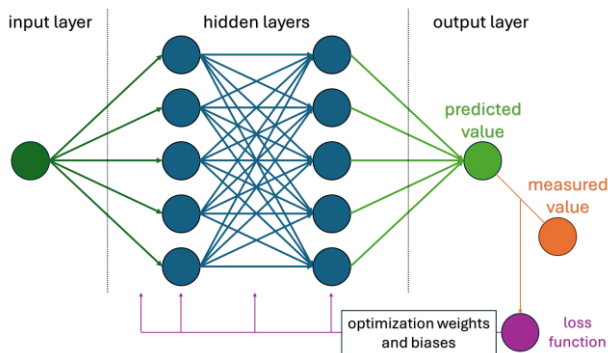


Figure 2: Main scheme of the ANN

Artificial Neural Network (ANN) was built in Python environment (Figure 2), using keras package. The model contains 2 hidden layers, both of them have 5 neurons,

the first layer uses rectified activation functions, the second layer uses hyperbolic tangent activation functions, while the output has a linear activation function. Mean squared error is used for the loss function and ADAM is used for the optimization. After the optimization the R and λ values are calculated for each relative density value.

Mean Absolute Error (MAE), Root Mean Squared Error (RMSE) and coefficient of determination (r^2) were calculated in Excel for both the training and test datasets comparing the estimated/predicted values with the measured ones.

3. Results and discussion

Pure measured data of density (ρ), rebound (R) and thermal conductivity (λ) are presented in Table 1 in Buday et al. (2024), while measured and predicted normalized values are presented in Figures 3 and 4.

The most divergent part of the prediction is related to the region with low density (porous limestones, sandstones and tuffs), while all the prediction functions suggest similar values in the samples with higher density, especially the linear regression and ANN. In the case of thermal conductivity, further patterns can be detected: there are two subgroups in the samples with higher density, andesites, some porous limestone and sandstone related to the lower thermal conductivity group, while other compact rocks form the other group. As a consequence, predicted values from all the different methods are between them, causing higher prediction errors. The values of highest density and moderate thermal conductivity (diabase) are overestimated by linear regression and ANN, while ALM solves better prediction.

MAE and RMSE values (Tables 2 and 3) of the different methods are similar, but in most cases:

- the prediction of thermal conductivity has a larger error and lower r^2 than the prediction of rebound,
- ALM has the lowest MAE and RMSE values, followed by ANN, then linear regression,
- MAE and RMSE are moderately higher in the test data than in the train data by linear regression and ANN, while the opposite is true in the case of ALM.

Based on the original datasets, rebound values of andesites are underestimated, rebound values of marbles, diabases and sandstones are overestimated, while thermal conductivity values of andesites and diabases are overestimated (Figure 5). The differences are smaller with ALM estimation, especially in the case of diabases.

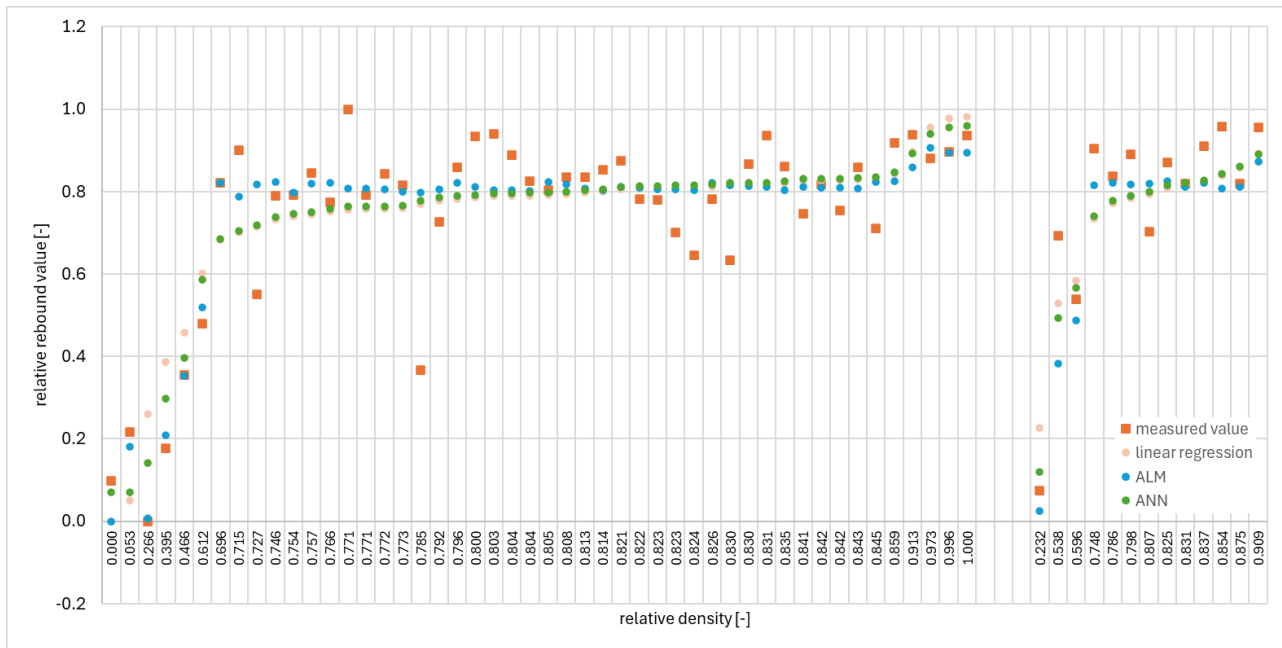


Figure 3: Comparison between measured and predicted relative rebound data

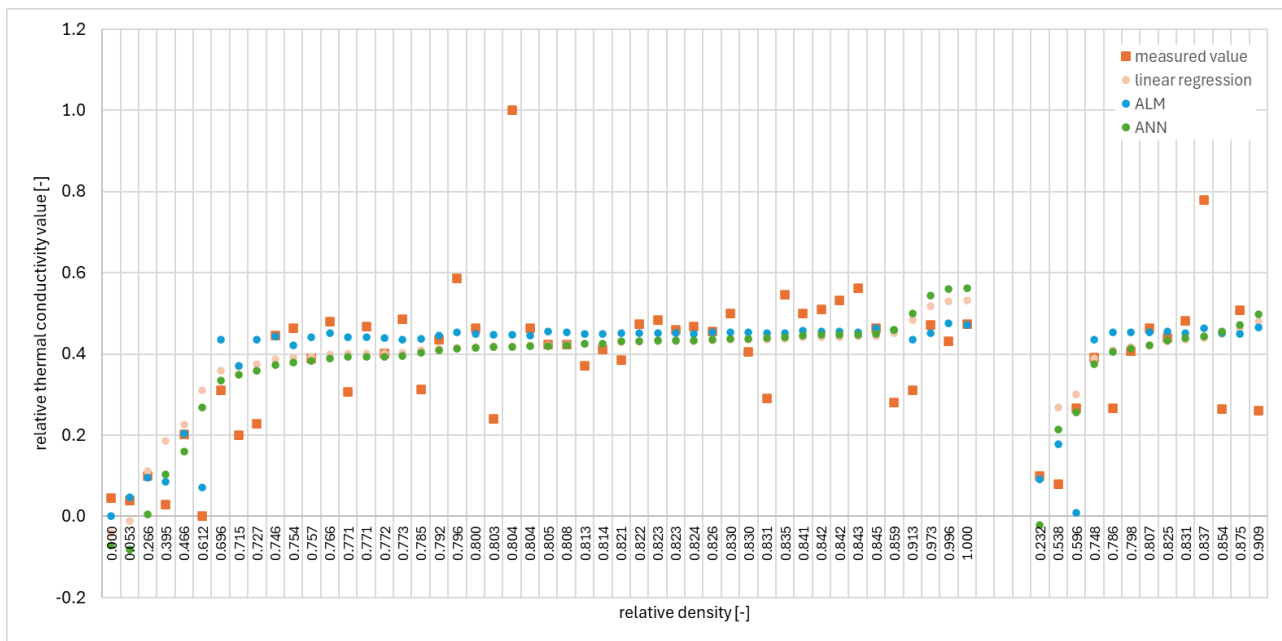


Figure 4: Comparison between measured and predicted relative thermal conductivity data

Table 1: Statistical data of prediction of rebound values

Method	Dataset	MAE	RMSE	r^2
Lin.regr	Train	0.0974	0.1231	0.712
Lin.regr	Test	0.0899	0.1024	0.858
ALM	Train	0.0703	0.1038	0.796
ALM	Test	0.0430	0.1301	0.096
ANN	Train	0.0869	0.1129	0.758
ANN	Test	0.0811	0.0967	0.869

Table 2: Statistical data of prediction of thermal conductivity values

Method	Dataset	MAE	RMSE	r^2
Lin.regr	Train	0.0863	0.1278	0.439
Lin.regr	Test	0.0976	0.1419	0.388
ALM	Train	0.0718	0.1150	0.550
ALM	Test	0.0306	0.0788	0.358
ANN	Train	0.0897	0.1280	0.454
ANN	Test	0.1011	0.1423	0.389

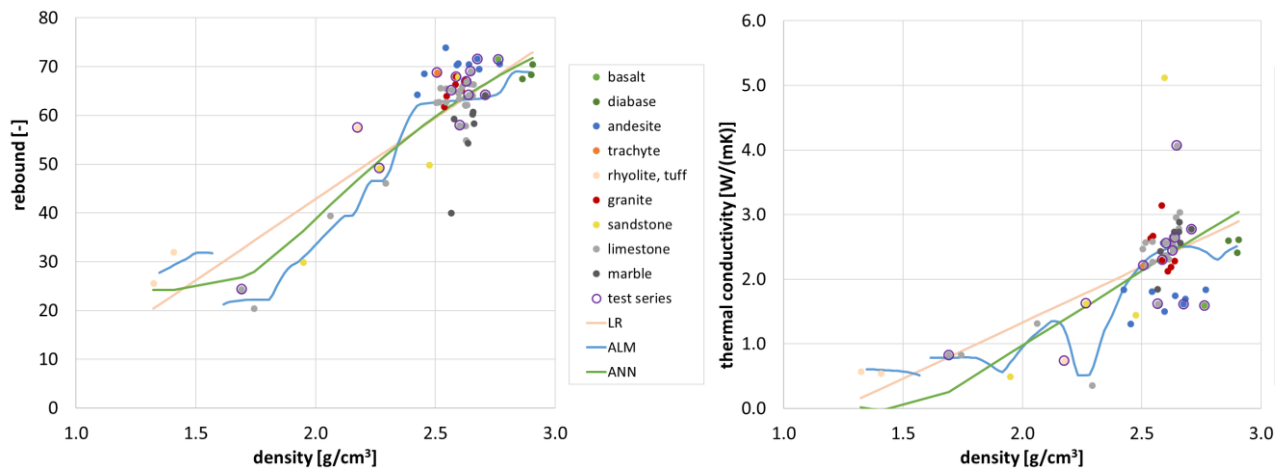


Figure 5: Estimation functions with the measured values by rock types

4. Conclusions

By measuring the density, hardness and thermal conductivity of the rocks, the mechanical and thermal conductivity characteristics of the most important building and ornamental stones in the Carpathian Basin at surface pressure and temperature were determined, and the relationships between the parameters were calculated using machine learning techniques. Hardness (as rebound) and thermal conductivity correlated positively with density, the correlation is weaker for the thermal conductivity parameter. In both cases, the applied machine learning techniques (ALM, ANN) provide a more accurate description of the relationship between the data sets than linear regression analysis based on MAE and RMSE values, and this is also true for the test data set as well, except for the rebound value in the case of ALM.

With a higher number of samples in certain rock types the relationship can be described with higher accuracy, especially involving more porous rocks in the study. In this way, subgroups may be formed, based on which the analysis can be done or more output values (like porosity and quartz content) can be used.

Soft computing methods prove especially useful for studying rock qualities because they provide strong tools for simulating intricate, non-linear systems that exhibit uncertainty and fluctuation. Soft computing techniques

can greatly improve the design and safety of engineering projects, from tunnels and dams to geothermal energy systems and subsurface storage facilities, by providing more precise, dependable, and economical predictions.

References

- Bahrpeyma, F., Cranganu, C. & Dadaneh, B.Z. (2015): In: Cranganu, C., Luchian, H. & Breaban, M. E. (eds.): *Artificial Intelligent Approaches in Petroleum Geosciences*, Springer, pp. 209–224.
- Buyuksagis, I.S. & Goktan, R.M. (2007): *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 44, 299–307.
- Buday, T., McIntosh, R.W., Ghattas, K.S. & Mucsi, E.D. (2024): In: Buday T., Csámer Á., McIntosh R.W., Molnár K. & Virág A. (szerk.): *Ahány kő, annyi történet. 14. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés Előadás- és poszterkivonatok, HUN-REN Atommagkutató Intézet, Debrecen*, pp. 22–25.
- Robertson, E.C. (1988): *Thermal Properties of Rocks*. Open-File Report 88-441. US Department of the Interior, Geological Survey.
- Tian, Y., Shu, M. & Jia, Q. (2023): In: Sagar, B.S.D., Cheng, Q., McKinley, J. & Agterberg, F. (eds.): *Encyclopedia of Mathematical Geosciences*, Springer, pp. 43–47.

A CSOMÁD VULKÁN KIÖMLÉSI ÉS ROBBANÁSOS KITÖRÉSEI AZ APATIT ÖSSZETÉTEL TÜKRÉBEN

Hajdu Krisztina^{1,3*}, Lukács Réka^{2,3}, Razvan-Gabriel Popa⁴, Julien Marius Allaz⁴, Oelberg-Pánczél Emese¹, Cserép Barbara^{1,3}, Olivier Bachmann⁴, Pál-Molnár Elemér⁵, Ioan Seghedi⁶ & Harangi Szabolcs^{1,3}

¹ ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

³ HUN-REN-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

⁴ ETH, Zürich

⁵ SZTE TTK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

⁶ Romanian Academy, Institute of Geodynamics Sabba S. Ștefanescu, Bucharest

* E-mail: tsunamisucks@gmail.com

1. Bevezetés

A Csomád vulkáni komplexum a legfiatalabb vulkán a Kárpát-Pannon régióban, utolsó kitörése 30 ezer évvel ezelőtti történet (Moriya et al., 1996; Vinkler et al., 2007; Harangi et al., 2010, 2015a, 2020; Molnár et al., 2019; Karátson et al., 2019). A vulkán a potenciálisan aktív magmatározóval rendelkező (PAMS, Harangi et al., 2015b), vagy más néven a hosszan szunnyadó vulkánok sorába tartozik. A Csomád területén jelenleg is jelentős a CO₂ kibocsátás (Kiss et al., 2014; Molnár et al., 2021), amelynek izotóppozetetele jelentős magmás komponenst jelez. A cirkon kristályok hosszú kristályosodási ideje alapján feltételezhető, hogy a vulkán alatti, olvadáktartalmú magmatározó rendszer hosszan, több százezer év óta fennáll (Harangi et al., 2015b; Lukács et al., 2021). A magas hőáram, a szeizmikus és magnetotellurikus vizsgálatok alapján kimutatott anomáliák (Popa et al., 2012; Harangi et al., 2015a), valamint a kitörési kronológiában tapasztalható jellemző hosszú szünetek (Molnár et al., 2018, 2019) alapján arra következtethetünk, hogy a vulkáni működés folytatása nem zárható ki. A Csomád vulkáni komplexum és az azt megelőző periférikus lávadómkokat létrehozó időszak vulkáni kitöréstörténete 1000–900 ezer évvel ezelőtti, effuzív kitörésekkel kezdődött (Molnár et al., 2018) és továbbra is lávadóm-építő kitörések jellemezték, azonban az 56 ezer évtől induló legfiatalabb vulkáni szakasz dominánsan robbanásos volt (Cserép et al., 2023).

A vulkáni működés lefolyása eltérő veszélyt jelent, amire eltérő felkészülés és veszélykezelés szükséges. Jelenleg a vulkanológiai kutatások nagy kérdései közé tartozik, hogy mitől függ ugyanolyan összetételű magma robbanásos vagy lávát eredményező, effuzív kitörése. Munkánk célja, hogy ehhez a kutatási kérdéshez járuljunk hozzá a Csomád vulkáni kőzeteinek vizsgálatával. Ehhez

apatit kristályokat elemeztünk és azok illótartalmát és kémiai összetétel változását használtuk a következtetések levonásához.

2. Minták, vizsgálati módszer

Különböző korú és típusú kitörésből származó mintákban végeztünk petrográfiai és műszeres vizsgálatot, amely az apatit mikrofénokristályokat, valamint az amfibol és biotit fenokristályokban lévő apatit zárványok kémiai összetételét érintette, különös tekintettel az illók (Cl, F, OH) mennyiségére az apatitokban. A zürichi ETH mikroszkóp (EPMA) laboratóriumban megközelítőleg 450 pontmérést végeztünk apatitokon, amely során az apatitok főelem és halogénösszetétele mellett a kristályok Ce₂O₃, FeO, SiO₂, MgO, S tartalmát is meghatároztuk. Az apatit kristályokban lévő halogének érzékenyek lehetnek a mikroszkóp elektronsugarára, amely befolyással lehet a mérési eredményekre is (Chew et al., 2014; Piccoli & Candela, 1994; Stock et al., 2015; Stormer et al., 1993). Ez a jelenség akkor jelentkezik amikor az elektronsugár párhuzamos az apatit ásványok kristálytani c-tengelyével. Az adatok pontosításának érdekében 5 μm átmérőjű nemfókuszált elektronsugarat használtunk, valamint MAN (mean atomic number – átlag atomszám) korrekció alkalmazásával minimalizáltuk az adatgyűjtési időt (aquisition time, Donovan & Tingle, 1996; Popa et al., 2021). Ezenkívül TDI (time dependent intensity – időfüggő intenzitás) korrekciót alkalmaztunk (Stormer et al., 1993; Goldoff et al., 2012; Stock et al., 2015; Popa et al., 2021). Ezek célja, hogy matematikai modellek segítségével kiszűrjük az esetleges halogénmigrációs torzulásokat az eredményekben és kiszámoljuk a ténylegeshez lehető legközelebbi értéket. A műszer további beállításai 10 nA áramerősség és 15 keV feszültség voltak. Az apatit

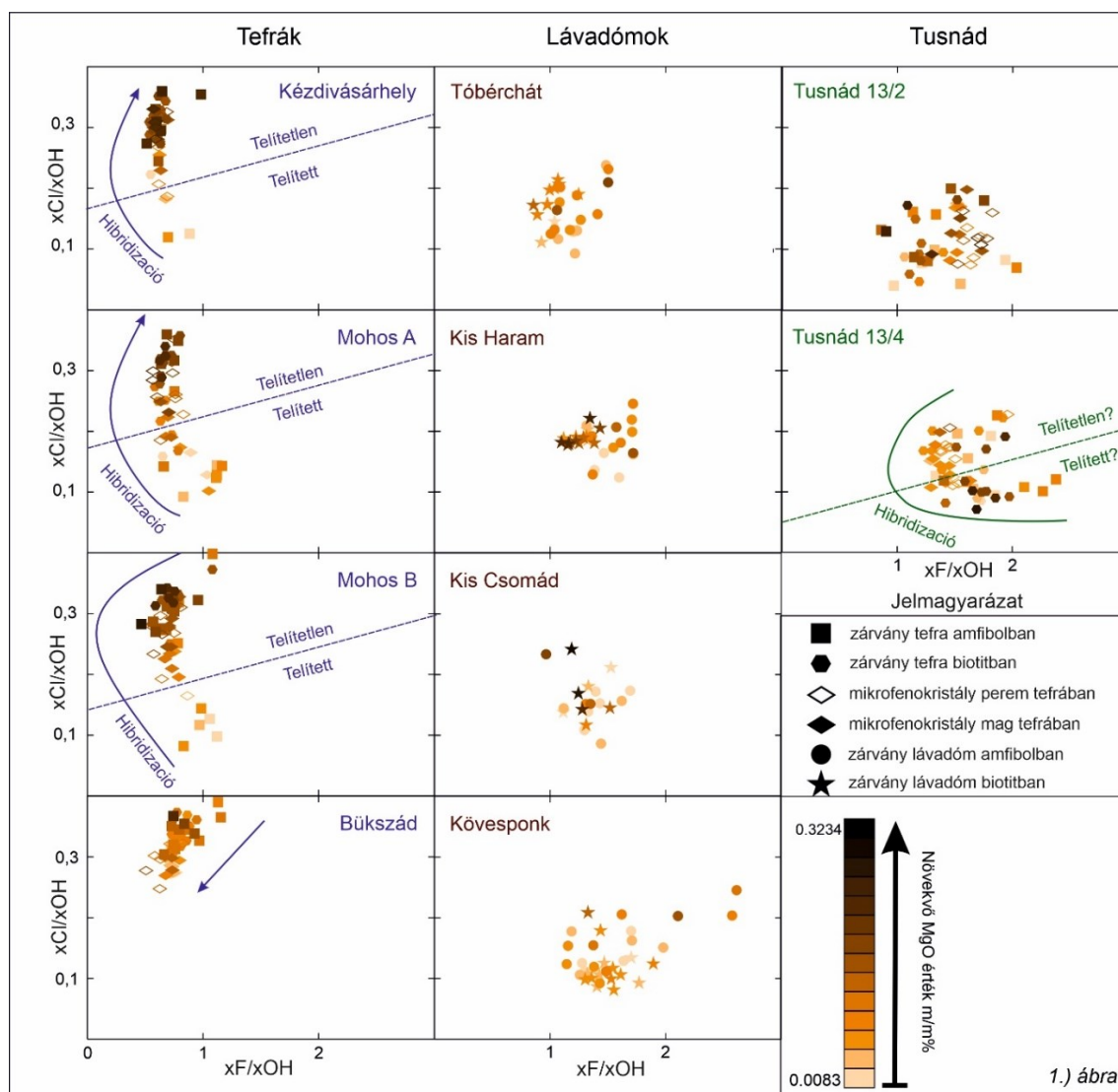
zárványok mellett további ~250 mérést végeztünk a zárványokat tartalmazó amfibol fenokristályokon, melyek során az apatitokat tartalmazó zóna mellett az amfibol többi zónáit (mag – perem) is megmértük. Amennyiben több különböző zóna is tartalmazott apatitzárványokat egyazon amfibol kristályon belül, úgy a lehetőségekhez képest igyekeztünk azokat is megmérni és a későbbiekben összevetni egymással. Az amfibolok esetében SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Cr_2O_3 , K_2O , TiO_2 , FeO , MnO , Na_2O , MgO elemek mérésére került sor.

3. Eredmények

3.1. Apatitok

Az apatit kristályrácsában a F, Cl és az OH is ugyanazt a helyet foglalják el, ezért fontos, hogy az elemeknek nem az abszolút értékét nézzük, hanem egymáshoz

viszonyított arányukat figyeljük. A kapott halogén adatokat xCl/xOH és xCl/xOH diagramon ábrázolva egy töréspont jelzi a magmatározóban lévő kőzetolvadék víztelítettség állapotának változását, ami a Cl és a F eltérő viselkedését tükrözi vízzel telített, illetve telítetlen állapotban (Popa et al., 2021). Vízben telítetlen állapotban a két elem hasonló módon, inkompatibilisen viselkedik, vagyis mindketten olvadékban maradnak, ami a diagramon egymással korreláló és egy közel függőleges irányt mutat a csomádi mintáknál. Vízben telített állapotban azonban a Cl a gáz fázisba távozik, így értéke az olvadékban csökken vagy állandósul. A F ezzel szemben folytatja inkompatibilis viselkedését és továbbra is az olvadékban marad. Ez a diagramon a Csomád esetében egy közel vízszintes trendben nyilvánul meg. A halogének viselkedését összevetve az MgO tartalommal nyomon követhetjük a magmás differenciáció során bekövetkezett változásokat is, ahol a magas MgO tartalom a kevésbé differenciálódott magmát jelenti.



1. ábra: A halogének viselkedését ábrázoló F-Cl-OH diagram, kitörési típusonként csoportosítva. A tefráknál 3 esetben látható a telítettségi állapot változását jelző töréspont. A lavadómoknál nincs töréspont, csak a vízben telített állapotot sikerült kimutatni. A tusnádi mintáknál mindkét kitörési típusra jellemző jegyeket fel lehet ismerni.

Eredményeink azt mutatják, hogy a lávaöntő és robbanásos kitöréssel képződött kőzetekben lévő apatitok kémiai összetétele élesen elkülönül egymástól. Az effuzív minták esetében a kitörések vízzel (túl)telített állapotban történtek (1. ábra, *lávadómok*), ahol a kitörést kiváltó friss magma benyomulási esemény nem volt képes a magmát vízzel telítetlen állapotba visszavinni. Ugyanakkor a robbanásos események vízzel telítetlen állapotban következtek be (1. ábra, *tefrák*), ahol a tározóban a magma fejlődése során ugyan elérte a vízzel telített állapotot, de a kitöréshez vezető friss, mafikus magma benyomulása a rendszert vízzel telítetlen állapotba vitte és ez vezetett a robbanásos kitörésekhez. A Csomád legfiatalabb (1. ábra, *Bükszád*), 30 ezer éves kitörése szintén robbanásos volt, azonban ebben az esetben a vízzel telített állapot nem volt kimutatható az apatitok alapján, viszont a kitörés itt is vízzel telítetlen magmával indult meg. A robbanásos kitöréssel keletkezett Tusnád minták esetében a halogének viselkedése enyhén eltér a többi vizsgált mintáktól (1. ábra, *Tusnád*). A halogén tartalom alapján nagyobb hasonlóságot mutat a lávadóm mintákkal, amit alacsony Cl és magasabb F tartalom jellemez, valamint a zárványok esetében a többnyire vízszintes trend is felismerhető. Ugyanakkor a mikrofénokristályok esetében a robbanásos kitöréseket jellemző függőleges trend is kimutatható.

3.2. Differenciációs állapot, MgO érték

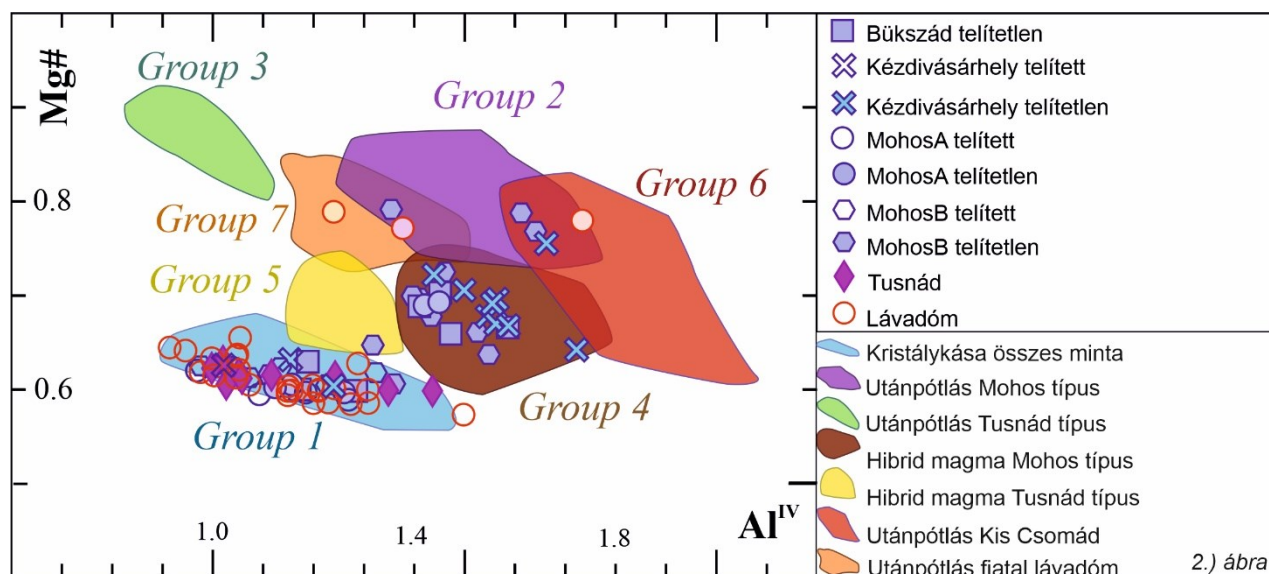
A magma differenciációs állapotát jelző MgO értékek csak a robbanásos kitörésből származó horzsakövek esetében mutattak egyértelmű trendet, ahol is az MgO értékek a magasabb Cl értékek felé növekedtek. A lávadómoknál a biotitokban lévő apatitzárványok esetében felismerhető egy enyhe trend, ahol az MgO

érték az alacsonyabb F érték felé növekszik, valamint a biotitos zárványok ennél fogva magasabb MgO értékekkel rendelkeznek, mint az amfibolban lévő zárványok. Ez különösen a Tóbérchát és Kis Haram mintákon figyelhető meg.

3.3. Amfibolok

A Csomád vulkán magmatározó rendszerét korábban 7 különböző csoportra osztották (Kiss et al. 2014, Cserép et al. 2023) az amfibolok összetétele alapján, melyet az apatitzárványokat tartalmazó amfibolok is alátámasztottak (2. ábra). képviseli (**Group 1**), amelyhez alacsony Mg# és közepes Al^{IV} érték tartozik. Ebben a csoportba tartoznak a vízben telített apatitzárványok amfiboljai, effuzív és explozív minták esetében egyaránt, valamint előfordulnak vízben telítetlen apatitzárványok is az ehhez a csoporthoz tartozó amfibolokban. Ebben az esetben a telítetlen összetételű apatitzárványok a tefra mintákhoz köthetők és legtöbbször szövetileg kapcsolódnak az alapanyag üveghez, vagyis pseudo-zárványoknak tekinthetők.

Értelmezésünk szerint ezek a zárványok a kitörés előtti utolsó vagy ahhoz közeli olvadáközzetételt képviselhetik. A tusnádfürdői egységekben csak a kristálykása amfibolokban találtunk apatit zárványokat. A forró, mafikus magmautánpótlás amfiboljai 4 különböző csoportot (**Group 2, 3, 6, 7**) alkotnak, amelyeket magas Mg# jellemez, eltérő Al^{IV} tartalommal. Csak néhány vízben telített lávadóm és vízben telítetlen horzsakő minta esik ezekbe a csoportokba. Végül a hibrid, pre-eruptív magma további két amfibol összetételi csoportot alkot (**Group 4 és 5**), közepes Mg# és Al^{IV} értékkel, amelyekhez kivétel nélkül csak vízben telítetlen összetételű apatitzárvány tartozik. A geokémiai eredmények összhangban vannak a



2. ábra: A Csomád vulkán amfiboljai csoportokba rendezve, Kiss et al. (2014), valamint Cserép et al. (2023) alapján

petrográfiai jegyekkel, ahol egyértelműen megállapítható a mafikus utánpótlás keveredése a felzikus magmakásával. A visszaoldódási jegyeket (olvadék csatornák, reverz zóna, stb.) magukon viselő amfibol kristályok geokémiai összetételükben is tükrözik a keveredés hatását, valamint ezen bélyegek az általuk bezárt apatit zárványok geokémiai és szöveti jegyeiben is nyomon követhetők. Ezek a bélyegek akár egyetlen amfibol kristály különböző zónáin is megfigyelhetők, ahol a belső zónában egy eredeti, vízben telített összetételű apatit zárvány található, ami az érett kristálykása összetételét tükrözi, vagyis alacsony MgO értékkel és vízben telített halogén összetétellel jellemezhető. Ebben az esetben az apatit zárványok saját alakúak, élük többnyire tökéletesen simulnak az azokat bezáró amfibolhoz. A külső zónában viszont egy magas MgO tartalmú vízben telített pszeudo-apatitzárvány jelenik meg, ahol gyakran figyelhetők meg olvadékmagmaradványok a nem mindig sajátalakú apatitzárvány és az azt bezáró amfibol határán.

4. Összefoglalás

Eredményeink rámutatnak arra, hogy a hosszan fennálló magmatározóba történő magma benyomulások nemcsak a kitörések elindításában játszanak fontos szerepet, de meghatározhatják annak jellegét is. Kimutattuk, hogy ezek a magmás rendszert vízzel telített állapotba tudják fordítani, ami végül robbanásos kitöréshez vezethet. A Csomád más, hasonló kémiai összetételű, de nagyobb térfogatú vulkánokhoz hasonlóan arra ad újabb példát, hogy a robbanásos kitörések víztelített olvadék esetében következtek be, míg a vízben túltelített magmakamra a lávadóm építő jellegnek kedvez. Az apatitzárványokat befogadó amfibolkristályok vizsgálatával azt is sikerült meghatározni, hogy a különböző magmás környezeteket milyen illótartalom jellemezte, amely végül a kigázósodáson keresztül a kitörés típusát is befolyásolta.

Ez a munka a K135179-es számú NKFIH projekthez tartozik (PI: Harangi Szabolcs).

Irodalom

- Chew, D., Donelick, R., Kamber, B. & Stock, M. (2014): *Geostandards and Geoanalytical Research*, 38, 23–34.
- Cserép, B., Szemerédi, M., Harangi, Sz., Erdmann, S., Bachmann, O., Dunkl, I., Seghedi, I., Mészáros, K., Kovács, Z., Virág, A., Ntaflos, Th., Schiller, D., Molnár, K. & Lukács, R. (2023): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 178, 96.
- Donovan, J.J. & Tingle, T.N. (1996): *Journal of Microscopy*, v.2, 1, 1–7.
- Goldoff, B., Webster, J.D. & Harlov, D.E. (2012): *American Mineralogist*, 97, 1103–1115.
- Harangi, Sz., Molnár, M., Vinkler, A.P., Kiss, B., Jull, A.T. & Leonard, A.G. (2010): *Radiocarbon*, 52(3), 1498–1507.
- Harangi, Sz., Lukács, R., Schmitt, A.K., Dunkl, I., Molnár, K., Kiss, B., Seghedi, I. & 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. & Gribovski, K. (2015b): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 290, 82–96.
- Harangi, Sz., Molnár, K., Schmitt, A.K., Dunkl, I., Seghedi, I., Novothny, Á., Molnár, M., Kiss, B., Ntaflos, Th. & Mason, P.R.D. (2020): *Journal of Quaternary Science*, 35(1–2), 232–244.
- Karátson, D., Telbisz, T., Dibacto, S., Lahitte, P., Szakács, A., Veres, D., Gertisser, R., Jánosi, Cs. & Tímár, G. (2019): *Bulletin of Volcanology*, 81(4), 1–20.
- Kiss, B., Harangi, Sz., Ntaflos, T., Mason, P.R. & Pál-Molnár, E. (2014): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(3), 986.
- 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., Harangi, Sz., Lukács, R., Dunkl, I., Schmitt, A.K., Kiss, B., Garamhegyi, T. & Seghedi, I. (2018): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 354, 39–56.
- 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.
- Molnár, K., Csuppon, Gy., Palcsu, L., Benkó, Zs., Lukács, R., Kis, B.M., Németh, B. & Harangi, Sz. (2021): *Lithos*, 394, 1–11.
- Moriya, I., Okuno, M., Nakamura, T., Ono, K., Szakács, A. & Seghedi, I. (1996): *Summaries of researches using AMS at Nagoya University*, 7(3), 252–255.
- Piccoli, P. & Candela, P. (1994): *American Journal of Science*, 294, 92–135.
- Popa, M., Radulian, M., Szakács, A., Seghedi, I. & Zaharia, B. (2012): *Pure and Applied Geophysics*, 169(9), 1557–1573.
- Popa, R.G., Tolan, P., Bachmann, O., Schenker, V., Ellis, B. & Allaz, J. (2021): *Chemical Geology*, 570, 120170.
- Stock, M.J., Humphrey, M.C.S., Smith, V.C., Johnson, R.D. & Pyle, D.M. (2015): *American Mineralogist*, 100, 281–293.
- Stormer, J., Pierson, M.L. & Tacker, R.C. (1993): *American Mineralogist*, 78, 641–648.
- Vinkler A.P., Harangi Sz., Ntaflos T. & Szakács A. (2007): *Földtani Közlöny*, 137(1), 103–128.

A PETROGRÁFIA MEGSZÜLETÉSÉTŐL A KVANTITATÍV KŐZETTANI KUTATÁSOKIG

Harangi Szabolcs^{1,2*}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² HUN-REN-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

* E-mail: harangi.szabolcs@ttk.elte.hu

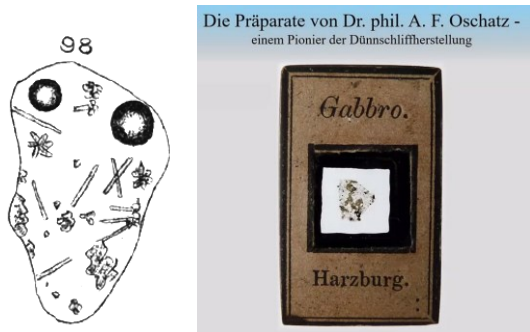
A tudomány egyik hajtóereje az új műszerek és módszerek megjelenése és gyors bevonása a kutatásokba. Ezek révén sokszor addig nem ismert alkotóelemeket fedeznek fel, sok esetben egy új világ tárul fel, új tudományterületek jönnek létre és akár alapjában változnak meg az addigi nézetek. Ezek a változások, ez a fejlődés jelenleg is zajlik és mozgatja előre a megismerést, a felfedezést, bolygónk és az azon túli környezet folyamatainak jobb megértését.

A kőzetek vizsgálata kezdetben szabad szemmel és kézi nagyítóval történt, mindez csupán néhány alapkövet elkülönítését tette lehetővé. Az első nagy áttörést az jelentette, amikor nagy felbontással be lehetett nézni a kőzetekbe és ezzel feltárult a kőzeteket alkotó kristályok sokszínűsége, a kristályok változó megjelenése. Ehhez a polarizációs mikroszkóp megalkotása és térnyerése kellett, ami az 1800-as évek második felében történt meg. Ennek révén megszületett a kőzetek elemzését végző petrográfia tudománya. Az 1960-as években a pásztázó elektronmikroszkópok további részleteket tártak fel a kőzetek és kristályok felépítéséről, lehetővé vált a kristályok kémiai összetételének nagy pontosságú meghatározása is. Kiderült, hogy az ásványok kémiai jellegét nem csak a képletükkel lehet leírni, hanem akár egy kristályon belüli kémiai összetételbeli változással, kémiai zónassággal. A petrográfia és geokémiai együttes alkalmazása számszerűsítette a megfigyeléseket, hozzájárulva numerikus modellek megalkotásához, a kristály megjelenés, a kőzetszövet és az ásványkémiai összetétel együttes értelmezéséhez. A kísérleti eredmények bevonásával lehetővé vált e megfigyelésekből következtetni a keletkezés körülményeire, sőt számszerűsíteni a kristályosodás során fennálló hőmérsékletet, nyomást, redox állapotot, olvadáék összetételt, illótartalmat, illetve ezek változását. A 21. században ehhez hozzákapcsolódott az idő, a folyamatok időbeliségének számszerűsítése is. Ma egy kristályon belüli kémiai összetétel változásból a diffúziós kronometria segítségével megbecsülhetjük különböző földtani folyamatok idejét és ezek átfordíthatóak a társadalom számára fontos következtetések levonására. Így például kiszámolható a magma földkérgen keresztül történő felemelkedési sebessége, a vulkáni működéshez vezető magmatározó folyamatok és a vulkánkitörés közötti idő. A petrográfia és az ásványkémia együttes

alkalmazása lehetőséget ad bonyolult folyamatok feltárására, e körülmények számszerű jellemzésére. Kialakult a petrográfia és a geokémia együttes alkalmazásával a kvantitatív kőzetan tudománya.

A kezdeti lépések ehhez azonban a kőzetekbe való belenézés volt, a petrográfia tudományának kialakulásához több évtizedes aprólékos felfedező munka, kísérletezés kellett, továbbá a hatékony kommunikáció, ami személyes találkozások, elmélyült beszélgetések során valósult meg. Az első lépés William Nicol skót fizikus, geológus nevéhez fűződik, aki az izlandi Helgustadir kőfejtő egyik bazaltjában víztiszta kalcit kristályt talált. Rasmus Bartholin 1669-ben már leírta e kristály különlegességét, nevezetesen azt, hogy a beeső fénysugár két különböző, egymásra merőleges rezgési irányt mutató poláros komponensre bomlik, azaz optikailag kettőtörést mutat. Ezt a tulajdonságot vélhetően már a vikingek is felismerték, a középkori izlandi szövegekben megjelenő '*sólarsteinn*', azaz napkő kifejezés vélhetően az izlandi pátra utalhat. Nicol ezt a tulajdonságot használta fel, hogy kristályok, kőzetek belső szerkezetét felfedje. A kalcit kristályt a rövidebb átlójánál kettévágta, majd kanadabalzsammal összeragasztotta. A kettőtörés után a kanadabalzsamon az ordinárius sugár teljesen visszaverődött, az extraordinárius sugár pedig kisebb törés után tovább haladt. Az optikai petrográfiai mikroszkóp e poláros fénysugáron alapul. Nicol vékony metszeteket készített kristályokról és megkövesedett fákról és ezeket e technikával áteső fényben tudta vizsgálni. Habár e módszert már az 1820-as években kifejlesztette, leírás hiányában évtizedeken keresztül nem vált ismertté. Az 1840–60-as években Henry Clifton Sorby és Adolph Friedrich Oschatz készített egymástól függetlenül kőzet vékonycsiszolatokat, hogy azokat áteső poláros fényben elemezze. A kőzetdarabokat kanadabalzsammal ragasztották üveglemezre, az áteső poláros fényben pedig feltárult a kristályok különböző optikai tulajdonsága, ami hozzájárult azonosításukhoz. Sorby számos publikációban (pl. Sorby, 1858; 1864) különböző mikroszkópos metszeteket mutatott be, köztük a Vezúv kőzetüveges vulkáni képződményeiről (1. ábra), de meteoritokról is. Oschatz ugyancsak gyönyörű vékonycsiszolatokat készített különböző németországi kőzetekről (1. ábra), azonban eredményeit csak helyi konferenciákon mutatta be, így munkája jórészt

ismeretlen maradt. Sorby a londoni Földtani Társulatban szenvedélyesen beszélt felfedezéseiről: *“there is no connexion between the size of an object and the value of a fact and that, though the objects I have described are minute, the conclusions to be described from the facts are great”*, azaz nincs összefüggés egy tárgy mérete és értéke között, bár az általam leírt tárgyak parányiak, a tényekből levonható következtetések nagyok. Habár e bejelentéseit nagy vita fogadta és sokan szkeptikusak voltak a felfedezések és maga a módszer kapcsán, miszerint *‘hogyan is lehet mikroszkóppal hegyeket vizsgálni’*, nem sokkal később forradalmasította a közettani kutatásokat.



1. ábra: Sorby rajza a Vezúv egyik lapilli darabjának mikroszkópos megjelenéséről és Oschatz harzburgi gabbróról készült vékonycsiszolata

Az új felfedezések hatékony geológiai alkalmazásához azonban szükség volt a mikroszkópok fejlesztésére. Giovanni Battista Amici Firenzében a távcsövek kromatizmusának problematikáján dolgozott és ennek eredményeképpen elkészítette az első akromatikus lencsét. Amici az 1830-as években megalkotta az első polarizációs, akromatikus mikroszkópot, ami felkeltette rögtön a francia Pierre-Armand Dufrénoy érdeklődését, és azonnal rendelt magának egy darabot, hogy a párizsi ásványtani intézetében végzett kutatásokhoz használhassa. Németországban Paul Heinrich Groth, a kristálytan egyik alapító tudósa folyamodott von Rudolf Fuess szakértelméhez, hogy készítsen neki egy *„kristályoptikai univerzális készüléket”*. Fuess együtt dolgozott Karl Heinrich Ferdinand Rosenbusch professzorral, akivel 1871-ben kifejlesztették az első, teljesen felszerelt és küllemre is kiválóan kinéző polarizációs mikroszkópot (2. ábra). A készülék annyira nagy érdeklődést kapott, hogy Fuess cége teljes mértékben ráállt a mikroszkópok gyártására.

A mikroszkópos vizsgálatok sokáig csak lokális alkalmazást jelentettek, egyrészt a kételkedő hozzáállás, másrészt az ismeretek lassú terjedése, illetve a megfelelő mikroszkópok hiánya miatt. Fuess mikroszkópjai nagy áttörést jelentettek. Rosenbusch mellett Ferdinand Zirkel, leMBERGI professzor volt az új, kibontakozó vizsgálatok úttörő alkalmazója. Zirkel egy rajnai hajóúton találkozott Sorbyval, akit meghívott otthonába és a beszélgetés során előkerültek a vékonycsiszolatos felfedezések is. Zirkel meglátta ebben a lehetőséget és rögtön az új módszer elkötelezett híve lett. 1866-ban egy több mint ezer oldalas

könyvet publikált, aminek címében már szerepel a petrográfia név: *Lehrbuch der Petrographie*. Ezt követte a bazaltok mikroszkópos vizsgálatáról készült munka (Zirkel, 1870), majd 1876-ban kiadott *Microscopical Petrography* c. könyvében már különböző kőzetekből készült számos gyönyörű mikroszkópos szöveti kép rajza jelent meg. Rosenbusch 1875-ben jelentette meg *„Die mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine”* c. könyvét (2. ábra), amiben először szerepeltek olyan kifejezések, mint az *idimomorf*, *hipidiomorf*, *pilotaxitos*, *hialopillites*, illetve *panidiomorf szemcsés* megjelenés. Ezek a munkák rakták le a kőzetek szöveti és ásványtani elemzésének, azaz a petrográfia tudományának alapkövét.

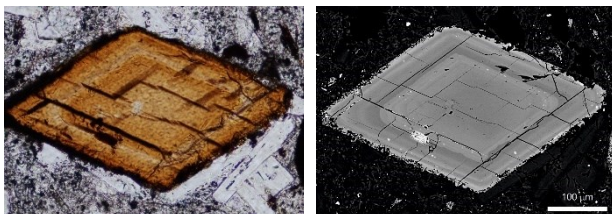


2. ábra: Von Rudolf Fuess első közettani polarizációs mikroszkópja és Rosenbusch 1875-ös könyvének egyik mikroszkópos illusztrációs táblája

Szabó József, a hazai geológia, az ásványtan és a közettan egyik legmeghatározóbb alakjának kiválóságát tükrözi az is, ahogy rögtön felismerte az új mikroszkópos eljárás hatékonyságát és mindent megtett azért, hogy ezt alkalmazhassa, sőt bevonja az oktatásba (Csath, 2023). Tudomást szerzett Sorby eljárásáról, miszerint kőzeteket, kristályokat vékonyra csiszolva el lehet érni, hogy az áthatoló fénysugárral új részleteket lehessen felismerni. Hazánkban ekkor Hantken Miksa már használta a mikroszkópos elemzést foraminiferák felismeréséhez, azonban a kőzetek vizsgálatához egy különleges, polarizációs mikroszkópra volt szükség. Szabó már tudott Zirkel eredményeiről is, aki a közelben, Bécsben végzett kutatásokat, majd Heinrich Fischer professzorhoz fordult, hogy közelebbről megismerje ezt a forradalmian új eljárást. Tőle kapott részletes leírást, nem csak a mikroszkópról, hanem a vékonycsiszolatok elkészítéséről is. Beszerezte Zirkel és Rosenbusch petrográfiai könyveit, kapcsolatot alakított ki Fuess-szal, a pénzügyi nehézségek ellenére is igyekezett mikroszkópot vásárolni. 1880-ban már a mikroszkóp földtani alkalmazásáról tartott előadást a Természettudományi Társulatban, 1891-ben pedig írásban is leszögezi elkötelezettségét az új tudomány felé:

„A petrográfiai sistematikának eszköze a mikroszkop s az eredmény lényegében a mikroszkopi petrografia”. Az 1891-es Selmec környéki földtani felépítést leíró munkájában eképpen írt: „Minden vidéken, melyen geológiai kutatást szándékozunk tenni, első, hogy az eltérőnek látszó kőzetekből gyűjtünk, azokat petrográfiai meghatározás után megnevezzük, s így tudomást nyerünk arról, hogy ott e tekintetben mi van”. Leszögezte azonban azt is, hogy a petrográfia egy eszköz a földtani folyamatok részletesebb megismerése felé: „mentől inkább bemélyedünk a részletekbe, annál világosabb lesz előttünk, hogy a petrográfiailag meghatározott kőzetről nem csak azt tudjuk, hogy mi, hanem azt is, hogy miként van ott, mi módon és micsoda relatív időben foglalta el a helyét”. Szabó kőzettani kutatásainak egyik nagy eredménye volt a trachytcsoporthoz tartozó osztályozása, ami mellett úttörő módon ismert fel magmakeveredési folyamatokat (Szabó, 1894). Sőt, már akkor helyesen rámutatott arra, hogy a magma nem egy homogén izzó, folyékony anyag, hanem kristályokat is tartalmaz az olvadékban. Ha pedig magmák keverednek egymással, akkor a kristálytartalmuk is keveredik. Jó egy évszázaddal később egyértelművé vált, hogy e kristálykeveredés jóval gyakoribb, mint a magmák zárt rendszerű kristály frakcionációs fejlődése.

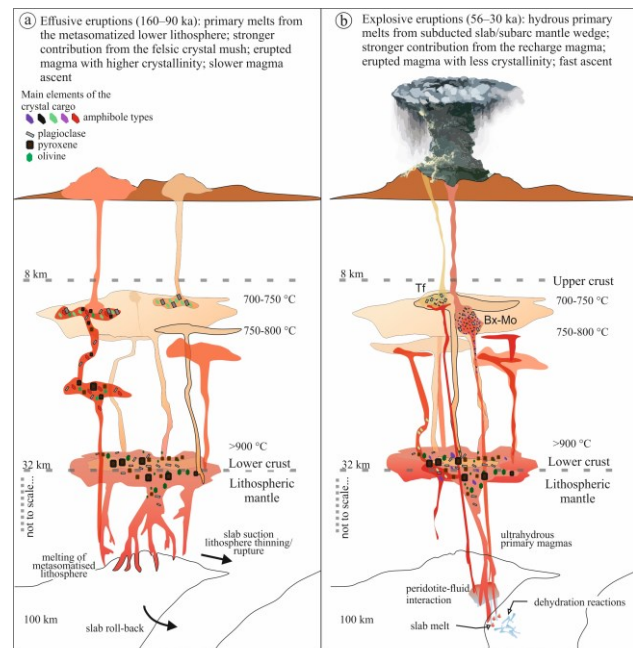
A hazai petrográfia, a magmás kőzetek elemzésének másik meghatározó tudósa Mauritz Béla volt, aki mikroszkópos megfigyeléseit részletes rajzos ábrákban mutatta be és szinte minden vulkáni területünk képződményeiről máig használható részletes petrográfiai jellemzést adott (pl. Mauritz, 1909).



3. ábra: A székelyföldi Csomád dácitjában lévő amfibol optikai polarizációs mikroszkópos és pásztázó elektronmikroszkóppal készült viaszszórt elektronképe

A polarizációs mikroszkóp használata ma is meghatározó még egy olyan világban is, amikor a műszeres elemzések ontják a különféle adatokat. Ezek a kémiai összetétel adatok azonban nem érthetők, nem értelmezhetők anélkül, hogy magunk is lássuk a kőzeteket alkotó fő és járulékos ásványok megjelenését, a teljes kőzet szövetét. A pásztázó elektronmikroszkóp képalkotási lehetősége, a scanning és a viaszszórt elektronképek, valamint a katódlumineszcens felvételek kiegészítik ezeket a megfigyeléseket, egy új perspektívából, a kémiai összetételváltozás szempontjából is (3. ábra). A kristályszerkezet megfigyelések és a pontszerű kémiai mérések eredményei együtt pedig egy új megismerés felé visznek, ami már számszerűsíti, kvantifikálja a leírásokat, ahogy Szabó József is felismerte, mindezt ahhoz, hogy mélyebben megismerjük azt is, hogy

egy kőzet alkotói miért vannak ott, hogyan és milyen körülmények között keletkeztek (4. ábra). A kvantitatív petrológia ezzel már olyan válaszokat tud adni, ami felhasználható természeti veszélyhelyzetek előrejelzésében és kezelésében, azaz társadalmilag fontos tudományos megállapításokat képes tenni.



4. ábra: A székelyföldi Csomád alatti magmatározó rekonstrukciója a kvantitatív kőzettan eszközének segítségével (Cserép et al., 2023)

Irodalom

- Csath B. (2023): *Földtani Közlöny*, 153, 71–80.
- Cserép, B., Szemerédi, M., Harangi, Sz., Erdmann, S., Bachmann, O., Dunkl, I., Seghedi, I., Mészáros, K., Kovács, Z., Virág, A., Ntaflós, T., Schiller, D., Molnár, K. & Lukács, R. (2023): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 178, 96.
- Mauritz B. (1909): *A Mátra-hegység eruptív kőzetei*. Mat. Term.tud. Közl. 30.
- Rosenbusch, K.H.F. (1875): *Die mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine*. Stuttgart E. Schweizerb. Verlag.
- Sorby, H.C. (1858): *Quat. J. Geol. Soc.*, 14, 453–500.
- Sorby, H.C. (1864): *Proc. Roy. Soc. London*, 13.
- Szabó J. (1891): *Selmec környékének geológiai leírása*. Budapest
- Szabó J. (1894): *Földtani Közlöny*, 24, 169.
- Zirkel, F. (1866): *Lehrbuch der petrographie*. Adolph Marcus, Bonn
- Zirkel, F. (1870): *Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine*. Adolph Marcus, Bonn
- Zirkel F. (1876): *Microscopical Petrography*. Washington

EVOLUTION AND POLYCYCLIC NATURE OF A MAAR-DIATREME VOLCANO AS CONSTRAINED BY CHANGING EXTERNAL FACTORS

Mátyás Hencz^{1*}, Károly Németh^{1,2}, Tamás Spráncz¹, Tamás Biró³, Dávid Karátson³ & Márta Berkesi¹

¹ MTA EPSS FluidsByDepth Lendület Research Group, HUN-REN Institute of Earth Physics and Space Science, Sopron

² National Program for Earthquakes and Volcanoes, Geohazard Research Center, Saudi Geological Survey, Jeddah, Saudi Arabia

³ Department of Physical Geography, Institute of Geography and Earth Sciences, ELTE Eötvös Loránd University, Budapest

* E-mail: hencz.matyas@epss.hun-ren.hu

The volcanic evolution of Szent György Hill in the Miocene-Pleistocene Bakony–Balaton Highland Volcanic Field is examined in this study. Image analysis of cut rock surfaces was conducted to reveal the ratio of different juvenile and lithic components within the pyroclastic samples collected from different parts of the pyroclastic sequence. Results suggest decreasing phreatomagmatic activity over time, with a shift to magmatic-dominated eruptions represented by the decreasing ratio of the sideromelane volcanic glass and increasing ratio of the magmatically-fragmented components (basaltic lapilli, tachylite). The changing water supply is inferred to have been played a crucial role in changes of eruption style due to the variations of external water availability from the pre-volcanic porous-media aquifers of Miocene siliciclastic sedimentary rock-dominated substrates.

The eruptive history of Szent György Hill is characterized by distinct phases starting with an initial phreatomagmatic eruption in water-saturated clastic sediments forming a shallow maar crater accompanied with the formation of a pre-diatreme. Once the eruption locus reached the local karst water level, the

phreatomagmatic explosions became sustained and are recorded in the tephra succession by an increased lithic content and presence of ash aggregates indicating vapor-rich ejecta. The depletion of external water supply generated a subsequent magmatic explosive phase with lava effusion within the newly formed crater, building confined lava accumulation within. During the last phase of the eruptive sequence, phreatomagmatism was renewed, building up an intra-maar tuff ring, and finally followed by a spatter cone after a renewed repeated phreatomagmatic-magmatic transition.

This study highlights the polycyclic nature of Szent György Hill's volcanic activity creating a complex volcanic edifice and suggests a common eruption scenario for small-volume eruptions within combined aquifers that are dominated by the thick topmost porous media over high water yield karstic systems. These findings emphasize the role of eruption dynamics of monogenetic volcanic systems controlled by combined aquifer influences driven by not only the pure external conditions main characteristics but also the evolving crater's hydrogeology.

A KVARC VISELKEDÉSE SZILICIKLASZTOS REZERVOÁR KÖZETEK BEN HIDROGÉN-TÁROLÁS SZEMPONTJÁBÓL

Horváth Laura^{1*}, Gelencsér Orsolya^{1,2}, Kővágó Ákos^{1,3}, Szabó Csaba¹ & Falus György⁴

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

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Környezettudományi Doktori Iskola, Budapest

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földtudományi Doktori Iskola, Budapest

⁴ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest

* E-mail: horvaath.laura@gmail.com

1. Bevezetés

A felszínalatti hidrogéntárolás kiemelkedő fontosságú lehetőség a zöld átmenet, azaz a fenntartható energiára való áttérés szempontjából. A megújuló energiaforrások jelentős részének (nap- és szélenergia), termelése időszakos, időjárásfüggő és nincs összhangban a felhasználási csúcsokkal és minimumokkal. A hidrogéngáz geológiai formációkban, leművelt földgáztárolókban való tárolásával lehetőség nyílik a többlet energia elraktározására, amikor a termelés meghaladja a fogyasztást, majd visszajuttatni a hálózatba, amikor az igényekhez képest az energiakínálat csökken, ezzel biztosítva a folyamatos áramellátást. A hidrogéngáz-víz-kőzet rendszer kölcsönhatását tanulmányozó kutatások az elmúlt évtizedben teret hódítottak, ám megválaszolandó kérdések sorát hagyták nyitva. Ennek jegyében kutatásunkban sziliciklasztos rezervoár kőzetek egyik fő alkotójának, a kvarcnak hidrogén gázzal való kölcsönhatását vizsgáltuk a kísérleti geokémia és geokémiai modellezés segítségével.

2. Anyag és módszer

Az áztatásos kísérletekhez ismert összetételű kvarckristály összetört szemcséit használtuk. A kísérleti módszertant Gelencsér et al. (2023) alapján végeztük a következő módon: 2 g megtisztított, 63–250 µm szemcseméretű kvarc szemcséket 70 ml desztillált vízzel kevertünk össze a reaktoredényben. A kísérletekben 50–100 bar nyomás és 100 °C hőmérséklet beállításával szimuláltuk a különböző rezervoár körülményeket. A 72 órán át tartó kísérletekből adott időközönként oldatmintát vettünk, amelyek kémiai összetételét indukált csatolású plazma optikai emissziós spektrometriával vizsgáltunk. A geokémia modellezéshez a PHREEQC modellező szoftvert (Parkhurst & Appelo, 2013) használtuk. Ezenfelül referencia kísérletek is végeztünk

nitrogén gázzal, a hidrogénes kísérletekkel egyező paraméterekkel, az összehasonlíthatóság érdekében.

