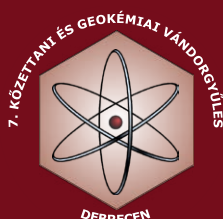


ITT AZ IDŐ!

KŐZETTANI-GEOKÉMIAI FOLYAMATOK ÉS AZOK GEOKRONOLÓGIAI VONATKOZÁSAI



Szerkesztette:
Benkó Zsolt



7. KŐZETTANI ÉS GEOKÉMIAI
VÁNDORGYÚLÁS

ITT AZ IDŐ!

KŐZETTANI-GEOKÉMIAI FOLYAMATOK ÉS AZOK GEOKRONOLÓGIAI VONATKOZÁSAI



7. KŐZETTANI ÉS GEOKÉMIAI
VÁNDORGYŰLÉS

© MTA Atommagkutató Intézet, 2016

Minden jog fenntartva

A kötetben közölt cikkekért a szerzők vállalják a felelősséget.

ISBN 978-963-8321-52-7

Címlapfotó:

Gönczi Renáta mintafeltárás közben

Nyomdai előkészítés és borítóterv:

Szilágyi István / Center-Print Nyomda, Debrecen

Nyomda:

Center-Print Nyomda Kft. Debrecen, 2016.

ITT AZ IDŐ!

KŐZETTANI-GEOKÉMIAI FOLYAMATOK ÉS AZOK GEOKRONOLÓGIAI VONATKOZÁSAI

7. KŐZETTANI ÉS GEOKÉMIAI **VÁNDORGYŰLÉS**

Szerkesztette
Benkó Zsolt

Magyar Tudományos Akadémia, Atommagkutató Intézet
Debrecen, 2016

7. Közöttani és geokémiai vándorgyűlés

2016. szeptember 22-24.

Rendezők



Magyar Tudományos Akadémia, Atommagkutató Intézet



Magyarhoni Földtani Társulat

A 7. Közöttani és geokémiai vándorgyűlés helyszíne

Debrecen, Atommagkutató Intézet

A 7. Közöttani és geokémiai vándorgyűlés tudományos bizottsága

Benkó Zsolt, Szepesi János, Palcsu László

A 7. Közöttani és geokémiai vándorgyűlés szervező bizottsága

Benkó Zsolt, Kertész Zsófia, Mizsák Anna, Molnár Mihály, Palcsu László,
Pécskay Zoltán, Szepesi János, Veress Mihály

Támogatók



A kiadvány a Bólyai János Kutatási Ösztöndíj támogatásával készült.

TARTALOM

ELŐSZÓ

Benkó Zsolt, Palcsu László, Molnár Mihály & Szepesi János..... 7

KVARC FENOKRISTÁLYOK SZERKEZETI HIDROXIL-TARTALMÁNAK SZISZTEMATIKUS VÁLTOZÁSA IGNIMBRITEKBE

Biró Tamás, Kovács István János, Karátson Dávid, Roland Stalder, Király Edit, Falus György, Fancsik Tamás, Sándorné Kovács Judit 9

AZ ÜLLÉS-FORRÁSKÚT TÉRSÉG METAPEGMATOID KÉPZŐDMÉNYEINEK ÁSVÁNY-KÖZETTANI ÉS MIKROTEKTONIKAI VIZSGÁLATA AZ ÜLLÉS–15 FŰRÁSBAN

Décsei Kitti, Mészáros Előd, Fiser-Nagy Ágnes, Schubert Félix 11

A KELETI-BAKONY TRIÁSZ VULKANOGÉN KÉPZŐDMÉNYÉNEK KÖZETTANI ELEMZÉSE

Farics Éva, Józsa Sándor 13

MÉLYBETEMETŐDÉSI ÉS TELOGENETIKUS ÁTALAKULÁSOK NYOMAI A SZEGEDI DOLOMIT FORMÁCIÓBAN

Garaguly István, Varga Andrea, Raucsik Béla, Schubert Félix, Czuppon György, Halász-Szabó Kristóf 15

PAKS KÖRNYÉKÉNEK MÉLYFÖLDTANI JELLEMZÉSE ALAPFŰRÁSOK ÉS NEGYEDIDŐSZAKI KÉPZŐDMÉNYEK VIZSGÁLATA ALAPJÁN

Hajnal Andor, Viczián István..... 19

A PÁSZTORI VULKÁN MŰKÖDÉSE: ÚJ KÖZETTANI, VULKANOLÓGIAI ÉS GEKRONOLÓGIAI EREDMÉNYEK

Harangi Sz., Lukács R., Sebe K., Józsa S., Schléder Zs., Dunkl I., Benkó Zs., Magyar I., Konrád Gy., A. Kronz..... 23

REPEDEZETTSÉG ELŐREJELZÉS A BÁTAAAPÁTI NRHT-T BEFOGADÓ KÖZETTESTBEN

A BN1-1 ÉS BN2-1 JELŰ ELŐFŰRÁSOK ALAPJÁN

Istovics Krisztina, M. Tóth Tivadar 25

VÁLTOZATOS EREDETŰ KLINOPIROXÉNEK ALKÁLI BAZALTOKBAN: KÖVETKEZTETÉSEK

AZ ÁSVÁNYOK NYOMELEM-ÖSSZETÉTELÉBŐL

Jankovics M. Éva, Taracsák Zoltán, Dobosi Gábor, Embey-Isztin Antal, Batki Anikó, Harangi Szabolcs, Christoph A. Hauzenberger..... 27

ISZTRIAI AMPHORÁK NYERSANYAG-KUTATÁSA

Józsa S., Szakmány Gy., Obbágy G., Bendő Zs., Véninger P., Taubald, H. 29

A VÉRTESSZŐLŐSI ELŐEMBER-TELEP ÉDESVÍZI MÉSZKÖVÉNEK KORA ÉS „CLUMPED” IZOTÓPOKON ALAPULÓ HŐMÉRSÉKLET REKONSTRUKCIÓJA

Kele Sándor, Markó András, Cseh Julianna, Shen Chuan-Chou, Chung-Che Wu, Stefano M. Bernasconi..... 31

A HERMAN OTTÓ MÚZEUM NEOLIT KÉKPALA NYERSANYAGÚ CSISZOLT KŐESZKÖZEINEK ELŐZETES ARCHEOMETRIAI VIZSGÁLATI EREDMÉNYEI

Kereskényi Erika, Szakmány György, Fehér Béla, Kasztovszky Zsolt, Kristály Ferenc, Rózsa Péter 33

ÚJ RADIOMETRIKUS KORADATOK A JÁSZSÁGI-MEDENCE NEGYEDIDŐSZAKI (FELSŐ-PLEISZTOCÉN) ÜLEDÉKEIBŐL (TISZASÜLY)

Kertész Gréta Titanilla, Mindszenty Andrea, Molnár Mihály..... 37

A RAMAN-SPEKTROSKÓPIA ALKALMAZÁSA SZERVES ANYAG ÉRETTSÉG MEGHATÁROZÁSÁRA A DONYEC-MEDENCE SZÉN MINTÁI PÉLDÁJÁN

Király Attila, Schubert Félix, Keno Lunsdorf, Gerd Rantitsch, M. Tóth Tivadar 41

A KŐ-HEGYI (SOPRONI-HEGYSÉG) GRÁNÁTOK MAGMÁS ÉS METAMORF KÉPZŐDÉSÉNEK KÖRÜLMÉNYEI EMPA, PIXE ÉS LA-ICP-MS VIZSGÁLATOK ALAPJÁN.....

