





11. KŐZETTANI ÉS GEOKÉMIAI VÁNDORGYŰLÉS

ÁTALAKULÁSOK II.



© Magyarhoni Földtani Társulat, 2021 Minden jog fenntartva!

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

Szerkesztette Király Edit, Füri Judit

Lektorok Bartha András, H. Lukács Réka, Király Edit, Kónya Péter, M. Tóth Tivadar, Maros Gyula, Thamóné Bozsó Edit, Török Kálmán, Vígh Csaba

> Műszaki szerkesztő és DTP Piros Olga

Kiadja a Magyarhoni Földtani Társulat

Felelős kiadó

M. Tóth Tivadar az MFT elnöke

ISBN: 978-963-8221-83-4

Címlapkép

Egykori, hercyni, magmás albitporfiroklaszt, amely a nagy nyomású alpi metamorfózis hatására széttöredezett; fengitből, albitalszemcsékből és kvarcból álló erek szelik át (fotó: Török Kálmán)

ÁTALAKULÁSOK II.

11. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés Sopron, 2021. szeptember 2–4.

> Szerkesztette Király Edit, Füri Judit

Budapest, 2021

11. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés Sopron, 2021. szeptember 2-4.
Helyszín: Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet 9400, Sopron, Csatkai Endre u. 6-8.

Rendezők

Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport SZTE Ásványtani és Kőzettani Tanszék "Vulcano" Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport MTA GÁK Kőzettani Albizottság Magyarhoni Földtani Társulat

Szervezőbizottság

Király Edit (MBFSZ, a szervezőbizottság elnöke) Kovács István János (EK), H. Lukács Réka (MTA-ELTE VKCS), Harangi Szabolcs (ELTE, MTA-ELTE VKCS), M. Tóth Tivadar (SZTE), Pál-Molnár Elemér (SZTE), Füri Judit (MBFSZ), Török Kálmán (MBFSZ), Vígh Csaba (MBFSZ)

Támogatóink

Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Ipari Alkalmazások Zrt., AuroScience Kft., AustroLab Kft., Zeiss Kft., Per-Form Kft.



TARTALOM

ALMÁDI Gergely, Molnár Kata, Magna, Tomaš, Rapprich, Vladislav, B. Kiss Gabriella, Döncző	
Boglárka, Kertész Zsófia, Βενκό Zsolt	
Miért nincs jelentős ritkaföldfém-ércesedés a Phalaborwa komplexumban?	
Aradi László Előd, Spránitz Tamás, Guzmics Tibor, Berkesi Márta	
Multifázisú fluidumzárványok 3D Raman térképezése: kihívások és lehetőségek	
Arató Róbert, Arató Miklós	
Alta-bomláshoz köthető kortiatalodás az apatit-hasadványnyommódszer példáján	
BADAWI, Mohamed Abdelhadi	
Structural evolution and petrography of om Nar area, eastern desert, Egypt	
USEREP Barbara, ERDMANN, Saskia, LUKACS Keka, HARANGI Szabolcs	
Nagy Migrartaintu annibukristaiyuk, mint a nagy Viztartaintu bazaitus magmak hyönijeizuje Osomadun	~
György Czuppon György	5
CO, hatására történő ásványos átalakulások a pannóniai homokkövekben	
Cseri Zoltán, Hencz Mátyás, Biró Tamás, Márton Emő, Lahitte, Pierre, Paquette, Jean-Loui	
Karátson Dávid	<i>,</i>
A kelet-mátrai középső dácittufa új vulkanosztratigráfiai eredményei	
Demény Attila	
Cseppkövek – szövetek, összetételek, környezeti körülmények	
FINTOR Krisztián, GUBA-WALTER Heléna, Pál-Molnár Elemér	
Az orotvai (Ditroi alkali masszivum) telerkitolto monacitok kepzodesi korulmenyei	
FODOR Peter, KASÓ Attila itj., KRISTÁLY Ferenc, FÖLDESSY Janos	
A stroncium geokerniai viseikedese a rudabanyai erces komplexum kepzodmenyelben	
GAL FEIER, FECSMANY FEIER, LONGMAN, JACK, CZUPPON GYOTGY, DERE BAIDATA, SCHUBERT FEIIX, HARAN Szabolcs, Surányi Gergely, Lukács Réka	1
Kalcitos-mangán-oxidos gömbkonkréciók előfordulása és képződésének mechanizmusa a demiéni ignimbritb	'n
Gelencsér Orsolva, Szabó-Krausz Zsuzsanna, Breitner Dániel, Németh Tibor, Szabó Csaba, Falus Gvörg	,
Geokémiai reakciók egy felszín alatti H _a -tárolóban	
JÁKRI Barnabás, Szemerédi Máté, Dunkl István, Lukács Réka, Kovács Zoltán, Pál-Molnár Elemér	
Codrui vs. battonyai: variszkuszi granitoidok korrelációja a Tiszai-főegységben	
Kırály Csilla, Јакав Gergely, Udvardı Beatrix, Forray Viktória, Szabó Ábel, Szalaı Zoltán	
A kulcsi csúszófelület fizikai-kémiai tulajdonságainak tömegmozgás okozta átalakulása	
Kiss, Balázs, Ка <mark>ка́тson</mark> , Dávid, Szakács, Alexandru, Акаді, László E., Szepesi, János, Віко́, Tamá	,
Sági, Tamás, Szilágyi, Veronika, Kis, Zoltán, Néметн, Károly	
Interplay between internal (magmatic) and external (environmental) conditions in the formation of a cor	1-
piex Plinian-Subplinian-Vulcanian eruption of Clomadul (Csomad) volcano (SE Carpathians)	
A Eiriza bazalt (Avas-Gutin begység) magmás víztartalmának vizsgálata ETIR spektrometriával	
A Finza bazan (Avas-Gunniegyseg) magnas vizia tamanak vizsgalata Fini spekitomethavar	
Kázat nanoárlamányok hatása növányokra, kámisi ás ásványtani vonstkozások	
Rozet-hanoonemenyek halasa hovenyekre, kemiai es asvanylani vonalkozasok	
Szerkezettejlodes es repedescementáció az Obányai-völgyben (Kelet-Mecsek)	

Lange Thomas Pieter, Pálos Zsófia, Berkesi Márta, Molnár Gábor, Pósfai Mihály, Pekker Pét	er, Szabó
Diszlokációvezérelt amfibolnövekedés a Persányi-hegység alatti felső köpenyben	
Lázár Angelika, Körmös Sándor, Janovszky Patrick, Schubert Félix	
Szép remények, porzó termelőcsövek – avagy rájöttem, hogy nem kell félni a vízkőtől, me szeretni	g is lehet
Liptai Nóra, Lange Thomas Pieter, Ратко́ Levente, Aradi László Előd, Berkesi Márta, Tolla Padrón-Navarta, José Alberto, Hermann, Jörg, Szabó Csaba, Kovács István János Felsőköpeny-eredetű amfibolok vizsgálata Fourier-transzform infravörös spektroszkópiával	an, Peter,
Lukács Réka, Szepesi János, Guillong, Marcel, Józsa Sándor, Kovács Zoltán, Bachmann Harangi Szabolcs	N, Olivier,
A Tokaji-hegység riolitos robbanásos kitörései: cirkon U-Pb geokronológiai és geokémiai ered	mények.
Maros Gyula, Ве <mark>гес</mark> zкі László, Магкоs Gábor, <mark>Selmecz</mark> i Ildikó, Ваві <mark>н</mark> szкі Edit, Héja Gábor Márton, Špelić, Marko, Ви <mark>рі</mark> ć, Marko, Міšиг, Ivan, Атанаскоv, Jure, Кгономе, Balázs, Меі	r, Palota i lnik, Igor,
Farnoaga, Radu, Demir, Vedad, Stejić, Petar, Pandurov, Mihajlo A Pannon-medence 3D szerkezeti váza és kitöltő üledékeinek modellje	
Mororó, Emanuel, Berkesi, Márta, Guzmics, Tibor Peralkaline rhyolite formation at Oldoinyo Lengai: a case study	
Ратко́ Levente, Luffi Péter, Liptai Nóra, Kovács István János Vas-wehrlit képződésének tényezői a felső köpenyben	
Raucsik Béla, Varga Andrea, Száli Rebeka Átalakulási folyamatok a Pajzsi (Păiuşeni) Komplexum kőzeteiben	
Shebl, Ali, Csámer, Árpád	
Lithological and hydrothermal alteration mapping utilizing Sentinel-2 and PRISM data: A case study a Had area, Egypt	around Um
SIPOS Péter, Szepesi János, Pál-Molnár Elemér, Szemerédi Máté, Molnár Kata, Lukács Réka Kovácsvágási Andezit, egy szubmarin egység vulkanológiai vizsgálata a Tokaji-hegységben	a
SPRÁNITZ Tamás, SZABÓ Csaba, BERKESI Márta Szubdukciós fluidumok csapdázódási körülményei: előzetes eredmények kristályzárványok elasztik barometriai vizsgálatával	kus termo-
SzáLI Rebeka, Varga Andrea, Raucsik Béla A Pajzsi Komplexum premetamorf kőzetei: a protolit behatárolása az új kőzettani és geokér mények tükrében	miai ered-
Szemerédi Máté, Mészáros Katalin, Lukács Réka, Kovács Zoltán, Harangi Szabolcs Kitörés előtti fizikai állapotok a Csomád magmás rendszerében: Fe-Ti-oxid termobarometria nvei	i eredmé-
Темоузкі, Marjan, Rinyu, László, Futó, István, Palcsu, László	
Stable isotope alteration by carbonic hypogene speleogenesis: insight from conventional and carbonate stable isotopes	l clumped
Го́тн Emese, Нкавоvszкі Ervin, М. То́тн Tivadar, Schubert Félix A Bodai Agyagkő litológiai változékonyságának hatása a töréshálózat hidrodinamikájára	
Го́ко́к Kálmán, Kırály Edit Ti-ásványok átalakulása, mint metaszomatikus folyamatok és olvadék/kőzet kölcsönhatások jelzői felvidéki bazaltokban levő alsókéreg-eredetű mafikus xenolitokban	a Balaton-
Varga Andrea, Raucsik Béla A Zempléni-egység permokarbon összletének korrelációs jelentősége	
Varga Andrea, Raucsik Béla, Száli Rebeka A Szalatnaki Agyagpala Formáció metaüledékes képződményeinek kőzettani korrelációja	
Vígн Csaba, Kırály Edit, Töröк Kálmán, Besnyı Anikó, Fürı Judit, Kónya Péter, Lakos Istvár Gáborné, Simon István Szulfidos ércek feltárása és kémiai elemzése	n, Мемісн
ogatóink	
10gatóink Austro-Lab Kft.	

ELŐSZÓ

Eltelt egy év..., és újból, ugyanolyan lelkesedéssel szervezzük a vándorgyűlést, mint tavaly. Reméljük, hogy meg is tarthatjuk, végre személyesen is találkozhatunk, mehetünk terepre, és nem szorulunk az online térbe.

Örömmel tudatjuk, hogy a vulkanológia tudományterülete mellett a vándorgyűléseinken már hagyományosan jelen vannak a földköpenyt és alsó litoszférát képviselő szakemberek, de egyre több geokémiai, izotóp-geokémiai témájú előadás is érkezik; valamint idén némi szerkezetföldtani ismerettel is tágulhat a látókörünk. Az archeometria azonban ez évben kissé háttérbe került.

Sajnálatos módon a metamorf kőzettani előadások is alárendelt szerepet játszanak a kőzettani vándorgyűléseken. Nagyon kevés aktív metamorf kőzettanos van. Azok a fiatalok, akiket a "rendes kövek" (>3 kbar és >500 °C, Koroknai Balázs után szabadon) érdeklik, most megragadhatják az alkalmat, hogy találkozzanak ezzel a néhány szaktekintéllyel, és láthassák hazánk metamorf kőzeteinek egy részét felszínen.

Kívánom mindenkinek, hogy érezze jól magát a vándorgyűlésen, kalapáljon sok követ, érdeklődjön mások munkája iránt, és legyen része izgalmas szakmai vitákban!

Budapest, 2021. június 21.

A szervezőbizottság nevében

21

Király Edit MBFSZ

Absztraktok

MIÉRT NINCS JELENTŐS RITKAFÖLDFÉM-ÉRCE-SEDÉS A PHALABORWA KOMPLEXUMBAN?

ALMÁDI Gergely¹, Molnár Kata², Magna, Tomaš³, RAPPRICH, Vladislav³, B. Kiss Gabriella¹, Döncző Boglárka², Kertész Zsófia², Benkó Zsolt²

¹Ásványtani Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest

²IKER, Örökségtudományi Laboratórium, Atommagkutató Intézet, Debrecen

³Cseh Geológiai Szolgálat, Prága

A Phalaborwa Komplexum a világ egyik legnagyobb és legidősebb (2060±2 millió év) alkáli, gyűrűs karbonatitkomplexuma, amely világviszonylatban is jelentős foszfort, vermikulitot és jelenleg is művelt rézércesedést rejt magában. Annak ellenére, hogy a magmás karbonatitintrúziók legfontosabb nyersanyagai jellemzően a nióbium és a ritkaföldfémek (RFF), a Phalaborwa Komplexum a maga 652 millió tonnás, 0,15% koncentrációjú RFF-dúsulásával jelentősen elmarad a világ legnagyobb oxidos RFF-ércesedésétől (Bayan Obo, Kína), ahol a RFF-dúsulás eléri a 6%-ot. A megismert, döntően a karbonatit és a foszkorit apatitjához, valamint a foszkorit RFF-oxidjaihoz kötődő dúsulásokat az apatitok geokémiája alapján GIEBEL et al. (2017), valamint DECRÉE et al. (2020) későmagmás fluidumokkal magyarázták. A karbonatitokban a RFF-ek gazdaságilag is jelentős dúsulásához a világ legnagyobb ércesedésein (Bayan Obo, Maoniuping, Kína) végzett vizsgálatok alapján azonban megfelelő geotektonikai környezetre, a forrásrégió dúsulására, valamint fluidumok jelentős (re-)mobilizáló hatására is szükség van (Hou et al., 2014).

A komplexum Loolekop bányájából származó karbonatitminták petrográfiai vizsgálata alapján a kalcit és a dolomit tipikus, a magas hőmérsékletű (600–800 °C) szubszolidusz szételegyedésre jellemző, mirmekiteslemezes szövetű. Az olivin csak helyenként mutat jelentős, repedések mentén észlelhető szerpentinitesedést, az elsődleges szulfidásványokban (kalkopirit, kubanit) pedig csak helyenként található a fluidumok hatására létrejött felülbélyegzés; bornit, valamint kovellin, kalkozin és millerit megjelenése formájában. A kisszámú repedések mentén történő átalakulásokhoz kapcsolódó RFF-ásványok (nioboaeschynit, ferrocolumbit, RFF-oxidok) megjelenése ugyanakkor egyértelműen jelzi a hidrotermás fluidumok képességét és szerepét a RFF-ek szállításában.

A jelentős kőzettömeget átható fluidumáramlás hiányát nemcsak a jól felismerhető elsődleges magmás szövet, hanem a kőzet geokémiája is bizonyítja. Az Y/Zr vs. Rb/Sr és a Nb/Th vs. Y/Ce diagramokon a vizsgált karbonatitminták még szegényedettebbek is mobilis elemekben (Rb, Y, Nb) mint a velük szingenetikus szienit. A magas Sr/Ba-, Ba/Th-arány valamint az alacsony Ba-koncentráció a földköpenybeli forrásrégió csak kis mértékben kontaminált jellegére utal, amely ugyan gazdagodhatott szerves szénből származó CO₂-ban, RFF-et nagyobb mennyiségben tartalmazó óceánfenéki hidrotermás átalakuláson átesett üledékek olvadékaiban viszont nem. A stabil C- és O-izotópadatok (δ¹⁸O = -4,60 - -2,58‰ és δ^{13} C = 8,01–9,50‰) is a karbonatit primer (köpenyeredetű) magmás eredetét bizonyítják, amely szintén nem kedvezhetett az anyakőzet RFF-dúsulásának.

A kutatást az Európai Unió és Magyarország támogatta az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a GINOP-2.3.2.-15-2016-00009 azonosítószámú 'IKER', valamint GINOP-2.3.3-15-2016-00029 HS-Lab pályázatban.

Irodalomjegyzék

DECRÉE, S. et al. (2020): https://doi.org/10.1007/s00410-020-1671-6

- GIEBEL, R. J. et al. (2017): https://doi.org/10.2138/am-2017-6004
- Hou, Z. et al. (2014): https://doi.org/10.1038/srep10231

MULTIFÁZISÚ FLUIDUMZÁRVÁNYOK 3D RAMAN TÉRKÉPEZÉSE: KIHÍVÁSOK ÉS LEHETŐSÉGEK

ARADI László Előd¹, Spránitz Tamás¹, Guzmics Tibor¹, Berkesi Márta^{1,*}

¹Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem *e-mail: marta.berkesi@ttk.elte.hu

A Föld fluidumjai kiemelkedő szerepet játszanak olyan földtani folyamatokban mint az ércképződés, a vulkanizmus vagy a szubdukció. A szubdukciós fluidumok ismerten nagy H_oO-aktivitással jellemezhetők, amelyek ezáltal fő- és nyomelemeket oldhatnak be a környező kőzetekből, illetve reakcióba léphetnek a szubdukált kőzetek ásványaival. Ez utóbbi eredményezi azt az általános megfigyelést, hogy a HP (nagy nyomású) - HT (nagy hőmérsékletű) – szubdukciós zónából származó – kőzetekben nagy gyakorisággal azonosíthatóak elsődleges multifázisú fluidumzárványok (MPI). A Cabo Ortegal Komplex metamorf kőzetsorozatából (eklogit, granulit) előkerült MPI-k szobahőmérsékelten akár 5-7 tagból álló ásványegyüttest (pl.: karbonátok, rétegszilikátok, kvarc, korund, grafit) tartalmazhatnak a gázfázis mellett (SPRÁNITZ et al., bírálat alatt). Ezek polarizációs mikroszkóppal való elkülönítése és homogenizációjuk hűthető-fűthető tárgyasztallal felszerelt mikroszkóppal nem lehetséges.

Jelen munkában az MPI-k 3D Raman hiperspektrális térképezésének eredményeit mutatjuk be (**1. ábra**), amelyben egy nemzetközi viszonylatban is nagy figyelemre számot tartó, de metodikai kidolgozást igénylő vizsgálati módszert ismertetünk. Kutatásunkban – a zárványok jobb megismerése mellett – bemutatjuk a Raman 3D térképezések módszertanát, előnyeit, hátrányait a különböző mérési (pl. konfokális rés, térkép lépésköze, zárvány mélysége) és adatfeldolgozási paraméterek optimalizálását. Független kontrollként FIB-SEM technikával történő feltárást alkalmaztuk.

A vizsgált zárványok 3D Raman térképének elkészítésével roncsolásmentes módon megismerhetővé válnak a szilárd, folyadék-, vagy gázfázisok akár szubmikrométeres léptékben, melyek a LabSpec6 és a Reconstruct szoftvereket alkalmazva bármely irányból a zárvány tetszőleges 2D metszetében megjeleníthetők (**1. ábra**). A módszer további előnye, hogy a 3D térkép minden egyedi mérési pontjának Raman-spektruma rendelkezésre áll, ezáltal a módszer további vizsgálatok (pl.: LA-ICP-MS, HDAC) megbízható alapját is képezi.



ábra – 3D Raman hiperspektrális kép (térkép) egy Cabo Ortegal Komplexből származó gránát multifázisos zárványából. Jelmagyarázat: gránát – piros, CO₂ – zöld, magnezit – sárga, pirofillit – kék, kvarc – lila, korund – narancssárga

Távlati célunk, hogy a bemutatott módszertan később alkalmazhatóvá váljon más geológiai környezetekből származó zárványokra is, ahol a hagyományos mikrotermometriával történő fluidum- és olvadékzárvány-vizsgálatok nem érnek célt.

A kutatás létrejöttét az NKFIH FK 132418 számú, és az ELTE Intézményi Kiválósági Alprogramja (TKP2020-IKA-05) támogatta.

Irodalomjegyzék

SPRÁNITZ, T., PADRÓN-NAVARTA, J. A., SZABÓ, CS., SZABÓ, Á., BER-KESI, M. (bírálat alatt): Abiotic nitrogen enrichment during exhumation of subducted rocks: primary multiphase inclusions with residual fluid in HP rocks from the Cabo Ortegal Complex, NW Spain.

ALFA-BOMLÁSHOZ KÖTHETŐ KORFIATALODÁS AZ APATIT-HASADVÁNYNYOMMÓDSZER PÉLDÁJÁN

Arató Róbert¹, Arató Miklós²

¹Magyar Tudományos Akadémia, Atommagkutató Intézet ²Eötvös Loránd Tudományegyetem, Valószínűségelméleti és Statisztika Tanszék

Kratoni területek urántartalmú ásványfázisainak (pl. apatit) hasadványnyom kora és urántartalma gyakran jelentős negatív korrelációt mutat (pl. HENDRIKS & REDFIELD, 2005). Különösen hangsúlyos ez az összefüggés urántartalomban (>100 ppm) és hasadványnyomkorban (>400 millió év) nagy tartományt lefedő területeken, ahol az idős kristályok jellemzően kis urántartalmúak, míg a fiatalabbak uránban gazdagabbak. Több tanulmányban (pl. Hendriks & Redfield, 2005, McDannell et al., 2019) ezt a jelenséget azzal magyarázzák, hogy az utóbbi csoport a nagyszámú alfa-bomlás okozta rácsroncsolódás következtében az elszenvedett hőhatás(ok)ra érzékenyebben reagál, és ily módon a mért hasadványnyomkorok fiatalabbnak adódnak. Más kutatócsoportok (pl. KOHN et al., 2009; KSIENZYK et al., 2014), ugyancsak kratoni eredetű minták hasadványnyomkorait alapul véve, nem számolnak be ilyen összefüggésről.

Jelen tanulmányban, nagyszámú, véletlenszerűen generált paraméterekből számolt szintetikus kor alapján vizsgáljuk a fenti kérdéskört. A spontán és indukált hasadványnyomok esetében Poisson-eloszlást, míg a koregyenlethez szükséges többi változónál normális eloszlást feltételezünk. A számolt nyomok sűrűségét egy 3×10⁷ nyom/cm² várható értékű, normális eloszlású változóban maximáljuk, ami megfelel az empirikus számolhatósági maximumnak. Az urántartalmat külsődetektormódszert és LA-ICP-MS-sel történő mérést feltételezve visszük be a megfelelő koregyenletekbe. Mindkét módszer esetében kiszámoljuk a valószínűségét, hogy adott apatit-hasadványnyomkor és adott urántartalom esetén, mindkét paraméterre többféle várható értéket és szórást feltételezve, mekkora a valószínűsége, hogy egy adott koregyüttes negatív korrelációt mutat az urántartalommal, illetve a számolhatósági korlát következtében hány szemcsét nem tudnánk a generált koregyüttesből a gyakorlatban korolni. Előzetes eredményeink rámutatnak, hogy LA-ICP-MS segítségével meghatározott urántartalom esetében a módszertani jellegű, tehát nem más folyamatokhoz (pl. alfa-bomlás) köthető negatív korreláció legtöbbször jelentéktelen, míg a külsődetektor-módszer esetében a koregyenletből következően jelentős (vö. GALBRAITH, 1997). Ezeket az eredményeket figyelembe véve becsüljük meg, hogy korábban publikált hasadványnyomkorok esetében, milyen paraméterrel írható le a negatív korreláció mértéke, illetve az urántartalomból és korból számolható alfa-bomlások száma közötti összefüggés.

A munka a PPD2018-003/2018, a GINOP-2.3.2-15-2016-00009 'ICER' és a GINOP-2.3.3-15-2016-00029 pályázatoknak köszönhetően valósulhatott meg.

Irodalomjegyzék

GALBRAITH, R. E. (1997): OnTrack, 7, 3-7.

- HENDRIKS, B. W. H. & REDFIELD, T. F. (2005): Earth Planet. Sci. Lett. 236, 443–458.
- KOHN, B. P., LORENCAK, M., GLEADOW, A. J. W., KOHLMANN, F., RAZA, A., OSADETZ, K. G. & SORJONEN-WARD, P. (2009): Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 324, 193–216.
- KSIENZYK, A. K., DUNKL, I., JACOBS, J., FOSSEN, H. & KOHLMANN, F. (2014): Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 390, 679–702.
- McDannell, K. T., Issler, D. R. & O'Sullivan, P. B. (2019): Geochim. Cosmochim. Acta, 252, 213–239.

STRUCTURAL EVOLUTION AND PETROGRAPHY OF UM NAR AREA, EASTERN DESERT, EGYPT

BADAWI, Mohamed Abdelhadi¹

¹Department of Geology and mineral Resources, Faculty of Earth Sciences, University of Miskolc, Hungary

The Um Nar shear zone (UNZ) is a spectacular shear zone, extending in the NE-SW direction, deforming the Neoproterozoic arc terrains of the Eastern Desert of Egypt. It strikes parallel to the regional trend of the Najd Fault System (NFS) deforming the Arabian-Nubian Shield crosscutting the ENE-WSW trending the Mubarak-Barramiya (MBB) highly deformed belt. The UNZ therefore appears to be a structural feature that was formed after the MBB. Three main tectono-stratigraphic rock units form the geological terrain of the UNZ including a) Metavolcano-sedimentary Association, b) Gneissic and Mylonitic rocks and c) Syn-to post-tectonic intrusives of calc-alkaline granitoids. The metavolcano-sedimentary rock association is thrust over the gneissic rocks which are derived from igneous protolith of granodioritic to dioritic composition. The structural evolution of the region is interpreted to be characterized by several major northwest directed transport thrusts in the MBB. The belt was subsequently affected by sinistral shear in the northwest-southeast trending UNZ that is correlated well with the formation of the Najd Fault System. These two main tectonic events are linked with specific types of magmatic intru-

sions of calc-alkaline granitoids. Field observations and petrographic investigations of mylonitic and gneissic rocks in the UNZ region were performed; thirty-five rock samples were collected and examined petrographically for identification of mineral composition and tracing of shear sense indicators. The metavolcano-sedimentary association consists mainly of low-grade metavolcanics of andesitic composition. These metavolcanics are dark green fine-grained rocks, microscopically exhibit plagioclase phenocrysts embedded in a fine-grained matrix of plagioclase, hornblende, quartz, epidote, iron oxides and ±calcite. The gneissic rocks are grey coarsegrained, foliated rocks that essentially include plagioclase, quartz, hornblende, mica, chlorite, epidote, iron oxides and ±calcite. Shear sense indicators from monoclinic asymmetries of rotated fabrics cored with felsic porphyroclasts (e.g. quartz and plagioclase) and mica fish reveal sinistral motion of the UNZ. En-echelon, rightstepping, arrays of extensional rhyolitic dykes and a strike-slip fault in the UNZ suggest that this shear zone underwent brittle to semi-ductile dextral displacements on the NNW-SSE direction, crosscutting the earlier sinistral fabrics.

NAGY MG-TARTALMÚ AMFIBOLKRISTÁLYOK, MINT A NAGY VÍZTARTALMÚ BAZALTOS MAGMÁK NYOM-JELZŐJE CSOMÁDON

Cserép Barbara^{1, 2*}, Erdmann, Saskia⁴, Lukács Réka^{2, 3}, Harangi Szabolcs^{1, 2} ¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest ²MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, 1117 Budapest

³Földtani és Geokémiai Intézet, CsFK, Eötvös Loránd Kutatási Hálózat, 1112 Budapest

- ⁴Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), 45100 Orléans
- *cserep.barbara@gmail.com

Kelet-Közép-Európa legfiatalabb vulkánja a Csomád, mely utolsó, ~30 000 évvel ezelőtti kitörése óta szunnyad. A cirkon geokronológiai adatainak alapján hosszú életű magmatározó lehetett jelen a vulkán alatt (Lukács et al., 2021). A több tízezer éven keresztül létező kristálykása reaktivációs okainak és folyamatainak megértése fontos lépés a hosszan szunnyadó tűzhányók működésének megértésében. Munkánkban 226, KH, 205B és Tf jelű feltárásokból származó nagy Mg-tartalmú amfibol fő-, és nyomelemadataira fókuszálunk. Ezek ~40 000 év szünetet követő robbanásos kitörések során, 56 000 - 50 000 évvel ezelőtt jöttek létre (Harangi et al., 2015; Molnár et al., 2019). A plagioklász, amfibol és biotit makrokristályai mellett ortopiroxén- és klinopiroxénmagból, valamint amfibolkoronából felépülő kristálykummulátumokat is tartalmazhatnak a horzsakövek. A piroxén magjában nagy Mg-, és kis Al₂O₂- (<9 m%) tartalmú amfibolzárvány fordulhat elő. A mafikus kristálycsomók amfibol- és piroxénkristályainak Cr₂O₃-tartalma elérheti a 0,89 m%-ot, továbbá tartalmazhat kromit- és magnetitzárványt is. Az előbbiekhez hasonló főelem-összetételű amfibolmagok találhatók a KH legkorábbi és a Tf 50 ezer éves horzsaköveiben, továbbá a ~56 ezer éves 205B dácitblokkjaiban. A 0,89-0,94 Mg-számú amfibolmagokat nagy víztartalmú magmából, magas hőmérsékleten elsőként kristályosodó likvidusz amfibolként értelmezhetjük (KRAWCZYNSKI et al., 2012, GOLTZ et al., 2020). A csomádi kőzetek alacsony Al-, illetve magas Mg-tartalmú likvidusz amfiboljai azonban magasabb Al-tartalommal rendelkeznek, mint a kísérletekben és a publikációkban szereplők. A különleges amfibolkristályok nyomelemtartalma alacsony, Ba-ban és Srban gazdagodtak, nehéz RFF-ben kimerültek. A fő- és nyomelemadatainkat összevetettük a GEOROC adatbázis >40 ezer amfibol-összetételével, melyek közül kevés mutatott hasonlóságot a csomádi kristályokkal. A legjobb egyezést a bajkáli, metaszomatizált peridotitból származó amfibol mutatta (IONOV & HOFMANN 1995). Ez megerősíti, hogy a csomádi dácitok elsődleges magmája nagymértékben metaszomatizált litoszféraköpeny peridotitjának olvadásával keletkezhetett. Ennek kismértékű olvadásával keletkező, nagy víztartalmú (>10%), primer olvadékból elsőként amfibol kristályosodhatott. Az amfibolkristályok magas Cr-tartalma és a Cr-spinelzárványok jelenléte erősen kimerült peridotitos forráskőzetre utalnak. A hosszú kitörési szünetet követő robbanásos működést a magas víztartalmú olvadék felemelkedése, a felzikus kristálykásába való benyomulása révén bekövetkező gyors rejuvenáció és illóban való túltelítődése okozhatta.

A kutatás az NKFIH-K135179 számú pályázat támogatásával valósult meg.

- GOLTZ, A. E., KRAWCZYNSKI, M. J., GAVRILENKO, M., GORBACH, N. V., & RUPRECHT, P. (2020): Contributions to Mineralogy and Petrology 175/12, 1–26.
- HARANGI, S., LUKÁCS, R., SCHMITT, A. K., DUNKL, I., MOLNÁR, K., KISS, B., ... & MOLNÁR, M. (2015): Journal of Volcanology and Geothermal Research 301, 66–80.
- IONOV, D. A. & HOFMANN, A. W. (1995): Earth and Planetary Science Letters 131/3-4, 341-356.
- KRAWCZYNSKI, M. J., GROVE, T. L. & BEHRENS, H. (2012:) Contributions to Mineralogy and Petrology 164/2, 317–339.
- LUKÁCS, R., CARICCHI, L., SCHMITT, A. K., BACHMANN, O., KARAKAS, O., GUILLONG, M., ... & HARANGI, S. (2021): Earth and Planetary Science Letters 565, 116965.
- MOLNÁR, K., LUKÁCS, R., DUNKL, I., SCHMITT, A. K., KISS, B., SEGHEDI, I., ... & HARANGI, S. (2019): Journal of Volcanology and Geothermal Research 373, 133–147.