3. Eredmények

A kísérletekből indítástól számítva 3, 24 és 72 óra elteltével vett oldatminták oldott Si, Ti, Al és Na tartalma lett meghatározva. A Si koncentráció 72 óra elteltével átlagosan 5 mg/l, a Ti, Al és Na koncentrációk javarészt kimutatási határ környékén (0,01–0,1 mg/l) mozogtak. A nitrogén gázos kísérleteknél hasonló, Si esetén ~5 mg/l, míg a Ti, Al, Na értékek itt is kimutatási határon, vagy alatta voltak.

A felállított modellek a modellben beállított fajlagos felület értékek függvényében 0,7–1,1 mg/l oldott Si tartalmat indikálnak a vizes oldatban 72 óra elteltével.

4. Összegzés

A különböző nyomás és hőmérséklet-tartományon végzett kvarc-víz-hidrogén (és referenciagáz) kísérletek alapján elmondható, hogy a rendszer viselkedésére a hidrogén gáz nincs különleges hatással és nem befolyásolja a kvarc oldódását. A kísérletek az adott kis fajlagos felülettel futtatott modellel jól korrelálnak. Az eredmények beépíthetők későbbi dinamikus rezervoár modellbe.

Irodalom

Gelencsér, O., Árvai, C., Mika, L.T., Breitner, D., LeClair, D., Szabó, C., Falus, G. & Szabó-Krausz, Z. (2023): *Journal of Energy Storage*, 61, 106737.

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*. U.S. Geological Survey, Reston, VA.

REPEDÉSKITÖLTÉSEK A BODAI AGYAGKŐ BAF-3, -3A ÉS BAF-4 FÚRÁSAIBAN

Hrabovszki Ervin^{1,2*}, Molnár Péter³, Halász Amadé³ & Schubert Félix¹

¹ Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

² Debreceni Egyetem, TTK, Földtudományi Intézet, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

³ Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kft., Budaörs

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

1. Bevezetés

A hosszú élettartamú és nagy aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezése, ahogy a világ többi részén, még Magyarországon sem megoldott. A hosszútávú biztonságot jelentő mélységi geológiai tároló telephelyének kutatása azonban már évtizedek óta folyamatban van. Országunk területén belül legígéretesebb képződmény a Nyugati-Mecsekben elhelyezkedő Bodai Agyagkő Formáció, amely kellően nagy elterjedése, vastagsága és kis porozitása, permeabilitása alapján alkalmas lehet a tároló kialakítására. A kedvező tulajdonságok mellett a kőzettest töréses szerkezeti elemei mentén jelentkező fluidummigráció azonban jelentősen befolyásolhatja annak izolációs tulajdonságait. Ennek értelmében a képződményben megjelenő törés- és ásványos érrendszer vizsgálata elősegítheti a megfelelő telephely kiválasztását.

Jelen kutatás célja annak meghatározása, hogy a Bodai Agyagkő képződményeinek legnagyobb vastagságban harántoló BAF-2 fúrásban korábban azonosított érgenerációk előfordulnak-e az agyagkő test más területein, utalva ezzel a fluidummigrációs események formáció léptékű kiterjeszhetőségére. E nagyszabású projekt részeként ezen kéziratban a BAF-2, valamint a BAF-3, -3A (és részben a BAF-4) fúrások ereit hasonlítjuk össze, hogy feltárjuk azok genetikai kapcsolatait.

2. Módszerek

Az érképző fluidumok transzport mechanizmusainak megállapítása érdekében az ásványos erekben megjelenő kristálymorfológiákat, növekedési irányokat polarizációs mikroszkóppal határoztuk meg. Az optikailag nem meghatározható ásványokat Raman spektroszkópia segítségével azonosítottuk. A kristályok utólagos repedéseit katódlumineszcens mikroszkóppal mértük fel. Az erekben csapdázódott fluidumzárványok mikrotermometriai vizsgálata hűthető-fűthető tárgyasztal történt. A minták nagyobb felbontású vizsgálatát pásztázó elektronmikroszkóppal hajtottuk végre. A kalcit fázisok stabil szén- és oxigénizotóp arányainak meghatározása a HUN-REN Atommagkutató Intézetben történt.

3. Eredmények és következtetések

A BAF-2 fúrás négy eltérő genetikájú ásványos érgenerációt tartalmaz. Az egyes erek kalcit, albit, szulfát, vagy szulfid kristályainak szöveti bélyegei diffúzióra, advekción, és mozgó hidraulikus törésekre egyaránt utalnak. A cementásványok kialakulása döntően 100–150 °C hőmérsékleten, medence eredetű sós fluidumból történt, ugyanakkor alacsony hőmérsékletű (<50 °C) meteorikus fluidumok is azonosíthatók.

A BAF-3, -3A fúrásokban a korábban azonosított négy érgeneráció szintén megjelenik, de mellettük két további értípus is megfigyelhető. Az egyik egy többszöri repedésképződés és bezáródás (*crack-sealing*) során létrejött érrendszer, amely kalcit kristályokon kívül az erekben eddig még nem azonosított rétegszilikátokat is tartalmaz. További érdekesség ezen ereket illetően, hogy az elsődleges fluidumzárványok homogenizációja 70 és 100 °C között jellemző, átmenetet képezve a korábban azonosított magasabb hőmérsékletű sós-, és alacsonyabb hőmérsékletű meteorikus szülőfluidumok között. A másik, korábban nem ismert generációt vastag (akár >6 cm), főként anhidritből, kalcitból és dolomitból álló erek alkotják. Ugyan a fluidumzárványok homogenizációs hőmérséklete nem rendhagyó (100–120 °C), a -16 és -20 °C közé eső végső jégolvadási hőmérsékletek egyedinek minősülnek, amelyek az O-izotópos összetétellel együtt egy jelenős sótartalomú, medence eredetű szülőfluidumról árulkodnak.

A BAF-4 fúrás előzetes eredményei alapján az ásványos erek emelhetők ki, amelyekben a többi fúrásban nem tapasztalt mennyiségű, jelenleg még azonosítatlan eredetű kvarc cement figyelhető meg. Ennek fluidumzárványaiban az átlagosnál nagyobb sótartalom (6–11% wNaCl_{eq}), valamint magas és széles homogenizációs hőmérséklet-tartomány (130–300 °C) jellemző. Az ereket létrehozó, potenciálisan magmás eredetű forrás azonosítása a jövő feladatai közé tartozik.

Köszönetnyilvánítás

Jelen kutatás a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal (OTKA PD 147180) és a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kft. támogatásával készült.

PALLÁDIUM ELŐFORDULÁS A MECSEKALJAZÓNÁBAN: A NEMESFÉM ÉS KRITIKUS ELEM KUTATÁS ÚJ EREDMÉNYEI

Jáger Viktor^{1*}, Koroknai Balázs², Török Kálmán¹ & Kónya Péter¹

¹ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Földtani Szolgálat, Budapest

² Geomega Kft, Budapest

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

1. Bevezetés

Az SZTFH által támogatott projekt legújabb eredményei alapján az Ófalu melletti Goldgrund-völgyből közölt arany és ezüst indikációkon túl (Jáger et al., 2022, Jáger et al., 2024) a Mecsekalja-zóna paleozoos metamorfizált harántoló több fúrás anyagában is részben hasonló paragenézisű nemesfémindikációk fordulnak elő a Pécs és Mőcsény közötti szakaszon. Egy Pusztakisfalu melletti fúrásból olyan pirites metamorf kvarcitkavics is előkerült, melyben az ICP-MS vizsgálatok alapján (AR kioldás) szintén arany anomália mutatkozott. Mindezek alapján beigazolódni látszik a korábbi feltevés, miszerint a nyírási zónában olyan fluidumáramlási események zajlottak, melyek kedveztek a nemesfémek koncentrációjának. Az arany és ezüst (legtöbbször elektrum) részben pre- és szinkinematikus piritesedéshez kötődik, de előfordul posztkinematikus karbonátterezésben is, sőt, az eddig egyedül csak Fülöp (1994) által említett, és Szederkényi Tibor által – egy azóta megsemmisült feltárásból – gyűjtött grafitpalában is megtalálhatóak a természetes több μm -es szemcséi. A grafitpalából más, törmelékes eredetű nemesfém-fázisok is kimutathatóak voltak: 4–8 μm -es Pd-tellurid ásványok formájában.

A vizsgált fúrásanyagok és felszíni feltárásokból származó minták többségének paragenetikai jellemzői között szoros összefüggések látszódnak kirajzolódni, melyek a kutatások további irányait is megszabják.

2. Vizsgálati módszerek

A polarizációs mikroszkópos vizsgálatok az SZTFH Földtani Szolgálatának laboratóriumában, Zeiss AXIO Imager A2M kutatómikroszkópon történtek.

Az elektronmikroszkópos vizsgálatok Jeol (SDD) (Silicon Drift) EDS detektorral felszerelt, Jeol JSM-IT500HR (Pécs, Szentágotthai Kutatóközpont) és Jeol JSM-IT700HR (Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Intézet) téremissziós elektronmikroszkóppal történtek 20 kV gyorsító feszültség mellett. A CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében a következő

szttenderdek kerültek felhasználásra: Ni, Co, GaAs, Ag₂S, Pd, Sb₂Te₃, Bi₂Se₃ és Au. Multi-element standard no. 202-52 C.M. Taylor Corporation P.O. Box 7087 Stanford, California 94305 U.S.A. Az elvégzett mérések eredményei jó egyezést mutattak a szttenderdek által megadott értékekkel.

A nyomelemzések az SZTFH Földtani Szolgálatának laboratóriumában készültek PerkinElmer NexION 1000 ICP-MS készülékkel AR (aqua regia) és LiBO₂ feltárással.

A röntgendiffrakció (XRD) vizsgálatok Bruker D2 Phaser diffraktométerrel készültek Cu antikatóddal, 30 kV feszültségen és 10 mA áramerősséggel, LynxEye detektorral Bragg–Brentano geometriában, Theta/Theta vertikális goniométer használatával. A mérések 5° (2 Θ) és 70° (2 Θ) közötti szögtartományban készültek. A grafit és kvarc csúcsainak szétválasztásához HF-oldást alkalmaztunk.

3. Eredmények

3.1 Fúrómagvizsgálatok Pécs, Pusztakisfalu és Mőcsény térségéből

A Mecsekalja-zóna paleozoos metamorfizált harántoló fúrások nagy része megsemmisült, de az elérhető anyagok közül egy pécsi fúrás anyagának újravizsgálata (4716/1), egy Mőcsény külterületén létesült szénkutató fúrás (Zs-1) anyagának újravizsgálata, archív minták elemzése és egy miocén kavicsanyagba hatolt (pirites metamorf kvarcitot tartalmazó) Pusztakisfalu melletti fúrás (Pk-XII) elemzése is megerősítette a nyírási zóna egész kiterjedésében a nemesfémkutatások létjogosultságát.

A pécsi fúrás anyagában képlekeny deformációt szenvedett gránit-aplitot átjáró Mg-Fe-Ca karbonátos (XRD alapján dolomit-sziderit-kalcit) és enyhén kvarcos erezésekben lévő kataklázosodott piritben, 5–12 μm -es elektrum kiválások figyelhetők meg (az arany finomsága 464–718 közötti – Au_{46,4–71,8}Ag_{28,2–53,6} tömeg%). Figyelemreméltó, hogy az ICP-MS vizsgálatok alapján a 4716/1 fúrás pirites szakaszai közül egyedül a szericitfillittel (Ófalui Metamorfit Komplexum)

nyilvánvalóan tektonikusan érintkező, az 1197–1200 m-es mélységintervallumban jelentkező, erősen piritese, dolomit-szideriteres, kataklázos gránitaplitban (Mórági Metagránit Komplexum) volt kimutatható arany 0,43 ppm mennyiségben, összhangban a piritben SEM-EDS-sel kimutatott elektrum-zárványokkal.

Az Ófaluól ÉK-re mélyült Zs-1 fúrás metasomatizált ultrabázisos testbe hatolt (XRD vizsgálat alapján dolomit, magnezit, klorit, kvarc, magnetit összetétellel) mely kataklázos, 0,5 mm körüli ferrikromitot (króm/vas = 0,5–1:1), gersdorffitot, kalkopiritet, Ni-Co szulfidokat és ~945 finomságú terméсарanyat ($\text{Au}_{94,5}\text{Ag}_{5,5}$) tartalmaz pre-/szinkinematikus piritben lévő siegenit (Ni-Co szulfid) zárványaként. A ferrikromitok körül gyakran Ni-gazdag piritkoszorú kifejlődött ki.

Egy harmadik fúrásban (Pusztakisfalu Pk-XII, mely a miocén Péccsabolcsi Mésző Formáció báziskonglomerátumát fúrta át) olyan metamorf kvarcitkavics vált ismertté, mely dinamikusan átkristályosodott kvarcból, és helyenként statikusan átkristályosodott kvarcból épül fel, és diszkosz-alakú piritkristályokat tartalmaz (pirrhotin utáni pszeuromorfózák?). A királyvizes (AR) kioldás után a kőzetből 0,305 ppm aranyat mutattunk ki ICP-MS vizsgálattal.

3.2 Grafitpala vizsgálata az ófalui Goldgrund-völgyből

A kőzetet Szederkényi Tibor gyűjtötte az ófalui Goldgrund (Aranyos)-völgy egyik kvarcfillit feltárásából. A feltárás azóta megsemmisült. A kb. 6x5x2 cm-es, grafit-szürke „budin-szerű” kőzetminta az XRD vizsgálatok alapján (tömeg%-ban) 43 % kvarc, 24 % kálföldpát, 8 % plagioklász, 8 % grafit, 6 % biotit, 6 % klorit, 3 % szmektit, 2 % apatit és 1 % alatti mennyiségben piritet tartalmazott. A grafitnak kvarc-csúccsal való átfedése miatt a mintából HF-al feloldottuk a kvarcot és a szűrőpapíron maradt oldhatatlan maradékot újramértük. Az eredmény alapján a grafit csúcsai jól azonosíthatóak lettek. A diffraktogram alapján a minta pentlanditot is tartalmaz.

A polarizációs mikroszkópos vizsgálatokkal a kőzetben nyíroszalagok észlelhetők. A kvarc alszemcsés szerkezetű, illetve helyenként dinamikusan teljesen átkristályosodott. A grafit helyenként sűrűn fogazódik össze biotit lemezekkel, jellegzetes erős reflexiós pleokroizmus (szürke-barnásszürke) és nagyon erős szürke-ibolyásszürke anizotrópiája könnyen felismerhetővé teszi. Feltűnő a mintában a nagymennyiségű apatit jelenléte.

A SEM-EDS vizsgálatok alapján 8 μm -es termésezüst, két 5–6 μm -körüli terméсарany szemcse, melyek 940–960 finomságúak – $\text{Au}_{94-96}\text{Ag}_{4-6}$, 10 μm -es NiCoFe-szulfid, 30 μm körüli, Ni-tartalmú ferrikromit szemcsék, 10 μm körüli kalkopirit és szfalerit szemcsék, feltűnően sok, mindig grafittal együtt előforduló 50–150 μm -es uranit, és valamivel kevesebb molibdenit, pár μm -es arsenopirit,

valamint 30 μm körüli rutil és xenotim szemcsék találhatóak a kőzetben.

Biotit lemezek között előkerült négy, antimon-bizmut tartalmú palládium tellurid fázis is 4–8 μm -közötti méretben. A kis méret miatt mikro-XRD vizsgálat nem volt lehetséges, de mindegyik fázis (4 különböző szemcse 9 különböző mérési pont) SEM-EDS vizsgálattal meghatározott sztöchiometriája alapján a kotulszkit-szoboljevskit-sudburyit (PdTe-PdBi-PdSb) izomorf elegysor tagjai közül a kotulszkit elemarányaival rendelkezik. Az egyik palládium tellurid fázisban alig egy μm -es zárványként hexaéderes átmetszetű, Co-, Fe-tartalmú gersdorffit-szemcse is előfordult.

4. Diskusszió

Az ófalui grafitpala előfordulás mellett több, paleozoos kőzetet harántoló fúrásból sikerült szabad aranyat és elektrumot, valamint egy felszíni mintából Pd-tellurid fázisokat diagnosztizálni. A korábban vázolt ércgenetikai modell (Jáger et al., 2022), miszerint a nyírt Mecsek-alja-zóna egésze potenciális (nemesfém) érchordozó szerkezetnek tekinthető, további bizonyítékokkal került alátámasztásra.

A Mőcsény melletti Zs-1 fúrás által harántolt kőzet a kataklázosodott ferrikromit és a magnezites-dolomitós átalakulás alapján eredetileg (ultra)bázisos test lehetett, mely a metamorfózis során szulfidos átalakuláson ment keresztül (Ni-tartalmú pirit koszorú a ferrikromiton), aminek következtében Co-Ni szulfidok és terméсарany vált ki.

Az ófalui grafitpala elnyírt grafitlemezkei, a grafit és biotit ritmikus váltakozása, az erősen redox-szenzitív elemeknek (pl. U, Mo) a grafittal és piritel történő szoros és együttes megjelenése egy olyan elzárt paleozoos medencét sejtet, ahol a nagyobb mennyiségű szervesanyag bomlása miatt oxigénszegény környezet alakulhatott ki, és az urán U^{4+} alakban csapódott ki (uranitként) a szulfidos környezetben, molibdenit és pirit társaságában. A kőzetben található detritális szemcsék között feltűnőek a Ni-tartalmú ferrikromit szemcsék, a Pd-tellurid ásványnak (kotulszkit) gersdorffittal együttes jelenléte, a pentlandit és ritkán a terméсарany. Mindez olyan (ultra)bázisos lehordási környezetre utal, ahol a protolit képződése során a szilikátmagmától elkülönült szulfidcseppek jöhettek létre pentlandit, kalkopirit, gersdorffit, Pd-fázisokkal és arannyal. E modellt alátámasztja, hogy önálló Pd-fázisokat eddig csak bázisos-ultrabázisos kőzetekből mutattak ki, különösen szulfidos paragenezisből, ahol az arany is gyakran koncentráldik, akár gazdaságilag is jelentős mértékben (Grammatikopoulos et al., 2007; Dill, 2010). Mivel azonban a hidrotermális fluidumokban a palládium mobilisabb mint a platina (alacsony Pt/Pd arány) (Wood, 2022), nem zárható ki az sem, hogy az egykori (ultra)bázisos testet ilyen hatások is érhették.

Mindez azt jelenti, hogy a vizsgált területen már a 270–303 millió évvel ezelőtti metamorfózist (Lelkes-Felvári et al., 2000) megelőzően kobalt-nikkel szulfidokat, palládiumot és aranyat tartalmazó (ultra)bázisos kőzettest (részleges?) lepusztulása ment végbe.

A pécsi fúrásban található arany-anomália esetében figyelemreméltó, hogy a vizsgálatok alapján egyedül az Ófalui Metamorfit Formációt alkotó és döntő részben szericitfillitből álló kőzettömeggel érintkező kataklázos és elnyírt gránitaplitban (Mórágai Metagránit Formáció) jött létre olyan pirites Mg-Fe karbonátos érgeneráció, mely ICP-MS és SEM-EDS módszerekkel is azonosíthatóan aranyat (elektrom) tartalmaz.

A miocén törmelékes üledékekből sikerült olyan újabb metamorf, piritet tartalmazó kvarcitkavicsot találni, amely igazolja, hogy az arany koncentrációja elsősorban a variszkuszi orogenezisen átesett metamorfitekhoz kötődik.

Köszönetnyilvánítás

Köszönet Szederkényi Tibor professzor úrnak, hogy a grafitpala mintáját rendelkezésünkre bocsájtotta. Németh Péternek a sztenderdizált SEM-EDS mérésekben nyújtott segítségét köszönjük.

Irodalom

- Dill, H.G. (2010): *Earth-Science Reviews*, 100, 1–420.
- Fülöp J. (szerk.) (1994): *Magyarország geológiája. Paleozoikum II.* Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Grammatikopoulos, T.A., Barr, M.S., Hiebert, R.S., Stanley, C.R. & Valeev O. (2007): *The Canadian Mineralogist*, 45, 775–792.
- Jáger V., Molnár F. & Király E. (2022): *Földtani Közöny*, 152, 307–329.
- Jáger, V., Héja, G.H., Dabi, G. & Lukoczky, G. (2024): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 650, 112372.
- Lelkes-Felvári Gy., Árkai P., Frank W. & Nagy G. (2000): *Acta Geologica Hungarica*, 43/1, 65–84.
- Wood, S. (2002): In: Louis J. Cabri (Ed.): *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements. CIM Special Volume 54*, Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Montreal, Quebec, Canada, pp. 211–249.

A KOŽUF-VORAS VULKÁNI RENDSZER LÁVADÓMJAINAK KŐZETTANI VIZSGÁLATA

Janka Péter^{1*}, Sági Tamás¹, Marjan Temovski^{2,3}, Benkő Zsolt^{2,3}, Pierre Lahitte⁴ & Molnár Kata²

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² HUN-REN Atommagkutató Intézet, Debrecen

³ Debreceni Egyetem, TTK, Földtudományi Intézet, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

⁴ Paris-Saclay Egyetem, CNRS, GEOPS, Párizs

* E-mail: peterjanka5@gmail.com

1. Bevezetés

A Kožuf-Voras vulkáni rendszer a macedón-görög határon található, a Vardar-öv nyugati peremén. Aktivitása a késő-miocéntól a pleisztocénig tartott, amelynek során számos lávadóm és kapcsolódó piroklasztit képződött (pl.: Kolios et al., 1980; Janković et al., 1997). A terület vulkanizmusa szorosan kapcsolódott a térség tektonikai fejlődéséhez (pl.: Dumurdzanov et al., 2005; Yanev et al., 2008). A vizsgált terület a Kožuf-Voras vulkáni rendszer nyugati részén található, a 4 mintavételezési hely a Kozjak (Ko), a Kučkin Kamen (Kuk), a Crna Tumba (CT) és a Crven Blan (CB) lávadómkat foglalja magában.

2. Célkitűzés, vizsgálati módszerek

A kutatás két fő fázisból áll. Első körben a mintázott lávadómkat kőzeteinek részletes petrográfiai jellemzését végeztük el polarizációs- és pásztázó elektronmikroszkóp segítségével az ELTE TTK Kőzetan-Geokémiai Tanszékén, valamint egyes típusos minták teljeskörű geokémiai elemzését az AcmeLabs végezte. Kísérleti jelleggel SEM-EDS BSE térképek készültek a vékonycsiszolatokról. A fénymikroszkópos felvételek készítéséhez, valamint a kőzetek modális kiméréséhez Nikon YS2-T mikroszkópot, Nikon CoolPIX E950 kamerát és NIS-Elements Br fotószoftvert használtunk. A részletes szöveti vizsgálatokhoz, az ásványok zónásságának kitérképezéséhez AMRAY 1830 I/T6 SEM-en visszaszórt-elektron (BSE) képeket készítettünk. A BSE-térképeket az Auro Science Consulting Kft. által rendelkezésre bocsátott Thermo Fisher Scientific Phenom XL típusú elektronmikroszkóppal végeztük. A minták teljes fő- és nyomelemtartalmának meghatározása ICP-OES és ICP-MS módszerrel történt. Jelen munka az első kutatási fázis eredményeit mutatja be.

3. Eredmények

A 14 elkészült polírozott vékonycsiszolat részletes petrográfiai elemzése alapján a kőzetek ásványos összetételben nagy hasonlóságot mutatnak, mind

trachiandezitek. A CB-1, CT-1, Ko-1 és Kuk-1 minta lett kiválasztva teljeskörű mérésre, ezek kémiai összetétel alapján a shoshonitos sorozathoz tartoznak. A kőzetek szövete porfíros mikroholokristályos, esetleg pilotaxitos, kivétel a KUK-04 minta, amely vitrofíros. A mintákat jellemzően plagioklász (5–15%), klinopiroxén (5%) és biotit (3–5%) alkotja, az akcessóriák közül jelentős a nagyméretű apatit. A CT mintákban megfigyelhető szanidin (maximum 2–3%), a Kuk-04 és a CT-04 mintákban amfibol is előfordul (maximum 3%), a kőzetüveg mennyisége a KUK-04 minta kivételével kevesebb mint 10%. A fenokristályok és az alapanyag aránya 20%/80% (pl. CT-02) és 30%/70% (pl. Kuk-04) között változik, az alpanyagot döntő többségben szanidin alkotja. A fenokristályok közül a szanidin teljesen üde kristályokat alkot, a plagioklász és a klinopiroxén jellemzően üde vagy szivacsos szerkezetű. Mindhárom ásvány esetében megfigyelhető zónásság is. A biotit erősen opacitosodott, kivéve a CT-04a és a Kuk-04 minták esetében, ahol teljesen üde a megjelenése. A minták többsége változatos összetételben tartalmaz mafikus kristálycsomókat is, ezekben olivin ± ortopiroxén ± klinopiroxén ± amfibol ± plagioklász ± apatit ± Fe-Ti oxid fordul elő.

A kutatás következő fázisában a petrográfiai, teljeskörű és ásványkémiai adatok alapján kiválasztott minták korát K-Ar módszerrel határozzuk meg. A végső cél a kőzetek komplex petrográfiai és geokémiai jellemzése és az alapvető petrogenetikai következtetések levonása.

A kutatást az NKFIH PD 135396-os számú projekt támogatta.

Irodalom

- Dumurdzanov, N., Serafimovski, T. & Burchfel, B.C. (2005): *Geosphere*, 1, 1–22.
- Janković, S., Boev, B. & Serafimovski, T. (1997): *Special Publications*, 5. Faculty of Mining and Geology. Štip, 262 p.
- Kolios, N., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A. & Giuliani, O. (1980): *Bulletin Volcanologique*, 43, 553–568.
- Yanev, Y., Boev, B., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Pécskay, Z., Tonarini, S. & D'Orazio M. (2008): *Mineral Petrol*, 94, 45–60.

ACC-IKAIT-KALCIT ÁTALAKULÁS VIZSGÁLATA FTIR SPEKTROSKÓPIÁVAL

Karlik Máté^{1*}, Lázár Anett¹ & Németh Péter¹

¹ HUN-REN Csillagászati és Földtudományi kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

* E-mail: karlikmate@gmail.com

A kalcium-karbonát módosulatok széles körben megtalálhatóak a természetben (cseppkövek, üledékes kőzetek, biológiai szervezetek váza), valamint az építő-, papír-, élelmiszer- és gyógyszeriparban is nagy mennyiségben hasznosítják. A kalcium-karbonát fázisok között megkülönböztetünk vízmentes (kalcit, vaterit, aragonit) és víztartalmú karbonátokat (monohidrokalcit, ikait, amorf kalcium-karbonát: ACC). Felszíni nyomáson és hőmérsékleten a kalcit a termodinamikailag stabil módosulat, de magas Mg tartalom mellett az aragonit, alacsony hőmérsékleten és magas pH-n (pH>9) az ikait (kalcium-karbonát -hexahidrát) képződése preferált. Ez az erősen hidratált, kriogén hőmérsékleten képződő kalcium-karbonát 7°C feletti hőmérsékleten kalcitá alakul át. Korábbi kutatások során megfigyelték, hogy az ikaitból képződő kalcitok őrzik az ikait morfológiát (Lázár et al., 2023; Vickers et al., 2022; Zou et al., 2018) és a múltbéli környezet vizsgálatára használhatóak (Vickers et al., 2022). Az ikait-kalcit átalakulása során az ACC fázis is jelen van (Lázár et al., 2023; Zou et al., 2018) és kérdéseket vet fel a képződő kalcitok izotópos adatainak őskörnyezeti rekonstrukciójával kapcsolatban (Demény et al., 2016).

Az ikait – ACC – kalcit átalakulás során komoly kihívás az in-situ elemzés, az egyes komponensek pillanatnyi mennyiségének meghatározása, illetve az amorf anyag jelenléte. Kutatásunkban az ACC-ikait-kalcit átalakulását vizsgáljuk Fourier-transzformációs infravörös (FTIR) spektroszkópiával. A minőségi és mennyiségi módszertan kidolgozásához első lépésként előállítottuk a tiszta ACC és ikait fázisokat (Lázár et al., 2023). Kalcit mintaként laboratóriumi tisztaságú referencia anyagot alkalmaztunk. Az FTIR elemzéseket egy Bruker Platinum ATR gyémánttal

rendelkező Bruker Vertex 70 Fourier-transzformációs infravörös spektrométerrel végeztük. Hatvannégy szkennelést rögzítettünk és összegeztünk a 4000–400 cm⁻¹ spektrális tartományban, 4 cm⁻¹ felbontással. Körülbelül 3 mg ACC ikait és kalcit tartalmú mintát négyszer mértünk, szobahőmérsékleten.

A kísérletünk során az FTIR berendezéssel mért karbonátrezgések csúcsmagasságait és csúcs alatti területeit vizsgáltuk statisztikai módszerek segítségével. Vizsgálatunk eredményeként a háromkomponensű rendszerek kalibrációsegyenleteit sikerült meghatározni és így becslést adni az átalakulás mértékére.

Irodalom

- Demény, A., Németh, P., Czuppon, Gy., Leél-Őssy, Sz., Szabó, M., Judik, K., Németh, T. & Stieber, J. (2016): Scientific Reports, 6, 39602.
- Lázár, Zs., Molnár, A., Demény, L., Kótai, L., Trif, L., Béres, K.A., Bódis, E., Bortel, G., Aradi, L.E., Karlik, M., Szabó, M.Z., Pekker, Á., Németh, G., Kamaras, K., Garvie, L.A.J. & Németh, P. (2023): CrystEngComm, 25, 738–750.
- Vickers, M.L., Vickers, M., Rickaby, R.E.M., Wu, H., Bernasconi, S.M., Ullmann, C.V., Bohrmann, G., Spielhagen, R.F., Kassens, H., Schultz, B.P., Alwmark, C., Thibault, N. & Korte, C. (2022): Geochimica et Cosmochimica Acta, 334, 201–216.
- Zou, Z., Bertinetti, L., Habraken, W.J.E.M. & Fratzl, P. (2018): CrystEngComm, 20, 2902–2906.

KOVÁSODOTT SZIDERIT KŐESZKÖZ ÉSZAK-MAGYARORSZÁGRÓL

Kereskenyi Erika^{1*}, Kristály Ferenc², Kasztovszky Zsolt³ & Fehér Béla⁴

¹ Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger

² Miskolci Egyetem, Nyersanyagkutató Földtudományi Intézet, Miskolc

³ HUN-REN Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

⁴ Herman Ottó Múzeum, Ásványtár, Miskolc

* E-mail: kereskenyierika@bnpi.hu

1. Bevezetés

A miskolci Herman Ottó Múzeum régészeti gyűjteményének több mint tíz éve tartó feldolgozása során látóköreinkbe került egy különleges megjelenésű és régészeti tipológiájú kőeszköz, mely jelentősen eltért az addig elemzettektől. Az 53.239.2 leltáriszámú kőeszközt a vizsgálatok alapján kovásodott sziderit kőzettípusba soroltuk. A leltárkönyv alapján, közelebbről nem meghatározható lelőhelyről, Borsod megyéből származik szórványleletként.

2. Eredmények

2.1. Makroszkópos megfigyelések

A kőeszköz barna, barnásvörös színű, makroszkóposan homogén szövetű és finomszemcsés megjelenésű. Régészeti tipológiáját tekintve átfúrt, kerekded, nyéllyukas kőbalta, mely az oldalain sérült (1. ábra). A balta hossza 7 cm, szélessége 5,7 cm, vastagsága 2,4 cm, mágneses szuszceptibilitás értéke $12,31 \cdot 10^{-3}$ SI.



1. ábra: Az 53.239.2 leltáriszámú kőbalta makroszkópos képe

2.2. Kőzetkémiai eredmények (PGAA)

A PGAA által mért teljes kőzetkémia alapján a kőeszköz FeO-tartalma magas, 20,00 m/m%. A CO₂ mennyiségének meghatározása PGAA módszerrel – a szénre való kis érzékenység miatt – csak nagy hibával lehetséges (ez esetünkben 66% relatív bizonytalansággal), az így kapott eredmény 7 m/m% (1. táblázat).

1. táblázat: 53.239.2 kőeszköz PGAA eredményei. A főelemek m/m%-ban vannak megadva, míg a nyomelemek ppm-ben.

SiO ₂	51
TiO ₂	0,31
Al ₂ O ₃	6,8
FeO	20
MnO	1,75
MgO	3,9
CaO	5,4
Na ₂ O	0,16
K ₂ O	0,53
H ₂ O	3,25
SO ₃	0,58
CO ₂	7
Összesen	100,68
B (ppm)	22
Cl (ppm)	170
Nd (ppm)	19
Sm (ppm)	2
Gd (ppm)	3

2.3. Ásványkémi eredmények (EDS/SEM)

A BSE-képeken megfigyeltük, hogy a kőzet nagyon finomszemcsés és ekvigranuláris szövetű. Az EDS-elemzésekkel nagy mennyiségben került kimutatásra változatos Fe-, Ca- Mg- és Mn-tartalommal jellemezhető karbonáttársaság, melyből a két fő fázis a sziderit és a kalcit. A domináns sziderit kémiai képlete az alábbi formulával írható le:

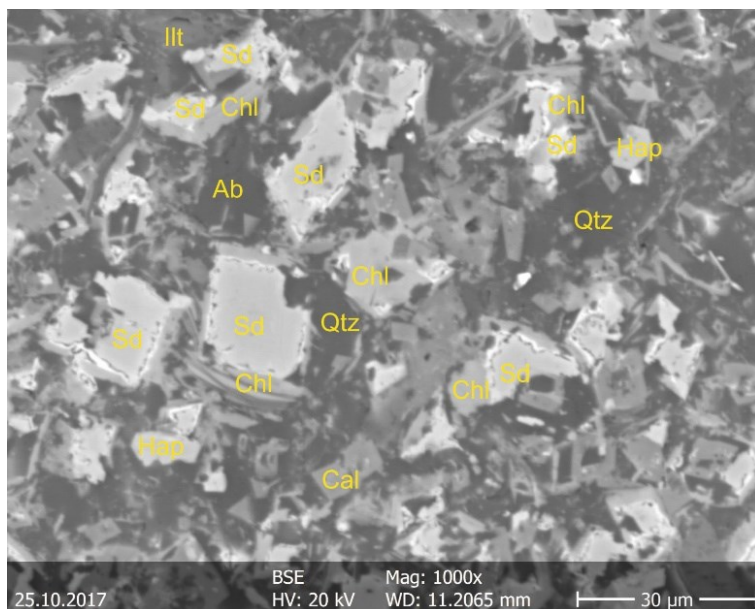


A legnagyobb méretű szideritszemcse 35 μm , a kalcitok mérete jóval kisebb, kb. 10–15 μm között változik, a szemcsék legtöbbször idiomorfak. A szideritek szegélyén vas-oxidos szegélyek fedezhetők fel, valamint egyes piritok is vas-oxidokká bomlottak. A kvarc mennyisége eléri a sziderit mennyiségét (2. ábra). A kloritok mennyisége is jelentős, ezek összetétele chamositos. A kőeszközben kevés plagioklász fordul elő, melyek

összetétele albit ($\text{An}_{0,58-8,32}$) és oligoklász ($\text{An}_{25,27}$). Ugyancsak kis mennyiségben került kimutatásra illit (Si-tartalom = 3,24–3,25 apfu, Mg-tartalma 0,23 apfu). Járulékos elegyrészként hidroxilapatitot, piritet, baritot is tartalmaz a minta.

2.4. Röntgendiffrakciós vizsgálatok (XRD)

A kőeszköz két különböző pontján röntgen-diffrakciós (XRD) vizsgálatot is végeztünk. A vörös felületen mért ásványos összetevők jó egyezést mutattak az EDS/SEM mérésekkel, megerősítve a változatos karbonáttársaságot és más ásványfázisokat: sziderit, kalcit, kvarc, illit, albit, chamosit, pirit és hematit (3. ábra). A barna felület ásványos összetétele elkülönül, a domináns karbonátfázis már csak nyomokban van jelen és uralkodóan kvarc, illit és chamosit a kőzetet felépítő ásványtársaság (4. ábra).

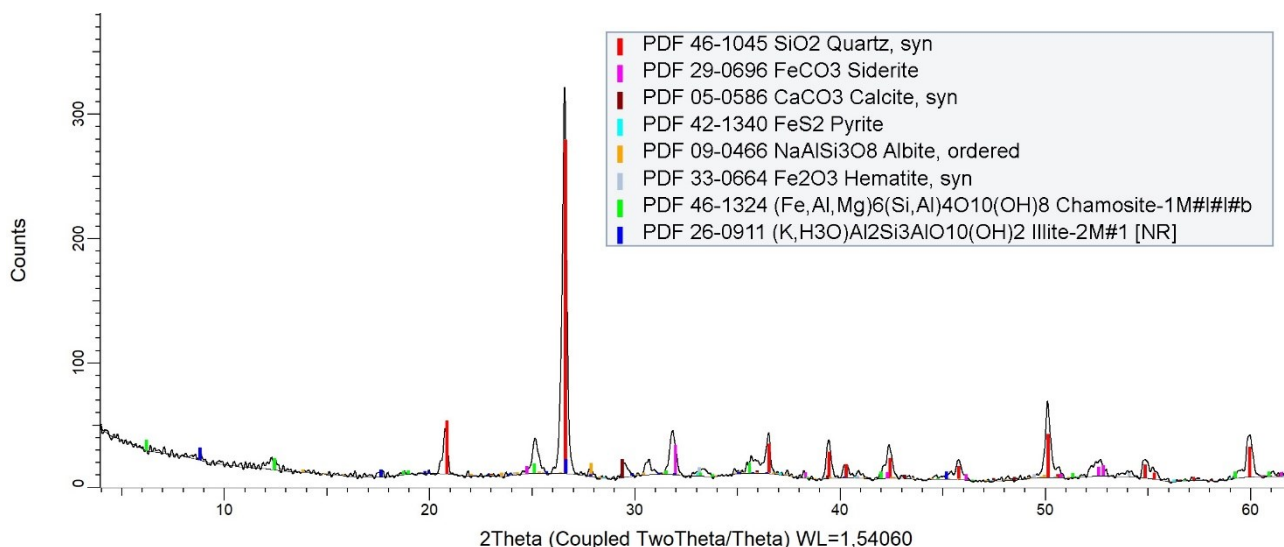


2. ábra: Az 53.239.2 kőeszköz BSE felvétele, melyen jól láthatók az idiomorf szideritszemcsék (Rövidítések: Sd: sziderit, Qtz: kvarc, Cal: kalcit, Chl: klorit, Ab: albit, Ill: illit, Hap: hidroxilapatit)

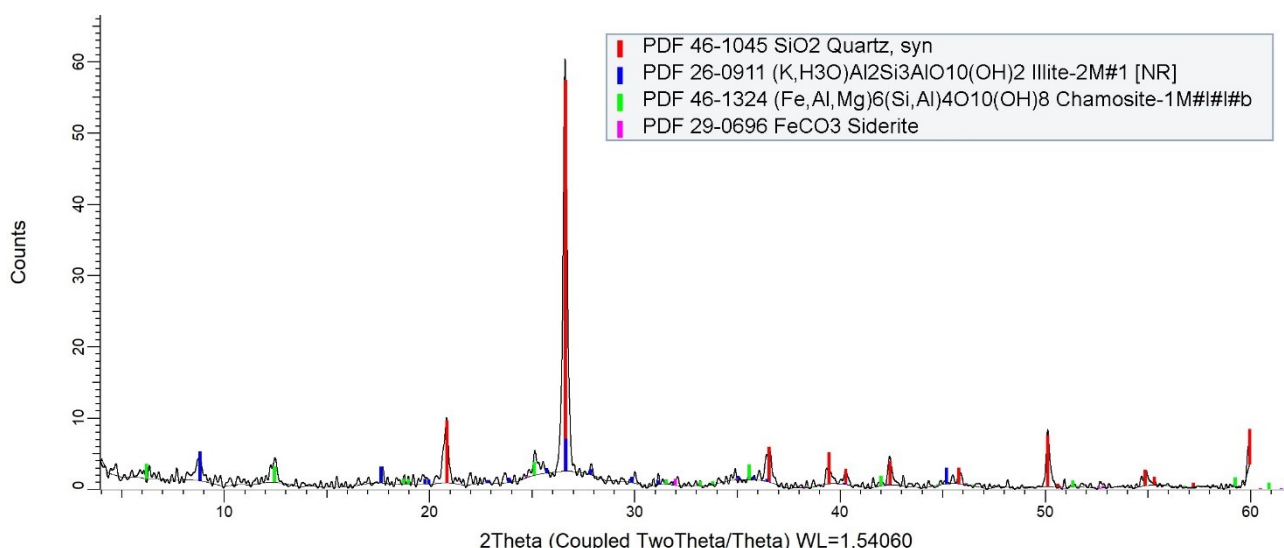
3. Konklúzió-Lehetséges forrásterületek

A kőeszköz 51,00 m/m% SiO_2 -tartalma miatt, a sziderites kőzetet kovás metasomatózis érhetette. Ehhez hasonló kifejlődésű kőzetek a régészeti lelőhelyhez közel a paleogén korú Kárpáti Fliszónában jelennek meg sporadikusan Lengyelországtól Szlovákián át, kiterjedve egészen Erdélyig. Lengyelországban a Dukla- és Sziléziai-takarókból írtak le szideritkonkréciókat, amelyek az anyakőzetből kiemelkednek keménységüknek köszönhetően. Az innen leírt idiomorf karbonátszemcsék

változatos kémiai összetételt mutattak, továbbá a kristályok mérete is nagyon hasonló (Dziubińska & Narębski, 2004), mint a kőeszközben megfigyeltek. A kőeszközből kimutatott 51,00 m/m% SiO_2 -tartalom meghatározó, ehhez legközelebbi értéket a Duklai-takaró Weslek palája veszi fel (54,68 m/m%), ám ott a Fe-tartalom (5,84 m/m%) messze elmarad az általunk mért 20 m/m%-tól. Feltételezésünk szerint nagyon valószínű, hogy a kőbalta nyersanyaga kovásodotabb részből származhat, mivel munkavégzés közben szívósabban viselkedik, mint a szideritben gazdagabb.



3. ábra: XRD felvétele a vörös felületen



4. ábra: XRD felvétele a barna felületen

A Keleti-Kárpátokban Szakáll & Kristály (2007) is vizsgált üledékes vasköveket, amelyek genetikájukat tekintve a Kárpáti Flis-sorozathoz kapcsolhatók. Az XRD és elektronmikroszkopos elemzések változatos összetételű sziderit és kalcit, kvarc, apatit, pirit, barit, klinoklor és szerpentin ásványokat mutatott ki a vizsgált vaskövekből. További ércásványok jelenlétét is észlelték: kalkopirit és szfalerit. A megfigyelt ásványtársaság jól korrelál a kőeszközből leírt ásványokkal is, eltérés a szerpentin, kalkopirit és a szfalerit fázisokban mutatkozik meg, melyek jelenlétét mi nem detektáltuk.

Az ásványkémiai és szöveti vizsgálatok alapján a legvalószínűbb forrásterület a Kárpáti Flis zóna (Dziubińska & Narębski, 2004; Szakáll & Kristály, 2007), vagy az onnan lehordott folyóvizek hordalékai lehetnek. A távoli lelőhelyet indokolja a kőeszköz egyedi jellege,

hiszen a régészeti gyűjteményben is unikális példányként van jelen.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki a Herman Ottó Múzeum régészeinek, a kőeszköz vizsgálatra bocsátásáért. A kutatást az NKFIH-OTKA K 131814 pályázata támogatta.

Irodalom

- Dziubińska, B. & Narębski, W. (2004): Mineralogia Polonica, 35(2), 79–93.
Szakáll S. & Kristály F. (2007): IX. Székelyföldi Geológustalálkozó, Abstracts Volume, Pro Geologia Egyesület, Csíkszereda, pp. 37–40.

GOLD AND ORE MINERALIZATION IN THE HYDROCARBON-BEARING KANTAVAR FORMATION OF THE WESTERN MECSEK MTS.

Sharoz Khan^{1*}, Ervin Hrabovszki^{1,2}, Tivadar M. Tóth¹, Zsolt Benkő^{2,3} & Félix Schubert¹

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

² University of Debrecen, Faculty of Science and Technology, Institute of Earth Sciences, Department of Mineralogy and Geology, Debrecen

³ HUN-REN Institute for Nuclear Research, Isotope Climatology and Environmental Research Centre, Debrecen

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

1. Introduction

In recent decades, evidence of past hydrocarbon (HC) migration events has been found in the form of fluid inclusions in several Mesozoic formations in the Mecsek Mts. (Lukoczki et al., 2012; Körmös et al., 2020; Han et al., 2022). Except for Han et al. (2022), the origin of the hydrocarbon in these inclusions is unknown. Concurrently, a recent discovery has indicated the presence of gold in the Goldgrund Valley near Ófalu which is attributed to orogenic mineralization processes (Jáger et al., 2022). Moreover, due to the erosion of gold-bearing formations, the products of this mineralization have also been detected in the younger formations of the Mecsek Mts.

Considering the complex nature of gold mineralization in the Mecsek Mts., the Kantavár Formation (KF) in the Western Mecsek might hold particular significance. This formation is notably rich in fluid inclusions containing light oil and tectonic veins with a distinctive mineral paragenesis, including calcite, dolomite, pyrite, dickite, fluorite, barite, celestine, native gold, silver, and copper. These findings are expected to contribute to a more accurate understanding of the sources of HC-containing fluids and the unique mineralization within the region. We carry out reflected light microscopy, Raman spectroscopy and scanning-electron microscopy-energy dispersive spectroscopy (SEM-EDS) of the carbon-coated polished rock samples to determine the textural relation composition of the ore mineralization.

2. Background

The Kantavar formation (KF) is composed of organic matter-rich marl and argillaceous limestone interbedded with claystone, sandstone and coal beds (Nagy, 1968; Haas et al., 2013; Haas & Budai, 2014). The limestone and marl host rocks are made up of calcite, illite, dolomite, akerite, feldspar, quartz, etc. In comparison, the

siliciclastic rocks are composed of quartz, illite, muscovite, kaolinite, plagioclase, limonite, rutile, calcite (Nagy, 1968). The host rocks are intersected by at least two vein generations. The older gray vein consists of calcite and is intersected by younger white veins at angles of 60–90° and is made up of calcite and smaller amounts of dolomite, quartz, fluorite, dickite.

3. Fluid inclusions

According to Hrabovszki et al. (2023), the gray veins, containing wall rock fragments and primary aqueous and hydrocarbon-bearing fluid inclusions, indicate syn-tectonic formation. The homogenization temperatures (T_h) of aqueous inclusions are between 95 and 135 °C, with an interquartile range (IQR) of 107 and 119 °C. The vein-forming calcite crystals of the white veins contain only aqueous inclusions, with no evidence of hydrocarbons. Primary fluid inclusions in these veins have T_h values of 72–160 °C with an IQR between 95 and 127 °C. The carbon, oxygen and strontium isotope compositions suggest that both vein-forming calcite phases originated from formational fluid.

4. Ore petrography

The host rock is dotted by abundant pyrite crystals. It forms the predominant ore mineral and the three main morphological varieties identified are: 1) ~50 µm long clusters composed of <10 µm framboids which are generally made up of <1 µm euhedral pyrite crystals; 2) large (up to 50 µm) crystalline euhedral pyrite rimmed by FeO occurring both individually and as aggregates in pockets; 3) euhedral-subhedral crystals of pyrite of ~10 µm scattered in the host rock. In addition, some samples show subhedral to anhedral rare large (up to 200 µm) and abundant fine-grained (<5 µm) crystals of pyrite.

Native gold (Au) is found in a few samples occurring as rare individual grains in the host rock. The majority of the gold is found in host rock which generally occurs as an

overgrowth on pyrite and quartz crystals but under SEM it is sometimes included in the pyrite grains of the framboid cluster. In comparison to the host rock, gold occurs both on the surface and in the interior of quartz, calcite and dolomite crystals in the white calcite veins. It occurs as subhedral to subrounded crystals when dispersed in the host rocks and irregular elongate crystals of up to 10 µm on the surface of pyrite and quartz. A rare gold-rich irregular-shaped crystal of ~20 µm was found as a near framboid aggregate in one of the samples.

In the samples without gold, ore mineralization of silver, copper, zinc, etc. was identified under SEM. Silver (Ag) occurs as small (~10 µm) individual dendritic (tree-like) crystals dispersed in the host rock. Tiny (<5 µm) rare rounded crystals of copper are observed near framboids and at the rim of pyrite in some samples. Similarly, another gold-barren sample is rich in zinc (Zn) and occurs on the rim of pyrite in the host rock fragment floating in the white calcite veins.

5. Conclusion and future directions

Similar to the recent finding of inconspicuous gold occurring in association with organic matter in the Permian Kővágószőlős Sandstone Formation (KSF) by Junussov et al. (2024), we report the occurrence of gold in the western Mecsek in organic-rich sedimentary deposits. In addition to gold, we have identified visible free grains and enrichment of precious metals such as silver, copper and zinc mineralization in the coal-rich Kantavár Formation (KF). In the future, we aim to determine the relationship (if any) between ore mineralization and hydrocarbon. One of the most probable sources of HC-containing fluids in the tectonic veins is overmature organic matter-rich layers of the formation itself.

Acknowledgements

The research work was carried out with the support of National Research, Development and Innovation Office (grant no. K-138919).

References

- Haas, J., Pelikán, P., Görög, A., Józsa, S. & Ozsvárt, P. (2013): *Geological Magazine*, 150, 18–49.
- Haas, J. & Budai, T. (2014): *Földtani Közlöny*, 144, 125–141.
- Han, Y., Noah, M., Lüders, V., Körmös, S., Schubert, F., Poetz, S., Horsfield, B. & Mangelsdorf, K. (2022): *International Journal of Coal Geology*, 254, 103974.
- Hrabovszki, E., Körmös, S., Tóth, E., Gábor, S., M. Tóth, T., Schubert, F. (2023): In: Varga A. (szerk.): *Lösz²*. 13. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés, pp. 13–14.
- Jáger, V., Molnár, F. & Király, E. (2022): *Földtani Közlöny*, 152, 307–329.
- Junussov, M., Mohammad, A. & Longinos, S. (2024): *Acta Geochimica*, online first, DOI: 10.1007/s11631-024-00710-5
- Körmös, S., Bechtel, A., Sachsenhofer, R. F., Radovics, B. G., Milota, K. & Schubert, F. (2020): *International Journal of Coal Geology*, 228, 103555.
- Lukoczki, G., Schubert, F. & Hámorné Vidó, M. (2012): *Földtani Közlöny*, 142, 229–241.
- Nagy, E. (1968): *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*, 51. kötet.

RAMAN STUDY OF MELT INCLUSIONS IN PERIDOTITE XENOLITHS FROM ECONOMIC AND UNECONOMIC KIMBERLITES FROM KAAPVAAL CRATON

Sharon Khan^{1*}, Yana Fedortchouk², Monika Feichter³ & Tivadar M. Tóth¹

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

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

³ Chair of Resource Mineralogy, Montanuniversität Leoben, Leoben

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

1. Introduction

The dissolution of diamonds in a kimberlite largely depends on the composition of metasomatic agents in the mantle and of the kimberlite melts. Melt inclusions trapped inside minerals in the kimberlite and xenoliths provide a better understanding of the composition of these metasomatic agents and kimberlite melts. However, the studies on the composition of melt inclusions are largely focused on kimberlite minerals and peridotite xenoliths from economic kimberlites (Golovin & Kamenetsky, 2023). In this study, we focus on the confocal Raman spectroscopy of secondary melt inclusions in olivine from xenoliths from both economic South African (Bultfontein and Frank Smit) and uneconomic Lesotho (Matsoku, Thaba Putsoa, and Pipe 200) kimberlite pipes to understand diamond destruction.

2. Results

All xenoliths are garnet harzburgites and contain pink pyrope garnets with kelyphitic rims of variable thickness. In addition, primary bright-green chrome diopside occurs as interstitial grains. The orthopyroxene abundance shows bimodal distribution with many xenoliths having >30 vol.% opx. In addition, the uneconomic kimberlites show an assemblage of phlogopite + clinopyroxene $\pm$ Cr-spinel. The secondary inclusions in olivine range in size from a few microns to rarely reaching up to 50 μ m. In the xenolith olivines a total of 26 minerals were identified: calcite, magnesite, dolomite, nyerereite, eitelite, gregoryite, natrite, shortite, northupite, K–Na–Ca–carbonate, bradleyite, apatite, burkeite, thénardite, syngenite, apthitalite, arcanite, baryte, sulphohalite, glauberite, magnetite, perovskite, tetraferriphlogopite, talc, chrysotile, brucite, and nitranite. The composition of identified minerals is similar in both economic and uneconomic kimberlites.

3. Discussion

The excess orthopyroxene modal content in xenoliths from all kimberlites suggests enrichment of silica which suggests metasomatism by silicate melts/fluids. In addition, the formation of clinopyroxene + phlogopite $\pm$ Cr-spinel in assemblage minerals by replacement of garnet in uneconomic kimberlite xenoliths from Lesotho suggests metasomatism by a melt enriched in K, Ca and H₂O. Overall, xenoliths from barren uneconomic kimberlites differ from those in economic kimberlites in metasomatism by an alkaline basic silicate melt/fluid. The similar composition of alkali- and chloride-rich carbonate daughter melt minerals in the olivine from economic and uneconomic kimberlites suggests a melt of similar composition trapped by all xenoliths. The depth of entrapment of these xenoliths is debated in the literature (Khan et al., 2024) and entrapment at mantle depths could suggest differing mantle metasomatism and at shallower depths could highlight the role of kimberlite composition in resorption. The absence of difference in the composition of carbonate melts rich in alkalis, sulfur, chlorine, phosphorus, and silica in all xenoliths highlights the absence of their role in the composition of the dissolution of diamonds. It suggests that the diamond content of the studied uneconomic kimberlites is a feature of the mantle sampled by the kimberlite which is reflected in the evidence of metasomatism by alkaline silicate melts.

References

- Golovin, A.V. & Kamenetsky, V.S. (2023): *Petrology*, 31(2), 143–178.
- Khan, S., Fedorchuk, Y., Feichter, M. & M. Toth, T. (2024): *Journal of Raman Spectroscopy*, online first, DOI: 10.1002/jrs.6709

PALEOÖKOLÓGIAI ÉS PALEOKÖRNYEZETI VIZSGÁLATOK A GEOKÉMIA SEGÍTSÉGÉVEL

Kocsis László^{1*}

¹ Institute of Earth Surface Dynamics, University of Lausanne

* E-mail: laszlo.kocsis@unil.ch

Az ökológia a fizikai környezet és az élő szervezetek közötti kölcsönhatások tanulmányozása. Egyes élőlények életük során különböző típusú ásványokat választanak ki a külső és/vagy belső váz fontos részeként (pl. kalcit, aragonit, apatit), melyek kémiai és/vagy izotópos összetétele fontos információkat hordozhat a környezetről. Ezen ásványok ősmaradványként megőrződhetnek a kőzetekben, melyeket gyakran alkalmaznak paleoökológiai vizsgálatokra. Amennyiben a fossziliák eredeti kémiai/izotópos összetétele nem, vagy csak minimálisan változott a diagenetikus folyamatok során, az így kapott in vivo adatok segíthetnek a paleokörnyezeti viszonyok és azok időbeli változásainak értékelésében (pl. hőmérséklet, sótartalom). Hasonló adatok felhasználhatóak üledékes rétegek korrelációjában is (kemosztratigráfia). Ezen túlmenően az élőlények

maradványai bizonyos nyomelemek beépülése/kicsérélődése, illetve az eredeti bioásványok diagenézis során történő módosulása/helyettesítése révén információt rögzíthetnek a lerakódási környezetről (pl. redox állapotok). Kutatásaim során a paleontológiát és a geokémiát ötvözőm, ami során jól megőrződött fossziliák stabil és radiogén izotópos, valamint nyomelem összetételeinek felhasználásával őskörnyezeti viszonyokról szerezünk ismereteket (pl. éghajlat, óceánográfia, élőhely). Hasonló analitikai módszerekkel és vizsgálatokkal modern szervezetek élőhely viszonyait is tanulmányoztuk. Az előadás során az alkalmazott proxyk (pl. $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ritkaföldfémek) rövid áttekintése után tengeri és szárazföldi esettanulmányok kerülnek bemutatásra.

A DÉL-HARGITAI SHOSHONITOK KŐZETTANI ÉS ÁSVÁNYKÉMIAI VIZSGÁLATA

Kovács Dániel^{1*}, Gál Ágnes², Szakács Sándor³, Lange Thomas Pieter^{1,4,5,6}, Kővágó Ákos^{1,4,7}, Szabó Csaba^{1,4} & Kovács István János^{4,6}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Litoszféra Fluidum Kutató Labor, Budapest,

² Babeş-Bolyai Tudományegyetem, Geológiai Intézet, Kolozsvár

³ Román Akadémia, Sabba S. Ştefănescu Geodinamikai Intézet, Bukarest

⁴ HUN-REN Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

⁵ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Környezettudományi Doktori Iskola, Budapest

⁶ MTA FI Lendület Pannon LitH2Oscope Kutatócsoport, Sopron

⁷ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földtudományi Doktori Iskola, Budapest

* E-mail: kovacsDani829@gmail.com

A Kelemen-Görgény-Hargita neogén vulkáni vonulat a Kárpát-Pannon régió keleti határán húzódik, magában foglalva a régió legdélebbi és egyben egyik legfiatalabb vulkáni képződményét, a dél-hargitai shoshonitot. A shoshonit Málnás és Sepsibüksád között, két vulkáni dóm formájában (északon a Kis-Murgó, délen a Lüget) jelenik meg. Munkánk során a Lüget területén található központi – és egyben legnagyobb – kőfejtő kőzeteit mintáztuk és vizsgáltuk meg annak céljából, hogy részletes petrográfiai és ásványkémiai képet adjunk a dél-hargitai shoshonitról. Továbbá, a kőzetalkotó ásványok főelem összetételének meghatározásával kiegészítettük a területről származó korábbi kőzet- és ásványkémiai ismereteket (pl. Mason et al., 1995; Molnár et al., 2018; Bracco et al., 2020).