Király Edit, Török Kálmán, Dégi Júlia, Kertész Zsófia, Rainer Abart 45

A SZÉKELYFÖLDI CSOMÁD TŰZHÁNYÓ UTOLSÓ KITÖRÉSEIT MEGELŐZŐ MAGMAKAMRA-FOLYAMATOK – KÖVETKEZTETÉSEK A VULKÁNI MŰKÖDÉS JÖVŐBELI FELÚJULÁSÁNAK VESZÉLYEIRE

Kiss Balázs, Harangi Szabolcs, Taracsák Zoltán, Christoph Hauzenberger, Theodoros Ntaflos, Paul R.D. Mason..... 49

A CSOMÁDON (DÉL-HARGITA) FELÁRAMLÓ GÁZOK MENNYISÉGE ÉS EREDETE

Kis Boglárka Mercédesz, Ionescu Artur, Harangi Szabolcs, Palcsu László..... 51

MIOCÉN HOMOKKÖVEK PETROGRÁFIAI VIZSGÁLATÁNAK EREDMÉNYEI A SZEGHALOM-DÓM KÖRNYEZETÉBEN

Kiss Robina, Schubert Félix 53

A PARGAZITOS AMFIBÓL POTENICONÁLIS SZEREPE A LITOSZFÉRA DINAMIKÁJÁBAN

Kovács István, Lenkey László, Green H. David, Fancsik Tamás, Falus György, Kiss János, Orosz László, Vikor Zsuzsanna, Angyal Jolán .. 55

A CIRKON VULKANOLÓGIAI, RÉTEGTANI ÉS PETROGENETIKAI JELENTŐSÉGE A KÁRPÁT-PANNON TÉRSÉG NEOGÉN-KVARTER VULKÁNI MŰKÖDÉSÉNEK MEGÉRTÉSÉBEN <i>Lukács Réka, Harangi Szabolcs, Olivier Bachmann, Marcel Guillong, Yannick Buret, Dunkl István, Axel K. Schmitt, Molnár Kata, Soós Ildikó, Szepesi János</i>	57
AZ ALFÖLD METAMORF ALJZATÁNAK KUTATÁSI FELADATAI ÉS LEHETŐSÉGEI <i>M. Tóth Tivadar</i>	59
A HORVÁTHERTELENDI-EGYSÉG AGYAGPALA KÉPZŐDMÉNYÉNEK MIKROTEKTONIKAI ÉS TERMOBAROMETRIAI VIZSGÁLATA A HORVÁTHERTELEND-1 FŰRÁS RÉTEGSORÁBAN <i>Mészáros Előd, Raucsik Béla, Benkó Zsolt, Varga Andrea, Schubert Félix</i>	61
CSOMÁDI DÁCIT MINTÁK FE-TI OXIDJAINAK VIZSGÁLATA: KÖVETKEZTETÉSEK A KITÖRÉS ELŐTTI HŐMÉRSÉKLETRE <i>Mészáros Katalin, Lukács Réka, Harangi Szabolcs, Hora, John, Kronz, Andreas</i>	65
A CIRKON (U-TH)/HE GEOKRONOLÓGIA ALAPJA ÉS ALKALMAZÁSA FIATAL VULKÁNKITÖRÉSEK KORMEGHATÁROZÁSA CÉLJÁBÓL <i>Molnár Kata, Dunkl István, Harangi Szabolcs, Lukács Réka</i>	67
AZ ERDÉLYI-MEDENCE PALEOGÉN SZILICIKLASZTOS KÖZETEINEK EREDETE <i>Obbágy Gabriella, Dunkl István, Józsa Sándor, Silye Lóránd, Hilmar von Eynatten</i>	69
GRÁF, SZKÓP, MÉTER <i>Palcsu László, Molnár Mihály, Rinyu László, Braun Mihály, Futó István, Pécskay Zoltán, Benkó Zsolt, Veres Mihály</i>	71
PETROGRÁFIAI MÓDSZEREK ALKALMAZÁSA MÁRVÁNYOK VIZSGÁLATA SORÁN: MEGFIGYELÉSEK A DOROZSMAI MÁRVÁNYON <i>Papp Nikolett, Varga Andrea, Mészáros Előd, Raucsik Béla</i>	73
TORLASZTÓ-SZIGETELŐ TÖRÉSZÓNA CÉLIRÁNYOS HARÁNTOLÁSA BÁTAPÁTI-BAN <i>Paprika Dóra, Gaburi Imre, Szébényi Géza, Kristály Ferenc</i>	75
DOMOSZLÓ: ÖRLŐ- ÉS MALOMKŐ NYERSANYAG-KITERMELŐHELY ÉS MŰHELY A MÁTRÁBAN: ELSŐ RÉGÉSZETI ELTERJEDÉS-VIZSGÁLATOK <i>Péterdi Bálint, T. Biró Katalin, Tóth Zoltán</i>	81
A FÖLDKÖPENY NEMESGÁZ KUTATÁSÁNAK LEGÚJABB EREDMÉNYEI <i>Pető K. Mária</i>	85
PETROGRÁFIAI, TÖREDEZETTSÉGI ÉS HŐVEZETÉSI VIZSGÁLATOK ÁLMOSDI FŰRÁSOK METAMORF MAGMINTÁIN <i>Radics T.,*, Buday T., McIntosh R. W.</i>	87
ANTROPOKÖZETEK – A NEGYEDIK GENETIKAI CSOPORT? <i>Rózsa Péter</i>	95
A MECSEKALJA-ZÓNA METAMORF ÉS DEFORMÁCIÓTÖRTÉNETI REKONSTRUKCIÓJA A SZTL-1 FŰRÁS FURADÉKANYAGA ALAPJÁN <i>Skultéti Ágnes, M. Tóth Tivadar, Kovács István János, Király Edit</i>	97
A GYŰRŰFŰI RIOLIT FORMÁCIÓ KÖZETEINEK KOMPLEX VIZSGÁLATA A SZAVA-1 ÉS A VÓKÁNY-2 MÉLYFŰRÁSOKBAN <i>Szemerédi Máté, Varga Andrea, Lukács Réka, Pál-Molnár Elemér</i>	99
HIDRATÁCIÓ, DEVITRIFIKÁCIÓ ÉS ÖSSZESÜLÉS SZÖVETI VIZSGÁLATA (SEM, RAMAN, FTIR, TG) EGY RIOLITOS LÁVAÁR KONTAKT ZÓNÁJÁBAN, ESETTANULMÁNY, LEBUJ PERLITFAL, TOKAJI-HG <i>Szepesi János, Pál-Molnár Elemér, Fintor Krisztián, Kovács István János, Papp István, Kozák Miklós, Sándorné K. Judit, Harangi Szabolcs</i>	103
A LUMINESZCENS KORMEGHATÁROZÁS ALKALMAZOTT MÓDSZEREI ÉS EREDMÉNYEI A MAGYAR FÖLDTANI ÉS GEOFIZIKAI INTÉZETBEN <i>Thamóné Bozsó Edit, Nagy Attila, Fűri Judit</i>	109
A MELEG-HEGYI BRECCSA (VELENCEI HEGYSÉG) VIZSGÁLATA PETROGRÁFIAI ÉS STATISZTIKAI MÓDSZEREKKEL <i>Tóth Ágoston, Benkó Zsolt, Baloghné Kiss Gabriella, Kovács Ivett, Németh Tibor</i>	115
BÁNYÁSZATI HULLADÉKKEZELŐ LÉTESÍTMÉNYEK KRITIKUS ANYAGTARTALMA ÉS POTENCIÁLBECSLÉSI LEHETŐSÉGEI <i>Vigh Csaba, Kiss János, Sári Katalin</i>	117
A NAGYBÓZSVA-PÁSKATETŐI SZUOKKÓ LELŐHELY FÖLDTANI-TELEPTANI FELÉPÍTÉSE, ÁSVÁNY- ÉS KÖZETTANA, VULKANOLÓGIÁJA <i>Zelenka Tibor, Kristály Ferenc, ifj. Kasó Attila, Hacsó Péter</i>	119

ELŐSZÓ

Benkó Zsolt, Palcsu László, Molnár Mihály, Szepesi János

„A természet nem ismeri a tudományok metafizikai elhatárolását, felosztását, ez utóbbi a rendszerező emberi elme terméke. A természeti jelenségek, törvényszerűségek a természetben gyakran nem nyilvánulnak meg olyan tiszta, elvont, idealizált formában, ahogyan azokat a tankönyvekben tanítjuk és laboratóriumokban előállítjuk. A természetben gyakran szinte elválaszthatatlan egységbe olvadnak össze a fizikai, kémiai, és a jelen példa esetén a geokémiai, kolloidikai törvényszerűségek. Vagy fel kell adnunk a reményt, hogy azokat kibogozzuk, vagy pedig maguk egészében kell a jelenségeket vizsgálnunk, hogy a természeti törvényeket végül is tiszta, elvont formában fölismerhessük. Én ez utóbbi utat választottam, egyrészt azért, mert megragadta az érdeklődésem az urán feldúsulásának eddig megmagyarázhatatlan törvényszerűsége, másrészt mert reméltem, hogy ezen rendkívüli fontosságú nyersanyag ilyen kis koncentrált-ságú előfordulásának gazdaságos kivonását, és ezzel a magyar nép jövő energia ellátásának megalapozását csak a feldúsulás törvényszerűségének tudományos föld-derítése után remélhetjük.”