CO2 HATÁSÁRA TÖRTÉNŐ ÁSVÁNYOS ÁTALAKU-LÁSOK A PANNÓNIAI HOMOKKÖVEKBEN

Cseresznyés Dóra^{1,2}, Király Csilla³, Szabó-Krausz Zsuzsanna¹, Szamosfalvi Ágnes², Szabó Csaba¹, Falus György², Czuppon György⁴

¹ELTE Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium
 ²Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat
 ³ELKH, CSFK, Földrajztudományi Intézet
 ⁴ELKH, CSFK, Földtani és Geokémiai Intézet

A CO, geológiai tárolása napjaink egyik elfogadott részmegoldása az ipari pontforrásokból származó CO₂kibocsátás csökkentésére. Ahhoz, hogy megértsük milyen fizikai és kémiai átalakulások mennek végbe a CO felszín alatti elhelyezése során, fontos ismerünk a kiindulási (CO₂-mentes) és "egy" végállapotot reprezentáló kőzetet (CO₂ által természetes módon elárasztott). A Kárpát-Pannon régió kisalföldi területén egyedülálló lehetőségünk nyílik CO2-mentes és CO2 által természetes módon elárasztott homokkövek vizsgálatára, amelyet az ölbői és mihályi-répcelaki természetes CO2-előfordulások biztosítanak. Kutatásunk során hét CO,-mentes fúrómag és hat CO₂-dal természetes módon elárasztott fúrómag petrográfiai vizsgálatára, ásványos összetételének becslésére, pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatára, az ásványok kémiai összetételének meghatározására volt lehetőségünk. A CO₂-tárolás szempontjából jelentős OH⁻-tartalmú karbonátásvány a dawsonit kimutatásának céljából a kőzeteken infravörös spektroszkópiát alkalmaztunk.

A különbségek és az átalakulások jobb megértése érdekében kinetikus batch modellezést végeztünk PHREEQC geokémiai szoftver segítségével, amelyet a pórusvíz kémiai összetételének érzékenységbecslésével egészítettünk ki.

A petrográfiai megfigyelések és XRD-eredmények alapján a kőzet plagioklásztartalma (~11 m/m%) na-

gyobb a CO₂-mentes kőzetben, mint a CO₂-dal elárasztottban (<1 m/m%). Ez utóbbi kőzetben, a nagy mennyiségű CO₂-beáramlás indikátorásványa a dawsonit [NaAlCO₂(OH)₂] szignifikáns mennyiségben (3-16 m/m%) figyelhető meg. A dawsonit kiválását a CO₂-dal elárasztott kőzetben magyarázhatja, hogy az albitgazdag plagioklász a CO₂-beáramlás hatására oldódik, így a felszabaduló Na⁺ és/vagy Al³⁺ ionok a dawsonitba épülnek be. A karbonátásványok részarányában is szignifikáns különbséget látunk a két típus között. Az ankerit nagyobb mennyiségben van jelen (6-12 m/m%) a CO₂-dal érintett kőzetben, amely arra utalhat, hogy az ankerit egy része is a CO2-beáramlás hatására keletkezhetett. Ezeket a megfigyeléseket a geokémiai modellek eredményei is alátámasztják. Ezen felül mindkét kőzetben (CO2-mentes és CO2 által természetes módon elárasztott) meghatároztuk bizonyos karbonátásványok stabil szén- és oxigénizotóp összetételét, amely további információt nyújt a CO2 hatására végbement átalakulásokról.

CSERESZNYÉS Dóra kutatása az Innovációs és Technológiai Minisztérium Kooperatív Doktori Program Doktori Hallgatói Ösztöndíj Programjának a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Alapból finanszírozott szakmai támogatásával készült (KDP-2020/971244).

A KELET-MÁTRAI KÖZÉPSŐ DÁCITTUFA ÚJ VULKA-NOSZTRATIGRÁFIAI EREDMÉNYEI

Cseri Zoltán^{1,*}, **Hencz** Mátyás¹, **Biró** Tamás¹, **Márton** Emő², **Lahitte**, Pierre³, **Paquette**, Jean-Louis⁴, **Karátson** Dávid¹

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Természetföldrajzi Tanszék

²Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Paleomágneses Laboratórium

³Université Paris-Sud 11, Départment Sciences de la Terre

⁴Université Clermont Auvergne, Laboratorie Magmas et Volcans

*cserizoltan92@gmail.com

Számos korábbi tanulmány foglalkozott a Mátra vulkánszerkezeti felépítésével (Baksa et al., 1974, Varga et al., 1975, KARÁTSON et al., 2001). Ennek ellenére a részletes, modern terepi vulkanológiai dokumentáció számos képződmény esetében hiányzik. Ez igaz a tari Fehérkőbányától a Kelet-Mátráig, a Mátra északi peremén övszerűen húzódó "középső dácittufa" (Tari Dácittufa Formáció) összletére is. Kutatásunk a Mátra keleti peremén, Tarnaszentmária és Sirok térségében hézagosan kibukkanó piroklasztitok (elsősorban a középső dácittufa) és az azokat tagoló epiklasztitok rétegtanát vizsgálja terepi vulkanológiai, paleomágneses és radiometrikus kormeghatározási módszerekkel. A rétegek sztratigráfiai korrelálását a terület komplex földtani adottságai (pl. vetők menti elmozdulások) is megnehezítik (GAL et al., 2019a, b). A rétegtani leíráson túl arra fókuszálunk, hogy miképpen lehet beilleszteni az azonosított rétegeket a folyamatosan bővülő, finomodó észak-magyarországi vulkanosztratigráfiába. A paleomágnesesség mint régóta alkalmazott korrelációs módszer lehetővé teszi a vulkáni képződmények elhelyezését, relatív korolását a rotáció mértéke szerint a hazai klasszikus, hármasosztatú rendszerben (MÁRTON & PÉCSKAY 1998).

A jellegzetes, tömeges megjelenésű, horzsaköves dácit-lapillitufa vastagsága 30–100 m között változik. Genetikailag többnyire laza ignimbrit, helyenként szórt/ áthalmozott piroklasztitokkal (keleten összesült változatokkal), melyeknek szárazföldi és vizes környezetben lerakódott képződményei is ismertek (KUBOVICS, 1970, VARGA et al., 1975, KARÁTSON, 2007).

Terepi bejárásaink során számos feltárás térképezése, részletes fizikai vulkanológiai leírása és mintavételezése történt meg. Előzetes eredményeink alapján két ignimbritszint, és ezek között egy vastag, rétegzett, horzsakő-töredékes, vulkanogén homokból és agyagkőből álló rétegsor tárul fel. A felsőbb helyzetű, vastag, helyenként összesült ignimbritre egy szintén vulkanogén epiklasztitos rétegsor települ, melynek fedőjét a döntően lávaöntő tevékenységből származó Nagyhársasi és Kékesi Andezit Formáció ("fedőandezit") alkotja. A két ignimbritszint meglétét a paleomágneses eredmények is megerősítik, eltérő rotációs értékekkel. Korukat a teljes észak-magyarországi rétegtanba illesztve radiometrikus korméréssel (biotit Cassignol–Gillot K–Ar és cirkon U– Pb) helyeztük el. A folyamatban lévő kormérések előzetes eredményei alapján a piroklasztitok kora 14–15 millió év közötti tartományba tehető. Az eredmények hozzájárulhatnak a Mátra bonyolult vulkánszerkezetének megismeréséhez, valamint a Mátrában kibukkanó középső dácittufa pontosabb vulkanológiai értelmezéséhez, segítve a regionális rétegtant és a miocén korú, észak-magyarországi piroklasztitokról alkotott kép pontosítását.

- BAKSA, Cs., CSILLAG, J. & FÖLDESSY, J. (1974): Volcanic formations of the Ne-Mátra Mountains. – Acta Geologica Academiae Scientiarium Hungaricae, Tomus 18, 387–400.
- GÁL P., PECSMÁNY P., PETRIK A., LUKÁCS R., FODOR L., KÖVÉR SZ. & HARANGI SZ. (2019a): A Mátra és Bükk határvidékét borító miocén képződmények újratérképezése. – KGVGy absztrakt, 45.
- GÁL, P., PECSMÁNY, P., PETRIK, A., LUKÁCS, R., FODOR, L., KÖVÉR, SZ. & HARANGI, SZ. (2019b): Geological and geomorphological remapping of the Miocene sedimentary-volcanic basin at the border area of the Mátra and Bükk Mountains (NE Hungary). – ILP abstract, 32–34.
- KARÁTSON, D., CSONTOS, L., HARANGI, SZ., SZÉKELY, B. & KOVÁCS-VÖLGYI, S. (2001): Volcanic successions and the role of destructional events in the Western Mátra Mountains, Hungary: Implications for the volcanic structures. – Geomorphologie 7/2, 79–92.
- KARÁTSON D. 2007 (1. kiadás), 2009 (2. javított kiadás): A Börzsönytől a Hargitáig. Vulkanológia, felszínfejlődés, ősföldrajz. Typotex Kiadó, Budapest, 463 p.
- KUBOVICS I. (1970): Az ÉK- és Ny-Mátra ásvány- és kőzettani vizsgálata. – In: KUBOVICS I. & PANTÓ GY. 1970: Vulkanológiai vizsgálatok a Mátrában és a Börzsönyben – Akadémiai Kiadó, Budapest, 7–160.
- MÁRTON, E. & PÉCSKAY, Z. 1998: Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. – Acta Geologica Hungarica 41, 467–476.
- Varga Gy., Csillagné Teplánszky E. & Félegyházi Zs. (1975): A Mátra hegység földtana. – MÁFI-évkönyv 57/1, Budapest, 575 p.

CSEPPKÖVEK – SZÖVETEK, ÖSSZETÉTELEK, KÖRNYEZETI KÖRÜLMÉNYEK

Demény Attila¹

¹ELKH Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet

Az előadásban általános áttekintést kapunk a cseppkövek mikroszkópi szöveti elemeiről, valamint az ásványtani és geokémiai elemzések módszereiről. Az optikai mikroszkóptól indulva látogatást teszünk a pásztázó és transzmissziós elektronmikroszkópia, az infravörös spektroszkópia, a nyomelem-geokémia és a stabili-

zotóp-tömegspektrometria világába. Az eredmények alkalmazhatóságát néhány esettanulmányon keresztül mutatja be az előadó, a barlangok közvetlen környezetében uralkodó múltbeli körülmények elemzésétől a kontinentális léptékű klímaváltozási folyamatokig.

AZ OROTVAI (DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM) TELÉR-KITÖLTŐ MONACITOK KÉPZŐDÉSI KÖRÜLMÉNYEI

FINTOR Krisztián¹, GUBA-WALTER Heléna¹, Pál-Molnár Elemér¹

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

Korunk fejlett technológiai eszközei már elképzelhetetlenek ritkaföldfémek felhasználása nélkül, így a ritkaföldfém-tartalmú ércek dúsulásainak és képződési körülményeinek tisztázása a geológia egyik legnagyobb kihívása. A Ditrói alkáli masszívum (DAM) orotvai ércmezője, a Kárpát-medence talán legjelentősebb és Európa egyik legfontosabb ritkaföldfém-érctelepét rejti (GOODENOUGH et al., 2016). A DAM egy mezozoos, mélységi magmás komplexum, amely a Keleti-Kárpátokban található, a Bukovinai-takarórendszerbe nyomult. Az orotvai ércmező a DAM északnyugati részén terül el és olyan ásványosodott teléreket tartalmaz, melyek egyik legfontosabb ritkaföldfémásvánva a monacit. A teléres ércesedés a későmagmástól a kisfokú hidrotermás folyamatokig tartó összetett folyamatok eredménye (HIRTOPANU et al., 2017). A hidrotermás eredetű monacitok döntő többsége megnyúlt, oszlopos kifejlődésű kristályok radiális halmazaiból áll. A monacitnál lényegesen kisebb mennyi-

ségben a monacitkristályokkal gyakran szoros érintkezésben erősen visszaoldott xenotim-kristályegyüttesek figyelhetők meg. Alakjuk többnyire xenomorf, a monacittal való határuk viszont éles, reakciófront nélküli. A monacit kémiai összetételére a pozitív Eu-anomália, a viszonylag nagy Th-tartalom (~1-5 wt% ThO₂), és a kis U-tartalom (UO₂<0,1 wt%) a jellemző (1. ábra). Mind a monacit, mind a xenotim (Eu_N: ~2-12 wt%; Gd_N: ~12-24 wt%) geokémiai összetétele és szöveti jellegzetességei hidrotermás oldatból való kiválásra utalnak. Habár korábbi munkák az orotvai xenotimok képződését a monacitoknál későbbi és kisebb hőmérsékletű hidrotermáknak tulajdonítják (HIRTOPANU 2018), petrográfiai jellegzetességeik nem zárják ki, hogy keletkezésük időben részben átfedi egymást. Ezek a jellemzők lehetőséget adnak arra, hogy a monacitok képződési hőmérsékletét azok Y-tartalma alapján megbecsüljük a monacit/xenotim több komponensű rendszerben (MOGILEVSKY, 2007). Az így kapott eredmények alapján a hidrotermás eredetű orotvai telérkitöltő monacitok képződési hőmérséklete 332±20 és 408±20 °C közötti intervallumban valószínűsíthető.



 ábra – Az orotvai monacitok ThO₂ vs. UO₂ diszkriminációs diagramja a különböző képződési környezetből való irodalmi monacitadatokkal (Wu et al., 2019)

A kutatást a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal támogatta – NKFIH, 135089.

- GOODENOUGH K., M. SCHILLING J., JONSSON E., KALVIG P., CHARLES N., TUDURI J. DEADY E.A., SADEGHI M., SCHIELLERUP H., MÜLLER A., BERTRAND G., ARVANITIDIS N., ELIOPOULOS . D. G., SHAW R. A., THRANE K. & KEULEN N. (2016): Ore. Geol. Rev. 72/1, 838– 856.
- HIRTOPANU, P., FAIRHURST, R. J., JAKAB, GY. & UDUBASA, S. S. (2017): Rom. J. Mineral Deposits, 90/1–2, 27–40
- HIRTOPANU, P. (2018): New minerals and mineral varieties of the Ditrău alkaline carbonatite complex. In: HIRTOPANU, P. (ed.): New Minerals and mineral varieties of Romania. 97–150.
- MOGILEVSKY, P. (2007): Phys. Chem. Minerals 34, 201-214.
- WU, L., LI, X., LING, X., YANG, Y., LI, C., LI, Y., MAO, Q., LI, Q. & PUTLITZ, B. (2019): Further Characterization of the RW-1 Monazite: A New Working Reference Material for Oxygen and Neodymium Isotopic Microanalysis. Minerals, 9, 583, 2–16.

A STRONCIUM GEOKÉMIAI VISELKEDÉSE A RUDA-BÁNYAI ÉRCES KOMPLEXUM KÉPZŐDMÉNYEIBEN

Fodor Péter¹, Kasó Attila ifj.², Kristály Ferenc¹, Földessy János¹

¹Miskolci Egyetem ²Rotaqua Kft.

A stroncium alkáli földfém, az EU kritikus ásványi nyersanyagok listáján szereplő elem. Üveggyártási adalék, sugárzásvédő bevonatok, festékgyártás a fő alkalmazási területei. Iparilag jelentős ásványai a stroncianit (Srkarbonát) és cölesztin (Sr-szulfát).

Rudabánya a hazai legnagyobb ismert vasércelőfordulásunk, egyúttal Pb-, Zn-, Ag-, Ba-dúsulása révén 2007 óta nyersanyagkutatási programok helyszíne. A jelenleg futó kutatás az üledékes réteget követő, illetve utólagos repedéskitöltő baritdúsulásokra irányul, melyek mennyisége és koncentrációja ipari termelés alapját jelentő önálló ásványvagyonként vált ismertté. Az 1980-as években ebből a nyersanyagból már dúsítási kísérlet és kisebb bányászati próbatermelés történt.

Az üledékes barit feltételezhetően kora triász korú, szubmarin exhalációs eredetű. Az utólagos repedéskitöltő változat a triász képződmények felgyűrődését is eredményező szerkezeti mozgásokat követő törészónákban, a törészónát kitöltő breccsa kötőanyagaként vált ki, hidrotermális oldatokból, rézdúsulással kísérve.

A stroncium feldúsulása a legutolsó, WDXRF kémiai vizsgálatok szerint egyértelműen a Ba felszaporodásához kapcsolódik. 61 elemzés alapján a két elem korrelációja szoros, R = 0,92 együtthatóval, 0,24% maximum Sr-tartalommal (58,6% Ba-koncentráció mellett, ami közel 100% barittartalomnak felel meg). Az ugyanezekből a mintákból végzett Ca-, Mg-elemzésekkel a stroncium gyenge negatív korrelációt mutat (R = -0,71 és -0,67). Ez valószínűtlenné teszi, hogy a stroncium karbonáthoz kapcsolt dúsulása Rudabányán jelentős lenne. Önálló cölesztin ásványfázis megjelenését – jó felismerhetősége ellenére – Rudabányán eddig nem észlelték. Mivel a barit és a cölesztin azonos kristályszerkezetű, mivel feltételezhető a Sr beépülése a barit szerkezetébe.

Nincs még elegendő adat ahhoz, hogy a két különböző eredetű (üledékes és érkitöltő) baritváltozathoz kapcsolódó stroncium eloszlási értékeire megbízható becslést adhassunk. Az elkészült 61 db elemzést leválogattuk a réztartalom alapján is. Az eddig ismert földtani jellegek alapján az alsó triász rétegkövető ércesedésekhez nem kapcsolódik rézdúsulás, míg az utólagos hidrotermális baritdúsulások rézércesedéshez kapcsolódnak. A két populációt 100 ppm Cu alatti és feletti csoportként szétválogatva a két csoportban egyöntetűen a barittal párhuzamosan dúsul a stroncium, R = 0,91 és R = 0,93 korrelációs együtthatókkal. Az oxidációs zónában viszont a réztartalom csökken, de a deszcendens oldatvándorlás folyamán (malachit, azurit, kovellin, termésréz és egyéb másodlagos rézásványok kiválásával kísért) a barit nem oldódik és a regolitban marad, a hozzákapcsolódó stronciummal eqyütt.

Mivel a barit feltételezhetően rövid-középtávon újra ipari nyersanyaggá válhat (fúróiszapgyártás, nehézbetonadalék stb.), a vele együtt dúsuló stroncium bizonyos vegyipari alkalmazások esetében kinyerhető melléktermék lehet. Jövőbeli feladatot jelent a különböző ásványelőkészítési eljárások termékeinek stronciumvizsgálata, mivel ez vezethet az ipari kivonás és hasznosítás módszereinek kifejlesztéséhez.

KALCITOS–MANGÁN-OXIDOS GÖMBKONKRÉCIÓK ELŐFORDULÁSA ÉS KÉPZŐDÉSÉNEK MECHANIZ-MUSA A DEMJÉNI IGNIMBRITBEN

GÁL Péter^{1, 2}, PECSMÁNY Péter^{3, 2*}, LONGMAN, Jack⁴, CZUPPON György⁵, BEKE Barbara⁶, SCHUBERT Félix⁷, HARANGI Szabolcs^{1, 2}, SURÁNYI Gergely⁶, LUKÁCS Réka^{2, 5}

¹ELTE-TTK, Kőzettan-Geokémia Tanszék
 ²MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport
 ³ME-MFK, Földrajz-Geoinformatika Intézet (*előadó)
 ⁴Carl von Ossietzky Universität Oldenburg, Institut für Chemie und Biologie des Meeres
 ⁵ELKH Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet
 ⁶MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport
 ⁷SZTE-TTIK, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

Karbonátos és mangán-oxidos konkréciók gyakoriak üledékes kőzetekben, azonban piroklasztitból tudomásunk szerint senki sem publikált még nemzetközi szinten sem ilyen képződményeket. A tefrákban diagenetikus folyamatok során történő autigén karbonátképződés egy eddig alábecsült, lehetséges mechanizmus a szerves anyag megkötésére (pl. LONGMAN et al., 2019).

A Bükkalja ÉNy-i részén, az Egertől Ny-ra található Fertő-bánya, az Egerbaktán található Bátori út menti pincesor és Felső-mező felhagyott kőfejtője a badeni-szarmata korú Felnémeti Riolittufa Formáció dácitos összetételű ignimbritjét tárja fel (PELIKÁN szerk., 2005). A legújabb kutatási eredmények alapján mindhárom feltárás a demjéni ignimbrit (14,9 M év) kitörési egységhez tartozik (Lukács et al., 2018). A kőfejtők falában változatos összetételű, majdnem teljesen szabályos gömb vagy nyúltabb cipó formájú konkréciók fordulnak elő, melyek átmérője ~4 és 100 cm között változik. A konkréciókban a piroklasztit pórusait átitató cementanyag a központi részeken keményebb, világos, általában kalcit, míg a peremi zónák lazább, sötétebb, sokszor ritmikus kiválásai mangán-oxidosak. Bár a térség különböző miocén kitöréshez kapcsolódó, piroklasztitot feltáró kőfejtőit és feltárásait is átvizsgáltuk, eddig sehol máshol nem találtunk hasonló konkréciókat, még a szomszédos, szintén demjéni ignimbritet feltáró kőfejtőkben sem. A konkréciók eloszlása a kőzetben szabálytalan, nem köthetőek se rétegekhez, és az esetek túlnyomó részében szerkezeti elemhez sem. Fő- és nyomelem-geokémiai szempontból szinte kizárólag a Ca, Mn és Ba dúsulása figyelhető meg a konkréciókban az alapkőzethez képest. A megemelkedett Ba-tartalom a SEM-EDS-vizsgálatok alapján kisebb részt barithoz, nagyobb részt Mn-oxid-ásványokhoz köthető.

A konkréciók eredetének tisztázása végett stabilizotópos vizsgálatokat is végeztünk. Egyes konkréciók viszonylagos negatív δ^{13} C-értéke (–15‰) alapján arra következtethetünk, hogy a szerves anyagnak szerepe van a konkréciók kialakulásában, ami összhangban lehet

mikrobiális tevékenységgel. A konkréciók oxigénizotópösszetétele -6,5 és -11‰ (V-PDB) között változik, ami egyrészt utalhat tengeri fluidum szerepére, másrészt magyarázható meteorikus víz hatásával is, illetve ezek keverékével. A területre készített süllyedéstörténeti és szerkezetfejlődési modell az előbbit támaszthatja alá, mivel az oxigénizotóp-értékek eltolódása a normál tengeri értékhez képest magyarázható a területet ért betemetődés hatására bekövetkező hőmérséklet-növekedéssel. A karbonátképződésben résztvevő fluidum izotóp-összetételének módosulását azonban számos más tényező is befolyásolhatja, amelyet különösen Si-gazdag piroklasztitok esetében még nem ismerünk kellően. A karbonát kiválásában szerepet játszó fluidum eredetére és hőmérsékletére a póruskitöltő kalcitba bezáródott fluidzárvány-vizsgálatok adhatnak további értékes információkat.

A kutatásunk jelenlegi fázisában az eddigi adatok nem adnak egyértelmű választ a konkréciók keletkezésével kapcsolatosan, azonban nem is zárják ki egyik lehetőséget sem.

A kutatás az NKFIH FK131869 számú projekt keretében valósult meg. Lukács Réka munkáját az Innovációs és Technológiai Minisztérium Új Nemzeti Kiválóság Programja (ÚNKP-20-5) és Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatja.

Irodalomjegyzék

PELIKÁN P. (szerk.) Less GY., KOVÁCS S., PENTELÉNYI L. & SÁSDI L. (2005): Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 284 p.

- LONGMAN, J., PALMER, M. R., GERNON, T. M., & MANNERS, H. R. (2019): The role of tephra in enhancing organic carbon preservation in marine sediments. Earth-Science Reviews, 192, 480–490.
- LUKÁCS, R., HARANGI, SZ., GUILLONG, M., BACHMANN, O., FODOR, L., BURET, Y., DUNKL, I., SLIWINSKI, J., VON QUADT, A., PEYTCHEVA I., ZIMMERER, M. 2018: Earth-Science Reviews 179, 1–19.

GEOKÉMIAI REAKCIÓK EGY FELSZÍN ALATTI H₂-TÁROLÓBAN

Gelencsér Orsolya^{1, 2}, **Szabó-Krausz** Zsuzsanna¹, **Breitner** Dániel², **Németh** Tibor³, **Szabó** Csaba¹, **Falus** György⁴

¹Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest ²O&GD Central Kft. Budapest ³Ásványtani Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest

⁴Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest

Az Európai Unió élen jár az energiaellátás környezetbarátabbá alakításában. Ezzel összhangban 2021 májusától Magyarországnak is van hidrogénstratégiája, ami az energiaszektor átalakítását, ezzel az üvegházhatású gázkibocsátás fokozatos csökkentését célozza meg párhuzamosan a H₂ szélesebb körű alkalmazásának ösztönzésével. A megújuló energia költségeinek gyors csökkenése és a technológiai fejlődés szintén hozzájárult ahhoz, hogy most fordulóponthoz érkezett az energiaipar. A világ vezető energiaipari cégei is sorra jelentik be innovatív hosszú távú stratégiáikat, amelyben a H₂ lényeges szerepet játszik, mint a változó intenzitású, megújuló energia tároló közege.

A H₂ tárolásához fontos szempont a nagy kapacitás, a korlátlan időtáv és természetesen a kis kialakítási és fenntartási költségek. Ezeknek az elvárásoknak az egyes geológiai képződmények elméletileg megfelelnek. Az H₂-tárolás tudományos vizsgálata – bár viszonylag nagy múltra tekint vissza (Foн et al., 1979) – valódi lendületet csak az elmúlt tíz évben kapott.

A H₂ tulajdonságai – kis tömege és gyors diffúziója – miatt a tárolása nagy kihívás. Ennek ellenére már kialakult egy egységes vélemény az alkalmas tároló kőzetek típusáról (TARKOWSKI, 2017). A potenciális hidrogéntároló kőzetek (kősó, agyagkő, homokkő) közül a Pannon-medencében jelentős kiterjedésben a homokkő található.

Jelen tanulmányban a Szolnoki Formációként ismert, Öcsöd környéki fúrásokból származó késő miocén

homokkövön végeztünk geokémiai modellezést annak érdekében, hogy a potenciálisan H₂-fogyást előidéző kémiai reakciókat és ásványátalakulásokat azonosítsuk. Első lépésként modelleztük a H₂ vízben való oldódásának nyomás- és hőmérsékletfüggését. A minták röntgenpordiffrakcióval meghatározott ásványos összetételét bemeneti adatként használva, futtattuk a kőzet-víz-gáz reaktivitás szimulációkat. Ehhez a pórusvíz összetételét egyensúlyi modellezéssel becsültük. A modellezés eredményeként elmondható, hogy kritikus ásványok lehetnek a karbonátok és szulfidok, amelyek reakcióba léphetnek a H₂-nel. A reakciók hatására a H₂ mennyisége csökken, a karbonátásványok beoldódhatnak, csökkentve ezzel a kőzet szilárdságát. Továbbá, a pirit - ami kis mennyiségben, de egyenletesen jelenlévő ásvány a kőzetben - szintén érzékeny a H₂-re. A modellezés szerint a pirit és H₂ reakciójából pirrhotin keletkezik.

- FOH, S., NOVIL, M., ROCKAR, E. & RANDOLPH, P. (1979): Underground hydrogen storage. Final report. [Salt caverns, excavated caverns, aquifers and depleted fields]. – Inst. Gas Technol. DOE, Brookhaven Natl. Lab, Upton, NY, 283.
- TARKOWSKI, R. (2017): Perspectives of using the geological subsurface for hydrogen storage in Poland. – Int. J. Hydrogen Energy 42, 347–355. http://dx.doi.org/10.1016/j.ijhydene. 2016.10.136.

CODRUI VS. BATTONYAI: VARISZKUSZI GRANITOI-DOK KORRELÁCIÓJA A TISZAI-FŐEGYSÉGBEN

JÁKRI Barnabás¹, Szemerédi Máté^{1, 2}, DunkL István³, Lukács Réka^{2, 4}, Kovács Zoltán², PáL-Molnár Elemér^{1, 2} ¹Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, "Vulcano" Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport

²MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport

- ³University of Göttingen, Geoscience Center, Department of Sedimentology and Environmental Geology
- ⁴Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet

A Tiszai-főegység prealpi aljzatából több paleozoos granitoidtestet is ismerünk a felszínről (Papuk, Mecsek, Erdélyiközéphegység), illetve alföldi szénhidrogénkutató-fúrásokból (pl. Algyő-Ferencszállás-Makó térsége, Battonyai-hát). Széleskörű elterjedésük ellenére részletes petrográfiai jellemzések, teljeskőzet-elemzések és cirkon U-Pb-korok csak korlátozott mértékben állnak rendelkezésre. A legkevésbé ismertek és vizsgáltak az Erdélyi-középhegység kétcsillámú, S-típusú granitoidjai. Kutatásunkban a hegység központi-nyugati részén előforduló Codru-takarórendszer granitoidjait, illetve a Battonyai-hát hasonló képződményeit (Békés-Codru szerkezeti öv) vizsgáltuk és vetettük össze. Célunk egyrészt a codrui granitoidok részletes petrográfiai és geokémiai vizsgálata, másrészt a két képződmény kapcsolatának (lokális korreláció) tisztázása volt. Megfigyeléseink egy nagyobb ívű, komplex (kőzettani, geokémiai és geokronológiai) kutatás első fázisát képezik.

A codrui granitoid a Hegyes-hegység ÉNy-i részén található galsai kőfejtőben dominánsan középszemcsés, ekvigranuláris, hipidiomorf szemcsés, enyhén irányított szövetű szienogránitként jelenik meg, amelyet aplit- és pegmatiterek járnak át. Fő kőzetalkotó ásványai: xenomorf kvarc (36–45 V/V%), hipidiomorf ortoklász (22–30 V/V%), hipidiomorf-idiomorf plagioklász (13–23 V/V%), xenomorf mikroklin (3–7 V/V%), hipidiomorf-idiomorf muszkovit (7–8 V/V%) és hipidiomorf biotit (0–7 V/V%). Az aplitokban és pegmatitokban a kvarc, a mikroklin és a muszkovit aránya magasabb, a plagioklászé alacsonyabb, az ortoklászé közel megegyező, míg biotit nem jelenik meg bennük. Az aplitokban akcesszórikus gránát is előfordul. A codrui granitoid enyhén átalakult (szericitesedett, kloritosodott), vizsgált mintáit töréses és képlékeny deformáció is jellemzi. Irányítottságát a muszkovités biotittáblák rajzolják ki.

A galsai kőzetek ásványos összetétele (muszkovit és gránát jelenléte) kontinentális kéregeredetre utal. Petrográfiailag nagyfokú hasonlóságot mutatnak a szinkollíziós, cirkon U-Pb korméréseink alapján kora karbon (355,9 +4,5-4,0 millió éves) battonyai granitoiddal (gránit, alárendelten granodiorit). Utóbbi képződmény általunk vizsgált mintái összetételükben (34-56 V/V% kvarc, 27-46 V/V% ortoklász, 1-14 V/V% mikroklin, 1-11 V/V% plagioklász, 1-9 V/V% muszkovit, 1-13 V/V% biotit) és a fő kőzetalkotók megjelenésében alig különböznek a codrui granitoidtól, bár a kőzetek szövete dominánsan inekvigranuláris, és csak ritkán mutat irányítottságot (szintén muszkovit- és biotittáblák által kirajzolva).