A tanulmányozott kőzetminták alapanyaga porfirós holokristályos, olykor pilotaxitos szövetű, amelyet földpát, klinopiroxén, opakásvány és többnyire átalakult olivin alkot. A fenokristályok a kőzet 10–20 tf. %-át képezik, amelyet több generációjú glomeroporfirós klinopiroxén, opacitosodott amfibol és biotit, illetve átalakult olivin alkot. Gyakran rezorbeált kvarc xenokristályok is megjelennek. Az olivin és a klinopiroxén gyakran fordul elő együtt glomeroporfirós halmazban, ahol az olivin normál zónás, míg a klinopiroxén normál, reverz és oszcillációs zónásságot mutat. Egyes mintákban megjelenik rezorbeált plagioklász és káliföldpát xenokristály, ortopiroxén, opacitosodott titanit, apatit és cirkon is. Az idiomorf titanit xenokristályok külső szegélyét minden esetben ilmenit és klinopiroxén együttese veszi körül. Az olivin magjának magnézium száma (Mg#) 81 és 89 között mozog, miközben a keskeny külső perem Mg# értéke 67 és 73 közötti, ami átfed az alapanyagban megjelenő olivinek Mg#-ával (64–68). A klinopiroxén összetétele igen változatos, de leggyakrabban diopszidos és Mg-gazdag augitos összetétellel rendelkezik. A normál zónás klinopiroxén esetében a mag Mg# (75–90) megegyezik a reverz zónás klinopiroxén külső peremének Mg#-val. Ezzel együtt megfigyelhető az is, hogy a normál zónás klinopiroxén külső peremének Mg#-a (76–89),

megegyezik a reverz zónás klinopiroxén magjával. Az oszcillációs zónásság esetében a két Mg# tartomány váltakozása figyelhető meg. Az alapanyagban levő klinopiroxén Mg#-a 80 és 89 körül mozog, ami átfed a normál zónás klinopiroxén augitos szegélyének Mg#-val. A plagioklász xenokristályok andezines és labradoritos összetétellel rendelkeznek (An37–62), a káliföldpát szanidines összetételű. Az alapanyagban levő plagioklász szintén labradoritos összetételű (An32–63). Az amfibol összetétele alapján pargasit és edenit, Mg#-a 70 és 80 között mozog. A biotit Mg#-a nagy szórást mutat (63–85), ami elsősorban az ásvány oxidációjához köthető.

A petrográfiai megfigyelések alapján a shoshonitot létrehozó magma fejlődése során először normál zónás olivin kristályosodott ki, amelyet normál zónás klinopiroxén követett. Ezt követően feltételezhető egy újabb bázisos olvadék benyomulása és keveredése a korábbi frakcionálódott olvadékkal, létrehozva (1) a reverz zónás klinopiroxént, (2) a titanit, ilmenit és klinopiroxénné történő átalakulását és (3) a rezorbeált plagioklász fenokristályokat. Ezt követően kristályosodhatott ki a biotit és az amfibol. Az alapanyag teljes vagy részleges kikristályosodásával egyidőben jöttek létre a fenokristályok legkülső zónái és az alapanyag színes elegyrészei is, amit az olivin és a klinopiroxén kisebb Mg# értéke jelez.

Irodalom

- Bracco, G.A.J.J., Seghedi, I., Nikogosian, I.K. & Mason, P.R.D. (2020): Contributions to Mineralogy and Petrology, 175(6), 1–24.
- Mason, P.R.D., Downes, H., Seghedi, I., Szakács, A. & Thirlwall, M. (1995): Acta Vulcanologica, 7(2), 43–52.
- Molnár, K., Harangi, S., Lukács, R., Dunkl, I., Schmitt, A.K., Kiss, B., Garamhegyi, T. & Seghedi, I. (2018): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 354, 39–56.

MAGMATIC 'WATER' CONTENT OF THE CALC-ALKALINE ROCKS FROM THE OAȘ-GUTÂI MTS.

Kővágó Ákos^{1,2,3*}, Kovacs Marinela⁴, Szabó Csaba^{1,2}, Gergely Szilveszter⁵ & Kovács István János^{1,2}

¹ HUN-REN, Institute of Earth Physics and Space Science, Sopron

² ELTE, Lithosphere Fluid Research Lab, Budapest

³ ELTE, Doctoral School of Earth Sciences, Budapest

⁴ Technical University of Cluj-Napoca, North University Centre Baia Mare, Baia Mare, Romania

⁵ Budapest University of Technology and Economics, Department of Applied Biotechnology and Food Science, Budapest

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

The Oaș-Gutâi Mts. are located in the northwestern part of Romania and considered to be the first member of the Eastern Carpathian Volcanic Chain (e.g. Seghedi et al., 1995, Kovacs et al., 2017). Volcanic activity in the region began at 15.4 Ma (Pécskay et al., 2006) in the Gutâi with felsic caldera-related ignimbrites. Volcanic products range from rhyolites to basalt. The most abundant rock types are dacites, andesites and basaltic andesites, which represent the paroxysm of volcanic activity in the region between 13.4 and 7.0 Ma (Pécskay et al., 2006). The cessation of volcanic activity is marked by two small-volume volcanic products, the Laleaua Alba composite dacite-andesite dyke at 8.5–8.0 Ma (Kovacs et al., 2002), containing numerous mafic microgranular enclaves, and the Firiza basaltic complex at 8.1–7.0 Ma (Edelstein et al., 1993), consisting of a small calc-alkaline basaltic dyke swarm.

In this study, the structural hydroxyl content of nominally anhydrous minerals, like clinopyroxene, plagioclase and quartz, were investigated in all the major rock types from the Oaș-Gutâi Mts. using Fourier transform infrared spectrometry (FTIR). The FTIR studies are complemented by petrographic observations, mineral chemistry and whole rock geochemistry data. The obtained structural hydroxyl values show a wide range of variation from high, presumably preserved hydroxyl contents to low values. The latter ones are probably modified values. The main aim was to determine the cause of water loss, which might have been resulted by syn- or post-eruptive processes e.g. degassing of the

ascending magma or slow cooling of the erupted material. For the preserved values, calculations were made to determine the magmatic equilibrium 'water' content, and, in certain cases, the 'water' content of the mantle source was also calculated. All of these data provided valuable information for better understanding of magma evolution and post- and syn-eruptive evolution of magmatic 'water' content of the studied rocks.

This study was financially supported by the MTA FI Lendület Pannon Lith2Oscope Research Group and the NKFIH K141956 Topo-Transylvania Grant.

References

- Edelstein, O., Pécskay, Z., Kovacs, M., Bernad, A., Crihan, M. & Micle, R. (1993): *Revue Roumaine de Géologie Géophysique et Géographie Serie de Géologie*, 37, 37–41.
- Kovacs, M., Seghedi, I., Yamamoto, M., Fülöp, A., Pécskay, Z. & Jurje, M. (2017): *Lithos*, 294–295, 304–318.
- Kovacs, M. & Fülöp, A., (2002): *Geologica Carpathica*, 53 Special Issue.
- Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konecný, V., Zelenka, T., Kovács, M., Póka, T., Fülöp, A., Márton, E., Panaiotu, C. & Cvetkovic, V. (2006): *Geologica Carpathica*, 57, 511–530.
- Seghedi, I., Szakács, A., & Mason, P.R.D. (1995): *Acta Vulcanologica*, 7, 135–143.

KÉT FORRÓ SIVATAGI METEORIT ÖSSZEHASONLÍTÓ GENETIKAI VIZSGÁLATA

Küzmös Balázs^{1,2*}, Szabó Gergely³, Ulrich Ott¹, Szepesi János¹, Molnár Kata¹, Christoph Hauzenberger⁴ & Benkő Zsolt^{1,2}

¹ HUN-REN Atommagkutató Intézet, Geokronológia Csoport, Debrecen

² Debreceni Egyetem, Természettudományi és Technológiai Kar, Földtudományi Inézet, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

³ Debreceni Egyetem, Természettudományi és Technológiai Kar, Földtudományi Inézet, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Debrecen

⁴ Karl-Franzens Egyetem, Graz

* E-mail: balazskuzmos@gmail.com

Kutatásunk két, magángyűjteményben őrzött, azonosítatlan összetételű és típusú, afrikai eredetű meteorit vizsgálatát célozta meg. Szöveti, mikroszondás, valamint jövőbeli nemesgáz analitikai vizsgálataink célja a meteoritok kémiai és petrográfiai osztályba sorolása, továbbá az elszenvedett sokk-metamorfózis és terasztrikus mállás szintjének megállapítása volt.

1. 1-NWA meteorit

Vékonycsiszolatban olivint, rombos és monoklin piroxént, vas-oxidot, és plagioklást azonosítottunk. Jellemző szöveti bélyeg a még felismerhető körvonalú, piroxénből és olivinból felépülő kondrumok ($d=0,2-1$ mm) megjelenése, valamint az átkristályosodott, finomabb szemcsés ($50-100$ μm), olivinból, piroxénből és plagioklászból álló mátrix. A monoklin piroxének részaránya $<20\%$, ritkák az $50-100$ μm -nél nagyobb földpátszemcsék. Az olivin (Fa_{18}), az ortopiroxén (Fs_{17}) és a klinopiroxén (diopszid, $\text{Fs}_6\text{Wo}_{44}$) homogén összetételű. Ezen tulajdonságok alapján a meteorit a „H” kémiai, valamint az 5. petrográfiai osztályba sorolható.

Az 1-NWA gyenge fokú sokk-metamorfózist szenvedett, melyet az olivin és plagioklász unduláló kioltása, az olivinben megjelenő szabálytalan és planáris hasadások, illetve a vas-oxid tartalmú sokk-erek jelenléte bizonyít. Ezen tulajdonságok alapján a meteorit az „S3” sokkoltsági fokhoz sorolható, $15-20$ GPa nyomás és $100-150$ °C sokkhatás utáni felmelegedés érhet.

Az 1-NWA meteorit földet érése után további átalakulást szenvedett. Az erre utaló jelek a belső, vágott felület $\sim 60\%$ -át borító barnás, limonitos átalakulás, valamint a Fe-oxid $\sim 50\%$ -ának oxidációja. Az átalakulás jellemzően a kőzet szélein, valamint a repedésekhez közel intenzívebb. Ezen tulajdonságok alapján a meteorit a

„W2” mállási fokhoz sorolható, földi kora $5000-15000$ év között lehet.

Az 1-NWA (H5S3W2) közönséges, termális egyensúlyi állapotokat tükröző H kondrit, amely gyenge sokk-metamorfózist és földi mállást szenvedett.

2. 2-NWA meteorit

A 2-NWA petrográfiai megfigyelés alapján alacsonyabb vastartalommal rendelkezik és kevésbé mágneses. Vékonycsiszolatban olivint, rombos és monoklin piroxént, vas-oxidot és plagioklást azonosítottunk. Jellemző szöveti bélyeg a nehezen felismerhető kondrumok ($d=0,5-3,55$ mm) és az átkristályosodott, finomszemcsés mátrixanyag. A monoklin piroxének részaránya $<20\%$, gyakoriak az $50-100$ μm -nél nagyobb földpátszemcsék. Az olivin (Fa_{24}) a rombos piroxén (Fs_{21}) és a monoklin piroxén ($\text{Fs}_9\text{Wo}_{46}$) homogén összetételű. Ezen tulajdonságok alapján a meteorit az „L” kémiai, valamint a 6. petrográfiai osztályba sorolható.

A 2-NWA gyenge fokú sokk-metamorfózist szenvedett, melyet az olivin és plagioklász unduláló kioltása, a szabálytalan és planáris hasadások jelenléte olivinben, illetve a Fe-oxid tartalmú sokk-erek jelenléte mutat. Ezen tulajdonságok alapján a meteorit az „S3” sokkoltsági fokhoz sorolható, mi szerint $15-20$ GPa nyomás és $100-150$ °C sokkhatás-utáni felmelegedés érhet.

A 2-NWA meteorit földi átalakulását a belső, vágott felület $\sim 85\%$ -át borító barnás, limonitos átalakulás, valamint a fém fázis $\sim 80\%$ -ának oxidációja mutatja. Az átalakulás jellemzően a kőzet szélein és a repedésekhez közel intenzívebb. Ezen tulajdonságok alapján a meteorit a „W3” mállási fokhoz sorolható, földi kora $15000-30000$ évig terjedhet.

KALCIT-ÉRGENERÁCIÓK ELKÜLÖNÍTÉSE LÉZER INDUKÁLT PLAZMA SPEKTROSKÓPIAI (LIBS) MÓDSZER ALKALMAZÁSÁVAL

Ladányi Lili^{1*}, Hrabovszki Ervin¹, M. Tóth Tivadar¹, Fernando A. Casian-Plaza², Galbács Gábor² & Schubert Félix¹

¹ Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

² Szegedi Tudományegyetem Molekuláris és Analitikai Kémiai Tanszék, Szeged

* E-mail: lili99ssu@gmail.com

A Keleti-Mecsek területén található óbányai Öregpatak völgyében nagyszámú kalcittal cementált repedés figyelhető meg. Az érgenerációk elkülönítését az orientációs adatok és a petrográfiai megfigyelések (kalcit szemcsék alakja, növekedési iránya, vastartalma, fluidum- és szilárdzárvány tartalma) alapján végeztük el. A kalcit ereken továbbá katódlumineszcens (CL) és UV-fluoreszcens mikroszkópi vizsgálatokat végeztünk. Ezen szempontok és vizsgálatok alapján a völgy területén hat érgenerációt határoztunk meg, viszont számos esetben ezen jellemzők nem bizonyultak elegendőnek az ismeretlen erek besorolásához. Azon kalcit erek esetében, amelyeket nem lehetett egyértelműen valamelyik érgenerációhoz kötni teljes kémiai elemösszetétel meghatározása céljából lézer indukált plazma spektroszkópiás (LIBS) módszert alkalmaztunk. A LIBS egy, a földtudományok területén is egyre gyakrabban alkalmazott analitikai módszer, amely alkalmas szilárd anyagok közvetlen vizsgálatával teljes kémiai elemösszetétel meghatározására. A módszer előnye abban rejlik, hogy a minta minimális előkészítést igényel és gyors mérést biztosít ppm kimutathatósági határral (Hahn & Omenetto, 2012; Galbács, 2015). A mérési foltméret 20–50 µm, amelyből nagyfelbontású spektrum kerül rögzítésre, ami a minta elemösszetételéről hordoz információt (Bol'shakov et al., 2016). A kvantitatív

analitikai adatokon túl ezen spektrumok minden egyes minta esetében egy jellegzetes „ujjlenyomatnak” tekinthetők. Az egyértelműen nem besorolható ereket a felvett jellegzetes spektrumok összevetésével terveztük besorolni az előzetesen kialakított érgenerációkba.

Köszönjük az Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal NKFIH-K-146733 kódszámú Országos Tudományos Kutatási Alapprogramjának, az Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal TKP2021-NVA-19 kódszámú Témaerületi Kiválósági Programjának és a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal K-138919 kódszámú Országos Tudományos Kutatási Alapprogramjának a tanulmány támogatását.

Irodalom

- Bol'shakov, A.A., Mao, X., González, J.J., Russo, R.E. (2016): *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 31, 119–134.
- Galbács, G. (2015): *Analytical and Bioanalytical Chemistry*, 407, 7537–7562.
- Hahn, D.W. & Omenetto, N. (2012): *Applied Spectroscopy*, 66 (4), 347–419.

FLUIDUM-SZILÁRD NANOFELÜLETEK A PERSÁNY-HEGYSÉG ALATTI LITOSZFÉRA KÖPENYBEN

Lange Thomas Pieter^{1,2,3,4*}, Vancsó Péter⁵, Zakhar Popov⁶, Pósfai Mihály⁷, Pekker Péter⁷, Szabó Csaba^{1,3}, Kovács István János^{1,3} & Berkesi Márta^{1,8}

¹ HUN-REN Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Környezettudományi Doktori Iskola, Budapest

³ MTA FI Pannon Lith2Oscope Lendület Kutatócsoport, Sopron

⁴ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litoszféra Fluidum Kutatólaboratórium, Budapest

⁵ HUN-REN Energiakutató Intézet, Nanoszerkezetek Laboratórium, Budapest

⁶ Russian Academy of Sciences, Emanuel Institute of Biochemical Physics, Moszkva

⁷ Pannon Egyetem, Nanolab, Környezeti Ásványtan Kutatócsoport, Veszprém

⁸ MTA-FI FluidsbyDepth Lendület Kutatócsoport, Sopron

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

A szilárd fázisok felületi kötéseinek geometriája, és különösen a szabadkötések nagy hatással vannak a felület mentén fellépő anyagvándorlásra, beleértve a fluidum szállítódását is. A felületi vonzerők módosíthatják a fluidum összetételét a szilárd–fluidum fázishatár néhány nanométeres távolságában. Ezek a folyamatok jelen vannak – természetesen – a kőzetek szilárd–fluidum rendszereiben is. Ezért a jelenségek megismerésével jobb betekintést nyerünk az ásvány reakció és növekedések folyamatába, és segítik megérteni, hogy a felsőkőpenyben a diopszid/pargasit határon dokumentált nanocsatornában (Lange et al., 2023) hogyan tud mozogni vagy megkötődni a fluidum. Mindennek kiemelt jelentősége lehet a litoszféra mélyéről származó fluidumok szubvertikális szállítódásának megértésében azokon a szinteken, ahol a töréses deformációs jelenségek nem segítik a fluidumtranszfert (azaz a képlékeny deformációs zónában).

A Persány-hegység vulkáni terület felsőkőpeny xenolitjainak kőzetalkotó ásványaiban a fő- és nyomelem koncentrációk alapján a hegység alatti felsőkőpeny egy jelentős része jelentős metasomatózison esett át (Vaselli et al., 1995; Falus et al., 2008; Faccini et al., 2020; Lange et al., 2023). A metasomatózis során beáramló és kölcsönható, H₂O-tartalmú szuperkritikus fluidumok egy része fluidumzárványként csapdázódott olivinben, ortopiroxénben és klinopiroxénben (Lange et al., 2023). Az utóbbi ásványban előfordul, hogy egyes fluidumzárványok kisméretű amfibollal társulnak, ami a befogadó klinopiroxén és a csapdázódott H₂O-tartalmú fluidum reakcióterméke a petrográfiai megfigyelés szerint (Lange et al., 2023).

Transzmissziós elektronmikroszkópos felvételek alapján a klinopiroxén és amfibol határfelület mentén nanoméretű csatornák helyezkednek el a klinopiroxén és

amfibol kristálytani [001] irányával párhuzamosan. Ezen csatornák jelenléte nagyobb diffúziós sebességet sejtet a relatíve nagyméretű „üres” térfogat miatt, mint az a klinopiroxén–amfibol fázishatár szerkezeti torzulásaiból következne.

Munkánk során kvantummechanikai szimuláció segítségével igyekszünk feltárni a klinopiroxén–amfibol fázishatár mentén lejátszódó fizikai jelenségeket, amelyek biztosítják az elemek gyors diffúzióját. A kapott információ segítségével jobban megérthetjük a mélyebb régiókban (alsókéreg, felsőkőpeny) a nominálisan víztartalmú ásványok képződését és növekedését, továbbá a jelentős fluidumösszetétel változás nanoléptékű hajtóerőit a fluidumtérfogat mikrométeres léptékéhez képest.

A kutatást a FK-142985 OTKA, a Nanomin, és az MTA-FI Lendület FluidsByDepth és Pannon Lith2Oscope kutatási projektek támogatták (LP2022-2/2022; LP2018-5/2023).

Irodalom

- Faccini, B., Rizzo, A.L., Bonadiman, C., Ntaflos, T., Seghedi, I., Grégoire, M., Ferretti, G. & Coltorti, M. (2020): *Lithos*, 364, 105516.
- Falus, G., Tommasi, A., Ingrin, J. & Szabó, Cs. (2008): *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1-2), 50–64.
- Lange, T.P., Pálos, Z., Pósfai, M., Berkesi, M., Pekker, P., Szabó, Á., Szabó, Cs. & Kovács, I.J. (2023): *Lithos*, 454, 107210.
- Vaselli, O., Downes, H., Thirlwall, M., Dobosi, G., Coradossi, N., Seghedi, I., Szakács, A. & Vannucci, R. (1995): *Journal of Petrology*, 36(1), 23–53.

KOZMIKUS JEL A KÁRPÁT-MEDENCEI BOROKBAN

László Elemér^{1*}, Zsigrai György², Novák Tibor³ & Palcsu László¹

¹ HUN-REN Atommagkutató Intézet, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

² Debreceni Egyetem, MÉK, Agrokémiai és Talajtani Intézet, Debrecen

³ Magyar Agrár- és Élettudományi Egyetem, Karcagi Kutatóintézet, Karcag

* E-mail: laszlo.elemer@atomki.hu

A borkészítés hagyománya mély történelmi és földrajzi gyökerekkel rendelkezik. Különböző bortermelő birtokok, például a Tokaj, Pannonhalma, Szekszárd és Villány borvidékek világszerte elismertek magas minőségű borok előállításában. A borok minőségének és jellemzőinek megértése érdekében a borászok számos tényezőt vesznek figyelembe, ideértve a földrajzi és éghajlati viszonyokat, valamint a természetes környezet változásait.

A naptevékenység és kísérő természetes jelenségei közvetlen hatást gyakorolnak a környezeti elemek összetételére és azok hatásaira a borok minőségére. Korábbi tanulmányok rámutattak arra is, hogy a naptevékenység hatása nyomon követhető a csapadék tríciumszintjeiben. Ennek fényében felmerül a kérdés, hogy ez a hatás megfigyelhető-e a borokban, és milyen mértékben.

A tanulmány célja feltárni a naptevékenység és a tríciumkoncentráció közötti kapcsolatot, valamint megvizsgálni annak hatását a borok jellemzőire, különös tekintettel a Tokaj, Pannonhalma, Villány, Szekszárd borvidékek boraira. Az adatok alapján célunk elemezni a naptevékenység által kiváltott trícium mintázatot, és feltárni annak hatásait az egyes évjáratok borainak tríciumaktivitására.

A felhasznált analitikai módszerek közé tartozik a csapadékminták tömegspektrométeres mérése a HUN-REN Intézetben a Nukleáris Kutatásokért (ATOMKI) laboratóriumában. Begyűjtött bor- és vízminták desztillációja célja a szennyeződések, különösen az alkohol és szerves vegyületek eltávolítása. A minták elemzése során izotóphígtásos technikát alkalmazunk, ahol ultratiszta ⁴He spike-ot adunk hozzá a szisztematikus hibák kiküszöbölése érdekében. Ez a módszer a legérzékenyebb az alacsony tríciumkoncentrációk mérésére a környezeti vizekben (László et al., 2020; Palcsu et al., 2018).

Az eredmények azt mutatják, hogy a naptevékenység által kiváltott mintázat nyilvánvaló a csapadék tríciumkoncentrációjában, és ez a természetes változékonyság észlelhető a bor mintákban is. Az egyes borvidékek csapadék- és bor-tríciumkoncentrációi közötti korrelációt különböző borászati régiókból származó mérések igazolták. Emellett az egyes évjáratokra jellemző izotópösszetételek meghatározására kerültek, segítve az értékes borok hitelességének megállapítását. A keresztkorrelációs elemzés azt mutatta, hogy a napciklus befolyásolja a bor tríciumtartalmát. A bor időkapcsolaként szolgálhat, lehetővé téve a múltbeli tríciumszintek meghatározását, és ezzel a bor évjáratának azonosítását elősegítheti.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatásával készült, valamint a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alap Finanszírozásával (2020-2.1.1-ED-2021-00172), valamint az Innovációs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-22-5 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott szakmai támogatásával.

Irodalom

- László, E., Palcsu, L. & Leelőssy, Á. (2020): Atmos. Environ., 233, 117605.
- Palcsu, L., Morgenstern, U., Sültenfuss, J., Koltai, G., László, E., Temovski, M., Major, Z., Nagy, J.T., Papp, L., Varlam, C., Faurescu, I., Túri, M., Rinyu, L., Czuppon, G., Bottyán, E. & Jull, A.J.T. (2018): Scientific Reports, 8, 12813.

A TOKAJI-HEGYSÉG VULKANIZMUSA: SZILÍCIUMGAZDAG ROBBANÁSOS KITÖRÉSEK

Lukács Réka^{1,2,*}, Szepesi János^{2,3}, Marcel Guillong⁴, Dawid Szymanowski⁴, Maxim Portnyagin⁵, Józsa Sándor⁶, Olivier Bachmann⁴, Maurizio Petrelli⁷, Fodor László^{8,9} & Harangi Szabolcs^{2,6}

¹ HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

² HUN-REN-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ HUN-REN Atommagkutató Intézet, Geokronológia Laboratórium, Debrecen

⁴ ETH Zürich, Svájc

⁵ GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Kiel, Németország

⁶ Eötvös Loránd Tudományegyetem, FFI, Közöttan-Geokémiai Tanszék, Budapest

⁷ University of Perugia, Perugia, Olaszország

⁸ Eötvös Loránd Tudományegyetem, FFI, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest

⁹ HUN-REN Földfizikai és Űrtudományi Intézet, Sopron

* E-mail: lukacs.reka@csfk.org

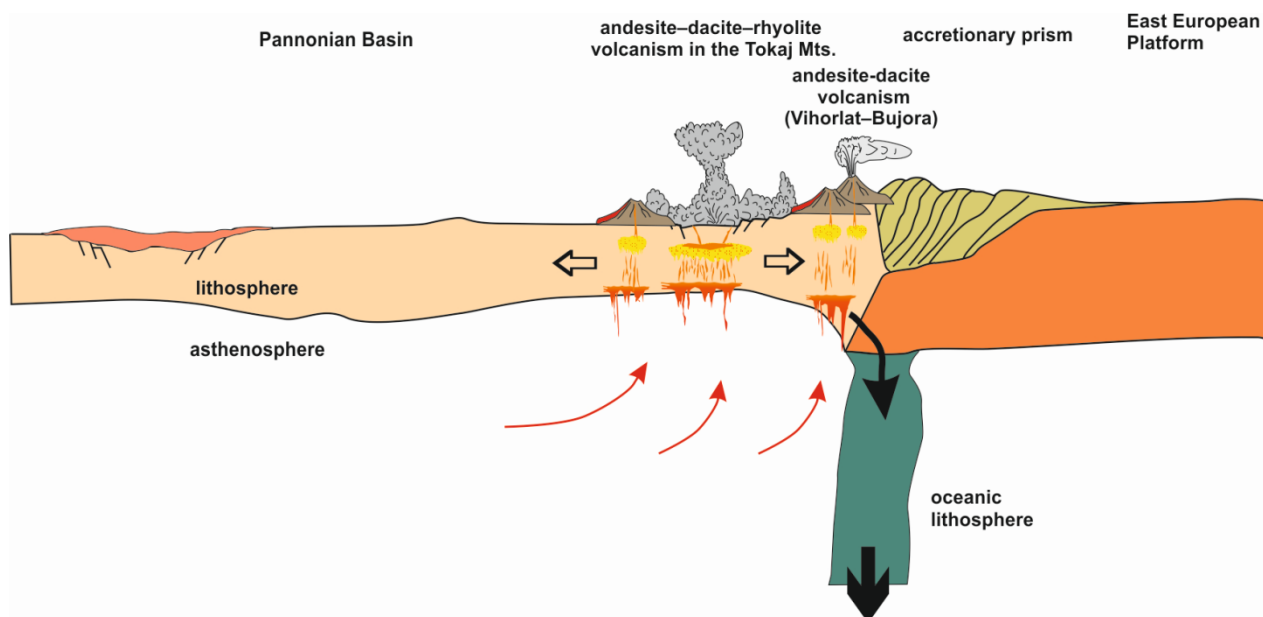
A Kárpát-Pannon térség vulkáni területei között a Tokaj-Eperjes-hegység egyik különlegességét a széles közöttani és vulkanológiai változékonyság adja, itt a bazalttól az andeziten és dáciton keresztül riolitos kőzetek, piroklasztitok és lávaképződmények egyaránt megtalálhatók. A változatos vulkánkitörések helye és ideje geodinamikai szempontból is érdekes. Az É-D-i lefutású hegység kialakulása időben a Kárpát-Pannon térség északkeleti részén történt szubdukció befejező időszakához, térben a szubdukciós szuturához közel, és elvékonyodott kontinentális litoszférához köthető.

Előadásunkban elsősorban a Tokaji-hg. négy nagy robbanásos vulkáni kitörési eseményére koncentrálunk (Lukács et al., 2024), de röviden kitérünk egyéb kutatási eredményeinkre is. Vizsgálataink során cirkon U-Pb kormeghatározási, teljes kőzetből, kőzetüvegből és ásványokból származó főelem és nyomelemkémiai, valamint izotópos adatokat használtunk fel. A cirkon U-Pb adatokon alapuló kormeghatározási eredményeink azt jelzik, hogy a Tokaji-hegység vulkanizmusa később kezdődött és időben rövidebb volt, mint azt a korábbi koradatok jelezték.

A legidősebb riolitos-riodácitos összetételű piroklasztitok a terület vulkanizmusának kezdetét jelölik ki, amelynek ideje 13,1 millió év. A Sátoraljaújhegy kitörésként elnevezett robbanásos kitöréssorozat képződményei a Tokaji-hg. keleti részén fúrásokban több száz méteres vastagságban ismertek. Cirkon vizsgálataink rámutattak arra, hogy a piroklaszt-árakhoz kapcsolódó üledékek ma a területtől >100 km-re is megtalálhatók. Ezek a jellegek nagy térfogatú (>100 km³), jelentős területet érintő, kalderaformáló kitörést jeleznek, aminek a központja vélhetően a Tokaji-hegység keleti részén lehetett. Ezt az eseményt 12,3 millió évvel ezelőtt egy újabb riolitos kitöréssorozat, a Hegyköz egység kitörései követték a Tokaji-hg. északi részén, amelyhez itt előtte és utána is riolitos lávadóm kitüremkedések kapcsolódtak. A

harmadik nagy robbanásos kitörési esemény (Szerencs kitörés) 12,0 millió évvel ezelőtt történt és a Tokaji-hg. déli részét terítette be, a fúrási vastagságadatokból kiindulva szintén tekintélyes (feltehetően >100 km³) térfogatú vulkáni anyaggal. Ehhez a kitöréshez kapcsolható a korábban azonosított Szerencs kaldera létrejötte. A legfiatalabb riolitos robbanásos kitörések a Vizsoly kitöréssorozathoz kapcsolódnak, amelyek kora 11,6 millió év, képződményei a Tokaji-hg. nyugati oldalán tárnak fel.

Ezeknek a robbanásos kitörési eseményeknek a közetei jellemző és egymástól elkülöníthető közöttani és geokémiai ujjlenyomattal rendelkeznek, ami segít a távolabbi területeken megjelenő képződményekkel való korrelációban. A piroklasztitok összetétele a száraz-forró-redukált típusú riolitos jellegét adja, ami összhangban van extenziós környezetben való keletkezésükkel, ahol az elsődleges magma nyomáscsökkenéses olvadással képződött jelentősebb fluidhatás nélkül. A kőzetüvegek Rb, Ba és Sr tartalma, valamint jelentős negatív Eu-anomáliája a magmák extrém frakcionációjára utal, különösen a Szerencs kitörés esetében. A cirkon Hf izotópadatok arra utalnak, hogy a riolitos piroklasztitok magmájában idővel a köpenyeredetű olvadékoknak nagyobb szerep jutott. Mindez magyarázható a vulkáni terület különleges tektonikai helyzetével (1. ábra): a hátráló szubdukció befejező időszakában a kőzetlemez vertikális helyzete miatt az ahhoz közel lévő háttérterületre jelentős lefelé ható húzást gyakorolhatott, ami a lemezszakadás előtt elősegítette a litoszféra elvékonyodását és az asztenoszféra köpeny feláramlását. Ezek a folyamatok kedveztek a köpenyanyag megolvadásának, ami a kéregolvadás mellett idővel egyre jelentősebb mértékben járulhatott hozzá a kitöréseket létrehozó magmához.



1. ábra: A Tokaj-Eperjes-hegység vulkanizmusának geodinamikai értelmezése Lukács et al. (2024) alapján

Köszönetnyilvánítás

Munkánkat az NKFIH FK131869 és a K145905-ös számú projektek támogatták. LR munkáját Bolyai J. K. Ösztöndíj támogatta.

Irodalom

Lukács, R; Guillong, M; Szepesi, J; Szymanowski, D; Portnyagin, M; Józsa, S; Bachmann O; Petrelli, M; Müller, S; Schiller, D; Fodor, L; Chelle-Michou, C; Harangi, Sz (2024): *Gondwana Research* 130, 53–77.

GEOKÉMIAI ADATOK ÉS NEMESGÁZIZOTÓPOK LEHETSÉGES KAPCSOLATA A KOŽUF-VORAS VULKÁNI RENDSZER PÉLDÁJÁN KERESZTÜL

Molnár Kata^{1*}, Benkó Zsolt^{1,2}, Pierre Lahitte³, Szepesi János^{1,4}, Samuele Agostini⁵ & Marjan Temovski^{1,2}

¹ HUN-REN Atommagkutató Intézet (ATOMKI), Debrecen

² Debreceni Egyetem, TTK, Földtudományi Intézet, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

³ Paris-Saclay Egyetem, CNRS, GEOPS, Párizs

⁴ HUN-REN-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

⁵ IGG-CNR, Pisa

* E-mail: molnar.kata@atomki.hu

A Kožuf-Voras működése számos lávadómépítő fázissal, valamint robbansásos kitörésekkel jellemezhető. A macedón-görög határon található vulkáni rendszer 6,5 és 1,8 millió év között volt aktív (pl.: Kolios et al., 1980; Janković et al., 1997), kialakulása szorosan kapcsolódott a Balkán-félsziget tektonikai fejlődését is meghatározó Égei extenzióhoz (pl.: Dumurdzanov et al., 2005; Pe-Piper & Piper, 2007). A Kožuf-Voras vulkáni rendszer lávadómjai egy délnyugati irányú fiatalodást mutatnak, amivel párhuzamosan a kitörési termékek K-tartalmában is növekedés látható. A Kožuf-Voras vulkáni rendszert északnyugatról határoló Mariovo-medencében számos piroklasztit réteg táruul fel, sok esetben édesvízi mészkőrétegekkel összefogazódva. Az ezeket létrehozó kitörések 4,0–3,5 millió, valamint 3,0–2,5 millió évvel ezelőtt zajlottak le, két olyan időszakban, amely az eddigi ismeretek alapján szunnyadó időszak volt a vulkáni rendszer életében. A fiatalabb robbansásos kitörésekkel párhuzamosan épült fel a Šumovit Greben riolitos lávadómja, amelynek aktivitáshoz szintén társult robbansásos kitörés (Molnár et al., 2022, 2023).

A kitörési korok meghatározása mellett petrográfiai és teljeskörű geokémiai elemzéseket végeztünk a Mariovo-medencében feltáruuló vulkáni rétegeken, kiegészítve radiogén (Sr-Nd) és nemesgázizotópos vizsgálatokkal, hogy minél jobban megértsük a vulkáni rendszer fejlődését és a kitörést megelőző magmakamra folyamatokat.

A két masszív lapillitufa réteg horzsakövei, valamint a két blokk- és hamuár réteg lávablokkjai shoshonitos összetételt mutatnak, hasonló SiO₂ tartalommal (58–60 tömeg%), de eltérő K₂O tartalommal (4,5–6,5 tömeg%) jellemezhetők. Fő szintelen kőzetalkotói a sanidin és a plagioklász, míg mafikus ásványként elsősorban biotitot és klinopiroxént tartalmaznak, a riolitos Šumovit Greben lávadómhoz, valamint a Kožuf-Voras vulkáni rendszer nyugati részén található többi lávadómhoz hasonlóan. A Sr és Nd izotóparányok 0.708638–0.710042, valamint 0.512216–0.512338 között változnak. A fiatalabb minták

radiogén izotópokban gazdagodottak, feltehetően nagyobb mértékű kéregasszimilációval jellemezhetők a Sr-Nd arányok alapján. A minták R/Ra aránya 0.09–1.12 Ra között változik, ahol R a minta ³He/⁴He arányát jelzi a levegőéhez (Ra) viszonyítva. Ez dominánsan a földkéreg eredetű gázok jelenlétét jelzi (85–99 %), elhanyagolható légköri hozzájárulással (<1 %). Mindkét kitörési időszakra elmondható, hogy az idősebb robbansásos kitörésben megjelenik egy nagyobb mértékű földköpeny hozzájárulás is a nemesgázizotópok alapján (~12–13%).

A kutatást az NKFIH PD 135396-os számú projekt támogatta.

Irodalom

- Dumurdzanov, N., Serafimovski, T. & Burchfiel, B.C. (2005): *Geosphere*, 1, 1–22.
- Janković, S., Boev, B. & Serafimovski, T. (1997): *Magmatism and Tertiary Mineralization of the Kožuf Metallogenetic District, the Republic of Macedonia with Particular Reference to the Alshar deposit. Special Publications*, 5. Faculty of Mining and Geology, Štip.
- Kolios, N., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A. & Giuliani, O. (1980): *Bulletin Volcanologique*, 43, 553–568.
- Molnár, K., Lahitte, P., Dibacto, S., Benkó, Zs., Agostini, S., Döncző, B., Ionescu, A., Milevski, I., Szikszai, Z., Kertész, Zs. & Temovski, M. (2022): *International Journal of Earth Sciences*, 111, 749–766.
- Molnár, K., Lahitte, P., Döncző, B., Arató, R., Szepesi, J., Benkó, Zs., Nomade, S., Gätjen, J., Dibacto, S. & Temovski, M. (2023): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 178, 83.
- Pe-Piper, G. & Piper, D.J.W. (2007): In: Beccaluva L., Bianchini G. & Wilson M. (szerk.): *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area. Geological Society of America Special Paper*, 418, pp. 17–31.

RARE EARTH ELEMENT TRANSPORT LINKED TO FLUIDS FROM CARBONATITE SYSTEMS

Emanuel Mororó^{1*}, Márta Berkesi^{1,2} & Tibor Guzmics¹

¹ Eötvös Loránd University, Lithosphere Fluid Research Laboratory, Budapest

² Institute of Earth Physics and Space Science, Lendület FluidsByDepth Research Group, Sopron

* E-mail: mororo.emanuel@gmail.com

Rare earth permanent magnets, used in wind turbines electric vehicle motors, and other consumer goods, has driven the demand for rare earth elements in recent years. This has led to renewed interest in one of the main sources of rare earth elements on Earth, carbonatite systems (Anenburg et al., 2020). Here, we present in situ characterization of fluids and their trace-element compositions in natural carbonatite systems (Guzmics et al. 2019; Berkesi et al., 2020), by studying secondary quartz-hosted fluid inclusions from Oldoinyo Lengai volcano. By comparing our data to fluids and melts from other carbonatite systems we constructed a model for fluid-mediated rare earth element transport and mineralization.

The studied secondary quartz-hosted fluid inclusions are from a metamorphic xenolith collected near the summit of the Oldoinyo Lengai volcano. The xenoliths are composed of metamorphic relics, hosting abundant secondary fluid inclusions (Fig. 1, A), and an igneous groundmass absent of fluid inclusions. FIB-SEM-EDS and Raman imaging were used to create fluid inclusion 3D models (Fig. 1, B) and to calculate bulk fluid composition. At room temperature, the fluid inclusions presented liquid and vapor CO₂ together with nahcolite (NaHCO₃), natrite solid solution [(Na₂,K₂,Ca)CO₃], halite (NaCl), sylvite (KCl), minor thenardite (Na₂SO₄) and arcanite (K₂SO₄). Raman-combined microthermometry showed that nahcolite dissociation occurs below 200 °C, natrite solid solution melts at approximately 400 °C. Homogenization of fluid inclusions happened above 600 °C, indicating minimum entrapment temperatures compatible with Oldoinyo Lengai magmatism.

Our study demonstrates that syn- and paramagmatic fluids in carbonatite systems have alkali-carbonate + sulfate + chloride-bearing, H₂O-poor, and CO₂-rich compositions. These fluids can be distinguished from carbonatite melts by their lower density and inability to quench into volume filling assemblages. Alkali-carbonate fluids from carbonatite systems can transport a significant amount of rare earth elements. Fluid-mediated rare earth mineralization is linked to fluid-phase CO₂ contents, as high CO₂ fugacity preserves rare earth element solubility.

This research received financial support from the National Research, Development, and Innovation Office of

Hungary (NKFIH) (FK-132418 and K-142855), awarded to M. Berkesi and T. Guzmics, respectively.

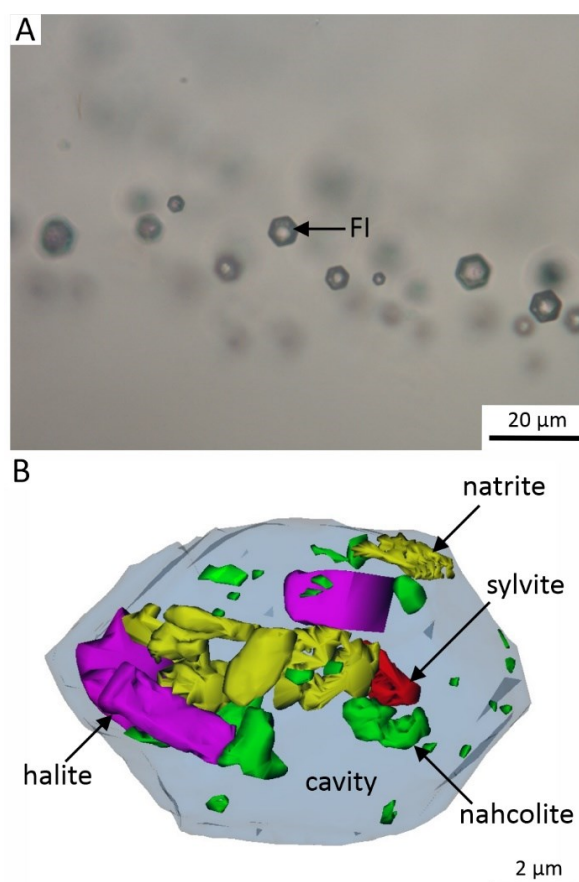


Figure 1: Quartz-hosted secondary fluid inclusions from Oldoinyo Lengai. A - Fluid inclusions enclosed along trails. B – Fluid inclusion representative three-dimensional model.

References

- Anenburg, M., Mavrogenes, J.A., Frigo, C. & Wall, F. (2020): *Science Advances*, 6, eabb6570.
- Berkesi, M., Bali, E., Bodnar, R.J., Szabó Á. & Guzmics T. (2020): *Gondwana Research*, 85, 76–83.
- Guzmics, T., Berkesi, M., Bodnar, R.J., Fall, A., Bali, E., Milke, R., Vetlényi, R. & Szabó, C. (2019): *Geology*, 47, 527–530.

NANOMÉRETŰ AMORF SZILIKA KRIOGÉN KARBONÁTOKBAN

Németh Péter^{1,2*}, Demény Attila¹, Yuri Dublyansky³, Christoph Spötl³, Stanislava Milovská⁴ & Rastislav Milovský⁴

¹ HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

² Pannon Egyetem Bio-nanotechnológiai és Műszaki Kémiai Kutatóintézet, Nanolab, Veszprém

³ University of Innsbruck, Institute of Geology, Innsbruck

⁴ Earth Science Institute of the Slovak Academy of Sciences, Banska Bystrica

* E-mail: nemeth.peter@csfk.org

1. Bevezetés

A durvakristályos kriogén barlangi karbonátok (rövidítve CCC-k) egyedülálló típusai a barlangi üledékeknek, amikről azt feltételezik, hogy a permafroszt (legalább 2 évig fagyott talaj) lassú olvadásakor alakulnak ki a barlangi jégtestek felszínén megfagyó enyhén lúgos kalcium-hidrogénkarbonátos tavakban (Žák et al., 2012). Ezek az üledékek kulcsfontosságúak a múltbeli permafroszt olvadási eseményeinek azonosításában és korolásában, a permafroszt hosszútávú (ezeréves) dinamikájának és sérülékenységének feltárásában. Bár a CCC-k már az 1990-es évektől ismertek, komolyabb tudományos figyelmet csak az utóbbi években kaptak (Žák et al., 2012, 2018). A CCC jelentősége és egyre növekvő népszerűsége ellenére alapvető kérdések tisztázatlanok az eredetét, összetételét és a kialakulásának módját illetően.

Ásványos összetételük szerint a CCC-k főként kalcitból állnak. Előadásunkban bemutatjuk, hogy a szétváló kristálynövekedést mutató, tús CCC minták (1. ábra) esetében a kalcit mátrixban jelentős mennyiségű (akár 5 tömeg%), nanoméretű amorf szilika is megjelenhet. A megfigyelések a kalcit-szilika fázisok együttes kicsapódására utalnak és azt valószínűsítik, hogy a CCC képződése során a pH viszonyok a nanométeres mérettartományban az enyhén savas-enyhén lúgos tartományban is változhattak.

2. Anyag és módszer

2.1. Minták

Szétváló kristálynövekedést mutató, tús CCC mintákat vizsgáltunk egyrészt az oroszországi Divya- és a szlovák Sedlakova diera-barlangokból (1. ábra).

2.2. Vizsgálati módszerek

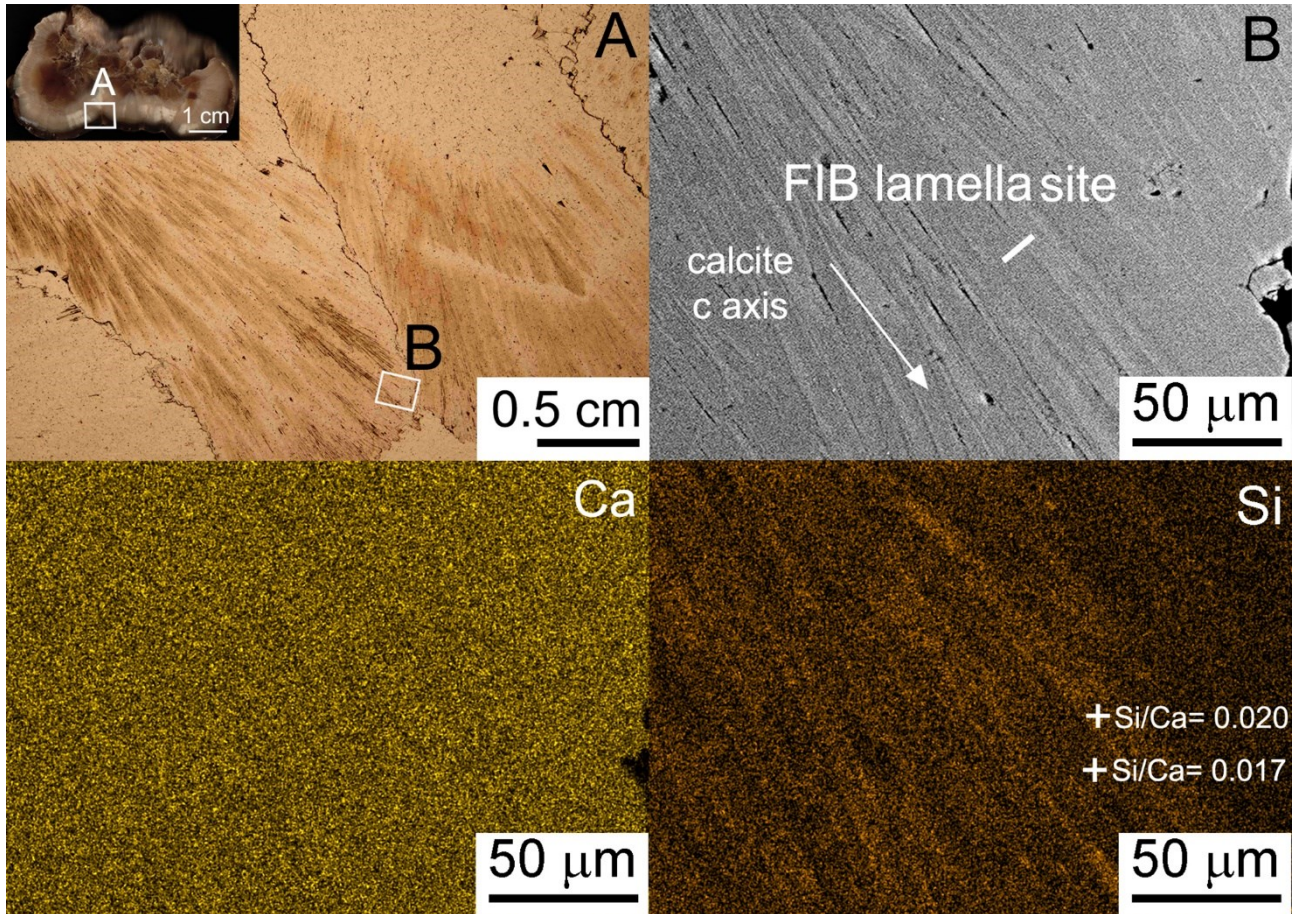
A mintákból készült vékonycsiszolatokat egy JEOL energiadisperzív (EDS) elemanalízátorral felszerelt JEOL

JSM-IT700HR mikroszkóppal vizsgáltuk. A transzmissziós elektronmikroszkópos (TEM) mérésekhez a kiválasztott, szilícium-tartalmú helyekről ~10 x 2 mikrométer területű és ~40–50 nm vastagságú TEM lamellák készültek egy Thermo Scientific Scios 2 Dual Beam készülékben. A lamellák világoslátóterű TEM (BFTEM), széles látószögű gyűrűs detektorral készült pásztázó TEM (HAADF-STEM) és elektrondiffrakciós (SAED) méréseihez egy Thermo Fisher Scientific FEI THEMIS 200 mikroszkópot használtunk. A nagyfelbontású képek értékeléséhez és a fast Fourier transzformáltak (FFT) számításához a Gatan Digital Micrograph 3.6.1 szoftvert alkalmaztuk.

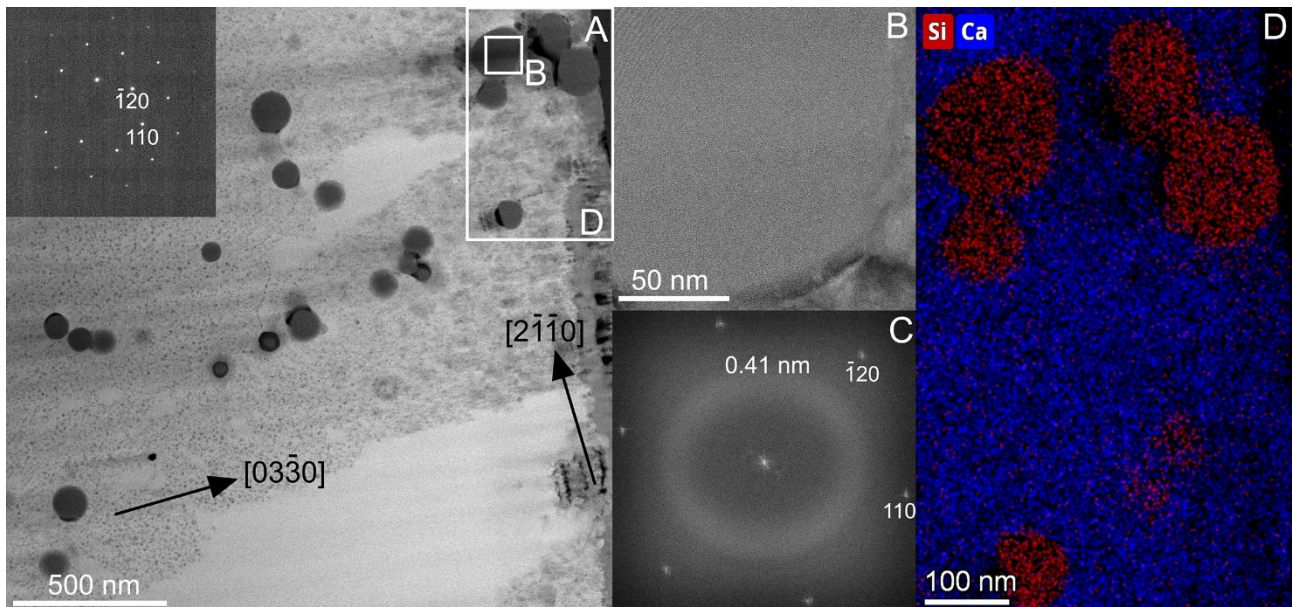
3. Eredmények

A vizsgált CCC minták halvány-sötétsárga színűek, a vágott felületeken változatos színű – feltehetőleg periódikus növekedéssel összefüggő – sávozottság figyelhető meg (1. ábra). A szemcsék magja pórusmentes, ettől eltávolodva többszörös kristálynövekedésre utaló szövet látható. A fénymikroszkópos felvételek szétváló kristálynövekedésre és a kristályok közötti jelentős pórustartalomra utalnak (1. ábra). A pórusgazdag területek sötét színűek a fénymikroszkópos képeken. Visszaszórt elektronmikroszkópos felvételeken 2–5 µm széles, a kalcit c tengelyével párhuzamosan megnyúlt 20–100 µm hosszú világos és sötét kontrasztú területek váltakoznak. Az EDS elemzések, valamint a Ca és Si elem térképek alapján a sötét területek Si-ban gazdagabbak a világos területekhez képest (1. ábra).

A megnyúlt szemcsékre merőleges irányból – fókuszált ionsugaras vékonyítással – készült lamella HAADF-STEM felvételén 20–100 nm méretű, sötét kontrasztú, megközelítőleg gömb alakú szemcsék láthatók a [0001] kalcit mátrixban (2. ábra). Szelektált területű elektrondiffrakciós vizsgálat szerint a lamella teljes területén a kalcit kristályok orientációja ~1–2 fokon belül ezzel megegyező. A kristályok egy része pórusmentes. A HRTEM felvételek és FFT-k, valamint Ca és Si elem térképek (2. ábra) alapján a 20–100 nm méretű szemcsék amorf szilikaként (Opal-A) értelmezhetők. A



1. ábra: A Divya-barlangból származó szétváló kristálynövekedést mutató CCC minta fénymikroszkópos (A) és visszaszórt elektronmikroszkópos (B) felvétele, valamint Ca és Si elem térképei. Az A panelen fehér téglalapok jelölik a nagyított részeket. A B panelen a sötét kontrasztú részek (világos sárga a Si térképen) Si gazdagok ($\text{Si/Ca} = 0,020$), míg a világosak (sötét a Si térképen) Si szegények ($\text{Si/Ca} = 0,017$). A szétváló kristályok a szemcse széle felé Si-ban dúsulnak.



2. ábra: A FIB lamella [0001] HAADF-STEM felvétele. A sötét kontrasztú részek Ca-nál könnyebb elem jelenlétére utalnak a [0001] kalcit mátrixban (A). A B terület HRTEM felvételéből számított FFT-n (C) egy $\sim 0,41$ nm-es d-értékű diffúz gyűrű azonosítható, amely az Opal-A diffrakciós jellemzője. A D terület Ca és Si térképe alapján a 20–100 nm méretű, megközelítőleg gömb alakú szemcsék Opal-A-ként értelmezhetők.

lamella HAADF-STEM felvételén (2A. ábra) a 20–100 nm méretű szemcsék mellett 1–3 nm-es méretű sötét kontrasztú, feltehetőleg üres pórusok is láthatók.

Fagypontközel körülmények között a szilika és kalcium-karbonát fázisok oldhatósága egymással ellentétesen változik a pH függvényében (Iler, 1979). Amíg a kalcit savas környezetben oldódik, addig a szilika kicsapódik. Ugyanakkor $\text{pH} > 7$ felett a szilika oldódik fel és kalcit válik ki. A szétváló kristálynövekedést mutató, tús CCC minták TEM vizsgálata arra utal, hogy az anyag képződése során a pH viszonyok a nanométeres mérettartományban az enyhén savas-enyhén lúgos tartományban is változhattak.

A fagypontközel hőmérsékletű, szilika tartalmú karbonátos oldat betöményedésével kalcit kristályok képződhetnek. Az erősen megnyúlt ($\sim 0.5\text{--}5\text{ }\mu\text{m}$ széles és $50\text{--}100\text{ }\mu\text{m}$ hosszú) kristályok növekedése feltehetőleg egymás mellett, több helyen egyszerre indulhatott el a kalcit c tengelyével azonos irányban. A karbonát kiválásával az oldat pH-ja eltolódhatott az enyhén savas tartományba, amely a kalcit részleges oldódását indukálhatta. A folyamat eredményeként a kalcitok szélein számos, 1–5 nm méretű pórus jelent meg, míg a központi mag régió pórusmentes maradhatott (2. ábra). Az oldat lokális kemizmusának (növekvő szilikatartalom és

csökkenő pH) változása egyes pórusok növekedését és ezzel párhuzamosan 20–100 nm méretű amorf szilika (Opal-A) kiválását eredményezhette (2. ábra). A szilika kiválása és új karbonátdús oldat megjelenése pH növekedést, esetleges szilika oldódást és ismételt kalcit képződést indukálhatott. A pH változás és kalcit-szilika képződés folyamata feltehetőleg periódikusan ismétlődött, melynek eredményeként jöttek létre a szétváló kristálynövekedést mutató CCC-k.

Irodalom

- Žák, K., Richter, D.K., Filippi, M., Živor, R., Deininger, M., Mangini, A. & Scholz, D. (2012): *Climate of the Past*, 8(6), 1821–1837.
- Žák, K., Onac, B.P., Kadebskaya, O., Filippi, M., Dublyansky, Y. & Luetscher, M. (2018): In: Perşoiu A. & Lauritzen S.-E. (Eds.): *Ice caves*. Elsevier, Amsterdam, pp. 123–162.
- Iler, R. (1979): *The chemistry of silica: Solubility, Polymerization, Colloid and Surface Properties, and Biochemistry*. John Wiley and Sons. New York.

A PERSÁNYI VULKÁNI TERÜLET KVARTER ALKÁLI BAZALTJAIBAN LÉVŐ OLIVIN FENOKRISTÁLYOK NEMESGÁZIZOTÓP-ÖSSZETÉTELE – KÖVETKEZTETÉSEK A FORRÁSKÖZET JELLEGÉRE

Oelberg-Pánczél Emese^{1,2*}, Lukács Réka^{2,3}, Molnár Kata⁴, Czuppon György³ & Harangi Szabolcs^{1,2}

1 ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

2 HUN-REN-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

3 HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

4 HUN-REN Atommagkutató Intézet, Geokronológiai Kutatócsoport, Debrecen

* E-mail: emipanczel7@gmail.com

A hélium izotóparányok ($^3\text{He}/^4\text{He}$) érzékenyen jelzik a bazaltos magmák földköpeny forrásterületének jellegét, illetve esetleges földkéreg és atmoszféra eredetű kontaminációját. Az általam vizsgált kőzetek az erdélyi, kvarter korú Persányi vulkáni területről (PVT) származnak, melynek közelében húzódik a geodinamikailag jelenleg is aktív Vráncsa-zóna, ahol mély rengéshálózattal, rendszeres földrengések nagy sűrűségű litoszférolemez közel függőleges irányú lesüllyedését jelzik a felső köpenyben. A persányi alkáli bazalt magmák az asztenoszféra anyag feláramlása és annak nyomáscsökkenéses részleges olvadása során keletkeztek. Az olivinfenokristályok nemesgázizotóp-összetétele a földköpeny anyag jellegét képviseli. Munkánkban a térségben először határoztuk meg bazaltok olivin kristályainak nemesgázizotóp-összetételét. A PVT három, különböző korú bazalt előfordulásából (Rákos, Berek, Gruiu) vettük ehhez a kőzetmintákat. Egy szigorú mintaelőkészítési eljárást követően az elemzéseket a debreceni ATOMKI IKER laboratóriumában végeztük. A szöveti megfigyelések és a mikroszkopos elemzésekből kapott kémiai összetétel adatok alapján, a vizsgált olivin kristályok túlnyomó többsége egy közel primitív bazalt magmából vált ki. Mivel a magmafeláramlás gyors volt, így ezek az olivin kristály

szeparátumok az eredeti nemesgázizotóp-összetételt mutathatják.