(Szalay Sándor, az MTA Atommagkutató Intézet alapítója. Elhangzott a Magyar Tudományos Akadémián.)

A 7. Közöttani és geokémiai vándorgyűlés résztvevői feltehetik magukban a kérdést: mit keres egy kifejezetten geológiai, geokémiai és ásványtani tematikájú összejövetel 2016-ban Debrecenben, távol a hegyektől, egy atommagkutató intézetben? A válaszadáshoz az Atommagkutató Intézet korai időszakára kell visszatekintnünk: ebből mindenki számára világosan kiderül, hogy mennyit köszönhetnek és köszönhetnek a fizikusok a geológiának és a geológia a fizikusoknak, az Atommagkutató Intézet (ATOMKI) alapítása óta. Köszönhetően a XX. század első felében, a fizikában felfedezett új törvényszerűségeknek – úgymint a radioaktivitás, a relativitáselmélet és a szubatomi részecskék megismerése – a század közepére sikerült megépíteni az első atombombát, valamint igen gyorsan sikerült megoldani az atomenergia békés célú felhasználását is. Világszerte nagy iramban kezdtek a geológusok az új energiahordozó, az uránérc kutatásába. Magyarország, a szovjet érdekszférában sem maradhatott ki ebből a versenyfutásból, bár a magyar geológusok egyöntetű véleménye szerint Magyarország területén az uránérc-kutatás nem volt perspektívikus. Amíg a geológusok a terepen kutattak, addig a fizikusok, így Szalay Sándor is – aki ekkor a Debreceni Egyetem (akkor Kossuth



Lajos Egyetem) Orvostudományi Fizikai Intézetének vezetője volt – a laborban próbálták megérteni a radioaktivitás tulajdonságait. Szalay 1947-ben javasolta az Állami Földtani Intézetnek köztradiológiai vizsgálatok elvégzését. Az ötletből hamarosan tettek következtek és Szalay Sándor Földvári Aladár főgeológussal együtt végigjárva az országot felismerte az „ősmasszívumok” és azok lepusztulási termékeinek jelentőségét a hasadóanyag kutatásban. A két Geiger-Müller számlálóval ellátott kutatócsoport munkáját 1949-ben a mecsekszabolcsi Lantos-völgyben siker koronázta: szenes agyaggalában nagyon jelentős radioaktív anomáliákat sikerült kimutatni. Szalay Sándort az urán szerves anyagú üledékes kőzetekben történő felhalmozódásának megértéséért 1951-ben Kossuth díjjal tüntették ki.

Szalay Sándor uránérc kutatásban elért eredményeit Vas Zoltán, a Tervhivatal akkori elnöke szovjet kutatókkal bíraltatta el, akik tevékenységét kiválónak minősítették. Ennek hála, Vas Zoltán ezek után felszólította Szalay Sándort, egy atommagkutatással foglalkozó intézet megalapítására. A kis debreceni fizikatanszékből két év alatt, 1954-re egy 49 státusszal rendelkező új intézet nőtt ki, első igazgatója Szalay Sándor lett.

A fizika és a geológia szimbiózisa azonban nem csak a kezdetekben volt meghatározó, hanem az maradt az Intézet egész története során. Balogh Kadosa, Szalay

Sándor intézetalapító egyik legkiválóbb tanítványa 1973-ra építette meg az első nemesgáz tömegspektrométert és hajtotta végre az első K/Ar radiometrikus kormeghatározást. Az 1990-es években a műszerpark fejlődésével sor került az első ^{40}Ar - ^{39}Ar radiometrikus kormeghatározásra is. Ugyancsak még a hetvenes években indult el előbb Csongor Éva professzor asszony majd Hertelendi Ede vezetésével a radiokarbon kormeghatározás módszerének bevezetése, melynek első sikeres radiometrikus (GPC) eredményeit már a 80-as évek elején publikálták is. A ^{14}C módszert is sikerült azóta továbbfejleszteni, s 2011-től már gyorsító tömegspektrométeres (AMS) alapokra is helyezni, így sokkal változatosabb és kisebb mintamennyiségeket, jóval gyorsabban mérni.

Mára a geológiában is alkalmazható módszerek és műszerek száma az ATOMKI-van igen hosszúra bővült (AMS, LA-ICP-MS, stabilizotóp tömegspektroszkópia, nemesgáz tömegspektroszkópia, proton mikroszkópia, TEM, SEM, stb). Ezeket a lehetőségeket szeretnénk a 7. Közéleti és Geokémiai Vándorgyűlés keretében a kedves vendégek számára bemutatni bízva abban, hogy az 1947-ben Szalay Sándor és Földvári Aladár által megkezdett együttműködés a jövőben is tovább virágzik a fizika és a geológia tudományok és mindannyiunk legnagyobb hasznára és örömére!

KVARC FENOKRISTÁLYOK SZERKEZETI HIDROXIL-TARTALMÁNAK SZISZTEMATIKUS VÁLTOZÁSA IGNIMBRITEKBEN

Biró Tamás¹, Kovács István János², Karátson Dávid¹, Roland Stalder³, Király Edit², Falus György², Fancsik Tamás², Sándorné Kovács Judit⁴

¹ ELTE TTK, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest

² Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Geokémiai és Laboratóriumi Főosztály, Budapest

³ University of Innsbruck, Institute of Mineralogy and Petrography, Innsbruck, Austria

⁴ Bűnügyi Szakértői és Kutatóintézet, Budapest

e-mail: tbiro.gogr@gmail.com

1. Bevezetés

A robbanásos vulkánkitörésekből származó piroklaszt sűrűség-ár üledékekben található kvarc fenokristályok sokkal kevesebb szerkezeti hidroxil-tartalmaznak, mint a szubvulkáni, vagy metamorf képződmények kvarc kristályai. A kis szerkezeti hidroxil koncentráció háttérében a kitörés előtti – magmakamrában lezajló –, és lerakódás utáni folyamatok is szerepet játszhatnak (Biró et al. 2016). Jelen kutatás azt vizsgálja, hogy nagy vastagságú piroklaszt sűrűség-ár üledékek esetében kimutatható hatással van-e az ignimbritek belsejében hosszú ideig megmaradó magas hőmérséklet a kvarc fenokristályok szerkezeti hidroxil tartalmára.

2. Módszertan

A lerakódás után megmaradó nagy hőmérséklet hatásának vizsgálatához egy egri és egy bogácsi ignimbritből gyűjtöttünk 4-4 mintát a képződmények alsó kontaktusa felett különböző magasságokból. A kvarc fenokristály töredékekből orientálatlan, két oldalt polírozott, 100-300 μ m vastagságú "szeleteket" készítettünk, amelyeket nem poláros infravörös spektrometriai módszerrel (mikro-FTIR) vizsgáltunk Sambridge et al. (2008) elméleti és Kovács et al. (2008) gyakorlati alapvetései szerint.

A mintánként 23-35 fenokristályon mért abszorbanca értékek statisztikai elemzése során Monte Carlo szimuláció segítségével vizsgáltuk, amely megmutatta, hogy a kapott eloszlások mennyire illeszkednek a kvarcban lévő Al-OH kötések erősen anizotróp abszorbanca indikatrixa alapján várható elméleti eloszlásokhoz.

3. Eredmények és következtetések

A számolt szerkezeti hidroxil koncentrációk mindkét ignimbrit esetében markáns csökkenést mutatnak az alsó kontaktustól a képződmények belseje felé haladva. Az alsó kontaktuson mért ~12 ppm koncentráció néhány méterrel belül kevesebb, mint 3 ppm alá csökken. Ez arra utal, hogy a nagy vastagságú piroklaszt sűrűség-ár üledékek esetében a lerakódás utáni diffúziós H-vesztés a legfontosabb folyamat, ami a kis szerkezeti hidroxil koncentrációért felelős.

A fizikai vulkanológiai tulajdonságaik alapján eltérő összesültségi fokú ignimbritek esetében a kezdeti (bázison

mért) szerkezeti hidroxil-tartalom vertikális szelvény menti csökkenése eltérő ütemű és mértékű.