Fő- és nyomelemvizsgálataink (pl. ritkaföldfém és egyéb immobilis nyomelemlefutások) is nagyfokú hasonlóságot tükröznek az Erdélyi-középhegység és a délkeletmagyarországi aljzat S-típusú, variszkuszi granitoidjai között. Bár a korreláció csak új cirkon U–Pb-koradatokkal kiegészítve lehet megbízható és teljeskörű, valószínűsíthető, hogy a Tiszai-főegységben előforduló S-típusú, variszkuszi granitoidok egyazon kollíziós környezetben létrejött kéregolvadékot képviselik.

A KULCSI CSÚSZÓFELÜLET FIZIKAI–KÉMIAI TULAJ-DONSÁGAINAK TÖMEGMOZGÁS OKOZTA ÁTALAKU-LÁSA

Kırály Csilla¹, Jакав Gergely^{1, 2}, Udvardı Beatrix³, Forray Viktória⁴, Szabó Ábel⁴, Szalaı Zoltán^{1, 2} ¹ELKH, CSFK, Földrajztudományi Intézet

²ELTE TTK, Környezet és Tájföldrajzi Tanszék
³Közlekedéstudományi Intézet
⁴ELTE TTK, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium

A 21. század során a népességnövekedés hatására egyre több olyan területre építkezik az emberiség, amely nem stabil. Az instabilitás oka nem mindig a mélyben keresendő. Egyes esetekben a felső pár méter mozdulhat meg, amely komoly gazdasági károkat okozhat, és emberéleteket is fenyegethet.

Magyarország jelentős területén a felső réteget löszpaleotalaj rétegsorai alkotják, amelyek a különböző környezeti és emberi hatásra megmozdulhatnak. Az egyik leghírhedtebb magyar terület, ahol a földtömegmozgás komolyabb anyagi kárt okozott, Kulcs területén található.

Kulcs a Duna partján fekvő magaspartra épült település, ahol a kezdetben csak nyaralókként funkcionáló házak a löszfal szélére épültek, azonban ezekbe a házakba egyre többen költöztek állandó jelleggel, mely hatással volt a magasfal stabilitására is. A kiemeltebb csúszási tevékenységek a hatvanas évektől kezdve a következők voltak: 1964, 1966, 1977, 2006, 2011 és 2014. 2014-ben megmintáztuk magát a csúszófelületet és közvetlen környezetét is. A tanulmány fő célja, hogy kimutassuk milyen fizikai és kémiai változások mentek végbe a földtömegmozgás hatására a csúszófelület közvetlen környezetében, a vörösagyagrétegekben. Az ásványos összetétele mellett megvizsgáltuk e rétegek főelem-összetételét, granulometriai tulajdonságát, illetve szöveti jellegét is.

A csúszófelület és környezetének szöveti jellegét pásztázó elektronmikroszkóp segítségével vizsgáltuk, irányított, polírozott felszíneken. A csúszófelülettel párhuzamosan és a csúszófelületre merőlegesen készült polírozott felületek vizsgálatával az volt a célunk, hogy megállapítsuk, hogy csúszásirányban kialakult-e valamilyen irányítottság, illetve milyen fő folyamatok alakíthatták át a csúszófelületet és környezetét.

A modális és a főelem-összetétel, valamint a szemcseméret-eloszlás vizsgálatai alapján a csúszófelületen kifejezettek a mállás és az áthalmozódás jelei is, míg a csúszófelülettől távolodva (1, 5, 10 cm) ez a hatás egyre kevésbé érzékelhető. A mállást a szemcseméret-eloszlási görbén az agyagfrakció növekedése jelzi, míg az áthalmozódást, ha módusz jelenik meg a nagyobb szemcseméret-tartományban. A mállottság mértékét a főelemösszetétel segítségével számolt mállási index alapján határoztuk meg. A szemcsealak tulajdonságait tekintve, azonban nincs szignifikáns különbség más, a területről



1. ábra - A csúszásiránnyal párhuzamosan megnyúlt kalcitos aggregátum

származó vörösagyagréteghez képest. A pásztázó elektronmikroszkópi felvételek legszembetűnőbb eredménye, hogy a kalcitaggregátumok a földtömegmozgás hatására a csúszásiránnyal párhuzamosan megnyúltak. A vörösagyagban kialakult csúszási felületen a domináns vörösagyag mellett löszbetelepülés is megfigyelhető, melynek ásványos összetétele a vörösagyagnál változatosabb. Utóbbiban a fő ásványfázisok az agyagásványok mellett, a kvarc és a kalcit, míg a löszben jelentős mennyiségben fordul elő muszkovit, K-földpát és albit is.

Az eredmények alapján tehát az alábbi folyamatokat valószínűsíthetjük. A felszín alatti vizek áramlása a vörösagyagréteghez érve lelassul, a karbonátok kiválnak a vörösagyagréteg felső részében. A finomszemcsés kalcitdomináns aggregátumok (**1. ábra**) alakja a csúszás hatására változhatott, továbbá elképzelhető, hogy az aggregátumok a folyamatos feszültségtér következtében képződtek a jelenlegi irányított formájukban. A vörösagyag képződése során a földpátok mállásából agyagásványok képződnek, mely folyamat folytatódik a betemetődést követően. A mállás mértéke a csúszófelületen intenzívebb, mint az alatta lévő rétegekben (1, 5, 10 cm). Vagyis a csúszófelület mind kémiailag mind fizikailag jelentősen különbözik a környező rétegektől.

A tanulmány az NKFIH által támogatott FK128230 projekt keretein belül valósult meg.

INTERPLAY BETWEEN INTERNAL (MAGMATIC) AND EXTERNAL (ENVIRONMENTAL) CONDITIONS IN THE FORMATION OF A COMPLEX PLINIAN–SUBPLI-NIAN–VULCANIAN ERUPTION OF CIOMADUL (CSO-MÁD) VOLCANO (SE CARPATHIANS)

Kiss, Balázs^{1*}, Karátson, Dávid², Szakács, Alexandru⁴, Aradi, László E.⁵, Szepesi, János^{5, 6}, Biró, Tamás³, Sági, Tamás^{6, 7, 8}, Szilágyi, Veronika⁸, Kis, Zoltán⁸, Néметн, Károly^{9, 10}

- ⁴Lithosphere Fluid Research Laboratory, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary
- ⁵Isotope Climatology and Environmental Research Centre (ICER), Institute for Nuclear Research, Debrecen, Hungary ⁶MTA-ELTE Volcanology Research Group, Budapest, Hungary
- ⁷Department of Petrology and Geochemistry, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary
- ⁸Nuclear Analysis and Radiography Department, Centre for Energy Research, Budapest, Hungary
- ⁹Massey University, Volcanic Risk Solutions, Palmerston North, New Zealand
- ¹⁰Institute of Earth Physics and Space Sciences, Sopron, Hungary

Introduction

One of the main practical goals of volcanology studies is to provide predictions not just about the probability of future eruptions but also about probable eruption scenarios before and during volcanic activity (e.g., probabilistic *versus* deterministic volcanic hazard estimates). Although our understanding increased significantly in the last decades about why and how eruption style changes in short- and long-term volcanic activity, prediction of such changes before and during the eruptive phases, episodes or periods are still challenging (e.g., CASSIDY et al., 2018).

The ascending, decompressing magma in the conduit reaches its volatile solubility threshold, initiating volatile exsolution from the melt, bubble nucleation and growth, and crystallization. These processes in the conduit strongly influence magma rheology and buoyancy before fragmentation which has a fundamental control on the eruption style (e.g., CASHMAN & SPARKS 2013). Thus, understanding the shallow conduit processes is essential to understand volcanic activity and improve the volcanological predictions.

Stratigraphically controlled sampling and analyses of the Mohoş Layered Pumice Sequence (MLPS) of Ciomadul were performed in this study, which provides detailed insights into one of the latest eruptions of its Sf. Ana crater. The density, porosity, textural and geochemical analyses of the juvenile pyroclasts, together with field observations, including the stratigraphy and depositional characteristics, provides detailed insight into the different eruption episodes and the possible reasons of the changing eruption style of the 31.5 ka old TGS eruption (KARATSON et al., 2016) (TGS: Targu Secuiesc / Kézdivásárhely).

The TGS eruption: volcanology and conduit processes

The MLPS is one of the most complex primary pyroclastic deposits of Ciomadul (KARÁTSON, 2007, VINKLER et al., 2007, SZAKÁCS et al., 2015, KARÁTSON et al., 2016). Its proximal facies is cropped out on the E, SE and S slopes of the volcano's twin crater, while the medial facies crops out along the Turia (Torja) stream some 20 km farther east.

Three main units were identified in the MLPS based on the Mohos-Vârful Mohos outcrop (MOH-VM1 in KARÁTSON et al., 2016). From bottom to top: 1st Plinian fall and Subplinian flow unit, 2nd Subplinian fall unit, 3rd Vulcanian block-and-ash flow unit (Figure 1). A paraconformity surface between the 1st and 2nd units indicates a short break during the eruption sequence. The Plinian unit starts with a cm-thick ash layer followed by a rhythmic sequence of ash and pumice fall deposits (Figure 1). This is overline by a several m thick coarse-grained pumiceous unit with interbedded, non-layered, ash-rich lapilli tuff. The grain-size variation in this unit was only observed in the valley-filling facies of near-vent outcrop (Figure 1, A1 unit). The A1 unit was probably deposited by a Plinian phase while the ash-rich subunits suggest repeated partial column collapse episodes. During the highest-intensity phase (paroxysm) of the Plinian eruption the vent geometry most probably changed (i.e., by vent wall-rock erosion and/or vent shifting). This is indicated by a breccia-rich layer with large (0.5 up to 1 m across) lithic blocks at the top of the A unit (Figure 1, A2 unit) just below the ash-rich phreatomagmatic PDC (Pyroclastic Density Current) deposits (Figure 1, A3 unit). The Plinian phase was aborted by a phreatomagmatic phase as evidenced from the abruptly appearing A3 unit (Figure 1, A3

¹Institute of Geography and Earth Sciences, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary (*balazskissgeo@gmail.com) ²Department of Physical Geography, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary

³Institute of Geodynamics, Romanian Academy, Bucharest, Romania



Figure 1 – Representative pictures of the Mohoş Layered Pumice Sequence and vesicularity, groundmass glass OH/Si content logs (by Raman spectroscopy). Red arrows indicate the main unit boundaries defined by unconformity surfaces. Coloured discs indicate sampling points. Please consult the text for further details

unit). After the phreatomagmatic explosions diminished, a break occurred which is manifested in the tephra record as a sharp contact surface between the phreatomagmatic unit and the overlying succession. The second eruption unit inferred to be related to a short-lived Subplinian fall event (or episode). The uppermost unit was deposited by violent Vulcanian explosions which produced several hot PDCs (*nuée ardente*) channelized by the palaeo-valley network leaving behind typical topography-confined block-and-ash fans.

The high-resolution stratigraphy analyses of the MLPS indicate the occurrence of complex conduit process that governed the formation of the TGS eruption sequence. The deposits show strong density layering and, certain parts of the succession the fragmentation level also shows a wide range of clast density (**Figure 1**). During the Plinian phase the decreasing vesicularity and increasing glassy pyroclasts's OH/Si ratio indicate increasing fragmentation depth (**Figure 1**). The textural heterogenity also increases upwards accompanied by the appearance of sheared vesicles and microlites (**Figure 2**). The large density range of the intra-Plinian ash-rich deposits indicates that during the Plinian

phase the magma in the conduit repeatedly reached a horizontally heterogeneous porosity due to outgassing and densification which caused stronger fragmentation and eruption column destabilization (**Figure 1**).

During the highest-intensity phase (paroxysm) and associated vent erosion and/or shifting an increase in the depth range of the evacuating magma was observed. Interestingly, the changing vent geometry had no direct effect on the magma vesicularity (**Figure 1**), which indicates that the increased degree of fragmentation and associated ash-rich surges in the A3 unit just after the paroxysm were most probably caused by the interaction with external water. The phreatomagmatic origin of unit A3 is also supported by the heterogenous vesicularity distribution and OH/Si ratio (**Figures 1, 2**).

During the pause after the Plinian eruption the conduit was refilled by a new magma batch that finally contributed to a short-lived Subplinian eruption. This eruption was fed by a horizontally heterogeneous magma from the conduit. After this eruption, the magma remaining in the conduit experienced strong densification due to outgassing, during which a vertical upward-increasing den-



Figure 2 – Representative BSE images showing textural variation caused by heterogeneities of vesicle and microlite content and distribution. Upper left: microlite free, highly vesicular pumice. Upper right: Microlite rich, moderately vesicular pumice. Lower left: small scale, heterogenous vesicle texture. Lower right: Typical texture because of heterogeneous vesiculation. Please consult the text for further details

sity gradient was formed. Such a plug was disrupted by a series of Vulcanian-style explosions. The textural analyses of the clasts (**Figure 2**) revealed that shearing played an important role in the outgassing of the magma.

Final remarks

1) Our study confirms that conduit processes such as degassing, outgassing, densification, vesiculation, microlite grow, shearing, heterogeneity in the degree of the degassing, and crystal-content-dependent viscosity, fragmentation, were important control factors of the eruption style.

2) On the other hand our study highlights that the effect of external non-magmatic factors, such as the physical environment of the fragmentation (e.g., weak, eroding/shifting vent geometry or magma-water interaction) also play a strong control role on the eruption style in the case of dacitic Plinian eruptions.

3) Thus, besides those studies focusing on better characterization of magma fragmentation, the external magma fragmentation environment and conditions shall also be studied in appropriate details to improve our understanding of the most likely future eruption scenarios.

4) Ciomadul is a candidate for long-lived polygenetic, intermediate-to-silicic composition volcanoes that explicit-

ly demonstrate the relative role of internal and external conditions which may affect the factors that influence eruption style.

Special thanks for Kata MOLNÁR, Ágoston TÓTH, Zoltán Kovács, Kristóf FEHÉR, Kata MÉSZÁROS, Éva M. JANKOVICS for their help during field and analytical work.

References

- CASHMAN, K. V.; SPARKS, R. S. J. (2013): How volcanoes work: A 25 year perspective. GSA Bulletin 125/5–6, 664–690.
- CASSIDY, M. et al. (2018): Controls on explosive-effusive volcanic eruption styles. – Nature communications 9/1, 1–16.
- KARÁTSON D. (2007): A Börzsönytől a Hargitáig vulkanológia, felszínfejlődés, ősföldrajz. – Typotex Kiadó, Budapest, 463 p.
- KARÁTSON, D. et al. (2016): The latest explosive eruptions of Ciomadul (Csomád) volcano, East Carpathians – a tephrostratigraphic approach for the 51–29 ka BP time interval. – Journal of Volcanology and Geothermal Research 319, 29–51.
- SZAKÁCS, A. et al. (2015): Eruptive history of a low-frequency and low-output rate Pleistocene volcano, Ciomadul, South Harghita Mts., Romania. – Bulletin of Volcanology 77/2, 1–19.
- VINKLER, A. P. et al. (2007): A Csomád vulkán (Keleti-Kárpátok) horzsaköveinek kőzettani és geokémiai vizsgálata-petrogenetikai következtetések. – Földtani Közlöny 137/1, 103–128.

A FIRIZA BAZALT (AVAS–GUTIN HEGYSÉG) MAG-MÁS VÍZTARTALMÁNAK VIZSGÁLATA FTIR SPEKT-ROMETRIÁVAL

Kővágó Ákos¹, Kovacs Marinel², Szabó Csaba¹, Kovács István János^{3, 4}

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest

²Kolozsvári Műszaki Egyetem, Északi Egyetemi Centruma, Nagybánya

³Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

⁴Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest

Kutatásunk során az Avas-Gutin hegység (Erdély, Románia) területéről származó mészalkáli vulkáni kőzetek fenokristályai közül a névlegesen vízmentes ásványok (klinopiroxén, plagioklász, kvarc) szerkezeti hidroxiltartalmát vizsgáljuk, aminek segítségével bizonyos esetekben következtetni lehet a forrásmagma illótartalmára.

A szakirodalom alapján mészalkáli vulkáni kőzetekben található vízmentes ásványok fenokristályainak szerkezeti hidroxil- (FTIR) vizsgálata rávilágított arra, hogy a szerkezeti hidroxiltartalom a vulkáni kitörés során és után is nagymértékben megváltozhat (BIRÓ et al., 2017, LLOYD et al., 2016). Azonban a klinopiroxén tanulmányozása legtöbb esetben lehetőséget biztosít ennek kiszűrésére, mivel a hidroxil diffúziós sebessége ebben az ásványban az egyik legkisebb a vízmentes ásványok közül (FARVER, 2010). Továbbá a klinopiroxén-spektrumok részletes elemzésével lehetséges következtetni – különböző helyettesítések relatív intenzitása alapján – a szerkezeti hidroxiltartalom utólagos csökkenésére (PATKó et al., 2019).

A vizsgált képződmények közül az egyik legígéretesebb az általunk részleteiben vizsgált Firiza bazalt, amiben gyakori ásvány a klinopiroxén és feltehetően gyorsan hűlt ki teléres megjelenése miatt, valamint a klinopiroxének FTIR spektrumaik alapján valószínűleg megőrizték az egyensúlyi magmás víztartalmat. Ezen következtetések tükrében kiszámítottuk az egyensúlyi magmás víztartalmat (~3-5 tömeg% H₂O), aminek pontos értelmezéséhez, a magmás rendszerben betöltött szerepének megértéséhez szükséges petrográfiai megfigyelést és ásványkémiai elemzést is elvégeztük.

- BIRÓ, T., KOVÁCS, I., KARÁTSON, D., STALDER, R., KIRÁLY, E., FALUS, G., FANCSIK, T. & SÁNDORNÉ KOVÁCS, J. (2017): Evidence for postdepositional diffusional loss of hydrogen in quartz phenocryst fragments within ignimbrites. – American Mineralogist 102/6, 1187–1201
- FARVER, J. R. (2010): Oxygen and Hydrogen Diffusion in Minerals. – Reviews in Mineralogy and Geochemistry 72/1, 447–507.
- LLOYD, A. S., FERRISS, E., RUPRECHT, P., HAURI, E. H., JICHA, B. R. & PLANK, T. (2016): An assessment of clinopyroxene as a recorder of magmatic water and magma ascent rate Journal of Petrology, 57, 1865–1886.
- Ратко́, L., Liptai, N., Kovács, I., Aradi, L., Xia, Q. K., Ingrin, J., Mihály, J., O'Reilly, S. Y., Griffin, W. L., Wesztergom, V. & Szabó, Cs. (2019): Chemical Geology 507, 23–41.

KŐZET-NANOŐRLEMÉNYEK HATÁSA NÖVÉNYEK-RE, KÉMIAI ÉS ÁSVÁNYTANI VONATKOZÁSOK

KRISTÁLY Ferenc¹, SIPEKI Lilla¹, Rácz Ádám², Márkus Izabella Rebeka², Tompa Richárd³

¹Miskolci Egyetem, Ásványtani- Földtani Intézet

²Miskolci Egyetem, Nyersanyagelőkészítési és Környezeti Eljárástechnikai Intézet

³Miskolci Egyetem, Bányászati és Geotechnikai Intézet

A kőzetek gyakran értékes nyersanyagok, de még gyakrabban kis értékű ugyanakkor nagy térfogatban felhalmozódó melléktermékeket eredményeznek, ha bányászati (egyéb ipari) tevékenységről van szó. Egyre nagyobb hangsúlyt kap a meddőképzés megszüntetése és a hozzáadott értékű termékek előállítása a melléktermékekből, mint másod nyersanyagokból. Kísérleteinkkel andezit (Nógrádkövesd) és riolittufa (Bodrogkeresztúr) feldolgozási módját és a termékek egyik lehetséges felhasználási területét kezdtük feltárni, ami a csírázást elősegítő természetes anyagú adalékok előállítása. Bár a mezőgazdaságban való hasznosítást a riolittufa esetében már a gyakorlatban is végzik és a terméknek komoly piaca van, a mi célunk kis térfogatban nagy értéket képviselő anyagok létrehozása.

A kőzeteket laboratóriumi golyósmalomban, majd az így kapott 106 µm alatti anyagot nedves közegű, folyamatos üzemű keverő malomban 500 nanométer alá óröltük, a folyamat során minden terméket röntgen-pordiffrakciós (XRD) vizsgálatnak vetettünk alá, szükség szerint kiegészítve egyéb kőzettani, ásványtani és kémiai-fizikai mérésekkel. Az őrleményeket laboratóriumi csíráztatási kísérletekhez használtuk fel napraforgó, kukorica, tavaszi búza, tritikálé és len csíráztatásához. A növényi anyagokon további ásványtani és kémiai vizsgálatokat végeztünk, hogy a tápanyagfelvételről kvantitatív adatokat nyerjünk. A leghasznosabbnak bizonyuló módszer az XRD, amelynek segítségével ki lehet mérni a biomasszában kristályosodó szerves és szervetlen anyagokat. Ezen vizsgálatokat szükséges kiegészíteni elektronmikroszkópiai, nedveskémiai és egyéb spektroszkópiai módszerekkel is.

Az őrlési szakaszokban kapott eredmények alapján jelentős nanoszemcsés (nano, mint <100 nm) frakció fejlődése tapasztalható, amelyet a kisszögű röntgenszórás (SAXS) jelével észlelünk és kvantifikálhatunk. Az ásványtani összetétel nanofrakcióhoz való kötése további kísérleteket is igénvel. A csíráztatáshoz használt nanoőrlemények szuszpenziók teljesen nanokristályosak, de csak részben nanoszemcsések, mivel a kristályszemcsék térfogatukban is feltöredeznek és amorfizálódnak. Mindenképp stabil és nagy fajlagos felületű szuszpenzió állítható elő, amelyek serkentő hatással vannak a csírázásra és kezdetei növekedési szakaszra. A kőzetek kémiai összetételéhez mérten, a várt módon, eltérő kationok szívódnak fel: a riolittufából főleg a K, míg az andezitből főleg a Ca. Ezek csak élő talaj esetében vannak pozitív hatással a növényre és szívódnak fel optimálisan, ugyanis a gyapotkorongon való csíráztatás csak minimális ásványianyag-felvételt mutatott. Ezzel szemben a talajban növesztett növények változatos K- és Ca-biomineralizációt, de SiO₂-ot és egyéb kristályos anyagot is termeltek. Ezek jelenlétét több módszerrel is sikerült kimutatni, illetve típusaikat, jelenlétüket jellemezni.

A kísérleteket kültérre is kiterjesztettük, csíráztatási és trágyázási eljárásokkal, hogy a naonőrlemények hatását tanulmányozzuk. Ezek előzetes eredményeit is összehasonlítjuk a laboratóriumi eredményekkel.

SZERKEZETFEJLŐDÉS ÉS REPEDÉSCEMENTÁCIÓ AZ ÓBÁNYAI-VÖLGYBEN (KELET-MECSEK)

LADÁNYI Lili^{1*}, HRABOVSZKI Ervin¹, SCHUBERT Félix¹

¹Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged *prezentáló: lili99ssu@gmail.com

A Mecsek hegység területén az elmúlt évtizedekben számos triász és jura képződményben mutattak ki szénhidrogén-tartalmú paleofluidum migrációra utaló nyomokat (Lukoczki et al., 2012). Az Óbányai-völgyben végzett terepi megfigyeléseink során olyan kalcit anyagú repedéskitöltéseket figyeltünk meg, melyekben kőolajtartalmú fluidumzárványok jelenléte igazolható. A közel 2,8 km hosszú, ÉK–DNy-i irányban húzódó völgy ideális mintaterületnek tekinthető az egykori migrációt lehetővé tévő repedésrendszerek vizsgálata szempontjából. Kutatásunk során klasszikus szerkezetföldtani módszerek alkalmazásával kíséreltük meg rekonstruálni a völgy szerkezetfejlődését. A mért adatok grafikus ábrázolása során rétegeket, töréseket és ereket különítettünk el. A kézipéldányok makroszkópos megfigyelésén túl polarizációs, katódlumineszcens (CL) mikroszkóp, valamint Raman mikrospektroszkóp segítségével végeztünk megfigyeléseket. A kalcitereket orientációjuk alapján négy csoportba soroltuk be: vastag kalcitér (Cal_{vas}), alárendelt-vékony kalcitér (Cal_{A-vék}), domináns-vékony kalcitér (Cal_{D-vék}) és breccsás kalcitér (Cal_{BRE}). Ezen erek jellemzően tömbös, megnyúlt tömbös kalcitkristályokból állnak, azonban a Cal_{A-VÉK} és a Cal_{D-VÉK} ércsoportok esetében fogazott határvonalakkal rendelkező (radiator structure; Bons et al., 2012) megnyúlt szemcsék is megjelennek. Az ércsoportokra jellemző a repedés és bezáródás (crack-sealing; RAMSAY, 1980) típusú alakváltozási mechanizmus által kialakult szerkezeti elemek megjelenése. Az egyes ércsoportok esetében a szöveti helyzet és a CL-tulajdonságok alapján feltételezhető, hogy a breccsásodás a repedés és a bezáródási esemény előtt ment végbe, valamint, hogy a breccsásodás során a korábbi erek gyengeségi síkként reaktiválódtak. Összegezve megállapítható, hogy szá-

mos, ércsoport mellékkőzetében végbement egy brecscsásodást okozó deformációs esemény. A Calvas és a Cal_{D-VÉK} erek szembeötlő hasonlósága alapján felmerülhet, hogy azonos, vagy időben közeli szerkezetalakulási események során fejlődtek ki. Mindemellett a völgyben egy balos oldalelmozdulás is megfigyelhető (0-180°), amelynek orientációja egyezést mutat a Cal_{A-VÉK} csoporttal. A meghatározott, szisztematikusan előforduló törések orientációs adatai alapján, fennáll annak lehetősége, hogy a völgyben megjelenő repedés és érrendszerek a területen beazonosított redőzés során alakultak ki (Twiss & MOORES, 1992), elősegítve a szénhidrogén-tartalmú fluidum egykori migrációját. Ennek tisztázására a jövőben UV-fluoreszcens vizsgálatok, fluidumzárvány-mikrotermometriai-, illetve stabilizotóp-arány mérések adhatnak lehetőséaet.

A tanulmány az Emberi Erőforrások Minisztériuma ÚNKP-20-3 kódszámú Új Nemzeti Kiválósági Programjának támogatásával készült (HE).

- BONS, P. D., ELBURG, M. A. & GOMEZ-RIVAS, E. (2012): A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. – Journal of Structural Geology 43, 33–62.
- RAMSAY, J. G. (1980): The crack-seal mechanism of rock deformation. – Nature 284, 135–139.
- LUKOCZKI, G., SCHUBERT, F. & HÁMORNÉ VIDÓ, M. (2012): Szénhidrogén-migráció nyomai Pécsvárad környékén (Mecsek hegység). – Földtani Közlöny 142/3, 229–242.
- Twiss R. J. & Moores E. M. (1992): Structural Geology. -Freeman, New York.

DISZLOKÁCIÓVEZÉRELT AMFIBOLNÖVEKEDÉS A PERSÁNYI-HEGYSÉG ALATTI FELSŐ KÖPENYBEN

Lange Thomas Pieter^{1, 2*}, Pálos Zsófia³, Вегкезі Márta^{1, 2}, Molnár Gábor^{2, 4, 5}, Pósfai Mihály⁴, Реккег Péter⁴, Szabó Csaba^{1, 5}, Kovács István János^{2, 5}

¹Lithoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Földrajz- és Földtudomány Intézet, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest;

²MTA Pannon LitH₂Oscope Lendület csoport;

³Mineral Resources and Geofluids Group, Department of Earth Sciences, Genfi Egyetem, Svájc;

⁴Alba Regia Műszaki kar, Geoinformatikai Intézet, Óbudai Egyetem, Székesfehérvár;

eNanolab, Pannon Egyetem, Veszprém;

⁵Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

A Persányi-hegységi vulkáni terület (Erdély) alatti felső köpenyben egy klinopiroxén-fluidumzárvány reakcióját figyeltük meg, aminek eredményeként amfibollamella keletkezett. A reakcióban részt vevő izometrikus fluidumzárvány döntően CO₂-ot tartalmaz, amihez



1. ábra – Sematikus ábra a szilárd-fluidum határfelületéről és a határfelületből kiinduló "misfit" diszlokációcsatornáról (kék), ami a klinopiroxén (zöld) – amfibol (barna) határa mentén található. CO₂/(H₂O+H₂O-ban oldott molekulák) molekulaarány a szilárd-fluidum határától távolodva növekszik a molekulák polaritásából adódóan. A mobilis elemek a "misfit" diszlokációs csatornán keresztül vándorolnak, és a diszlokációvándorlás során reakcióba lépnek a szilárd fázisokkal (klinopiroxén, piribol)

kevés H₂O, N₂, H₂S és kis mennyiségű olvadékkomponens társul. A fluidumzárványban anatáz és dolomit is előfordul. A fluidumzárvány összenőve jelenik meg az amfibollamellával. Úgy véljük, hogy a fluidumzárvány kialakulását követő "nyugalmi" állapotban CO₂/H₂O-

gradiens alakul ki a zárványban. Ebből adódóan H₂O-gazdagodás lép fel a fluidumzárvány határán, ami elősegíti az amfibol kialakulását. Az amfibol nukleációját - a kőzet deformáltságából adódóan - egy határ mentén fellépő "diszlokáció kioltásához / megszűnéséhez" kötjük. Az amfibolkiválás során és azt követően megkezdődik az eredeti fluidumzárvány anyagvesztése az újonnan kialakuló "nedves" amfibol-klinopiroxén határa mentén. A leggyorsabb diffúzió a két ásvány [001] irányában történik, köszönhetően a [001] iránnyal párhuzamosan kialakuló "misfit" diszlokáció által létrejött csatornáknak (1. ábra). Az amfibol növekedése során "misfit" diszlokációvándorlás lép fel. A STEM-adatokból létrehozott szerkezeti modell alapján - a diszlokációvándorlás során - az amfibolrácsban rotáció, a klinopiroxénrácsban rotáció és transzláció együttesen lép fel, amit egyidejűleg a biopiribol oktaéderláncának szakadása és összeforrása kísér. A "misfit" diszlokációs csatornák a fluidumzárványból felszabadult elemeket (pl. H, Na, Al) akkumulálják, amelyek a diszlokáció mozgása során részt vesznek az amfibol képződésében. A diszlokációs csatorna keresztmetszetre kapott előzetes számolások alapján lehetőség van "száraz" fluidum, CO₂ vándorlására is. Ennek függvényében úgy véljük, hogy a köpenykigázosodás során a CO₂ egy része egykori fluidumzárványokból származhat.