A mért nemesgáz izotópok detektálható mennyiségben voltak jelen az olivinszeparátumok fluidzárványaiban és 0,5–2,7 közötti R/Ra értékeket, azaz a levegő izotóparányához viszonyított $^3\text{He}/^4\text{He}$ arányokat mutatnak. A rákosi és a gruiui minták esetében mért nemesgáz-izotóparányok a földköpeny forrásrégió eredeti izotóparányát őrizhetik, és az asztenoszféra forrásrégió szubdukciós fluidumokhoz köthető metasomatózisára, és/vagy litológiai heterogenitására utalhatnak. A bereki bazalt olivinjének eredeti izotóparánya azonban enyhén felülbélyegződhetett.

A meghatározott hélium-izotóp értékek kisebbek, mint a bazaltok által felhozott peridotit zárványok piroxén kristályai által mutatott értékek, amelyek a litoszféra földköpenyt képviselik. Az eltérés oka az asztenoszféra földköpeny eltérő jellegével magyarázható. A kutatás során született előzetes eredmények a legelső hélium és neon izotóparány adatok a Kárpát-Pannon térség bazaltos magmáiból származó fenokristályokra vonatkozóan, és perspektívát adnak további, részletesebb kutatásra.

A munka a K135179 számú NKFIH-projekt keretei között készült.

TRACES OF THE SOLAR CYCLE IN SHALLOW ICE LAYERS

László Palcsu¹, Elemér László¹, Marianna Túri¹, Danny Vargas¹, Mihály Veres², István Csige¹ & Marjan Temovski¹

¹Isotope Climatology and Environmental Research Centre (ICER), HUN-REN Institute for Nuclear Research (ATOMKI), Debrecen, Hungary

²Isotoptech Ltd., Debrecen, Hungary

* E-mail: palcsu.laszlo@atomki.hu

We have provided evidence that the link between cosmogenic tritium (^3H) in precipitation and the Solar cycle exists (Palcsu et al., 2018). The pattern of the 21-year long ^3H record of precipitation in Debrecen, Hungary reflects the Solar cycle. However, the tritium concentration of recent precipitation might be affected by the nuclear industry. Therefore, we intend to study precipitation records earlier than the nuclear era (before 1952). As glaciers can provide records of past climate and environmental conditions of mid- and low latitudes, in 2020 we drilled ice cores of 33.7 m at Colle Gnifetti (4450 m a.s.l., Swiss-Italian Alps) covering the last 90 years (Bohleber et al., 2018), and then determined the tritium concentrations of the ice layers in annual resolution.

Due to the relatively short half-life of tritium, ice layers before the bomb peak are expected to have tritium concentrations lower than 0.2 TU. This value must be determined with a precision of 0.004 TU or better. Therefore, the ^3He -ingrowth method has been used with large sample amount (> 2 kg) and long storage time (> 12 months) (Palcsu et al., 2010).

The tritium concentrations of annual ice layers before 1953 are varying between 0.05 and 0.145 TU with uncertainties of 0.0019 to 0.0048 TU. The tritium values reconstructed for the time of accumulation are varying between 4 and 10 TU (Figure 1). The long-term pattern of tritium in the ice (mainly before 1940) is in anti-correlation with the sunspot numbers. Since, the ice is not contaminated with artificial tritium, this change can be strongly attributed to the 11-year cycle of solar magnetic activity. This confirms the existing link between the Solar cycle and the cosmogenic tritium of precipitation. The period of 1938 to 1953 does not clearly show the same pattern, since there are missing values (which measurements have to be repeated), and on the other hand the tritium values stay lower than expected.

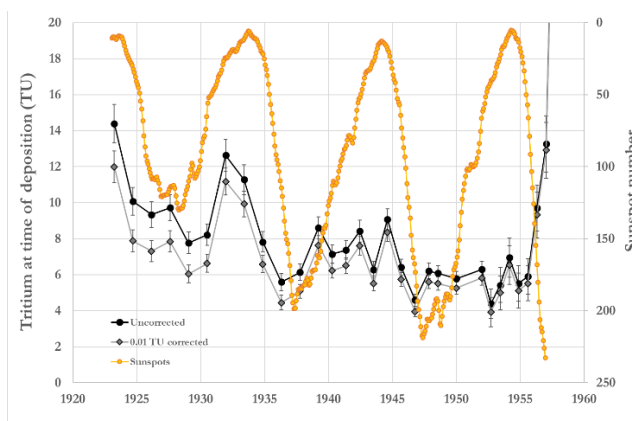


Figure 1: Sunspot numbers (yellow) and the tritium record of the lower part (depth: 25.4–33.7 m) of the ice core retrieved at the summit of Colle Gnifetti (bottom). Note that the scale for the sunspot is reversed!

Examining the ice layers accumulated before the nuclear era, when the artificial ^3H component can be excluded, enables us to better understand the natural variations. The extremely sensitive ^3He -ingrowth method of ^3H analysis allows us to determine low level tritium activities with high accuracy. The tritium profile of the lower part of the 33.7 m ice core at Colle Gnifetti (Swiss-Italian Alps) shows a variation which can be linked to the solar magnetic activity cycle, with natural ^3H concentration of precipitation ranging between 4 and 10 TU.

References

- Bohleber, P., Erhardt, T., Spaulding, N., Hoffmann, H., Fischer, H. & Mayewski, P. (2018): *Climate of the Past* 14, 21–37.
- Palcsu, L., Major, Z., Köllő, Z. & Papp, L. (2010): *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 24, 698–704.
- Palcsu, L., Morgenstern, U., Sültenfuss, J., Koltai, G., László, E., Temovski, M., Major, Z., Nagy, J.T., Papp, L., Varlam, C., Faurescu, I., Túri, M., Rinyu, L., Czuppon, G., Bottyán, E. & Jull, A.J.T. (2018): *Scientific Reports* 8, 12813.

NEFRIT NYERSANYAGÚ CSISZOLT KŐESZKÖZÖK ARCHEOMETRIAI VIZSGÁLATÁNAK EREDMÉNYEI (JEVIŠOVICE-KULTÚRA, MARIA ENZERSDORF–HIRSCHKOGEL LELŐHELY, AUSZTRIA)

Péterdi Bálint^{1,*}, Kovács Zoltán² & Horváth Tünde³

¹ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Földtani Szolgálat, Budapest

² Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest; ELTE TTK, Kőzettani-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Magyar Természettudományi Múzeum, Embertani Tár, Budapest

* E-mail: peterdi.balint@gmail.com

1. Régészeti háttér, korábbi vizsgálatok, vizsgálati módszerek

Jelen munkánkban folytatjuk a korábbi években bemutatott Bécs környéki magaslati lelőhelyek (Mödling–Jennyberg, Boleráz-kultúra és Maria Enzersdorf–Hirschkogel, Jevišovice-kultúra) makrolit leletanyagán végzett vizsgálataink eredményeinek közlését. A kontakt metabázit (Péterdi et al., 2022), metadolerit (Péterdi et al., 2023a) és gneisz (Péterdi et al., 2023b) nyersanyagok után a nefritből készült csiszolt kőeszközök nyersanyagának lehetséges forrásterületét határoztuk meg.

Nefrit nyersanyagú csiszolt kőeszközök csak Maria Enzersdorf–Hirschkogel lelőhelyről kerültek elő, ami jól illeszkedik a korábbi munkáinkban (Horváth et al., 2023) már bemutatott tendenciába, hogy – bár a két település egy időben volt lakott (3400/3300 BC-től 2900/2800 BC-ig) – Maria Enzersdorf–Hirschkogel lelőhelyen nagyobb részben csiszolt kőeszközök kerültek elő, míg Mödling–Jennyberg makrolit kőanyagának nagy részét szerszámkövek és kavicsok alkotják.

A nefrit kiváló csiszolt kőeszköz nyersanyag, szívósságát az úgynevezett „nefrit-szövet”, azaz egymást átszövő vékony amfibol (tremolit-aktinolit) szálak biztosítják. Európában nagy területeken használták a neolitikumban és a rézkorban. Mivel azonban nagy mennyiségben egyetlen geológiai lelőhelyen sem állt rendelkezésre, sehol sem használták nagy tömegben. Ennek megfelelően a Kárpát-medencében (azon belül főleg a nyugati, északnyugati területeken) is ritkán fordul elő és egy régészeti lelőhelyen általában csak kis darabszámban van jelen. Ez Maria Enzersdorf–Hirschkogel esetében is így van: az általunk vizsgált 67 makrolit lelet közül csak 5 db nyersanyaga nefrit.

A leletek épségének megőrzése érdekében csak roncsolásmentes vizsgálati módszereket alkalmaztunk. Makroszkópos szemrevételezés után meghatároztuk a leletek mágneses szuszceptibilitását is (KT-5 típusú kappaméterrel). A valós mágneses szuszceptibilitás értékek meghatározásához a leletek méretét és alakját figyelembe vevő korrekciókat alkalmaztunk (Bradák et al., 2005, 2009).

Egy – a kőzettípust jól reprezentáló leleten – roncsolásmentes, az eredeti felszínről történt pásztázó elektronmikroszkópos és energiadiszipatív röntgen spektrometriai (OS-SEM-EDX) vizsgálatokat végeztünk („eredeti felszín módszer”, Bendő et al., 2013) az ásványos összetétel és a kőzetszövet pontosabb meghatározása céljából. A részletesen is vizsgált lelet jelzése H-30 (1. ábra), őrzési helye a mödlingi múzeum (Museum Mödling–Thonetschloßl).



1. ábra: A részletesen vizsgált nefrit kőeszköz (H-30)

Az OS-SEM-EDX vizsgálatok az ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai tanszékén készültek EDAX PV 9800 energiadiszipatív spektrométerrel felszerelt AMRAY 1830 I/T6 típusú pásztázó elektronmikroszkóp segítségével. A

mérés és fotózás 20 kV gyorsítófeszültségen, 1 nA mintaárammal történt, a mérési idő 100 s volt. A régészeti leletek felülete („eredeti felszíne”) általában kevésbé sima és egyenletes, mint a hagyományos SEM-EDX vizsgálatok során használt polírozott vékonycsiszolatok, ezért az „eredeti felszín” (OS-SEM-EDX) módszer mérési pontossága és felbontása rosszabb a hagyományos SEM-EDX mérésekénél.

Az amfibolfajták meghatározása az International Mineralogical Association (IMA) nevezéktanán (Hawthorne et al., 2012) alapul.

2. Kőzettani és ásványkémiai vizsgálatok eredményei

Makroszkópos megfigyelések: a lelőhelyen előkerült nefritek nagyon finom szemcsés, selymes fényű, zöld (sötétzöld, halványzöld) vagy szinte fehér (foltokban nagyon halvány zöld) színű kőzetek. A zöld példányok felülete is a mállás folyamán fehérre fakulhat, egy bizonytalan besorolású példány esetében az elszíneződés foltokban sötét (szinte fekete). A jellegzetes „nefritszövet” (szövetszerűen egymásba fonódó, vagy legyezőszerűen szétterülő amfibol szálak) szabad szemmel is felfedezhető.

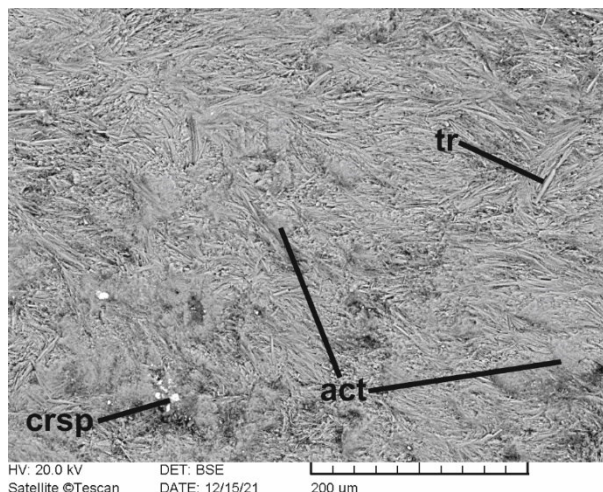
Mágneses szuszceptibilitás (MS): a nefritekre alacsony MS-értékek jellemzőek: 0,090–0,210 SI-egység. A mállottsága miatt bizonytalan besorolású példány MS-értéke kicsit magasabb: 0,814.

A roncsolásmentes OS-SEM-EDX vizsgálatok alapján a részletesen vizsgált nefrit kőszköz jellegzetes „nefritszövetet” mutat: hajladozó, egymást átfedő, összefonódó, illetve sugarasan szétseprűződő szálak amfibol-kristályok alkotják (2. ábra). A vizsgált példányban tremolit és aktinolit mellett edenitet (egy magasabb kalcium- és vastartalmú amfibolt) is kimutattunk. A jellegzetes „nefritszövetet” főként az utolsóként kiváló tremolitos, kisebb mértékben az aktinolitos összetételű amfibolok hozzák létre. Kevés apró opakásvány-szemcse (magnetit és krómspinell) található még a kőzetben.

3. Lehetséges forrásterületek

A magyarországi nefritleleteket mikroszkópos és ásványkémiai jellemzőik alapján 5 csoportba soroltuk (Péterdi et al., 2014a), és néhány csoport forrásterületét is sikerült azonosítanunk (Péterdi et al., 2014a; 2014b).

Az általunk vizsgált nefrit szövete hasonló az 1-es típusúhoz (majdnem tiszta tremolit-nefrit, csak néhány finomszemcsés opak (magnetit vagy ilmenit) kristállyal és piroxén utáni pszeudomorfózával), illetve a 2-es típusúhoz (majdnem tiszta aktinolit-nefrit, csak néhány nagyon finomszemcsés opak (magnetit vagy ilmenit) kristállyal. Eltérés, hogy a fő kőzetalkotó amfibol változatosabb összetételű (aktinolit és tremolit).



2. ábra: Nefrit (BSE-kép). Rövidítések: **act**: aktinolit, **crsp**: krómspinell, **tr**: tremolit

A korábbi kutatások alapján az 1. típus legvalószínűbb forrásterülete Jordanów (Alsó-Szilézia, Lengyelország). A 2. típus forrásterületét nem sikerült korábban pontosan lehatárolni: több geológiai lelőhely is szóba jöhet a Svájci Alpokban (Péterdi et al., 2014a). Szöveti képe alapján az általunk vizsgált nyersanyag leginkább a jordanói nefritre hasonlít, de a korábban vizsgált Jordanówból eredeztetett leletekben csak tremolitot találtunk (Péterdi et al., 2014a; 2014b). Mindazonáltal más szerzők aktinolit jelenlétét is kimutatták jordanói nefritben (Heflik et al., 1987; Łobos et al., 2008; Gil et al., 2015). Łobos és munkatársai aktinolitot és tremolitot is tartalmazó nefritet írtak le a Jordanów közelében fekvő Nasławice lelőhelyről. Ezek között egy olyan típust is, amely szinte teljesen homogén: a kőzetalkotó amfibolokon kívül csak néhány krómit zárványt tartalmaz (Łobos et al., 2008).

A jordanói nefrit nyersanyagot ismerték és használták a neolitikumtól kezdve. Ezt bizonyítják a Lengyelországszerte előkerült leletek, például 15 km-el északra Jordanówtól (neolitikum), Lengyelország középső területein, Gniezno közelében („Dunai-kultúra” – a Vonaldíszes kultúra egyik csoportja) és Felső-Sziléziában (Tölcséres szájú edények kultúrája, Zsinegdíszes edények népének kultúrája) (Foltyn et al., 2000; Gunia, 2000). Jordanói nefrit nyersanyagú csiszolt kőszközt azonosítottak Szilézia csehországi részén is (késő neolitikum, Přichystal et al., 2012). A jordanói nyersanyagforrás és a Kárpát-medence közötti kulturális kapcsolatok ismertek a rézkorból (Baden-kultúra) is (Přichystal, 2000).

A neolitikumban bizonyítottan bányászták a nefrittesteket tartalmazó serpentinitet is és csiszolt kőszközöket készítettek belőlük (Wojciechowski 1995; Majerowicz et al., 2000; Skoczylas et al., 2000), amelyek nagy távolságra – akár 340 km-re – is eljutottak (Skoczylas et al., 2000). A zsinegdíszes edények népe kultúrájának serpentinit-kitermelő és -megmunkáló központját is sikerült feltárni Jordanów közelében, amelynek legfőbb

termékei az úgynevezett „Śleza-típusú” nyéllyukas balták voltak (Skoczylas et al., 2000).

A fentieket figyelembe véve a vizsgált nefrit nyersanyag legvalószínűbb forrásterülete Jordanów (Alsó-Szilézia, Lengyelország) és környéke.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki az NKFIH/OTKA K 131814. sz. pályázatának, valamint Der Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung P-31825 számú Stand Alone Projectjének a vizsgálatok finanszírozásához nyújtott támogatásért.

Irodalom

- Bendő Zs., Oláh I., Péterdi B., Szakmány Gy. & Horváth E. (2013): *Archeometriai Műhely*, 2013/X/1, 51–66.
- Bradák B., Szakmány Gy. & Józsa S. (2005): *Archeometriai Műhely*, 2005/II/1, 13–22.
- Bradák B., Szakmány, Gy., Józsa, S. & Přichystal, A. (2009): *Journal of Archaeological Science*, 36, 2437–2444.
- Foltyn, E.M., Foltyn, E., Jochemczyk, L. & Skoczylas, J. (2000): *Krystalinikum*, 26, 67–81.
- Gil, G., Barnes, J.D., Boschi, C., Gunia, P., Szakmány, Gy., Bendő, Zs., Raczýński, P. & Péterdi, B. (2015): *Geological Quarterly*, 59, 457–472.
- Gunia, P. (2000): *Krystalinikum*, 26, 167–171.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C. & Welch, M.D. (2012): *American Mineralogist*, 97, 2031–2048.
- Heflik, W., Nakaniec-Nowak, L., Sobczak, N. & Sobczak, T. (1987): *Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft*, 36, 153–160.
- Horváth, T., Ruttkay, E., with contributions by: Bajnóczy B., Gulyás, S., Kaňáková, L., Klammer, J., Kreiter, A., Kovács, Z., Ma, Z., Péterdi, B., Pucher, E., Saliari, K., Szabó, M., Tóth, M. & Viktorik, O. (2023): *Mödling-Jennyberg. A Hilltop Settlement of the Boleráz and Leithaprodersdorf cultures*, Martin Opitz Kiadó, Budapest.
- Łobos, K., Sachanbiński, M. & Pawlik, T. (2008): *Przegląd Geologiczny*, 56, 991–999.
- 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. (2014a): *Archeometriai Műhely*, 2014/XI/4, 207–222.
- Péterdi, B., Szakmány, Gy., Judik, K., Dobosi, G., Kasztovszky, Zs., Szilágyi, V., Maróti, B., Bendő, Zs. & Gil, G. (2014b): *Geological Quarterly*, 58, 181–192.
- Péterdi B., Kovács Z. & Horváth, T. (2022): *Kőkor Kerekasztal*, 2022. december 9., Magyar Nemzeti Múzeum Központi Régészeti Könyvtára, Budapest, pp. 3.
- Péterdi B., Kovács Z. & Horváth T. (2023a): In: Varga A. (szerk.): *Lösz² 13. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés. Előadás és poszter kivonatok. 2023. szeptember 21–23., Szekszárd. Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged*, pp. 60–62.
- Péterdi B., Kovács Z. & Horváth T. (2023b): In: Varga Andrea (szerk.): *Lösz² 13. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés. Előadás és poszter kivonatok. 2023. szeptember 21–23., Szekszárd. Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged*, pp. 63–65.
- Přichystal, A. (2000): *Krystalinikum*, 26, 119–136.
- Přichystal, A., Kovář, J.J. & Kuča, M. (2012): *Časopis Slezského Zemského Muzea, Série B*, 60, 153–159.
- Skoczylas, J., Jochemczyk, L., Foltyn, E. & Foltyn, E. (2000): *Krystalinikum*, 26, 157–166.
- Wojciechowski, W. (1995): *Veröffentlichungen des Brandenburgischen Landesmuseums für Ur- und Frühgeschichte*, 29, 201–208.

A PUSZTAFÖLDVÁRI KRISTÁLYOS HÁT PETROGRÁFIAI REAMBULÁCIÓJA ÉS TÉRBELI KORRELÁCIÓS LEHETŐSÉGEI

Polyák Péter Ábel^{1*}, Kondor Henrietta¹ & M. Tóth Tivadar¹

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

* E-mail: polyak.abel@gmail.com

1. Bevezetés

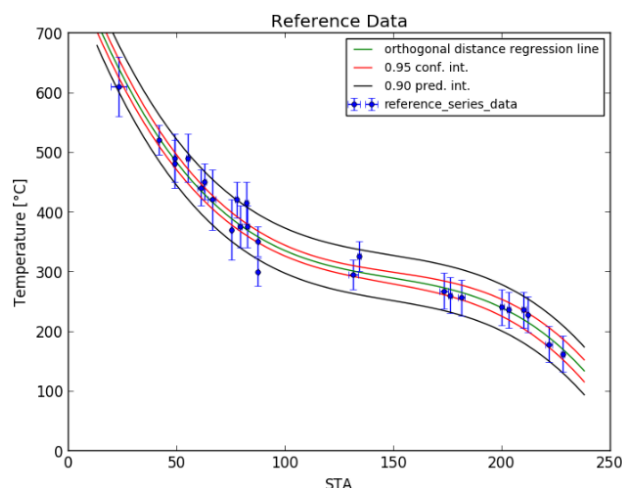
Az Alföld metamorf aljzatának geológiai szemléletű megismerése gazdasági szempontból is kiemelt jelentőségű. A kristályos kőzettestek elmozdulási pályái mentén a deformált kőzet nem csak fluidum migrációs pályaként szolgálhat, ezzel a fiatalabb, rátelepülő üledékes rezervoárok tulajdonságait befolyásolva, hanem önmagában tároló kőzetként is viselkedhet. A jelenlegi Alföld metamorf aljzatát, és az eltérő fejlődéstörténet alapján elkülöníthető egységek térbeli kapcsolatrendszerét összefoglaló modell (M. Tóth et al., 2021) a Pusztaföldvári kristályos hátat nem tartalmazza; a projekt az említett aljzati metamorf dóm korábbi munkák eredményein alapuló (Nusszer, 1985) kőzettani reambulációját tartalmazza.

Az tágabb léptékű tektonikai modellben való elhelyezés feltétele a terület hasonló metamorf fejlődéstörténettel rendelkező aljzati komplexumokkal való korrelációja, természetesen a geodinamikai korlátok figyelembevételével. A munka a takaró csapásirányában elhelyezkedő Algyői kristályos háttal való petrográfiai és petrológiai korrelációt, emellett az Erdélyi-középhegység analóg takarójával (Kisbihari-takarórendszer, Aranyosbányai-takaró) való esetleges kapcsolat kutatását tartalmazza.

2. Módszerek

A MOL Nyrt. által rendelkezésünkre bocsátott fúrómagok makroszkópos vizsgálatát követően az optikai mikroszkóppal elvégzett mikro léptékű petrográfiai analízist SEM mérések egészítették ki (Hitachi S-4700). A Pusztaföldvári kristályos háton található kőzettípus metamorf fejlődése során elért hőmérsékleteit Raman mikrospektroszkópia alapú grafit termometriával kvantifikáltuk. A Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén lévő THERMO DXR Raman spektroszkóp műszer-specifikus grafit termometriához kapcsolódó kalibrációs görbéje Molnár et al. (2021) referencia sorozata alapján lett kialakítva (1. ábra). A méréseket 532 nm-es lézerrel, ~0,25mW teljesítménnyel végeztük el. Az objektív 100x-os nagyítású, 0,9-es apertúrájú, a konfokális rés 50 µm volt. A mérési idő 2–

5x10–30 másodperc volt, a spektrum 400–2200 cm⁻¹ között lett rögzítve. Az optikai rács 900 barázda/mm felbontású volt. Csiszolonként hozzávetőlegesen 10–12 szemcse hőmérsékletét átlagoltuk, a spektrumok feldolgozása és a STA-RSCM termometria az IFORS szoftver segítségével történt (Lünsdorf & Lünsdorf 2016; Lünsdorf et al., 2017).



1. ábra: Az IFORS szoftver segítségével kialakított grafit termometria referencia sorozatának kalibrációs görbéje

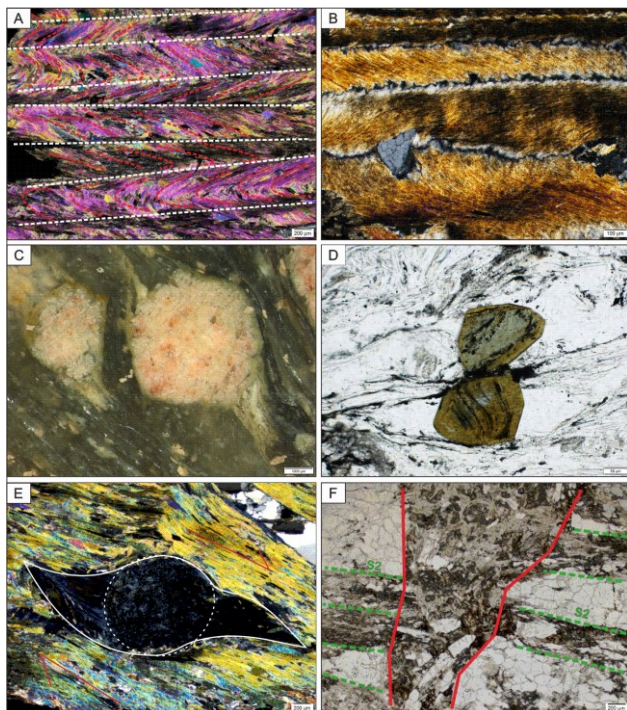
3. Eredmények

A Pusztaföldvári kristályos hátat felépítő gránatos biotitos paragneiszben a kőzetalkotó mennyiségben előforduló kvarc, földpát, muszkovit, gránát szemcsék mellett gyakori a posztkinematikus helyzetű rutil- és turmalin szemcsék hintett megjelenése. A kőzet a protolit agyag/homok tartalmától függően palás/gneiszes szerkezetű, melyet a kvarc, földpát anyagú, lencseszerű struktúrában elhelyezkedő közel granoblasztos szövetű szemcsehalmozokat körülvevő lepidoblasztos muszkovit kötegek definiálnak. Az egykori M1 gránát porfiroblasztok gyakran csak gránát reliktumokat tartalmaznak, azonban helyenként már csak klorit, szericit, karbonát anyagú pszeudomorfóza található. Az M2 gránát szemcsék kisebb méretűek, üdék, zárványmentesek, és a csillámok által definiált palássági síkokhoz képest posztkinematikus helyzetűek.

A palássági síkokat befolyásoló muszkovit lemezek S1 és S2 szöveti orientációban helyezkednek el. A kőzet jelentős mennyiségű posztkinematikus helyzetű turmalin és rutil szemcsét tartalmaz, melyek a muszkovit-gazdag zónák mentén helyezkednek el. A mátrixban gyakori a grafit szemcsék S2 foliációs síkok mentén való megjelenése.

A plasztikus deformációt szenvedett doméneknel gyakori porfiroblasztok gyakran σ -klasztok formájában jelennek meg, a muszkovit lemezek helyenként csillámhalakat alkotnak, s a foliáció egyes esetekben S-C szerkezetet alkot (2. ábra). A kőzet kataklázos deformációja a foliációs síkokkal szöget bezáró zónákkal jellemezhető.

Az intenzív hidrotermás felülbélyegzést szenvedett minták esetében gyakori a kis szemcseméretű szericit, klorit, hematit lemezek, dickit és karbonát (általában sziderit) szemcsék megjelenése.



2. ábra: A Pusztaföldváron található gránátos biotitos paragneisz petrográfiaja A) S1, S2 foliáció, Pf-24; B) krenulációs lineáció (S1, S2), Pf-24; C) gránát porfiroblasztok makroszkópos képe, Pf-222; D) orientált grafit zárványsorokat tartalmazó posztkinematikus turmalin szemcsék, Pf-100; E) σ -klaszt, Pf-24; F) kataklázos deformáció

3.2. Termobarometria

A grafit termometria különböző szöveti helyzetben lévő grafit szemcsék (hozzávetőleges 110) Raman mikrospektroszkópos mérésén alapult, ezáltal a metamorf fejlődéstörténet eltérő, a megőrződött metastabil egyensúlyi helyzetekhez kapcsolódó fázisai detektálhatóak. A mátrixban elhelyezkedő S2 orientáció szerinti grafit szemcsék maximum hőmérséklete 542 ± 48

$^{\circ}\text{C}$. A posztkinematikus turmalin szemcsék gyakran orientált, párhuzamos grafit zárványsorokat tartalmaztak (2. ábra), melyeken szintén STA-RSCM analízist végeztünk, 494 ± 61 $^{\circ}\text{C}$ eredménnyel. A kataklázos deformációt szenvedett mintákban található grafit szemcsék maximum hőmérséklete (370 ± 34 $^{\circ}\text{C}$) szignifikánsan alacsonyabb hőmérsékletet mutat az előzőekhez képest.

4. Diskusszió

A makro- és mikroszkópos petrográfia alapján a Pusztaföldvári kristályos hátat egyféle kőzettípus, gránátos biotitgneisz építi fel. A kőzet egységes, üledékes protolitú, az amfibolit fáciesű variszkuszi metamorfózist követően intenzív metasomatózist szenvedett. A közeli gránit intrúziókhoz kapcsolódó hidrotermás felülbélyegzésnek köszönhetően a kőzetben található biotit szemcsék szinte teljesen átalakultak. A fennmaradó immobilis titánból és alumíniumból kristályosodtak a mátrixban található relatív gyakori másodlagos ásványok, a dickit és a hidrotermás rutil.

Az intenzív metasztatikus felülbélyegzés hatására történő ásvány átalakulások következtében a kőzet P-T pályáját nem lehet az általános termobarometriai módszerekkel kvantifikálni. Emiatt egy fluidum hatásra kevésbé érzékeny termométert használtunk a maximum hőmérséklet becslésére, a grafit termometriát. A grafit szemcsék kristályossági foka monoton kapcsolatban áll a hőmérséklet növekedésével, így a szemcsék Raman spektroszkópos analízisét követően a kőzetet ért maximális metamorf fokot lehet megbecsülni. Azonban, mivel a módszer szerkezeti analízisen alapul, habár a metasomatózis nem befolyásolja közvetlenül a mérés pontosságát, a szemcséket ért deformáció miatt az eredmény bizonytalansága növekedhet.

A kismértékű plasztikus deformáció elengedhetetlen a grafit szemcsék adott hőmérsékletnek megfelelő maximális kristályossági fok kialakításához (Barzoi & Guy, 2002). A töréses deformáció azonban utólagosan roncsolja a már korábban kialakult grafit szemcsé szerkezetét (hasonlóképpen, mint a mintaelőkészítés következtében történő csiszolás és polírozás), emiatt a rideg, vagy kataklázos deformációt szenvedett minták esetén a kapott eredmény kellő bizonytalansággal kezelendő, az utólagos hatás következtében a hőmérséklet általánosan alacsonyabb tendenciát mutat. A petrográfia alapján bizonyítható, hogy a kristályos hát közepén húzódó K-NY csapású nyírási zóna mentén a gneiszmilonitok grafit termometriás hőmérséklete magasabb, amennyiben nem szenvedtek utólagos kataklázos deformációt (Pf-224: 559 ± 38 $^{\circ}\text{C}$ – plasztikus def.; Pf-37: 498 ± 45 $^{\circ}\text{C}$ – plasztikus, kataklázos def.).

A deformáció következtében a közel impermeábilis kőzet fluidum áteresztő képessége is megnövekszik, a töréses zónák mentén ezért gyakoriak a hidrotermás ásványtársaságok megjelenései: dickit, sziderit, klorit, hematit. Az fluidum oxigén fugacitásának extrém

növekedése a hőmérséklettel együtt a mátrixban található grafit szemcsék oxidációjához, oxigén pufferként való viselkedéséhez-, szélsőséges esetben hematit kristályosodásához vezethet. Ebben az esetben megnövekszik a fluidum szén-dioxid fugacitása, ami viszont nagymértékű vastartalom mellett sziderit kristályosodáshoz vezethet. Amennyiben a mátrix jelentős mennyiségű, szöveti helyzet alapján posztkinematikus sziderit, és hematit szemcsét tartalmaz, feltételezhető, hogy a metasomatózis jelentős mértékű volt, mely elegendő a kőzet szinte teljes biotit tartalmának az átalakításához. A kialakult hidrotermás ásványtársaság kémiai összetétele alapján tehát feltételezhető, hogy a prekursor fázis (M1) biotit lehetett.

4.2. Termometria

A grafit termometria bizonytalansági tényezőinek kizárása céljából az eltérő szöveti helyzetben mért minták külön kezelendők. A kataklázos és intenzív plasztikus deformációt nem szenvedett kőzetek mátrixában található grafit szemcsék feltételezhetően a variszkuszi regionális metamorfózis maximum hőmérsékletét kvantifikálják.

A posztkinematikus turmalin szemcsék, melyek feltételezhetően egy gránit intrúzióhoz kapcsolódó metasomatikus felülbélyegzés termékei, gyakran orientált grafit zárványsorokat tartalmaznak. Az intenzív hidrotermás fluidum mozgás következtében kristályosodó turmalin szemcsék izolálták a mátrixban elhelyezkedő grafit szemcséket. Így amennyiben feltételezzük, hogy a korábbi grafit szemcsék utólagos hatás nélkül a valós maximum hőmérsékletet őrizték, a turmalin zárványaként megjelenő grafit szemcsék mérése által a metasomatózis hőmérsékletére lehet következtetni.

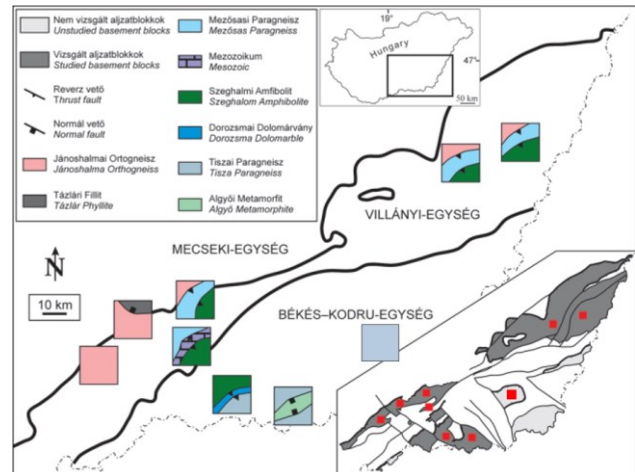
A kataklázos deformációt szenvedett mintákban található grafit szemcsékből valós, megbízható, kis szórással rendelkező eredmény nem kapható az utólagos, eltérő mértékű deformáció miatt. Azon mintákból, melyek esetén a petrográfia alapján bizonyítható a töréses deformáció jelenléte, szignifikánsan alacsonyabb hőmérsékletet kapható, s a kőzet diszkontinuitási felületeinek a növekedése miatt az ásványtársaság is megváltozik, az eredeti ásványok helyett az átalakulási termékek dominálnak.

4.3. Térbeli korreláció

A Pusztaföldvári kristályos hát Alföld aljzatán belüli térbeli helyzete az egyéb metamorf dómokkal való korreláció alapján határozható meg. Az aljzatban gyakori ÉÉNY vergenciájú, kréta feltolódások alapján a hát logikusan a takaró csapásirányában elhelyezkedő Algyői háttal korrelálható. Az Algyői kristályos háttal felépítő gránátos kianitos gneisz gránátos biotitos paragneisz kőzettípusa (Kondor & M. Tóth, 2024), ami a hát délkeleti részén található, jelentős hasonlóságot mutat a

Pusztaföldváron található kőzettípussal. Az M1 átalakult gránát profiroblasztok, M2 üde gránátok, a hidrotermás rutil szemcsék, a posztkinematikus turmalin szemcsék alapján feltételezhető, hogy Pusztaföldvár az Algyői-Ferencszállás-Kiszombor térségében található kristályos hát KÉK-i folytatása. A Pusztaföldváron található intenzív metasomatózis miatt azonban az Algyőn alkalmazott termobarometriai módszereket nem lehet használni, ezért a minél pontosabb korreláció reményében a közeljövőben az algyői minták hőmérsékletét grafit termometriával is kvantifikáljuk.

Az Algyői kristályos hát M. Tóth et al. (2021) alapján a Tiszai Paragneisz komplexum részét képezi, ami feltehetően a Kisbihari-takarórendszer tagja. A korreláció alapján tehát feltételezhető, hogy a Pusztaföldvári kristályos hát is a Kisbihari-takarórendszerbe tartozik. További kutatási célként megfogalmazható a hát az Erdélyi-középhegységben felszínen megtalálható Kisbihari-takarórendszer részét képező hasonló szerkezeti egységgel (Aranyosbányai-takaró) való korrelálása az egység mintázásán, petrográfiai és petrológiai elemzésén keresztül.



3. ábra: Az Alföld aljzatában található aljzati dómok térbeli elhelyezkedése és komplexumokba való sorolása, korrelációja a Pusztaföldvári kristályos háttal kiegészítve (M. Tóth et al., 2021 után módosítva)

Irodalom

- Barzoi, S.C. & Guy, B. (2002): *C. R. Geoscience*, 334, 89–95.
- Kondor, H. & M. Tóth, T. (2024): *International Journal of Earth Sciences*, in press
- Lünsdorf, N.K. & Lünsdorf, J.O. (2016): *International Journal of Coal Geology*, 160-161, 51–62.
- Lünsdorf, N.K., Dunkl, I., Schmidt, B.C., Rantitsch, G. & von Eynatten H. (2017): *Geostandards and Geoanalytical Research*, 41/4, 593–612.
- M. Tóth T., Fiser-Nagy Á., Kondor H., Molnár L., Schubert F., Vargáné Tóth I. & Zachar J. (2021): *Földtani Közlöny*, 151/1, 3–26.
- Molnár K., Aradi L.E., Obbágy G., Kövér Sz., Fodor L., Benkó Zs. & Szabó Cs. (2021): *Földtani Közlöny*, 151, 37–50.
- Nusszer A. (1985): *Általános Földtani Szemle*, 21, 49–78.

KRÉTA METAMORFÓZIS BIZONYÍTÉKAI A ZEMPLÉNIKUMBAN: ILLIT „KRISTÁLYOSSÁGI” ÉS GEOKRONOLÓGIAI ADATOK A SIMON-HEGYI KŐFEJTŐ (SZLOVÁKIA) KARBON PIROKLASZTITJAIBÓL

Raucsik Béla^{1*}, Varga Andrea¹, Benkó Zsolt^{2,3} & Pál-Molnár Elemér¹

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

²HUN-REN ATOMKI, Debrecen

³ Debreceni Egyetem, TTK, Földtudományi Intézet, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

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

1. Bevezetés, földtani háttér

A Zemplénikum (Belső-Nyugati-Kárpátok) permokarbon rétegsorának felszíni feltárásai az ún. Zempléni-sziget-hegységben, Sátoraljaújhelytől néhány kilométerre ÉK-re találhatók. Az összletre különböző, változatos szemcseméretű sziliciklasztos kőzetek dominanciája jellemző. A felső karbon képződmények helyenként kőszénbetelepüléseket tartalmaznak, és dominánsan fekete, szürke és zöldesszürke színűek, míg a perm-i rétegsor változatos, de általában lilás, vöröses színárnyalatú törmelékes kőzettípusokból áll (Vozárová et al., 2009, 2019). Az összlet permokarbonon belüli, pontosabb geokronológiai besorolása alapvetően ősnövénytanilag nyugszik. A tárgyalt kőzetek fejlődéstörténetének lényeges eleme, hogy a felső karbon kőszén rétegsor szén anyaga röntgen pordiffrakciós (XRPD), vitrinit-reflexiós és DTA vizsgálatok alapján anchizónás (esetleg az anchi-/epizóna határának megfelelő) metamorfózist szenvedett. A szerves anyag szénüléssfoka eljutott az antracit állapotig (Milička et al., 1991, Šucha et al., 1994), viszont nincs közvetlen információk ennek a metamorf eseménynek a koráról.

Jelen kutatás célkitűzései szempontjából fontos, hogy több rétegtani szintben riolitos–dácitos vulkanizmushoz kötődő piroklasztitok betelepülései ismertek a dominánsan törmelékes üledékes rétegsorban. Ezek egyik képviselője a felső karbon Simonhegyi Formáció (a nemzetközi irodalomban „Šimonov vrch Formation”), amely a fentebb említett antracitos összlet közvetlen rétegtani fedőjét képezi (Kobulský et al., 2012). A képződmény legkönnyebben elérhető feltárása Kistoronya (Malá Trňa) községtől mintegy 750 méterre D-re, a Simon-hegy (Šimonov vrch) DNy-i lábánál lévő felhagyott kőfejtő (1. ábra). Kobulský et al. (2012) leírása szerint ebben a feltárásban szürkésbarna tufa, tufit és ignimbrit, valamint finomszemcsés kvarchomokkó és

sericitpala („sericite schist”) 10–30 cm vastag, K–ÉK-i irányba dőlő rétegei tanulmányozhatók.

A kőfejtő piroklasztit anyagát (csupán egyetlen minta vizsgálatára támaszkodva) Vozárová et al. (2019) vizsgálták a közelmúltban. Szeparált cirkonkristályok nagy



1. ábra: A) A Simon-hegyi kőfejtő fala nyugat felől; B) A Simonhegyi Formáció rétegeinek jellegzetes terepi megjelenése (a kalapács hossza 32 cm). Fotók: Raucsik Béla.

felbontású ionmikroszkop (Sensitive High Resolution Ion Microprobe – SHRIMP) U/Pb geokronológiai vizsgálatával $308,5 \pm 3,4$ millió évnél (késő karbon, moszkvai) adták meg a feltárásban található piroklasztit kitörési korát. Fő- és nyomelem geokémiai vizsgálataik alapján arra következtettek, hogy a vizsgált piroklasztit utólagos alkália dúsuláson esett át, ami a főelem geokémiai adatok értelmezését nagyban megnehezítette. Immobilis nyomelemekre épülő petrogenetikai vizsgálataik alapján a vizsgált piroklasztit szülőmagmája riolitos/dácitos összetételű és szubalkáli karakterű, magmatektonikai szempontból pedig aktív kontinentális perem affinitású volt. A ritkaföldfém (RFF)-eloszlásra jellemző a könnyű RFF-ek dúsulása, a negatív Eu-anomália, továbbá a nehéz RFF-ek frakcionációjának a hiánya. Figyelemreméltó ugyanakkor, hogy a rétegsor néhány alapvető (elsősorban petrográfiai és ásványtani) jellemzőjét alig vagy egyáltalán nem dokumentálták. Éppen ezért jelen kutatás keretében az említett Simon-hegyi piroklasztit előfordulásnak az anyagát vizsgáltuk elsősorban XRPD módszerrel alapuló ásványtani, továbbá petrográfiai és K/Ar geokronológiai szempontból.

2. Eredmények

A kőfejtőben feltáruló, többnyire néhány deciméteres vastagságú rétegekben kifejlődött piroklasztitok általában ridegek, szilánkos törésűek, barnásszürke színűek, enyhe zöldes árnyalattal (1. ábra). A felszíni kitérítés következtében a réteglapok és ezektől független, más elválási felületek mentén vas-mangán-oxi-hidroxidos bevonat (helyenként mangándendrit) figyelhető meg. Gyakorik a homogén, hamu szemcsetartományt képviselő tufaközetek, továbbá lapillus szemcsetartományba eső kristályokat (döntően földpát) és átalakult horzsaköveket tartalmazó piroklasztitok is előfordulnak (2. ábra). A szemcseméret folyamatos átmenettel centiméteres nagyságrendben is változhat. A durvább szemcseméretű kifejlődések többnyire rosszul osztályozottak, ezekben a rétegzéssel párhuzamosan rendeződött, 2–4 mm hosszúságú, erősen átalakult, lapult szemcsék (horzsakő-töredékek?) észlelhetők. Az elsődleges szöveti bélyegek azonosítását azonban a kőzetek nagyfokú átalakultsága korlátozza.

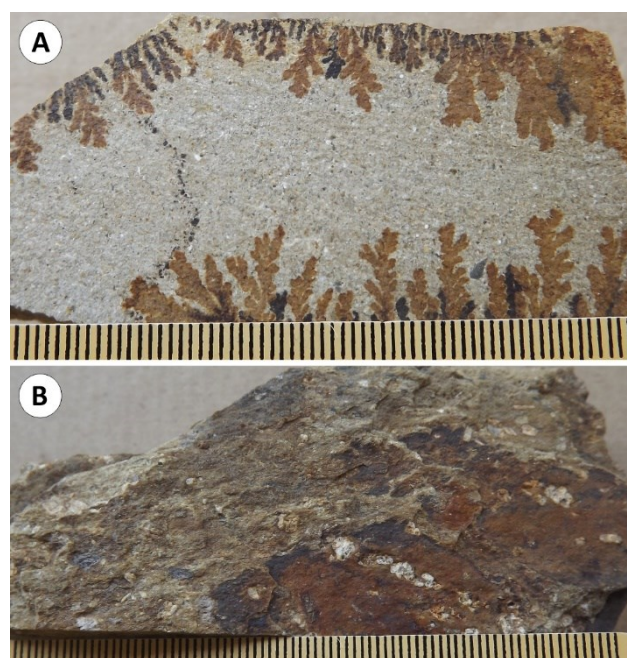
Mikropetrográfiai megfigyeléseink alapján a vizsgált piroklasztitok főként hamu szemcseméretű elegyrészekből álló üvegtufák. Az átkristályosodott, opak ásványokat tartalmazó mátrixban a juvenilis alkotók között uralkodó mennyiségben fordulnak elő a véletlenszerűen elhelyezkedő, nem deformált, X-Y alakú, agyagásványosodott vulkáni üvegszilánkok. A szétforgácsolódott, de jól felismerhető belső szerkezetű horzsakő-szilánkok szintén devitrifikálódtak, a vulkáni üveg agyagásványosodott. A kerekded hólyagüregeket földpát (albit), kvarc és rétegszilikát kötegek töltik ki. A szilánkos kristálytörmelékét kvarc, földpát és alárendelt mennyiségű, átalakult biotit, továbbá akcesszórius cirkon

képviseli. A muszkovit megjelenése alapján – legalább részben – törmelékeny eredetű. A helyenként rugalmasan meggyűrődött vagy kinkesen deformált csillámlemezek szétnyíltak, közöttük rostos vagy szemcsés kvarcement kristályosodott (3. ábra). Nem zárható ki törmelékeny eredetű kvarc- és földpát szemcsék hozzákeveredése sem. A durvább szemcseméretű mintákban az oszlopos–táblás földpátkristályok albitosodtak és agyagásványosodtak, elsődleges ásványos összetételük már nem határozható meg.

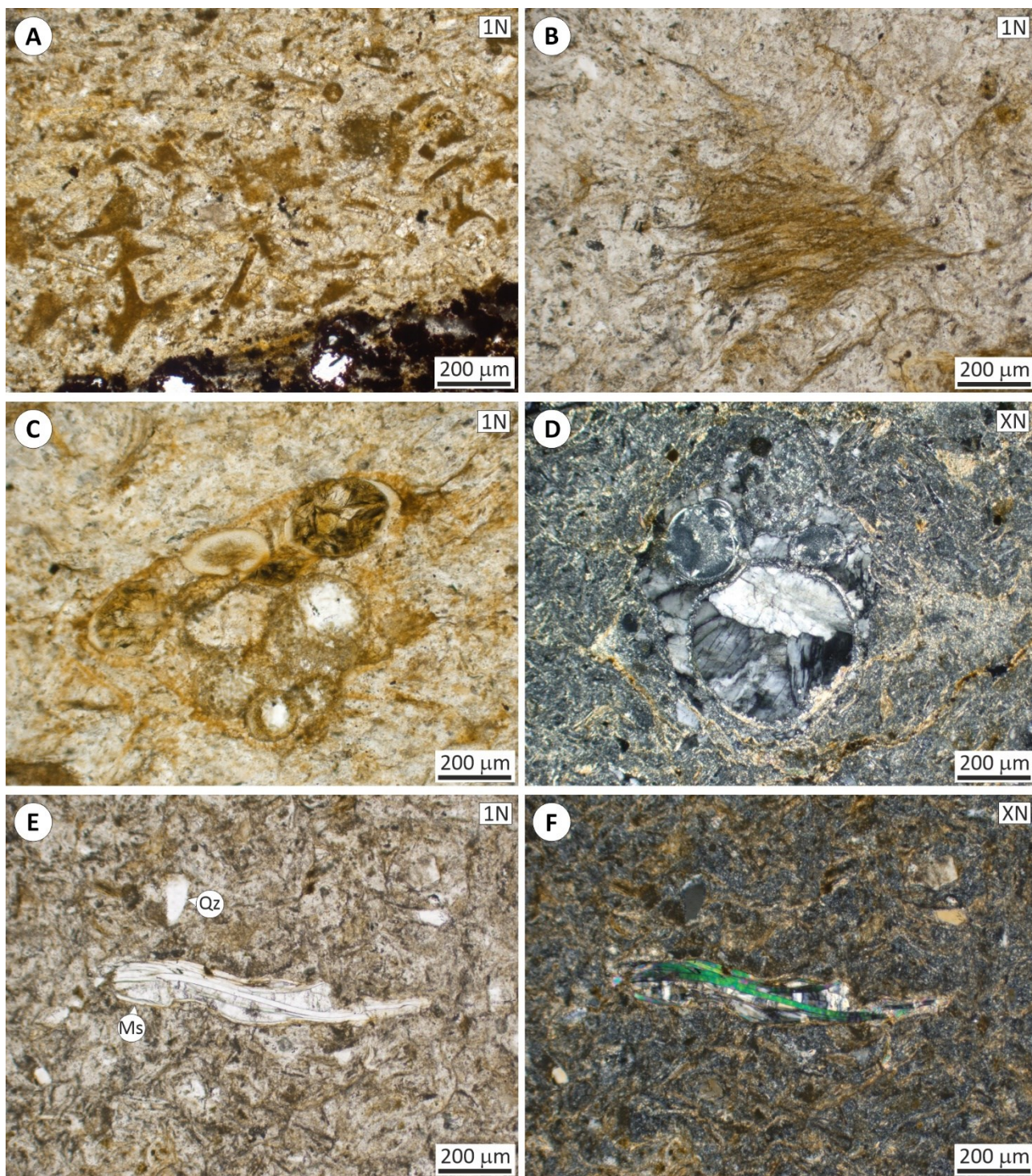
A vizsgált minták nem vagy csak nagyon gyengén foliáltak. A foliációt részben nyomási oldódási felületek, részben az átkristályosodott mátrixban orientáltan elhelyezkedő szericitkristályok jelölik ki (4. ábra).

Az XRPD mérések eredményei szerint a teljes minták főleg kvarcból, albitból, csillámból és a legtöbb esetben nyomnyi mennyiségű kalcitból állnak. A szeparált agyagfrakciót ($< 2 \mu\text{m}$) szinte teljes egészében illit $\pm$ muszkovit alkotja, legfeljebb 5–10%-nyi kvarccal, albittal, továbbá éppen kimutatható mennyiségben kaolinnal. Az etilénlikolos szolvatáció hatására a félértékűesség ~ 7 –12%-os csökkenése észlelhető az illit 001 bázisreflexióján, de diszkrét szemekké vagy kevert-szerkezetű fázisra utaló (akár diffúz) csúcs nem jelentkezik.

Az agyagfrakción meghatározott d_{001} érték $1,9917 \pm 0,0026 \text{ \AA}$ ($n = 7$), ami kristálykémiailag muszkovitnak megfelelő, jelentős paragonit- és margarithelyettesítés nélküli K-fehércsillám jelenlétére utal. Az Esquevin-index



2. ábra: A Simonhegyi Formáció homogén piroklasztitjának makroszkópos képe. A) A kőzet törési felülete hamu (ritkán lapillus) szemcseméretű csillám-, kvarc- és mállott földpát szemcsékkel, valamint a felszíni kitérítés következtében kialakult ágas-bogas mangándendrit kiválásokkal; B) Több milliméteres hosszúságú, (félig) sajátalakú egyedi földpát szemcsék és halmazuk egy réteglapon. Fotók: Varga Andrea.



3. ábra: A Simonhegyi Formáció piroklasztitjának tipikus mikropetrográfiai jellegei. A) A képződményre leginkább jellemző, hamu szemcseméretű agyagászványosodott vulkáni üvegszilánkokból, finomkristályos szericitből, kvarcból és opak ásványokból álló mátrix (1N); B) Agyagászványosodott, foszlányos megjelenésű horzsakő töredéke finomkristályos mátrixban (1N); C) és D) Agyagászványosodott horzsakő szemcsék töredéke finomkristályos szericitből és kvarcból álló mátrixban. A horzsakő üregeit rétegszilátok, albit és kvarc tölti ki (1N és XN); E) és F) Törmelékes muszkovit (Ms) és kvarcsejtszemcsé (Qz) finomkristályos mátrixban. A szétnyílt csillámlemezek közötti térben kvarccement figyelhető meg (1N és XN). Fotók: Varga Andrea.

adatok $\sim 0,24\text{--}0,39$ között ingadoznak, ami az illit részben fengites, részben a biotit–muszkovit közötti összetételét, azaz az oktaédes Fe-helyettesítés szerepét jelzi. A kalibrált Kübler-index értéke $0,289 \pm 0,077$ és $0,421 \pm$

$0,074$ ($n = 7$) között ingadozik, ami az anchi-/diagenetikus zóna határának, illetve az anchizónának felel meg (Kübler & Jaboyedoff, 2000). Ezzel összhangban van a Scherrer-egyenlettel meghatározott, korrigált doménméret $\sim 267 \pm$

12 és 443 ± 41 Å közötti alakulása (Árkai et al., 1996). A metamorf fok számszerűsített értékeiben megfigyelhető meglehetősen nagy ingadozás a kőzet felzikus piroklasztit jellegéből, azaz az átöröklött, nem juvenilis elegyrészek (főleg a törmelékes csillám) arányának változékonyságából fakadhat.

Teljes kőzeten, valamint szeparált agyagfrakción végzett K/Ar geokronológiai méréseink alapján egy kréta (~120–140 millió év) termális esemény léte bizonyítható. Faryad & Balogh (2002) amfibolit milonitból szeparált agyagfrakción szintén egy kréta retrográd eseményt igazoltak a Zemplénikum prealpi kristályos aljzatában. Az illit kristályossági adatok által sugallt anchimetamorf körülmények (azaz a ~200–300°C-os hőmérséklet)

alapján azonban feltételezhető, hogy az agyag szemcseméretű illit ± muszkovit együttesnek csupán egy része érthette el a záródási hőmérsékletet (250–350°C; Hueck et al., 2022). A részleges Ar-vesztés miatt tehát a számított numerikus koradatok maximális becslésnek foghatók fel a termális esemény szempontjából.

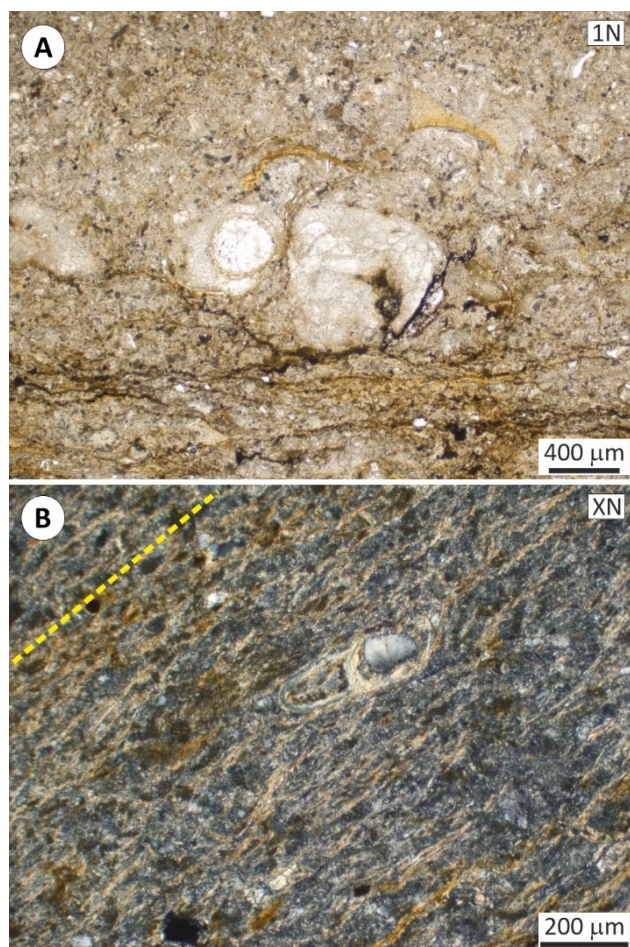
3. Következtetések

Az új ásványtani, kőzettani és K/Ar geokronológiai eredmények alapján megerősítést nyert, hogy a Zemplénikum vizsgált felső karbon kőzetei az anchizóna körülményei közötti metamorfózist szenvedtek. Előzetes eredményeink alapadatokat szolgáltatnak a Zemplénikum fejlődéstörténetének megértéséhez, ugyanakkor hozzájárulnak a Kárpát–Pannon térség más, kontinentális permokarbon kifejlődéseivel (elsősorban a Tisiával) való korrelációhoz is.

Kistoronya térségében, a Simon-hegyi kőfejtő közvetlen környezetében intenzív szőlőművelés folyik. A vizsgált piroklasztitok a Szegedi Tudományegyetemen folyó terroir kutatás (GeoTerroir Kutatócsoport) célkeresztjébe kerültek, érdekes jövőbeli aspektusát adva a kőzettani és geokémiai vizsgálatoknak.