Az egyedi fenokristály töredékeken mért Al-OH rezgésekhez kötődő abszorbanciák eloszlása több esetben eltér a kvarcban lévő Al-OH abszorbanca indikatrix anizotrópiája alapján kapható elméleti eloszlásoktól. Ez a szerkezeti hidroxil intra- és intergranuláris heterogenitására utal. Valószínűsíthető, hogy az ignimbritek alsó részén a kitörés és az ár mozgása során feltépett járulékos kvarc fenokristály töredékek keveredtek a kogenetikus kvarc populációhoz. Másrészt, az ignimbritek alsó kontaktusa felett a lerakódás után a kezdeti nagy hőmérsékleten hatékony volt a H diffúziója. A gyors hűlés következtében azonban a H koncentráció nem tudott beállni az adott körülmények közötti egyensúlyi értékre, így a kristályokon belül inhomogenitások jöhetnek létre.

Eredményeink arra utalnak, hogy a kvarc fenokristályok szerkezeti hidroxil-tartalma olyan gyorsan és költséghatékonyan mérhető proxy, ami jól használható ignimbritek lerakódási hőmérsékletének vagy hűlési sebességének meghatározására.

Irodalomjegyzék

Biró, T., Kovács, I.J., Király, E., Falus, Gy., Karátson, D., Bendő, Zs., Fancsik, T., Sándorné, K.J. (2016): European Journal of Mineralogy 29, 313-327.

Kovács, I., Hermann, J., O'Neill, H.St.C., FitzGerald, J., Sambridge, M., Horváth, G. (2008): American Mineralogist, 93, 765-778.

Sambridge, M., FitzGerald, J., Kovács, I., O'Neill, H.St.C., Hermann, J. (2008): American Mineralogist, 93, 751-764.

AZ ÜLLÉS-FORRÁSKÚT TÉRSÉG METAPEGMATOID KÉPZŐDMÉNYEINEK ÁSVÁNY-KÖZETTANI ÉS MIKROTEKTONIKAI VIZSGÁLATA AZ ÜLLÉS–15 FÚRÁSBAN

Décsei Kitti¹, Mészáros Előd¹, Fiser-Nagy Ágnes¹, Schubert Félix¹

¹ SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: decsei.kitti1993@gmail.com

1. Bevezetés

Munkánk során célul tűztük ki az Üllés-Forráskút metamorf aljzatban kis vastagságban feltárt, ám nagyon jellegzetes kvarc-földpát milonitok mikrotektonikai vizsgálatát, melyek nagy hasonlóságot mutatnak a dorozsmai aljzatban (Dorozsmai Komplexum) metapegmatitként azonosított (M. Tóth, 2008) képződménnyel. Kutatásunk további célja a képződmény kőzettani és deformációtörténeti összehasonlítása a komplexum alapszelvényében, a Do–54 fúrásban feltárt kvarc-földpát milonittal.

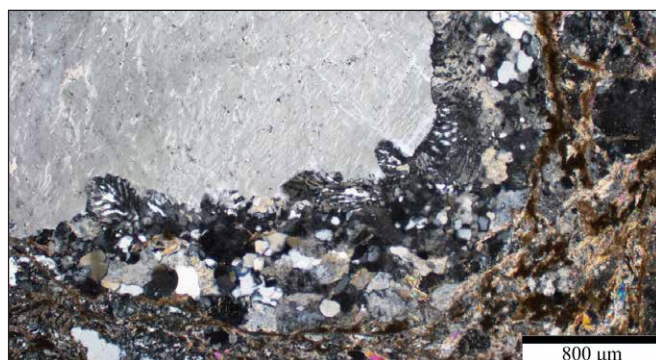
2. Módszerek

Munkánk során az Üllés–15 fúrásból származó mintákból készült új, illetve archív vékonycsiszolatokon végeztünk mikroszerkezeti megfigyeléseket. A szöveti megfigyelések alapján azonosított kvarc rekrisztallizációs mikroszerkezetek mellett a Krull, Nega (1996) által kidolgozott, a dinamikus rekrisztallizált kvarc szemcsehatár-bonyolultságon alapuló szöveti termométert alkalmaztuk a deformációs események hőmérsékletének meghatározására.

3. Eredmények

3.1. Petrográfia

Az Üllés–15 fúrásban feltárt, általunk vizsgált kőzet plagioklász + kvarc + káliföldpát (mikroclin) + muszkovit ± klorit ± biotit összetétellel jellemezhető milonit. Akcesszórius fázisként cirkon, apatit és opak ásványok fordulnak elő. A kőzet jól fejlett foliációval rendelkezik, melyet az irányított muszkovitlemezek és a dinamikus rekrisztallizált kvarcszalagok határoznak meg. A finomszemcsés mátrixot plagioklász és kvarc alkotja. A kőzet jellegzetessége a nagy mennyiségű, a finomszemcsés mátrixban mintegy úszó, gyakran cm-es földpát plagioklász és mikroclin klasztok. A plagioklász klasztok lekerekítettek, szericitesedtek és erősen káliföldpátosodtak. A mikroclin klasztok lencseszerűek, vagy éppen szigmoidálisak. Zárványként plagioklász, kvarc, biotit szilárdzárványokat tartalmaznak. A káliföldpát klasztok peremén finomszemcsés plagioklász + kvarc szegély található (1. ábra), mely hullámos, beöblösödő felület mentén érintkezik a káliföldpáttal. A klasztban, a foliációhoz viszonyított ~45°-os szögben lángpertit gyakori, valamint a klaszt foliációval párhuzamos térnegyedeiben mirmekites lóbak (szöveti helyzet alapján deformációs mirmekitek) hatolnak a klaszt belseje felé.



1. ábra a) Rekrisztallizált káliföldpát klaszt lángpertittel és mirmekites lóbákkal (XN)

Az aszimmetrikus nyomásárnyék-szerkezetekben kvarc és káliföldpát található. Nagyon gyakoriak a klasztokat átszelő, a foliációra merőleges, káliföldpáttal kitöltött mikroerek. A kvarcszalagok lencse alakúak, enyhén lapítottak, a szemcsék nagyméretűek (50–300 μm), erősen unduláló kioltásúak, alszemcsés szerkezetűek és nagyon erősen lobált szemcsehatárral rendelkeznek.

3.2. Szöveti termometria

A dinamikus rekrisztallizált kvarc-kvarc szemcsehatárok bonyolultságát leíró fraktáldimenzió eredményeket hisztogramon ábrázoltuk. Az eloszlás módusza $D \sim 1,25$, melyhez a Krull, Nega (1996) által kalibrált termométer alapján ~400°C rekrisztallizációs hőmérséklet becsülhető (100°C hőmérséklettartományban érvényes). Az adatok eloszlása a nagyobb hőmérsékletek felé ferde, mely utalhat egy korábbi, magasabb hőmérsékletű deformáció hatására.

4. Összefoglalás

Az intenzív mirmekitképződéssel társuló káliföldpát rekrisztallizáció és a kvarc dinamikus rekrisztallizációs szerkezetek, továbbá a szöveti termometria alapján a képződmény képlékeny nyírásos deformációja feltételezhetően középső-felső zöldpala (~400 °C) fáciesnek megfelelő hőmérsékleten zajlott. A továbbiakban célunk a deformációs körülmények pontosabb meghatározása kémiai egyensúlyon alapuló termométerekkel.

Irodalomjegyzék

Krull, J., H., Nega, M. (1996): Geologische Rundschau 85., 35–43.
M. Tóth, T. (2008): MTA Doktori dolgozat, Szeged