SZÉP REMÉNYEK, PORZÓ TERMELŐCSÖVEK – AVAGY RÁJÖTTEM, HOGY NEM KELL FÉLNI A VÍZKŐTŐL, MEG IS LEHET SZERETNI

Lázár Angelika¹, Körmös Sándor¹, JANOVSZKY Patrick², SCHUBERT Félix^{1*} ¹Szegedi Tudományegyetem TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, *(előadó) ²Szegedi Tudományegyetem TTIK Szervetlen és Analitikai Kémiai Tanszék

A fluidumkitermelés során – legyen szó geotermikus vagy szénhidrogéncélú bányászatról - tekintélyes fluidummennyiség kerül az eredeti rezervoárviszonyokhoz képest megváltozott fizikai-kémiai körülmények közé. Ezen megváltozott körülmények eredményeképpen a termelőcsövekben, szivattyúkban, ill. hőcserélőkben, viszonylag rövid idő alatt, jelentős mennyiségű ásványkiválás (vízkő, scale) képződhet. A kiválások megjelenése az átfolyási keresztmetszetek szűküléséhez, a nyomás és a hozamok csökkenéséhez vezet. A kiválások fajtáját - a vizes oldatokból kialakuló ásványkiválásokhoz hasonlóan - a szülőfluidum összetétele és a képződésük idején uralkodott fizikai-kémiai körülmények határozzák meg. A kémiai összetételüket tekintve a kiválások leggyakrabban karbonátok, szilikátok, oxidok, szulfátok, illetve szulfidok. A kiválások okozta termelés-visszaesés elhárítására több megoldás létezik, melyek egy része a már kialakult szilárd anyagok eltávolítását célozza, míg mások a kiválás megindulását igyekeznek hátráltatni, ill. a kiválás ütemét próbálják alacsony szinten tartani. Ez utóbbi megközelítés annál hatékonyabb, minél részletesebben ismertek a kiválásért felelős folyamatok, illetve az a fizikai-kémiai rendszer, amiből és ahol a kiválás történik.

Előadásunkban egy repedezett, metamorf aljzati szénhidrogén-tároló kiemelt helyzetű pontján mélyült kút termelőcsövének keresztmetszetét leszűkítő kiválás vizsgálatának eredményeit mutatjuk be. A kútból 1994 óta gázt, ill. gázcsapadékot termeltek mindaddig, amíg a kiválások a termelést el nem lehetetlenítették. A kiválást felépítő anyagok és a szülőfluidumok összetételének, a kiválás mechanizmusának, valamint az ásványkiválás körülményeinek tisztázása érdekében részletes petrográfiai és mikroszöveti, valamint analitikai vizsgálatokat végeztünk, amely során Raman-spektroszkópiát, lézer indukált plazma spektrometriát, tömegspektrometriát, valamint mikrotermometriai méréseket alkalmaztunk.

Az ásványkiválást és annak folyamatát egy természetes hidrotermális rendszer analógiájaként működő környezeti modellként kezeltük. A rendszer működésének mind részletesebb megértése céljából felhasználtuk a több évet felölelő, kémiai és fizikai paramétereket (pl. fluidum-összetétel, hőmérséklet) tartalmazó adatsorokat.

Munkánk során az alábbi kérdésekre kerestünk választ:

(a) Mit árul el a termelőcső falán fenn-nőtt ásványkiválás szövete a kialakulás körülményeiről?

(b) Milyen volt a szülőfluidum összetétele és állapota a kiválás idején?

(c) Hordoz-e időbeli változásokra utaló bélyegeket a vízkő anyaga a fluidumösszetételre és/vagy a kiválás összetételére vonatkozóan?

(d) Összevethetők-e a kútban mért fizikai paraméterek a kiválás alapján rekonstruálható kiválási körülményekkel?

(e) Milyen folyamatok vezethettek a tömeges vízkőkiváláshoz?

FELSŐKÖPENY-EREDETŰ AMFIBOLOK VIZSGÁLA-TA FOURIER-TRANSZFORM INFRAVÖRÖS SPEKT-ROSZKÓPIÁVAL

LIPTAI Nóra¹, Lange Thomas Pieter^{1, 2}, Ратко́ Levente^{2, 3}, Aradi László Előd², Berkesi Márta^{1, 2}, Tollan, Peter^{4, 5}, Padrón-Navarta, José Alberto^{6, 7}, Hermann, Jörg⁴, Szabó Csaba^{2, 3}, Kovács István János¹

¹MTA EK Lendület Pannon LitH₂Oscope Kutatócsoport, EK, Budapest

²Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, FFI, ELTE-TTK, Budapest

³Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron

⁴Institut für Geologie, Universität Bern (Svájc)

⁵Institute of Geochemistry and Petrology, ETH Zürich (Svájc)

⁶Géosciences Montpellier, CNRS-Université de Montpellier et Université des Antilles, Montpellier (Franciaország) ⁷Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC – University of Granada, Armilla (Spanyolország)

A felső köpenyben előforduló – általában pargasit öszszetételű – amfibolokra az elmúlt években egyre nagyobb figyelem irányul, köszönhetően a köpeny "vízháztartásához", valamint a fő fizikai határfelületekhez kapcsolódó szerepüknek (pl. Kovács et al., 2017). A Fourier-transzform infravörös spektroszkópia (FTIR) gyakran alkalmazott módszer a névlegesen vízmentes ásványok víztartalmának meghatározására, azonban természetes amfibolok vizsgálatára ritkán használják azok komplex összetétele és kristályszerkezete miatt. Felsőköpeny-xenolitokban az amfibol érként vagy intersticiális elegyrészként fordul elő, de ezen kívül lamellaként is megjelenhet ortopiroxénben és klinopiroxénben. Tanulmányunkban hiperspektrális térképeket készítettünk FTIR alkalmazásával, többféle felbontásban, azzal a céllal, hogy felderítsük a Kárpát-Pannon régió felső köpeny piroxénjeiben előforduló amfibollamellák mennyiségét és eloszlását, valamint képződési folyamatát.

Az elemzett minták közül amfibollamella elsősorban a régió peremi területeiről (Stájer-medence, Persányi-hegység) származó xenolitokban jellemző, amelyek szubdukciós fluidumok által gazdagon átjárt köpenyrészeket képviselnek. A lamellatartamú piroxének egy része intersticiális amfibol szomszédságában helyezkedik el, amely arra utal, hogy a lamellák szintén metaszomatózis hatására képződtek. Azokra a piroxénekre, amelyek mellett nem volt jelen intersticiális amfibol, becslést végeztünk a lamellák térfogati arányáról a hiperspektrális térképek segítségével. Ebből következtettünk a piroxének teljes víztartalmára, amely mind az ortopiroxén, mind a klinopiroxén esetében jóval nagyobbnak bizonyult annál, mint ami a köpenyben jellemző ezekre az ásványokra. Ebből következik, hogy az FTIR-vizsgálattal detektálható mennyiségű amfibollamella képződéséhez minden esetben további "vízforrás" (például fluidumzárvány vagy metaszomatikus fluidum a szemcsehatáron) szükséges.

Irodalomjegyzék

KOVÁCS, I., LENKEY, L., GREEN, D. H., FANCSIK, T., FALUS, GY., KISS, J., OROSZ, L., ANGYAL, J. & VIKOR, ZS. (2017): The role of pargasitic amphibole in the formation of major geophysical discontinuities in the shallow upper mantle. – Acta Geodaetica et Geophysica 52, 183–204.

A TOKAJI-HEGYSÉG RIOLITOS ROBBANÁSOS KITÖRÉSEI: CIRKON U–PB GEOKRONOLÓGIAI ÉS GEOKÉMIAI EREDMÉNYEK

LUKÁCS Réka^{1, 2*}, SZEPESI János^{2, 3}, GUILLONG, Marcel⁴, Józsa Sándor⁵, Kovács Zoltán², BACHMANN, Olivier⁴, HARANGI Szabolcs^{2, 5}

¹Földtani és Geokémiai Intézet, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, ELKH, 1112 Budapest
²MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, 1117 Budapest

³Atomagkutató Intézet, Izotópklimatológiai és Környezetkutató Központ, ELKH, Debrecen
 ⁴ETH Zürich, Svájc
 ⁵Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest

*lukacs.reka@csfk.org

A Kárpát-Pannon térséget a miocén során többször terítették be nagy térfogatú Si-gazdag magmákból származó robbanásos vulkáni kitörések anyagai. Ezek a piroklasztüledékek amellett, hogy a miocén rétegtani tagolásában kulcsrétegek, a nagy vulkánkitörések környezeti hatásait is segíthetnek megérteni és felmérni. A miocén során térségünkben >4000 km3 tefra rakódhatott le, és a kapcsolódó kitörések európai viszonylatban a legnagyobbak lehettek abban az időben. A robbanásos kitörések a szinrift időszak első felében feltehetően főleg a Közép-magyarországi tektonikai zónához kapcsolódóan történtek. A Magyarország északi területén lévő piroklasztitok legújabb geokronológiai adatai arra utalnak, hogy a főbb kitörési események 18,2 és 14,4 millió év között történtek (Lukács et al., 2018, 2021). A piroklasztitok felszínen legjobban a Bükkalja vulkáni területen tanulmányozhatók, valamint ettől északra, nyugatra több feltárásban. A szinrift fázis második felében, az előbbitől keletebbre, a Tokaj-Szalánci-hegységben szintén jelentős mennyiségű Si-gazdag robbanásos vulkáni anyagot szolgáltató kitörések történtek a kb. 15-10 millió évvel ezelőtt (Pécskay et al., 2006) zajlott andezites-riolitos vulkanizmus során. Ettől keletre további területeken nagy térfogatú riolitos robbanásos kitörések történtek, amelyeknek szintén lehetett távoli hatásuk, pl.: Gutin (~15,4-14,4 M év; Kovacs et al., 2021 és hivatkozásai), Gorelka tefra (11,5 M év; DANISIK et al., 2021).

Ebben a munkában a Tokaji-hegységhez kapcsolódó riolitos piroklasztitokat vizsgáltuk cirkon U-Pb geokronológiai, geokémiai és kőzettani szempontból. A képződmények kora alapján 4 szintet tudunk elkülöníteni a 13,2±0,2 és 11,4±0,2 millió év közötti intervallumban. Az egyes szintek a cirkon geokémiája alapján többnyire átfednek egymással, míg a teljes kőzetek Sr-, Eu-, Zr-, Hf-, Bakoncentrációk alapján mutatnak különbségeket. SiO₂-tartalmuk 72–77 t% közötti és peralumíniumos jellegűek. A főelem-összetételekre jellemző változékonyság elsősorban a kőzeteket ért másodlagos hatásoknak tudhatók be (bentonitosodás, kovásodás), amelyek egyes mobilis elemek esetében is megmutatkoznak. A kőzetösszetételekből számolható cirkonra vonatkozó telítettségi hőmérsékletadatok 700–800 °C közöttiek, és egyes szintek esetében sajátos értékeket adtak. A vizsgált cirkonkristályok Eu-anomália, Yb/Dy, P-tartalom alapján jól elkülöníthetők a Bükkalján található, korban közeli, badeni piroklasztitok cirkonjaitól. Ezek alapján, a cirkonkristályok segítségével elválaszthatók lehetnek egymástól a disztális területeken megjelenő badeni-szarmata korú Si-gazdag piroklasztitok, és hozzájárulhatnak a korrelációs és rétegtani problémák megoldásához akkor is, ha a kőzetek összetételét másodlagos folyamatok átalakították.

A kutatás az NKFIH FK131869 számú projekt keretében valósult meg. Lukács Réka munkáját az Innovációs és Technológiai Minisztérium Új Nemzeti Kiválóság Programja (ÚNKP-20-5) és Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatja.

- DANIŠÍK, M., PONOMAREVA, V., PORTNYAGIN, M., POPOV, S., ZASTROZHNOV, A., KIRKLAND, C.L., EVANS, N. J., KONSTANTINOV, E., HAUFF, F. & GARBE-SCHÖNBERG, D. (2021): Earth and Planetary Science Letters, 563, 116890
- Kovacs, M., Fülöp, A., Seghedi, I. & Pécskay, Z. (2021): Lithos 396-397, 106191
- LUKÁCS R., HARANGI SZ., GUILLONG M., BACHMANN O., FODOR L., BURET Y., DUNKL I., SLIWINSKI J., VON QUADT A., PEYTCHEVA I. & ZIMMERER M. (2018): Earth-Science Reviews 179, 1–19.
- LUKÁCS, R., GUILLONG, M., BACHMANN, O., FODOR, L., HARANGI, SZ. (2021): Frontiers in Earth Science (2296–6463) 9, 1–20.
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., BALOGH, K., KONEČNY, V., et al. (2006): Geologica Carpathica 57/6, 511– 530.

A PANNON-MEDENCE 3D SZERKEZETI VÁZA ÉS KITÖLTŐ ÜLEDÉKEINEK MODELLJE

Maros Gyula¹, Bereczki László¹, Markos Gábor¹, Selmeczi Ildikó¹, Babinszki Edit¹, Héja Gábor¹, Palotai Márton¹, Špelić, Marko², Budić, Marko², Mišur, Ivan², Atanackov, Jure³, Kronome, Balázs⁴, Melnik, Igor⁵, Farnoaga, Radu⁶, Demir, Vedad⁷, Stejić, Petar⁸, Pandurov, Mihajlo⁸

¹MBFSZ Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat
 ²HGI Hrvatski Geološki Institut
 ³GeoZS Geološki zavod Slovenije
 ⁴SGUDS Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
 ⁵GEOINFORM State Information Geological Fund of Ukraine
 ⁶IGR Institutul Geologic al României
 ⁷FZZG Federalni zavod za geologiju Bosnia i Herzegovina
 ⁸GSS Geološki zavod Srbije

Munkánk célja az volt, hogy a Pannon-medence területére létrehozzunk egy olyan 3D szerkezeti és földtani keretet és hozzá kapcsolódó adatbázist, amely a korábbi és jövőbeli kutatások számára közös vonatkoztatási alapot jelent; foglalkozzon az akár a terület egészével vagy egy részletével. A szerkezeti váz és az adatbázis publikált, feldolgozott elemeket és saját kutatási eredményeket is otartalmaz. A munka a GeERA-GeoEnergy témacsoport GeoConnect³d EU-projekt keretében 8 ország együttműködésében valósult meg. A szerkezeti váz kialakításához felhasználtuk Schmid et al. (2019) és HAAs et al. in Kocsis ed. (2018) publikációit. Az együttműködés során, a harmonizált adatokon túl a szlovén-magyar-osztrák területen a T-Jam (Fodor et al., 2013) és TransEnergy (Maros ed., 2012) projektek modellszintjei, a dél-dunántúli és horvátországi részen Horváth et al. (2013) Dráva-medencei geotermikus projekt és délen (Horvátország, Bosznia,

Szerbia és Románia területén) a DARLINGe (ROTÁR et al., 2018) projekt adatait vettük figyelembe. Az Alföldön MAROS et al. (2019) Magyarország 1:500 000-es medencemodelljében felhasznált szeizmikus szelvényeken értelmezett horizontjai, valamint átértékelt fúrásadatai kerültek be a modellbe. A fennmaradó ukrajnai, romániai területrészeken VISZKOK (2001) átértékelt fúrásai kerültek felhasználásra. A kutatás megalapozásaként a partnerországokkal sztratigráfiai harmonizáció valósult meg a Pannon-medencét kitöltő üledékekre.

Szerkezeti váz kialakítása. A szerkezeti váz egy olyan GIS-rendszer, amely különböző méretarányú, különböző részletességű térinformatikai adatrendszert tartalmaz a Pannon-medencére vonatkozóan. A legkisebb méretarányban csatlakozik egy páneurópai szerkezeti vázhoz, a legrészletesebb méretarány az 1:500 000-es országos, tematikus sorozathoz illeszkedik (1. ábra). A szerkezeti



1. ábra - A Pannon-medence szerkezeti vázának egységei a Pán-európai méretaránytól az 1:500 000-es méretarányig
váz alapvető építőelemei az egységek és a határok. Egységek alatt földtani felépítésben egységként kezelhető és behatárolható kéregrészeket, határok alatt pedig az egységeket lehatároló, legtöbbször tektonikus felületeket értünk. Számos határoló felület névvel illetve azonosítóval ellátott az irodalomban, ugyanakkor számos határszakasznak nincs neve, az irodalom egyfajta implicit, magától értetődő határként tartja számon például a Tiszaifőegység egyes határszakaszait. Ezért az összes egységhatárt automatikus névadással láttuk el. A név a határfelület mentén szomszédos egységek nevét és az áttekintő méretarány felől a részletes méretarány felé a diszlokációs zóna, vetőzóna, vető megnevezést kapta, például Tiszai-Dél-Alpi diszlokációs zóna. Azokban az esetekben, ahol a határfelületnek létezik konszenzusos irodalmi megnevezése, ott a mesterséges nevet erre cseréltük, például Balaton-vonal.

Tektonikai harmonizáció. Ennek keretében áttekintettük és GIS-adatbázisba vontuk azokat a töréses szerkezeti elemeket, amelyeknek főként kainozoos eseménytörténetük van, vagy a Pannon-medence aljzatmozaikjának kialakulásához, vagy az azutáni medenceformáló és blokkrotációs deformációkhoz van köze (2. ábra). Ezen szerkezeti adatbázis elemei képezik az 1:500 000-es szerkezeti váz határfelületeit.

3D modellfelületek készítése. 6 szintet határoztunk

meg a Pannon-medence neogén kitöltő üledékeinek sorozatában 2D és 3D szeizmikus tömbök értelmezésével, illetve a partnerektől kapott értelmezett szintek beépítésével. Az értelmezés során az egyes részmedencéket kialakító vetők, vetőpárok értelmezése is megtörtént, ennek eredményei beépültek a szerkezeti adatbázisba (**3. ábra**).

Az első modellszint (1) a prekainozoos medencealjzat felszínének szintje volt (3. ábra). A teljes Pannon-medencére megszerkesztett modell hazai vonatkozású eredményeként frissítettük a HAAs et al. (2010) medencealjzat térképének aljzatmorfológiai szinttérképét is. A miocén képződményeket és modellszinteket PROSSER et al. (1993) munkája alapján különítettük el, mely az üledékképződés és a tektonika kapcsolatának összefüggéseit veszi alapul. Az aktív vetőkkel határolt medencék fejlődését elsősorban a tektonika vezérli, a vetők mozgása pedig összefüggésben van a medence aktuális fejlődési fázisával, tehát ezek alapján meghatározható a süllyedés és a szedimentáció egymáshoz viszonyított értéke. A rendszer egységei rétegtani minták, amelyek a szekvencián belüli helyzetük, és az őket határoló felületek típusa alapján írhatók le. Ez az aktuális üledékképződési feltételekhez viszonyítva különböző típusú rendszeregységek elkülönítését teszi lehetővé (CATUNEANU, 2002). Ez alapján a térképezett szintek nem izokron felületek, hanem tektonosztratigráfiai fáciesszintek. A medencefejlődés négy sza-



2. ábra - A Pannon-medence 1:500 000-es méretarányú harmonizált szerkezeti vázlata



3. ábra – A Pannon-medence prekainozoos medencealjzat szint és szinrift vetőinek (piros) Jewel horizont modellje, DDK felőli perspektívikus nézetben

kaszát lehet elkülöníteni: a riftiniciáció, a riftklimax, a középső posztrift és a késő posztrift szakaszokat (PROSSER, 1993). A Riftiniciáció vagy a rift kezdő szintje (2) a riftesedés következtében létrejövő üledékes medencék kialakulásának kezdő fázisa. Ebben az időszakban a süllyedés és az üledékképződés közel azonos ütemű. Mivel az újonnan kialakult topográfiához lassan alkalmazkodnak a vízfolyások, nincsenek kifejlett vízgyűjtő medencék. Tengelyirányú (axiális) vízutánpótlás jellemzi, az üledékképződés az egyes részmedencékben csak kis területen zajlik. Ebben az időszakban az üledékképződés meghaladja a süllyedés mértékét, vagyis ekkor még nem alakult ki jelentős reliefkülönbség. Tökéletes, ék alakú reflektorfelület, a fennmaradó blokkon kisebb rálapolódás látható. Belső szerkezete hepehupás, talpi blokkról származó üledékeket nem tartalmaz (тек Вокан, 2011). A Riftklimaxszint (3) a riftesedés fő időszaka. Ezt az időszakot az üledékképződés mértékénél lényegesen nagyobb mértékű süllyedés jellemzi, ami az aktív vetőműködéssel van kapcsolatban. Maga az üledékes és a hidrológiai rendszer fejlettebb, mint a korábbi szakaszban: kis vízgyűjtő medencék, bevágódott kanyonok alakulnak ki ekkor. A vetők lecsúszási síkján a fennmaradó blokkról lefelé mozgó törmelék törmelékkúpokat alakít ki. Ebben az időszakban a paleofelszínen reliefkülönbségek jönnek létre. Szeizmikus szelvényeken megjelenő képe a talpi blokk mellett elhelyezkedő, kaotikus zónaként értelmezhető. A korai riftklimax és a riftiniciáció szekvenciáit unkonformitás választja el egymástól, melyek szeizmikus képe egy downlap (lelapolódási) felületként jelenik meg a szelvényeken. Az egység teteje egy erős onlap (rálapolódás) felszín mely segítségével könnyen el lehet különíteni a tektonikai igénybevétel szempontjából viszonylag nyugodt posztriftidőszaktól. A módszert a Pannon-medence környezetében először BORGH (2013) használta az Erdélyi-medencéből készített PhD-értekezésében, azóta a Pannon-medence belső területein is jó eredményekkel alkalmazták BALÁzs et al. (2016, 2017). A posztriftidőszak szintjei közül modellünkben a pannóniai talp- (4), deltalejtő talp (5) és a deltalejtő tető (6) -szintejeinek (JUHÁSZ, 1994, MAGYAR et al., 1999) értelmezését végeztük el.

- BALÁZS, A., EVGUENI, B., MATENCO, L., VOGT, K., FRANCOIS, T. & CLOETINGH, S. (2017): Symmetry during the syn-and post-rift evolution of extensional back-arc basins: The role of inherited orogenic structures. – Earth and Planetary Science Letters 462, 86–98.
- BALÁZS, A., MATENCO, L., MAGYAR, I., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. (2016): The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. – Tectonics 35, 1526–1559. https://doi.org/10.1002/2015TC004109
- BORGH, M. M. (2013): Connections between sedimentary basins during continental collision how tectonic, surface and sedimentary processes shaped the Paratethys. – PhD thesis
- Borgh, Ter M., Vasiliev, I., Stoica, M., Knežević, S., Matenco, L., Krijgsman, W., Rundić, Lj. & Cloething, S. (2011): The age of

the isolation and evolution of the sedimentary infill of the Pannonian Basin. – Geophysical Research Abstracts 13, EGU 2011-6492.

- CATUNEANU, O. (2002): Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. – Journal of African Earth Sciences 35/1, 1–43.
- FODOR L., UHRIN A., PALOTÁS K., SELMECZI I., TÓTHNÉ MAKK Á., RIZNAR, I., TRAJANOVA, M., RIFELJ, H., JELEN, B., BUDAI T., KOROKNAI B., MOZETIČ, S., NÁDOR A. & LAPANJE, A. 2013: A Mura–Zala-medence vízföldtani elemzést szolgáló földtani–szerkezetföldtani modellje. – A MÁFI Évi Jelentése 2011, 47–91.
- JUHÁSZ GY. 1994: Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. – Földtani Közlöny 124/3, 341–365.
- HAAS, J., BUDAI, T., CSONTOS, L., FODOR, L. & KONRÁD, GY. (eds) (2010): Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HAAS J., BREZSNYÁNSZKY K., BUDAI T., FODOR L., GÁL N., GOMBÁRNÉ FORGÁCS G., GYALOG L., KATONA G., KOVÁCS G., KÖVÉR SZ., LESTÁK F., NÁDOR A., NAGYMAROSI A., PRAKFALVI P., ROTÁR-SZALKAI Á., SCHAREK P., SÍKHEGYI F., SZEPESSY G., SZÓCS T., TÖRÖK Á., VATAI J., VIKOR ZS. & ZILAHI-SEBESS L. (2018): Magyarország Nemzeti Atlasza, Természeti Környezet, Földtan. – In: Kocsis K. (szerk.): Magyarország Nemzeti Atlasza 2. kötet Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földrajztudományi Intézet, Budapest.
- HORVÁTH, F., PAP, N., REMÉNYI, P. & TÓTH, T. (eds) (2013): Geothermal Resource Assessment of the Drava Basin, Hungary. – Croatia IPA Cross-border Cooperation Programme 2007–2013.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. (1999): Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. – Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 147, 151–167.
- MAROS, GY. (ed.) 2012. Summary report of geological models. TransEnergy Project Report.

- MAROS, GY., ALBERT, G., BARCZIKAYNÉ SZEILER, R., FODOR, L., GYALOG, L., JOCHA-EDELÉNYI, E., KERCSMÁR, ZS., MAGYARI, Á., MAIGUT, V., NÁDOR, A., OROSZ, L., PALOTÁS, K., SELMECZI, I., UHRIN, A., VIKOR, ZS., ATZENHOFER, B., BERKA, R., BOTTIG, M., BRÜSTLE, A., HÖRFARTER, C., SCHUBERT, G., WEILBOLD, J., BARÁTH, I., FORDINÁL, K., KRONOME, B., MAGLAY, J., NAGY, A., JELEN, B., LAPANJE, A., RIFELJ, H., RIŽNAR, I. & TRAJANOVA, M. (2012): Summary report of geological models – TRANS-ENERGY, Transboundary Geothermal Energy Resources of Slovenia. – http://transenergy-eu.geologie.ac.at/
- MAROS, GY., BERECZKI, L., SELMECZI, I., MARKOS, G., BABINSZKI, E., FARNOAGA, R., HRVATOVIĆ, H., KRONOME, B., LAPANJE, A., MELNIK, I., ŠPELIĆ, M., STEJIĆ, P. & NÁDOR, A. (2019): FÖldtani harmonizáción alapuló 3D modell a Pannon-medencére. – Extended abstract, Földtani és Geofizikai Vándorgyűlés, 2019. október 3–5. Balatonfüred, 30–33.
- PROSSER, S. (1993): Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. –Geological Society Special Publication 71, 35–66.
- ROTÁR-SZALKAI, Á., MAROS, GY., BERECZKI, L., MARKOS, L., BABINSZKI, E., ZILAHI-SEBESS, L., GULYÁS, Á., KUN, É., SZÓCS, T., KERÉKGYÁRTÓ, T., NÁDOR, A., RAJVER, D., LAPANJE, A., ŠRAM, D., MARKOVIĆ, T., VRANJEŠ, A., FARNOAGA, R., SAMARDŽIĆ, N., HRVATOVIĆ, H., SKOPLJAK, F. & JOLOVIĆ, B. (2018): D.5.1.1. Identification, ranking and characterization of potential geothermal reservoirs. – Report of the DARLINGe project, 82 p. Available at www.interreg-danube.eu/approved-projects/ darlinge/outputs
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KOUNOV, A., MATENCO, L., NIEVERGELT, P., OBERHÄNSLI, R., PLEUGER, J., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TOMLJENOVIĆ, B., USTASZEWSKI, K., VAN HINSBERGEN D.J.J. 2019: Tectonic units of the Alpine collision zone between Eastern Alps and western Turkey, Gondwana Research, https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.005

PERALKALINE RHYOLITE FORMATION AT OLDOINYO LENGAI: A CASE STUDY

MORORÓ, Emanuel¹, BERKESI, Márta¹, GUZMICS, Tibor¹

¹Eötvös Loránd University, Institute of Geography and Earth Sciences, Department of Petrology and Geochemistry, Lithosphere Fluid Research Lab

Peralkaline silica-rich rocks, i.e., PI [molar (Na₂O + K_2O /Al₂O₂] > 1, commonly occur in rift-zone-related bimodal magmatic assemblages associated to flood basalts. In the East African Rift System (EARS) peralkaline trachytes and rhyolites dominate the basalt-peralkaline silicate complexes, resulting in the greatest density of extrusive peralkaline silicate rocks on Earth. Models used to explain the formation of peralkaline rhyolites usually involve: crystal fractionation of a basaltic magma (MACDONALD et al., 2008), partial melting of basalts followed by crystal fractionation (TRUA et al., 1999) and assimilation of deep crustal rocks by a basaltic magma (BACON et al., 1984). Alkaline silica-undersaturated magmatism, which occurred along the EARS, presently takes place at Oldoinyo Lengai (OL), producing large amounts of peralkaline phonolites (DAWSON, 1962). In this study we suggest an alternative way for the formation of peralkaline rhyolites, related to alkaline silica-undersaturated magmatism. The studied rock is a partially resorbed crustal metamorphic xenolith, found at OL in a volcanic bomb within nephelinitic pyroclastic layers, and it consists of two lithological parts: 1) anhedral to subhedral quartz and feldspar (metamorphic wall-rock relicts) and 2) igneous groundmass consisting of glass and euhedral clinopyroxene, feldspar and titanite (products of melt/wall-rock interaction). SEM-EDS data show that: 1) glass has a peralkaline rhyolitic composition (avg. 72.5 SiO₂ wt% and 2.2 PI); 2) relict feldspar is oligoclase while groundmass feldspar is anorthoclase; 3) clinopyroxene is aegirin; 4) silicate glass within secondary quartz-hosted melt inclusions is trachytic (avg. 66.7 SiO₂ wt% and peralkalinity of 2.6 PI). The collected data shows that: 1) relict and groundmass crystals have distinct compositions and are not cogenetic; 2) Na-rich clinopyroxene crystallization is the main factor affecting the melt peralkalinity; 3) the studied xenolith interacted with both fluid and melt from OL magmatism. Considering guartz-oligoclase assimilation and clinopyroxene-anorthoclase-titanite fractionation, an "original" (prior to melt-xenolith interaction) phonolite melt could be calculated with similar composition to that of phonolites occurring commonly in the EARS (DAWSON, 1962). Our results suggest that peralkaline rhyolite can be formed with assimilation of quartz+feldsparrich metamorphic rocks into peralkaline phonolite melts, which could play an important role in the formation of EARS peralkaline rhyolites.

This study was financially supported by project NRDIO (National Research, Development and Innovation Office of Hungary) K-119535.

References

- BACON, R. C., KURASAWA, H., DELEVAUX, M. H., KISTLER R. W. & DOE B. R. (1984): Contributions to Mineralogy and Petrology 85, 366–375.
- DAWSON, J. B. (1962): Bulletin Volcanologique 24, 349–387.
- Macdonald, R., Bagiński, B., Belkin, H. E. & Dzierżanowski, P. (2008): Mineralogical Magazine 72/6, 1147–1161.
- TRUA, T., DENIEL, C. & MAZZUOLI, R. (1999): Chemical Geology 155, 201–231.

VAS-WEHRLIT KÉPZŐDÉSÉNEK TÉNYEZŐI A FELSŐ KÖPENYBEN

Ратко́ Levente^{1, 2, 3}, Luffi Péter^{4, 5}, Liptai Nóra², Kovács István János²
 ¹Földfizikai és Űrtudományi Kutatóintézet, Sopron
 ²MTA EK Lendület Pannon LitH2Oscope Kutatócsoport, Energiatudományi Kutatóközpont, Budapest
 ³ELTE, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG), Budapest
 ⁴Geodinamikai Intézet, Román Tudományos Akadémia, Bukarest
 ⁵Román Geológiai Intézet, Bukarest

A peridotitmasszívumokban, ofiolitokban és felsőköpeny xenolitjaiban világszerte megjelenő vaswehrlitek zömét olyan reakciótermékekként értelmezik a kutatók, amelyek klinopiroxén-telített szilikátos olvadék és peridotitos falkőzet kölcsönhatása során keletkeznek. Változatos előfordulásuk ellenére a vas-wehrlitek részaránya az ismert, kielégítően mintázott litoszferikus köpenyben csekély. Ezért kevés tanulmány vizsgálta olyan alapvető fizikai és kémiai tényezők szerepét a képződésükben, mint a nyomás, hőmérséklet, falkőzet-összetétel vagy az olvadék-kőzet arány.

Jelen kutatásunk az alphaMELTS nevű program (SMITH & ASIMOW, 2005) használatán alapul. Ezen program segítségével olyan kölcsönhatásokat szimuláltunk, amelyek diffúzan és csatornában mozgó bazaltos olvadék és Iherzolit, harzburgit, valamint dunit falkőzet között mennek végbe. A modellezés során a változatos fizikai kondíciókat litoszferikus köpenyre parametrizáltuk. A bazaltos olvadékot a peridotit 1–2 százalékos olvasztásával állítottuk elő.