Irodalom

- Árkai, P., Merriman, R.J., Roberts, B., Peacor, P.R. & Tóth, M. (1996): *European Journal of Mineralogy*, 8, 1119–1137.
- Faryad, S.W. & Balogh, K. (2002): *Acta Geologica Hungarica*, 45, 193–205.
- Hueck, M., Wemmer, K., Ksienzyk, A.K., Kuehn, R. & Vogel, N. (2022): *Earth-Science Reviews*, 232, 104133.
- Kobulský, J., Gazdačko, Í. & Németh, Z. (2012): *Mineralia Slovaca*, 44/1, Appendix 16–20.
- Kübler, B. & Jaboyedoff, M. (2000): *Earth and Planetary Science Letters*, 331, 75–89.
- Milička, J., Franců, J., Horváth, I. & Toman, B. (1991): *Geologica Carpathica*, 42/1, 53–58.
- Šucha, V., Kraus, I. & Madejová, J. (1994): *Clays and Clay Minerals*, 29, 369–377.
- Vozárová, A., Ebner, F., Kovács, S., Kräutner, H-G., Szederkényi, T., Krstić, B., Sremac, J., Aljinović, D., Novak, M. & Skaberne, D. (2009): *Geologica Carpathica*, 60/1, 71–104.
- Vozárová, A., Larionov, A., Šarinová, K., Rodionov, N., Lepekhina, E., Vozár, J. & Paderin, I. (2019): *International Journal of Earth Sciences*, 108, 115–135.



4. ábra: A Simonhegyi Formáció piroklasztitjaira jellemző foliációs felületek tipikus mikropetrográfiai megjelenése.

A) Horzsakő szemcse mellett megfigyelhető, csaknem párhuzamosan orientált, elágazó, fonatos jellegű nyomásoldódási filmek (1N); B) A kőzet mátrixában kialakult, rosszul fejlett foliációt (sárga szaggatott vonal) finomkristályos szericit orientált elrendeződése definiálja (XN). Fotók: Varga Andrea.

KARBONÁT KAPCSOLTIZOTÓP TERMOMETRIAI LEHETŐSÉGEK AZ ATOMKIBAN

Rinyu László^{1*}, Czébel Andrea^{2,3}, Kiss Diána¹ & Túri Marianna¹

¹ HUN-REN Atommagkutató Intézet (ATOMKI), Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ (ICER), Debrecen

² Debreceni Egyetem, Földtudományok Doktori Iskola, Debrecen

³ Isotoptech Zrt., Debrecen

* E-mail: rinyu.laszlo@atomki.hu

A Föld jelenkori és múltbéli éghajlatváltozásainak megértéséhez jól használható, alapvető módszer a paleohőmérséklet rekonstrukció. Az elmúlt évtizedekben a különböző izotóp-geokémiai vizsgálatok fontos eszközökké váltak a geológia, a környezet- és a paleoklíma kutatásokban. A műszeres analitikai mérések eredményei hozzájárulnak a vizsgált folyamatok pontosabb leírásához. A karbonátok – többek között – képződésük és átkristályosodásuk során izotóp összetételük és rácsszerkezetük segítségével a környezeti hőmérsékletre vonatkozó információt raktároznak el. A kalcit-víz egyensúlyi oxigénizotóp-frakcionáción alapuló hőmérséklet meghatározási módszer (Urey, 1947; McCrea, 1950; Epstein et al., 1951, 1953) bizonytalanságát jelentősen növelheti, hogy ismernünk kell a folyadék oxigén izotóppozsztételét is, amelyből a karbonát képződött. Paleokörnyezet rekonstrukció során nincs módunk ennek megmérésére, így becslést kell alkalmaznunk, amely jelentősen növeli az eredmény bizonytalanságát.

Ennek kiküszöbölésére a 2000-es évek elején új módszert fejlesztettek ki. A hagyományos eljárással ellentétben, a kapcsolítottizotóp termometria módszernél nem az oxigénizotóp-összetételt vizsgáljuk a karbonát ásványokban, hanem a rácsszerkezetben lévő ¹³C és ¹⁸O izotópok kötésgyakoriságát, mivel a karbonát ásványok kristályrácsában a ¹³C¹⁸O¹⁶O₂²⁻ ioncsoport kialakulása erős hőmérsékletfüggést mutat (Ghosh et al., 2006; Eiler, 2007). Alacsony képződési hőmérsékleten nagyobb gyakorisággal fordul elő, mivel ez termodinamikailag kedvezőbb (Wang et al., 2004). Azonban a nehezebb izotópok által kialakított kötések előfordulási aránya rendkívül alacsony, így szofisztikált mérési rendszert igényel ennek meghatározása.

A debreceni HUN-REN Atommagkutató Intézet, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központja (ICER)

2018 óta rendelkezik a követelményeknek megfelelő, Magyarországon unikális, műszeres háttérrel a vizsgálatok elvégzéséhez. A kapcsolítottizotóp-geokémia (clumped isotope geochemistry) a paleoklimatológiai alkalmazások mellett számos egyéb területen, geológia, biogeokémia, geomorfológia, tektonika, diagenézis, stb. is felhasználható eszközzé vált napjainkra.

Az előadásban be szeretnénk mutatni a módszert, az Atomkiban elérhető mérés technikát, annak előnyeit és hátrányait, a kapott eredmények értelmezési lehetőségeit, felhasználhatóságát és korlátait, rámutatva a jövőbeli fejlődési irányokra.

Irodalom

- Eiler, J.M. (2007): Earth and Planetary Science Letters, 262/3–4, 309–327.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. & Urey, H.C. (1951): Geological Society of America Bulletin, 62/4, 417–426.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A. & Urey, H.C. (1953): Geological Society of America Bulletin, 64/11, 1315–1326.
- Ghosh, P., Adkins, J., Affek, H., Balta, B., Guo, W., Schauble, E. A., Schrag, D. & Eiler, J. M. (2006): Geochimica et Cosmochimica Acta, 70/6, 1439–1456.
- McCrea, J.M. (1950): The Journal of Chemical Physics, 18/6, 849–857.
- Urey, H.C. (1947): Journal of the Chemical Society, 562–581.
- Wang, Z., Schauble, E.A. & Eiler, J.M. (2004): Geochimica et Cosmochimica Acta, 68/23, 4779–4797.

CSISZOLT KŐESZKÖZÖK NYERSANYAG-TÍPUSAINAK CSOPORTOSÍTÁSA MÁGNESES SZUSZCEPTIBILITÁS, TÖMEG, TÉRFOGAT, SÚRÚSÉG ÉS MAGASSÁG ALAPJÁN – ESETTANULMÁNY BÁTASZÉK-ALSÓNYÉKRŐL

Sági Tamás^{1*}, Józsa Sándor¹, Janka Péter¹, Káposztás Viktória¹, Oelberg-Pánczél Emese¹, Szendrei Zsolt¹, Szücs Levente Csaba^{1,2} & Virág Attila¹

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² Magyar Természettudományi Múzeum, Budapest

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

A gyakran több száz kőeszközt tartalmazó csiszolt kőeszköz-együttesekből az egyes kőzettípusok elkülönítése, majd egy adott kőzettípusra nézve reprezentatív példányok kiválasztása műszeres elemzésekre komoly kihívást jelent nem csak a régészek, de a geológusok számára is. Kísérleti munkánk során (Sági et al., 2024) egyszerűen meghatározható fizikai paraméterek (tömeg, térfogat, sűrűség, mágneses szuszeptibilitás, magasság) standardizált főkomponens elemzése alapján különítettünk el nyersanyagtípus-csoportokat a Bátaszék-Alsónyék késő neolitikumi településről (Kb. 5800–4500 cal BC, Lengyeli kultúra) származó leletegyüttes 467 példányát felhasználva. Néhány kisméretű kőeszköz pontatlan sűrűségmérésből fakadó kizárásával az elemzésekhez felhasznált kőeszközök számát 411-re csökkentettük. A mintákat makroszkópos kőzethatározás alapján előzetesen 18 fő kőzettípusba soroltuk: aleurolit, amfibolit, andezit, bazaltos andezit, bazalt/bazaltoidok, tűzkő, eklogit, hornfels, mészkő, márga, (kontakt)metabázit, metavulkanit, mikrogránit, nefrit, homokkő, serpentin, szpikulit, fehérekő. A csoportosítást az előállított PCA ordináció igazolta, habár az egyes klaszterek között voltak átfedések. A kapott morfológia segítette a makroszkópos vizsgálatok során nem, vagy alig megkülönböztethető kőzetek/kőzetcsoporthoz (pl. fehérekő) további felosztásban, továbbá segítette olyan kőzettípusok azonosítását és elkülönítését, amelyek makroszkópos petrográfiai tulajdonságaik és/vagy mért paramétereik

alapján átmeneti jellegekkel rendelkeznek, mint pl. a dolerit és a mikrogabbro vagy a fonolit és mikrofoyait esetében. Habár a kőeszközök egy részének megjelenése látszólag megegyezett egy adott kőzettípus tagjaira jellemzőkkel, a PCA ordináció – rávilágítva a minták kiugró paramétereire – hasznosnak bizonyult az ilyen félreértelmezések feltárásában.

Köszönetnyilvánítás

Köszönjük a segítséget a kőeszközök kőzettani meghatározásánál Szakmány Györgynek, Fehér Kristófnak, Oláh Istvánnak, Szilágyi Veronikának. A mintákhoz való hozzáférést és a vizsgálatokhoz szükséges labort Osztás Anett és Marton Tibor biztosította. A kutatás a Kulturális és Innovációs Minisztérium Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott K-131814 számú pályázat (tv. Kasztovszky Zsolt), illetve az ÚNKP22-4-II-ELTE-491 pályázat (tv. Sági Tamás) támogatásával készült.

Irodalom

Sági T., Józsa S., Janka P., Káposztás V., Oelberg-Pánczél E., Szendrei Zs., Szücs L. Cs. & Virág A. (2024): *Archeometriai Műhely*, XXI/2, 89–100.

KÉKAMFIBOLOK ÁSVÁNYKÉMIÁJA ÉS LEHETSÉGES FORRÁSTERÜLETEI A PANNON-MEDENCÉBEN

Selmeci Gergely^{1*}, Cserép Barbara¹ & Józsa Sándor¹

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

* E-mail: dsg@student.elte.hu

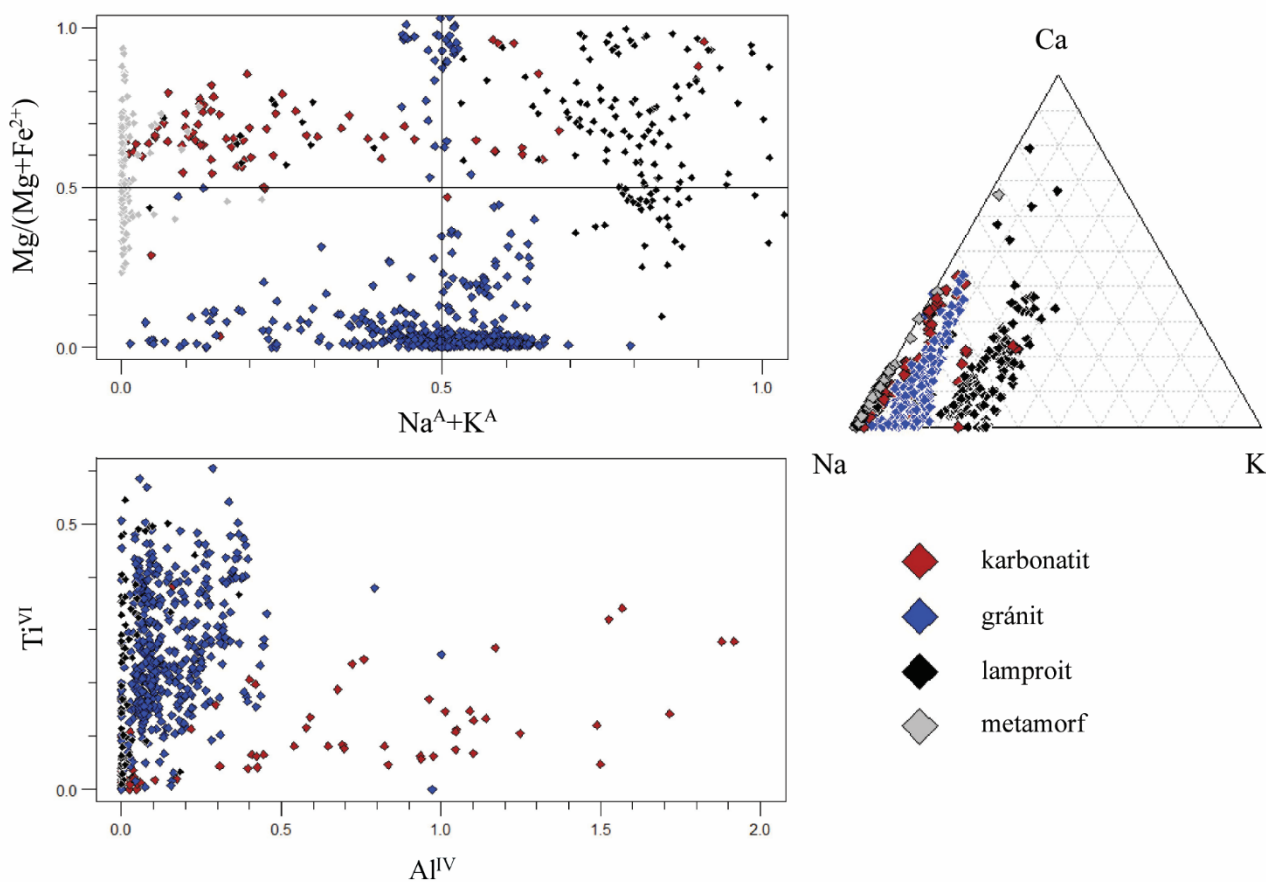
Bevezetés

Munkánkban a kékamfibolok lehetséges forrásmeghatározó szerepét mutatjuk be a Pannon-medencében található kékamfibol előfordulások leírásán, majd egymással való összehasonlításán keresztül. Ezen ásványok képződése jellegzetes, eltérő összetételű kékamfibolokhoz vezet, tehát megjelenésük fontos indikátor lehet az adott képződési folyamatra nézve, legyen az magmás, metamorf vagy akár üledékes.

Részletes ásványkémiai vizsgálatokkal a kékamfibolok is bevonhatók a lehetséges forrásterületeik azonosításába. A detritális kékamfibolok főelem összetétele alapján a főbb képződés, tehát a

szemcsék metamorf – nem metamorf eredete jól megállapítható. A magmás kékamfibolok befogadó kőzet alapján történő további elkülönítése is lehetséges (1. ábra).

Ezzel szemben a hidrotermás képződésű szemcsék kémiai összetétele földtani helyzetüktől függően nagy összetételi változatosságot mutat, így átfedésbe kerülhetnek a többi, leginkább magmás csoporttal. A hidrotermás szemcsék összetételének földtani környezettől való függése azonban segíthet az elkülönítésben. A metamorf képződésű szemcsék a többi csoporttól jól elválaszthatóak, viszont a nagy mértékű homogenizáció miatt a további elkülönítés a főelem összetétel alapján nem lehetséges.



1. ábra: Kékamfibolok lehetséges ásványkémiai elkülönítései főelem összetétel alapján (Selmeci, 2024).

A pontos forrásterület meghatározása a magmás és hidrotermás esetekben nyomelem ásványkémiai mérésekkel lehetséges. Az Ar-Ar, illetve K-Ar kormeghatározás a magmás és hidrotermás szemcsék esetén jól működhet, míg metamorf kéamfibolokon nem tudunk pontos koradatot számolni. Ahhoz, hogy a detritális kéamfibol ásványkémiai jellemzői alapján pontos forrásterületet határozhatunk meg, szükséges a lehetséges forrásterületek ismert kéamfiboljainak főelem és nyomelem ásványkémiai adatainak összegyűjtése, és az adatok precíz, nyomelem-arányokra is kiterjedő összehasonlítása. Fontos lenne egy adatbázis létrehozása, amely tartalmazza az ásványkémiai adatokat lelőhely és ásványfaj alapján, lehetővé téve a gyors és pontos forrásterület meghatározást.

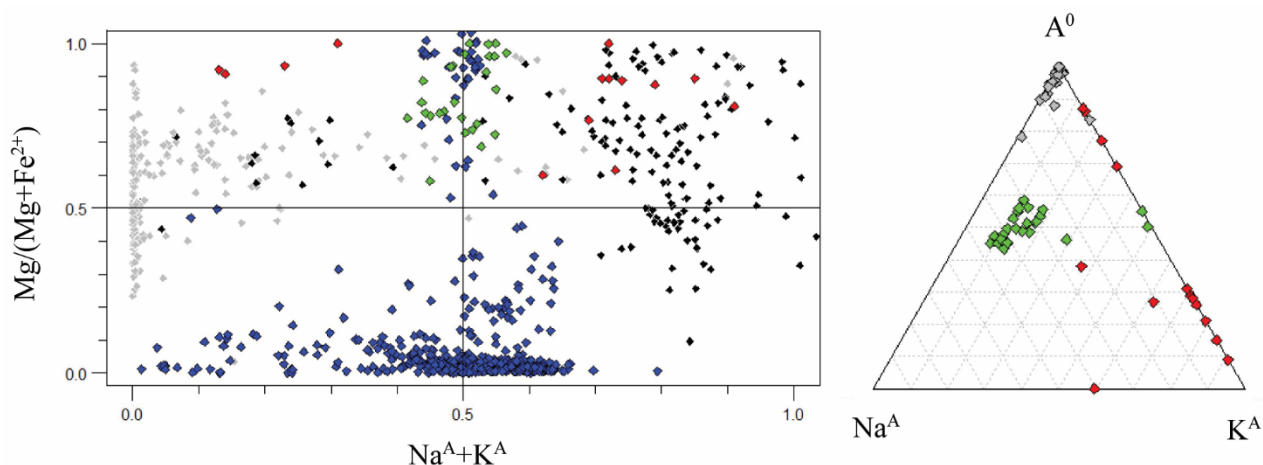
Térségünket sok olyan terület szegélyezi, amelyek egykor szubdukciós zónaként működtek (Fodor et al., 1999; Horváth et al., 2015), így ebben a zónában képalafaciesű kőzetek találhatók, melyek nagy mennyiségben tartalmaznak amfibolt. Ezek egy része ma is megtalálható a felszínen, így a Pannon-medence detritális kéamfiboljainak nagy részét feltehetően nagy nyomású és kis hőmérsékletű képala-faciesű amfibolok adják. Ezek főelem összetétel alapján történő elkülönítése a metamorf és nem metamorf képződésen túl nem lehetséges (2. ábra). Sem az egyes lelőhelyek, sem a két legfőbb kéamfibol lehordási terület, a Kelet-Alpok és a Nyugat-Kárpátok nem különíthetők el egymástól. Ezzel szemben a nem metamorf kéamfibolok jól elkülönülnek egymástól és a metamorf képződésűektől (2. ábra).

Esettanulmány

A kéamfibolok alapján történő forrásterület meghatározás használhatóságát egy gyakorlati példán keresztül mutatjuk be: az Aqua Kft. dunavarsányi kavicsbányájából előkerült kéamfibol tartalmú kavics(ok) kéamfiboljainak vizsgálatával kutatjuk fel azok

képződését és lelőhelyét. A neogén és a kvarter időszak határára (2,58 Ma) a Pannon-tó eltűnt a Pannon-medencéből, amelynek hatására a Duna egyre nagyobb teret nyert (Magyar et al., 2013). Az azóta eltelt idő alatt a Duna igen széles sávban és akár rendkívüli vastagságban rakta le a hordalékát térségünkben (Gábris & Nádor, 2007), amely szemcseméretét tekintve főként homokos, illetve kisebb mennyiségben kavicsos összetételű. A kavicsos összeletekben elszórta, kis mennyiségben megjelennek a kavics mérettartománynál nagyobb méretű, gyakran gyengén koptatott tömbök-hömpölyök is, amelyeknek kőzetanyaga igen változatos.

Az általunk tárgyalt dunavarsányi magmás, gránitos összetételű kavics kéamfiboljai a metamorf eredetű kéamfiboloktól jól elkülöníthetők (2. ábra). A Pannon-medence vízgyűjtő területéről összegyűjtött kéamfibol előfordulások leírása, valamint ezen lelőhelyek ásványkémiai összetétele alapján (2. ábra) csak egy ismert terület jöhet szóba: Waidhofen és környéke, Ausztria (Némec, 1988). Erről a területről több, különálló, egyedi kőzetből (pl. alkáligránit, alkáliszenit) írtak le amfibolokat, amelyek közül néhány előforduláshoz (Karlstein, Jarolden) nagymértékben hasonlítanak a dunavarsányi amfibolok. Mivel csak főelem ásványkémiai adatok és ahhoz kapcsolódóan egy rövid, viszonylag régebben született cikk (Némec, 1988) áll rendelkezésünkre a feltételezett forrásterületről, a hasonlóságok, valamint a szállítási módok és a szakirodalmi analógiák alapján feltételezhető, hogy a dunavarsányi minták a Cseh-masszívum déli területéről származnak, viszont az eltérések miatt nem a leírt előfordulásokból eredeztethetők. Az elemtartalom változásában látható trendekből, és magának a vizsgált kavicsnak a morfológiájából egy délebbi-délnyugatabbi előfordulás valószínűsíthető. Emellett még délebbre (kb. 100–110 km-re), Gloggnitz közelében (Grauwacke-öv, Ausztria) írtak le riebeckit tartalmú gneiszt, amelynek alkáli magmás eredetét is feltételeznek (Phadke, 1967), tehát lehetséges, hogy a gneisz protolitja egy hasonló alkáligránit volt, amely az alpi orogén alatt átalakult.



2. ábra: A forrásterületen található és a dunavarsányi kéamfibolok összehasonlítását segítő ábra. Kiemelve a gránitos (kék) befogadóközetű, Némec (1988) által mért (piros), és Selmei (2024) által mért (zöld) Na-amfibolokkal (Selmei, 2024).

Ezek a feltételezések teljes bizonyosságot csak további mérésekkel nyerhetnek (pl. U-Pb kormeghatározás, amennyiben nem túl magas fokú a metamorfózis). Egy, a dunavarsányi kékamfibolon végzett K–Ar vagy Ar–Ar kormeghatározás eredményeként kapott variszi kor jól elkülöníthetővé tenné az alpi képződményektől. Azonban ezzel a módszerrel a riebeckites gneisszel a metamorf felülbélyegzés révén kapcsolatba nem hozható. További nyomelem vizsgálatokkal a magmás és hidrotermás képződésű, valamint az eltérő lemeztektonikai helyzetű magmás amfibolok is elkülöníthetővé válhatnak. Ezek mellett a terület alkáli magmás kőzet előfordulásainak felkutatásával, feltérképezésével is kaphatunk választ a forrásterület pontosabb mivoltára. A kavicok esetében az a szerencsés helyzet áll fenn, hogy alkalmunk adódik a befogadó kőzettel is foglalkozni, így maga a kőzet, illetve a többi elegyrész vizsgálatával lehetőségünk nyílna további összehasonlításokat végezni (pl. cirkon korolás). Mind a feltételezett forrásterületi, mind a dunavarsányi minták esetében szükségesek további petrográfiai, nyomelem és izotóp-ásványkémi vizsgálatok az alapos összehasonlításhoz.

A kivonat módosítva, részleteiben, tartalmazza a 2024-ben készült „Kékamfibolok ásványkémiája és

lehetséges forrásterületei a Pannon-medence vízgyűjtő területén” című szakdolgozat egyes bekezdéseit.

Irodalom

- Fodor, L., Csontos, L., Bada, G., Györfi, I. & Benkovics, L. (1999): In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (szerk.): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publication 156, pp. 295–334.
- Gábris, G., & Nádor, A. (2007): *Quaternary Science Reviews*, 26(22–24), 2758–2782.
- Horváth, F., Musitz, B., Balázs, A., Végh, A., Uhrin, A., Nádor, A., Koroknai, B., Pap, N., Tóth, T. & Wórum, G. (2015): *Geothermics*, 53, 328–352.
- Magyar, I., Radivojević, D., Sztanó, O., Synak, R., Ujszászi, K., & Pócsik, M. (2013): *Global and Planetary Change*, 103(1), 168–173.
- Němec, D. (1988): *Canadian Mineralogist*, 26, 89–95.
- Phadke, A.V. (1967): *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 110, 199–216.
- Selmeci G. (2024): *Kékamfibolok ásványkémiája és lehetséges forrásterületei a Pannon-medence vízgyűjtő területén*. Diplomamunka, ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest.

GOLD AND RARE METALS PROSPECTING: AN INTEGRATED REMOTE SENSING, GEOPHYSICAL, AND MINERALOGICAL APPROACH

Ali Shebl^{1,2*} & Árpád Csámer^{1,3}

¹ University of Debrecen, Faculty of Science and Technology, Institute of Earth Sciences, Department of Mineralogy and Geology, Debrecen

² Tanta University, Department of Geology, Tanta, Egypt

³ University of Debrecen, Cosmochemistry and Cosmic Methods Research Group, Debrecen

* E-mail: alyrady1992@gmail.com

With the increasing demand for gold and rare metals due to industrial activities, exploration and prospecting for both still attracts the geological scientific community. Thus, our current research integrates various datasets, including remote sensing (PRISMA and Sentinel 2), airborne gamma-ray data, and detailed petrographic examinations to target such valuable metals. A variety of image processing techniques, such as false color combinations, principal component analysis (PCA), feature-oriented PCA, independent component analysis, minimum noise fraction, and band ratios, were applied for lithological identification and the delineation of hydrothermal alteration patterns. Our remote sensing data are mainly applied to distinguish the host rocks for gold and rare metals and narrow down the zones to be investigated during field campaigns. Field investigations were conducted, checking over 100 stations with detailed examinations of hydrothermal alteration zones and

sampling. Our results revealed a higher radiometric content for post-orogenic granites, which are considered the main hosts for rare metals within the study area. Additionally, serpentinite and its related rocks were identified as the primary sources of gold. The serpentinite rocks located closer to heavily distorted thrusts and shear zones have undergone listvenitization. The study highlighted that the area is severely affected by iron- and hydroxyl-bearing alterations. The airborne gamma-ray data were also integrated to identify such alteration zones. Detailed petrographic and SEM analyses were applied, revealing that gold was mostly associated with quartz and iron oxides. However, radiogenic characteristics of rare earth metals were detected through the alteration halos within biotite.

UNRAVELLING THE ORIGINS OF NATURAL RADIATION: A COMPREHENSIVE APPROACH UTILIZING GEOCHEMICAL ANALYSIS AND RADIOMETRIC MEASUREMENTS IN CENTRAL EASTERN DESERT, EGYPT

Aya S. **Shereif**^{1,2*}, Mohamed Th. S. **Heikal**², Makhles K. **Azer**³ & Árpád **Csámer**^{1,4}

¹ University of Debrecen, Faculty of Science and Technology, Institute of Earth Sciences, Department of Mineralogy and Geology, Debrecen

² Tanta University, Department of Geology, Tanta, Egypt

³ National Research Center, Geological Sciences Department, Cairo, Egypt

⁴ University of Debrecen, Cosmochemistry and Cosmic Methods Research Group, Debrecen

* E-mail: aya.salah@science.unideb.hu

Granitic rocks are highly esteemed for their role as vital hosts of radionuclide elements, as they crystallize during the latter stages of the magmatic process. Furthermore, the presence of accessory minerals such as zircon, apatite, thorite, uraninite and monazite in these rocks enhances their potential to host radioisotopes like (U-Th-K) in their crystal structures. The current research aims to identify the sources and concentrations of these natural radionuclide elements which are of paramount importance to many researchers. This is due to that they are considered the primary source of natural radiation, which has been linked to several diseases. This study's geochemical and radiometric measurements have proven instrumental in identifying the concentrations of the above elements and precisely pinpointing their origins.

Considering the geochemical composition, the average values of U and Th in the granitic rocks within the study area were found 10.64 and 25 ppm, respectively, based on ICP-MS analysis. Additionally, the average value of K was 1.65% (16,500 ppm), while the average Th/U ratio was calculated to be 2.34, suggesting uranium enrichment in the granitic samples due to hydrothermal alteration (Abdel-Hakeem et al., 2023; Bolonin & Gradovsky, 2012; Abu-Deif et al., 1997).

According to our radiometric measurements using an N-type HPGe detector, the average values of ²³⁸U and ²³²Th in the same granitic units were 125.16 and 112.5 Bq/Kg, respectively. Furthermore, the average value of K was 3903.40 Bq/Kg. These values exceed the global average underscoring the imperative to evaluate the radiation risk parameters stemming from the radioactive

decay of these radionuclides and the profound implications they have for public health.

Based on radiological hazards risk assessment, the average annual effective dose indoors (AEDE_{in}) was estimated to be approximately 2.58 mSv on average. Both external (Hex) and internal (Hin) hazard indices exceeded 1. The average radium equivalent content was also measured at 563.35 Bq/kg. The dose rate in the air (D) was measured at 269.02 nGy/h, with a gamma radiation index (I_γ) averaging 4.32. Furthermore, the annual effective dose outdoors (AEDE_{out}) was approximately 0.33 mSv, with estimated excess lifetime cancer risks indoors and outdoors were 0.09 and 0.01, respectively. All these parameters exceeded the recommended safety limits.

Our studies revealed that the examined granites in the study area are unsuitable for use in the construction of buildings and infrastructure. It is imperative to exercise caution and implement necessary safety measures in this potentially hazardous environment.

References

- Abdel-Hakeem, M., El-Tahir, M., Zeid, E.A. & Rageh, H. (2023): *Geochemical Transactions*, 24, 3.
- Abu-Deif, A., Ammar, S.E. & Mohamed, N.A. (1997): *Proceedings of the Egyptian Academy of Sciences* 47, 335–346.
- Bolonin, A.V. & Gradovsky, I.F. (2012): *Geology of Ore Deposits*, 54, 122–131

A BALATON-FELVIDÉKI MÉLYLITOSZFÉRA FLUIDUMJAI: MEDDIG LÁTJUK A NYOMÁT?

Spránitz Tamás^{1*}, Lange Thomas Pieter^{2,3,4}, Hencz Mátyás¹, Szabó Csaba^{1,2}, Kovács István János⁴, Gelencsér Orsolya³, Kővágó Ákos^{2,4,5}, Palcsu László⁶, Molnár Kata⁶, Laura Créon⁷, Virgile Rouchon⁸, Tóth Ádám⁹, Erőss Anita¹⁰, Porkoláb Kristóf¹, Török Kálmán¹¹, Alexander Koptev¹², Sierd Cloetingh¹³ & Berkesi Márta^{1*}

¹ HUN-REN Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, MTA-FI FluidsByDepth Lendület Kutatócsoport, Sopron

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Litoszféra Fluidum Kutató Labor, Budapest

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Környezettudományi Doktori Iskola, Budapest

⁴ HUN-REN Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

⁵ Földtudományi Doktori Iskola, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest

⁶ HUN-REN Atommagkutató Intézet, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

⁷ CAMECA, Gennevilliers, Franciaország

⁸ IFP Energies Nouvelles, Solaize, Franciaország

⁹ Utrecht University, Copernicus Institute of Sustainable Development, Utrecht, Hollandia

¹⁰ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Tóth József és Erzsébet Hidrogeológia Professzúra Alapítvány, Budapest

¹¹ Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest

¹² Helmholtz-Zentrum Potsdam - Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam, Németország

¹³ Utrecht University, Tectonics Research Group, Department of Earth Sciences, Hollandia

* E-mail: berkesi.marta@epss.hun-ren.hu; spranitz.tamas@epss.hun-ren.hu

A földi fluidum rendszerek egyik leggyakoribb komponenseként számon tartott szén-dioxid (CO₂) stabil izotóp összetétele egyedülálló eszközt jelent a litoszféra léptékű áramlási folyamatok – mint például a mélylitoszféra (alsókéreg, felsőköpeny) eredetű kigázosodás vagy a globális szén-ciklus –, teljesebb körű megértéséhez. A mélylitoszféra fluidumjainak közvetlen tanulmányozására ad lehetőséget olyan fluidumzárványok vizsgálata, amelyekben CO₂-gazdag fluidum csapdázódott. Ezáltal akár a mélylitoszféra különböző horizontjaiban lezajlott paleo-fluidum áramlási események is rekonstruálhatók. Másfelől, a mély eredetű fluidumok jele a litoszféra jóval sekélyebb zónáiban is detektálható, úgy mint a felszínalatti vizek és azokban oldott gáztartalmában. Ez utóbbi jelenség jól magyarázhatja a mély és sekély eredetű fluidumok litoszféra-léptékű kapcsolatát a felsőköpenytől a kérgen át egészen a felszínig. Jelen munka célja, hogy hozzájáruljon a Pannon-medence középső részén földtani CO₂-kigázosodás jobb megértéséhez.

Vizsgálataink során összehasonlító elemzést végeztünk a mélylitoszféra fluidumok és a felszínalatti vizek oldott gáztartalmának szén és nemesgáz stabil izotóp arányai alapján a Bakony-Balaton-felvidék Vulkáni Területről. A Mio-pleisztocén alkáli bazaltos vulkanizmus által felszínre hozott, a litoszféra különböző mélységeit reprezentáló xenolitokban részletes fluidumzárvány petrográfiai jellemzést és kiválasztást végeztünk el. A fluidumzárvány vizsgálatok alapját a mintasorozaton végzett korábbi átfogó elemzések adták (Bali et al., 2008; Berkesi et al., 2012; Hidas et al., 2010; Török & de Vivo, 1995; Török et al., 2005 és Török, 2012). A felszínalatti

vízminavétel a terület ismert hidrogeológiai rendszerének figyelembevételével, kiáramlási területeken történt. A vizsgált fluidumzárványok $\delta^{13}\text{C}$ izotóp arányának meghatározása Raman-spektroszkópos méréseken alapul, mely töréses/feltárási technológiával egészülhet ki a nemesgáz stabil izotóp összetétel megadásához.

Jelen munka egyik fő célja ezzel összhangban a fluidumzárványok in-situ $\delta^{13}\text{C}$ -CO₂ összetételének Raman-spektroszkópos meghatározásának alkalmazhatóságát tesztelni. A kiválasztott fluidumzárványok a felsőköpeny (harzburgit, lherzolit, websterit), illetve alsó-középső kéreg (mafikus, felzikus és metapélit granulit) különböző egységeit képviselik. A 129 fluidumzárvány klinopiroxén, ortopiroxén, olivin, plagioklász és gránát befogadó ásványban található. A fluidumzárvány petrográfia és Raman-spektroszkópia során az alábbi kritériumok szerint történt a kiválasztás: a fluidumzárványok 1) folyadék fázisban gazdagok és negatív kristály alakúak legyenek, 2) ne mutassák dekrepitáció jeleit, 3) minél kisebb, de a méréshez elegendő méretűek legyenek, mely kb 2–10 μm , 4) a vastagcsiszolat felszínéhez közel, maximum 10 μm , de lehetőleg 5 μm mélységben forduljanak elő, 5) a CO₂-on kívül más fluidum vagy szilárd fázist ne tartalmazzanak, 6) Raman-spektruma alacsony intenzitású alapvonallal és kitűnő jel/zaj aránnyal rendelkezzen (1. ábra).

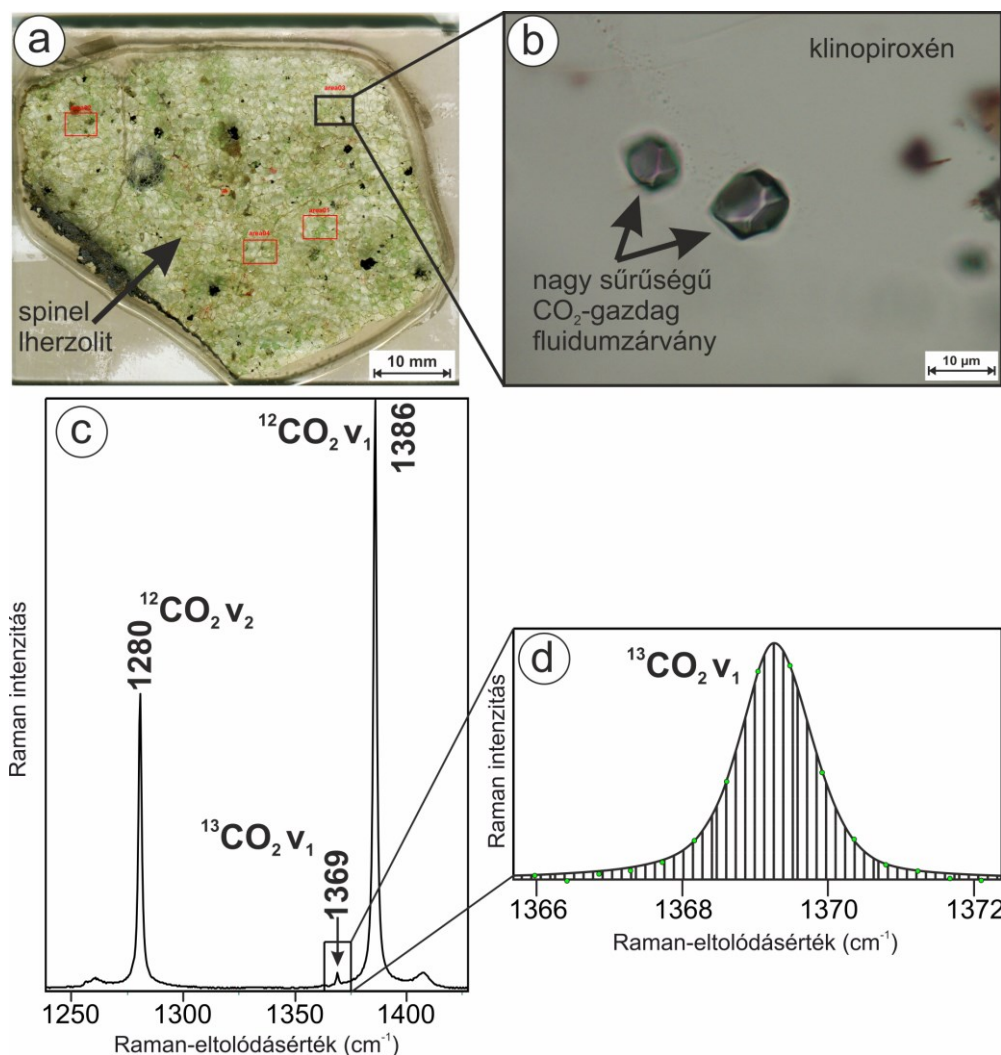
A $\delta^{13}\text{C}$ -CO₂ összetétel kiszámítását a $^{13}\text{CO}_2$ ~ 1369 cm^{-1} -nél és a $^{12}\text{CO}_2$ ~ 1386 cm^{-1} -nél jelentkező Raman sávjaik integrált területarányai alapján Split Pseudo-Voigt csúcsillesztési eljárással végeztük el, mely a legjobban leköveti a CO₂ Raman sávjait. Az alábbi mérési paramétereket alkalmaztuk a Raman pontelemzéshez:

1800 rovátka/mm-es optikai rács, 50% szűrő, 100x objektív, 100 μm konfokális tűlyuk, 50–480 másodperc adatgyűjtési idő, 3x ismétlés. Előzetes eredményeink arra szolgáltatnak példát, hogyan lehetséges a Raman-spektroszkópia segítségével roncsolmentes, in-situ és reprodukálható módon fluidumzárványokban csapdázott CO_2 $\delta^{13}\text{C}$ izotóp arányát meghatározni, mely felső köpeny xenolitokban csapdázódott fluidumzárványok esetén $\delta^{13}\text{C} = -10.0 \pm 3.5$ értékeket mutat. A felszínalatti vizek $\delta^2\text{H}$ és $\delta^{18}\text{O}$ stabil izotóp aránya tisztán meteorikus eredetet jelez és nem mutatható ki egyéb mély eredetű magmás vagy metamorf hozzáadódás jele. Mindazonáltal a vízben oldott CO_2 gáz $\delta^{13}\text{C}$ izotóp aránya ($\delta^{13}\text{C} = -5.2 - -9.6$) köpenyvel egybeeső értékeket jelez, melyhez kismértékű szerves üledékes hozzáadódás is társul. Ezzel jó

összhangot mutat az oldott hélium stabil izotóp aránya ($^3\text{He}/^4\text{He} = 0.17 - 2.06$), mely a vulkáni terület egyes részein mutatja jól a köpeny eredetű szignált ($^3\text{He}/^4\text{He} > 1$).

Eredményeink rámutatnak arra, hogy a földtörténeti közelmúltban aktív monogenetikus vulkánok feláramlási csatornáit és azok kapcsolata a felső kéreg szerkezetekkel, továbbá felszínalatti vízáramlási rendszerekkel segítenek megismerni a jelenkori köpeny kigázosodás folyamatát. Ennek jobb megértése kulcsfontosságú a térség poszt-rift CO_2 kiáramlási rendszer és fluxus sajátosságainak és a szénkörforgás részletgazdagabb feltárásához.

A kutatást az MTA FI FluidsByDepth Lendület Kutatócsoport támogatta (LP2022-2/2022).



1. ábra: Fluidumzárványokban csapdázódott CO_2 $\delta^{13}\text{C}$ izotóp arányának Raman-spektroszkópia alapú meghatározása. a) Szekennelt fotó felső köpeny eredetű spinell ilmenit (Bakony-Balaton-felvidék Vulkáni Terület) vastagsziszolátáról; b) Nagy sűrűségű, folyadék fázisú CO_2 -gazdag fluidumzárványok klinopiroxén befogadó ásványban; c) A fluidumzárványokat dominánsan alkotó CO_2 jellegzetes Raman-spektruma a főbb Raman sávok pozíciójának feltüntetésével; d) A $\delta^{13}\text{C}$ - CO_2 összetétel kiszámítását az ábrán jelölt $^{13}\text{CO}_2$ $\sim 1369 \text{ cm}^{-1}$ -nél valamint a $^{12}\text{CO}_2$ $\sim 1386 \text{ cm}^{-1}$ -nél jelentkező Raman sávjainak integrált területarányai alapján Split Pseudo-Voigt csúcsillesztési eljárással végeztük el. v_1 = a CO_2 Fermi-diad felső sávja, v_2 = a CO_2 Fermi-diad alsó sávja.

Irodalom

- Bali E., Zajacz, Z., Kovács, I., Szabó, Cs., Halter, W., Vasello, O., Török, K. & Bodnar, R.J. (2008): *Journal of Petrology*, 49, 421–439.
- Berkesi, M., Guzmics, T., Szabó, Cs., Horváth, Á. & Kiss, A. (2012): *Earth and Planetary Science Letters*, 331, 18–20.
- Hidas, K., Guzmics, T., Szabó, Cs., Kovács, I., Bodnar, R.J., Zajacz, T., Nédli, Zs., Vaccari, L. & Perucchi, A. (2010): *Chemical Geology*, 274, 1–18.
- Török, K. & de Vivo, B. (1995): *Acta Vulcanologica*, 7, 277–284.
- Török, K., Dégi, J., Szép, A. & Marosi, Gy. (2005): *Chemical Geology*, 223, 93–108.
- Török K. (2012): *International Journal of Earth Sciences*, 101, 1581–1597.

ÚJ FEJLESZTÉSŰ EDS DETEKTOROK ÉS KIEGÉSZÍTŐIK

Szabó Ábel^{1*}

¹ Unicam Magyarország Kft, Budapest

* E-mail: szabo.abel@unicam.hu

Az energia-diszperzív röntgenspektrométerek (EDS) az elektronmikroszkópos analitika egyik legfontosabb eszközeivé váltak a kőzettani és geokémiai kutatásokban. Az EDS technológia fejlődése az elmúlt évtizedekben számos jelentős innovációt hozott, amelyek révén a detektorok érzékenysége, felbontása és adatfeldolgozási képessége jelentősen javult. Ezek a fejlesztések új lehetőségeket nyitottak a geológiai minták elemzésére, a finomabb részletek kimutatására, valamint a nagyobb pontosságú és sebességű kémiai térképezésre.

Az EDS technológia alapja, hogy a minta elektronnyalábbal történő gerjesztése során az elemekre jellemző röntgensugárzás keletkezik, amelyet a detektor érzékel. Ez a karakterisztikus röntgensugárzás lehetővé teszi az egyes elemek gyors és megbízható azonosítását. Az EDS detektorok működését azonban számos tényező befolyásolja, beleértve a detektor geometriai elhelyezkedését, a detektorfelület méretét, valamint a mintához viszonyított szögét. Ezek a tényezők közvetlen hatással vannak a mérési eredmények minőségére.

A félkvantitatív elemzések során alkalmazott mátrix korrekciós módszerek, mint például a ZAF (Z: atomi szám, A: abszorpció, F: fluoreszcencia) és az XPP (egy bővített mátrix korrekciós módszer), elengedhetetlenek a minta összetételének pontos meghatározásához. Ezek a korrekciók figyelembe veszik a különböző elemek közötti kölcsönhatásokat és azok hatását a röntgensugárzásra, így növelik az EDS rendszerek pontosságát.

A legújabb fejlesztések az EDS technológiában lehetővé teszik a kisebb koncentrációjú elemek kimutatását, gyorsabb adatgyűjtést és feldolgozást, valamint nagyobb térbeli felbontást. Az új generációs detektorok, mint például a nagyfelbontású, alacsony zajszintű rendszerek, jelentős előrelépést jelentenek a geológiai kutatásokban, különösen a ritka elemek és a bonyolult ásványi fázisok elemzésében. Ezen rendszerek segítségével pontosabb kémiai térképek készíthetők, amelyek hozzájárulnak a földtani folyamatok jobb megértéséhez.

FEHÉR AGYAG VÁLTOZATOK A KÖZÉPKORI-KORA ÚJKORI FEHÉR FAZEKASÁRUBAN

Szilágyi Veronika^{1*}, Kónya Péter², Kovács Zoltán¹, Kreiter Attila³, Simonyi Erika⁴, Tomka Gábor⁴ & Vida Gabriella⁵

¹ HUN-REN Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

² Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága, Budapest

³ MNM KK NRI Archeometriai Laboratórium, Budapest

⁴ MNM KK NRI Régészeti Tár, Budapest

⁵ Néprajzi Múzeum, Budapest

* E-mail: szilagyi.veronika@ek.hun-ren.hu

A kerámiagyártás alapanyagai között speciális szerepe van a fehérre égett agyagoknak. Nem csupán a porcelánok vagy kőedények alapanyagául szolgáló kaolin tekinthető ilyen agyagnak, hanem a vasmentes-vasszegény tűzálló agyagtípusok általánosságban. A fehér színű fazekasáru már a középkorban is sajátos szerepet töltött be az asztali és házikerámiák között. A hazai régészeti leletanyagban – a kezdetekben megfigyelt elterjedése miatt – a „budai fehér kerámia” gyűjtőnévvel illettek szinte minden világos színű agyagedény töredéket (Holl, 1956), habár felfigyeltek a lelettípus makroszkóposan is megfigyelhető változatosságára (színárnyalat, szemcseméret, felületi megjelenés; Wolf, 1986; Tomka, 2018; Simonyi, 2020). Egy előzetes kutatás keretében anyagvizsgálati adatokat (OM, XRD) gyűjtöttünk a fehér kerámiák változatos összetételéről (Szilágyi et al., 2010, 2014).

Jelen kutatásunk egy, a Magyar Nemzeti Múzeum Közgyűjteményi Központ gyűjteményéből kiválasztott mintacsoporton (12–17. század, ÉK-Magyarország, 27 lelőhely, 125 minta) végzett szisztematikus vizsgálat. Célunk felmérni a „budai fehér kerámiák” anyagi változatosságát ásványtani (XRD) és közettani módszerekkel (OM, SEM-EDS). Ezáltal meghatározhatók a különféle középkori-újkori fehér kerámiák készítéséhez használt agyagtípusok és azok funkcionális paraméterei (azaz milyen tulajdonságok különböztetik meg a „tálas”, „korsós” vagy „fazekas” nyersanyagokat).

A mikroszkópi vizsgálatok legalább 6 szöveti típust különítettek el a mintaegyüttesben, amelyekhez egységes (alapvetően kaolinites, esetenként kevert) agyagásványos összetétel kapcsolódik. Eltérések a törmelékes (elsősorban mafikus és akcesszórius) ásványok összetételében mutatkoznak. A szöveti vizsgálatoknál nemcsak a nem plasztikus elegyrészeket vettük figyelembe (szemcseméret eloszlás, szemcsealak), hanem a plasztikus alkotó mikromorfológiai tulajdonságait (kettőstörő szövet típusa, plaszticitása; Stoops, 2003) és a

porozitást is. A kiégetés során keletkező új ásványfázisok (elsősorban mullit) azonosításával az égetési körülmények is becsülhetők (maximális égetési hőmérséklet, átlagos égetési időtartam). Mindezek a paraméterek befolyásolják az égetéssel kialakuló szerkezet olyan fizikai tulajdonságait (vízzáróság, hővezetés), amelyek a funkciót meghatározzák.

A szöveti paraméterek és összetételi adatok alapján a jövőben – a potenciális fehér agyag lelőhelyek megmintázásával és összehasonlító vizsgálatával – tervezzük beazonosítani az egyes régészeti leletek agyagforrásait. Mivel feltételezhető, hogy több régió fehér agyagjait is felhasználták, ezért a középkori fazekaskörzetek azonosításához kaphatunk adatokat.

Irodalom

Holl I. (1956): Budapest Régiségei, 17, 177–194.

Simonyi E. (2020): 10–14. századi települések Északkelet-Magyarországon és a régió Árpád-kori kerámiája. Martin Opitz Kiadó, Budapest.

Stoops, G. (2003): Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections, SSSA-Wiley, Madison.

Szilágyi V., Gál-Mlakár V., Rácz T. Á., Sajó I. & Simonyi E. (2010): Gesta, IX, 153–167.

Szilágyi, V., Rácz, T.Á., Gál-Mlakár, V., Simonyi, E. & Sajó, I. E. (2014): In: Martinón-Torres M. (szerk.): Craft and science: International perspectives on archaeological ceramics. Bloomsbury Qatar Foundation, Doha, Qatar, pp. 201–211.

Tomka G. (2018): 16-17. századi kerámia a történeti Borsod megyéből. Opuscula Hungarica X, Magyar Nemzeti Múzeum, Budapest.

Wolf, M. (1986): Communicationes Archeologicae Hungariae, 1986, 147–159.

NEM OFIOLITOS METAMAGMATIT NYERSANYAGÚ CSISZOLT KŐESZKÖZÖK A HAZAI RÉGÉSZETI LELETANYAGBAN

Szilágyi Veronika^{1*}, Kereskényi Erika², Kovács Zoltán¹, Biró Máté³, Fehér Béla⁴ & Szakmány György⁵

¹ HUN-REN Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

² Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, Eger

³ ELTE TTK FFI Ásványtani Tanszék, Budapest

⁴ Herman Ottó Múzeum, Miskolc

⁵ ELTE TTK FFI Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

* E-mail: szilagyi.veronika@ek.hun-ren.hu

Tanulmányunkban a hazai neolitikum-rézkor csiszolt kőeszköz leletanyagának átfogó vizsgálata (NKFIH OTKA K 131814) keretében a nem ofiolitos eredetű metamagmatit nyersanyagúakat ismertetjük részletesen. A kőbaltáknak ez a változatos megjelenésű és eredetű litológiai csoportja a régészeti leletanyagban elsősorban Magyarország ÉK-i részén gyakori (pl. Polgár-Csőszhalom, Edelény-Borsod-Derékegyháza, Kisköre-Gát, Arnót-Arnóti oldal, Borsodgész-Mocsolyáspuszt, Hejőkürt-Lidl 3. mh., Miskolc-Aldi 2, Muhi-Dombtető, Nyékládháza-Paptelke, Sajószentpéter-Kövecses, Sátoraljaújhely-Ronyvapart, Tiszalúc-Sarkad), de kis példányszámmal ennél szélesebb elterjedéssel, az Alföld középső és déli részén (Hódmezővásárhely-Gorzs, Öcsöd-Kováshalom, Dévaványa-Sártó), valamint a Dél-Dunántúlon (pl. Alsónyék-Bátaszék) is előfordul. A világoszöldtől a szürkén át a barnáig sokféle színárnyalatú, de viszonylag szűk formakincsű (nyúlt vaskos vagy rövid lapos vésőbalta) eszközökről van szó, amelyek vélhetően a jó mechanikai tulajdonságaiknak (szívósság és keménység) köszönhetően terjedtek el.

A kőeszközökről a szinte kizárólag roncsolásmentes analitikai módszertannal (makro- és mikroszkópos kőzettan, MS, PGAA, (OS-)SEM-EDS) elérhető információk az alábbiak. Közös jellemző, hogy a szövet nagyon finomszemcsés, – néhány, jellegzetesen porfíros esettől eltekintve – makroszkóposan nem tanulmányozható részletesen. A mikroszkópi (OM, SEM-EDS) vizsgálatok rendkívül változatos képet adnak a kőzetcsoporthoz mind a szövet, mind az ásványos összetétel (savanyú, neutrális vagy bázisos magmás ásványtársulás) szempontjából. Az eredeti szövet még felismerhető: porfíros és/vagy folyásos vulkáni, mikroholokristályos telérkőzet vagy finomszemcsés és esetleg rétegzést mutató vulkáni törmelékes. Ezt kisebb vagy nagyobb mértékben felülbélyegzik a másodlagos metamorf vagy hidrotermás

folyamatok. A savanyú vulkanitokra kvarc-kálföldpát-plagioklász-kloritosodó biotit, a neutrális-bázisos kőzetekre albitosodó plagioklász-agyagásványosodó kálföldpát-kloritosodó amfibol jellemző. Jellegzetes kísérőjelenség a gazdag opakásvány- (pl. ilmenit, magnetit, kromit, rutil, pirit, pirrhotin) és akcesszóriatartalom (pl. cirkon, apatit, monacit, allanit), valamint a metamorf felülbélyegzés ásványainak (pl. epidot, zoisit-klinozoisit, klorit, szericit, albit) részvétele. A teljeskőzet-összetétel széles tartományban szóródik a ritkaföldfém (RFF)-szegény savanyú, az átmeneti RFF-tartalmú neutrális és a RFF-gazdag bázisos tartományok között.

Hasonlóan változatos megjelenésű metamagmatitok a Kárpát-medencében a Bükk hegység triász (pl. Németh et al., 2023) és valamivel távolabb a Ny-Kárpátok paleozoikumi (pl. Ivan, 1993) képződményei között fordulnak elő. Első lépésként a közelebbi bükki nyersanyagokkal vetettük össze eredményeinket és nagyfokú egyezést találtunk (relikt és átalakult szöveti jellegek, kőzetalkotó és akcesszóriás ásványtartalom, főelem- és RFF-tartalom). A további potenciális nyersanyagforrások jövőbeli felderítése és összehasonlító vizsgálata szükséges, azonban az ÉK-Magyarországra koncentrálódó felzikus metamagmatit kőbalta előfordulások a bükki nyersanyag valószínűségét erősítik.

A vizsgálatok az NKFIH támogatásával, a K 131814 pályázati program finanszírozásában valósultak meg.

Irodalom

Ivan, P. (1993): Mitt. Österr. Geol. Ges., 86, 23–31.

Németh, N., Kristály, F., Gál, P., Móricz, F. & Lukács, R. (2023): International Journal of Earth Sciences, 112, 297–320.

AZ ELSŐ NANNOFOSSZÍLIA KORADATOK A BÜKKI-EGYSÉG MEZOZOOS RÉTEGSORÁBÓL: ÚJ PERSPEKTÍVÁK ÉSZAK-MAGYARORSZÁG SZERKEZETALAKULÁSÁHOZ

Szives Ottilia^{1*}, Makádi László^{1*} & Ozsvárt Péter²

¹ SZTFH Földtani Szolgálat, Gyűjteményi Osztály, Budapest

² HUN-REN-MTM-ELTE Paleontológiai Kutatócsoport, Budapest

* E-mail: ottilia.katalin.szives@sztfh.hu; laszlo.makadi@sztfh.hu

A Bükki-egység rétegsora és magát a Bükk-hegységet alakító szerkezetalakulás időbeni elhelyezése és dinamikája számos kérdést felvet, melyek megválaszolásához kulcsfontosságú a Bükk fő tömegét alkotó mezozoos rétegsor pontos korának kérdése. A makrofossziliák hiánya miatt a triásznál fiatalabb kőzetek rétegtanáról csak részleges ismereteink vannak: gyakran kőzettani és kifejlődésbeli hasonlóságokra épülő feltételezéseken alapszik a képződmények korolása, konkrét radiometrikus és őslénytani adat csak néhány helyről ismert.

A területen a triásznál fiatalabb kőzetek koráról alkotott elképzelések a XIX. század vége óta többször módosultak. Schröter az ú.n. palaösszletet még felső karbonnak gondolta, Balogh K. középső triász korúra fiatalította, majd későbbi szerzők már kora jura korúnak feltételezték. Végül a bükki térképezés felvételezése, illetve a bükki jura képződmények újraértelmezése nyomán ma már a középső jurába helyezik a teljes összletet, összhangban a Tardosi Gabbró 165 Ma körüli radiometrikus korával. Ugyanakkor a területen előforduló, a gabbróval közel egykorúnak tartott két bazaltképződmény közül a Szarvaskői Bazaltból nem készült, míg a Hosszúvölgyi Bazaltból némileg ellentmondásos radiometrikus koradatok születtek, így a három magmás képződmény kapcsolata sem egyértelmű. A palaösszletből számtalan módon próbáltak pontos kort jelző mikroszkopikus ősmaradványokat is kinyerni, mely csupán a Bányahegyi Radiolarit és a Csapkéstetői Radiolarit, valamint az olisztolit Bükkzsérci Mészke Formáció esetében sikerült. A kőzetmintákat oldották szerves savakban, hidrogén-fluoridban, hidrogén-peroxidban, vékonycsiszolatokat készítettek, ám a 2–50 µm közötti méretű nannofossziliák nem vizsgálhatóak ezen módszerek egyikével sem.

Ezek alapján tehát a radiometrikus és őslénytani koradatok, valamint a rétegtani helyzet alapján callovinál egyértelműen fiatalabb mezozoos képződmény a Bükki-egység rétegsorából mindezidáig nem ismert.