A KELETI-BAKONY TRIÁSZ VULKANOGÉN KÉPZŐDMÉNYÉNEK KÖZETTANI ELEMZÉSE

Farics Éva¹, Józsa Sándor²

¹ ELTE TTK, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest

e-mail: eva.gyorfy@gmail.com

² ELTE TTK, Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

e-mail: sandor-jozsa@caesar.elte.hu

Jelen tanulmány a Keleti-Bakony triász időszaki vulkanoklasztit képződményeinek petrográfiai, részben petrográfiai alapú vulkanológiai vizsgálatával foglalkozik. A képződmény Inotai Formáció néven különíthető el, fekéjében a Vászolyi Formáció, fedőjében a Füredi Mészke Formáció települ (Budai et al. 2001). Alapszelvénye a már megsemmisült inotai Hideg-völgy útbevágása, de megtalálható az általunk vizsgált Várpalota Vpt-3 (13,3-71,4 m) és a Bakonykút Bút-2 (4,5-93,7 m) fúrásokban is. Polarizációs mikroszkópos, elektronmikroszkópos és röntgen-pordiffrakciós vizsgálataink alapján a fúrásokban megjelenő vulkanogén képződmény ugyan hasonló, de benne három, egyes lényeges tulajdonságaikban (szemcseméret; közettörmelék típusok mennyiségi eloszlása; alapanyag és kötőanyag típusa és mennyisége; mállás mértéke) eltérő alsó, felső és legfelső vulkanoklasztit réteg különíthető el. Az alsó réteg csak a Bakonykút Bút-2 fúrásban tanulmányozható, azt egy brachiopodás-krinoideás mészke réteg választja el a felső rétegtől, mely a legfelső réteggel együtt mind a két fúrásban megtalálható. Az inotai Hideg-völgyben Budai et al. (1985) szerint a vulkanoklasztit rétegsor legfelső szakasza található. A kőzet makroszkóposan sárgásbarna, szürke vagy sötétszürke színű, többnyire szemcsevázú, de a felső vulkanoklasztit réteg sok mintájában mátrixvázú. A legfelső vulkanoklasztit réteg rosszul vagy közepesen, az alsó és felső réteg többnyire jól osztályozott. Polimikt, az alsó vulkanoklasztit rétegben a törmelékszemszecsék mérete maximum 1 mm, a felsőben maximum 2 mm. A legfelső rétegben a szemszecsék többsége 0,5-2 mm méretű, de előfordul egy 0,5-2 cm-es vulkanit és mészke anyagú klasztból álló populáció is. Budai et al. (1985) ezzel összhangban, szintén a legfelső rétegből az inotai Hideg-völgyből maximum 20 cm-es vulkanit és mészke klasztokat írt le. Az alapanyagot agyagásványosodott horzsaköves vagy perlites szerkezetű kőzetüveg alkotja. A legfelső vulkanoklasztit mintákban a törmelékszemszecsék szegélyén finomkristályos kalcitból álló vastag perem figyelhető meg. A röntgen-pordiffrakciós vizsgálat eredménye szerint a felső vulkanoklasztit rétegben a <2µm üleptített frakcióban az agyagásványok kaolinit/szmektit kevert szerkezetűek. A vulkanoklasztitokban lévő többé-kevésbé átalakult kristálytörmelékek között legnagyobb mennyiségben plagioklás (labradorit és andezin/oligoklás összetételű), kisebb mennyiségben hipersztén, hornblende, biotit és elenyésző mennyiségben augit, olivin (csak átalakultként), muszkovit és akcesszóriák (ilmenit, apatit, gránát, cirkon) fordulnak elő. A közettörmelékek uralkodóan vulkanit anyagúak. A mafikus jellegeket mutató vulkanitok között bazaltsalak (mandulaköves szövetű, üveges alapanyagú, porfíros plagioklás, rombos piroxén és olivin utáni átalakok), bazalt (interszertális és variolitos szövetű, porfíros plagioklás és színes elegyrészek, köztük bizonytalanul olivin utáni átalakok) és mikrodolerit (intergranuláris szövetű, plagioklásból és színes elegyrészek utáni átalakokból áll) határozható. Az intermedier megjelenésű vulkanit klasztok képviselik a legna-

gyobb mennyiségű és legváltozatosabb közettársaságot. Köztük színes elegyrészeket tartalmazó andezit (porfíros pilotaxitos és trachitos szövetű, porfíros labradorit/oligoklás összetételű plagioklás, hipersztén és biotit), amafitos andezit (trachitos szövetű, csak labradorit/oligoklás összetételű plagioklás) és salakos amafitos andezit (erősen átalakult, kőzetüvegben gazdag kőzet sok póruval) különíthető el. A savanyú megjelenésű vulkanit klasztok között kőzetüvegben gazdag riolit (labradorit/oligoklás összetételű plagioklásból tartalmazó agyagásványosodott horzsaköves vagy perlites szerkezetű kőzetüvegből áll), riolit (fluidális szerkezetű, a sötét sávok hialopilites, a világos sávok rosszul kifejtett mikropoikilites szövetűek, elsődleges kvarc mellett porfíros káliföldpát és biotit) és aplit (porfíros mikrohlokrisztályos, mikropoikilites és mikroofitos szövetű, kvarcból, káliföldpátból és kevés plagioklásból áll) határozható. A törmelékszemszecsék között alárendelten fillit és mészke anyagúak jelennek meg. A legfelső rétegben molluska vázelemek, az alsó és felső rétegben pedig szenesedett növénymaradványok észlelhetők.

A petrográfiai eredmények alapján megállapítható, hogy az elsődleges vulkáni anyag savanyú összetételű robbanásos vulkanizmus terméke (juvenilis horzsaköves és perlites kőzetüveg), melynek kitörési központja hozzávetőlegesen néhány 10, maximum 100 km távolságban helyezkedhetett el. A robbanás egy mafikus és intermedier megjelenésű vulkanitokból álló vulkáni felépítményt szabdal fel. Az elsődleges vulkáni anyag légi szállítást követően az alsó és a felső vulkanoklasztit réteg esetén szárazföldön, a legfelső vulkanoklasztit réteg esetén pedig tengerben ülepedett le és később kis mértékben áthalmozódott, így vulkanogén homokkőnek, a felső vulkanoklasztit rétegben – tufitnak határozható.

Az inotai Hideg-völgyben előforduló koptatatlan maximum 20 cm-es és a fúrások anyagából előkerült maximum 2 cm-es mészke és intermedier-mafikus megjelenésű vulkanit klasztok arról tanúskodnak, hogy a döntően mészkeből felépülő partszakasz a közeli területen intermedier-mafikus megjelenésű vulkanit anyagú kibúvást is tartalmazott. Az aplit és riolit kavicsoknak az inotai Hideg-völgyben mért maximum 3 cm-es és az aplit kavicsoknak az összes vulkanoklasztit rétegben tapasztalt maximum 0,5 mm-es mérete és jó koptatottsága távolabbi forrásterületre enged következtetni, ahonnan feltehetően vízfolyás szállította a tengeri vagy szárazföldi felhalmozódási környezetbe. Ugyanez lehet érvényes a maximum 1 mm-es és jól koptatott metamorf (fillit) elegyrészekre is.

Irodalomjegyzék

Budai, T., Császár, G., Horváth, I. (1985): Kézirat. Orsz. Földt. Geof. Adattár (T. 13397), Budapest, 18 p.

Budai, T., Csillag, G., Vörös, A., Lelkes, Gy. (2001): Földtani Közlöny, 131/1-2, 71–95.

MÉLYBETEMETŐDÉSI ÉS TELOGENETIKUS ÁTALAKULÁSOK NYOMAI A SZEGEDI DOLOMIT FORMÁCIÓBAN

Garaguly István¹, Varga Andrea¹, Raucsik Béla¹, Schubert Félix¹, Czuppon György², Halász-Szabó Kristóf¹

¹ Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

² MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

e-mail: garagulyistvan@gmail.com

1. Bevezetés

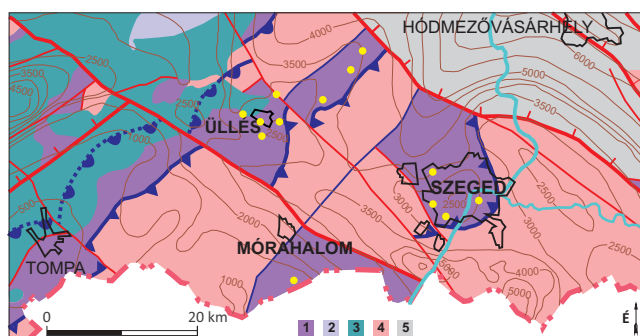
A Pannon-medence aljzatának egyik részmedencéje a Szegedi-medence, mely szénhidrogénföldtani szempontból hazánk kiemelt fontosságú területe. A Szegedi-medence területén általános elterjedésű, középső-triász, lagúnafaciesű, sötétszürke vagy fekete, erősen breccsás dolomitot Szegedi Dolomit Formáció néven különítjük el. A képződményből azonosított foraminifera és mészalga együttes alapján az összlet kora anisusi-ladin (Bércziné, 1986). Kőzettani és diagenezis-történeti vizsgálatok alapján (Horváth, 1990; Garaguly 2015) több repedéskitöltési és breccsásodási fázis, valamint több nyomásoldódási esemény mutatható ki. A repedéskitöltő ásványfázisok közül a legjellegzetesebb a nyereg dolomit típus, melynek kialakulása mélybetemetődési környezethez köthető (Horváth, 1990). A nyereg dolomit növekedési zónáiban csapdázódott kőolajtartalmú elsődleges fluidumzárványok miatt az ásványok kialakulásával egyidejű szénhidrogén-migrációs folyamatokat írtak le (Garaguly, 2015). A medenceléptékű előfordulások ellenére a Szegedi Dolomit Formációban megjelenő nyereg dolomit repedéskitöltések kialakulási körülményei és a képződésük ideje tisztázatlan. Jelen tanulmány célja, hogy pontosabb betekintést nyújtson a Szegedi Dolomit Formációt jelentős mértékben átalakító betemetődési, illetve felszínközeli diagenetikus folyamatokba. Az átalakulási folyamatok részletes vizsgálata a megváltozott petrofizikai tulajdonságok (pl. porozitás, permeabilitás) pontosabb térbeli előjelezhetőségét segítheti, ezért rezervoargeológiai szempontból szintén fontos kutatási irányt képvisel.