Az eredményeink azt sugallják, hogy a diffúz és csatornázott olvadékáramlás szélsőségesen változatos olvadék-kőzet arányai mellett a nyomástól függetlenül egyaránt képződik rendre dunit, wehrlit és másodlagos Iherzolit a hőmérséklet csökkenése során. Az olvadékáramlás mentén képződő új kőzettípusok mennyisége azonban nagymértékben függ az olvadék-falkőzet arányától, a hőmérséklettől, a nyomástól, valamint a falkőzet összetételétől. Dekompressziós hűlési pályák mentén mozgó olvadékok esetében modellezésünk a metaszomatikus dunit – wehrlit – másodlagos Iherzolit termékeknek vertikális rétegződését jósolja. Ez a rétegződés magyarázhatja, hogy a wehrlitek miért csak ritkán fordulnak elő a túlnyomórészt sekély litoszferikus köpenyt megmintázó bazaltok xenolitsorozataiban. Modellezésünk eredményeiből következik továbbá, hogy a wehrlitek részaránya a reaktív kőzettermékek között jóval nagyobb lehet a mélyebb litoszferikus köpeny olvadékáramlás érintette térfogataiban, amelynek darabjai ritkán jutnak a felszínre.

Nagy hőárammal és magmafluxussal bíró tektonikai környezetek – mint az óceánközépi hátságok és szigetívek – vonalában az olvadékfeláramlási útvonalak mentén tapasztalt nagy hőmérséklet kizárólag dunitek képződését teszi lehetővé, így ezekben a környezetekben wehrlitek ritkán képződnek. Ezzel szemben wehrlitlitológiák feltételezhetően gyakrabban fordulnak elő lemezen belüli, kisebb hőáramú területek mélylitoszférájában.

Irodalomjegyzék

SMITH, P. M. & ASIMOW, P. D. (2005): Geochemistry, Geophysics, Geosystems 6/2, Q02004.

ÁTALAKULÁSI FOLYAMATOK A PAJZSI (PĂIUŞENI) KOMPLEXUM KŐZETEIBEN

RAUCSIK Béla¹, VARGA Andrea¹, Száli Rebeka¹

¹Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

A Pajzsi (Păiuşeni) Komplexum (PK) az Észak-Erdélyiközéphegység Kisbihari-takarórendszeréhez (Biharia) tartozó metamorfit összlet, amelynek egyik legjobban megközelíthető feltárása a világosi (Siria) várhegyen és környezetében található. A protolit és fejlődéstörténete vonatkozásában a klasszikus felfogás szerint paleozoikumi (zömmel sziliciklasztos) üledékes kőzetek variszkuszi zöldpala fáciesű metamorfózisa ment végbe (pl. PAPIU & GHENEA, 1965), ugyanakkor egy másik modell tektonikusan deformált, különböző mértékben milonitosodott permi magmás kőzetekből származtatja a kőzetasszociációt (pl. PANĂ, 1998, DALLMEYER et al., 1999). Egy közelmúltban indult kutatás keretein belül a PK kőzeteinek átfogó ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálatát kezdtük meg, amelynek eredményei segítségével a Pannonmedence DK-i részének aljzatfelépítése is jobban megérthető lehet. Jelen munkánkban a világosi várhegyről és környezetéből származó kőzetminták röntgen-pordiffrakciós (XRPD) ásványtani vizsgálatának előzetes eredményeit ismertetjük.

A vizsgált kőzettípusok megjelenése változatos: különböző mértékben foliált metahomokkő, metaaleurolit, lilásvörös, zöld és szürke fillit, tömeges és foliált, valamint bontott (esetleg mállott?) metabázit (?) összetételét határoztuk meg. A kapcsolódó mikropetrográfiai megfigyeléseink eredményei alapján a kőzetek egyszerű nyírást szenvedett tektonikus metamorfitok, (proto)fillonitok. Az XRPD mérések eredményei alapján a teljes minták főleg illit± muszkovitból és kvarcból, a zöld kőzetváltozatok az előbbi ásványokon túl kloritból és albitból állnak, alárendelt meny -nyiségben káliföldpát és hematit mutatható ki. Három mintacsoport esetében a paragonit is számottevő menynyiségben van jelen, ami az agyagfrakcióra is igaz. A szeparált agyagfrakció azonban uralkodóan K-gazdag fehércsillámból (>70%) és kloritból (5-30%) áll. Általános járulékos elegyrész a kvarc, továbbá néhány mintában a kaolinit. Az egyik zöld fillit mintát viszont kizárólag klorit, míg a bontott(?) metabázitot(?) kevert szerkezetű klorit/ szmektit, illit, kaolinit és klorit építi fel.

Az agyagfrakción meghatározott d_{00,10} érték 1,9955± 0,0027 Å (n=24), ami számottevő paragonit- és margarithelyettesítés nélküli fehércsillám-dominanciára utal, de az említett három mintacsoportban jelentkezik továbbá a diszkrét paragonit jelenlétét igazoló ~1,9925 Å-ös reflexió. Az Esquevin-index értéke szélsőségesen változik; a zöld metabázitoknál ~0,20, ami számottevő Fe-(azaz fengit±biotit) helyettesítést jelez a csillámban, míg a többi mintánál ~0,26–0,45, ami fengites és muszkovitos összetételt jelez. A paragonitmentes mintákon meghatározott kalibrált Kübler-index értéke 0,199±0,010 (n=4), ami az epizónát jelöli (KÜBLER & JABOYEDOFF, 2000). A Scherrer-egyenlettel meghatározott, korrigált doménméret ~850±90 Å, ami szintén az epizónás metapelitekre jellemző érték (ÁRKAI et al., 1996).

Az előzetes ásványtani eredmények alapján kijelenthető, hogy a kőzetek képlékeny deformációja az epizóna körülményei között történt, és a makroszkópos kőzettani változékonyságot tükrözi az ásványos összetétel. Eredményeink földtani keretbe illesztéséhez (pl. paragonit genetikája) az esetleges fluidumhatás (pl. Na-metaszomatózis) szerepét vizsgáljuk a jövőben.

Ez a munka az NKFIA K 131690 témaszámú projektjéhez kapcsolódik.

- Árkai, P., Merriman, R. J., Roberts, B., Peacor, P. R. & То́тн, М. (1996): European Journal of Mineralogy, 8, 1119–1137.
- DALLMEYER, R. D., PANĂ, D. I., NEUBAUER, F. & ERDMER, P. (1999): Journal of Geology, 107, 329–357.
- KÜBLER, B. & JABOYEDOFF, M. (2000): Earth and Planetary Science Letters, 331, 75–89.
- PAPIU, V. C. & GHENEA, C. (1965): Nota explicativa de harta geologică a Republicii Socialiste România. Foaia 1:200.000 Arad. – Comitetul de Stat al Geologiei Institutul Geologic, Bucureşti, 25 p.
- PANĂ, D. I. (1998): PhD Thesis, University of Alberta, Alberta, Canada, 356 p.

LITHOLOGICAL AND HYDROTHERMAL ALTER-ATION MAPPING UTILIZING SENTINEL-2 AND PRISM DATA: A CASE STUDY AROUND UM HAD AREA, EGYPT

SHEBL, Ali¹, CSÁMER, Árpád¹ ¹Department of Mineralogy and Geology, University of Debrecen, Hungary

With the availability of various satellite images, remote sensing data has significantly enhanced geological mapping in the last two decades, especially for large inaccessible areas. With the advent of Sentinel-2 (Launched on 23 June 2015 and developed by the European Space Agency (ESA) as part of the Copernicus Programme), a considered boost in mapping is noticeable owing to its higher spatial and spectral characteristics compared to the widely used Landsat OLI data. Sentinel-2 is characterized by a swath width of 290 km, provides spectral data in 13 bands in various spectral regions and variable spatial resolutions (10, 20, or 60m) (DRUSCH et al., 2012). Advanced Land Observing Satellite (ALOS) was provided by Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping (PRISM) which has pixel size of 2.5 m at nadir. Aiming to lithological discrimination and hydrothermal alteration differentiation, several image processing methods including False Colour Combination (FCC), Band Ratio (BR), and Principal component analysis (PCA) were applied to Sentinel-2 data scene covering Um Had area. The latter is located at the Central Eastern Desert (CED) of Egypt and is occupied by complicated Precambrian rock units including allochthonous ophiolitic fragments, Metavolcanics, Metagabbro, Hammamat clastics, Felsites and syn- to late tectonic granitoids, unconformably covered from the western side by Phanerozoic Nubian Sandstone (NNS) (HAMIMI et al., 2020). Ophiolitic serpentinite and metagabbro are clearly separated from other lithologies by applying FCC b11, b8, and b2 respectively in RGB. Granites, amphibolites, felsites, and some metavolcanics are recognized by green colours in b11, b12, b7 RGB composite as Al₂O₂-rich lithologies. The results revealed an outstanding lithological discernment of ferromagnesian-rich rocks, and Al₂O₂-rich rocks as well as the reasonable demarcation of the other rock units.

Moreover, several types of hydrothermal alteration (gossan, ferric oxide, hydroxyl, and ferrous silicate) were detected using (11/4), (11/8a), (11/12), and (12/11) BRs respectively. PCA 123RGB, PCA 321 RGB, and PCA 521 RGB are the best three composites helping in structural and lithological identification. A detailed description of rock units and the major structural trends was displayed using pan-sharpened Sentinel-2 FCCs with 2.5 m PRISM. The role of Sentinel-2 data in improving lithological mapping was eminently manifested by comparing the results of this study with the previous maps of the study area. The study provides a detailed photo-geologic map of the study area (2.5 m spatial resolution) and recommends using Sentinel-2 data (as a low-cost technique and efficiently applicable) for further lithological mapping especially for areas intricately occupied by several rock units. Moreover, it could be used as a primary tool for mineral exploration programmes due to its efficacy in highlighting different types of hydrothermal alteration. Results of this study are verified by reasonable spatial coincidence with well-known ancient gold mines within the study area.

References

- DRUSCH, M., DEL BELLO, U., CARLIER, S., COLIN, O., FERNANDEZ, V., GASCON, F., HOERSCH, B., ISOLA, C., LABERINTI, P., MARTIMORT, P. & Sentinel-2 (2012): ESA's optical high-resolution mission for GMES operational services. – Remote Sens. Environ. 120, 25–36.
- HAMIMI, Z., HAGAG, W. & KAMH, S. Z. (2020): Application of remotesensing techniques in geological and structural mapping of Atalla Shear Zone and Environs, Central Eastern Desert, Egypt. – Arabian Journal of Geosciences 13, article no. 414. doi:10.1007/s12517-020-05324-8

KOVÁCSVÁGÁSI ANDEZIT, EGY SZUBMARIN EGY-SÉG VULKANOLÓGIAI VIZSGÁLATA A TOKAJI-HEGYSÉGBEN

SIPOS Péter¹, SZEPESI János^{2, 3}, PÁL-MOLNÁR Elemér^{1, 3}, SZEMERÉDI Máté^{1, 3}, MOLNÁR Kata^{2,} LUKÁCS Réka^{3, 4} ¹Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, "Vulcano" Kőzettani és Geokémiai Kutatócsoport, Szeged

²Atommagkutató Intézet, Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Debrecen

³MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

⁴Földtani és Geokémiai Intézet, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, ELKH, 1112 Budapest

Bevezetés

A Tokaji-hegység miocén vulkanizmusában (15-9,6 millió év, Pécskay et al., 1987) dominálnak az andezites-riolitos összetételű kőzetek (piroklasztitok, lávakőzetek). Az időben párhuzamosan működő vulkáni centrumok kezdetben víz alatti (badeni) majd a szárazföldi képződés (szarmata-pannóniai) jellegzetességeit hordozzák. Szubmarin andezites lávakőzetek a hegység területén korábban csak fúrásból voltak ismertek (Füzérkajata-2, ERHARDT, 1962; GYARMATI, 1977), azonban a területen folyamatban lévő földtani térképezés (SIPOs et al., 2020) felszíni feltárásokban is azonosította az andezites hialoklasztit-képződményeket. A szubmarin andezitvulkanizmussal foglalkozó fizikai vulkanológiai tanulmányok nemzetközi szinten is alulreprezentáltak (pl. Cabo Da Gata, Spanyolország, Soriano et al., 2013) a hasonló körülmények között zajló bázisos-, vagy savanyú vulkanizmussal szemben. Tanulmányunk célja az ún. Kovácsvágási Andezitként definiált kőzetegység fizikai vulkanológiai vizsgálata. Utóbbi a fekü és fedő képződményeinek leíró jellemzése mellett (fáciesanalízis, petrográfia) magában foglalja a fúrások által harántolt képződmények korrelációját is.

Földtani háttér

A badeni emeletben a Paratethys előrenyomulásával, a "bádeni" agyag- és slírjellegű üledékek lerakódását követően a Tokaji-hegységben típusos mészalkáli, tenger alatti vulkánosság kezdődött (GYARMATI & SZEPESI, 2007). Az üledékbehordással lépést tartó süllyedés a hegység tengelyében érte el maximumát, így a felszínre került vulkáni anyag túlnyomó része a tengerszint alatt maradt. A képződmények között jellegzetesek a tengeri környezetben lerakódott riodácitos-riolitos összetételű, változó mértékben áthalmozott lapillitufák (Sátoraljaújhelyi Riolit Lapillitufa Formáció). A peperites, hialoklasztitos andeziteket a Füzérkajata-2 mélyfúrás 533-550,2 illetve 570-683 m közötti szakaszai harántolták (ERHARDT, 1962). A képződményt felszíni feltárás hiányában korábban Füzérkajatai Andezit Formációként írták le (GYALOG & BUDAI, 2004). Koradata 11,8±0,7 millió év (Pécskay et al., 1987), amely az elváltozások miatt (kloritosodás, piritesedés) nem tekinthető képződési kornak. A vizsgált andezit fedőjében, a Som-hegyen megjelenő riolitos hialoklasztitösszlet kora 13,6±0,4–13,4±0,4 millió év (NÉMETH et al., 2008), amely a badeni emeletben közel egyidőben működő andezites és riolitos vulkanizmust is rögzíti.

Eredmények

A térképezési és fúrásadatok alapján a vizsgált Somhegy rétegsora szubmarin környezetben leülepedett savanyú piroklasztitokkal indul, amelyek a közbetelepülő tengeri üledékek mellett (Szilágyi Agyagmárga F.) a vizsgált andezites vulkanoklasztitokkal fogazódnak össze. Ezt követően a Som-hegy fő tömegét adó riolitos lávadómépítő savanyú vulkanizmus egyre dominánsabbá vált, amely mellett andezit már csak alárendelten jelenik meg (SIPOS et al., 2020). Az andezites litofáciesek terepi előfordulásait a Som-hegy oldalába keletről mélyülő szurdokvölgyek, valamint a bányaterület keleti oldalának (3-4. szint) feltárásai jelentik. Mivel a tektonika által okozott jelentős elmozdulások miatt az andezit teljes szelvényben nem tanulmányozható, az előbbieket jól kiegészítik a korábbi perlitkutatás fúrásrétegsorainak alapadatai (SÁNTHA, 1966, MÁTYÁS & SÁNTHA 1975). Ezek alapján összeállított elvi rétegsor litofáciesei az 1. ábrán, míg ezek terepi megjelenése, települési viszonyaik a 2. ábrán láthatók.

A *feküképződmény*eket rétegzetlen, szürke néhol zöld, összesüléstől mentes, tömeges riolitos lapillitufa (Mlt) alkotja. Becsült vastagsága mintegy 20–25 méter (**1**. **ábra 1**.). A kőzet többnyire finomszemcsés, a horzsakövek mérete mm-es nagyságú. Egyes rétegekben elérhetik a 2–5 mm-es átmérőt. Gyakran pados megjelenésű (<40 cm), de fölfelé a padok vastagsága csökken (15–20 cm). Intenzív zeolitos bontás és a vetők mentén kovásodás figyelhető meg. Jellemző ásványai a biotit, káliföldpát és plagioklász.

Az andezites képződmények a Som-hegy keleti oldalán lévő szurdokvölgyekben 240–280 méteres tengerszint fölötti magasságban jellemzőek. Az erőteljesen szétdarabolt blokkok gyakran lecsúszott tömbökként jelennek meg a fekü riolittufában. A hegy nyugati oldalán völgybevágások hiányában csak néhány kisebb kibúvás-



ábra – A Som-hegy rétegsorának elvi szelvénye a jellemző litofáciesekkel, *Fekü:* 1. Masszív lapillitufa (Mlt), Kovácsvágási Andezit:
 Monolitikus andezitbreccsa (mlBR) belső része, 3. Koherens andezit (An), 4. Sávos masszív litoklasztbreccsa (mlBRb), 5. Monolitikus andezitbreccsa (mlBR) külső része, *Fedő:* 6. Vegyestufa (bLT)

ban tanulmányozhatók. A perlitbányában, annak keleti oldalán lévő vetőzóna mentén 220–230 méter tszf. magasságban jelennek meg (3–4. fejtési szint). Bővebb információkat nyújtanak a fúrásdokumentációk, amelyek alapján az 1960 és 1990 között mélyített fúrások többsége elérte az andezit szintjét. A legnagyobb vastagságban a Pálháza–2 fúrás (272 m tszf.) 73 és 129 méter között harántolta. Az andezit terepen elkülöníthető litofáciesei a következők: monolitikus andezitbreccsa (mIBR), koherens andezit (An), gyengén rétegzett litoklasztbreccsa (mIBRb).

A monolitikus andezitbreccsa (mIBR) az andezites összlet legnagyobb tömegű litofáciese (**1. ábra**). Az előfordulások magasságkülönbsége jelentős függőleges elmozdulásokat jelez. A mátrixtartalom 15–20% körüli (szemcsevázú), magasabb térszínek irányába enyhén növekvő tendenciát mutat. Meglehetősen nagy, több 10 cm méretű, néhol méteres blokkok is megtalálhatók, a kisebbek alakja szögletes, a nagyobbak gyakran gömbölyítettek. A klasztok elrendeződésére gyakran jellegzetes mozaikos összetöredezés (jigsaw fit) jellemző, amely főként a koherens litofácies környezetében jelenik meg. A klasztok színe makroszkóposan világos vagy sötétszürke. Hólyagüreges (0,2–0,5 cm) változatot egy feltárásban azonosítottunk.

A gyengén rétegzett litoklasztbreccsa (mIBRb) litofácies alárendelten jelenik meg (szurdokvölgy, bánya). A litoklasztok mérete és összetétele hasonló a masszív változat esetében leírtakhoz, alakjuk viszont jobban lekerekített. A mátrixtartalom jelentősen megnövekszik, és eléri a 20–30 százalékot, színe a bánya 3. szintjén jellegzetes világos-zöldesszürke (**2. ábra E**). A klasztok elhelyezkedése irányított (**1. ábra 4, 2. ábra E**), rétegekben dúsulhatnak. A koherens andezit (An) tömeges megjelenésű, a breccsában dyke-szerű testeket formál (1–5 méter) (**1. ábra 3, 2. ábra D**), amelyek átmérője a Som-hegy fő tömege felé haladva növekszik. Ezzel párhuzamosan a brecs-



2. ábra – A Kovácsvágási Andezit litofáciesei és feküképződményei a szurdokvölgyben. A) Koherens (An), breccsás (mlBR, mlBRb) andezit és a fekü riolittufa (Mlt). B) Masszív lapillitufa (Mlt). C) Lapillitufa (bLT). D) függőleges oszlopok koherens andezitben (An). E) gyengén rétegzett litoklasztbreccsa (mlBRb). (A fekete körök a kalapács, mint méretarány helyét jelölik.)

csák aránya csökken. Szürke színű, jellemzően ötszögletű, átlagosan 15–20 cm átmérőjű oszlopok alkotják. Az oszlopokat alacsonyabb részeken meredekebb nyugatészaknyugati dőlés (**1. ábra 3**) jellemzi, míg a magasabb térszíneken függőlegesek is lehetnek (**2. ábra D**). Az andezitváltozatok *ásványos összetétele* homogén, a pilotaxitos szövetben dominál a plagioklász, amely mellett színes elegyrészként orto- és klinopiroxén, biotit (<5%) és kevés amfibol jelenik meg. Az inekvigranuláris, kristályok gyakran csomókba rendeződnek (glomeroporfír). Az alapanyagban nyúlt plagioklászlécek is jellemzőek.

A *fedőt* alkotó vegyestufa (bLT) csak néhány foltban jelenik meg a völgyek fölötti hegyoldalon (**1. ábra 6**). Az

andezites képződményekre eróziósan települ. A fúrásdokumentáció alapján vastagsága nem nagyobb 10 méternél. A képződmény osztályozott, a horzsakövek rétegekben dúsulnak, helyenként üledékes hozzákeveredés jellemzi. Az andezites litoklasztok (Ø dm) mellett riolit- és dácitklasztok is megjelennek. Ásványos összetétele ennek megfelelően tág határok között változik.

Diszkusszió és konklúzió

A fekü és fedő tufaszintek közé egy változatos litofáciesekből álló erőteljesen fragmentált andezitösszlet

települ. Szöveti bélyegei és ásványos összetétele (biotit jelenléte) jelentősen hasonlít a korábban a Füzérkajata-2 fúrásból leírt képződményekére (ERHARDT, 1962; GYARMATI, 1977). Az elkülönített litofáciesek szöveti bélyegei (koherens, breccsás, rétegzett), térbeli elrendeződése megfelel egy szubmarin, andezites komplexum esetében leírtaknak (El Baronal, Spanyolország, SORIANO et al., 2013). Hasonló folyamatokat a Som-hegy fő tömegét adó riolitos hialoklasztit esetében is dokumentáltak (NÉMETH et al., 2008). A litoklasztok és a koherens változatok szöveti hasonlósága szoros genetikai kapcsolatra utal, a terepi megfigyelésekkel összhangban alátámasztva, hogy ugyanazon magmás test eltérően fragmentálódott részei. A benyomulások egy belső, összefüggő, oszlopos elválású koherens magból állnak, amely intenzív hűtőhatás mellett kifelé szemcsevázú hialoklasztit-breccsává töredezik.

A mátrix arányának növekedése, és a rétegzett litofácies megjelenése a breccsa disztális részének áthalmozására utal. Az ásványos összetétele (biotit jelenléte) eltér a hegység fiatalabb andezitjeitől (pl. Baskó Andezit), ami a vulkanizmus kezdeti szakaszában eltérő összetételű kőzetolvadékra utal.

A hazai magmás képződmények jelenleg is folyamatban lévő rétegtani revíziója során a korábban a Fkaj-2 alapfúrásban feltárt képződmény után nevesített litosztratigráfiai egység (Füzérkajatai Andezit) a felmerülő névazonosság (Füzérkajatai Metatufit), valamint a földtani térképezés során azonosított felszíni előfordulás miatt a Kovácsvágási Andezit elnevezést kapta. A képződmény további részletes vizsgálata (teljeskőzetgeokémia, K-Ar-geokronológia földpátból és alapanyagból) folyamatban van.

A kutatás a Nemzeti Kutatási Fejlesztési és Innovációs Hivatal FK131869 azonosítószámú pályázatának támogatásával valósult meg.

- ERHARDT Gy. (1962): A füzérkajatai alapfúrás földtani eredményei.
 A MÁFI Évi Jelentése az 1962.évről, 391–425.
- GYALOG L. & BUDAI T. (2004): Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására. – MÁFI Évi jelentés 2002-ről, 195–232.
- GYARMATI P. (1977): Tokaji-hegység intermedier vulkanizmusa. MÁFI Évkönyv 58.
- GYARMATI P. & SZEPESI J. (2007): Fejlődéstörténet, földtani felépítés, földtani értékek. – In: BARÁZ Cs. & KISS G. (szerk.): A Zempléni Tájvédelmi Körzet Abaúj és Zemplén határán. A Bükki nemzeti park igazgatóság monográfiái 3. Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, 15–44.
- MÁTYÁS E. & SÁNTHA P (1975): Összefoglaló jelentés és készletszámítás a pálházai perlit bánya kutatásáról. – Kézirat, OÉÁ. Hegyaljai Művek, MGSZ Adattát T. 15187.
- MCPHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R (1993): Volcanic Textures; A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks. – University of Tasmania, 196 p.
- NÉMETH, K., PÉCSKAY Z., MARTIN, U., GMÉLING, K., MOLNÁR, F. & CRONIN, S. J. (2008): Hyaloclastites, peperites and soft-sediment deformation textures of a shallow subaqueous Miocene rhyolitic dome-cryptodome complex, Pálháza, Hungary. – Geological Society, London, Special Publications 302, 63–86.
- Pécskay Z., Balogh Kad., Székyné Fux V., Gyarmati P. (1987): A Tokaji-hegység miocén vulkánosságának K/Ar geokronológiája. – Földtani Közlöny 117/3, 237–253.
- SÁNTHA, P (1966): Összefoglaló jelentés és készletszámítás a Pálháza-Gyöngykőhegyi perlitelőfordulásokról. – OÉÁV.
- SIPOS P., SZEPESI J., SZEMERÉDI M., SOÓS I., NÉMETH B., HARANGI SZ., LUKÁCS R., PÁL-MOLNÁR E. (2020): Egy bimodális lávadóm komplexum litofáciesei és ősföldrajzi kapcsolatai Somhegy (Pálháza, Tokaji-hegység). – In: FÜRI J. & KIRÁLY E. 2020: Átalakulások. Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest, 75–79.
- SORIANO, C., GIORDANO, G., CAS, R., RIGGS, N., PORRECA, M. (2013): Facies architecture, emplacement mechanisms and eruption style of the submarine andesite El Barronal complex, Cabo de Gata, SE Spain. – Journal of Volcanology and Geothermal Research 264, 210–222.

SZUBDUKCIÓS FLUIDUMOK CSAPDÁZÓDÁSI KÖ-RÜLMÉNYEI: ELŐZETES EREDMÉNYEK KRISTÁLY-ZÁRVÁNYOK ELASZTIKUS TERMOBAROMETRIAI VIZSGÁLATÁVAL

SPRÁNITZ Tamás^{1, *}, SZABÓ Csaba¹, BERKESI Márta¹

¹ELTE TTK Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, 1117, Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.; *spratom.elte@gmail.com

A szubdukciós folyamatok során migráló fluidumok összetételéről közvetlen információt szolgáltatnak azok az elsődleges fluidumzárványok, amelyek szubdukált, nagy nyomású metamorf kőzetekben csapdázódtak. A Cabo Ortegal Komplexum eklogit és granulit kőzetei olyan elsődleges multifázisú zárványokat tartalmaznak, amelyek döntően karbonátból, rétegszilikátból és N₂±CH₄±CO₂ összetételű reziduális fluidumból állnak. Korábbi vizsgálataink alapján a zárványok homogén COHN fluidumot csapdázhattak, mely a csapdázódást követően az exhumáció során reakcióba (karbonátosodás és hidratáció) lépett a befogadó ásvánnyal, ezzel mostohaleány-ásványok kristályosodtak (Spránitz et al., bírálat alatt). A zárványok összetételének és a bezáródást követő folyamatok meghatározásán túl kulcsfontosságú kérdés a csapdázódás körülményeinek (nyomás és hőmérséklet) megismerése. Erre a kérdésre adhat választ az elasztikus termobarometria alkalmazása olyan kristályzárványokon (kvarc, rutil és cirkon), amelyek a befogadó ásványban (gránát) egy növekedési zónában találhatók a multifázisú zárványokkal.

Az elasztikus termobarometria alapja, hogy a kőzetalkotó ásványok által - a növekedés során - bezárt kristályzárványok eltérő elasztikus tulajdonságokkal (pl.: kompresszibilitás, hőtágulás) rendelkeznek, mint a befogadó ásvány, ezért a p-T út további szakaszaiban (a bezáródástól a felszínre kerülésig) eltérő mértékű térfogatváltozás hat rájuk. Ez az eltérés a befogadó ásvány és a zárvány között olyan feszültség kialakulását eredményezi, amely jellemző a csapdázódási p-T-re, így egyes befogadó ásvány-zárvány párra az eltérő mechanikai tulajdonságaik miatt barométerként (pl.: kvarc gránátban), míg más párokra termométerként (pl.: cirkon gránátban) használhatók. Munkánk során ezt Ramanspektroszkópos módszerrel határozzuk meg, ugyanis a zárványokban visszamaradt feszültség kiszámítható a jellemző karakterisztikus Raman-sávoktól mért eltérés (Δcm^{-1}) függvényében. Vizsgálataink fókuszában a Cabo Ortegal Komplexum kőzetei közül az elasztikus termobarometria alkalmazásának szempontjából legalkalmasabbnak bizonyuló ultramafikus granulitok állnak.



 ábra – A Raman-spektroszkópos elasztikus termobarometria alka-Imazására kiválasztott izometrikus cirkon és kvarc kristályzárványok gránátban a Cabo Ortegal Komplexum ultramafikus granulitjában (1N)

Az ultramafikus granulit gránátjában kiválasztott izometrikus / közel izometrikus kristályzárványok 5–23 µm átmérőjűek és a zárványok sugarának minimum háromszoros távolságára helyezkednek el egyéb zárványoktól, repedésektől és a minta felszínétől (**1. ábra**).

Jelen munka az elasztikus termobarometria alkalmazásának előzetes eredményeit mutatja be, melyek segítségével jobban megismerhetővé válik a szubdukciós fluidumok csapdázódási nyomása és hőmérséklete, ami pontosítja a vizsgált metamorf komplexum szubdukciós környezetben zajlott fejlődéstörténetét.

Irodalomjegyzék

SPRÁNITZ, T., PADRÓN-NAVARTA, J. A., SZABÓ, CS., SZABÓ, Á. & BERKESI, M. (bírálat alatt). Abiotic nitrogen enrichment during exhumation of subducted rocks: primary multiphase inclusions with residual fluid in HP rocks from the Cabo Ortegal Complex, NW Spain

A PAJZSI KOMPLEXUM PREMETAMORF KŐZETEI: A PROTOLIT BEHATÁROLÁSA AZ ÚJ KŐZETTANI ÉS GEOKÉMIAI EREDMÉNYEK TÜKRÉBEN

SzáLI Rebeka¹, Varga Andrea¹, Raucsik Béla¹ ¹Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

Bevezetés, földtani háttér

Az Erdélyi-középhegység (alternatív név: Erdélyi-szigethegység; Munții Apuseni, Románia) délnyugati részén lévő, takarós felépítésű Hegyes-hegységben (Highiş), legmagasabb szerkezeti pozícióban a Kisbihari-takarórendszer (Biharia) található, ami magába foglalja a kutatás témáját képező Pajzsi (Păiuşeni) Komplexumot (vagy Pajzsi sorozatot). A variszkuszi (?), zöldpala fáciesű metamorfózist és alpi felülbélyegzést szenvedett komplexum kőzeteinek genetikája és protolitja nem tisztázott megnyugtató módon. Az egyik - a hagyományos értelmezésre épülő – megközelítés szerint a komplexumot döntően paleozoikumi törmelékes üledékes kőzetekből prográd módon keletkezett metaüledékes kőzetek (uralkodóan metakonglomerátum, metahomokkő) alkotják (pl. Szepes-HÁZY, 1979, KEMENCI & ČANOVIĆ, 1997, CSÁSZÁR, 2005, ZAJZON et al., 2015). A másik elképzelés szerint viszont azok dominánsan nyírást szenvedett, tektonikusan deformált magmás kőzetek, a durvaszemcsés változatok "pszeudokavicsokat" tartalmazó fillonitok (PANĂ, 1998, DALLMEYER et al., 1999, CIOBANU et al., 2006, BONIN & TATU, 2016). A genetika és a protolit eredetének behatárolását megnehezíti a képződményt ért átalakulási folyamatok módosító hatása (nyírási zóna jelenléte, hidrotermális fluidumok hatása, metaszomatózis).