Jelen munka véletlen események láncolataként néhány nap alatt alakult ki. Néhány éve Pelikán Pál az egyik szerzőnek (ML) felvetette, hogy a Nyugat-Bükk egyik, általa partközelinek gondolt képződményéből érdemes lenne esetlegesen bemosott szárazföldi mezozoos gerinces maradványokat keresni, majd átadott két kőzetmintát. Ezek mintavételi helyei publikáltak, illetve Pelikán terepi jegyzőkönyvében pontosan dokumentáltak. A két mintát megnéztük pásztázó elektronmikroszkóppal, illetve preparátumokat készítettünk. Munkánk célja az volt, hogy – mielőtt nagyobb terepi gyűjtést kísérelnénk meg gerinces leletek izapolása céljából – megpróbáljuk megállapítani a kőzet képződési környezetét és esetleg korát is. Nagy meglepetésünkre azonban középső juránál is fiatalabb korjelző nannofossziliák kerültek elő a két mintából. A megdöbbentő eredmény miatt azt gondoltuk, hogy saját gyűjtésű minták segítségével ellenőrizzük a kapott korokat. 26 mintavételi pont 102 különböző litológiájú rétegből gyűjtöttünk mintákat, melyek közül 19 az eddig publikált adatoknál fiatalabb, további három rétegtani szintet képviselő nannofossziliákat tartalmazott.

Jelen új koradatok alapján a Bükki-egység és tágabb értelemben az észak-magyarországi régió rétegtani felosztása, tektonikai értelmezése és szerkezetalakulása újragondolást igényel.

Szeretnénk köszönetet mondani Dávid Árpádnak és Fodor Rozáliának a feltárások megközelítéséhez nyújtott segítségükért, valamint Piros Olgának és Benkó Zsoltnak, továbbá Jáger Viktornak a tanácsaikért. Hálásak vagyunk az SZTFH Gyűjteményi Osztálya, Könyvtára és Laboratóriuma kollégáinak a türelmükért és segítségükért. Végül, de nem utolsósorban hálával gondolunk Pelikán Pálra, akinek az ötletei, tanácsai nem először, és nem is utoljára adtak kezdőlökést egy kutatáshoz.

A kutatást az SZTFH Földtani Szolgálat és a GINOP-2.3.3-15-2017-00043 pályázat támogatta.

A „KARNI CSAPADÉKOS ESEMÉNY” (CPE) ÉS UTÓHATÁSAI: MIKROPALEONTOLOGIAI ÉS GEOKÉMIAI BIZONYÍTÉKOK A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG FELSŐ TRIÁSZ KARBONÁTOS ÉS SZILICIKLASZTOS RÉTEGSORAIBAN

Tóth Emőke^{1*}, Baranyi Viktória², Xin Jin³, Raucsik Béla⁴, Rostási Ágnes⁵, Czuppon György⁶, Karádi Viktor¹, Németh Tibor^{7,8} & Budai Tamás⁸

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Őslénytani Tanszék, Budapest

² Croatian Geological Survey, Department of Geology, Zagreb, Croatia

³ Chengdu University of Technology, State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation and Key Laboratory of Deep-Time Geography and Environment Reconstruction and Applications of Ministry of Natural Resources, Chengdu, China

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

⁵ HUN-REN-PE Levegőkémia Kutatócsoport, Pannon Egyetem, Bio-nanotechnológiai és Műszaki Kémiai Kutatóintézet, Veszprém

⁶ HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

⁷ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, Budapest

⁸ Pécsi Tudományegyetem, Földtani és Meteorológiai Tanszék, Pécs

* E-mail: emoke.mohr@ttk.elte.hu

A Dunántúli-középhegység felső triász rétegsorai jól dokumentálják a klíma- és környezetváltozásokat. A Dunántúli-középhegység üledékes kőzetei a triász folyamán az Északi-Mészkőalpok és a Déli-Alpok szomszédságában a Neotethys-óceán selfjének nyugati medencéjében képződtek. A nyugat-tethysi üledékes rétegsorok jól reprezentálják a sziliciklasztit behordásának megnövekedését a tengeri medencékbe a karni folyamán. Az intenzívebbé váló terrigén beszállítódás oka az üvegház állapothoz vezető körülmények fokozódása, a globális felmelegedés és a hidrológiai ciklus felgyorsulása volt, amit összefoglalóan “karni csapadékos esemény”-nek nevezünk. A globális környezeti változások intenzív vulkáni tevékenységhez – a Wrangellia Nagy Magmás Provinciához – és a szénciklus zavarához köthetők. Ennek bizonyítékai a kimutatott negatív szénizotóp kilengések (NCIEs) a juli 2-ben és a tuvaliban, amelyeket a szárazföldi és tengeri ökoszisztéma átrendeződése követett. A CPE hatása a Dunántúli-középhegységben is nyomon követhető, ahol a karbonátos alsó karni pelágikus üledékeket (Füredi Mészkő) felváltotta a vegyes sziliciklasztos-karbonátos üledékek (Veszprémi Márga és Sándorhegyi Formáció) képződése az intraplatform medencékben. A Veszprémi Márga korábbi agyagásvány vizsgálatai megerősítették, hogy az uralkodóan arid klímát felváltó csapadékos környezetben intenzívebbé vált a kontinentális hidrolízis és mállás. A CPE komplex

biogeokémiai jelenségeit – például a tápanyagkörforgást vagy a redox feltételeket – indikáló részletes vizsgálatok a jelenleg zajló kutatásunk során készültek. Öt dunántúli-középhegységi fúrás (Balatonhenye Bht-6, Balatonfüred Bfü-1, Barnag Bat-2, Mencshely Met-1 és Veszprém V-1), továbbá egy felszíni feltárás (Nosztori-völgy) karni rétegsorából végeztünk őslénytani (palinológia és kagylósrák) és geokémiai vizsgálatokat (fő- és nyomelem analízist, kiegészítve szerves szénizotópos elemzéssel). A juli 2 során kimutatható volt a kagylósrák fauna elszegényedése és a nedvességkedvelő (higrofit) növények előretörése, ami arra utal, hogy a sekélytengerben stresszkörnyezet jött létre, a szárazföld felőli intenzív édesvíz beáramlás és törmelékes behordás következtében. A folyamat csúcspontja, és így a delta és mocsári környezetek kiterjedésének maximuma valamint a karbonátgyárak megfulladása a juli 2 késői szakaszára tehető. A szerves szénizotóp görbe első negatív kilengése a juli 1 és juli 2 határon megelőzi a detritális elegyrészek (Ti/Al, Zr/Al, Si/Al) mennyiségi növekedését, vagyis az erőteljesebb sziliciklasztos behordást. Ezzel egyidőben jelentős ingadozás jelentkezik a produktivitást (P, Zn/Ti, Ba) és a redoxviszonyokat jelző (V, Ni, U) nyomelem proxik lefutásában. Ezzel párhuzamosan a megnövekedett kaolinit/illit arány és a mállási indexek (α_S , α_{Ba}) a juli 2 korai szakaszából származó mintákban a kontinentális beszállítódás mértékének megnövekedésére utalnak, ami

átmenetileg nagy mennyiségű tápanyagot juttatott a tengerbe. Ez rövid távon az elsődleges produktivitás fokozódásához és termohalin vízrétegződés kialakulásához vezetett az intraplatform medencékben, amelyre a redox érzékeny nyomelemek dúsulása alapján következtethetünk. A szén izotóp kemosztratigráfiai korreláció lehetővé tette, hogy pontosítsuk a juli/tuvali határ helyzetét, melyet a karni eseményhez köthető legnagyobb mértékű faunaváltás jelez a Nyugati-Tethysben. A juli/tuvali határon a tengeri gerinctelen csoportok egy része eltűnik (köztük bentosz foraminiferák is), a kagylósrák faunában pedig egy nagyon kis diverzitású, de nagy egyedszámú brakkvízi együttes jelenik meg, a *Simeonella* és *Renngartenella* taxonok dominanciájával. Ez a speciális együttes a teljes nyugat-tethysi régióban nyomozható, egészen a Gondwana északi selfjéig. A kagylósrákok diverzitás-változása és a bentosz foraminiferák szinte teljes hiánya az éghajlat csapadékosabbá válásához köthető sótartalom változással és a korlátozott vízcirkulációjú intraplatform medence környezettel van összefüggésben, ahol ez a speciális együttes élhetett vagy vázaik viharok, illetve folyóvízi behordás által besodródhattak. A tuvali folyamán újra helyreállt a karbonáttermelés, ami tükröződik a sekélytengeri bentosz közösségek diverzifikációjában is. A kagylósrák faunában megjelennek a díszített *Bairdia-*

félék és az *Aulotortus–Triadodiscus–Nodosaria* dominanciájú foraminifera közösségek viszatérnek. A szárazföldi palinomorfa együttes alapján az éghajlat szárazabbá válása rekonstruálható, annak ellenére, hogy a geokémiai adatok értelmezése még mindig csapadékosabb klímát feltételez. Ez a parttól való távolság növekedésével, a globális tengerszint emelkedésével magyarázható, ami a késő karniban érte el tetőpontját. A palinológiai és a geokémiai proxik közötti ellentmondás arra utalhat, hogy a Nyugati-Tethys ezen részmedencéjében a globális klímaváltozás hatását részben felülírták a helyi környezetváltozások (platformprogradáció és tengerszint-változás).

A tanulmány az NKFIH FK 134229 projekt, az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj és a Kulturális és Innovációs Minisztérium ÚNKP-23-5 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott szakmai támogatásával készült. A kutatás a Horvát Földtani Intézet „WEGETA” belső kutatási projektjének keretében készült, amelyet a National Recovery and Resilience Plan 2021–2026 of the European Union – NextGenerationEU finanszírozott, amelyet Horvátország Tudományos és Oktatási Minisztériuma koordinál.

A BÖRZSÖNY-HEGYSÉGI RÓZSABÁNYA ÉRCESEDÉSÉNEK ÚJRAÉRTELMEZÉSE TÖBBVÁLTOZÓS STATISZTIKAI MÓDSZEREK ÉS TERMODINAMIKAI MODELLEZÉS SEGÍTSÉGÉVEL

Turi Judit^{1,3*}, Cseresznyés Dóra¹ & Virág Attila²

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

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, Budapest

* E-mail: judit.turi@sztfh.hu

1. Bevezetés

A Börzsöny a neogén belső-Kárpáti vulkáni ív része. Első vulkáni kúpjai litorális-szublitorális – szárazföldi mocsári környezetben alakultak ki 15,2 – 14,8 millió évvel ezelőtt (Korpás & Lang, 1993). Az ekkor keletkező, piroklasztitokkal váltakozó vulkáni-üledékes sorozatok, illetve az ezt követő andezites összetételű szubvulkáni és lávaközetek egy porfiros-hidrotermás ércesedési rendszer különböző típusú telepeit tartalmazzák. Korpás és szerzőtársai (1998) az ércesedést befogadó, hidrotermásan átalakult magmás kőzetek és a nem érces, üde fedő vulkanitok K/Ar koradatai alapján a Börzsönyi ércesedéseket a miocén vulkáni működés korai, zömében explozív szakaszának végéhez (kora-badeni) kötik, amely során erőteljes szubvulkáni és intruzív tevékenység, majd – a vulkanizmus többi szakaszához hasonlóan – beszakadásos kaldera képződése zajlott a területen. A feltárt érces testek, valamint a kevésbé ismert indikációk ércteleptani besorolása több esetben bizonytalan.

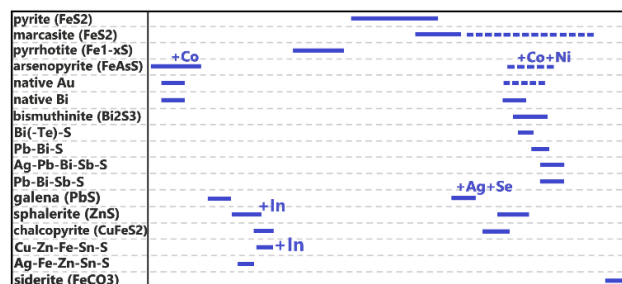
A hegység központi részén a szelvény menti és hálózatos gravitációs mérések, valamint a szeizmikus refrakciós mérések alapján nagy méretű intruzív magmás test jelenléte feltételezhető a felszíntől számított 2,5 km-es mélységben, amely a Börzsönyi hidrotermás ércesedésekkel paragenetikai kapcsolatban lehet (Király & Szalay, 1980, Csillagné Teplánszky et. al., 1983). A szubvulkáni képződményekben található magmás kőzetzárványok geokémiai és kőzettani vizsgálata alapján az intrúziót dioritos összetételűnek gondolják, és az érchordozó fluidum forrásának tekintik, amely transzportja az oligocén főtörés és az azzal kapcsolatban lévő törésvonalak mentén valósulhatott meg. (Csillagné Teplánszky et. al., 1983; Korpás & Király, 1990, Korpás et. al., 1998).

2. A Rózsabánya ércesedése

A Börzsöny legtöbbet kutatott ércesedett területe Rózsabánya epitermás ércesedése, ahol már a XIV-XV. században aranyat és ezüstöt bányásztak. 1970-ben indított átfogó földtani kutatás eredményeképpen az egykori tárókat újranyitották, dokumentálták, illetve újramintázták. A minták többsége az egykori tárókból, valamint az említett kutatás során mélyített fúrásokból származik. Három fúrás hatolt le nagyobb mélységig (~1200 m), amelyek az epitermás telepek alatt „gyenge porfiros réz” ércesedésként meghatározott Cu ércesedést tártak fel (Csillagné Teplánszky et. al., 1980).

2.1. Ércparagenezis

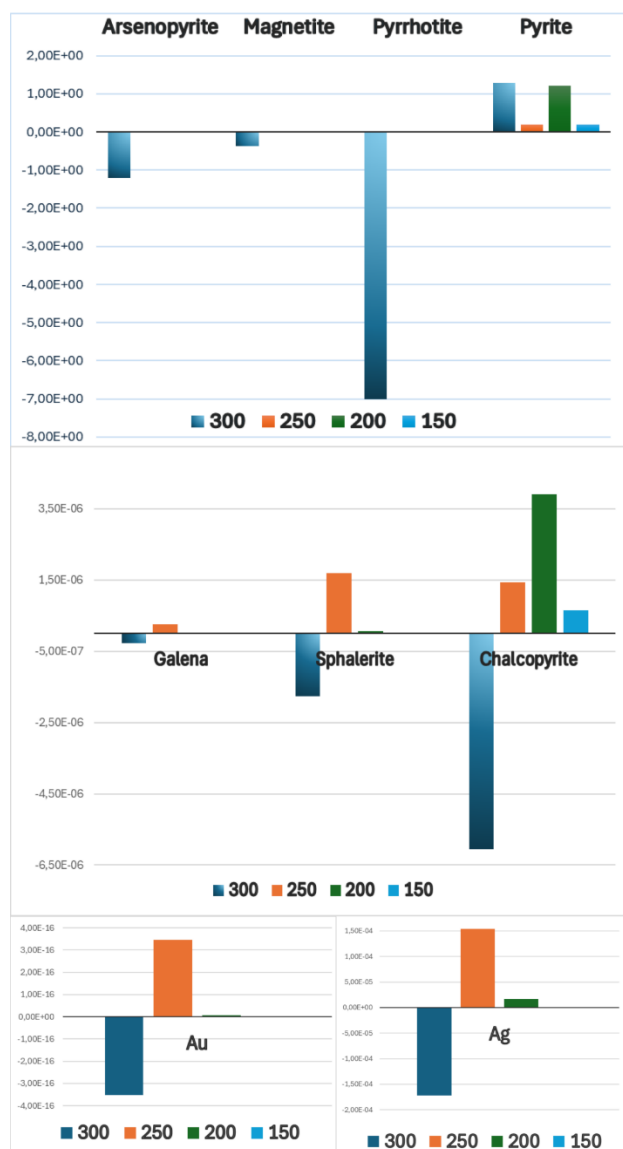
Rózsabánya táróiból, a Rózsaaknából és az Altáróból származó minták ércpetrográfiai és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálata alapján meghatározott kiválási sorrendet az 1. ábra foglalja össze.



1. ábra: Rózsabánya ércásvány-paragenezise

Az ércesedés kezdeti szakaszában kobalt tartalmú arsenopirit, terméсарany és termésbizmut válhatott ki. Az arany és a bizmut szinte minden esetben az arsenopirit üregeiben látható. A sok esetben már szivacsos szöveti

°C-on és 500 bar nyomáson. Ezek után ismételt lefuttattuk a modellt, de ezúttal minden hőmérsékleten az újonnan keletkező kőzet és fluidum reagált újra a csökkent hőmérsékleten, amivel párhuzamosan a nyomást is csökkentettük lépésenként 100 bar-ral. A modell eredményeit a 4. ábrán szereplő diagramok foglalják össze. A diagramokon az ásványok mennyiségében bekövetkező változások követhetők végig a különböző reakciók során, ahol a negatív változás oldódást, a pozitív változás kicsapódást jelöl. A piriten kívül minden vizsgált ércásvány 300 °C-on részben visszaoldódott, majd 250 °C-os hőmérséklettől elkezdtek ismét kiválni (a pirit az összes vizsgált hőmérsékleten kiválik a modell szerint). 250 °C-os hőmérsékleten 6 körüli pH értéknél van a termés bismut és a bismutin stabilitásának határa (ha a pH magasabb, mint 6, akkor termés bismut, ha alacsonyabb, akkor bismutin válik ki) (Fitros et al., 2017).



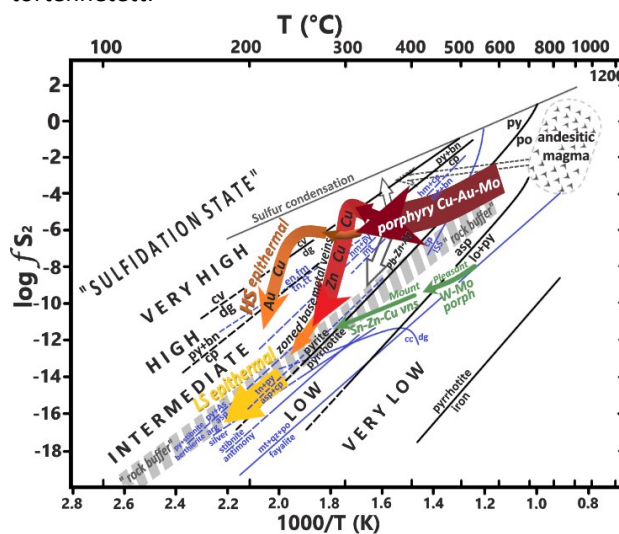
4. ábra: A diagramokon szereplő ásványok/elemek mennyiségének változása a modellezett reakciók során

A hűlés során ez kis mértékben változik, 150 °C-on 7-es pH értéknél található, ami alapján elmondható, hogy konstans pH mellett, önmagában a hőmérséklet csökkenése is bizmutin kiválását eredményezi a termés bismut rovására, neutrális közeli pH körülmények között.

A 300 °C-nál magasabb hőmérsékletű folyamatok vizsgálatára a PHREEQC fent említett korlátai miatt még nem volt lehetőségünk, a modellezés következő lépése a hőmérsékleti határok kitolásának megoldása lesz.

3. Eredmények értelmezése

Bár ebben a formában a PHREEQC modell még kezdetleges, és a fluidum bemenő paraméterei csak közelítőlegese, az megállapítható, hogy a pirrotin piritté alakulását eredményező fluidum alkalmas lehetett az arany és a bismut remobilizálására. Ezen kívül az eddigi eredmények alapján elmondható, hogy mivel a pirrotin, az arsenopirit, az arany és a bismut részleges visszaoldódása 300 °C-nál alacsonyabb hőmérsékleten nem játszódott le, viszont Dódon (1990) pirrotin kristályokon végzett szerkezetvizsgálata alapján a rózsabányai pirrotin kristályok maximum képződési hőmérséklete 250 °C-ra tehető, a pirrotin kiválása és piritté alakulása között hőmérséklet emelkedés történhetett.



5. ábra: Log f_{S_2} - T diagram, Einaudi et al. (2003) alapján

Ha megpróbáljuk ábrázolni a fenti ásványkiválást eredményező fluidum fejlődési útját a kén fugacitás és a hőmérséklet függvényében Einaudi et al. (2003) alapján (5. ábra), akkor látható, hogy a 250 °C-tól alacsonyabb hőmérsékleten kristályosodott pirrotin a Cu-Mo porfiros rendszerhez kapcsolódó alacsony szulfidációs fokú epitermás ércesedésre jellemző kén fugacitás értéknél valamivel alacsonyabb értéket mutat, ami alapján felmerül a gyanú, hogy más folyamat is közrejátszott az ércesedés mostani képének kialakulásában. Ezt támasztja alá az ön tartalmú szulfid ásványok jelenléte is, amely arra utal, hogy a rózsabányai epitermás ércesedés kezdeti szakaszának kialakulása inkább granitoid intrúzióhoz

kapcsolódó hidrotermás folyamatokhoz köthető. Egyrészt azért, mert az ón a szubdukciós zónákhoz kapcsolódó, a szubdukált lemezből származó fluidumokban nem mobilis (Noll et al., 1996), másrészt mert az ón a kéreg többnyire üledékes kőzeteinek asszimilációjával dúsul gránitban, illetve pegmatitban (White, 2018). Ásványait leginkább gránit intrúziókhoz kötődő porfiros (greizen), illetve szkarn rendszerekből írják le, ahol a mélyebb szinteken kassziteritként, epitermás szinten, redukív körülmények között, valamint alacsonyabb hőmérsékleten pedig szulfidként fordul elő (Kołodziejczyk et al., 2016; Wu et al., 2023). Szulfidos formában általában szfalerittel, galenittel, kalkopirittal figyelhető meg, illetve gyakran tartalmaz ezüstöt.

A PCA során elkülönített elemcsoportok nagyon hasonlóan többek között a Kołodziejczyk et al. (2016) által vizsgált koszovói, illetve a Wu et al. (2023) által vizsgált mongóliai gránit intrúziókhoz kapcsolódó porfiros rendszerekben említett elemasszociációkhoz, ami az eddigi eredményekkel együtt abba az irányba mutat, hogy a Rózsabánya ércesedése nem egyazon intrúzióhoz köthető, folyamatosan hűlő hidrotermás rendszer terméke. A paragenézis első szakasza egy valószínűsíthetően mélyebben elhelyezkedő, savanyú intrúzióhoz kapcsolódó, alacsony szulfidizációs fokú fluidumból válhatott ki, majd az ezeket kiszorító ásványok egy magasabb hőmérsékletű, neutrális intrúzióhoz kapcsolódó Cu-Au(-Mo) porfiros-hidrotermás rendszerből származó fluidumból kristályosodhattak.

Irodalom

- Csillagné Teplánszky E., Csongrádi J., Korpás L., Pentelényi L. & Vetőné Ákos É. (1983): Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése Az 1981. Évről, 77–127.
- Dódy I. (1990): Kutatási jelentés, ELTE Ásványtani Tanszék, MÁFI Földtani Adattár, T.16884.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. & Inan, E.E. (2003): In: Simmons, S.F. & Graham, I. (eds): Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: Rulers and witnesses of processes within the Earth. Society of Economic Geologists, pp. 285–313.
- Fitros, M., Tombros, S.F., Williams-Jones, A.E., Tsikouras, B., Koutsopoulou, E. & Hatzipanagiotou, K. (2017): American Mineralogist, 102, 1622–1631.
- Király E. & Szalay I. (1980): Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évi Jelentése 1979-ről, 26–32.
- Kołodziejczyk, J., Pršek, J., Voudouris, P., Melfos, V. & Asllani, B. (2016): Minerals, 6, 42.
- Korpás L. & Király E. (1990): A Nagybörzsönyi (Rózsabányai) aranyércesedés földtani értékelése, MÁFI Földtani Adattár, T.15768.
- Korpás, L. & Lang, B. (1993): Ore Geology Reviews, 8, 477–501.
- Korpás L., Csillagné Teplánszky E., Hámor G., Ódor L., Horváth I., Fügedi U. & Harangi Sz. (1998): Magyarázó a Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani térképéhez 1:50000; Magyar Állami Földtani Intézet Térképmagyarázói, Budapest.
- Nagy B. (1970): Földtani Közöny, 100, 285–292.
- Nagy B. (1976): Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése Az 1976. Évről, pp. 77–93.
- Nagy B. (1983): Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése Az 1981 Évről, 129–154.
- Noll P.D. Jr., Newsom H.E., Leeman W.P. & Ryan J.G. (1996): Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(4), 587–611.
- Phillips, G.N. & Powell, R. (2010): Journal of Metamorphic Geology, 28, 689–718.
- Szabó, Z., Gál, N.E., Kun, É., Szócs, T. & Falus, G. (2018): Environmental Earth Sciences, 77(12), 460.
- Wu, X., Zhao, J., Liu, W., Xie, G., Ye, Z., Li, Z. & Sun, H. (2023): Ore Geology Reviews, 152, 105241.
- White, W.M. (2018): In: White W.M., Casey W. H., Marty B. & Yurimoto H. (eds): Encyclopedia of Geochemistry, A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth; Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer International Publishing AG, pp. 1443–1444.
- Zhang, G., Lu, P., Zhang, Y., Tu, K. & Zhu, C. (2020): Computers & Geosciences, 143, 104560.

A SÁTORALJAÚJHELY KÖRNYÉKI DÁCITOS KŐZETEK VULKANOLÓGIAI, PETROGRÁFIAI ÉS GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA

Udvardy Dániel^{1*}, Lukács Réka^{2,3}, Szepesi János^{3,4} & Harangi Szabolcs^{1,2}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, FFI, Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

³ HUN-REN-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

⁴ HUN-REN Atommagkutató Intézet, Geokronológia Laboratórium, Debrecen

* E-mail: udvardy128@gmail.com

Magyarország ÉK-i részén, a Tokaji-hegység keleti oldalán, Szlovákia határánál fekszik Sátoraljaújhely, amely felett nyugati irányban magasodnak a Sátoros-hegységek. Ide tartozik a Magas-hegy, Kecske-hát, Vár-hegy, Szár-hegy és a Sátor-hegy, amelyek egymástól elkülöníthető, lávadóm jellegű formák. A K/Ar koradatok szerint (Pécskay et al., 1986; Pécskay & Molnár, 2002) az ezeket létrehozó vulkanizmus ideje $12,4 \pm 0,5$ és $12,1 \pm 0,6$ millió év közé tehető. A hegységek keletkezésére több elmélet is született: Cholnoky J. (1936) a Vezúv-Monte Somma-együttes analógiája alapján az összes hegyet egy nagyobb vulkáni felépítmény részeinek gondolta. Későbbiekben (Bocznán et al., 1966; Gyarmati, 1977) az egyes kúpokat szubvulkáni folyamathoz kötötték, azaz a felszín alá benyomuló kriptodómokként értelmezték őket. A dácitos magmák a kristályos és részben triász-jura karbonátos egységeket tartalmazó aljzat kőzeteire települő badeni korú ($13,1$ Ma; Lukács et al., 2024) Sátoraljaújhely Formáció riolitos összetételű piroklasztitjait áttörve nyomultak fel. A terepi és kőzettani megfigyelések alapján úgy értelmezzük, hogy a dácitok lávadóm kitüremkedéssel jöttek létre. A kőzetek piroxén–amfibol dácitok, többnyire üdék, hidrotermás átalakulás néhány helyen, ÉNy-DK-i irányú zónák mentén figyelhető meg, elsősorban Rudabányácska és a Sátoros-hegyektől nyugatra lévő Bányi-hegy és Száva-hegy területén (Pécskay & Molnár, 2002). Jelen munkánk célja a Sátoros-hegységekhez tartozó lávadómok részletes kőzettani és ásványkémiai összehasonlítása volt, az egyes dómok közötti petrogenetikai hasonlóságok és különbségek feltárása.

Az öt lávadóm mindegyikét megmintáztuk azok alsó, felső és kőzetanilag eltérést mutató, jellegzetes részein: Magas-hegy, Kecske-hát, Vár-hegy, Szár-hegy és Sátor-hegy, így 24 feltárásból összesen 38 minta került begyűjtésre. A mintákból 17 db vékonycsiszolat készült, amelyeket kőzettani szempontból, majd az egyes lávadómokra legjellemzőbb üde mintákat pásztázó elektronmikroszkóp segítségével is jellemeztük. A lávadómok egy-egy jellemző üde kőzetéből (összesen 6 db) teljeskörű geokémiai vizsgálatot is végeztünk a Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

laboratóriumában ICP-OES és ICP-MS módszerekkel. A kőzetalkotó ásványokon kvantitatív ásványkémiai méréseket végeztünk a pozsonyi Dionýz Štúr Geológiai Intézetben (Szlovákia) lévő CAMECA SX FIVE TACTIS elektronmikroszkópán Patrick Konecny segítségével.

A vizsgált kőzetek fenokristályai 25%-ban amfibolt, 50%-ban plagioklást, 25%-ban piroxént tartalmaznak, a különböző lávadómok között eltérések tapasztalhatók az ortopiroxén és klinopiroxén kristályok mennyiségében (van hogy csak ortopiroxén van jelen). Akcesszóriaként apatit, cirkon és opak (Fe-Ti oxidok) ásványok jelennek meg a kőzetekben. A teljeskörű összetételre vizsgált 6 minta egymáshoz hasonló, dácitos összetételű adott, amelyek azonban némileg eltérnek a Nagy-Tokaj-hegy dácitjaitól, és a területen megjelenő Sátoraljaújhely Formáció riolit lapillitufa kőzetétől. A Tokaji-hg. kőzeteiben általában jellemző Ba, Nb, Sr, P és Ti negatív anomáliák azonban ezekben a kőzetekben is kimutathatók.

Az amfibolok Mg-hornblende és edenit, az ortopiroxének ferro-ensztatit, a klinopiroxének pedig augit összetételűek. A plagioklászok összetétele az andezin és bytownit között változik. Az egyensúlyi amfibol-plagioklász párokból történt termobarometriai számítások alapján a kristályosodás minden lávadóm esetében jellemzően $830\text{--}860$ °C hőmérsékleten és $210\text{--}300$ MPa közötti nyomáson, azaz $6\text{--}9$ km mélységben történhetett.

A dácit mintákban megjelenő amfibol kristályok szegélyén eltérő vastagságú reakciózóna figyelhető meg, amelyben kis méretű klinopiroxén, plagioklász és Fe-Ti oxidásványok jelennek meg. Ezek az amfibolt ért szegélyi átalakulások többnyire nyomáscsökkenéses reakciókra utalnak az amfibol és a körülötte lévő olvadék között (Rutherford & Hill, 1993; De Angelis et al., 2015). A nyomás csökkenésével ugyanis a víz kiválik az olvadékból gőzbuborékok formájában, az olvadék oldott víztartalmának csökkenése miatt pedig az amfibol elveszti stabilitását és az olvadékkal reagálva jön létre a reakciózónát alkotó ásványegyüttes. Kísérleti munkák szerint a reakciózóna vastagsága a reakció időbeli

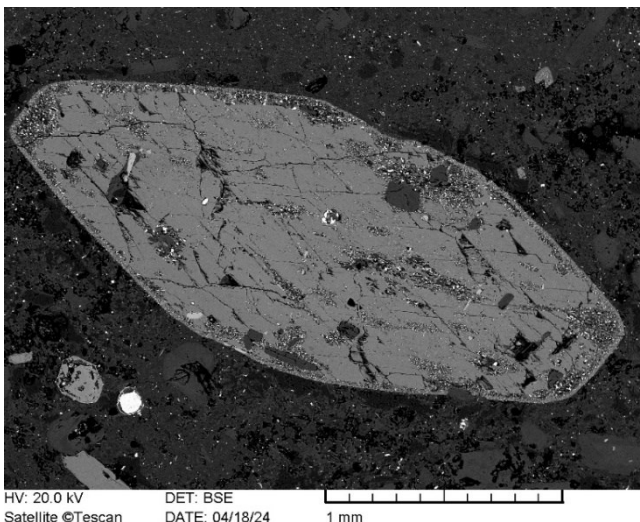
hosszával arányos (Rutherford & Hill, 1993), azaz az átalakulási zóna vastagságából következtethetünk a magma felszín felé való nyomulásának gyorsaságára. Minél vékonyabb az ásvány átalakulási szegélye, annál gyorsabban jutott fel.

Mindezeket figyelembe véve megállapíthatjuk, hogy a lávadómokat létrehozó, hasonló összetételű, 830–860 °C-os magma külön magmacsomagok formájában nyomult felfelé a kb. 6–9 km mélységben lévő közös magmatározóból. Az amfibolok keskeny reakciózónája alapján a Vár-hegyet létrehozó magmacsomag jött a leggyorsabban a felszínre (felszín közelébe), ehhez képest a Kecske-hátat létrehozó magmacsomag némileg lassabban (1. ábra). A Magas-hegy és a Szár-hegy amfiboljainak zömében csak a magja maradt meg épen (2. ábra), ami lassú feláramlásra enged következtetni, míg a Sátor-hegy teljesen átalakult amfiboljai ennél még lassabb feláramlásra utalnak.

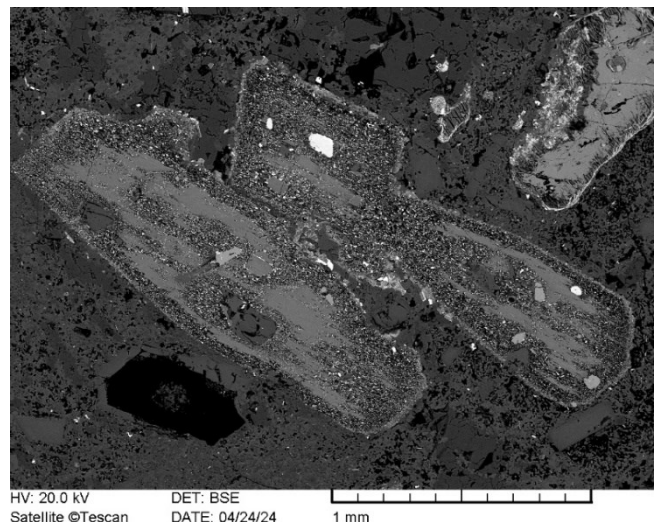
Ez a munka a K145905 számú NKFIH projekt támogatásával készült.

Irodalom

- Boczán B., Franyó F., Frits J., Láng S., Moldvay L., Pantó G., Rónai A. & Stefanovits P. (1966): Magyarország 200000-es földtani térképsorozathoz. MÁFI, Budapest.
- Cholnoky J. (1936): Magyarország földrajza. A Franklin Társulat kiadása, Budapest.
- De Angelis, S.H., Larsen, J., Coombs, M., Dunn, A. & Hayden, L. (2015): Earth and Planetary Science Letters, 426, 235–245.
- Gyarmati P. (1977): Annal. Inst. Geol. Publ. Hung. LVII I, 196.
- Lukács, R., Guillong, M., Szepesi, J., Szymanowski, D., Portnyagin, M., Józsa, S., Bachmann, O., Petrelli, M., Müller, S., Shiller, D., Fodor, L., Chelle-Michou, C. & Harangi, Sz. (2024): Gondwana Research, 130, 53–77.
- Pécskay, Z., Balogh, K., Székely-Fux V. & Gyarmati, P. (1986): Geol. Carpath., 37, 635–655.
- Pécskay, Z. & Molnár, F. (2002): Geol. Carpath., 53, 303–314.
- Rutherford, M.J. & Hill, P.M. (1993): Journal of Geophysical Research, 98, 19667–19685.



1. ábra: A Kecske-hegyi dácitban megjelenő amfibol fenokristály vékony reakciószegéllyel



2. ábra: A Szár-hegyi dácitban megjelenő amfibol fenokristályok, ahol csak a mag maradt ép

KÜLÖNLEGES SZÖVETŰ GRANITOID KŐZETEK A HEGYES-HEGYSÉGBŐL (KOVÁSZI, ROMÁNIA)

Varga Andrea^{1*}, Raucsik Béla¹ & Pál-Molnár Elemér¹

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

* E-mail: raucsikne.varga.andrea.beata@szte.hu

A romániai Hegyes-hegység (Erdélyi-középhegység vagy Erdélyi-szigethegység) északnyugati részén, Kovászi/Covăsinț községtől délkeletre, a Hegyesi Magmás Komplexum (középső perm) idősebb gabbroid és valamivel fiatalabb granitoid kőzetei, valamint a termális és metasomatikus (greizenesedés) hatást szenvedett mafikus és pélyites szaruszirtek (Cladovai Formáció, „fekete sorozat”) egyaránt feltártak (Varga et al., 2023). A Cladovai Formáció és a granitoid pluton érintkezési zónájában a közép szemcsés, világos színárnyalatú, helyenként miarolitós üregkitöltéseket (turmalin, kvarc, epidot) tartalmazó gránit mellett sávós („réteges”, *layered*) aplit (1. ábra), továbbá turmalintartalmú pegmatitos és aplitos erek fordulnak elő. Az uralkodóan kvarc és földpát összetételű sávós aplit az előzetes vizsgálati eredményeink alapján a magmás-hidrotermás átmenet során jöhetett létre. Megjelenése egyrészt az ún. egyirányú kristályosodási szövet (*unidirectional solidification texture*, UST; pl. Müller et al., 2023) bélyegeit, másrészt orbikuláris (*orbicular*) granitoid (pl. Smillie & Turnbull, 2014; Díaz-Alvarado et al., 2017) szöveti jellegeit mutatja. Az elsődleges szövet azonosítását azonban a greizenesedéshez kapcsolódó többfázisú hidrotermás hatások felülírták. Előadásunkban egyrészt a fenti speciális szöveti jellemzők szakirodalmi vonatkozásait tekintjük át, másrészt a kovászi sávós aplit petrográfiai jellemzőit mutatjuk be.

Müller et al. (2023) összefoglaló munkája alapján az UST olyan sávós kifejlődést jelent, amelyekben a hidrotermás vagy magmás kristályok növekedési iránya hasonló, valamint merőleges a litológiai, geokémiai vagy ásványtani határfelületekre. Ennek megfelelően az UST sávok kristálynövekedési frontoknak tekinthetők, amelyek erekben, dákokban vagy a felszín alatti intrúziók kontaktusai mentén fejlődnek ki. Szoros értelemben ezt a megnevezést a sávós, gyakran pegmatitos, fésűszerű szerkezetekre használják, amelyek az illógazdag granitoidtestek kupolázójában fordulnak elő (Seo et al., 2021; Müller et al., 2023).

Az orientáltan elhelyezkedő UST ásványok (leggyakrabban kvarc, földpát, csillám, amfibol, turmalin, apatit) az intrúzió belseje felé növekednek. Az ismétlődően megjelenő fésűszerű sávok magmás aplitos vagy porfíros fáciessel váltakoznak. Ezek az UST sávok lehetnek egyenesek, hullámosak vagy görbültek (csavarodottak), a kristályok méreteloszlása szerint ekvigranulárisak vagy

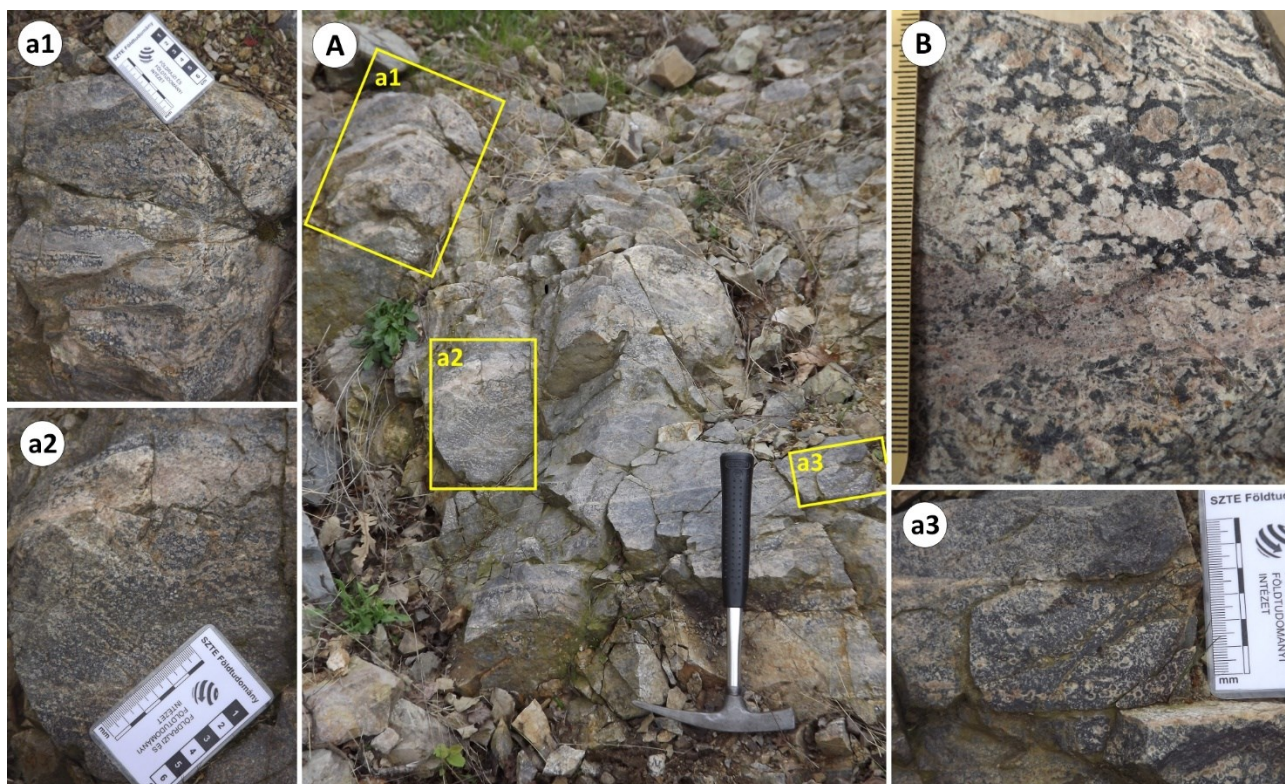
heterogranulárisak, továbbá nem teljes növekedést, képlékeny fragmentálódást vagy rideg breccsásodást tükrözhetnek (Müller et al., 2023 és hivatkozásai).

Az intruzív plutoni komplexumok peremi részén egy másik különleges és ritka szöveti típus is megjelenhet, ami gyűrűszerű, gömbölyded ásványhalmazokat, ún. orbikulákat tartalmaz. Ezek az orbikulák (*orbicules* vagy *orbs*) olyan szferoidális vagy ellipszoidális szerkezetek, amelyek egy magból és egy vagy több gyűrűszerű köpenyből (héjból) állnak. A gömbölyded szerkezeten belül az ásványok növekedése lehet radiális és/vagy koncentrikus (pl. Grosse et al., 2010; Smillie & Turnbull, 2014; Díaz-Alvarado et al., 2017).

A vizsgált területen a granitoid kőzetek és a felzikus erek ásványos összetétele közel azonos. A gránit és az aplit fő kőzetalkotó ásványa a káliföldpát (ortoklász és mikroklin), a savanyú plagioklász, a kvarc, ritkán a biotit és a muszkovit. Akcesszóriaként turmalin, apatit, cirkon és opak ásványok fordulnak elő. Uralkodó jellegű az anhedrális–szubhedrális szemcsés és a pertites szövet. Másodlagos helyettesítő ásványként szericit figyelhető meg a földpátokban, valamint klorit jelenik meg a biotitban (Varga et al., 2023).

A sávós aplit egyik jellegzetes szövetét a kvarc és káliföldpát szalagok váltakozása adja (együttes vertikális kiterjedésük 3–5 cm). Az egyenes vagy különböző mértékben görbült szalagok többnyire heterogranulárisak, nem teljes növekedést és fragmentálódást mutatnak. A szalagok egyedi vastagsága 1–6 mm, a korlátozott feltárási viszonyok miatt horizontálisan csupán centiméteres–deciméteres nagyságrendben követhetők. Vékonycsiszolatban mind a kvarcban, mind a földpátban parányi opak zárványok felhőszerű halmazai figyelhetők meg. Hintetten sajátalakú (négyzet, trapezoid és háromszög metszetű) opak kristályok, valószínűleg magnetit utáni hematit pszeudomorfózák szintén megjelennek. Az uralkodóan kvarc és földpát összetételű sávok különleges megjelenése, valamint a kvarcszalagon belül ritkán elkülöníthető, azonos irányban növekedő, félig sajátalakú kvarckristályok alapján a kőzet szövetét UST-ként értelmezzük. Egyértelműen fésűszerűen növekedő kristályokból álló folyamatos szalagok azonban nem jelennek meg.

A kvarcdús, opakzárványos mátrixban elhelyezkedő, fragmentálódott, erőteljesen görbült földpáthalmazok



1. ábra: A sávos applit jellegzetes szöveti típusai (Kovási/Covási, Erdélyi-középhegység, Románia). A) Finomszemcsés applit váltakozása kvarc (sötét) és földpát (világos) szalagokat, valamint földpát gömböket, gyűrűcskéket (*orbicula*) tartalmazó szakaszokkal; B) Granofíros és porfíros szövetű granitoid (alsó rész) fokozatos átmenete görbült és deformált kvarc és földpát szalagokba, halmazokba.

átmenetet mutatnak a sávos applitban megfigyelt másik jellegzetes szövet, az orbikuláris granitoid felé. Ebben a kőzetváltozatban a néhány milliméteres (átmérő: 2–5 mm, átlagosan 3 mm) orbikulákat sugárirányban növekedő káliföldpát alkotja, közöttük radiálisan nyúlt kvarc szemcsékből áll a mátrix. Helyenként az orbikulák összeérnek, szinte mátrixmentes halmazokat formálnak. Mind a földpát, mind a kvarc magjában felhőszerűen elhelyezkedő, parányi opak zárványok (magnetit ± hematit) képződtek. Utólagos folyamatok hatására ezek a szferoidális–ellipszoidális szerkezetek többnyire átkristályosodtak, a káliföldpátot kvarc és/vagy albit + szericit ásványhalmazok helyettesítik, a zárványdús kvarc többnyire zárványmentes, unduláló kioltású szemcsékké alakult át.

Az orbikuláris applitot pegmatitos erek metszik, továbbá kvarc + albit + epidot + hematit összetételű erek is megfigyelhetők a sávos applitban. Mikroléptékben intenzív albitosodást, szericitesedést, hematitosodást és turmalinképződést azonosítottunk. A megfigyelt jellemzők egyrészt a magmás-hidrotermás átmenet jellemzését segítik a vizsgált területen, másrészt

összhangban vannak a greizenesedéshez köthető metasztatikus folyamatokkal.

A kutatást a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal támogatta (K 131690 témaszámú projekt).

Irodalom

- Díaz-Alvarado, J., Rodríguez, N., Rodríguez, C., Fernández, C. & Constanzo, Í. (2017): *Lithos*, 284–285, 327–346.
- Grosse, P., Toselli, A.J. & Rossi, J.N. (2010): *Geological Magazine*, 147, 451–468.
- Müller, A., Kirwin, D. & Seltmann, R. (2023): *Mineralium Deposita*, 58, 1211–1235.
- Seo, J.H., Kim, Y., Lee, T. & Guillon, M. (2021): *Minerals*, 11, 888.
- Smillie, R.W. & Turnbull, R.E. (2014): *Geological Magazine*, 151, 534–549.
- Varga, A., Pozsár, A., Zajzon, N., Topa, B., Benkó, Zs., Pál-Molnár, E. & Raucsik, B. (2023): *Minerals*, 13, 1083

KÉN A PANNON-TÓBAN ÉS ÜLEDÉKEIBEN – TÉNYEK ÉS KÉRDÉSEK

Vető István^{1*}

¹ geokémikus szakértő, Budapest

* E-mail: vetoie3840@gmail.com

A dél-alföldi pannóniai üledékekből vett magminták kén tartalmát több hazai kutatóhelyen – GKL, MÁFI, OKGT – vizsgálták kémiai és ásványközettani módszerekkel (pl. Szuromi-Korecz et al., 2015; Varga et al., 2017). Itt először e vizsgálatok eddig alig vagy egyáltalán nem publikált eredményeit mutatjuk be majd a kén (és a pirit) mennyiségében, ill. a pirit ásványközettani jellegeiben felismert éles rétegtani változás okát/okait próbáljuk körül járni.

A Makói-árok 5 km-nél nagyobb mélységben lévő tavi üledékei 9 millió évnél idősebbek, 22 minta átlagos kén tartalma 0,4%, a Kaskantyú-2 alapfúrásból vett hasonló korú 12 minta átlagos kén tartalma 0,9%. A Makói-árok 9 millió évnél fiatalabb tavi üledékeinek átlagos kén tartalma 60 mintában 0,05%.

A kén zöme pirithez kötött, a sósavban oldható szulfátban és a szerves kötésben lévő és még inkább az elemi kén szerepe alárendelt. A Makói-árok fiatalabb tavi üledékeiben a kevés pirit főként framboidokban van jelen, az idősebbekben jóval több a pirit és jelentős a cementben lévő pirit szerepe.

A szürke vízi üledékek piritje általában a pórusvízben oldott szulfát korai diagenetikus bakteriális redukciójának (BSR) a terméke. A kén tartalom 5 km körüli hirtelen csökkenését a tó szulfát tartalmának 9 millió év körüli hirtelen csökkenése okozta?

Az 5–2 km mélységközben harántolt üledékek nagyon gyorsan halmozódtak fel (min. 750 m / millió év) ezért a pórusvíz szulfátjából keletkezett összes H₂S piritet képzett a reaktív vasásványokkal. 90%-os eredeti porozitást feltételezve a 0,05%-nyi kén a pórusvíz és így a tó 400 mg/l szulfát tartalmát mutatja, vagyis a Dél-Alföldön a fiatal Pannon-tó a tengervíznél durván hétszer

kevesebb szulfátot tartalmazott. A dél-alföldi idősebb üledékek még mindig nagyon gyorsan halmozódtak fel (400 m / millió év). Az előbbi gondolatmenetet követve és a 0,4%-os átlagos kén tartalom felét véve bakteriális piritben megkötöttek, az idős Pannon-tó délföldi részén a víz szulfát tartalma min. 1800 mg/l lehetett.

Az idős Pannon-tóból kiálló szigeteken felszínen lévő középső-miocén evaporitokból (Magyar et al., 1999; Szuromi-Korecz & Selmeci, 2015) törmelékként és vízben oldva egyaránt sok szulfát kerülhetett a tóba. Ez a szulfát forrás a tó transzgressziójával kiapadt.

A cementben lévő pirit nagy valószínűséggel termikus szulfát redukcióval (TSR) keletkezett (Vető et al. 2009). A szulfát forrása a szigetekről bekerült anhidrit és/vagy gipsz lehetett.

Irodalom

- Magyar, I., Geary, D.H. & Müller, P. (1999): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 147, 151–167.
- Szuromi-Korecz, A., Sütő-Szentai, M. & Magyar, I. (2004): Geologica Carpathica, 55, 475–485.
- Szuromi-Korecz, A. & Selmeci, I. (2015): 6th Workshop on the Neogene of Central and South-Eastern Europe, RCMNS Interim Colloquium, 91–92.
- Varga A., Baranyi V., Raucsik B. & Schubert F. (2017): Földtani Közlöny, 147, 61–84.
- Vető, I., Földvári, M., Sajgó, Cs., Thamó-Bozsó, E. & Varga-Barna, Zs. (2009): Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 155, 171.

EGY VASSZENTMIHÁLYI VULKANIT GEOLOGIAI, GEOKÉMIAI ÉS GEOFIZIKAI VIZSGÁLATÁNAK ELŐZETES ISMERTETÉSE

Zentai Zoltán^{1*}, Kovács Gábor^{1,2}, Szepesi János³, Molnár Kata³, Christoph Hauzenberger⁴, Hámori Zoltán², Csillag Gábor & Benkó Zsolt^{2,5}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Berzsényi Dániel Pedagógiai Kar, Földrajz Tanszék, Szombathely

² Geomega Kft, Budapest

³ HUN-REN Atommagkutató Intézet, Geokronológia Csoport, Debrecen

⁴ Karl-Franzens Egyetem, Graz

⁵ Debreceni Egyetem, TTK, Földtudományi Intézet, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

* E-mail: zentai.zoltan.vasvar@gmail.com

1. A felfedezés és célkitűzések

A vasszentmihályi Szent Mihály templom talapzatában régészek fekete, a környezetebe nem illő, rossz megtartású, mállott kőzetdarabokra lettek figyelmesek. Makroszkópos megfigyelés alapján a kőzet mafikus vulkáni kőzetnek azonosítottuk és rövid terepi bejárás után sikerült a kőzet lelőhelyét a településtől északra, a Báj-domb területén meghatározni.

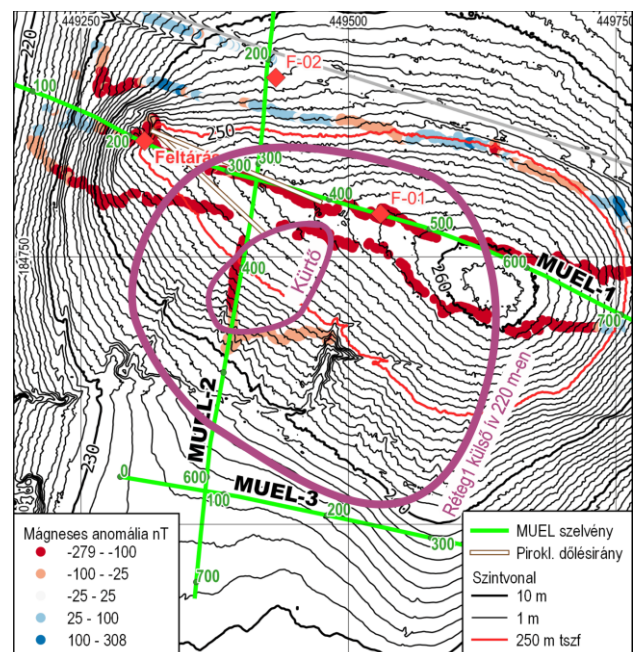
A vulkanitnak helyet adó Báj-domb és környékének geofizikai felmérését a feltárt és esetleges további vulkáni testek kiterjedésének és geometriájának meghatározása céljából végeztük. A különböző elektromos ellenállással rendelkező kőzetek elkülönítésére egyenáramú multielektrodás szelvényezést (MUEL) végeztünk három szelvény mentén (1. ábra). Ezt mágneses anomália méréssel egészítettük ki, feltételezve a mágnesezettséggel rendelkező vulkáni kőzet jelenlétét. Segítségével a vulkanit lehatárolását végeztük és a belső kőzetek mágnesezettségének különbségeit mértük.

A Báj-dombon talált kevés vulkáni bombán mikroszkópos szöveti-, az ásványokon mikroszondás-, valamint teljeskőzet geokémiai elemzéseket végeztünk. A kőzet korát K/Ar kormeghatározással határoztuk meg. Célunk az új vulkáni központ minél teljesebb leírásán túl annak elhelyezése volt a Stájer-medence, a Kisalföld, a Balaton-felvidék és Bakony terciér alkáli magmás vulkanitjainak rendszerében.

2. Eredmények

2.1. A geofizikai felmérés eredményei

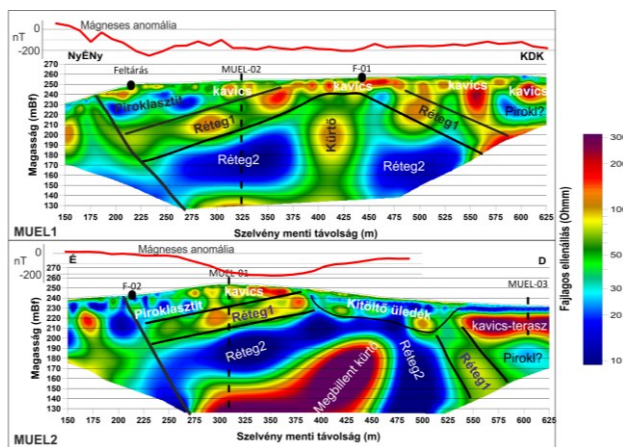
Az ellenállásértékek a vártnál alacsonyabbak, a 300 ohm-m-t csak a Rába teraszain és pár egyéb foltban haladja meg jelentősen. Ez arra utal, hogy lávakőzet nincs, vagy vékony, kis mennyiségű.



1. ábra: A vulkanit és környékének helyszínrajza a geofizikai mérésekkel és egy lehetséges értelmezéssel

A szelvények váltakozó ellenállású, felboltozódó rétegeket mutatnak. Az utólagos erózió miatt ezek egymással való megfeleltetése a forma két oldalán két lehetséges értelmezésre vezet. A feltételezett vulkáni testen a környezetéhez képest és abszolút értékben is körülbelül -200 nT anomáliát mértünk.

A feltárás környékén alacsony ellenállás, 20–50 ohm-m a jellemző, kivéve a feltárás közvetlen környezetét (ld. szelvény 2. ábra; 215 m), utóbbi valószínűleg az anyaghiány és a feltárás fölött fekvő kavicsos üledék következménye. Ezalatt egy nagyobb (50–150 ohm-m) ellenállású ferde réteg húzódik a 200 m-től 380 m-ig, ami néhol megközelíti a felszínt. Ennek az egységnek a tükörképe többféleképpen értelmezhető, és megfigyelhető a további szelvényeken is. A negatív



2. ábra: Két MUEL-szelvény részlete egy lehetséges értelmezéssel

mágneses anomáliát ennek a rétegnek a kiterjedése okozza, ezért valószínűsíthetjük benne a nagyobb mennyiségű vulkáni anyagot.

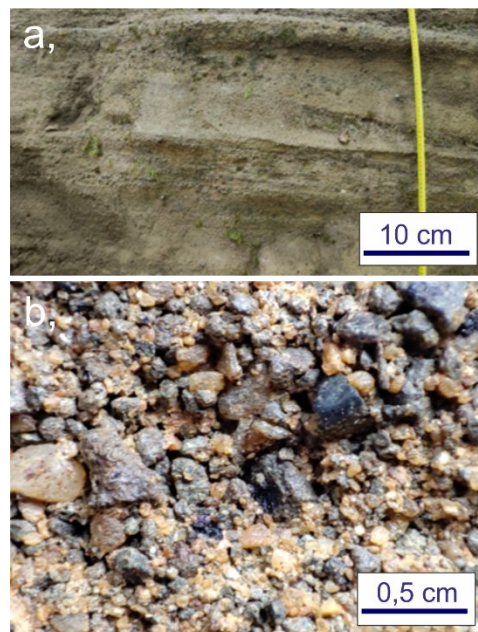
Ez alatt mindkét szelvényen látható 2-2, rendkívül alacsony ellenállású (10–20 ohmm) ferde réteg, ami közrefog egy nagy ellenállású tömböt. Utóbbi közel függőleges geometriája és nagy ellenállása miatt a kráterkitöltésnek valószínűsíthető (ld. Saribudak & Caran, 2015).