2. Földtani háttér

A jelenleg érvényben lévő nagyszerkezeti beosztás szerint (Haas et al., 2010) a Szegedi-medence a Tisza-főegység aljzatának része; Döntően a Békés-Codruí-zóna gyűrt takarós szerkezete építi fel, ami a terület ÉNy-i részén a Villány-Bihari-zónára tolódik. A terület aljzatszerkezetét ÉNy-i vergenciájú mezozoos kompressziós szerkezetek (pikkelyek, áttolódások) és azokra merőleges, ÉNy-DK-i csapású kainozoos normálvetők határozzák meg.

A Szegedi-medence legáltalánosabban elterjedt mezozoos képződménye (1. ábra) a középső-triász sekélytengeri, sötétszürke dolomit, mely a Szegedi Dolomit Formáció nevet viseli. Rétegsorának alsó harmada erősen breccsásodott. Előfordulási területének jelentős részén közvetlenül a kristályos aljzatra, néhol az alsó-triász összletre települ (Bércziné, 1986).

A területen fiatalabb mezozoos képződmények nem ismertek, az aljzati képződményekre jelentős eróziós diszkordanciával középső-miocén durvatörmeléken képződmények települnek. Ezeknek a középső-miocén abráziósparti képződményeknek a kőzetanyaga a környező alaphegységből származik.



1. ábra A Szegedi-medence aljzatának földtani térképe (Haas et al., 2010 nyomán, módosított)

Jelkulcs: 1) Középső-triász sekélytengeri, sziliciklasztos és karbonátos összlet, 2) Alsó-triász folyóvízi és delta fáciesű, sziliciklasztos képződmények, 3) Jura és kréta képződmények, 4) Mezozoikumnál idősebb képződmények és metamorfitek, 5) Ismeretlen medencealjat, Sárga körök: Mintázott fúrások.

3. Minták és vizsgálati módszerek

A Szegedi-medence területén, valamint annak közvetlen környezetében a középső-triász képződmények négy fő előfordulása ismert, melyek aljzatmagaslatokhoz, illetve metamorf magkomplexumokhoz kapcsolódnak. Jelen tanulmány összesen 44 magminta vizsgálati eredményeit mutatja be, melyek 22 mélyfúrásból származnak a Szegedi-medence különböző részeiről. A minták változatos (1200–3000 m) mélységből származnak, ami a rendkívül tagolt aljzatmorfológia következménye. A fúrások neveit a MOL Nyrt.-vel kötött együttműködési megállapodásnak megfelelően nem közöljük, hozzávetőleges helyüket az 1. ábra szemlélteti.

A mikropetrográfiai vizsgálatokat 30 µm vastag polírozott vékonycsiszolatokon végeztük. A különböző karbonáttípusok elkülönítése céljából a csiszolatokat Dickson-féle oldattal festettük meg (Dickson, 1966). A makroszkópos és normál mikroszkópi vizsgálatokat követően fluoreszcens és katódlumineszcens mikroszkópos vizsgálatokat végeztünk, hogy az esetleges rejtett szöveti bélyegeket feltárjuk. A fluoreszcens mikroszkópi vizsgálatok során UV (Olympus U-MNU-2 szűrőkocka), illetve a kék-ibolya (Olympus U-MWBV2 szűrőkocka) gerjesztő hullámhosszt alkalmaztunk. A petrográfiai feldolgozást, illetve a fluoreszcens mikroszkópi vizsgálatokat egy higanygőzlámpával felszerelt Olympus BX-41 típusú mikroszkóppal, a katódlumineszcens mikroszkópi vizsgálatokat pedig Olympus BX-43 típusú mikroszkópra szerelt Reliotron típusú, hidegkatódos műszerrel végeztük, 7–8 keV gyorsítófeszültség mellett.

A mikrotermometriai mérésekhez Olympus mikroszkópra szerelt Linkam THMSG-600 hűthető-fűthető tárgyasztalt használtunk. A műszer kalibrálása kvarcba zárt szintetikus fluidumzárványokkal történt. A mérések pontossága $\pm 0,1$ °C 0 °C alatt és ± 1 °C 0 °C fölött. A méréseket mindkét oldalán polírozott 50-80 μm vastag csiszolatokon végeztük. A stabilizotóp mérések az MTA Geokémiai Kutatóintézetében történtek egy Finnigan delta+XP tömegspektrométerrel. Az elemzéseket petrográfiai megfigyelések alapján kiválasztott fázisokból, mikrofúró segítségével nyert pormintákon végeztük. A minták feltárása vízmentes foszforsavval történt. Az eredményeket a V-PDB nemzetközi sztenderdhez viszonyítva, δ -értékben adjuk meg, amelynek dimenziója ‰: $\delta = (R_{\text{minta}}/R_{\text{szenderd}} - 1) \cdot 1000$, ahol R_{minta} és R_{szenderd} a mintában és a sztenderdben meghatározott $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ és $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ arányt jelölik. A vizsgált mintákon, illetve a sztenderdeken a mérési eredmények átlagos reprodukálhatósága jobb, mint $\pm 0,15\text{‰}$.

4. Eredmények

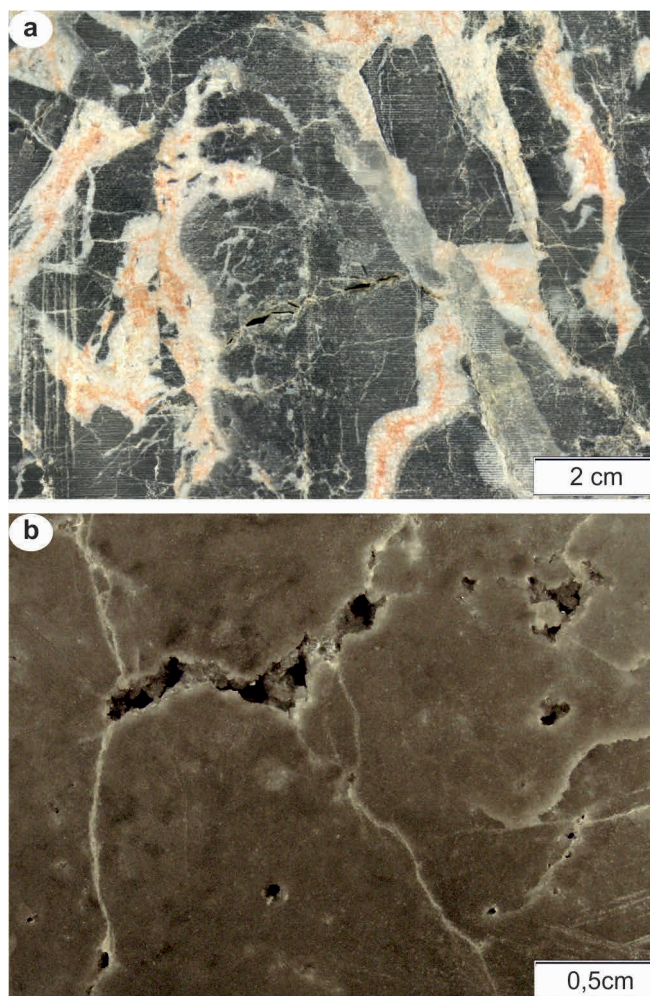
4.1. Petrográfiai jellemzés

A vizsgált minták döntő többsége átkristályosodott szürke dolomit és dolomitbreccsa (36 db), kisebb része a mezozoos aljzatra települő középső-miocén abrázios konglomerátum kavicsanyagából származó dolomittörmelék (8 db). Szinte az összes mintát törések és különböző karbonátásványokkal cementált repedések járják át. Számos mintában megfigyelhetők szabálytalan alakú, repedések menti oldódással keletkezett, makroszkopikus méretű pórások. Ezen pórások falán fehér, pátos, saját alakú dolomitkristályok ülnek, a pórások belső része pedig vagy kitöltetlen (2. ábra, a), vagy pedig valamilyen fiatalabb ásványfázis redukálja a pórusteret (2. ábra, b). A mikroszkópos vizsgálatok során 44 mintából 23-ban figyeltünk meg görbült kristálylapokkal rendelkező nyereg dolomitot (3. ábra). A nyereg dolomit többnyire repedéskitöltésként, illetve az oldódási üregek peremén jelenik meg.