Több korrelációs munka (pl. SZEPESHÁZY, 1979, KEMENCI & ČANOVIĆ, 1997, CSÁSZÁR, 2005) szerint a komplexum kőzetei összevethetők az Alföld aljzatában előforduló képződményekkel, ahol nem zárható ki a Kisbiharitakarórendszerhez tartozó kőzetegyüttes előfordulása sem (MATENCO & RADIVOJEVIĆ, 2012). Ahhoz, hogy az Alföld aljzatában elkülönített metaüledékes kőzeteket összehasonlíthassuk a Pajzsi Komplexum analógnak tekintett kifejlődéseivel, alapvető ez utóbbi részletesebb megismerése. A kapcsolódó törészónák tanulmányozása az azok mentén történt fluidummigráció megértését szintén elősegíti.

A kutatás első lépéseként munkánkban a Pajzsi Komplexum premetamorf kőzeteinek genetikáját és protolitját határoltuk be petrográfiai és geokémiai vizsgálatok eredményeire alapozva, ami egyrészt a komplexumot ért átalakulási folyamatok jellemzését, másrészt a tervezett korrelációt segíti elő.

Vizsgálati módszerek

A Pajzsi Komplexum kőzeteinek mintázására Kovászi (Covăsin) és Világos (Şiria) települések környezetében került sor. A reprezentatív kőzetekből vékonycsiszolatok készültek az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén, ahol elvégeztük a minták petrográfiai jellemzését, kitérve a mikroszöveti és a mikrotektonikai bélyegek leírására. Összesen 11 mintából készült teljes kőzetből kémiai elemzés a Bureau Veritas Mineral Laboratories (AcmeLabs, Vancouver, Kanada) laboratóriumában ICP-AES és ICP-MS módszerekkel. A kőzetkémiai összetételi eredmények értelmezése során mind a magmás, mind az üledékes részterületeken általánosan elterjedt referenciákat (pl. FKK: felső kontinentális kéreg, primitív köpeny, kondrit) használtuk az eredet (a protolit, illetve az esetleges forráskőzet) feltárása érdekében. A minták főelemösszetételének felhasználásával a képződményt ért átalakulási folyamatok előzetes jellemzését is elvégeztük.

Petrográfia

A vizsgált minták makroszkópos megjelenésük (szín, szövet, szemcseméret, átalakulás mértéke) alapján nem mondhatók egységesnek. A makroszkóposan alapvetően metahomokkőnek és metaaleurolitnak tűnő minták mikroszkópi léptékben egyszerű nyírásra utaló bélyegekkel jellemezhetők (**1. ábra**), amelyhez fluidumhatás társult az egyes indikátorásványok szöveti helyzete alapján. Akcesszóriaként turmalin, opak ásványok, epidot, cirkon jelenik meg.

A genetikára koncentrálva a világosi mintákban mikroszkópi szövetük alapján sem egykori üledékes, sem pedig felzikus magmás (granitoid) bélyeget nem fedeztünk fel, azok (proto)fillonitnak nevezhetők. A kvarc dinamikusan átkristályosodott, nyomásárnyékban kvarc-szericit (muszkovit) jelent meg (**1. ábra a**). A polikristályos kvarc, csillámos kvarcit jellegű szemcsék (klasztok) mellett – alárendelten – relikt, metamorf kőzettörmelék is azonosítható (**1. ábra b**).

A kovászi minták többsége szintén (proto)milonit (esetleg blasztomilonit), ugyanakkor egy minta metamikrogabbró szöveti bélyegeit mutatja (**1. ábra c**). A kvarc-



1. ábra – A világosi és a kovászi minták mikroszkópos megjelenése. a) Dinamikusan átkristályosodott kvarcszemcsék, közöttük csillámos kvarcszalagokkal (VV minta); b) Kvarc-fehércsillám (muszkovit) összetételű metamorf kőzettörmelék (középen) fillonitban (VRNY minta); c) Metamikrogabbró szöveti képe (KDK75 minta); d) Szericitesedett plagioklász, albit-továbbnövekedéssel, nyomásárnyékban statikusan átkristályosodott kvarc (KDK40 minta). Rövidítések: Ab = albit; Chl = klorit; Ep = epidot; Ms = muszkovit; Opq = opak ásvány; Pl = plagioklász; Qz = kvarc; Ser = szericit

szemcsehatárok helyenként hármas érintkezése statikus átkristályosodás bizonyítéka. Fluidum, illetve metaszomatózis hatására utal a kovászi minták egyikében megfigyelt albitosodott plagioklászföldpát (**1. ábra d**).

Geokémia, vizsgálati eredmények

A minták geokémiai jellegében is megmutatkozik a petrográfiai vizsgálatoknál tapasztalható heterogenitás. Ezt már a széles tartományban mozgó SiO₂-összetétel is jelzi, amely alapján a minták uralkodóan savanyú, alárendelten intermedier, illetve bázisos összetétellel (üledékes megközelítésben forrásterülettel) jellemezhetők. A sokelemes diagramokon (**2. ábra**) szembetűnő, hogy a minták közül kettő (KDK75 és VV8.3 minták) geokémiailag önálló csoportot alkot, amelyet a Fe₂O₃, a MgO, a CaO, a TiO₂ és a P₂O₅ számottevő dúsulása és a K₂O jelentős negatív anomáliája definiál. Ezen két minta a bázisos kőzetekre jellemző lefutási görbékkel rendelkezik, mely mellé rend-kívül kicsi negatív Eu-anomália társul.

A felső kontinentális kéreghez (FKK), mint üledékes referenciához viszonyítva a többi minta alapvetően hasonló lefutást követ. Jellemző bélyeg a minták főelemekben való általános szegényedése, ami a CaO-tartalomban a legjelentősebb (ami a rokon viselkedésű Sr mennyiségében is megmutatkozik), továbbá az, hogy – egy minta kivételével – a kondrit összetételére normált sokelemes diagramon (**2**. **ábra c**) a felzikus átlagos összetételű kőzetekre jellemző mértékű negatív Eu-anomáliával rendelkeznek. Egyes mintákban a CaO és a Na₂O nem egységesen viselkedik, ami a Na₂O dúsulásában jelentkezik. Mindez felveti a Na-meta-szomatózis hatását, amit (összhangban petrográfiai megfigyeléseinkkel) az átalakulást jelző diszkriminációs diagra-mok (**3. ábra**) is sugallnak.

Általánosan elmondható, hogy a nagyobb csillámtartalommal és kisebb átlagos szemcsemérettel rendelkező minták K₂O, Al₂O₃, Rb és Ba tekintetében dúsulással jellemezhetők, míg az átlagosan nagyobb szemcseméretű minták ritkaföldfémekben viszonylag szegényedtek a többi mintához képest, ami az SiO₂ felhígító hatásának köszönhető.



2. ábra – A minták fő- (a) és nyomelem-összetétele (b) a felső kontinentális kéreg (FKK) összetételére (RUDNICK & GAO, 2003) normálva, továbbá a minták és az FKK referencia ritkaföldfém eloszlása (c) kondrit összetételére (MCLENNAN, 1989) normálva



3. ábra – Az átalakulás jellegének behatárolása a $\rm K_2O/Al_2O_3-Na_2O/Al_2O_3$ diagram (Garrels & Mackenzie, 1971 alapján módosítva) segítségével

Következtetések

A vizsgált minták – összhangban a klasszikus értelmezéssel – makroszkópos megjelenésük alapján metaaleurolitnak, illetve metahomokkőnek nevezhetők. Ezzel szemben mikroszkópi léptékben teljesen más világ tárul elénk: premetamorf üledékes szöveti bélyegek helyett a minták többsége kvarcdús (felzikus átlagos összetételű), tektonikusan deformált (nyírt) kőzet. A világosi minták (proto)fillonitnak nevezhetők, a kovászi minták többsége szintén (proto)milonit, egy minta metamikrogabbró. A felzikus kőzetek protolitja - a vizsgált szemcseméreti tartományban - pontosabban nem azonosítható, a metamorf kőzettörmelék megfigyelése azonban elgondolkodtató, ugyanis a Pajzsi Komplexummal foglalkozó szakirodalom a jelenlétére vonatkozóan nem tesz említést. A bázisos összetételű minták egyértelműen magmás eredetűek. A minták többsége egyszerű nyírást szenvedett, amely mellé beáramló fluidumok módosító hatása is társult (pl. turmalin, hematit, epidot kristályosodása), ezenfelül Nametaszomatózis nyomait is felfedezhetjük. Mindezek alapján elmondható, hogy a Pajzsi Komplexum kőzetei egyértelműen heterogén, legalább részben magmás eredetet tükröznek. Az átalakulási folyamatok nyílt rendszerben lejátszódó összetételi változásokat sejtetnek, ezért a klasszikus diszkriminációs diagramok közvetlenül a protolitra vonatkozó kémiai osztályozásra, genetikai információk feltárására nem használhatók. A protolit eredetének pontosítására és az átalakulás jellemzésére ezért a jövőben izokon diagramokra épülő értelmezést szeretnénk megvalósítani.

Ez a munka az NKFIA K 131690 témaszámú projektjéhez kapcsolódva az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíjának (BO/266/18) és az Innovációs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-20-5-SZTE-669 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának szakmai támogatásával készült.

- BONIN, B. & TATU, M. (2016): Mineralogy and Petrology, 110, 447– 469.
- Сіовали, С. L., Соок, N. J., Damian, F. & Damian, G. (2006): Mineralogy and Petrology 87, 351–384.
- Császár, G. (2005): ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.
- DALLMEYER, R. D., PANĂ, D. I., NEUBAUER, F. & ERDMER, P. (1999): Journal of Geology, 107, 329–357.
- GARRELS, R. M. & MACKENZIE, F. T. (1971): Norton, New York 397 p.
- KEMENCI, R. & ČANOVIĆ, M. (1997): Acta Geologica Hungarica 40/1, 1–36.
- MATENCO, L. & RADIVOJEVIĆ, D. (2012): Tectonics, 31, TC6007, 31 p.
- McLennan, S., M. (1989): In: LIPIN, B. R. & McKay, G. A. (eds): Reviews in Mineralogy 21, 169–200.
- PANĂ, D. I. (1998): PhD Thesis, University of Alberta, Alberta, Canada, 356 p.
- RAUCSIK B. & VARGA A. (2015): 6. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés, 128–147.
- RUDNICK, R. L. & GAO, S. (2003): In: HOLLAND, H. D. & TUREKIAN, K. K. (eds): Elsevier-Pergamon, Oxford-London 64 p.
- SZEPESHÁZY . (1979): Általános Földtani Szemle, 12, 121–198.
- ZAJZON, N., SZENTPÉTERI, K., SZAKÁLL, S. & KRISTÁLY, F. (2015): International Journal of Earth Sciences, 104, 1865–1887.

KITÖRÉS ELŐTTI FIZIKAI ÁLLAPOTOK A CSOMÁD MAGMÁS RENDSZERÉBEN: FE–TI-OXID TERMO-BAROMETRIAI EREDMÉNYEI

Szemerédi Máté^{1, 2}, Mészáros Katalin¹, Lukács Réka^{1, 3}, Kovács Zoltán¹, Harangi Szabolcs^{1, 4}

¹MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport

²Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

³Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet

⁴Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék

A DK-Kárpátokban, a Kelemen-Görgény-Hargita andezites-dácitos neogén vulkáni vonulat déli elvégződésénél található Csomáddal az elmúlt két évtizedben számos ásvány-kőzettani, geokémiai, geokronológiai, geofizikai és vulkanológiai tanulmány foglalkozott. Mindezen vizsgálatok integrált eredményei arra utalnak, hogy a csomádi lávadóm komplexuma alatt egy potenciálisan aktív felsőkéregbeli magmatározó helyezkedik el. A dácitos összetételű rezervoárban uralkodó fizikai körülmények megismeréséhez, és a vulkáni működés megértéséhez elengedhetetlen az erre alkalmas ásványfázisok vizsgálata, pl. amfibol, amfibol-plagioklász vagy Fe-Tioxid termobarometria alkalmazása. Utóbbi módszer - a Fe-Ti-oxid ásványaiban az elemek gyors diffúziójának köszönhetően - közvetlenül a kitörés előtti állapotot adhatja vissza, így több szempontból hasznosabb információval szolgálhat a kitöréskori nyomás és hőmérséklet meghatározására, mint más termobarométer.

Tanulmányunkban a Csomád több kitörési termékének – amelyek között idősebb (pl. ~850 ezer éves), andezites lávadómkőzetek és fiatalabb (~56–32 ezer éves), dácitos piroklasztitok is helyet kaptak – mágnesezhető nehézásványait vizsgáltuk, és magnetit-ilmenit egyensúlyi párok kémiai összetételei alapján végeztünk termobarometriai számításokat. Hőmérséklet- (T) és oxigén fugacitás-értékeket (fO₂) kettő, széles körben alkalmazott módszer alapján nyertünk, amelyek az ANDERSEN & LINDSLEY (1985), ill. a GHIORSO & EVANS (2008) termobarométerek (AL85, ill. GE). Utóbbi titánaktivitás-értékek (a_{TiO2}) számolására is alkalmas.

A fiatalabb, dácitos, horzsakőgazdag piroklasztitok esetében – a hasonló fO_2 -értékek (0,9–1,8 ΔNNO) ellenére – a két módszer eltérő hőmérsékletértékeket adott. Míg a GE metódussal relatíve alacsony, 660–780 °C-os, addig az AL85 módszert alkalmazva magasabb, 760-840 °C-os értékeket kaptunk. Az idősebb lávakőzetek fO_2 -értékei (<1,0 Δ NNO) a piroklasztitokénál alacsonyabbnak, míg a T-értékek magasabbnak (780–890 °C) bizonyultak. Érdekességképpen utóbbi kőzetek esetében a két metódus hőmérséklet-eredményei egymástól nem tértek el. A kapott a_{TiO2}-értékek 0,7 és 1,0 közöttiek, amely összhangban van a titanit megjelenésével a mintákban.

A magnetit-ilmenit párokból nyert paramétereket összevetettük egyéb módszerekkel (pl. amfibol és amfibol-plagioklász termobarometria) nyert csomádi adatokkal, ill. andezites-dácitos analóg képződmények szakirodalmi adataival is (pl. Fish Canyon Tuff, Mt. St. Helens, Pinatubo). Az AL85 módszerrel számolt T- és fO2-eredmények tökéletes átfedésben vannak az alacsony hőmérsékletű amfibolok peremi méréseiből nyert paraméterekkel (RIDOLFI et al., 2010 termobarometria). Hasonlóképpen az AL85 módszerrel nyert eredmények átfedést mutatnak az analóg képződményekkel, míg a GE metódussal számolt T-értékek valamennyi ismert andezitesdácitos rendszerénél jóval alacsonyabbnak bizonyultak. Eredményeink felvetik a kérdést, hogy a GHIORSO & EVANS (2008) által bevezetett, széles körben alkalmazott termobarométer megbízhatóan alkalmazható-e viszonylag alacsony hőmérsékletű, dácitos rendszerekre.

- ANDERSEN, D. J. & LINDSLEY, D. H. (1985): EOS Transactions of the AGU 66, 416.
- GHIORSO, M. S. & EVANS, B. W. (2008): American Journal of Science 308, 957–1039.
- RIDOLFI, F., RENZULLI, A. & PUERINI, M. (2010): Contrib. Mineral. Petrol. 160, 45-66.

STABLE ISOTOPE ALTERATION BY CARBONIC HYPO-GENE SPELEOGENESIS: INSIGHT FROM CONVEN-TIONAL AND CLUMPED CARBONATE STABLE ISO-TOPES

Temovski, Marjan^{1*}, Rinyu, László¹, Futó, István¹, Palcsu, László¹

¹Isotope Climatology and Environmental Research Centre, Institute for Nuclear Research, Bem tér 18/c 4026 Debrecen, Hungary; *temovski.marjan@atomki.hu

Stable isotope profiles of cave wall rocks have been used to identify hypogene karstification, in addition to, or in the absence of, other morphological, mineralogical or hydrogeological evidence. Alteration halos with depleted oxygen (δ^{18} O) and carbon (δ^{13} C) isotopic composition have been commonly identified in limestone and calcite marble bedrock (e.g. SpötL et al., 2021). Here we present preliminary results of a stable isotope study of bedrock and carbonate deposits at Melnica locality in Mariovo (N Macedonia), associated with CO₂-rich hydrothermal speleogenesis. We studied both conventional ($\delta^{18}O, \delta^{13}C$) and clumped (Δ_{47}) carbonate stable isotopes in a profile from a drilled core in Provalata Cave, including both the calcite coating and the underlying calcite marble bedrock, where a narrow visible alteration can found along the contact. To our knowledge, this is the first attempt to apply both conventional and clumped carbonate stable isotopes to identify bedrock isotope alteration halos connected to a hypogene karst system.

The core sample had visible colour alteration in the marble section, with patches of dispersed pale grey discolouration around the grey unaltered marble in the inner part, and a narrow (~1 cm) rim with intense white discolouration at the contact with the overlying calcite coating. The grey unaltered marble had +2.5‰ δ^{13} C and – 3.5‰ δ^{18} O, with the lowest $\Delta_{_{47}}$ values of 0.330–0.342‰ (I-CDES90; BERNASCONI et al., 2021), corresponding to an apparent temperature of 188±12 °C based on the calibration curve of ANDERSON et al. (2021), and likely reflecting blocking temperatures from the last metamorphic event. The pale grey patches had similar δ^{13} C values, but depleted δ^{18} O, with values as low as -8.6‰, and slightly higher $\Delta_{_{47}}$ values (0.375–0.417‰), with an apparent temperature of 134±18 °C, that likely reflect an earlier hydrothermal alteration. The largest isotopic alteration

was found in the narrow rim, where the δ^{13} C values gradually increased up to +6.0‰, and the $\delta^{\rm 18}O$ values decreased to -9.9‰, with the highest Δ_{47} values in the marble section (0.504-0.534‰) giving an apparent temperature of 52±7 °C. The profile continues into the covering calcite coating starting with +8.0‰ $\delta^{\rm 13}C$ and – 10.8‰ δ^{18} O, with $\Delta_{_{47}}$ values of 0.576–0.611‰, i.e. apparent temperature of 24±7 °C. The narrow alteration rim corresponds to the thermal carbonic speleogenetic phase, with the values at the outer part shifting towards the ones of the subsequently deposited calcite. While decreasing of δ^{18} O values is a common finding in other hypogene caves (e.g. Spötl et al., 2021), the increased δ^{13} C values in the alteration rim is not and indicates interaction of the marble bedrock with groundwater DIC with high δ^{13} C values. The high δ^{13} C values likely reflect DIC mostly composed of high amounts of CO₂ of metamorphic origin, as recent modelling of the DIC δ^{13} C at the nearby lukewarm spring indicates contribution of up to 54% of carbon from metamorphic CO₂ with +4.5‰ δ^{13} C (TEMOVSKI et al., 2021). Close petrographic examination of the altered rim shows very small calcite crystals filling up pore spaces between large calcite crystals, supporting dissolution-reprecipitaiton as the main alteration mechanism for the altered rim.

References

- ANDERSON et al. (2021): Geophysical Research Letters, 48, e2020GL092069
- BERNASCONI et al. (2021): Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 22, e2020GC009588
- SPÖTL et al. (2021): Chemical Geology, 572, 120-209
- TEMOVSKI et al. (2021): Hydrogeology Journal, 29, 1129–1152.

A BODAI AGYAGKŐ LITOLÓGIAI VÁLTOZÉKONYSÁ GÁNAK HATÁSA A TÖRÉSHÁLÓZAT HIDRODINAMI-KÁJÁRA

То́тн Emese¹, **Н**авоvszкі Ervin¹, **М.** То́тн Tivadar¹, **Schubert** Félix¹ ¹SZTE, TTIK, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

Bevezetés

A Bodai Agyagkő Formáció (BAF) a magyarországi nagy aktivitású radioaktív hulladéktároló potenciális befogadóképződménye. Az agyagkőmátrix tulajdonságai, a kis porozitás és kis permeabilitás gátolják a radionuklidok szivárgását, így a lehetséges fluidumáramlási pályák elsősorban a szerkezeti inhomogenitások mentén alakulhatnak ki a képződményben. Ezért a töréses szerkezeti elemek geometriájának és a töréshálózat tulajdonságainak vizsgálata kiemelt fontosságú az egyébként impermeábilis kőzettest hidrodinamikai viselkedésének megértésében. A BAF döntően homogén, vörösbarna színű agyagkőből épül fel, azonban apró kőzettani változások is jelentősen befolyásolhatják a kőzettest töréshálózatának geometriáját, ezáltal a kőzettest hidrodinamikai tulajdonságait. A képződmény az agyagkő mellett aleurolitból, albitolitból áll, amelyek mellett homokkő- és dolomitbetelepülések is megtalálhatók (Árkai et al., 2000). A fekü felé haladva nő az átlagos szemcseméret, valamint a mélységgel egyre gyakoribbak a homokkő-betelepülések. A kőzettest felső 100 métere a mállási folyamatok által jelentősen igénybe vett és átalakult (KONRAD et al., 2015).

Munkánk során a BAF-2 fúrás töréshálózatának modellezését és hidrodinamikai kiértékelését végeztük el.

Módszertan

A kőzetekben a töréshálózatok fraktálgeometriai tulajdonságokkal rendelkeznek. Ezáltal törések geometriai paramétereinek ismeretében a töréshálózat bármilyen skálán modellezhető (BARTON & LARSEN, 1985). Munkánkban egyedi törések halmazából felépülő (DFN) modellezési megközelítést alkalmazva jellemeztük a töréshálózatot és annak hidrodinamikai viselkedését (WITHERSPOON et al., 1980).

A modellezés során a törések alapvető geometriai paramétereit vettük figyelembe; a töréssűrűséget, a törések méretét, orientációját és nyitottságát (apertúráját). A geometriai paraméterek meghatározás után Infress töréshálózat-modellező szoftverrel modelleztük a töréshálózat geometriáját a BAF-2 fúrásban és annak környezetében.

A törések egyik legfontosabb tulajdonsága a töréshossz. Mivel a rövid törések száma jelentősen meghaladja a hosszabbakét, gyakoriságuk valamilyen nem szimmetrikus eloszlással közelíthető. Az eloszlásfüggvény paramétereit két különböző felbontóképességű módszer által meghatározott törésszámból számítottuk (M. Tóth, 2010). A fúrás mentén a töréssűrűséget a P10 paraméterrel (db/m) és a repedések fraktáldimenziójával, míg az orientációt a dőlésszög és a dőlésirány alapján jellemeztük. A modellezéshez szükséges geometriai paramétereket akusztikus lyukfaltelevízió (BHTV) adatai, valamint magládafotók segítségével határoztuk meg. A repedések nyitottsága a töréshálózat hidraulikai tulajdonságainak modellezéséhez elengedhetetlen paraméter. A törések nyitottsága és a törések hossza között szoros lineáris összefüggés tételezhető fel (BARTON & LARSEN, 1985); a = A × L, ahol a az apertúra, A az apertúra koefficiens, L a töréshosszúság.

A modellezett töréshálózat permeabilitása kizárólag a töréshálózat geometriájától és az apertúra koefficienstől függ. A fúrásban mért transzmisszivitási adatokból a kőzettest valós permeabilitása adott intervallumokra kiszámítható. Másrészt, az Infress szoftver segítségével a modellezett töréshálózat permeabilitása szintén számítható, tetszőleges apertúra-koefficiens választása mellett. Az apertúra kalibrációja során az apertúra-koefficienst úgy változtatjuk, hogy a mért és a modellezett permeabilitás egyenlővé váljon, ezáltal a törések valós nyitottsága becsülhető. A törések valós nyitottságának ismeretében lehetővé válik a töréshálózat porozitásának kiszámítása is.

A BAF-2 fúrás hidrodinamikai tulajdonságait a mért permeabilitás és a számolt porozitás alapján az áramlásizóna-indexszel (*flow zone indicator – FZI*) jellemeztük. Az index alkalmas a kőzettesten belüli áramlási zónák meghatározására, amelyekben az áramlást befolyásoló geológiai és petrofizikai tulajdonságok egységesnek tekinthetők (AMAEFULE et al., 1993). Az *FZI* számolható a következő képlettel (AL-DHAFEERI & NASR-EL-DIN 2007):

$$FZI = \frac{0,0314\sqrt{\frac{K}{\phi}}}{\frac{\phi}{(1-\phi)}}$$

53

ahol *FZI* az áramlásizóna-index, *K* a permeabilitás mDban, *F* a porozitás százalékban. Az *FZI* értékeket befolyásolja a porozitás, permeabilitás, kapilláris nyomás, litológia, ásványtani összetétel, az üledékes és diagenetikus folyamatok hatásai.

Eredmények és diszkusszió

A modellezés alapját a BHTV által meghatározott síkok adják, amely a törési síkokat és a réteghatárokat hasonlóan jeleníti meg. Mivel a kőzettesten belül mind a törési síkok, mind a réteglapok fluidumáramlási pályaként működhetnek, ezért a modellezés során az összes felismert síkot figyelembe vettük.

A töréssűrűséget figyelembe véve a BAF-2 fúrás kőzetoszlopa két eltérő kőzetblokkra osztható. A fúrás felső felében 0 és 400 m között a kőzettest intenzíven, egységesen töredezett, míg a fúrás alsó felében három jól elkülöníthető töréses zóna helyezkedik el, amelyek között jelentősen lecsökken a töréssűrűség (1. ábra A, B). Habár a fúrásban az átlagos szemcseméret a fekü felé nő, nem található éles litológiai váltás 400 m környékén, amely indokolná az igen eltérő töredezettségi képet a fúrás felső és alsó fele között. A fúrás alsó felében megjelenő három törési zóna elhelyezkedését azonban befolyásolhatta a fekü felé egyre gyakoribbá váló homokkőbetelepülések elhelyezkedése. A fúrásdokumentációban kis léptékben meghatározott törési zónák alapján a fúrás a két fő blokkja (0-400 és 400-925 m) megkülönböztethető, de a fúrás alsó felének tagoltsága nem ismerhető fel (2. ábra A).

A töréssűrűség által meghatározott két eltérő kőzetblokk szintén azonosítható az apertúra-koefficiens és az az alapján számított effektív porozitás értékében is (1. ábra C, D). A törések nyitottsága a kút felső felében igen változó, valószínűleg jobban és kevésbé cementált szakaszok váltakoznak, míg a fúrás alsó felében a törések nyitottsága jelentősen lecsökken (**1. ábra C**).

A fúrás hidrodinamikai viselkedése a kútban mért permeabilitás és a becsült porozitás alapján az *FZI* értékekkel jellemezhető **(2. ábra B)**. A fúrás legnagyobb része ugyanazt a trendet követi **(2. ábra B/b, d, g)**, ettől négy, 50–70 m vastagságú zóna tér el **(2. ábra B/a, c, e, f)**. Ezek alapján a kőzettest döntő része homogén hidrodinamikai tulajdonságokkal rendelkezik, de három mélységtartományban a képződmény viselkedése megválto-



2. ábra – A) A BAF-2 fúrás törészónái a fúrásdokumentáció alapján (KONRÁD et al., 2015, módosítva,) B) BAF-2 kút hidraulikus áramlási egységei (a-g) az áramlási zóna index (FZI) alapján



1. ábra – A) A kút töréssűrűsége, P10 paraméterrel kifejezve; B) A töréshálózat fraktáldimenziója; C) Az apertúra koefficiens a fúrás mentén; D) Effektív porozitás

zik. Három zóna (60-110 m, 350-420 m és 690-770 m) megemelkedett, míg egy zóna, 600 és 690 m között, az átlagnál kisebb *FZI*-értékekkel rendelkezik. Ezek alapján a BAF-2 fúrás hét hidraulikai egységre osztható.

A BAF-2 fúrás első hidraulikus egysége 60-110 méter között található (**2. ábra B/a**). Ebben a szakaszban a porozitás nagyobb mértékben csökken, mint a permeabilitás, ami az *FZI* növekedését okozza. A hematit hidratációja, a limonit keletkezése jelentős mértékű térfogatnövekedéssel jár, ami lecsökkenti a mátrix porozitását, azonban a permeabilitás, amely elsősorban a szerkezeti elemekhez köthető, nem változik jelentősen. Az agyagkő mállása így jelentősen megváltoztatta a kőzet hidrológiai tulajdonságait a nagyobb mélységben található üde kőzetekhez viszonyítva.

A mállott agyagkő alatt ~200 m vastagságban üde, azonban erősen töredezett agyagkő helyezkedik el, melynek hidrodinamikai viselkedése a fúrás legnagyobb részéhez hasonló (2. ábra B/b). A második, átlagostól eltérő hidraulikus áramlási egységben (2. ábra B/c), 350-420 méter között a porozitás nagyon alacsony, de a permeabilitás nem csökken hasonló mértékben, megnövekedett FZI-értékeket eredményezve. A fúrás e mélységtartománya számos más tulajdonság tekintetében is határként jelenik meg. Többek között a töréssűrűség is jelentősen lecsökken, ami a porozitás és a permeabilitás egyidejű csökkenését okozza, de ez nem változtatna az FZI-trenden. Szerkezetföldtani megfigyelések alapján a BAF-2 fúrás feltételezhetően egy nagyléptékű szerkezeti határt harántolt, melyet azonban nem sikerült pontosan lokalizálni (KONRÁD et al., 2015). Számításaink szerint a fúrásban ~400 m mélységben feltételezhető a nyírási zóna gyengén repedezett, rendkívül kis porozitású magzónája melyet szimmetrikusan közel 100 méter szélességű kárzóna határol. A nyírási zóna alatt újból az átlagos FZI-értékekkel rendelkező, töredezett agyagkő található több mint 150 m vastagságban (2. ábra B/d).

A fúrás harmadik szakasza, 600 és 770 méter között, az átlagostól eltérő hidrodinamikai tulajdonságokkal rendelkezik; ez a szakasz két hidraulikus egységből áll (**2**. **ábra B/e, f**). 600–690 méter között az *FZI*-értékek jelentősen kisebbek az átlagosnál, annak ellenére, hogy az egyik erősen töredezett zóna helyezkedik el ebben a mélységben (**1. ábra A**). A töréses zónát az apertúra-koefficiens és a porozitási adatok alapján az átlagosnál kisebb nyitottságú, feltehetően jobban cementált törések (erek) alkotják. 690 és 770 méter között megemelkedett *FZI*-értékekkel jellemezhető zóna található (**2. ábra B/f**). Ebben a zónában kis töréssűrűség a jellemző, de mind az apertúra-koefficiens és a porozitás, mind a mért permeabilitás értéke kissé megemelkedik. Mivel a finomhomokkő rétegei ettől a mélységtől kezdve gyakoribbá válnak, a kőzet hidraulikai tulajdonságait befolyásolhatja a szemcseméret változása. Másrészről, ezekben az egymás mellett elhelyezkedő hidraulikus egységekben az akusztikus hullám terjedési sebessége jelentősen csökken, hasonlóan a 400 méteren található szerkezeti határhoz. Ez alapján 690 és 770 méter között nyírási zóna jelenlétét feltételezzük. A mélységgel egyre növekvő átlagos szemcseméret és a homokkő-betelepülések jelenléte ellenére 800 méter alatt a kőzetoszlop ismét átlagos *FZI*értékekkel rendelkezik, megemelkedett porozitás és permeabilitás mellett (**2. ábra B/g**).