Az egyik értelmezés alapján a vulkáni test 220 m tszf-i magasságban egy kb. 390 m átmérőjű, DK-i irányban kissé elnyúlt testet ad. Ebben az értelmezésben a kürtőkitöltés egy ÉK-DNY-i irányban elnyúlt lencse forma. Ebben az esetben a vulkán kialakulása óta kibillent, ami egybevág a terület korábbi vizsgálatainak eredményével (Telbisz et al., 2013). A kürtő elhelyezkedése illeszkedik a feltárásban mért lejtéssírhányhoz.

2.2. A rétegsor

A rétegsor egy valószínűleg kőfejtőként használt anyagnyerési helyszín felhagyott udvarában tárol fel. A fejtési fal tisztítás utáni magassága 15 méter, szélessége 1–3 méter közötti. A feltárt rétegek döntően síkrétegzett homok, durva homok, valamint kavics, durvakavics ($\varnothing$ 0,5–3 cm) szemcseméretű üledékek. Színük sárga, szürkés-sárga. A rétegekben a nem vulkáni anyag dominál, szögletes bazalt törmelék csak egyes alárendelt rétegekben dúsul fel. A rétegek vastagsága változó (cm-dm), határaik nem élesek. Lefutásuk többnyire folyamatos, jól követhető. Néhány helyen (pl. 3a. ábra 70 cm magasságban) durva frakcióban gazdag, kiékelődő lencse jelentkezett.

A rétegek dőlésszöge az északi oldalon meredekebbé vált délnyugati irányban ($200^\circ/5-8^\circ$), itt jól elváló réteglapot is sikerült letisztítani. A blokkok helyzete itt függőleges elmozdulásra is enged következtetni. A rétegek szemcsevázúak, finomabb anyagot csak a szemcsefelszínekre tapadva találunk. A durvább frakciókban jelentkező kvarc kavicsok lekerekítettek.



3. ábra: a, A feltárás rétegsora: döntően síkrétegzett homok, durva homok, valamint kavics, durvakavics ($\varnothing$ 0,5–3 cm) szemcseméretű üledékek. Színük sárga, szürkés-sárga. b, A rétegekben a nem-vulkáni anyag dominál, szögletes bazalt törmelék csak egyes alárendelt rétegekben dúsul fel.

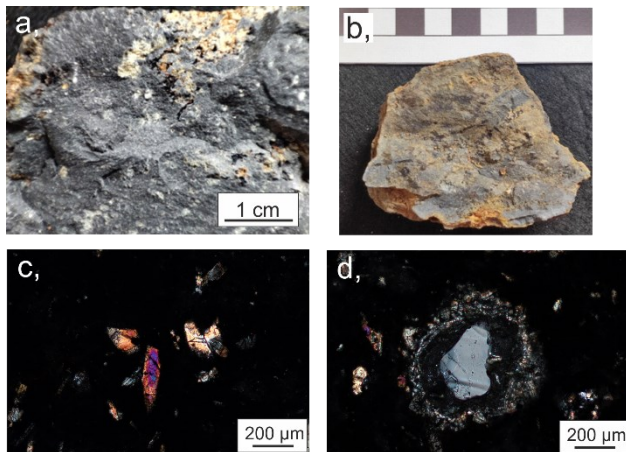
A bazaltfragmentumok csak egyes rétegekben jelennek meg, maximális méretük 6–8 cm (3. és 4. ábra). Anyaguk változó mértékben hólyagos. A templom falában bazalt fragmentumokban gazdagabb réteget is azonosítottunk, ez a feltárás ma mintázható rétegsorából hiányzik. A juvenilis vulkáni anyag alárendeltsége intenzív magma-víz kölcsönhatásra enged következtetni. A bekövetkezett robbanás a mellékkőzet anyagát terítette szét. A rétegzés megjelenése és az üledékek döntően szemcsevázú jellege szórt anyagra enged következtetni. Gyakran a bazalt az üledékes mellékkőzettel összesült (4b. ábra).

2.3. A juvenilis anyag modális és geokémiai összetétele, az ásványok geokémiája

Vékonycsiszolatban fenokristályként egyedül klinopiroxént (60–300 μm) és magnetitet lehetett felismerni (10–30 μm). Az alapanyag átkristályosodott, mállott kőzetüvegből, nagyon vékony plagioklászlecekből (10–20 μm) és klinopiroxénből (10–30 μm ; 4c. ábra) áll. Gyakori a plagioklász és kvarc (>200 μm) xenokristályok megjelenése is, amelyek feltehetően a homokos mellékkőzetből származnak (4d. ábra).

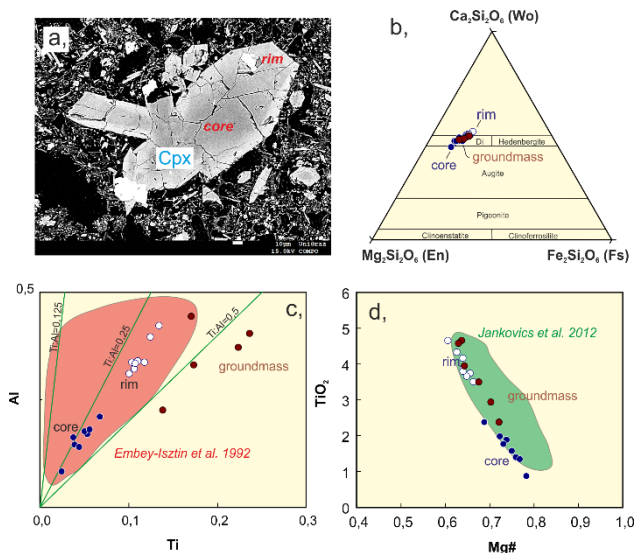
Vékonycsiszolatban és visszaszórt elektronképen a fenokristályos klinopiroxén koncentrikus zónásságot mutat (5a. ábra), Mg-dúsabb augitos-diopszidos maggal és Ca, valamint Fe gazdagabb diopszidos peremmel (5b. ábra). Az alapanyagban talált finom piroxénkristályok a peremhez hasonló geokémiai összetételt mutatnak. A

fenokristályként megjelenő klinopiroxén zónái valamint az alapanyag klinopiroxénjei a Ti-Al diszkriminációs diagramon is határozottan elkülöníthetők.



4. ábra: a, Juvenilis bazaltbomba. b, Bazaltbomba részben összesült üledékanyaggal. c, zónás klinopiroxének átlátszatlan alapanyagban (XPL). d, Kvarc xenokristály bazaltban reakciószegéllyel (XPL).

A klinopiroxén magok Ti-ban és Al-ban szegényebbek ($Ti:Al=0,25$), a peremek gazdagabbak ($Ti:Al>0,25$). Az alapanyag $Ti:Al$ aránya 0,5 és határozottan Ti-gazdagabb a fenokristályos klinopiroxénénél (5c. ábra). A peremet alacsony Mg# és magas TiO_2 tartalom, a magot magasabb Mg#, de alacsonyabb TiO_2 tartalom jellemzi (5d. ábra). A piroxének összetétele jó egyezést mutat Embey-Isztin et al. (1993) és Jankovics et al. (2012) által kimutatott, hasonló korú bazaltos kőzetek klinopiroxénjeivel.



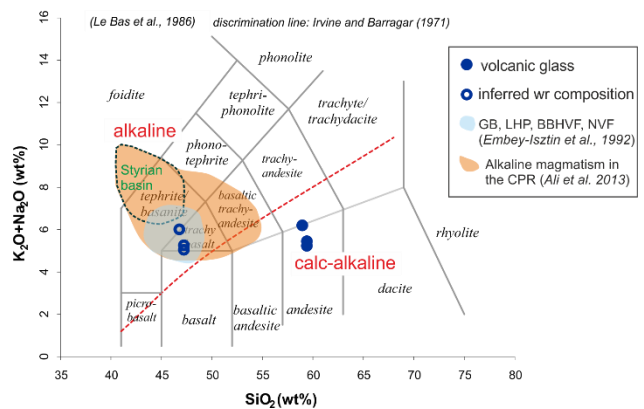
5. ábra: A klinopiroxének összetétele

Tizenkét százalékos titántartalmával a magnetit-titanomagnetitnek nevezhető.

Az alapanyagban látható tús-kristályokat agyagásványnak azonosítottuk, kevert illit-szmektitre utaló kémiai összetétellel.

Plagioklász összetételt nem sikerült meghatározni.

A kőzetüveg SiO_2 tartalma 61–63 m/m%, összes alkália tartalma (Na_2O+K_2O) pedig 4–6 m/m% ami tökéletes átfedést mutat a Jankovics et al. (2012) által a Fűzes-tó alkáli bazaltján mért, valamint az Embey-Isztin et al. (1992) terciér alkáli bazaltokra mért kőzetüveg összetételekkel (6. ábra).



6. ábra: A vizsgált bazaltbombák alapanyagának összetétele (kék pontok). A kék körök a feltételezett teljes kőzet geokémiai összetételét jelölik.

Radiometrikus kormeghatározást végeztünk K/Ar módszerrel a bazalt könnyű (klinopiroxén-mentes frakcióján). Az alapanyag kora ezek alapján $6,66 \pm 0,12$ millió évnél bizonyult, alacsony $^{40}Ar^*/^{40}Ar_{tot}$ (0,087) mellett. A kőzet átalakultsága növeli a kormeghatározás bizonytalanságát, így a mért kor hibája az analitikai hibánál magasabb lehet.

3. A vasszentmihályi vulkáni központ regionális földtani helyzete

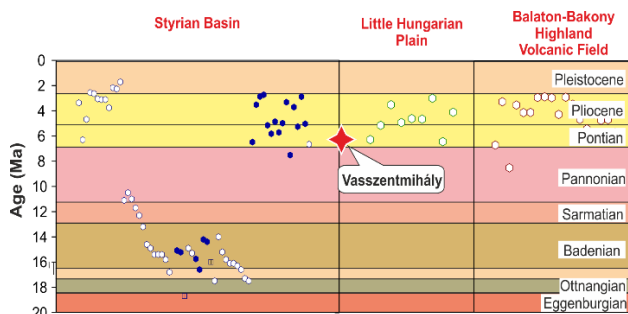
A Vasszentmihálytól északra azonosított kis feltárás a megismert geofizikai anomáliák, a juvenilis vulkáni anyag megjelenése, valamint a vulkáni rétegsor alapján egyértelműen egy önálló vulkáni központnak tekinthető. A vulkáni kitörés jellege freatikus volt, amely alaphegységi kőzetek, a pannon rétegsor és az Ős-Rába kavicsteraszainak anyagát ülepítette újra.

A tágabb földtani környezetben robbanásos kitöréssel keltkezett, bázisos juvenilis anyagot tartalmazó vulkáni diatréma kúpokból számos ismert a határ mindkét oldalán. A Stájer-medence irányában hasonló korú kitörési központok nyugati és északi irányban is 10–50 km-es környezetben ismertek (Güssing ~5,03 Ma; Tobaj ~4,98 Ma; Limbach: ~5,72 Ma; Stadtbergen: 6,48 Ma; Forstkogel: 7,51 Ma; Bojar et al., 2013).

A Kisalföldön a Sitkei maar-diatréma (6,45 Ma) és a Ság-hegy bazaltvulkán ($6,27 \pm 0,58$ Ma) hasonló korú. A Balaton-felvidéken Barnag és Hegyestű 6 millió év körül mért K/Ar korai (Balogh, 1984) esnek egybe az általunk mért korokkal (7. ábra).

A mintákon ugyan teljes kőzet geokémiai vizsgálatok még nem készültek, azonban az alapanyag kőzetüvegének összetételéből óvatos következtetéseket le lehet vonni. A

Jankovics et al. (2012) által alkáli bazaltokra közölt alapanyag összetételek alapján a minták teljesközet kémiai összetétele néhány százalékkal bázisosabb és magasabb teljes alkália tartalmú lehet, jó eséllyel a trachibazalt, bazaltos trachandezit, de leginkább a bazanitok mezejébe eshet a TAS digramon, feltételezhetően átfedést mutatva a Stájer-medence bazaltjainak (Ali et al., 2013) teljes kőzet összetételével.



7. ábra: A vasszentmihályi vulkáni központ korának viszonya a Stájer-medence, a Kisalföld és a Balaton-felvidék terciér vulkanitjainak korával

A megismert apró vulkáni centrum tehát mind korát, kitörési jellegét, mind pedig geokémiai jellemzőit tekintve beleilleszkedik a Pannon-medence miocén-pliocén alkáli magmatizmusának rendszerébe, mintegy átmenetet képezve a legnyugatabbi kisalföldi (pl. Sitke, Gérce) és a legkeletebbi stájer-medencei (pl. Güssing, Tobaj) előfordulások között.

Irodalom

- Ali, S., Ntafllos, T. & Upton, B.G.J. (2013): *Chemical Geology*, 337-338, 99–113.
- Balogh K. (1984): *Kandidátusi értekezés*, Debrecen.
- Bojar, H-P., Bojar, A-V., Halas, S. & Wójtowicz, A. (2013): *Geological Quarterly*, 57 (3), 405–416.
- Embey-Isztin, A., Downes, H., James, D.E., Upton, B.G.J., Dobosi, G., Ingram, G.A., Harnos, R.S. & Scharbert, H.G. (1992): *Journal of Petrology*, 34, 317–343.
- Jankovics, É., Harangi, Sz., Kiss, B., & Ntafllos, T. (2012): *Lithos*, 140-141, 25–37.
- Saribudak, M., Caran, C. (2015): *Oil & Gas Journal*, 113, 52–57.
- Telbisz, T., Kovács, G., Székely, B., Szabó, J. (2013): *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57, 485–513.

MÉNES-MAGYARÁDI BORVIDÉK (DNY-ERDÉLYI-KÖZÉPHEGYSÉG): TERROIRGEOLÓGIA, TÖRTÉNELEM ÉS BORKULTÚRA

Pál-Molnár Elemér^{1,2,*}, Szemerédi Máté^{1,2,*}, Szepesi János^{2,3}, Varga Andrea^{1,2}, Raucsik Béla^{1,2}, Unger János², Mód László Balázs^{2,4}, Bozsó Gábor^{1,2}, Tobak Zsolt⁵ & Balla Géza^{2,6}

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

² Szegedi Tudományegyetem, GeoTerroir Kutatócsoport, Szeged

³ HUN-REN Atommagkutató Intézet, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

⁴ Szegedi Tudományegyetem, Népzele és Kulturális Antropológiai Tanszék, Szeged

⁵ Szegedi Tudományegyetem, Geoinformatikai, Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék, Szeged

⁶ Sapientia Erdélyi Magyar Tudományegyetem, Marosvásárhelyi Kar, Kertész-mérnöki Tanszék, Marosvásárhely

* A szerzők megosztott első szerzőként egyenlő mértékben járultak hozzá a közlemény elkészítéséhez.

* E-mail: palm@geo.u-szeged.hu, szemeredi.mate@gmail.com

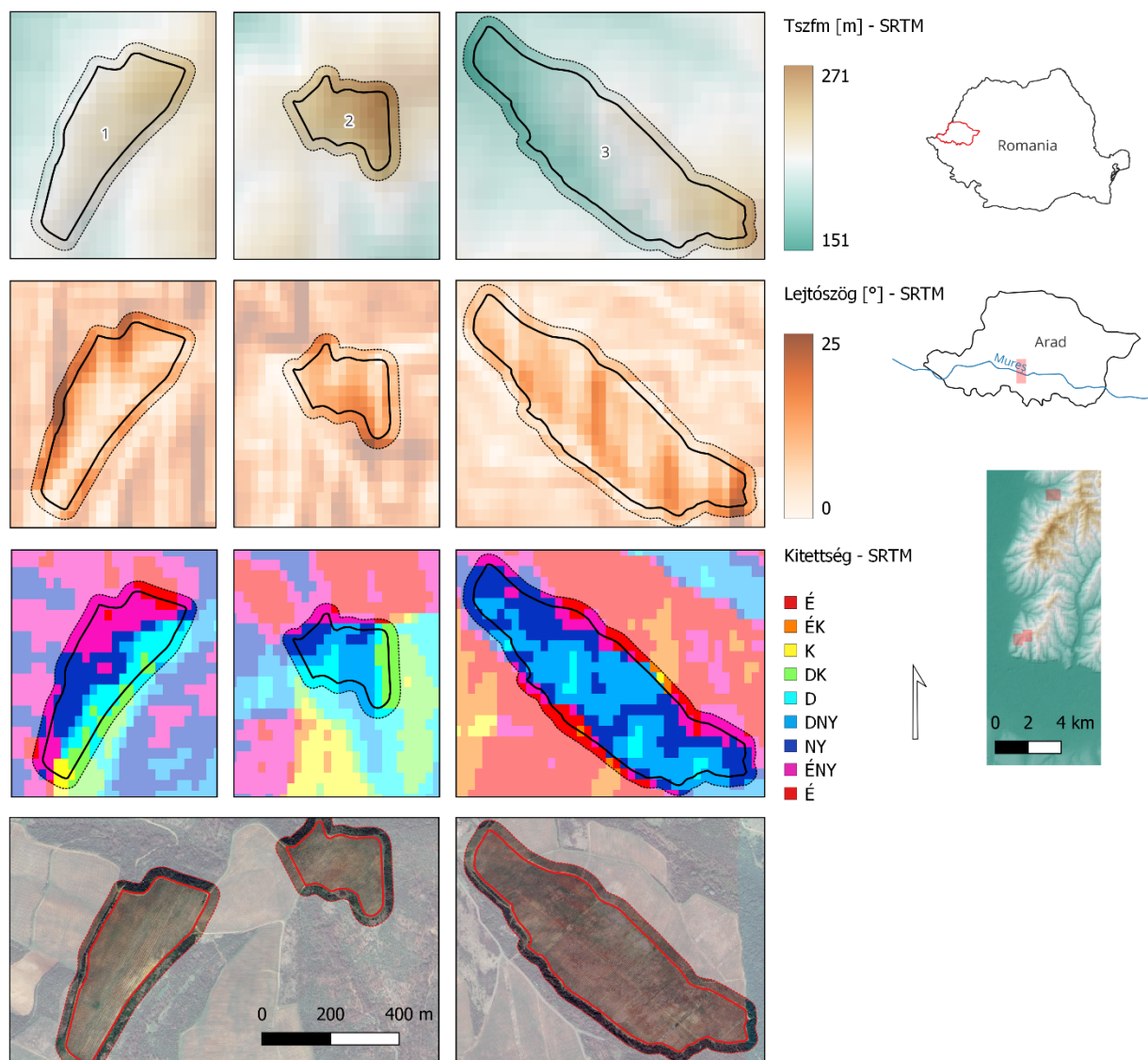
1. Földrajzi és földtani környezet

A Ménes-magyarádi borvidék a Pannon-medence keleti részén, a Hegyes-hegység (Zarándi-hegység/Hegyes-Drócsa) nyugati-északnyugati lejtőin terül el, Arad megyében, Romániában (1. ábra). Az északon a Fehér-Körös, délen a Maros által határolt borvidék az Alföld és az Erdélyi-szigethegység (Erdélyi-középhegység) találkozásánál alakult ki. Az Erdélyi-középhegység alpi szerkezetfejlődése szempontjából négy fő szerkezeti övre (zónára) osztható fel, amelyek a legalacsonyabbtól a legmagasabb szerkezeti helyzetűig: a Bihari-parautochton, a Codru-takarórendszer, a Kisbihari-takarórendszer és a Marosi-öv (Bleahu et al., 1981; Balintoni, 1997; Balintoni et al., 2009). A legfrissebb tektonosztratigráfiai munkák (pl. Schmid et al., 2008, 2020) szerint a Bihari-parautochton és a Codru-takarórendszer a Tiszai-főegység részét képezik, míg a Kisbihari-takarórendszer és a Marosi-öv a Dácia-főegységben helyezkednek el. A Ménes-magyarádi borvidék területének döntő hányada a Kisbihari-zónában található, amelynek felszínén és felszínközélen (törmelékben vagy talajképző kőzetként) az alábbi kőzettípusai az általánosan elterjedtek a borvidéken: (1) permi mafikus és felzikus mélységi magmás kőzetek (leggyakrabban metagabbro és szienogranit), (2) milonitok a területet átszelő, alpi korú Hegyes-Kisbihari nyírási övben, amelyek protolitjának eredete (üledékes vagy magmás) nem tisztázott teljes mértékben, valamint alárendelt mennyiségben (3) permokarbon vagy triász korú (meta)üledékes kőzetek (Pană, 1998; Pană et al., 2002; Ciobanu et al., 2006; Bonin & Tatu, 2016; Szemerédi

et al., 2021). Az alpi nyírási deformáció és a nyírási zónákban történt fluidumáramlás (hidrotermás metasomatikus felülbélyegzés) a terület kőzeteinek változatos jellegű és mértékű ásványtani, geokémiai és szöveti átalakulásaihoz vezettek (pl. Bonin & Tatu, 2016). A borvidék legelterjedtebb talajképző kőzetei a középső-permi bimodális Hegyesi Magmás Komplexumba sorolt mélységi magmás kőzetek (metagabbro és A-típusú szienogranit, gyakran felzikus-mafikus kogenetikus telérkőzetekkel is átjárva), amelyek egy ~270–260 millió évvel ezelőtti kontinentális riftesedéshez kapcsolódnak (Pană et al., 2002; Szemerédi et al., 2021). A milonitok (blasztomilonitos szövetű fillonitok; Bonin & Tatu, 2016) a mélységi magmás kőzetekhez viszonyítva kevésbé gyakoriak a területen, azonban néhány dűlő talajképző kőzetként szintén előfordulnak.

2. Történelem és tájhasznosítás

A Ménes-magyarádi borvidék (történelmi nevén Arad-hegyaljai borvidékként is ismert) egyike a Pannon-medence legrégebbi borvidékeinek, amelynek első írásos említése a 11. századból származik (Csávossy, 2002). Fejlődésére kiemelt hatást gyakorolt annak földrajzi elhelyezkedése két nagytáj, az Alföld és az Erdélyi-szigethegység találkozásánál, a Magyar Királyság és Erdély történelmi határától alig 80 km távolságra nyugatra. A borvidék közvetlenül a marosi sókereskedelem útvonala mellett alakult ki – melynek emlékét a közeli Solymos vára is őrzi – ami szintén pozitív hatással volt a borvidékre, elsősorban termékeinek vízi úton történő szállítására, értékesítésére. A török hódoltság alatt a szőlőhegyek



1. ábra: A Ménés–magyarádi borvidék tanulmányunkban vizsgált 3 dűlőjének elhelyezkedése és domborzata (tengerszint feletti magasság, lejtőszög és -kitettség). 1 – Napos-dűlő, 2 – Hársfa-dűlő, 3 – Sida Lazar-dűlő

ugyan elpusztultak, a 18. században azonban újra telepítették azokat (Kovács, 2015). A középkortól a 20. század elejéig hazánk egyik legfontosabb, leginkább vörösboráról (pl. a ménesi vörös aszú) ismert borvidékeként tartják számon a feljegyzések. Népszerűek voltak ugyanakkor a fehér borok is, amelyek elsősorban Magyarád környékére voltak jellemzőek. A 19. század utolsó évtizedeiben a szőlőültetvényekben óriási pusztítást végzett a filoxéra (szőlőgyökértetű), a rekonstrukció azonban sikeresnek bizonyult és a hegyoldalakat újraterelítették. Ebben fontos szerepet töltött be a Ménésen működő szőlészeti-borászati (vincellér) iskola és az országos hírvé oltványtelepek, ahonnan a szőlőbetegséggel szemben ellenálló szaporítóanyag származott. Az Osztrák-Magyar Monarchia idején, a modern turizmus megjelenésével a borvidék az aradi és szegedi polgárok fontos üdülőhelyévé nőtte ki magát, és a 20. század elejétől a régió központjával, Araddal helyi érdekű vasút is összekötötte a

„hegyalját”. A korszak emlékeit a borospincével egybeépített egykori préházak, az ún. kolnák még ma is őrzik a borvidék több településén, amelyek a társadalmi-közösségi élet fontos színtereiként működtek (Mód & Simon, 2021). A szocializmus államosítását és a borvidék elkerülhetetlen – de szerencsére csak átmeneti – hanyatlását követően az 1990-es évektől fokozatosan visszatértek a hazai és nemzetközi piacra a ménesi borok, amelyben kiemelt szerepe van Balla Gézának és a ma már közel 150 hektárnyi szőlőterületre kiterjedő pincészetének, amely kutatásaink terepi helyszínét is biztosította.

A borvidék dűlői a Hegyes-hegység nyugati-északnyugati lejtőin helyezkednek el, a fontosabb településektől (pl. Ópálos, Gyorok, Ménés, Kovászi, Világos, Magyarád) jellemzően keleti-délkeleti irányban, 110–360 m tengerszint feletti magasságban. A dűlők talajainak fejlettségét erőteljes mértékben befolyásolja a topográfia és az abból következő lejtős tömegmozgások.

A talaj vastagsága jelentős csökkenést mutat a dűlők lábától azok teteje felé haladva, eltérő kondíciókat kínálva a dűlő különböző magasságú részeire telepített szőlősoroknak. A magasabb térszíneken (kb. 250 m felett) a talaj vastagsága minimális (sziklás váztalajok) és a szőlővesszők alatt gyakran közvetlenül a talajképző kőzet jelenik meg.

A borvidék legjellemzőbb szőlőfajtái a fehérszőlők közül a területen őshonos magyaradi mustos fehér, a királyleányka, az olaszrizling és az ottonel muskotály, valamint a kékszőlők közül a fekete leányka, a kadarka, a kékfrankos, a pinot noir, a merlot, a cabernet franc és a cabernet sauvignon.

3. Geoterroir: koncepció és alkalmazás a borvidéken

3.1. A terroir fogalma, a geoterroir koncepciója

Az a gondolat, hogy a borban valóban meg lehet kóstolni a szőlőhegy geológiáját – a *goût de terroir*-t –, részben a geológiai terminológia különböző félreértéseinek és feltehetően az ötlet pusztán romantikájának köszönhető. A "terroir" (termőföld, termőhely) kifejezés a 14. és 15. században keletkezett Burgundiában, ahol egyértelműen vallássá vált és egyfajta visszanyúlást jelentett (jelent) a természet pogány tiszteletéhez. A burgundi borok termelői és szerelmesei azt keresték, hogy mi az oka annak, hogy boraik minden más borral szemben különbözőek és kivételesek. Erősen hittek a talaj és az éghajlat fontosságában, megfigyelték a talajszerkezet különbségeit, de nem rendelkeztek ismeretekkel a geológiáról, a szőlőgyökérzet mélységéről, a talaj pH-értékéről, az agyagásványokról, a talaj vízáteresztő képességéről vagy a kationcserre kapacitásáról...

A terroir mára konkrétabb és árnyaltabb értelmet nyert: a környezet és a szőlő közötti kölcsönhatásokról szóló kollektív tudás eredménye, amelyet az emberi tevékenység közvetít, és amely a végterméknek (azaz a bornak) megkülönböztető jellemzőket kölcsönöz. A terroir nem csupán egy földrajzi hely, magába foglalja a fizikai környezetet (éghajlat, geológia, geológiai idő, kőzet, ásvány, talaj, domborzat), a biológiai anyagot, a termelési gyakorlatot és a kulturális, társadalmi-gazdasági és politikai szempontokat is.

A szőlőhegyek geológiájának – a kőzet és a felette fekvő talaj – megismerése széles körben feltételezi, segíti megmagyarázni egy adott területről származó bor jellegzetességét, bár eddig kevés elemzés született arról, hogy ez hogyan jöhet létre. A geoterroir kutatás jelentősége több dimenzióban nyilvánul meg, segít megérteni, hogy a bor jellegzetességei hogyan kapcsolódnak a termőföld geológiai és mikroklimatológiai sajátosságaihoz.

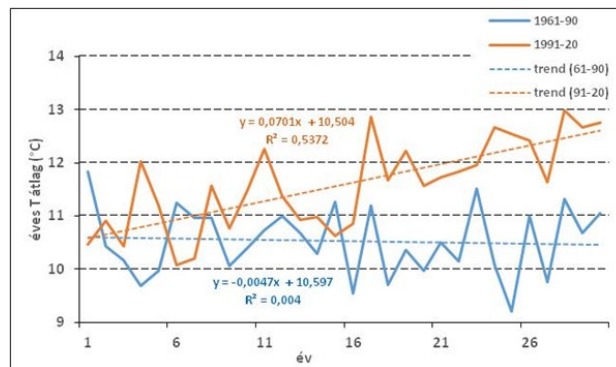
3.2. Mikroklíma

Az éghajlat alaptényező a terroir hatások folytonosságában, egy adott vidék általános borstílusára a vidék általános éghajlati jellemzőinek eredményeként alakul ki. Azonban az évszakok közötti termés- és minőségi különbségeket az időjárás évről-évre történő változékonysága határozza meg (Jones, 2018).

Az optimális növekedés, a termelékenység és a minőség a szőlőnek szűk éghajlati zónáit határozza meg. A hőmérséklet a legfontosabb éghajlati paraméter, melynek legegyszerűbb típusai az éves ($T_{\text{év}}$) és a tenyészidőszaki átlaghőmérséklet (T_t). Ezek egyenértékűek a hőmérsékletmérés más formáival, de szélesebb körben elérhetőek és könnyebben használhatóak (Meinert, 2018). Globálisan olyan régiókban természetesen szőlőt, ahol a T_t több évtized átlagára vonatkozóan a 13 és 21°C között van.

Az aktualizált Köppen-Geiger éghajlati besorolás szerint a vizsgált régió a Cfa zónában található, amit meleg és párás mérsékelt éghajlat jellemez, forró nyárral és száraz évszak nélkül (Peel et al., 2007; Beck et al., 2018). A vizsgált, 1961–2022 közötti időszak éghajlati leírása a CRU TS4.07 adatbázison alapul (Harris et al., 2014), melyet ezen belül két, 30 éves klímanormál periódusra osztottunk (1961–1990, 1991–2020). Ezek a rendelkezésre álló éghajlati adatok lehetővé teszik a Ménes-magyaradi borvidék térségében uralkodó éghajlat főbb jellemzőinek hosszabb távú elemzését.

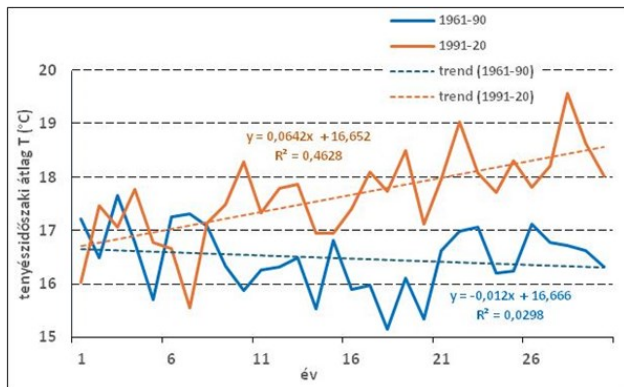
A hőmérséklet ($T_{\text{év}}$) és a csapadék ($P_{\text{év}}$) éves átlagát a szüretet követő 12 hónap havi átlagából számítottuk, míg a tenyészidőszak hőmérsékletének átlagát (T_t) áprilistól októberig (Jones, 2018; Meinert, 2018).



2. ábra: A $T_{\text{év}}$ változása és lineáris trendje a két klímanormál periódusban (1961–1990, 1991–2020)

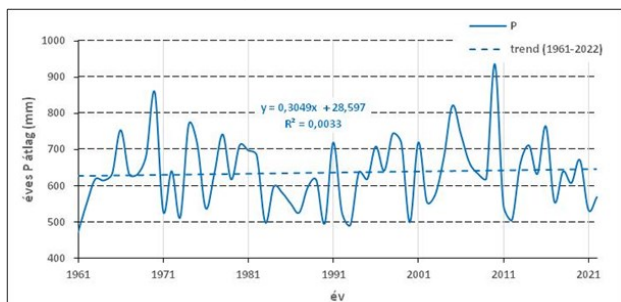
Az éves átlaghőmérséklet 1961–1990 között 10,5°C volt (1991–2020-ban 11,6°C) a térségben. A leghidegebb hónap január (-2,1°C ill. -0,4°C), míg a legmelegebb július volt (20,6°C ill. 22,2°C). A trendeket tekintve még érdekesebb a $T_{\text{év}}$ perióduson belüli változása a két időszakban: az első 30 évben gyakorlatilag nem változott (10,5°C körül ingadoznak az értékek, nincs kimutatható egyirányú változás), míg a következőben a változás egyértelmű (gyors emelkedés ~10,5-ről ~12,5°C-ra, ami 1%-os szinten szignifikáns) (2. ábra).

A tenyészidőszaki átlaghőmérséklet a két időszakban 16,5°C ill. 17,6°C volt. A trendeket tekintve az első 30 évben a T_i enyhe csökkenése tapasztalható (~16,7-ről ~16,3°C-ra, ami statisztikailag nem szignifikáns), míg a következő időszakban egyértelmű a változás (gyors emelkedés ~16,7-ről ~18,3°C-ra, ez 1%-os szinten jelentős) (3. ábra).



3. ábra: A T_i változása és lineáris trendje a két klímanormál periódusban (1961–1990, 1991–2020)

Az átlagos éves csapadékmennyiség 625 mm (653 mm) volt a térségben. A teljes vizsgált időszakban a $P_{év}$ igen szélsőségesen, ~400 mm és ~950 mm között ingadozott. Trendje szerint igen csekély növekedés tapasztalható, de ez a növekedés statisztikailag még az 5%-os szinten sem szignifikáns (4. ábra).



4. ábra: A $P_{év}$ változása és lineáris trendje a vizsgált teljes periódusban (1961–2022)

3.3. Kőzetan, geokémia és talajtan

Kőzettani, geokémiai és talajtani vizsgálatainkhoz a geoterróir szempontjából nézve három jelentősen eltérő, reprezentatív dűlőt választottunk ki a borvidékről (1. ábra). Közülük a Napos-dűlő (Ópálos) képviseli a (meta)gabbro terroirt, a Hársfa-dűlő (Ópálos) a gránit terroirt, míg a Sida Lazar-dűlő (Kovási) a fillonit terroirt (5. ábra).

A Napos-dűlő jellemző kőzete közép–durvaszemcsés, ekvigranuláris, szubhedrális szemcsés (gyakran ofitos) szövetű metagabbro, amely erőteljesen átalakult plagioklász földpátból (49–55 V/V%) és klinopiroxénből (42–49 V/V%), valamint az ezeket az ásványokat helyettesítő másodlagos elegyrészekből áll (6/a. ábra). Akcesszóriaként apatit és Fe-Ti-oxidok jelennek meg. A

plagioklász euhedrális/szubhedrális, jellemző szemcsemérete 1–2 mm, helyenként szericit és/vagy epidot-zoizit/klinozoizit helyettesíti. Több plagioklász kristály is teljes mértékben átalakult és saussuritesedett (zöldpala fáciesű, epidot-zoizit/klinozoizitból, szericitből és albitból álló áványparagenezis) pseudomorfozáként jelenik meg. Az átalakult klinopiroxén kristályok jellemzően szubhedrálisak, átlagos szemcseméretük 1–3 mm, a maximális méretük eléri a 6 mm-t. Többségük részlegesen vagy teljes mértékben kloritosodott (leggyakrabban a magban), míg néhány piroxén kristály szegélyén barnás vagy zöldes színű, másodlagos amfibol kristályosodott. Továbbá helyenként karbonát is helyettesíti a klinopiroxént. A gabbroid kőzetek jelenlegi összetétele többfázisú posztmagmás átalakulások eredménye, amelyeken belül – szakirodalmi adatok (pl. Bonin & Tatu, 2016) és saját petrográfiai megfigyeléseink alapján – egy feltételezhetően permi korú autometaszomatózist (a kristályosodó gabbroid magmatározóból kiszorult fluidumok hatására másodlagos amfibol képződése), valamint alpi korú, zöldpala fáciesű hidrotermás metasomatikus hatásokat (másodlagos epidot-zoizit/klinozoizit, klorit és saussurit) különítettünk el.

A vizsgált gabbroid kőzetek teljes kőzet geokémiai adatsorai magas izzítási tömegveszteség (LOI) értékeket (átlagos értéke 3,1 m/m%) mutattak. A metagabbro mintákra viszonylag magas TiO_2 -, Al_2O_3 -, Fe_2O_3 -, MgO - és CaO -tartalom jellemző, valamint alacsony SiO_2 - és K_2O -tartalom. Mind a főelemeken (TAS-diagram; Le Maitre et al., 1989), mind az immobilis (nyom)elemeken (Zr/ TiO_2 vs. Nb/Y-diagram; Winchester & Floyd, 1977) alapuló kőzetosztályozás szerint gabbroid összetétel és szubalkáli karakter jellemzi a kőzeteket. Primitív köpenyre normalizált spider diagramon (Sun & McDonough, 1989) pozitív anomáliát figyeltünk meg Rb-ban, Th-ban, U-ban, K-ban és P-ban, illetve negatív anomáliát Ba-ban, Nb-ban és Sr-ban.

A Hársfa-dűlő jellemző kőzete középszemcsés, ekvigranuláris, szubhedrális szemcsés szövetű szienogranit (ritkán alkáliföldpát gránit), amelynek a fő kőzetalkotó ásványai a káliföldpát (ortoklász és alárendelt mennyiségben mikroklin, 42–52 V/V%), a kvarc (39–46 V/V%), a plagioklász földpát (5–8 V/V%) és a biotit (3–4 V/V; 6/b. ábra). Szemcsemérete átlagosan 1–3 mm, maximálisan 5–6 mm, az egyes kőzetalkotó ásványok mérete között csak kisebb különbségeket tapasztaltunk, a mikroklin és a biotit kristályok mérete nem haladja meg az 1–1,5 mm-t. Az ortoklász szubhedrális és enyhén szericitesedett, kéttagú ikresedés és kisméretű (<0,5 mm), euhedrális/szubhedrális plagioklász zárványok jellemzik. A kvarc kristályai szubhedrálisak/anhedrálisak, gyakran deformáltak, töredezetek vagy alszemcsésedtek. A mikroklin szubhedrális/anhedrális és tartan ikresedés jellemzi. A plagioklász földpát euhedrális/szubhedrális, különböző mértékben szericitesedett és poliszintetikus ikresedés jellemzi. A biotit jellemzően szubhedrális,



5. ábra: Az ópálosi Napos- (metagabbro terroir) és Hársfa- (gránit terroir), valamint a kovászi Sida Lazar-dűlők (fillonit terroir) és reprezentatív talajképző kőzeteik

helyenként Fe-oxid ásványok helyettesítik, és 1–2 mm-es méretű kristályaggregátumokat alkot. Másodlagos elegyrészként euhedrális/szubedrális muszkovit (<1 V/V%) jelenik meg, leggyakrabban a biotitos csomókban vagy az intenzíven szericitésedett részeken. A legjellemzőbb akcesszórius elegyrészek a cirkon és az apatit, de kisebb mennyiségben monacit, torit, ilmenit és Fe-oxidok is azonosításra kerültek.

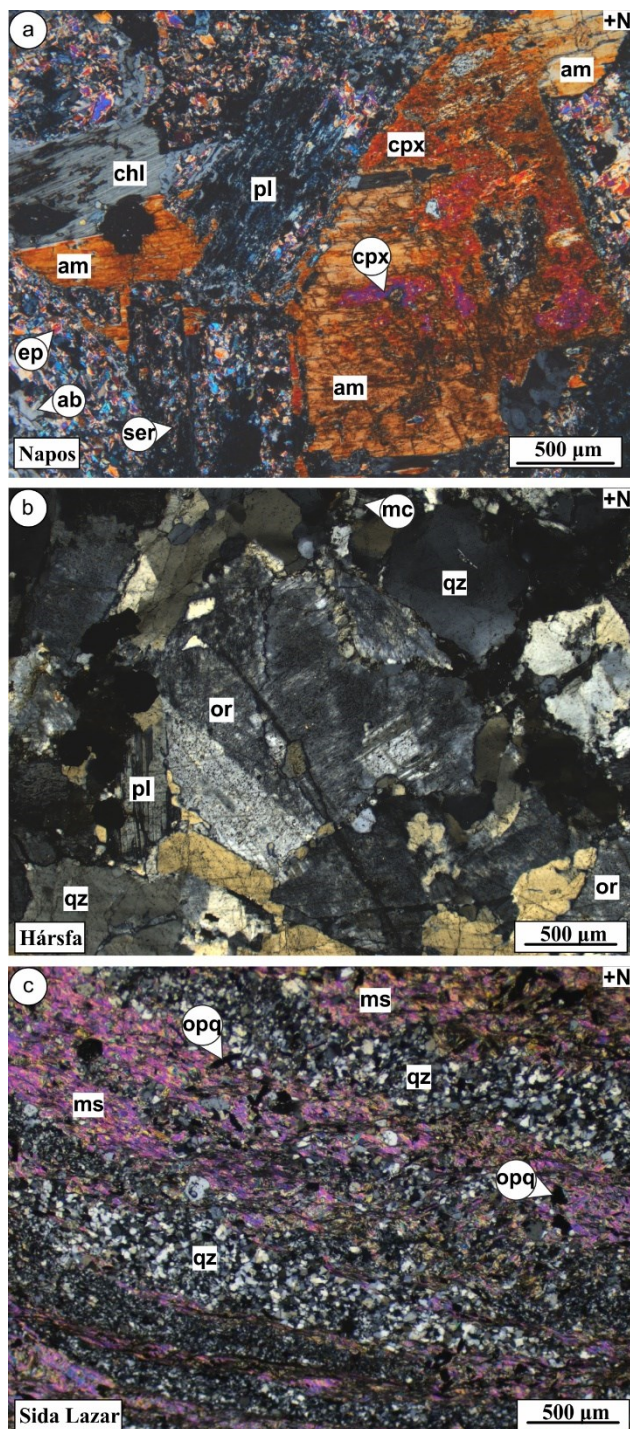
A vizsgált granitoid kőzetek teljes kőzet geokémiai adatsorai viszonylag alacsony LOI értékeket (átl. 0,8 m/m%) mutattak. A mintákra viszonylag magas SiO_2 -, Na_2O - és K_2O -tartalom, illetve alacsony TiO_2 -, Al_2O_3 -, Fe_2O_3 -, MnO - és MgO -tartalom jellemző. Főelem- és immobilis (nyom)elem tartalmuk alapján is granitoid (granodiorit–gránit) összetétel és szubalkáli karakter jellemzi a vizsgált mintákat. Primitív köpenyre normalizált spider diagramon pozitív anomáliát figyeltünk meg Rb-ban, Th-ban, U-ban és K-ban, illetve negatív anomáliát Ba-ban, Nb-ban, Sr-ban, P-ban és Ti-ban.

A Sida Lazar-dűlő jellemző kőzete egy jól foliált, átható palássággal, mm-es vagy kisebb összetételi sávossággal jellemzett, főként finomszemcsés kvarcból és muszkovitból, valamint alárendelten opak ásványokból és kloritból álló metapélit (6/c. ábra). A kőzet szövete lepidogranoblasztos, az alapvetően egyenes határvonalak mentén érintkező kvarc kristályok izometrikusak, míg a lemezes, pikkelyes muszkovit kristályok egymással közel párhuzamosan helyezkednek el. Utóbbi elegyrészek jól fejlett S-C szövetet adnak a kőzetnek. A kőzet protolitja feltételezhetően egy kevert szerkezetű agyagásványokból, kvarcból és kloritból álló finomtörmelékű kőzet (pélit) lehetett, amelyet egy metamorf (M1) és legalább két deformációs (D1–D2) esemény ért. A betemetődéssel együtt járó hőmérsékletnövekedéssel 215–230 °C-on a kevert szerkezetű agyagásványokból illit, majd a hőmérséklet további emelkedésével, 270–280 °C-on az illitből

muszkovit keletkezik (Bucher & Grapes, 2011; Sági et al., 2022). Az így kialakult muszkovit, kvarc, opak ásvány, klorit ásványegyüttes kb. 425 °C-ig (a biotit, mint indexásvány megjelenéséig) stabil (Bucher & Grapes, 2011; Sági et al., 2022), eddig a hőmérséklettartományig a vizsgált kőzet nem jutott el. Az D1 esemény az M1-gyel egyidőben vagy kevéssel azután történhetett, a D2 viszont minden bizonnyal a kőzet végleges ásványegyüttesének kialakulását követően ment végbe, hiszen az ahhoz tartozó foliációt valamennyi kőzetalkotó ásvány hordozza. Az alapvetően egyenes határvonalak mentén érintkező kvarc szemcsék egyensúlyi szövetre és progresszív metamorfózisra utalnak, míg az S-C szövet intenzív nyírásra is következtetni enged (Bucher & Grapes, 2011; Sági et al., 2022). Mindenezek alapján a kőzet egy alpi, kistokú progresszív metamorfózist és nyírásos deformációt szenvedett fillonit.

A Sida Lazar-dűlő fillonitjának teljes kőzet geokémiai adatsora magas LOI értéket (3,8 m/m%) mutatott. Kiemelten magas Al_2O_3 -, viszonylag magas K_2O - és Fe_2O_3 -, átlagos SiO_2 - és TiO_2 -tartalom, valamint viszonylag alacsony MgO -, CaO -, Na_2O - és MnO -tartalom jellemzi a vizsgált kőzetet. A fillonit adatsora több főelem esetében (pl. Si, Fe, Mg és Ti) is a másik kettő, korábban bemutatott geoterroir gabbroid, illetve granitoid kőzeteiből mért koncentrációk közötti, átmeneti értékeket mutatott. Primitív köpenyre normalizált spider diagramon pozitív anomáliát figyeltünk meg Rb-ban, Th-ban, U-ban és K-ban, valamint negatív anomáliát Ba-ban, Nb-ban, Sr-ban és Ti-ban.

A három terroir egység talajtakarójának jellemzéséhez a WRB nemzetközi talajosztályozási rendszert használtuk (Novák, 2020). Ezen alapul a Soilgrid (soilgrid.org) digitális talaj térképezési referencia adatbázis is, amely a vizsgálati területen csekély szelvénydifferenciálódással rendelkező Cambisol (közepes lejtőmeredekség) és agyagfelhalmozódásos Luvisol



6. ábra: A Napos- (a, metagabbro), a Hársfa- (b, sienogranit) és a Sida Lazar-dűlők (c, fillonit) talajképző kőzeteinek reprezentatív vékonycsiszolati fotói keresztezett Nikol állásban. Rövidítések: ab – albit, am – amfibol, chl – klorit, cpx – klinopiroxén, ep – epidot-zoizit/klinozoizit, mc – mikrolin, ms – muszkovit, opq – opak ásvány, or – ortoklász, plg – plagioklász földpát, qz – kvarc, ser – szericit.

(kisebb lejtőmeredekség) talajtípusokelőfordulását jelzi. A lejtők nagyobb meredekségű részein jelentősen megnő a durva vázrész mennyisége. A finom frakció aránya a talajszelvények felső részén gyakran 20% alá csökken ami alapján Leptosol minősítést kapnak. Látványos a Sida-

Lazar dűlő, ahol egyes részekén sűrű fillonit törmelék alkotja a legfelső 20 cm-t. De hasonlóan sűrű sienogranit és metagabbro törmelék vagy akár szálkőzet jelenhet meg a másik két dűlő nagyobb meredekségű részein.

A tanulmányban vizsgált 3 terroir domborzati, kőzettani és talajtani adottságait az 1. táblázat foglalja össze.

3.4. Geoterroiron alapuló borklasszifikáció

A Balla Géza Pincészet borklasszifikációjának alapja a szőlősorok tengerszint feletti magassága (2. táblázat). A lejtők lábán, illetve az alacsonyabb lejtőoldalakon termő szőlők (kb. 100–150 tszfm.) a pincészet „Klasszikus/Classic” kategóriába sorolt boraiba kerülnek, a magasabb lejtőoldalakról (kb. 150–250 tszfm.) származó szőlők a „Kolna” névre keresztelt, a Klasszikusnál magasabb minőséget képviselő borok alapjául szolgálnak, míg a a dűlők legfelső, meredek lejtőin (>250 m tszfm.) termő szőlők a pincészet prémium, „Sziklabor” kategóriájába kerülnek feldolgozásra. Kőzettani, geokémiai és talajtani eredményeink számos olyan új információt szolgáltatnak a pincészet számára, amelyek alapján – a terroir koncepció alkalmazásával – a borklasszifikáció még tovább finomítható. Remek példa erre a Sida Lazar-dűlő, amelynek bár döntő része 150–200 m tszfm.-on helyezkedik el, ugyanakkor kőzettani és talajtani adottságai miatt (sűrű fillonit törmelék a talaj felső 20 cm-ében) a dűlő teljes területe prémium, „Sziklabor” minőséget produkál.

4. Geoörökség és -turizmus: lehetőségek

A geoturizmus a szélesebb értelemben vett földtudományi értékek (kőzet, geomorfológia, talaj, hidrológia) és a kulturális örökség komplex hasznosítását és bemutatását tűzte ki célul. Sajnálatos módon, ahogy egy nemzetközi tanulmány a közelmúltban rámutatott (Pijet-Migoń & Migoń, 2021) a borturizmus és a földtudományi örökség hasznosítása még nem találta meg a közös metszéspontokat. A vizsgálati területen összeállított földtudományi, kulturális és borturisztikai értékleltár regionális minta projektként alkalmas arra, hogy ezeket a szinergiákat megtalálja és a hasznosítás főbb célterületeit kijelölje. Ebben az egyes részterületek szerepe a következő:

- (1) Földtudományi értékek: metagabbro, sienogranit, fillonit terroir alapkőzetek, geomorfológiai formakincs, különböző talajtípusok, Maros folyó meder és partfalfejlődési formakincse, kőbányák, kilátópontok, források, vízrendezési műtárgyak.
- (2) Szőlőművelés és borászat geokulturális értékei: művelési szerkezet, borospincék, kolnák, támfalak.
- (3) Egyéb kulturális értékek: települési tájértékek, kúriák, templomok, várak.

A turisztikai hasznosítás lehetőségeit számos borvidéken a tematikus utak teremtik meg. Ezek sem a

portfóliójuk, sem a célcsoportok tekintetében nem kezelik megfelelően a területük geo- és kulturális diverzitását. Esetünkben az adatbázis főbb tematikus elemeinek a felhasználásával arra nyílik lehetőség, hogy a jellegüket tekintve egymástól kissé távolabb álló, de a komplex tájhasználat tematikájára felépítve mégis összekapcsolható elemek kerüljenek együttes

bemutatásra. Ez alapján a kulturális örökség, illetve a geo- és borturizmus szegmensek metszéspontjaiban jöhet létre komplex turisztikai termék. A turisztikai szegmens erősítése pedig elősegíti az oktatási potenciál minél hatékonyabb kihasználását. Ennek az igénynek fontos bizonyítékai a területre vezetett tudományos konferenciák és terepgyakorlatok.

1. táblázat: Összefoglalás a tanulmányban vizsgált 3 terroir domborzati, közzétani és talajtani adottságairól

Terroir	Lejtő jellege	Lejtőkitettség	Magasság	Geológia	Talaj
Napos	magasabb lejtőoldal (5–15°) meredek lejtő (>15°) és gerinc	változatos (É, ÉNy, Ny, DNy, D, DK)	210–270 m	metagabbró	Cambisol Luvisol Leptosol
Hársfa	magasabb lejtőoldal (5–15°) meredek lejtő (>15°) és gerinc	változatos (DK, D, DNy, Ny, ÉNy)	290–340 m	szenogranit	Cambisol Luvisol Leptosol
Sida Lazar	lejtőláb, alacsonyabb lejtőoldal (0–5°) magasabb lejtőoldal (5–15°)	változatos (É, ÉNy, Ny, DNy, D)	150–270 m	fillonit	Cambisol Luvisol Leptosol

2. táblázat: A Balla Géza Pincészet borklasszifikációja a domborzati viszonyok alapján

Kategória	Lejtő jellege	Magasság	Talaj
Klasszikus/Classic	lejtőláb, alacsonyabb lejtőoldal (0–5°)	100–150 m	Cambisol, Luvisol
Kolna	magasabb lejtőoldal (5–15°)	150–250 m	Cambisol
Sziklabor	meredek lejtő (>15°) és gerinc	>250 m	Cambisol, Leptosol

Irodalom

Balintoni, I. (1997): Geotectonica terenurilor metamorfice din România, Ed. Carpatica, Cluj Napoca. Geotectonics of metamorphic terrains from Romania. Carpatica Publishouse, pp. 1–176.

Balintoni, I., Balica, C., Cliveti, M., Li, L.Q., Hann, H.P., Chen, F. & Schuller, V. (2009): Geologica Carpathica, 60, 495–504.

Beck, H.E., Zimmermann, N.E., McVicar, T.R., Vergopolan, N., Berg, A. & Wood, E.F. (2018): Scientific Data, 5, 180214.

Bleahu, M., Lupu, M., Patrușiu, D., Bordea, S., Stefan, A. & Panin, S. (1981): XII Association Carpatho-Balkan Congress, Bukarest, pp. 1–103.

Bonin, B. & Tatu, M. (2016): Mineralogy and Petrology, 110, 447–469.

Bucher, K. & Grapes, R.R. (2011): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer, Berlin, Heidelberg.

Ciobanu, C.L., Cook, N.J., Damian, F. & Damian, G. (2006): Mineralogy and Petrology, 87, 351–384.

Csávossy Gy. (2002): Jó boroknak szép hazája, Erdély. Hagyományok, hungarikumok az erdélyi borkultúrában. Mezőgazda Kiadó, Budapest.

Harris, I., Jones, P.D., Osborn, T.J. & Lister, D.H. (2014): Int. J. Climatol., 34, 623–642.

Jones, G.V. (2018): Elements, 14/3, 167–172.

Kovács G. (2015): Válogatott tanulmányok. Szabadság-Szobor Egyesület, Arad

Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B. & Bateman, P. (1989): Igneous rocks: A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford.

Meinert, L.D. (2018): Elements, 14/3, 153–158.

Mód L. & Simon A. (2021): Arad és a Ménes-magyarádi borvidék kapcsolata. Urbs. Magyar Várostarténeti Évkönyv, XVI, 191–209.

Novák T.J. (2020): WRB - nemzetközi talajosztályozási rendszer talajok elnevezéséhez és talajtérképek jelmagyarázatának szerkesztéséhez. Magyar Talajtani Társaság, Budapest.

Pană, D.I. (1998): Petrogenesis and tectonics of the basement rocks of the Apuseni Mountains: significance for the alpine tectonics of the Carpathian - Pannonian region, PhD disszertáció, University of Alberta, Edmonton.

Pană, D.I., Heaman, L.M., Creaser, R.A. & Erdmer, P. (2002): The Journal of Geology, 110, 341–354.

Peel, M.C., Finlayson, B.L. & McMahon, T.A. (2007): Hydrol. Earth Syst. Sci., 11, 1633–1644.

Pijet-Migoń, E. & Migoń, P. (2021): Geoheritage, 13, 71.

Sági T., Szakmány Gy., Józsa S., Spráncz T. (2022): Gyakorlati ismeretek metamorf kőzetek

- vizsgálatához. Kőzettan-Geokémiai Tanszék, ELTE, Budapest.
- 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.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kounov, A., Matenco, L., Nievergelt, P., Oberhänsli, R., Pleuger, J., Schefer, S., Schuster, R., Tomljenović, B., Ustaszewski, K. & van Hinsbergend, D.J.J. (2020): *Gondwana Research*, 78, 308–374.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. (1989): In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (szerk.): *Magmatism in ocean basins. Geological Society London Special Publication*, 42, pp. 312–345.
- Szemerédi, M., Varga, A., Dunkl, I., Lukács, R., Seghedi, I., Kovács, Z., Raucsik, B., Pál-Molnár, E. (2021): *Geologica Carpathica*, 72, 482–504.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1977): *Chemical Geology*, 20, 325–343.