Mikroszkópi képük alapján a kristályok mérete 100-2000 mikrométerig terjed, kioltásuk unduláló. A nyereg dolomit kristályai többnyire zónásak, általában egy zárványdús maggal és több zárványmentes, illetve zárvánnyagdag növekedési zónával jellemezhetőek (3. ábra, a és b). Némely nagyméretű, másodlagos pórus belsejében zárványszegény kalcit (3. ábra, a), vasas dolomit, helyenként sziderit és agyagásványok figyelhetők meg (3. ábra, b). A katódlumineszcens mikroszkópi vizsgálatok során a nyereg dolomitok jellegzetes növekedési zónásságot mutattak olyan minták esetében is, ahol a normál áteső fényű vizsgálatok alapján ez nem volt megfigyelhető. A katódlumineszcens vizsgálatok során narancs-vörös színnel lumineszkáló dolomitkristályok mellett elkülöníthetővé vált egy, a kandit csoportba tartozó agyagásvány (kaolinit±dickit) együttes, amely ibolyaszínnel lumineszkál (3. ábra, c és d).

A kalcit és a dolomit, illetve az agyagásványok és a dolomit határfelületénél egyaránt a nyereg dolomit visszaoldódására utaló beöblösödések jelentkeznek (3. ábra, a és d).

A nyereg dolomitos póruskitöltéseket és az azt követő kalcitot, szideritet és agyagásványokat gyakran harántolja egy fiatalabb, UV-fluoreszcens jelenséget mutató dolomit érkitöltés.



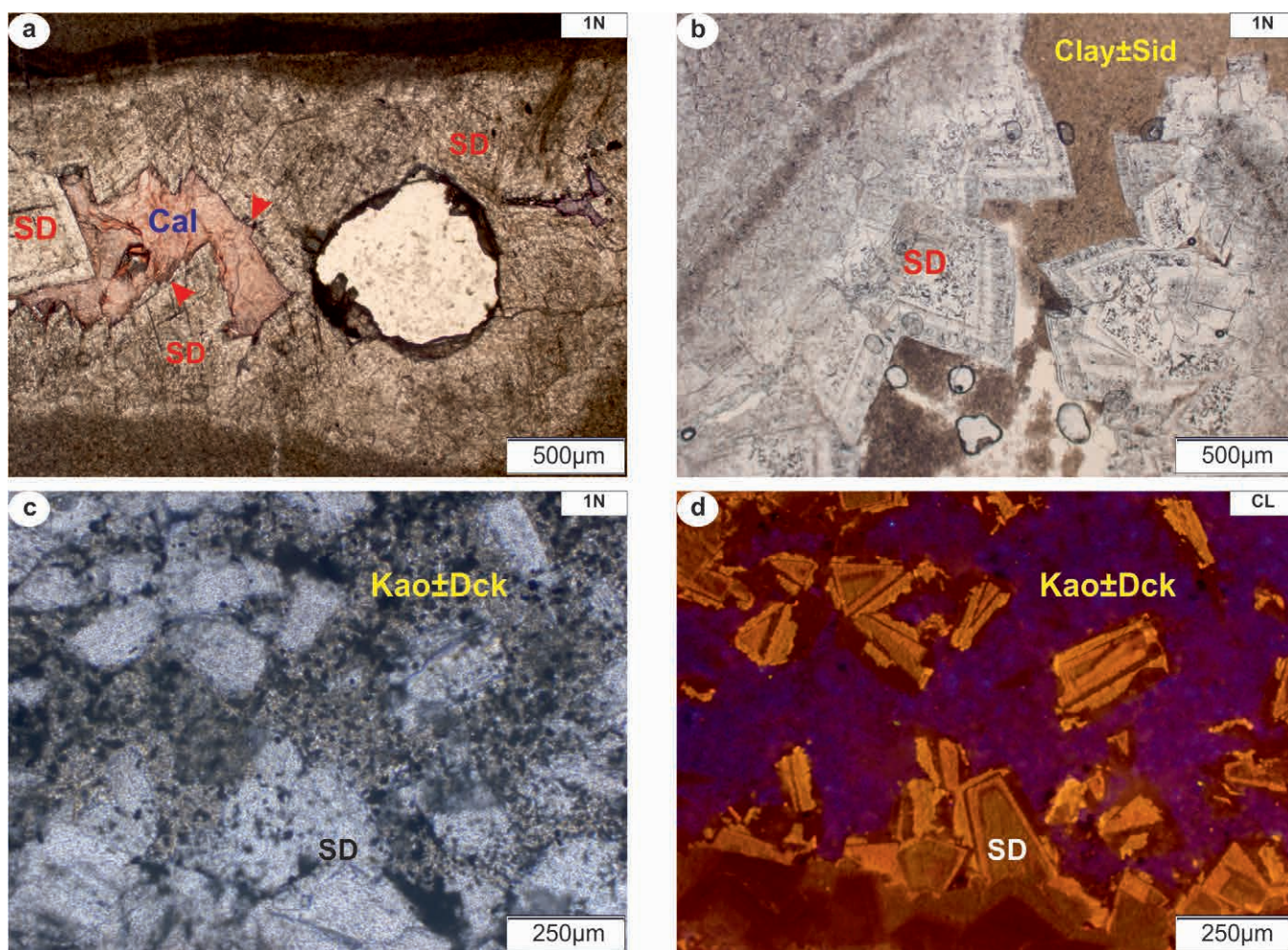
2. ábra Nyereg dolomittal és sziderittel teljesen kitöltött (a), valamint nyereg dolomittal részben kitöltött oldódásos eredetű pórások (b)

4.2. Fluidumzárvány petrográfia és mikrotermometria

A vizsgált nyereg dolomitokban a növekedési zónákban, illetve a kristályok felhős magjában szilárd- és fluidumzárványok egyaránt előfordulnak. Az UV-fluoreszcens vizsgálatok során a 23 vizsgált mintából 7 esetben figyeltünk meg kőolaj-tartalmú, elsődleges fluidumzárvány-együtteseket.

Jelen tanulmányban összesen 4 minta elsődleges, vizes fluidumzárványainak vizsgálati eredményeit közöljük, melyek közül 2 minta Üllés környéki fúrásokból, további kettő pedig egy mórahalmi fúrásból származott. A vizsgált fluidumzárványok a nyereg dolomit kristályok felhős magjaiban, valamint azok növekedési zónáiban helyezkedtek el. A vizes zárványok többnyire 2 fázisúak (L-V), folyadék dominánsak. A zárványok mérete ritkán haladja meg a 20 mikrométert. Alakjuk általában szabálytalan, de néhol felvehetnek negatív kristályformát. A mikrotermometriai vizsgálatok alapján a Mórhalomról származó nyereg dolomitok minimum kialakulási hőmérséklete (T_h) 166–219 °C közötti, míg az üllési minták esetében ugyanez az érték 138–186 °C közé tehető. Az üllési és mórahalmi mintákban mért végső jégolvadási hőmérsékletek között nem mutatkozott jelentős különbség ($T_m = -2,8 - -3,9$ °C), ami alapján a számított NaCl ekvivalens sótartalmuk 4,4–6,4 m/m% körüli.

A mellékközetet alkotó planáris-S típusú dolomitkristályokban kizárólag egyfázisú, metastabil állapotban lévő vizes zárványok figyelhetők meg, ami alapján alacsony (<50 °C) csapdázódási hőmérséklet valószínűsíthető.



3. ábra Nyereg dolomitos póruskitöltések és a követő ásványfázisok normál áteső fényű (1N), valamint katódlumineszcens mikroszkópi képei (CL). Jelkulcs: SD: nyereg dolomit, Cal: kalcit, Clay±Sid: agyagásványok és/vagy sziderit, Kao±Dck: kaolinit és/vagy dickit, piros nyilak: dolomit kristályokon kialakult visszaoldódási öblök.

4.3. Stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok

Stabil oxigén- és szénizotóp mérések összesen 13 mintából, nyereg dolomit kristályokból, valamint a befogadó dolomit-kőzetből készültek.