Összegzés

A Bodai Agyagkőben számos kisléptékű kőzettani változás ismerhető fel, a kőzettest nagy része ciklusos felépítésű agyagkőből, aleurolitos agyagkőből, aleurolitból épül fel, gyakori albitolit-betelepülésekkel. Ez a kisléptékű litológiai változékonyság ugyanakkor nem befolyásolja számottevően a képződmény hidrodinamikai viselkedését, ellentétben a mikro-mezoléptékben nem, vagy nehezen felismerhető változásokkal. A kőzettest hidrodinamikai tulajdonságai elsősorban az intenzíven mállott legfelső zónában, a széles nyírási zónák mag- és kárzónái, az intenzíven cementált szakaszok, valamint a homokkőbetelepülések széles zónáiban változnak meg számottevően.

- AL-DHAFEERI, A. M. & NASR-EL-DIN, H. A. (2007): Journal of Petroleum Science Engineering, 55, 18–36.
- AMAEFULE, J. O., ALTUNBAY, M., TIAB, D., KERSEY, D. G. & KEDAN, D. K. (1993): SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, Texas.
- ÁRKAI P., DEMÉNY A., FÓRIZS I., NAGY G., BALOGH K. & MÁTHÉ Z. (2000): Acta Geologica Hungarica 43, 351–378.
- BARTON, C. C. & LARSEN, E. (1985): In: STEPHANSON, O. (ed.): Proceedings of International Symposium on Fundamentals of Rock Joints, 77–84.
- KONRÁD GY., SEBE K. & HALÁSZ A. (2015): In: SÁMSON M. (ed.): BAF-2 fúrás dokumentáló és értékelő jelentése. Kutatási jelentés, RHK Kft., Pécs.
- M. TÓTH, T. (2010): Journal of Structural Geology, 32, 878-885.
- WITHERSPOON, P. A., WANG, J. S. Y., IWAI, K. & GALE, J. E. (1980): Water Resources Research 16/6, 1016–1024.

TI-ÁSVÁNYOK ÁTALAKULÁSA, MINT METASZOMA-TIKUS FOLYAMATOK ÉS OLVADÉK/KŐZET KÖL-CSÖNHATÁSOK JELZŐI A BALATON-FELVIDÉKI BAZALTOKBAN LEVŐ ALSÓKÉREG-EREDETŰ MAFIKUS XENOLITOKBAN

Τöröκ Kálmán¹, **Kır**ALY Edit¹ ¹Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat

Bevezetés

A Balaton-felvidéki bazaltokban több helyen előforduló mafikus gránátos granulitxenolitok között a korábbi leírásokban (TöRök et al., 2005, DÉGI, 2009) megkülönböztettünk rutillal, titanittal, illetve ilmenittel jellemezhetőket. Azonban a gondos petrográfiai vizsgálat során kiderült, hogy ezen ásványok alapján nem feltétlenül tudunk megkülönböztethető csoportokat felállítani, mert több mintában akár mind a három Ti-ásványt is megtaláljuk. További vizsgálódásaink során arra jutottunk, hogy azokban a mintákban, ahol több Ti-ásvány is előfordul, nagyon gyakran egyértelmű időrendi képződési sorrendet lehet felállítani közöttük. Szöveti-petrográfiai, ásványkémiai és nyomelemvizsgálatokat végeztünk annak kiderítésére, hogy milyen események okozzák a Ti-ásványok egymásba való átalakulásait az alsó kéregben.

Petrográfia

A gránátos mafikus granulitok alapvetően gránátból, klinopiroxénből és plagioklászból állnak, melyekhez az esetek többségében ortopiroxén társul. Ezen kívül viszonylag sok xenolit tartalmaz amfibolt. Ritkábban és kis mennyiségben találhatunk kvarcot, biotitot és szkapolitot. A leggyakoribb akcesszóriák az ilmenit, apatit, titanit, rutil, cirkon és a grafit.

A három titánásvány közül a rutil a legidősebb. Elhelyezkedése lehet intersticiális, ahol egyensúlyban van a gránáttal, klinopiroxénnel és plagioklásszal, illetve megtalálható zárványként a kőzetalkotó ásványokban. Szegélye gyakran opak, átalakult ilmenitté. Zárványként titanitban is előfordul. többnyire lekerekített apró szemcsék formájában (**1. ábra**).

A titanit intersticiálisan gránáttal, piroxénnel, plagioklásszal egyensúlyban, vagy lekerekített zárványként, főleg cpx-ben, ritkábban gránátban, vagy cpx-ilm ± pl szimplektitben fordul elő reliktumként. Több mintában rutilt vesz körül, vagy apró rutilzárványt tartalmaz (**1. ábra**). Ritkán klinopiroxént, vagy gránátot szegélyez, vagy zár-



 Abra – Rutilzárvány titanitban, mindez zárványkvarc zárványos gránát szélén. A gránát bal felső sarokhoz közel eső részét titanit emészti föl. A gránát és a titanit közötti, valamint a rutilos titanit fölötti sötét terület finomszemcsés Opx-PI-Sp szimplektit a gránát szétesési terméke. Polarizációs mikroszkópos felvétel 1 nikollal

ványként tartalmazza, mintha felemésztené, illetve hoszszan elnyúlt sorokat alkot, mintha egy ér lenne (**2. ábra**).

A leggyakoribb Ti-ásvány az ilmenit, amely csaknem minden xenolitban előfordul. Az ilmenit szöveti megjelenése többféle lehet: (1) Szimplektitszerű klinopiroxénilmenit ± plagioklász összenövés, ami a megfigyelések szerint gyakran tartalmaz titanit reliktumot, azaz annak átalakulásából származik. (Ennek is két altípusa van, egy durvább szemcsés és egy nagyon finom szemcsés. Ez utóbbi a beszivárgó bazaltolvadékkal hozható összefüggésbe); illetve (2) nagy, jól kristályosodott ilmenitszemcsék, melyek alakja általában lekerekített szabálytalan, nem mindig vannak egyensúlyban a fő kőzetalkotó ásványokkal, hanem plagioklászból álló köpeny veszi őket körül. Az ilmenit esetenként rutilt vesz körül, illetve szorít ki.



2. ábra – A titanitból (Ttn) álló "ér-", illetve gyöngysorszerű elhelyezkedése klinopiroxén- (Cpx) gránát- (Grt)gazdag kőzetben. A fénykép alján az eredetileg titanitból álló ér ilmenitté (IIm), klinopiroxénné (Cpx), plagioklásszá (Pl) alakult át. Ráeső fényes mikroszkópi felvétel a Sab168 rutilt, titanitot és ilmenitet egyaránt tartalmazó bázisos gránátgranulit-xenolitból

Több mintában megfigyeltük, hogy a rutil már csak a kőzetalkotó ásványokban, főleg gránátban és piroxénben fordul elő zárványként, de a kőzet mátrixában már nem található meg. Helyette nagy mennyiségben ilmenitet találunk. Ugyanilyen helyzet előfordul titanittal is, miszerint a titanitot megtaláljuk zárványként gránátban és klinopiroxénben, de a kőzet mátrixában már csak ilmenitet látunk. További megfigyelés, hogy a mafikus gránátgranulitot felülbélyegző klinopiroxén-plagioklász±ortopiroxén-, illetve piroxeniterek mind kizárólag ilmenitet tartalmaznak Ti-fázisként.

A szöveti vizsgálatok egyértelműen mutatják, hogy azokban a mintákban, ahol több Ti-ásvány is előfordul, azok sorrendje minden esetben rutil \rightarrow titanit \rightarrow ilmenit (1. és 2. ábra).

Termometria, ásványkémia

Rutil és titanit Zr-tartalmán alapuló termométert alkalmaztunk a vizsgált mafikus gránát granulit xenolitok esetében (TOMKINS et al., 2007, HAYDEN et al., 2008). A rutilos minták esetében 804–965 °C, a titanitosak esetében pedig 805–962°C hőmérsékleti intervallumot kaptunk. Két vizsgált mintában fordult elő együtt rutil és titanit. A Mi50 jelűben rutilra 804–812 °C, titanitra 806–838 °C hőmérsékletet kaptunk. A Sab34 jelű mintában pedig rutilra 937–965 °C, titanitra 924–941 °C hőmérsékletet számoltunk.

A klinopiroxén főelem-összetételében nem találunk eltérést attól függően, hogy milyen Ti-ásványt találunk a xenolitban (DÉGI, 2009). Gránát és plagioklász főelemösszetételében is erősen átfedő mezőket kapunk, ahol a titanitos xenolitok gránátjainak egy része kissé gazdagabb grosszulárban, de nagyobbik része átfed a rutilos, vagy ilmenites xenolitok gránátjaival. Ugyanígy a plagioklász esetében is erős a mezők közötti átfedés. Ugyanakkor, ha gránátokban ritkán látunk főelem zónásságot, akkor az nagyon gyenge Ca-zónásságban nyilvánul meg, amely a magtól a szegély felé növekszik. Ugyanígy, ha a gránátban vizsgáljuk a ritkaföldfémek eloszlását, akkor kaphatunk teljesen homogén, illetve közel homogén eloszlást, vagy pedig a magtól a szegély felé növekvő nehézritkaföldfém-koncentrációt (**3. ábra**).

Diszkusszió

A három megfigyelt Ti-fázis általában egymástól elkülönülő p-T-körülmények között stabil a mafikus kőzetekben (ERNST & LIU, 1998, DIENER & POWELL, 2012). A rutil többnyire nagyobb nyomáson, míg a titanit és az ilmenit alacsonyabb nyomáson stabil. A titanit jellemzőbb alacsonyabb hőmérsékleten, az ilmenit pedig általában a magasabb hőmérsékleti tartományban képződik. Azonban az egyes Tiásványok stabilitását számos egyéb tényező is alakíthatja, mint pl. a kőzet kémiai összetétele, ásványkémia, fluidum/olvadék és a kőzet kölcsönhatása stb. A rutil titanittá, vagy ilmenitté alakulását nem kísérik olyan reakciók a mafikus gránát granulitos xenolitokban, amelyek a nyomás csökkenését mutatnák. A rutil és titanit Zr-tartalmából számolt hőmérsékletek (Tomkins et al., 2007, Hayden et al., 2008) sem különböznek egymástól lényegesen. Ezért a jelentős p-T-változásokat kizárhatjuk és más folyamatokat kell keresnünk, melyek az átalakulásokat okozták.

A szöveti és kémiai bizonyítékok alapján a Ti-ásványok és környezetük átalakulása a következő folyamatokban ment végbe a több Ti-fázist tartalmazó xenolitokban:



3. ábra – Tipikus gránát-nyomelemzónásság a Sab82, titanitot és ilmenitet tartalmazó mafikus gránátgranulit xenolitjából

1. Az első Ti-ásvány minden esetben a rutil, amely egyensúlyban van a gránát-piroxén-plagioklász ásványegyüttessel. Nem bizonyítható, hogy minden xenolitban volt egykor rutil. Vannak csak ilmenitet tartalmazó xenolitok is. A legtöbb gránátos metabázitgranulit xenolitjában a rutil intersticiális helyzetben van, vagy zárványként is előfordul. Ahol nagy mennyiségű ilmenit, vagy titanit van, ott a rutil már csak a kőzetalkotó ásványokban vagy ritkán a titanitban zárványként található.

2. A titanit érszerű, gyöngysorszerű elrendeződése, a gránát és a klinopiroxén titanit által történt helyi felemésztődése (1. ábra) valamint a gránátokban a szegély felé mutatkozó nehéz ritkaföldfém zónássága alapján (3. ábra) azt gondoljuk, hogy a titanit a kőzetet ért migráló olvadék/fluidum kölcsönhatásaként jött létre. Az olvadék melletti érv, hogy sok helyen a rutilzárványos titanit klinopiroxénben, vagy gránátban zárványként található. Tehát az adott klinopiroxén, vagy gránát a rutil titanittá alakulása után kristályosodott. Ez a Ca-ban és ritkaföldfémekben gazdag fluidum/olvadék a kőzet repedésein keresztül migrálva átalakította, gazdagította a kőzetet és sok helyen viszonylag nagy mennyiségű titanitot hozott létre, részben kiszorítva a korábbi rutilt. A titanitok egyes xenolitokban nagyon dúsak ritkaföldfémekben. Káptalantóti mellől, a Sabar-hegyről származó Sab34 jelű xenolitban a titanitban a ritkaföldfémek koncentrációja a 4,5 m/m%-ot is eléri. A titanit mellett új, nagyobb ritkaföldfém-tartalmú gránát és klinopiroxén is keletkezett.

3. A titanit helyenként részben, vagy teljesen féregszerű, szimplektites összenövést mutató, vagy aprószemcsés ilmenit-klinopiroxén±plagioklász ásványegyüttessé esett szét egy újabb fluidum/olvadék-kőzet kölcsönhatása során. Az újonnan képződött szimplektitek környezetében ritkán még az amfibolreliktumos klinopiroxén is megfigyelhető, vagyis az olvadék forrását nem feltétlen kívül kell keresnünk, hanem a kőzetben lejátszódó parciális olvadás során képződött olvadékokkal való kölcsönhatás is előfordulhatott, amely során a kőzet amfibolban gazdag részei megolvadtak és az olvadék reagált a titanittal. A reakció során új klinopiroxén, plagioklász és ilmenit keletkezett. A gránát hiánya itt utal először nyomáscsökkenésre.

4. A titanitok szegélyén, ahol érintkezik a beszivárgó bazaltolvadékkal, nagyon finom szemcsés, tűs ilmenitek alakulnak ki, melyek többnyire kőzetüvegben találhatók, ritkábban klinopiroxénnel társulva.

- Dégi, J. (2009): Detailed study of mafic lower crustal xenoliths from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field. – PhD theses, Budapest ELTE TTK p. 148.
- DIENER, J. F. A. & POWELL, R. (2012): Revised activity-composition models for clinopyroxene and amphibole. – Journal of Metamorphic Geology, 30, 131–142.
- ERNST, WG. & LIU, J. (1998): Experimental phase-equilibrium study of AI- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB – a semiquantitative thermobarometer. – American Mineralogist, 83, 952–969.
- HAYDEN, L. A., WATSON, E. B. & WARK, D. A. (2008): A Thermometer for sphene. – Contributions to Mineralogy and Petrology, 155, 529–540.
- TOMKINS, H. S., POWELL, R. & ELLIS, D. J. (2007): The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. – Journal of Metamorphic Geology 25, 703–713.
- TÖRÖK, K., DÉGI, J., MAROSI, GY. & SZÉP, A. (2005): Reduced carbonic fluids in mafic granulite xenoliths from the Bakony– Balaton Highland Volcanic Field, W Hungary. – Chemical Geology, 223, 93–108.

A ZEMPLÉNI-EGYSÉG PERMOKARBON ÖSSZLE-TÉNEK KORRELÁCIÓS JELENTŐSÉGE

Varga Andrea¹, Raucsik Béla¹

¹Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

Bevezetés

A Zempléni-egység permokarbon összletének és a dél-dunántúli újpaleozoikumi rétegsor rokonságának kérdése nem új gondolat a litosztratigráfiai korrelációban, hiszen pár évtizeddel ezelőtt még a Zempléni-egységet is a Tiszai-főegység szerves részének tekintették (pl. FüLöP, 1994). A két terület üledékes rétegsorának részletes összehasonlítása azonban a Zempléni-egység Alcapához sorolását követően (pl. VozÁRová et al., 2009) sem történt meg.

A modern anyagvizsgálati eszközökre épülő reambulációs kutatások csupán néhány permi kifejlődés vonatkozásában érintették a regionális korrelációt. A Korpádi Homokkő Formáció piroklasztitokkal társult, viszonylag száraz klímán kialakult, karbonátos paleotalajokat tartalmazó összletével kapcsolatban merült fel, hogy az a Nyugati-Kárpátokban ismert kifejlődésekkel (Zemplénikum: ciszuráli Cejkov Formáció és lopingi Černochov Formáció; Garamikum: ciszuráli Malužiná Formáció) párhuzamosítható (VARGA & RAUCSIK, 2014).

A kapcsolódó permi vulkanizmust figyelembe véve a Gyűrűfűi Riolit Formáció kőzeteinek radiometrikus kora egységesen fiatalabb (~269–259 millió év), mint a középeurópai varisztidákhoz tartozó területek vulkanitjainak kora; azok előzetesen szintén a Nyugati-Kárpátok permi felzikus vulkanitjaival (pl. Gömörikum, Szilicikum) rokoníthatók, geokémiai (teljes kőzet) összehasonlítás azonban eddig csak az Észak- és Dél-Gömöri-, továbbá az Észak-Vepori-egység vulkanitjaival történt (Szemeréd) et al., 2020).

Miután a Korpádi Homokkő Formáció karbonátos

paleotalajokat tartalmazó altípusa és a Gyűrűfűi Riolit Formáció kőzeteinek kifejlődési és/vagy átalakulási jellege egyaránt nyugati-kárpáti affinitást tükröz, a két terület szisztematikus összehasonlítása kiemelt továbblépési lehetőséget jelent a jövőben.

A zempléni permokarbon képződmények általános jellemzői

A Nyugati-Kárpátokat felépítő szerkezeti egységekben a variszkuszi aljzatra eltérő korú és kifejlődési jellegű posztorogén karbon-perm rétegsor települt, kontinentális permokarbon összlet reliktuma azonban csupán a Zempléni-, a Dél-Vepori- és a Garami-egységből ismert (VozáRová, 1998, VozáRová et al., 2009).

A Zemplénikumban a nagyon kisfokú, illetve kisfokú metamorfózist szenvedett permokarbon rétegsoron belül a felső karbon (wesztfáliai-stephaniai) összlet hagyományosan négy, a permi szakasz két litosztratigráfiai egységre bontható (Vozárová, 1998, Vozárová et al., 2009, 2019). A humid éghajlatra utaló, helyenként kőszénzsinórokat tartalmazó felső karbon formációk fekete, szürke és zöldesszürke törmelékes kőzeteket (agyagkő, homokkő, polimikt konglomerátum) tartalmaznak, amelyek korbesorolását korábban növénymaradványok alapján végezték el (pl. Vozárová, 1998). Az alluviális homokkőben riolitos-dácitos vulkanizmushoz kötődő betelepülések ismertek, amelyek cirkonkristályokra épülő geokronológiai vizsgálata lehetővé tette a kor pontosítását (Vozárová et al., 2019). A változatos színű, felső részén lilásvörös permi képződmények szemiarid/arid környezetet jeleznek, az alluviális törmelékkúp-playa környezetben felhal-

1. táblázat – A Zempléni-egység litosztratigráfiai tagolása a hazai és a nemzetközi szakirodalomban

	Litosztratigráfiai egység (formáció) megnevezése						
	pl. Fülöp (1994), Jámbor (1998),	pl. Vozárová (1998), Császár					
	JÁMBOR in MAJOROS (1998)	(2005)					
Permi	Bári	Csarnahói (Černochov)					
egységek	Kásói (benne: Gyűrűfűi Riolit)	Cékei (Cejkov)					
	Simonhegyi	<i>Kásói</i> (Kašov)					
Felső karbon	Kistoronyai	Toronyai (Tŕňa)					
egységek	Nagytoronyai	Legenyei (Luhyňa)					
	Csörgői	Csörgői (Čerhov)					

mozódott összletben vékony riolittufa-rétegeket szintén elkülönítettek (Vozárová, 1998, Vozárová et al., 2019).

A hazai összefoglaló szakirodalomban (pl. FÜLÖP, 1994, JÁMBOR, 1998, JÁMBOR in MAJOROS, 1998) ettől eltérő beosztás található, amire CsÁszÁR (2005) már felhívta a figyelmet (**1. táblázat**). A közölt adatok szerint Észak-Magyarországon a "Nagytoronyai", a "Kistoronyai", a "Kásói" és a "Bári" Formációk fordulnak elő (pl. Felsőregmec–3, Széphalom–2 és Sátoraljaújhely–8 fúrások; FÜLÖP, 1994, JÁMBOR, 1998, JÁMBOR in MAJOROS, 1998). Ezek az érvényes szlovák nevezéktanban leginkább a felső karbon Legenyei és Toronyai, valamint a permi Cékei és Csarnahói Formációknak feleltethetők meg (CsÁszáR, 2005).

Korrelációs lehetőségek: kitekintés

A zempléni permokarbon és a dél-dunántúli permokarbon összlet párhuzamosítása során a növénymaradványos, törmelékes kőzetekből felépülő felső karbon formációk hasonlóságát már felismerték (pl. JÁMBOR, 1998). A dél-dunántúli Tésenyi Homokkő Formáció rétegsora szintén nagyon kisfokú, lokálisan kisfokú metamorf átalakulást szenvedett (VARGA & RAUCSIK, 2009). A koradatok tükrében ezért a jövőben a Tésenyi Homokkő, a Legenyei és a Toronyai Formációk célzott összehasonlítása szükséges a korreláció pontosításához (**1. ábra**).

A permi összleten belül az uránkutatási programhoz kapcsolódva Fazekas (1978) végzett előzetes összehasonlítást a két terület között, amely alapvetően a vulkanitok petrográfiai és geokémiai vizsgálatát érintette (Sátoraljaújhely-8 fúrás; Ladmóc/Ladmovce közelében lemélyített fúrás). Ezek Fülöp (1994) szerint a Kásói Formációba települő riolitot képviselik ("Gyűrűfűi Riolit Formáció" JAMBOR in MAJOROS, 1998 munkájában), a követendő szlovák nevezéktanban azonban a Cékei Formáció piroklasztit-betelepüléseinek felelnek meg. FAZEKAS (1978) szerint ezek a kőzetek – az erős "préseltségen" túl - átkovásodtak, szericitesedtek, karbonátosodtak és piritesedtek. Kiemelte, hogy a ladmóci piroklasztitban olyan albitból (+ karbonátásvány) álló foltokfészkek figyelhetők meg, amelyekhez hasonlót a déldunántúli (Villányi-hegység északi előtere) Túronyi Formáció albitosodott tufabetelepülésében azonosított. Megerősítve Fazekas (1978) korábbi megfigyeléseit, ezek a kőzetek egyértelműen átalakultak, szövetük metaszomatikus felülbélyegzést és deformációt jelez (2. ábra).

Hasonló szövetű piroklasztitok a Gyűrűfűi Riolit Formáció jól ismert dél-dunántúli előfordulási területein nem jellemzőek (SZEMERÉDI et al., 2020). Az összehason-



1. ábra – A dél-dunántúli és a dél-alföldi permokarbon rétegsor és a Zemplénikum permokarbon képződményeinek tentatív korrelációja figyelembe véve a legújabb geokronológiai eredményeket, továbbá a Gyűrűfűi Formáció képződési modelljét (VARGA & RAUCSIK, 2009, VOZÁROVÁ et al., 2019, SZEMERÉDI et al., 2020). Rövidítések: BAF = Bodai Agyagkő Formáció; CsF = Cserdi Formáció



2. ábra – A permi piroklasztitok mikroszöveti jellemzői (MÉV "Vulkanitok, etalonkollekció"). a) Szilánkos fenokristályok és egykori horzsakőtöredékek (nyilak) utáni pszeudomorfózák (Sátoraljaújhely–8 943,0–961,6 m, MÉV 83. minta); b) Kvarc- és földpátkristály-töredékek, továbbá szericitesedett, kovásodott horzsakőtöredékek és üvegszilánkok enyhén orientált elrendeződése átkovásodott alapanyagban (ladmóci fúrás 1. sz. minta; 735,0 m, MÉV 85. minta); c) Kristálytöredékek és szericitesedett, kovásodott üvegszilánkok orientált elrendeződése átkovásodott alapanyagban. A gyengén fejlett foliációt szericit jelöli ki (ladmóci fúrás 2. sz. minta; 384,0 m, MÉV 86. minta); d) Kristálytöredékek az átalakult alapanyagban (metatufit, Túrony–1 1229,0 m, MÉV 92. minta). Rövidítések: Cb = karbonát; Fsp = földpát; Fsp(Ab) = albitosodott földpát; (Fsp?) = valószínűleg földpát utáni pszeudomorfóza; PI = plagioklász; Opq = opak ásvány; Qz = kvarc

lító vizsgálatok (pl. agyagásványtani paraméterek, deformációs szöveti bélyegek: deformációs lamellák, nyomásárnyék szerkezetek, foliáció) eddig egyedül a dél-alföldi aljzatban, Kelebia térségében igazoltak nagyon kisfokúkisfokú metamorf felülbélyegzést, ahol az előzetes eredményeink szerint a közvetlen fekü és fedő törmelékes képződmények is alpi metamorfózist szenvedtek. Ez azt sugallja, hogy a döntően nem metamorf dél-dunántúli permi rétegsor említett képződményei (Korpádi Homokkő és Gyűrűfűi Riolit Formáció) közvetlenül nem párhuzamosíthatók a Zemplénikum hasonló korú és kifejlődési jellegű, de metamorfózist szenvedett kőzetrétegtani egységével (Cékei Formáció; **1. ábra**).

Figyelembe véve, hogy a Zemplénikum nagyon kisfokú-kisfokú metamorf permi kőzeteihez hasonlóan a bizonytalan rétegtani helyzetű, de nagy valószínűséggel permi Túronyi Formáció kőzetei hasonló mértékű metamorf felülbélyegzést tükröznek (FAZEKAS, 1978, VARGA, RAUCSIK, 2009) a két terület összehasonlító vizsgálata korrelációs szempontból új eredményeket szolgáltathat (Túronyi, Cékei és Csarnahói Formációk célzott összehasonlítása). Az eddig egyetlen fúrásban (Túrony-1) azonosított Túronyi Formáció lilásvörös metaüledékes rétegsora ugyanis szintén arid/szemiarid éghajlati viszonyok mellett, playa környezetben képződhetett, majd nagyon kisfokú metamorfózison esett át (VARGA, RAUCSIK, 2009). A számos közeli mélyfúrás ellenére a képződmény lokális korrelációja eddig nem volt eredményes. A kelebiai területről rendelkezésre álló új vizsgálati eredmények tükrében azonban célravezető lehet az ott feltárt metamorf permi kifejlődésekkel történő összehasonlítás (1. ábra). A dél-dunántúli és a dél-alföldi permokarbon összletben egyaránt kimutatott nem metamorf és metamorf rétegsorok továbbá szükségessé teszik a rétegtani-szerkezeti besorolások átgondolását.

A reambuláció első lépéseként a Zempléni-egység permokarbon feltárásainak (pl. Kapc-tető, Felsőregmec; **3. ábra**) vizsgálatát kezdtük el, amelyet a korábban



3. ábra – A felsőregmeci Kapc-tető permokarbon feltárása (2021. áprilisi állapot): a talajosodott szelvényben elsődleges üledékképződési szerkezet nem ismerhető fel

mélyült zempléni és dél-dunántúli mélyfúrások elérhető mintáinak (fúrómagok, vékonycsiszolatok) vizsgálatával tervezünk kiegészíteni.

Ez a munka az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíjának (BO/266/18) és az Innovációs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-20-5-SZTE-669 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának szakmai támogatásával készült.

- Császár G. (2005): Egyetemi tankönyv, Budapest, 328 p.
- FAZEKAS V. (1978): MÉV kutatási zárójelentés (J 3033), Pécs, 109 p. (+ mellékletek)
- FÜLÖP J. (1994): Akadémiai Kiadó, Budapest, 447 p.
- Jámbor Á. (1998): In: Bérczi, I. & Jámbor, Á. (szerk.): Mol Rt. és MÁFI, Budapest, 173–185.

- MAJOROS GY. (1998): In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (szerk.): Mol Rt. és MÁFI, Budapest, 217–223.
- SZEMERÉDI, M., LUKÁCS, R., VARGA, A., DUNKL, I., JÓZSA, S., TATU, M., PÁL-MOLNÁR, E., SZEPESI, J., GUILLONG, M., SZAKMÁNY, GY. & HARANGI, SZ. (2020): International Journal of Earth Sciences 109/1, 101–125.
- Varga, A. & Raucsik, B. (2009): In: М. То́тн, T. (szerk.): GeoLitera, Szeged, 177–192.
- VARGA, A. & RAUCSIK, B. (2014): Central European Geology 57/2, 137–151.
- Vozárová, A. (1998): In: Crasquin-Soleau, S., Izart, A., Vaslet, D., De Wever, P. (eds): Geodiversitas 20/4, 621–641.
- Vozárová, A., Ebner, F., Kovács, S., Kräutner, H-G., Szederkényi, T., Krstić, B., Sremac, J., Aljinovič, 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.

A SZALATNAKI AGYAGPALA FORMÁCIÓ META-ÜLEDÉKES KÉPZŐDMÉNYEINEK KŐZETTANI KOR-RELÁCIÓJA

VARGA Andrea¹, RAUCSIK Béla¹, SzáLI Rebeka ¹Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

Bevezetés

A Tiszai-főegység területén több olyan ópaleozoikumi besorolású képződmény ismert, amely metahomokkő- és metakonglomerátum-betelepüléseket tartalmaz. Ezek közül néhány biosztratigráfiailag is igazolt rétegsorhoz tartozik (pl. a Szalatnaki Agyagpala Formáció a Szalatnaki-egységben), azonban vannak olyan képződmények, amelyek rétegtani helyzete nem egyértelmű. Ezek közül a legfontosabbak: a Horváthertelend-1 fúrás alsó szakasza (Szalatnaki Agyagpala Formáció, Horváthertelendi-egység), az Ófalui Formációcsoport karbonnál idősebb törmelékes eredetű metaüledékes kőzetei (BALLA et al., 2009), illetve a dél-alföldi aljzatban feltárt, paleozoikuminak vélt metakonglomerátum-betelepülések (pl. T. Kovács & Magyar, 1979). Tágabb korrelációs szempontból lényeges kérdés az is, hogy ezek hogyan viszonyulnak egymáshoz és a Tiszai-főegység keleti területén (Erdélyi-középhegység, Románia) felszínen tanulmányozható azon kifejlődésekhez, amelyek a szakirodalom szerint paleozoikumi metakonglomerátumot tartalmaznak. Szepesházy (1979) ugyanis a Szeged és Ásotthalom környékén feltárt kisfokú metamorfitok egy részét a Pajzsi sorozattal (Pajzsi/Păiuşeni Komplexum, Erdélyiközéphegység) hozta összefüggésbe.

Munkánkban a Szalatnaki Agyagpala Formáció lokális és a Tiszai-főegységen belüli korrelációjához kapcsolódó kőzettani eredményeket ismertetjük.

Lokális korreláció a kőzettani bélyegek alapján

A Dél-Dunántúlon a Horváthertelendi- és a Szalatnakiegységben mélyfúrásokkal feltárt szilur Szalatnaki Agyagpala Formációt változó mértékben deformált, általában sötétszürke-fekete, szerves anyagban gazdag agyagpala, metaaleurolit, polimikt metahomokkő és metakonglomerátum alkotja, amelybe a szalatnaki rétegsor alsó részén kovapalarétegek települnek (FüLöP, 1994, SZEDERKÉNYI, 1998, CSÁSZÁR, 2005; MészáRos et al., 2019).

A képződmény leírásakor SZEDERKÉNYI (1998) kiemelte, hogy a Szalatnaki Agyagpala Formáció gyenge hasonlóságot mutat az "Ófalui Fillit Formáció" sötét, kovás agyagpala– fillit kőzeteivel, míg Császár (2005) nem zárta ki a két képződmény azonosságát sem. A lokális kőzettani korreláció első lépéseként ezt az esetleges kapcsolatot vizsgáltuk meg.