VULKÁNOK ROMJAIN: A TOKAJI-HEGYSÉG FÖLDTANA ÉS VULKANOSZTRATIGRÁFIÁJA

Szepesi János^{1,2*}, Molnár Kata¹, Lukács Réka^{2,3} & Benkó Zsolt^{1,4}

¹ HUN-REN Atommagkutató Intézet, Geokronológiai csoport, Debrecen

² HUN-REN-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ HUN-REN Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

⁴ Debreceni Egyetem, TTK, Földtudományi Intézet, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

* E-mail: szepeja@gmail.com

1. Bevezetés

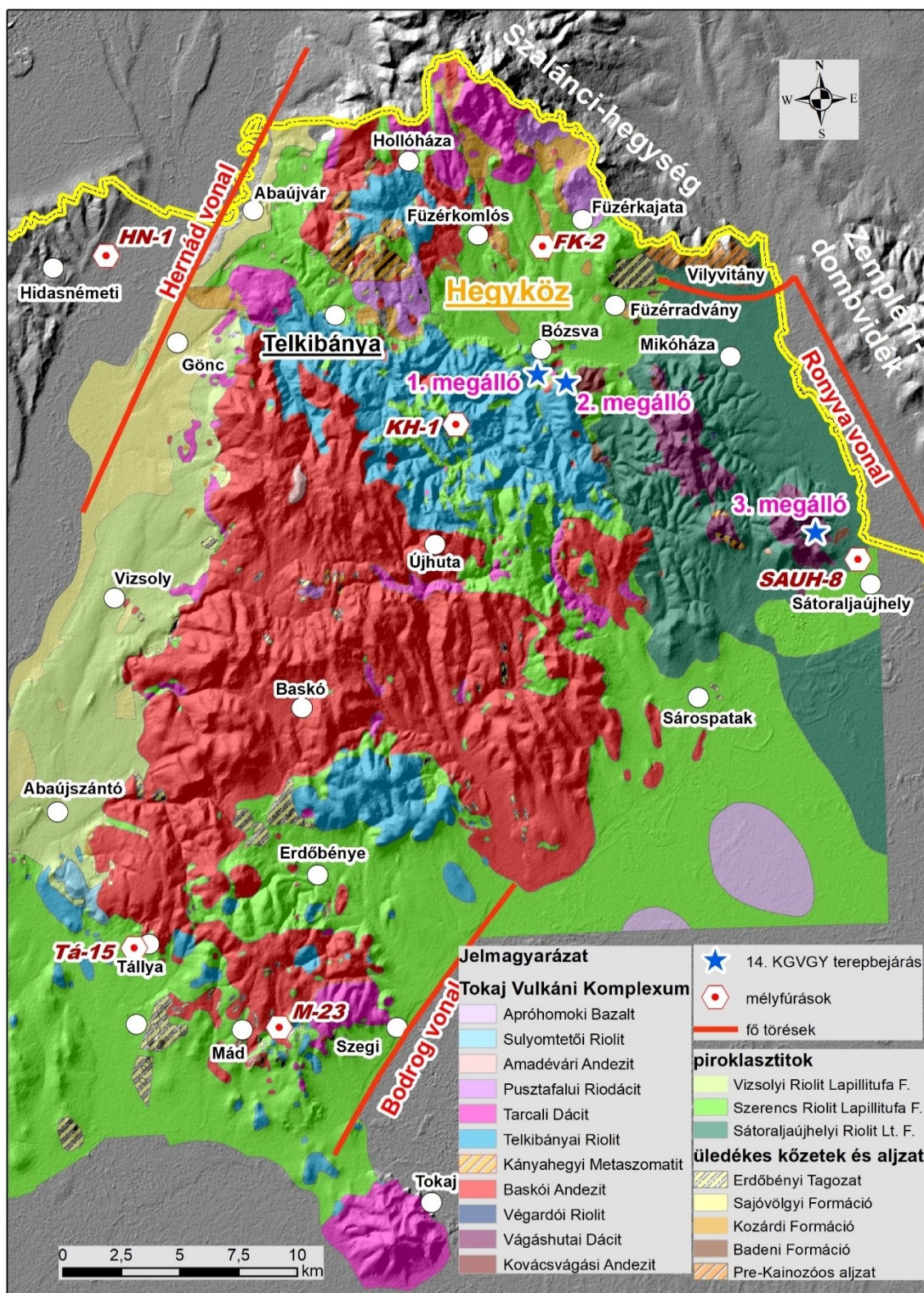
A Tokaji-hegység (földrajzi szakirodalomban Tokaj-Zempléni hegyvidék) az Északi-középhegység legkeletibb vulkáni tagja. Határait a Hernád és Bodrog-folyó, valamint a Ronyva-patak által jelzett szerkezeti vonalak jelölik ki (1. ábra). Felépítésében dominálnak a vulkáni kőzetek, de a szlovák határ mentén felszínre bukkan az aljzat, amelyet polimetamorf képződmények (Vilyvitányi Csillámpala F.), paleozóos vulkáni, vulkanoszediment (Kásói F.) és mezozóos karbonátos kőzetek alkotnak (Gyarmati & Szepesi, 2007). Megismerése a 18. századig nyúlik vissza (pl. Townson, 1798; Beudant, 1822), amelybe magyar kutatók egyre szélesebb spektrumú földtudományi kutatásokkal a 19. század második felében kapcsolódtak be (pl. Szabó, 1866; Szádeczky, 1886). Az 1950-es évektől meginduló földtani térképezés (Pantó, 1961; I. Perlaky, 1962; Gyarmati, 1969) eredményeként készültek a hegységet lefedő földtani térképlapok és magyarázók (1:25000, 1:200000; Bóczán et al., 1966). A nyersanyagkutatásban fontos kiemelni az építőanyagok, az érces és nemérces ásványi nyersanyagok szerepét (Frits, 1959; Zelenka, 1964; Mátyás, 1966). E mellett meghatározó volt a hidrotermális folyamatok több évtizedes kutatása (Székyné Fux, 1970; Mátyás, 1966; Molnár et al., 1999). Kormeghatározásában a széleskörű K-Ar adatbázis mellett (Pécskay et al., 1987; Pécskay, 2012) a piroklasztitok cirkon U-Pb adatai nemrégiben kerültek publikálásra (Lukács et al., 2024). A vulkanológiai kutatásoknak szintén nagy múltja van a hegységben. A litofaciesek átfogó leírása mellett (I. Perlaky, 1972; Gyarmati, 1977) egyes kisebb egységek részletes feldolgozása is megtörtént (Németh et al., 2008; Zelenka, 2013; Szepesi et al., 2019). Az egész hegységre kiterjedő paleovulkáni kutatások eredményeit korábban zárta le egy átfogó, összegző tanulmány (Zelenka et al., 2012). Szórványos üledékei és ezek ősmaradványai fontos bizonyítékokat szolgáltatnak a vulkanizmus ökoszisztémái viszonyairól és azok változásairól, amelyben Hajós M. (1959, diatómák, növényzet), Csepregyhéjné Meznerics I. (1963, 1966, molluszkák), Koreczné Laky I. (1967, 1976, foraminiferák) neve emelhető ki. A szarmata

kagylósrákokkal és foraminiferákkal kapcsolatos kutatási eredményeket Tóth E. (2009) értékelte újra.

2. Vulkanizmus és üledékképződés

A rendelkezésre álló K-Ar adatok (Pécskay et al., 1987; Pécskay, 2012) alapján a vulkáni működés a bádeni emeletben indult ($15,2 \pm 1,2$ millió év), amelyet az újabb cirkon (U-Pb) vizsgálatok pontosítottak ($14,24 \pm 0,06$ millió év; Lukács et al., 2024). A kőzetek széles geokémiai spektruma mellett (bazalt – riolit), egyediségét az andezites – riolitos vulkanizmus szinte folyamatos, egyidejű működése jellemzi. A hegység tengelyében a vulkáni sorozat vastagsága a 2000 métert is meghaladja. Az andezitek, dácitok esetében dominálnak az ún. koherens lávakőzetek, a breccsák és vulkanoklasztitok alárendeltek. A riolitok ($\text{SiO}_2 > 70\%$) esetében azonban már túlsúlyban vannak a vulkanoklasztitok (dácit-, riolodácit-, riolituffák). A riolitos lávák esetében ki kell emelni az üveges (perlit, obszidián) változatok jelenlétét. A vulkáni formák jelentősen lepusztultak a mintegy 10 millió éves erózió során. A piroklasztitok anyagszolgáltatási központjait a felszínen és mélyfúrásokban jelentősen kivastagodó kőzettestek (100–500 m) és gravitációs anomália minimumok jelezhetik (pl. Szerencs-kaldera, Hernád-völgy). A lávakőzetekből a tájképet ma is meghatározó vulkáni kúpok épülnek fel (pl. andezites Regéc-kaldera, dácitos Tokaji-hegy, riolitos telkibányai lávadóмок). A vulkáni működés utolsó eseménye a sötétszürke, fekete, tömör vagy hólyagos, salakos, csak fúrásban feltárt bazalt (Sárospatak Sp-10; 9,6 Mév) felszínre kerülése.

A paleogeográfiai viszonyokra a Középső-Parathetys tengerszint változásai (transzgresszió-regresszió) és a vulkanizmus anyagszolgáltatása volt döntő hatással. Ennek megfelelően a csökkent sósvízi környezetet erőteljesen változó partvonal jellemezte. A badeni emeletet egyértelműen a mélyebb vízi környezet (Szilágyi Agyagmárga F., Makkoshotyka, Kovácsvágás) és szubmarin vulkáni képződmények (hialoklasztit, peperit, tufitok) határozták meg. A szarmata emelet kezdetén viszont az általános regresszió mellett már a vulkáni



1. ábra: A Tokaji-hegység földtani térképe és litosztratigráfiai egységei. Az egységek tagolása a Magyar Rétegtani Bizottság Magmás és Metarmorf Munkabizottsága által elfogadott felosztást követi (Selmeczi et al., 2023). A terepbejárás megállóí: 1. A nagybózsai Kőbérc és a Szőlőske-oldal riolitos piroklasztit és lávakőzet feltárása. 2. A pálházai Som-hegy andezit-riolit bimodális lávadómkomplexum 3. A sátoraljaújhelyi Szár-hegy – Vár-hegy dácit lávadóm és piroklasztit feltárásai.

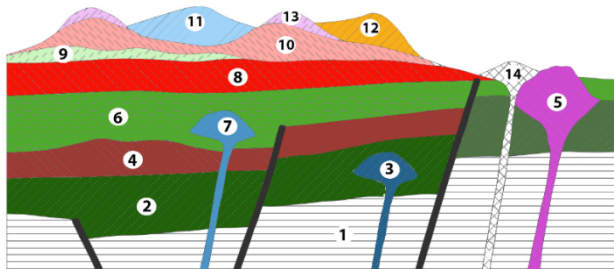
képződmények is döntően szárazföldi körülmények között képződtek.

A kisebb lagúnákra szakadozó tengeröblök vízmélysége gyakran az 50 méter sem érte el. Üledékei (Kozárdi F., Füzér, Nyíri, Abaújszántó) agyag, mészmárga, diatomit, alárendelten oolitos mészkő jellegűek. A szárazföldi területeken folyóvízi (Sajóvölgyi F., Abaújtár, Zsujta) és tavi szedimentációs folyamatok voltak jellemzőek, amelyekhez gyakran intenzív vulkáni utóműködés társult (limnikus kovaülédek Szerencsi Riolit Lapillitufa F., Erdőbényei Tagozat).

3. Vulkanosztratigráfia

A Magyar Rétegtani Bizottság Magmás és Metamorf Munkabizottsága nemrégiben befejeződött revíziója során a képződményeket a Tokaji Vulkanit Komplexumba (lávaközetek) és regionális piroklasztit egységekbe sorolta (Sátoraljaújhelyi-, Szerencsi és Vizsolyi Riolit Lapillitufa Formáció). A képződmények leírása ennek alapján készült (Selmeczi et al., 2023).

A Tokaji Vulkanit Komplexumba a hegység területén és a Bodrogekben ismert, sekélytengeri, illetve szárazföldi körülmények között képződött, középső és késő miocén korú vulkanitok tartoznak. Uralkodó litológiai egységei az effuzív és szubvulkáni andezit, dácit és riolit kőzetek, amelyek mellett alárendelt a vulkanizmust záró mészkáliai olivinbazalt (1. és 2. ábra). Ezeket a kőzettesteket regionális, riolitos piroklasztit egységek tagolják (Sátoraljaújhelyi-, Szerencsi és Vizsolyi Riolit Lapillitufa Formáció).



2. ábra: A Tokaji-hegység általános vulkanosztratigráfiai vázlatja (Gyarmati & Szepesi, 2007 után módosítva).

(1) Aljzat, (2) Sátoraljaújhelyi Riolit Lapillitufa Formáció, (3) Végardói Riolit, (4) Kovácsvágási Andezit, (5) Vágáshutai Dácit, (6) Szerencsi Riolit Lapillitufa Formáció, (7) Telkibányai Riolit, (8) Baskó Andezit Kányahegyi Metaszomatit, (9) Vizsolyi Riolit Lapillitufa Formáció, (10) Amadévári Andezit, (11) Sulyomtetői Riolit, (12) Pusztafalui Riodácit, (13) Tarcali Dácit, (14) Apróhomoki Bazalt.

3.1. Tokaji Vulkanit Komplexum

Andezitek

Területi elterjedését tekintve a hegységben domináns az andezit (1. ábra). Porfíros (hialopilites–pilotaxitos) szövetében (orto- és klino-) piroxén- és

plagioklász-elegyrészek dominálnak. Helyenként amfibol- és biotittartalmú változatok is megjelennek. Általában oszlopos, tömbös, vastagpados vagy lemezes megjelenésű (3. ábra), piroklasztitjai (agglomerátum, breccsa, lapillitufa) csak alárendelten jelentkeznek. A felszínen legnagyobb elterjedésű a *Baskói Andezit*: a szárazföldi lávából felépülő, összetett központok (Regéc kaldera, Abaújszántó–Molvás, Tolcsva–Fekete-hegy) mellett gyakoriak a szubvulkáni intrúziók (pl. Tállya). A Kovácsvágási Andezit a felszínen alárendelt, főként fúrásból ismert (Füzérkajata-2), peperites – hialoklasztit jellegű, víz alatti, illetve szubvulkáni képződményeket tartalmaz (biotitos piroxénandezit). Az Amadévári Andezit („fedőandezitként” ismert) effuzív, lávatakaró jellegű képződményei lemezes, pados, szürke, sötét (zöldes)-szürke „savanyú” piroxénandezitből épülnek fel. A Kányahegyi Kálimeszomatitba alacsony szulfidizációs fokú, epitermális ércesedési folyamatokhoz (propilitesedés, kálimeszomatizáció) kapcsolódó, metasomatizált andezitváltozatok („pszeudotrachit”, kálitrachit, kálimeszomatit stb.) tartoznak (Telkibánya).



3. ábra: Tömbös (alul) és lemezes (felül) elválású piroxénandezit átmenete (Fony, Gergely-hegy)

Dácitok

A dácitok tömeges–pados, helyenként oszlopos elválású kőzettestjei szintén szubvulkáni vagy effuzív anyagszolgáltatáshoz kapcsolódnak. Piroklasztitjai mellett (agglomerátum, breccsa, lapillitufa) törmelékfolyás formájában átmozgatott vulkanoklasztitok is jellemzőek (tokaji Nagy-hegy). Színük ásványos összetételüktől függően rózsaszín és sötétszürke (4. ábra) között változik. A hegység déli és keleti részén jelentős elterjedésű a piroxéndácit (tokaji Nagy-hegy, Cigány-hegy), ritkábban piroxén-amfiboldácit (gönci Hársas) vagy amfibol-(biotit)dácit (Milic-csoport) fordul elő. Fenokristály-tartalma nagyobb az andezitekénél, elérheti a 40%-ot is, sőt mikroholokristályos is lehet (Erdőbénye, Mulató-hegy–Barnamáj).



4. ábra: Piroxén dácit építőkövek, Tokaji-hegy, Tarcál

A porfíros (hialopilites, vitroporfíros) szövetű kőzetben a színes kőzetalkotók mellett plagioklász, szanidin és gyakran kvarc jelenik meg. Az alapanyag sokszor devitrifikálódott, mikrokristályos. Több helyen gyakoriak a holokristályos (andezites összetételű) zárványok. Ide tartoznak a Vágáshutai Dácit Sátoraljaújhely és Vágáshuta közötti kúpjai és a Tarcali Dácit (pl. tokaji Nagy-hegy, füzéri Vár-hegy, Milic-csoport). A dácit kálimetaszomatizált változatait (K_2O -tartalom: 9,8–11,3%) a Szávahegyi Dácit egység, a piroklasztitokat a Mádi Dácittufa egység tartalmazza.

Riolitok

A nagy szöveti változatosságban megjelenő riolitos lávakőzetek a Kárpát-medence legnagyobb tömegű felszíni riolit-előfordulásai. Két fő litológiai egységüket a szürke–fekete üveges (horzsás, szferolitos, perlites szurokkő, obszidián) és mikrokristályos (vörös, szürke fluidális riolit; 5. ábra) változatok alkotják. A tömeges vagy változó mértékben breccsásodott (autoklasztit, hialoklasztit) perlitváltozatok a lávatestek szegélyzónájában jelennek meg, de különálló extrúziók formájában is ismertek (szubmarin lávadóm, Pálháza). A riolitok különböző szöveti, szerkezeti változatai (fluidális, szferolitos, litoidos) a lávadóm/lávaárak központi zónáit reprezentálják. A változó mértékben hidratált perlitokban obszidiánmagok (marekanitok) főként a déli hegység részen jellemzőek (pl. Lebuk perlitfal, Erdőbénye).



5. ábra: Fluidális riolit, Erdőbénye, Rókabérc

A riolitkőzetek fenokristály-tartalma általában 10% alatti, dominál a kvarc, plagioklász, biotit, a déli hegység részen a szanidin is. Fekü kőzeteket vagy a beágyazó környezetüket a regionális piroklasztitok képezik (Sátoraljaújhelyi és Vizsolyi Riolit Lapillitufa Formáció). A Sátoraljaújhelyi Formációhoz kapcsolódó perlites riolitbenyomulásokat, lávatakarókat a Végardói Riolit egység reprezentálja (Sárospatak–Somlyód, Kovácsvágás–Baradla). Legnagyobb tömegűek a Telkibányai Riolitnak a Szerencsi Riolit Lapillitufa piroklasztit egységeivel összefogazódó lávadóm-előfordulásai (pl. Szerencs-kaldera, Telkibánya, Erdőbénye–Erdőhorváti). Döntően szárazföldi környezetben képződtek (pl. Telkibánya), de jellegzetes a szubmarin, peperites–hialoklasztos kifejlődés is (Pálháza). A riolitok nagyméretű hólyagüregeit több helyen érte hidrotermás mineralizáció (Telkibánya, Nagyhuta, Monok). A legfiatalabb, Vizsolyi Riolittufa Formációra települő, egykor többé-kevésbé összefüggő lávadómmező lepusztult roncsait a Sulyomtetői Riolit egység tartalmazza (Abaújszántó). A Pusztafalui Riodácitba (Pusztafalu, Regéc) sorolhatók a riolit és dácit közötti átmeneti riodácit, riodácit-perlit képződmények (pusztafalui Tolvaj-Hársas).

A dominánsan lávakőzetekből felpülő kőzettestek vastagsága változó. Legnagyobb a Regéci kaldera vulkáni felépítménye, ahol az andezites összlet vastagsága a 800 métert is meghaladja. A dácitos, riolitos, gyakran több fázisban egymásra települő kisebb lávafolyások és lávadóмок estében ennél kisebb vastagsággal számolhatunk (100–500 m). A radiometrikus koradatok elég nagy intervallumot fognak át 14–10,5 millió év között. A legnagyobb tömegű vulkanit a szarmata emeletben, 12,5–11,5 millió év közötti időszakban képződött. Ettől fiatalabbnak a Tarcali dácit koradatai (Füzér, Tokaji-hegy; 10,5 millió év) bizonyultak. A vulkanizmus záróképződménye (pannóniai eleje; 9,6 millió év) 100 méter összvastagságú bazaltos lávakőzet, kisebbrészt vulkanoklasztit (Apróhomoki Bazalt).

3.2. Piroklasztit formációk

A hegység területén feltárt legidősebb piroklasztit egységet a Hidasnémeti-1 fúrás (1. ábra) 1534–1538 méter között harántolt lapillitufa képviseli. A kor és geokémiai adatai alapján ($14,24 \pm 0,06$ millió év; Lukács et al., 2024) a Bükkalja területén dokumentált Harsányi Riolit Lapillitufa Formációt képviseli (Lukács et al., 2024). E fölött 3, döntően helyi centrumokhoz köthető formáció fejlődött ki nagyobb vastagságban 13,2 és 11,5 millió év között (2. ábra).

Sátoraljaújhelyi Riolit Lapillitufa Formáció

A formációt riolitos–riodácitos összetételű lapillitufa–tufa építi fel (6. ábra). Alapanyagában dominál az üvegtörmelék. A litoklasztok mennyisége változó, a Vilyitány környéki változatokban éri el maximumát

(40%). Itt az aljzatból származó kőzettörmelék (csillámpala, gneisz, homokkő) dominál. Legelterjedtebb változatai a különböző mértékben összesült piroklaszt-sűrűségár képződményekből létrejött kőzetek. A vízben felhalmozódott anyag gyakran zeolitosodott. A sárospataki Megyer–Király-hegy vonulat kőzetei intenzív hidrotermális átalakulást (kovásodás, alunitos–kaolinites zónák) szenvedtek. Az itt talált ősmaradványok (Pecten, Cardium, Chlamys) a vízben történő felhalmozódás mellett a bádeni kort is megerősítették. Jellegzetesek még a szórt változatok (Nyilazóbánya) és az üledékek keveredő áthalmozott tufa-tufit típusok (Makkoshotyka). Ásványos összetételében a kvarc, szanidin, plagioklász és biotit uralkodik, a kristálytörmelék több helyen túlsúlyba kerül az alapanyagban. Felszínen főként a Tokaji-hegység északkeleti részén (Sárospatak, Makkoshotyka, Kovácsvágás) domináns. Megjelenik a Bodrogek, Nyírség fúrásaiban. Altípusai több felhagyott kőfejtőben (Nyilazóbánya, Megyer-hegy) és eróziós árkokban-völgyekben (Kovácsvágás, Makkoshotyka) tanulmányozhatók.



6. ábra: Horzsa-kőgazdag lapillitufa, Mikóháza

Fentiekől főként kemizmusban térnek el a Csattantyúi Tagozat riodácittufái, riodácitjai (Tokaji-hg: Kishuta-1 fúrás; 1. ábra). Vastagsága a fúrásokban a több száz métert is elérheti. Korát a jelentős szórást mutató K–Ar adatokhoz képest (Hallós-völgy, biotit 14,6 millió év, Somlyód, földpát 13,8 millió év) az újabb cirkon U–Pb vizsgálatok (Vilyvitány, Mikóháza, Sátorajújhely feltárások) 13,24–13,1 millió évben határozták meg.

Szerencsi Riolit Lapillitufa Formáció

A formáció anyagában dominál a riolitos összetételű, mátrix- vagy szemcsevázú, horzsa-kőben és litoklasztban gazdag lapillitufa, tufa. A fenokristályok közül dominál a kvarc, plagioklász, szanidin, biotit. A Tokaji-hegység déli részén nagyobb K_2O - (>5%) és szanidintartalom jellemző. A korábban tagozatokként elkülönített, szórt vagy piroklaszt-sűrűségárhoz kapcsolódó változatok önálló térképi megjelenítése legtöbb esetben nem lehetséges. Egy kitörési egységen belül is többször megfigyelhető ismétlődésük, egymásba fogazódásuk (pl. Abaújhá-

völgy). Legnagyobb tömegűek a laza vagy változó mértékben összesült, szárazföldi térszínen felhalmozódott lapillitufák.



7. ábra: Hidrotermálisan bontott riolit lapillitufa (Mád), kimállott horzsa-kővel és litoklasztokkal

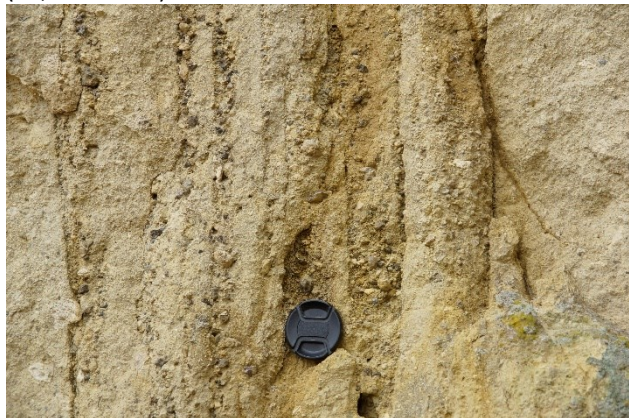
A partszegélyi-lagunáris vagy nyíltabb vízi közegbe lerakódott változatoknál jellemző az áthalmozás, zeolitosodás (Rátka), bentonitosodás vagy az üledékanyaggal változó mértékben keveredő tufitos jelleg. Az explóziókat intenzív hidrotermális működés (Mád, Füzérradvány) kísérte (7. ábra). A kovásodás mellett gyakori az agyagásványos elbontás (kaolinit, montmorillonit, illit). A hidrotermális működéssel kapcsolatos tavi kovaüledékek (kova-föld, limnoszilic, gejzirit) az Erdőbényei Tagozatban kerültek elkülönítésre. A formáció fő előfordulásai riolitos kalderaszerkezetekhez kötődnek, ahol a vastagság a 350–500 m-t is elérheti (Hegyköz, Szerencs, Erdőbénye–Erdőhorvati-kaldera) Kora a korábbi K–Ar koradatok alapján (12,2–11,7 Mév). Az aluniton mért korok (10,9 Mév) a hidrotermális működés időben elhúzóására utalnak. Az újabb cirkon U–Pb adatok pontosították a keletkezési korukat és a Hegyköz–Telkibánya (12,6–12,3 Mév) valamint Szerencs környéki (12,0 Mév) piroklasztitok idő- és térbeli elkülönítését indokolják.

Vízszolyi Riolit Lapillitufa Formáció

A formációt riolit lapillitufa horzsa-kőben (átmérő akár 0,5 m) és litoklasztokban (andezit, riolit) gazdag (20–50%) egységek építik fel. A piroklaszt-árakból származó, szárazföldi körülmények között lerakódott ignimbrit osztályozatlan, tömeges, helyenként pados megjelenésű. A vízszolyi kőfejtőben gyakoriak a piroklaszt-árakra jellemző litoklasztgazdag, függőleges gázkifúvási (fumarola) csatornák (8. ábra).

Fenokristály-tartalma csekély, 5–10 tf% közötti, amelyben a domináns kvarc és plagioklász mellett szanidin, piroxén és biotit jellemző. Mátrixában uralkodnak a változatos alakú kőzetüvegszilánkok. Több helyen kovásodott (Boldogkővár, Szent Iván-hegy). Jellemzőek még a fluvialis, limnikus körülmények között áthalmozott, esetenként diatomás és tufitos kőzetek. A piroklasztitok felső részének összefogazódása szarmata

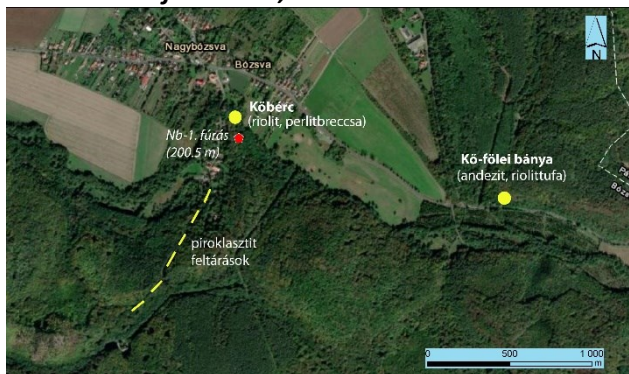
(esetleg pannóniai) üledékekkel számos helyen megfigyelhető. Itt a lapillitufa- és tufiszintek között lignittelek is települnek. Az átlagos vastagság 50 m körüli, de a centrumok környékén 100 m fölé is kivastagodhat. Lerakódására a szarmata–pannóniai üledékekkel való összefogazódás nyújt támpontokat. A szarmata végi – pannóniai eleji képződést erősítik meg a K–Ar (litoklaszt teljes kőzet, 11,2 Mév) és cirkon U–Pb (11,5 millió év) koradatok is.



8. ábra: Gázkifúvási csatornák lapillitokban gazdag anyaga, Vizsoly, községi kőfejtő

4. A 14. Kőzettani és Geokémiai vándorgyűlés terepbejárásának megállói

4.1. A Kőbérc és a Szőlőske-oldal riolitos piroklasztit és lávakőzet feltárásai, Bózsza



9. ábra: Nagybózsza Kőbérc és Szőlőske-oldal feltárásai

Az első megálló (9. ábra) a szarmata eksplozív vulkáni működés (Szerencsi Riolit Lapillitufa Formáció) Hegyközi tufa egységének riolitos piroklasztitjait és a kapcsolódó riolit lávakőzeteket mutatja be (Telkibányai Riolit egység). A terület megismeréséhez Szádeczky (1886) és Borbély (1922) korai összefoglaló munkái mellett az 1:25000 méretarányú földtani térképezés (I. Perlaky, 1978) szolgáltatott adatokat. Mélyfúrások közül a Kőbércen mélyített Nagybózsza-1 (Nb-1; 200,4 méter) mellett fontos kiemelni a Páska-tető perlitterület részletes megkutatását (Zelenka et al., 2016) és az 1000 méter mélységű Füzérkajata-2 (Fk-2) és Kishuta-1. (Kh-1)

alapfúrást (1. ábra; I. Perlaky, 1972). Ezek alapján a szarmata eksplozív-effuzív sorozat bázisát az Nb-1 fúrás által 173 méternél elért, Kozárdi Formációba sorolható agyag, agyagos finomhomok, tufás agyag, vegyestufit alkotja. A Kőbércen mélyült fúrás ezt követően csak mikrokristályos riolit változatokat (vörös, szferolitos, litfízás riolit; 70–169 m) és változó mértékben fragmentált horzsaköves perlitet (3–70 m) harántolt (10. ábra). Maga a Kőbérc kissé bázisosabb, horzsás, fenokristálygazdagabb anyaga (SiO_2 : ~70%) fiatalabb effuzív működés eredménye.



10. ábra: Horzsás perlit anyagú litoklaszt breccsa, Kőbérc

A Szőlőske-oldal ÉNy-DK-i csapású völgyoldalában kisebb kőfejtő és ennek folytatásában egy útbevágás tárja fel a lávatestek mellett települő piroklasztit sorozatot. A rétegsorban szemcseméret és a litoklasztok megjelenése alapján három fő egység különíthető el. Alsó részét a Hegyközi összlet jellegzetes, több helyen bányászott litofáciése, a masszív lapillitufa (mLT) alkotja. A feltárásban több, vastagpados, osztályozatlan, mátrix-vázú piroklasztár egység egymásra települése figyelhető meg, amelyek becsült összvastagsága 15–20 méter. A második egység elkülönítését a szemcseméret növekedés mellett a megjelenő diffúz rétegzettség indokolja (11. ábra). Jellegzetes a horzsakövek hossz tengelyének a rétegzés síkjával bezárt szöge (imbrikációja).



11. ábra: Horzsakőgazdag lapillitufa, Szőlőske oldal

A harmadik, legfelső egységben nagyméretű ($\varnothing$ dm) perlit és riolit litoklasztok jelennek meg, amelyek néhány méter után kiékelődő lencsákat alkotnak (12. ábra). A rétegsor utólagos tektonikai igénybevételét jól kirajzolják a piroklasztár egységek határvonalainál látható elmozdulási síkok. Mindhárom egység mátrixában dominál az üde kőzetüveg (50–70%), amelyben horzsakövek (0,5–1 mm), üveges és mikrokristályos, valamint nem vulkáni eredetű (kvarcit, fillit) litoklasztok jelennek meg. A fenokristályok között dominál a plagioklász, alárendelten biotit és kvarc figyelhető meg.



12. ábra: Kiékelődő litoklaszt gazdag réteg a piroklasztit sorozatban, Szőlőske oldal

A piroklasztitokra a Páska-tető perlitbányászati területen részletesen dokumentált fiatalabb lávadóm sorozat kőzetanyaga (perlit, perlitbreccsa, riolit) települ. Ásványos összetétele megegyezik a piroklasztit sorozatával. A kisbózsavai útélágazás szomszédságában viszont koherens és fragmentált andezites lávák települnek a piroklasztitok eróziós felszínére (Kő-főlei bánya).

Az itt feltárt sorozat korára korábban az üledékes kőzetek ősmaradványai (NN5 biozóna), és K-Ar (teljeskörzet) vizsgálatok eredményei szolgáltattak adatokat (Kishuta-1 fúrás 12,3–12,0 $\pm$ 0,5 Mév; Pécskay et al., 1987). Ezeket pontosítják a cirkon U-Pb és az andezit alapanyagon mért K-Ar korvizsgálatok. A piroklasztitoktól (Bózsava: 12,5 $\pm$ 0,03 Mév) fiatalabbak a lávadóm sorozat (Emberkő: 12,49 $\pm$ 0,06 Mév; Kőbérc: 12,37 $\pm$ 0,06 millió év) cirkon (U-Pb) koradatai. A Kő-főlei bánya piroklasztitra települő andezitjének alapanyagán mért K-Ar radiometrikus kor 12,1 $\pm$ 0,2 millió év.

4.2. Som-hegy andezit-riolit bimodális lávadómkomplexum, Pálháza

A magyarországi perlitbányászat és feldolgozás központjaként a Pálháza Som-hegy (13. ábra) a Tokaji-hegység egyik legrészletesebben tanulmányozott objektuma. A Som-hegy északi lábánál lévő Gyöngykő-hegyi kibúvás 6–8 m magas, öt- és hatszögű oszlopos perlitjeit részletesen először Liffa Aurél írta le (Liffa, 1953).



13. ábra: A Pálháza perlitbánya helyszínrajza és terepbejárás során vizsgált litofáciái

A kutatás sikere nyomán 1958-ban nyílt meg az ország első perlitbányája, amely jelenleg is termelés alatt áll. A készletek művelését több fázisban mélyfúrások teleptani kutatások kísérték (Sántha, 1966; Mátyás & Sántha, 1975; Zelenka & Földessy, 2006). Ezek során több mint 100 db kutatófúrás mélyítették meg a fekvő változó mélységben elérve rajzolták meg a koherens és breccsás perlitváltozatok térbeli kiterjedését. A kutatások anyagának vulkanológiai szempontú értelmezése Zelenka Tibor nevéhez fűződik, akinek több évtizedes kutatásai fontos megállapításokkal járultak hozzá a perlitestek kifejlődésének megismeréséhez (Zelenka, 2001, 2013). Az üledékes összletbe nyomult láva kontakt jelenségeit Németh et al., (2008) értelmezte. Ezek mellett a Som-hegy rétegsorának egyéb képződményei kevesebb figyelmet kaptak. Így a bánya mellett megjelenő fekvő andezit feltárásait, valamint a fedőösszlet piroklasztit és láva képződményeinek kifejlődési sajátosságait nem értelmezték. A teljes rétegsor leírását egy megszakadt PhD kutatómunka keretében dolgoztuk fel (Sipos et al., 2020).

Feküképződmények

A perlités lávadómkomplexum fekvő képződményeit a bánya területén, a keleti fal vetőzónáját és néhány nagyobb blokkot leszámítva csak fúrásban dokumentálták. A vulkanotektonikai sajátosságoknak köszönhetően azonban a Som-hegy északkeleti oldalán húzódó szurdokvölgyben (Kujin-gödör) nagy vastagságban (130 m) tanulmányozhatók.

A Som-hegyi komplexum legmélyebb helyzetű litofáciája a *horzsaköves lapillitufa*. A képződmény a Kujin-gödörben 225–230 m tszf. magasságban tárol fel, amelyet andezit breccsa (mlBr_{and}) lecsúszott blokkjai szakítanak meg a völgy oldalában. A szint mintegy 250 méteres tszf. magasságig követhető (2. ábra). Mivel a bánya területén mélyült fúrások sem harántolták teljes vastagságban, a feltárások alapján ez 20–25 méterre becsülhető. A lapillitufa finom (üveg és kristály törmelék) frakcióban gazdag, gyakran rétegzett, a horzsakövek mérete 2–5 mm. Többnyire pados megjelenésű (15–40 cm).

A tufára települő *andezites* *összlet* domináns litofáciése a szürke-fekete színű andezit breccsa (14. ábra) és koherens andezit.



14. ábra: Nagyobb mátrixtartalmú andezit breccsa a bányaudvar keleti oldalán

Észlelési pontjai között jelentős magasságkülönbség dokumentálható. Feltárásokban a lapillitufa fölött 240–280 m közötti magasságban jelenik meg. A bánya keleti oldalán lévő vetőzónában magassága 220–230 m közötti. A Pálháza 2. fúrás (272 m tszf.) 144–200 méter mélységközben harántolta és abban is állt meg. Ezek alapján vastagsága meghaladhatja az 50 métert. A breccsa jellemzően szemcsevázú, a mátrix aránya mintegy 15–20%. A magasabb szinteken (és a bányában) a mátrixtartalom erősen növekszik (14. ábra), a kisebb szögletes blokkok átmérője 25–40 cm, a nagyobbaké meghaladja az 1 métert. A tömeges megjelenésű breccsában koherens andezit lávpadok jelennek meg (<1 m). Látványosabbak a néhány méter vastagságú, fokozatosan breccsába átmenő oszlopos ($\varnothing$ 20–30 cm) elválású részletek. Az andezitklasztok és láva alapanyaga gyakran hólyagos. A nagy mennyiségű plagioklász mellett (20%) piroxén, amfibol és biotit azonosítható.

A fúrások és a bánya mélyebb szintjeinek rétegsora alapján az andezitbreccsára andezit konglomerátum (5–10 m), valamint tufitos, gyengén bentonitos agyag és homokkő sorozat (2–5 m) települ.

Perlittest

A bányaműveléssel feltárt központi perlittösszlet (15. ábra) több fázisú szubmarin környezetben intruzív-extruzív kőzettest, amely részben az agyagos üledékek közé nyomult, részben azokat áttörte.



15. ábra: A bányaudvar központi fala. A koherens perlittestek sötét, a fragmentált perlitbreccsa jellegű részek világos színnel jelennek meg

Litofáciесеi a láva-mellékkőzet kölcsönhatás eredményeként alkultak ki és koherens, valamint változó mértékben fragmentált litofációsekre tagolhatók (Németh et al., 2008). A koherens, oszlopos testek átmérője 20–50 méter között változik (15. ábra).



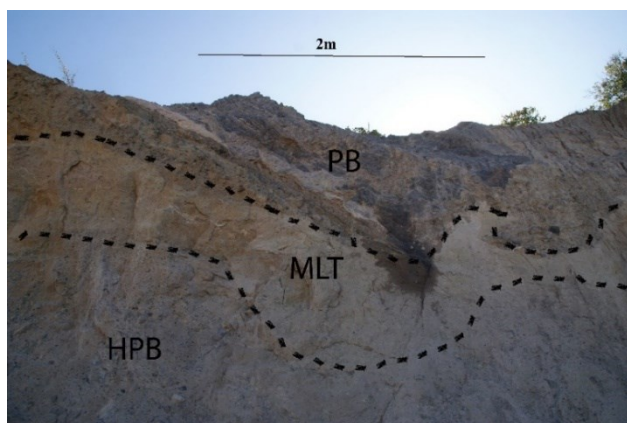
16. ábra: Oszlopos elválású koherens perlit

Az oszlopok gyakran hajlottak, ívesek, átmérőjük 0,2–1 méter közötti (16. ábra). A breccsák a koherens testek környezetében saját anyagúak, ettől távolodva egyre több idegen klaszt (agyag, andezit, dácit, riolit) keveredhet hozzá. Az üledékek közé nyomult zónák esetében szediment-láva keveredési kontakt jelenségek (peperit), továbbá fényes csúszásnyomok dokumentálhatók. A tengervízzel közvetlenül érintkezett részekben a fragmentáció hialoklasztit jellegű. A korábban explóziós eredetűnek tartott, vegyes litoklasztokat tartalmazó felső részeket a lávadóm-krioptódóm *összlet* szegélyén átmozgatott (re-deposited) hialoklasztit képződményként értelmezték.

Fedőképződmények

A szumbarin lávadóm *összlet* (elsődleges és áthalmozott) egyenetlen felszínére kb. 260 m tengerszint feletti magasságban 5–6 méter vastag, osztályozatlan, mátrixgazdag *horzsaköves lapillitufa* települ (MLT; 17. ábra). A keleti oldalon még 3–4 m vastagságú képződmény jelentősen elvékonyodhat (15–20 cm). Mátrixa (kőzet-, üveg- és kristálytörmelék) teljesen rétegzetlen. A szögletes – változó mértékben lekerekített litoklasztok (perlit, riolit) átlagos szemcsemérete 1–7 cm.

A lapillitufára egy szemcsevázú *perlitbreccsa* települ (17. ábra). Vertikális kiterjedése a fejtési viszonyok miatt nem megállapítható, de a 3–4 métert általában meghaladja. A perlitklasztok átlagos szemcsemérete 20–50 cm, a legnagyobbak meghaladják az egy métert (de 3 m-es perlitblokk is előfordul). A rosszul osztályozott, blokkosan feldarabolódott *összlet* felfelé egyre koherensebbé válik. A klasztok alapanyaga tömör (perlites) és horzsás üveg.



17. ábra: A horzsás perlitbreccsa (HPB), a masszív lapillitufa (MLT) és a perlitbreccsa (PB) egymásra települése, perlitbánya 5. szint

Az 5. szint tetején vékonypados-lemezes elválású, lávaár jellegű *andezit* jelenik meg. A porfiros szövettű andezit mikrohologokristályos alapanyagában (50%) dominál a több mérettartományban is megjelenő ortopiroxén (30%, 100–1000 μm), illetve a plagioklász (17% 100–1000 μm). A Som-hegy tetőrégiójában mikrokristályos alapanyagú, hólyagüregekben gazdag riolit (plag, bi, q) települ, amelynek nagy, akár méteres blokkjai a tetőrégióig (486 m) követhetők.

A korábbi teleptani vulkanológiai vizsgálatok részletesen dokumentálták és értelmezték a Som-hegyi perlitess összlet kifejlődési sajátosságait. Rögzítették a mintegy 0,5 km²-nyi területű riolitos komplexum vetőkkel határolt jellegét (Németh et al., 2008; Zelenka & Földessy, 2006; Zelenka, 2013), amely az andezites breccsák elhelyezkedése alapján mintegy 50 méteres elmozdulást jelöl.

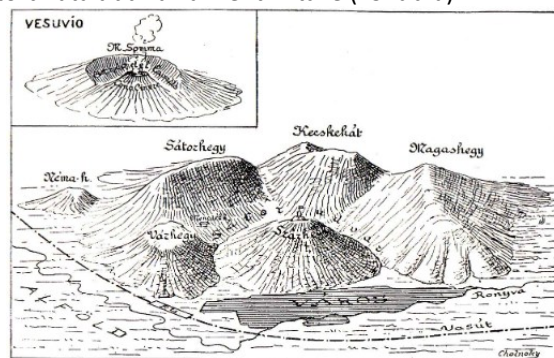
A fekvő és fedő képződmények vizsgálata megerősíti a vulkanizmus egyidejű, bimodális andezites-riolitos jellegét. A hialoklaszt és autobreccsa jellegű fragmentáció, valamint a peperites kontaktjelenségek alapján a riolitos és andezites vulkáni működés is szubmarin körülmények között kezdődött. A fedő képződmények kifejlődése azonban őskörnyezeti változást jelez. A hegyközi tufa kifejlődése és a rétegsort záró riolitos-andezites lávák már szárazföldi környezetben képződhettek. A korvizsgálatok eredményeit összehasonlítva a perlit teljeskörűen mért adatainál (13,94–13,37 $\pm$ 0,4 millió év; Németh et al., 2008) jelentősen fiatalabb eredményt adott az összleten végzett cirkon U-Pb kormeghatározás (12,37 $\pm$ 0,05 millió év). Az Atommagkutató Intézetben, az alapanyagban végzett K-Ar vizsgálatok eredményei alapján ezzel időben átfed az idősebb andezit képződése (12,2 $\pm$ 0,16 millió év). A felső szinteken feltárt andezites (12,0 $\pm$ 0,17 millió év) és perlitess lávák (11,2 $\pm$ 0,16 millió év) már fiatalabb működési fázisra utalnak.

4.3. Szár-Vár-hegyek dácit lávadóm és piroklasztit feltárásai, Sátoraljaújhely



18. ábra: A Sátoraljaújhely fölött emelkedő hegycsoport

A Sátoraljaújhely fölött emelkedő, félkörívet formáló hegycsoport (18. ábra) a Tokaji-hegység legrégebben tanulmányozott képződményei közé tartozik. Tulajdonképpen maga a település is a hegyek jellegzetes sátor alakjáról kapta a nevét, amely a Tokaj-hegylajai borvidék ÉK-i sarokpontja is egyben. Első részletes leírása Szabó J. (1866) nevéhez fűződik, aki már ekkor elkülönítette a Nagy-Szava-hegy környékének kálimeszomatizált kőzeteit (amfiboltrachit). Hoffer által (1925) gyűjtött kőületek alapján korát sokáig szarmatának tartották, amelyet a Boglyaska felső-bádeni faunájának leírása tisztázott (Csepregyhéjné Meznerics, 1966). Sok vitát generált Cholnoky (1936) vulkánrekonstrukciója, aki a hegykoszorút a Vezúv-Monte-Somma analógiája alapján „kaldera belsejében kitört fiatalabb vulkánként” írta le (19. ábra).



19. ábra: A sátoraljaújhelyi hegyek csoportosulása” (Cholnoky, 1936)

A dácitokkal később Gyarmati (1977) foglalkozott részletesen, aki a riolittufával feltárt kontaktjelenségek alapján szubvulkáni benyomulásokként értelmezte őket. A Rudabányácska környéki ércesedés hidrotermális átalakulási zónáit Molnár (1994) vizsgálta. A piroklasztit sorozat cirkon U-Pb korvizsgálatok eredményei nemrégiben kerültek publikálásra (Lukács et al., 2024). A konferencia kiadványban pedig olvashatók a dácit petrogenetikai vizsgálatának legfrissebb eredményei is

(Udvardy et al., 2024). A hegycsoport a Zempléni Kalandpark részeként fontos turisztikai célterületté vált, így elég sok új, mesterséges feltárás létesült. Ebben készült el a Nemzeti Összetartozás Hídja, amely gyalogos kötélhíddal kötötte össze a Szár- és Vár-hegyet. Ezzel különleges lehetőséget teremtett, hogy a hegycsoportot új perspektívából tudjuk majd megtekinteni. Hasonlóan fontos fejlesztés volt a Sátoraljaújhelyi vár régészeti feltárása és rekonstrukciója. A várfalat szimbolizáló acélszerkezet kilátópontjáról nemcsak a lávadómok, hanem a távolban a Zempléni-dombvidék (Szlovákia) szelíd riolitos hátai is látszanak majd. A terepbejárás így a Szár-hegy lávadómjáról indulva sétál át hídon és a Vár-hegy piroklasztit és dácit feltárásainál ér véget.

Ennél a megállópontnál a Tokaji-hegység idősebb képződményeit vizsgáljuk. A felső-bádeni rétegsor idősebb kőzeteit a riolitos piroklasztitok alkotják (Sátoraljai Riolit Lapillitufa Formáció), amelyek feltárásai Sárospataktól (Megyer-hegy) egészen a prekainozóos kőzetek (Vilyvitányi Csillámpa, Kásói Formáció) határmenti kibúvásaig húzódnak (1. ábra). A kőzetsorozatot nagyon változatos litofáciesek alkotják, amelyben a hidrotermális elbontás jellege és a litoklasztok megjelenése alapján több helyi változatot különíthet el. Dominál a horzsakőgazdag lapillitufa (Mikóházi, Óbányai tufa), amelynek változó mértékben bontott (zeolitos, agyagásványos) változatait Sátoraljaújhely, Mikóháza és Vágáshuta települések környezetében találjuk.

Építőipari adalékanyagként (trasz) a múlt században több kőfejtőben fejtették (Torzsás, Boglyaska). Az alaphegység felé (É, ÉK) haladva megjelennek a nem vulkáni litoklasztokban (csillámpa, gneisz) gazdag változatai (Regmeci tufa). Sárospatak környékének jellemző kőzete a kovásodott malomkő tufa. A legújabb cirkon U-Pb kormeghatározási eredmények alapján a legidősebb kort a lávadómok környezetében az egykori torzsási traszkőfejtő környékén gyűjtött lapillitufa adta ($13,24 \pm 0,06$ millió év). Míg legfiatalabb képződménynek az alaphegységre települő Vilyvitányi-kőfejtő ($13,1 \pm 0,07$ millió év) lapillitufája bizonyult.

Ebbe a piroklasztit sorozatba nyomultak bele a piroxén-amfibol dácit lávadómok, amelyek kontaktjelenségeit elsőként Gyarmati (1977) jellemezte részletesen. A benyomulás jellege a pálházaihoz hasonlóan részben kriptodómként, részben a tufákat áttörő extrúzióként értelmezhető. Sajnos az elmúlt évtizedekben elég sok feltárás környezete megváltozott vagy megsemmisült. A kontaktjelenségeket a Vár-hegyen megvalósult fejlesztésekhez kapcsolódó mesterséges feltárások segítenek rekonstruálni.

A lávadómok központi fáciesét a koherens, vöröses rózsaszín piroxén-amfibol dácit alkotja. Szövege a Szár-hegyen folyásos, elválása szabálytalan, tömeges (20. ábra). A Vár-hegyen a híd alatt szövege már irányítatlan, de pados elválása meredek lefutású (21. ábra).



20. ábra: A Szár-hegy lávadómjának hullámzóan folyásos dácit lávakőzete



21. ábra: A dácit meredeken lefutó pados elválása (Vár-hegy)

A tufába nyomult dácit kontaktjelenségeit a Vár-hegyen tanulmányozhatjuk, ahol a látogatóközpont melletti kőzetfal és a várak nyújt új feltárásokat. A konszolidálatlan piroklasztitok közé nyomulva a dácit változó mértékű fragmentációt szenvedett. Mátix- (22. ábra) és törmelék-dominanciájú részek egyaránt előfordulnak.



22. ábra: Mátix dominanciájú dácitbreccsa. A mátix anyaga finomszemcsés riolit lapillitufa

A blokkok színe szürke-fekete, alakjuk változatos (szögletes, lekerekített). Méretük a fragmentáltabb részekben 1–10 cm, de a nagyobb blokkok átmérője a 0,5 métert is eléri. Ezek környezetében gyakori a kisebb méretű, hozzájuk illeszkedő szilánkos törmelék (23. ábra).



23. ábra: Nagyobb méretű dácit blokk fragmentációja a várárokból

A Vár-hegyre vezető úton találtunk a tufát dyke-szerűen áttörő kőzettörmeléket (~2m). Ezeket a szöveti változatokat a terület földtani térképezése során peperitként értelmezték (Gyarmati 1977). Ezt annyiban lehet kiegészíteni, hogy az ilyen jellegű képződményeket blokkos peperitként írták le (pl. Martin & Németh, 2007). A koherens lávatestek szegélyének változó mértékű autobreccsásodásával finomabb frakcióban gazdagabb vagy durvablokkos törmelék dominanciájú változatok jönnek létre. Ilyen jelenségek freatomagmás bazalt sorozatok (Martin & Németh, 2007) vagy párnalávák (Hruskov et al., 2008) környezetében gyakoriak.

A dácitvulkanizmus korára egyelőre a korábban publikált K-Ar adatok nyújtanak támpontot. Ezek a települési viszonyoknak megfelelően fiatalabbak a piroklasztit mellékkőzetektől. Az általuk átfogott tartomány viszont elég széles ($12,9 \pm 1,1$ – $11,5 \pm 0,5$ millió év). Újabb cirkon U-Pb kormeghatározás eredményei a közeljövőben várhatók. A kirándulásvezetőben szereplő koradatok megtalálhatók az 1. táblázatban.

1. táblázat: A 14. Közettani és Geokémiai vándorgyűlés terepbejárásában szereplő feltárások radiometrikus koradatai. Az alapanyagot mért K-Ar adatok a HUN-REN Atommagkutató Intézet geokronológiai laboratóriumában Argus VITM nemesgáz tömegspektrométeren készültek.

	formáció/ kőzettani egység	lelőhely	kőzet	frakció	kor (millió év)	irodalom
Nagybózsza	Telkibányai Riolit	Kishuta-1 fúrás 67,4–74,7m 634–638m	riolit	teljes kőzet (K-Ar)	$12,0 \pm 0,5$ $12,3 \pm 0,5$	Pécskay et al. 1987
		Nagybózsza, Kőbérc	riolit	cirkon (U-Pb)	$12,37 \pm 0,06$	ebben a tanulmányban
		Nagybózsza, Emberkő	riolit	cirkon (U-Pb)	$12,49 \pm 0,06$	ebben a tanulmányban
	Szerencsi Lapillitufa Formáció	Nagybózsza, Szőlőske oldal	lapillitufa	cirkon (U-Pb)	$12,49 \pm 0,06$	ebben a tanulmányban
	Baskói Andezit	Kő-főlei bánya	piroxén andezit	alapanyag (K-Ar)	$12,1 \pm 0,2$	ebben a tanulmányban
Pálházi perlitbánya	Telkibányai Riolit		perlit	teljes kőzet	$13,94 \pm 0,44$ $13,37 \pm 0,42$	Németh et al. 2008
		2. szint	perlit	cirkon (U-Pb)	$12,37 \pm 0,05$	ebben a tanulmányban
	Baskói Andezit	5.szint	piroxénandezit	alapanyag (K-Ar)	$11,2 \pm 0,16$ $12,0 \pm 0,17$	ebben a tanulmányban
	Kovácsvágási Andezit	3. szint	biotitos piroxénandezit		$12,2 \pm 0,16$	
Sátoraljaújhely	Vágáshutai Dácit	Vár-hegy	piroxénamfibol	teljes kőzet	$11,9 \pm 0,5$	Pécskay et al., 1987
		Sátor-hegy	dácit		$12,3 \pm 1,0$	
	Sátoraljaújhelyi Riolit Lapillitufa Formáció	Vár-hegy	lapillitufa	biotit	$12,3 \pm 1,2$	Lukács et al., 2024
		Sátoraljaújhely	lapillitufa	cirkon (U-Pb)	$13,24 \pm 0,06$	
		Magas-hegy	litoklaszt gazdag lapillitufa	cirkon (U-Pb)	$13,1 \pm 0,07$	

Irodalom

- Beudant F. S. (1822): Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année (1818). Chez Verdière Libraire Quai Des Audustines 25, 1–659.
- Borbély A. (1922): Pálháza környékének rhyolitos kőzetei, Doktori Disszertáció, Szeged.
- Bóczán B., Franyó F., Frits J., Láng S., Moldvay L., Pantó G., Rónai A., Stefanovits P. (1966): M-34-XXXIV. Sátoraljaújhely. Magyar- és Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 1–132.
- Cseh Németh J., Mátyás E., & Sántha P. (1991): Nagybózsza–Páskatető vulkáni üveg előfordulás összefoglaló jelentése és készletszámítása. Kézirat Budapest, OÉÁ MGSZ Adattár T 16044, 1–125.
- Csepregyhé Meznerics I. (1963): Ann. Naturhist. Mus. Wien, Bd. 66. (Friedrich Traut Festband), 121–124.
- Csepregyhé Meznerics I. (1966): Annales Hist.-nat. Mus. Nat. Hung., 58, 103–129.
- Frits J. (1959): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1955-1956. évekről, 55–64.
- Gyarmati P. (1969): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1967-ről, 287–297.
- Gyarmati P. (1977): Tokaji-hegység intermedier vulkanizmusa. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 58, 1–250.
- Gyarmati P. & Szepesi J. (2007): In: A Zempléni tájvédelmi körzet, Abaúj és Zemplén határán, monográfia, Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, pp. 15–44.
- Hajós M. (1959): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1955-1956 évekről, 65–71.
- I. Perlaky E. (1962): A Tokaji-hegység ÉNy-i részének földtani felépítése – SZTFH-Adattár.
- I. Perlaky E. (1972): A Tokaji-hegység harmadkori savanyú vulkanizmusa. Kézirat, SZTFH Adattár, 1–256.
- I. Perlaky E. (1978) Nyíri. Magyar- és a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25000-es sorozat. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 1–55.
- Koreczné Laky I. (1967): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1965 évről, 351–365.
- Koreczné Laky I. (1976): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1973-ról, 83–119.
- Liffa A. (1953): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1951-ről, 31–45.
- Lukács R., Guillong M., Szepesi J., Szymanowski D., Portnyagin M., Józsa S., Bachmann O., Petrelli M., Müller S., Schiller D., Fodor L., Chelle-Michou C. & Harangi Sz. (2024): Gondwana Research, 130, 53–77.
- Martin U. & Németh K. (2007): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 159, 164–178.
- Mátyás E. (1966): Földtani Kutatás, 9, 17–27.
- Mátyás E. & Sántha P. (1975): Összefoglaló jelentés és készletszámítás a pálháza perlit bányá kutatásáról
- OÉÁ. Hegyaljai Művek Kézirat. STZF Adattár T. 15187.
- Molnár F. (1994): Földtani Közlöny 124, 25–42.
- Molnár F., Zelenka T., Mátyás E. et al. (1999): In: Molnár F., Lexa J. & Hedenquist J (szerk.): Epithermal Mineralization Of The Western Carpathians. Society Of Economic Geologists, Guidebook series, pp. 109–155.
- Németh K., Pécskay Z. Martin U., Gméling K., Molnár F. & Cronin S.J. (2008): Hungary Geol. Soc. Spec. Publ., 302, 63–86.
- Palinkaš L.A., Bermanec V., Borojević Šoštarić S., Kolar-Jurkovšek T., Palinkaš S.S., Molnár F. & Kniewald G. (2008): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 178, 644–656.
- Pantó G. (1961): Földtani Közlöny, 91, 370–373.
- Pécskay Z (2012): A K-Ar kormeghatározási módszer alkalmazása harmadidőszaki vulkáni területek geokronológiai kutatásában. Akadémiai Doktori Értekezés, pp. 1–239.
- Pécskay Z., Balogh K., Székyné F. V. & Gyarmati P. (1987): Földtani Közlöny, 117, 237–253.
- Sántha, P (1966): Összefoglaló jelentés és készletszámítás a Pálháza-Gyöngyöshégyi perlitelőfordulásokról.
- Selmeczi I., Fodor L., Lukács R., Szepesi J., Sebe K., Prakfalvi P., Sztanó O. (2023): In: Babinszky et al. (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai egységeinek leírása II: Kainozoos képződmények.
- Sipos P., Szepesi J., Szemerédi M., Soós I., Németh B., Harangi Sz., Lukács R. & Pál-Molnár E. (2020): In: Fürj J. & Király E. (szerk.): Átalakulások, 11. Közöttani és Geokémiai Vándorgyűlés, Sopron, pp. 75–79.
- Szabó J. (1866): Matematikai és Természet Tudományi Közlemények, 4, 226–303.
- Szádeczky Gy. (1886): Értekezések a Term. Tud. Köréből, 16, 1–64.
- Szepesi J., Lukács R., Soós I., Benkő Zs., Pécskay Z., Ésik Zs., Kozák M., Capua D., A., Groppelli G., Norini G., Sulpizio R. & Harangi Sz. (2019): J Volcanol Geotherm Res., 385, 179–197
- Székyné Fux V. (1970): Telkibánya ércesedése és kárpáti kapcsolatai. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Tóth E. (2009): Őskörnyezeti változások a Középső-Paratethysben a szarmata folyamán a mikrofauna őslénytani és geokémiai vizsgálata alapján. Doktori értekezés, ELTE Őslénytani Tanszék, pp. 1–158.
- Townson R. (1797): Travels in Hungary with a short account of Vienna in the year 1793. London 11. pp. 261–303.
- Udvardy D., Lukács R., Szepesi J., & Harangi Sz. (2024): In: Buday T., Csámer Á., McIntosh R.W., Molnár K. & Virág A. (szerk.): Ahány kő, annyi történet. 14. Közöttani és Geokémiai Vándorgyűlés Előadás- és poszterkivonatok, HUN-REN Atommagkutató Intézet, Debrecen, pp. 109–110.

Zelenka T. (1964): Földtani Közlöny, 94, 33–52.

Zelenka T. (2001): Miskolci Egyetem Közleménye A sorozat. Bányászat, 60, 55–70

Zelenka T. (2013): European Geologist, 36, 19–21.

Zelenka T. & Földessy J. (2006): A pálházi perlit külfejtéses bányászati nyersanyagkészleteinek felülvizsgálata (2006. 01. 01. állapot szerint.) Kézirat, Miskolci Egyetem, Földtan-Teleptani Tanszék.

Zelenka T., Gyarmati P. & Kiss J. (2012): Central European Geology, 55, 49–84.

Zelenka T., Kristály F., Kasó A. & Hacskó P. (2016): In: Benkó Zs. (szerk.) Itt az idő! Kőzettani-geokémiai folyamatok és azok geokronológiai vonatkozásai MTA Atommagkutató Intézet, Debrecen, pp. 119–122.