Az Ófalu környéki földtani alapszelvények egykori kutatása megállapította, hogy itt metavulkanitokkal társult metagrauwacke rétegsor található, Bátaapáti környezetében pedig metahomokkő és metakonglomerátum váltakozása fordul elő (pl. FÜLÖP, 1994 és az általa hivatkozott irodalmak). A reambulációs vizsgálatok (pl. M. TÓTH et al., 2005, BALLA et al., 2009) eredményei szerint azonban a Mecsekalja-zónában tanulmányozható kőzetek tektonikus eredetűek. Megállapították, hogy a korábban bázisos-neutrális metavulkanitnak és metagrauwackénak tartott kőzetek valójában gneisz/(meta)granitoid nyírásos deformációt szenvedett változatai.

A Szalatnaki Agyagpala Formáció kőzeteinek korrelációjakor azokat közvetlenül a Juhhodály-völgyben található alapszelvényből származó, eredetileg metatufának, illetve metagrauwackénak dokumentált gyűjteményi mintákkal hasonlítottuk össze (**1. ábra**). Az eredmények szerint ezek a kőzetek nem párhuzamosíthatók a Szalatnaki Agyagpala Formáció Horváthertelendi- vagy Szalatnaki-egységéből ismert metagrauwacke kifejlődésekkel. Összetételi és szöveti jellemzőik alapján nagy valószínűséggel a Studervölgyi Gneisz Formáció földpátklasztokat tartalmazó, változó mértékben milonitosodott kőzeteinek felelnek meg, ami megerősíti a reambulációs eredményeket (M. Tótt et al., 2005, BALLA et al., 2009), továbbá egyértelműen cáfolja a két képződmény azonosságára vonatkozó feltételezést.

Az ófalui területen önálló litosztratigráfiai egységként elkülönített Bátaapáti Metahomokkő Formációt uralkodóan sötétszürke-barnásszürke, finom-középszemcsés metahomokkő, aleurolit- és agyagpala alkotja (pl. KIRÁLY & KOROKNAI, 2004, BALLA et al., 2009). A kontaktmetamorf változatokban jellemzőek a feltehetőleg cordierit utáni pszeudomorfózák, továbbá jellegzetes akcesszória a turmalin (BALLA et al., 2009; **2. ábra, a** és **b**). Tekintettel arra, hogy a Szalatnaki Agyagpala Formációban a metahomokkő gyakori kőzetváltozat, továbbá cordierit utáni pszeudomorfózák és turmalin megjelenése szintén bizonyított (MészáRos et al., 2019; **2. ábra, c** és **d**), a lokális korreláció szempontjából felmerült a két képződmény összehasonlításának igénye.

A petrográfiai vizsgálat során a Bátaapáti Metahomokkő



1. ábra – A Szalatnaki Agyagpala és az "Ófalui Fillit" kőzeteinek összehasonlítása. (a) Törmelékes homokszemcsék a Horváthertelendi-egység rétegsorának alsó szakaszában (Hh-1 831,8-833,0 m); (b) A Szalatnaki Agyagpala reprezentatív mintája a Szalatnaki-egységben (Szalatnak-3 170,2 m); (c) és (d) Az ófalui Juhhodály-völgyből származó "metagrauwacke" megnevezésű gyűjteményi minták szöveti jellemzői: plagioklász+kvarc+muszkovit összetételű klaszt (c, ÁGK 28) és plagioklászklasztok irányított, finomszemcsés kvarcból és szericitből álló mátrixban (d, ÁGK 33). Rövidítések: Bt = biotit; Lm = metamorf kőzettörmelék; Lv = vulkáni kőzettörmelék; PI = plagioklász; Qz = kvarc

mintáiban az eredeti üledékes szövetre utaló bélyegek nem fedezhetők fel, a Szalatnaki Agyagpala Formáció metahomokköveire jellemző, törmelékes plagioklászban és vulkáni kőzettörmelékben gazdag összetétel nem figyelhető meg. A kontakt kőzetváltozatok szövete, továbbá azokban a karakterisztikus ásványok (cordierit utáni pszeudomorfóza, turmalin) megjelenése szintén lényegesen eltérő (**2. ábra**). Tekintettel arra, hogy a turmalin kiváló petrogenetikai indikátor, az eltérő petrográfiai bélyegek – ásványkémiai összehasonlítás nélkül is – egyértelműen különböző genetikát jeleznek. A fentiek alapján a Szalatnaki Agyagpala Formáció metaüledékes kőzetei a Bátaapáti Metahomokkő Formáció ópaleozoikumi rétegsorával sem rokoníthatók.

Szubregionális korreláció: a dél-alföldi aljzat és környezete

A fúrásdokumentáció során az Üllés-15 szénhidrogén-kutató fúrás rétegsorában említettek paleozoikuminak vélt metakonglomerátum-betelepülést (T. Kovács & MAGYAR, 1979). A világosszürke, rideg kőzetben különböző nagyságú, szögletes, továbbá megnyúlt, orsó formájú kvarcit és földpát (ortoklász és mikroklin) anyagú szemcséket figyeltek meg (CSONGRÁDI, 1978). A reambulációs vizsgálat során azonban az üllési fúrásból származó, eredetileg metakonglomerátumnak leírt minta milonitosodott ortogneisz/metapegmatitnak bizonyult (pl. Décsei et al., 2016). Ezt figyelembe véve az üllési területen feltételezett paleozoikumi metakonglomerátum nem metaüledékes kőzet, ezért nem hozható kapcsolatba a Szalatnaki Agyagpala Formáció kőzeteivel.

Miután SZEPESHÁZY (1979) a dél-alföldi aljzatban feltárt kisfokú metamorfitok egy részét a Pajzsi Komplexum kőzeteivel hozta összefüggésbe, a tágabb összehasonlítás elsődleges feltétele annak modern szemléletű jellemzése. A Kisbihari-takarórendszer kőzetegyütteséhez tartozó komplexum kőzeteinek besorolása ugyanis még napjainkban is kérdéses: a hagyományos megközelítés szerint (pl. SZEPESHÁZY, 1979, CSÁSZÁR, 2005) főként alsó karbon-devon, esetleg szilur metakonglomerátum és meta-



2. ábra – A Bátaapáti Metahomokkő és a Szalatnaki Agyagpala karakterisztikus ásványokat tartalmazó kőzeteinek összehasonlítása. (a) és (b) A Bátaapáti Metahomokkő Formáció reprezentatív mintáinak szöveti megjelenése (MBFSz csiszolatgyűjteménye): cordierit utáni szericit-muszkovit pszeudomorfózák csillámgazdag mátrixban (a, P199 minta, csiszolatazonosító: 150435820) és sajátalakú, halványsárga-sárgásbarna pleokroizmusú turmalin csillámdús kőzetben (b, G144c minta, csiszolatazonosító: 150422808); (c) és (d) A Szalatnaki Agyagpala Formáció jellemzői: cordierit utáni pszeudomorfózák a foliált agyagpalában (c, Szalatnak-3 170,2 m) és véletlenszerűen elhelyezkedő parányi turmalintűk kovásodott agyagpalában (d, Hh–1 766,8 m). Rövidítések: Bt = biotit; (Crd) = cordierit utáni pszeudomorfóza; Hem = hematit; Ms = muszkovit; Ser = szericit; Tur = turmalin



3. ábra – Széttöredezett turmalin protofillonitban (Pajzsi Komplexum, világosi várhegy, VV minta)

homokkő alkotja, míg a másik elgondolás szerint tektonikusan deformált, nyírt magmás eredetű kőzetekből épül fel (pl. PANĂ, 1998, DALL-MEYER et al., 1999).

A kőzettani és korrelációs kérdések tisztázása érdekében elvégeztük a Hegyes-hegység felszíni feltárásaiból (Világos/Şiria, Kovászi/Covăsin) származó, makroszkóposan metahomokkőnek, metaaleurolitnak határozható minták vizsgálatát, amelyek mikroszkópi léptékben üledékes bélyegeket nem, viszont egyértelműen egyszerű nyírás jeleit mutatták (**3. ábra**). Megerősítve PANĂ (1998) eredményeit, a vizsgált minták általában (proto)fillonitra, helyenként blasztomilonitra jellemző petrográfiai bélyegekkel rendelkeznek, a protolit tisztázására további vizsgálatokat végzünk.

Munkánk során a Szalatnaki Agyagpala

Formáció kőzeteivel rokon kifejlődést nem sikerült kimutatnunk. Korrelációs eredményeink rámutattak viszont arra, hogy korábban a dél-dunántúli és a dél-alföldi aljzatkőzetek petrográfiai bélyegeit helyenként nem megfelelően értelmezték. A képlékeny deformáción átesett szakaszokat több esetben paleozoikumi metaüledékes (pl. metagrauwacke, metakonglomerátum) kőzetként írták le. A részletes kőzettani reambuláción keresztül ezért az aljzat szerkezetét befolyásoló egykori deformációs események feltárása a jövőben is kiemelt feladat.

Ez a munka az NKFIA K 108375 és 131690 témaszámú projektekhez kapcsolódva az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíjának (BO/266/18) és az Innovációs és Technológiai Minisztérium ÚNKP-19-4-SZTE-34 és ÚNKP-20-5-SZTE-669 kódszámú Új Nemzeti Kiválóság Programjának szakmai támogatásával készült.

Irodalomjegyzék

BALLA, Z., GYALOG, L. (szerk.), CSÁSZÁR, G., GULÁCSI, Z., KAISER, M., KIRÁLY, E., KOLOSZÁR, L., KOROKNAI, B., MAGYARI, Á., MAROS, GY., MARSI, I., MOLNÁR, P., ROTÁRNÉ SZALKAI, Á. & TÓTH, GY. (2009): Magyarország tájegységi térképsorozata, Magyarázó a Mórágyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000), Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 278 p.

Császár, G. (2005): ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.

- CSONGRÁDI, B-né (1978): OGIL Földtani Anyagfeldolgozó Osztály, Budapest, 19 p.
- DALLMEYER, R. D., PANĂ, D. I., NEUBAUER, F. & ERDMER, P. (1999): Journal of Geology, 107, 329–357.
- DÉCSEI, K., MÉSZÁROS, E., FISER-NAGY, Á. & SCHUBERT, F. (2016): In: BENKÓ, Zs. (szerk.): 7. Kőzettani és Geokémiai vándorgyűlés, Debrecen, MTA Atomki, p. 11.
- FÜLÖP, J. (1994): Akadémiai Kiadó, Budapest, 447 p.
- KIRÁLY, E. & KOROKNAI, B. (2004): A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003, 299–318.
- M. TÓTH, T., KOVÁCS, G., SCHUBERT, F. & DÁLYAY, V. (2005): FÖldtani Közlöny 135/3, 331–352.
- Mészáros, E., Varga, A., Raucsik, B., Benkó, Zs., Heincz, A. & Hauzenberger, C. A. (2019): International Journal of Earth Sciences 108/5, 1571–1593.
- PANĂ, D. I. (1998): PhD Thesis, University of Alberta, Alberta, Canada, 356 p.
- SZEDERKÉNYI, T. (1998): In: BÉRCZI, I. & JÁMBOR, Á. (szerk.): Mol Rt. és MÁFI, Budapest, 93–106.
- SZEPESHÁZY . (1979): Általános Földtani Szemle, 12, 121-198.
- T. Kovács, G. & Magyar, L. (1979): Földtani összefoglaló jelentés (39003/44). – OKGT Nagyalföldi Kutató és Feltáró Üzem, Szeged, 15 p.

SZULFIDOS ÉRCEK FELTÁRÁSA ÉS KÉMIAI ELEM-ZÉSE

Vígh Csaba^{1*}, Király Edit¹, Török Kálmán¹, Besnyi Anikó¹, Füri Judit¹, Kónya Péter¹, Lakos István¹, Menich Gáborné¹, Simon István¹

¹Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat *vigh.csaba@mbfsz.gov.hu

Bevezetés, célkitűzés

Az MBFSZ laboratóriumában 2019-ben kezdődött el egy módszertani fejlesztés a szulfidos ércek feltárására és kémiai elemzésére vonatkozóan. A szulfidos ércek vizsgálata korábban nem képezte a rutineljárások részét, azonban a megnövekedett igények (ércpotenciál felmérés, bányameddők vizsgálata, külső megrendelések) hatékony munkamódszer kidolgozását követelték. Mivel az ICP-OES- és ICP-MS-mérések pontosságának ellenőrzéséhez korábban szilikátos kőzetek oldatait használtuk, ezért először szükség volt a mérendő érces mintákkal hasonló viselkedésű és hasonló elemkoncentrációval rendelkező sztenderd anyagmintákra.

A 2019-es évben négy különböző szulfidérces ásványparagenezissel rendelkező mintát választottunk ki vizsgálatra az ismert hazai szulfidérces lelőhelyekről. A leghatékonyabb feltárási módszer kiválasztásához a mintákat több különböző eljárással is előkészítettük az ICP-OES- és ICP-MS-elemzésekhez, mintánként három párhuzamos vizsgálattal (VÍGH et al., 2020). Vizsgálatunk kezdeti eredményei alapján elmondható, hogy a szulfidérces kőzetek esetében az általunk alkalmazott mintaelőkészítési módok közül a zárt rendszerű mikrohullámú királyvizes feltárás oldja ki leghatékonyabban az ércásványok nyomelemeit. Ugyanakkor bizonyos esetekben szükség van többféle módszer alkalmazására is egyegy problémás komponens meghatározásához. A nagy galenittartalmú minták esetében a királyvizes feltárás során az ólom, illetve az ezüst egy része kloridcsapadék

formájában kiválik az oldatból, ezért ilyen esetekben érdemes elvégezni egy salétromsavas kioldást is. Szulfidérces mintáknál további problémát jelent a szulfidásványok kéntartalmának elvesztése a feltárás során (elemi kén kiválása vagy távozás kén-hidrogén formában). A kénvesztés mértéke elérheti a 30–50%-ot is, még zárt rendszerű, mikrohullámú feltárás esetében is.

Célunk, hogy a vizsgálni kívánt elemeket/fémeket teljesen oldatba tudjuk vinni, valamint az, hogy műszeres elemzésekhez használható sztenderd anyagmintákat készítsünk.

Vizsgálati módszerek

A 2020-as év folyamán az előzetesen vizsgált szulfidérces típusmintákból a további elemzésekhez, illetve más laboratóriumokkal való összeméréshez kellő mennyiségű pormintát állítottunk elő, és újraelemeztük őket. Méréseink pontosságának ellenőrzése céljából elemzéseinket elvégeztük három érces sztenderden is: egy Co-Ni szulfidérc- koncentrátum a Sudbury Érces Komplexumból (PTC-1A), egy Pb-Zn szulfidérces kőzet Gyöngyösorosziról (KGST 2613-80 SG), és egy orosz Cu-Zn szulfidérc (KGST 2028-79 RUS-1).

Az ICP-OES- és ICP-MS-méréseinkhez a minták királyvizes feltárását zárt mikrohullámú, roncsoló berendezésben végeztük, emellett az ólom- és ezüsttartalom meghatározásához nyitott, salétromsavas kioldást is alkalmaztunk. A kéntartalom meghatározására kipróbáltuk a salétromsavas kioldást, illetve a nátrium-karbonátos ömlesztés módszerét is (TOLNAY, 1973, GRASSELLY, 1953).

Minta	csillám	kaolinit	klorit	kvarc	káliföldpát	plagioklász	amfibol	talk	kalcit	galenit	szfalerit	pirit	kalkopirit	pirrhotin	pentlandit	gipsz+anhidrit	Fe-szulfátok¹
PTC-1A (Sudbury)	3		3	2	5		4	5					37	10	31		
KGST 2613-80 (Gyöngyösoroszi)	12	2		39	12	7			5	2	5	9	1			6	
KGST 2028-79 (RUS-1)				6							2	53	1				38

1. táblázat - A vizsgált sztenderd anyagminták ásványos összetétele (wt%), XRD-mérés alapján

Laborszám	Lelőhely	kaolinit	klorit	kvarc	kalcit	dolomit	cerusszit	sziderit	galenit	szfalerit	kalkopirit	pirit	markazit	pirrhotin	enargit	luzonit	geothit
20016/4	Nagybörzsöny		ny	1				25			10	43	12	7			2
20016/5	Recsk	2		18							22	5			52	1	
20016/6	Gyöngyösoroszi			36	19				3	25	11	6					
20016/7	Nagylápafő						1		95	3	1						
20016/8	Recsk	1		7		20				46	3	23					

A kémiai elemzések mellett mindegyik minta esetében XRD-vizsgálatot végeztünk az ásványos összetétel meghatározására (**1.** és **2. táblázat**).

Eredmények

A KGST sztenderdeket széles körben használták egykoron intézményünk laboratóriumában atomspektroszkópiai elemzésekhez. Jelen vizsgálatunkhoz azonban ezeknek a mintáknak a használhatóságát tesztelni kellett. A RUS-1-es sztenderdről kiderült, hogy a porminta időközben elvesztette homogenitását, elsődleges szulfidásványai vas-szulfát-ásványokká alakultak át, ezért elemzési adatait fenntartással kezeljük. A Gyöngyösorosziból származó KGST mintában csak kisebb mennyiségben voltak kimutathatók másodlagos szulfátásványok (gipsz és anhidrit), ásványos összetétele vizsgálatunk szempontjából megfelelőnek bizonyult. A PTC-1A jelű sztenderd vizsgálatával a leggyakrabban elemzésre kerülő nyomelemek mellett lehetőségünk volt tesztelni a kis koncentrációban előforduló ritka elemek (Au, platinafémek) mérését is.

Összehasonlítva a sztenderd minták referenciaértékét az ICP-OES- és ICP-MS-elemzések eredményeivel, valamint az OES és az MS értékeit egymással, a legtöbb nyomelem tekintetében meglehetősen jó egyezés mutatkozik, egyedül a Pt, Pd, Sn esetében volt jelentősebb eltérés a tanúsított értéktől (**3**. és **4. táblázat**).

3. táblázat -	А	vizsgált	sztenderd	anyagmintákon	végzett	nyomelemmérések
eredményei						

PTC-1A sztenderd (Sudbury)										
	tanúsított érték	ICP-OES	eltérés %	ICP-MS	eltérés %					
Ag [ppm]	56	55,70	-0,5	60,60	8,2					
As [%]	0,012	0,009	-25,0	0,010	-19,8					
Au [ppm]	1,31	-		1,28	-2,3					
Co [%]	0,3	0,3	-3,3	0,3	-0,9					
Ni [%]	10,03	9,92	-1,1	10,09	0,6					
Pd [ppm]	4,48	-		3,06	-31,7					
Pt [ppm]	2,72	-		1,70	-37,5					
Ru [ppm]	0,21	-		0,23	9,5					
Cu [%]	13,51	13,25	-1,9	14,59	8,0					
Pb [%]	0,05	0,05	-6,4	0,06	13,8					
	KGST 2613-80 sztenderd (Gyöngyösoroszi)									
	tanúsított érték	ICP-OES	eltérés %	ICP-MS	eltérés %					
Ag [ppm]	39	39,6	1,5	40,7	4,4					
As [ppm]	1070	1170	9,3	1160	8,4					
Bi [ppm]	13			12,1	-6,9					
Cd [ppm]	260			255	-1,9					
Co [ppm]	29	29,4	1,4	34,7	19,7					
Ni [ppm]	21	19,9	-5,2	24,2	15,2					
Sb [ppm]	200	203	1,5	221	10,5					
Sn [ppm]	25			18,1	-27,6					
V [ppm]	67	59,4	-11,3							
Cu [%]	0,45	0,44	-2,4	0,45	0,2					
Pb [%]	3,88	3,64	-6,1	4,01	3,4					
Zn [%]	4,64	4,46	-3,9	4,77	2,8					

4. táblázat - A vizsgált minták Ag-tartalmának eredményei, ICP-OES-mérés

			Ag [ppm], ICP-OES			
Laborszám	Minta	Tanúsított érték	zárt királyvizes feltárás	salétromsavas feltárás		
20016/1	PTC-1A (Sudbury)	56,0	55,7	53,6		
20016/2	KGST 2613-80 (Gyöngyösoroszi)	39	39,6	36,5		
20016/4	pirit-kalkopirit-pirrhotin (Nagybörzsöny)		72,6	66,7		
20016/5	enargit-luzonit (Recsk)		96,6	64,5		
20016/6	szfalerit-galenit-kalkopirit (Gyoroszi)		89,6	78,4		
20016/7	galenit (Nagylápafő)		641	376		
20016/8	szfalerit-pirit-kalkopirit (Recsk)		14,3	14,1		

A zárt rendszerű mikrohullámú királyvizes és a salétromsavas kioldási módszert összehasonlítva ezüst esetében egyik mintánál sem bizonyult hatékonyabbnak a salétromsavas kioldás. Ólom esetében egyedül az extrém galenitgazdag mintánál adott jobb kioldási hatékonyságot a salétromsavas kioldás, azonban a mért érték még így is alulmarad az ásványtársulás alapján várt elméleti Pb-koncentrációhoz képest (5. táblázat). Az extrém magas ólomtartalmú minták feltárási módszerének fejlesztése további kísérleteket igényel a minta galenittartalmának változtatásával,

illetve a minta és a feltáró sav arányának módosításával.

A kéntartalom meghatározása szempontjából sikeres módszernek bizonyult a nátrium-karbonátos (szódás) feltárás alkalmazása. Összehasonlítva a savas kioldási módszerekkel ennél a módszernél nem tapasztalható kénkiválás, valamint a hidrogén-szulfidként eltávozó szulfidkén mennyisége minimális. A galenites minta mellett a PTC-1A számú sztenderd kéntartalmában mutatkozott nagyobb különbség a két feltárási mód között (**6**. táblázat).

5. táblázat - A vizsgált minták Pb-tartalmának eredményei ICP-OES mérés

			Pb-OES [wt%]			
Laborszám	Minta	Tanúsított érték	zárt királyvizes feltárás	salétromsavas feltárás		
20016/1	PTC-1A (Sudbury)	0,05	0,05	0,04		
20016/2	KGST 2613-80 (Gyöngyösoroszi)	3,88	3,64	3,58		
20016/4	pirit-kalkopirit-pirrhotin (Nagybörzsöny)		0,15	0,12		
20016/5	enargit-luzonit (Recsk)		0,010	0,009		
20016/6	szfalerit-galenit-kalkopirit (Gyoroszi)		4,12	1,50		
20016/7	galenit (Nagylápafő)	83 (elméleti)	15,24	22,55		
20016/8	szfalerit-pirit-kalkopirit (Recsk)		0,016	0,015		

6. táblázat - A minták kéntartalma salétromsavas kioldással és szódás ömlesztést alkalmazva

Laborszám	Minta	Tanúsított S [wt%]	S [wt%] ICP-OES		
			HNO₃	szódás	
20016/1	PTC-1A (Sudbury)	31,8	25,23	30,52	
20016/2	KGST 2613-80 (Gyöngyösoroszi)	11,2	10,17	10,25	
		Elméleti S [wt%]			
20016/4	pirit-kalkopirit-pirrhotin (Nagybörzsöny)	35,68	33,16	32,72	
20016/5	enargit-luzonit (Recsk)	27,62	23,75	24,99	
20016/6	szfalerit-galenit-kalkopirit (Gyoroszi)	15,68	16,38	18,46	
20016/7	galenit (Nagylápafő)	14,07	1,18	12,05	
20016/8	szfalerit-pirit-kalkopirit (Recsk)	28,48	26,67	28,95	

Összefoglalás

A meglévő érces sztenderdek elemzésével, és a sztenderdnek szánt ércminták újraelemzésével újabb lépéseket tettünk a szulfidércek feltárási és elemzési módszereinek fejlesztésében. Vizsgálataink alapján a kéntartalom meghatározásához a nátrium-karbonáttal történő feltárás a legalkalmasabb. A nagy galenittartalmú minták teljes ólomtartalmának oldatba vitele továbbra sem megoldott probléma, további kutatást igényel.

Irodalomjegyzék

GRASSELLY, GY. (1953): Ásvány-és ércelemzési módszerek, 263

- TOLNAY, V. (1973): Kémiai elemzések, Módszertani Közlemények 1973/1, 105
- VíGH, Cs. et al. (2020): 11. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlés, absztrakt, 91–93.

Támogatóink
Szakács-Simon SándorAustro-Lab Kft.info@austrolab.hu2112 Veresegyház, Budapesti út 1/B,1 em. 5.Tel.: +36 28 384 488e-mail: info@austrolab.huweboldal: http://www.austrolab.hu/

Az Austro-Lab Kft-t 1989-ben alapították, így több, mint 30 éves tapasztalattal rendelkezik az anyagvizsgálat területén. Cégünk fő tevékenysége az anyagvizsgálatokhoz használt analitikai és laboratóriumi műszerek forgalmazása és szervizelése. Elsődleges célkitűzéseink között szerepel, hogy megfelelő megoldásokat kínáljunk érdeklődő ügyfeleinknek. Ennek érdekében fontosnak tartjuk a megoldandó feladatok megértését, tanácsokkal látjuk el partnereinket, tesztméréseket vállalunk, így segítve őket abban, hogy a legalkalmasabb készülékeket válasszák ki feladataikhoz. Műszereinket Magyarország különböző egyetemein, kutató intézeteiben, valamint olajipari, gyógyszeripari, műanyagipari, kerámiaipari, autóipari, vegyipari, élelmiszeripari stb. cégeknél használják sikeresen. Forgalmazott műszereink a következő analitikai területeket fedik le:

• Röntgenanalitika (Bruker AXS GmbH, Bruker Nano GmbH)

– Röntgendiffraktometria (fázisanalízis, XRD, mikrodiffrakció, SAXS, reflektometria, nagyfelbontású XRD, SC-XRD, IP-GID, Rietveld, stb.)

-Röntgenfluoreszcens spektrometria (elemanalízis, XRF, mikroXRF, teljes reflexiós XRF stb.)

-Kézi röntgenfluoreszcens spektrometria (elemanalízis)

- microCT (mikroszerkezet, porozitás, morfológia vizsgálat)

• Szemcseméret és szemcsealak meghatározás (Sympatec GmbH)

-Lézerdiffrakciós szemcseméreteloszlás-vizsgálat

-Szemcseméreteloszlás- és szemcsealak-vizsgálat dinamikus képanalízissel

-Foton-keresztkorrelációs spektroszkópia nanorészecskék vizsgálatára

-Magas koncentrációjú szuszpenziók és emulziók ultrahang extinkciós szemcseméreteloszlás-vizsgálata

-Processz szemcseméreteloszlás- és szemcsealak-vizsgálat

- Száraz és nedves diszpergálási módszerek

• Termikus analitika (NETZSCH-Gerätebau GmbH)

 Differenciális pásztázó kalorimetria / Differenciális termikus analízis (DSC/ DTA)

- Termogravimetria (TG)
- Dilatometria (DIL)
- Hődiffuzivitás / Hővezetés (LFA / GHP / HFM / TCT)
- Tűzállóanyag-vizsgálat (RUL/CIC, HMOR, PCE, TCT)
- Fejlődőgáz-analízis (csatolható: QMS, skimmer, FT-IR, GC-MS)
- Termokinetikai szoftverek

• Ásványolajipari vizsgálatokra alkalmas műszerek (PAC L.P. cégcsoport)

Megtiszteltetés, hogy az Önök szolgálatában állhatunk.



FRITSCH gyártmányú Analysette 22 NeXT típusú lézeres részecskemérők bemutatása 1213 Budapest, Hollandi út 81. Tel./Fax: +36-1/421-0536, 421-0537; E-mail: info@ins.hu Internet: www.ins.hu

FRITSCH Analysette 22 NeXT lézeres részecskemérő berendezések



A részecske méretének és alakjának reprodukálható elemzése könnyen elvégezhető a berendezésekkel.

A statikus fényszóródás tökéletes 0,01 µm-től 3800 µm-ig terjedő tartományban!

A részecskemérők csak a kialakításban és mérési tartományában különböznek egymástól.

Az **ANALYSETTE 22 NeXT Micro** egy lézerfényforrásra és egy detektorra van redukálva, amely robusztus és megbízható méréseket végez a 0,5–1500 µm-es tartományban.

Az **ANALYSETTE 22 NeXT Nano** kibővíti az alsó mérési határt egy további detektorrendszer intelligens elrendezésével. Ez még nagyobb, 0,01 µm-ig terjedő szórási szögek rögzítését teszi lehetővé oldalirányban és hátrafelé is. A felső mérési határ egyidejűleg a kiemelkedő 3800 µm-es tartományra növekszik!

Győződjön meg döntő előnyeiről annak a modellnek, amely legjobban megfelel az Ön igényeinek: különösen könnyű kezelhetőség és tisztítás, rövid elemzési idő, megbízhatóan reprodukálható eredmények és további paraméterek, mint például hőmérséklet és pH-érték rögzítése nedves diszperzió során. A legmodernebb technológia verhetetlen áron. Ügyesen elkészítve!

A teljesen újratervezett **ANALYSETTE 22 NeXT** segítségével igényei szerint választhat a megfelelő mérettartományok között: az A**NALYSETTE 22 NeXT Micro** 0,5–1500 µm mérési tartománnyal

az összes szokásos mérési feladatra, vagy az **ANALYSETTE 22 NeXT Nano** csúcskategóriás készülék extra széles mérési tartománnyal, 0,01–3800 µm, a maximális pontosságért és érzékenységért a legkisebb részecskék számára egy kiegészítő detektorrendszerrel.

Műszaki adatok:

Mérési tartomány:	0,5-1500 μm (Micro típus) és 0,01-3800 μm (Nano típus)
Elemzési eljárás:	statikus fényszóródás (lézerdiffrakció)
Elemzés típusa:	A szilárd anyagok, szuszpenziók és emulziók részecske
méretének	nedves mérése
Mérési érték:	részecske mérete
Mérés teóriája:	Fraunhofer és Mie
Standard (szabvány):	ISO 13320
Optikai tervezés:	fordított Fourier
Lézer:	zöld (λ= 532 nm, teljesítmény ~1 mW)
Lézersugár beállítása:	automatikus
Lézer osztály (IEC 60825-1):	1 osztály
Nagy szögérzékelő:	Micro típusnál nincs, Nano típusnál van
Háttérszóródás csatornái:	Micro típusnál nincs, Nano típusnál van
Tipikus mérési idő:	5-10 másodperc (egyedi mérésnél), ill. 1 perc teljes mérésnél
Kiértékelés:	részecskeméret-eloszlás teljes görbéje, oszlopdiagram
	vagy táblázatos formában
Nettó súlya:	25 kg
Mérete (H×Sz×M)	66,6×31,9×29,4 mm
Szoftver:	MaS vezérlő szoftver a mellékelt számítógépre előre
	telepítve a mérés vezérléséhez, eredmények értékelésére
	és rögzítésére, monitorral, billentyűzettel és egérrel
Feszültség:	100-240 VAC / 1 fázis
Frekvencia:	50-60 Hz
Bemeneti teljesítmény:	50 Watt

Nedves diszpergáló egység műszaki adatai:

Típusa:	zárt cirkulációs körű rendszer
Szuszpenzió mennyisége:	150–500 ml (szabadon változtatható)
Keringető szivattyú:	változtatható sebességű (max. 3,5 liter/perc)
Cirkulációs kör anyagai:	AISI 316L, PTFE, FFKM, FEP, BK7 üveg, FKM, szilikonból
	készült vízcsövek
Mintamennyiség:	néhány 10 mg-tól (µm-es tartománynál) 1-2 mg-ig (mm-es
	tartomány esetében) anyagoktól és azok méretétől függően
Súlya:	13 kg
Mérete (H×Sz×M):	29×27,2×29 mm

Ultrahangos egység műszaki adatai:

Kimeneti teljesítmény:	50 Watt (szabályozható)
Cirkulációs kör anyagai:	AISI 316L, FFKM, szilikonból készült csövek
Minta anyagok jellemzői:	szuszpenziók, emulziók és agglomerálódott szilárd anyagok
Súlya:	4,8 kg
Mérete (H×Sz×M):	29×9×27,9 mm