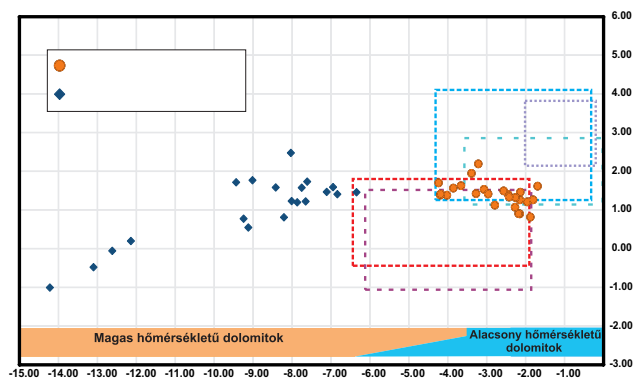
A szövetszelektíven kiválasztott minták közül a dolomit mellékkőzet izotópos összetétele $\delta^{18}\text{OV-PDB} = -1,69\text{‰}$ és $-4,24\text{‰}$, valamint $\delta^{13}\text{CV-PDB} = +0,82\text{‰}$ és $+2,19\text{‰}$ közé tehető. A nyereg dolomit $\delta^{18}\text{OV-PDB}$ értéke erősen negatív ($-6,3\text{‰}$ és $-14,2\text{‰}$ között változik), míg a $\delta^{13}\text{CV-PDB}$ értékük a $-1,01$ – $+2,47\text{‰}$ tartományba esik, tehát az oxigénizotóp-arányban nagyobb változékonyság mutatkozik, mint a szénizotóp esetén. Az adatokat $\delta^{13}\text{CV-PDB}$ – $\delta^{18}\text{OV-PDB}$ diagramon ábrázolva a nyereg dolomit adatpontjai jól elkülönülnek a mellékkőzetben mért értékektől (4. ábra).

5. Diszkusszió és következtetések

5.1. A nyereg dolomit kialakulási körülményei

Mivel a vizsgált területen nem ismertek a középső-triász és a középső-miocén között keletkezett üledékek, ezért csak a Tiszai-főegység hasonló kifejlődésű képződményei szolgálhatnak alapul a sülyedéstörténet becslésekor. Ha a Szegei-medence fejlődéstörténetét analógnak tekintjük ezekkel, akkor a késő-triásztól kezdődően gyors sülyedést és betemetődést kell feltételeznünk, aminek hatására a kőzetek 1500–2000 m mélységnél is mélyebbre, a mezogenezis fázisába kerültek (Haas, Péro, 2004).

Ezt követően az első biztonsággal korolható képződmény a Szegei Dolomit Formációra diszkordánsan települő, középső-miocén abrázios parti breccsa és konglomerátum, melyet a fekükkőzetek lepusztulási termékei alkotnak. Mivel a nyereg dolomit repedéskitöltést megfigyeltük a középső-miocén abrázios konglomerátumból mintázott sötétszürke dolomit-kavicsokon belül is, ezért annak kialakulási ideje – feltételezve hogy a hasonló tulajdonságokat mutató nyereg dolomitok nagyjából azonos időben keletkeztek – a középső-miocénél korábbra tehető.



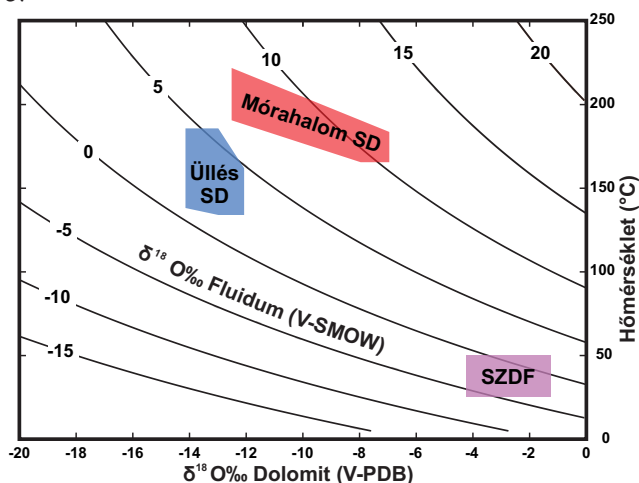
4. ábra A vizsgált minták oxigén- és szénizotóp összetételei összevetve a középső- és a felső-triász tengervízből képződött karbonátok tipikus izotóp összetételeivel (Korte et al., 2005)

Kérdéses azonban, hogy a különböző nyereg dolomit előfordulások kialakulása a diagenezis történet egy konkrét időszakára jellemző, vagy pedig időben egymástól elkülönülve, több ciklusban, de hasonló geokémiai környezetben zajlott-e. Ennek megválaszolásában a fluidumzárvány mikrotermometriai és stabilizotóp geokémiai vizsgálatok nyújthatnak támpontot, melyek segítségével jellemezhető az a fluidum, amelyből kiváltak a nyereg dolomit kristályai. A fluidumzárvány mikrotermometriai vizsgálatok alapján minden vizsgált képződmény magas hőmérsékletű, közepesen magas sótartalmú, vizes fluidumból kristályosodott ki. A mórashalmi minták valamivel magasabb hőmérséklettel jellemezhetőek, míg a sótartalmak között nem fedezhető fel szignifikáns különbség.

A nyereg dolomit kristályokban csapdázódott kőolajtartalmú elsődleges fluidumzárványok lehetnek a mellékkőzetben végbemenő érési folyamatok eredményei, vagy egy nagyobb léptékű szénhidrogénáramlási esemény nyomai.

A mért $\delta^{18}\text{O}$ -PDB és $\delta^{13}\text{C}$ -PDB értékek alapján a mellékkőzet a középső triász karbonátokra jellemző izotópos összetétellel rendelkezik, míg a nyereg dolomitok izotóposan könnyebb összetételűek, ami összefüggésben lehet a magasabb keletkezési hőmérséklettel (4. ábra).

A homogenizációs hőmérsékletek és a $\delta^{18}\text{O}$ -PDB adatok alapján a szülőfluidumok kalkulált $\delta^{18}\text{O}$ -SMOW értéke (5. ábra) az üllési nyereg dolomitok esetében +0.8‰ és +5.8‰ közé tehető, ami a medenceeredetű vizekre jellemző (Taylor, 1987). A mórashalmi minták esetében ugyanezen érték +6.4‰ és +11.5‰ közé tehető, ami alapján magmás, metamorf, vagy ezekkel keveredett medenceeredetű vizekből történhetett a kikristályosodás (Taylor, 1987). Ezen értékek alapján a vizsgált üllési és mórashalmi nyereg dolomit előfordulások – a kialakító fluidumok tekintetében – látványosan elkülönülnek egymástól (5. ábra).



5. ábra A vizsgált minták homogenizációs hőmérsékleteinek és $\delta^{18}\text{O}$ -PDB értékeinek diagramja. A görbék a szülőfluidum $\delta^{18}\text{O}$ -SMOW összetételét jelzik Land (1983) frakcionációs egyenlete alapján számolva. Jelölések: SD: nyereg dolomit, SZDF: mellékkőzet

A mellékkőzet dolomitjában megfigyelt egyfázisú vizes zárványok alapján alacsony kiválási hőmérséklet feltételezhető, amit alátámaszt az is, hogy Horváth (1990) korábbi diagenezistörténeti tanulmánya szerint a mellékkőzet dolomitizációja döntően kora-diagenetikus, sekélybetemetődési környezetben ment végbe. Ezek alapján 25–50 °C-os keletkezési hőmérsékletet feltételezve és a mért $\delta^{18}\text{O}$ -PDB értékekkel számolva megállapítható, hogy a mellékkőzet dolomitkristályai enyhén

negatív, 0 $\delta^{18}\text{O}$ -SMOW érték körüli oxigénizotóp összetételű vízből válhattak ki, ami összhangban van a középső-triász átlagos tengervíz összetételével (Korte et al., 2005).

5.2. Telogenetikus bélyegek

A megfigyelt repedéskitöltések közül a nyereg dolomit által részlegesen kitöltött pórusok belsejében megjelenő ásványfázisok lehetnek azok, amelyek keletkezése esetlegesen telogenetikus környezetben történhetett. Ezek az ásványfázisok a sziderit, a vasas kalcit, valamint különféle agyagásványok. A nyereg dolomit kristályok visszaoldódása, és a vasas kalcit általi helyettesítése a dedolomitizációs folyamatát jelzi, amelyet akár okozhatott hidrotermás hatás is, de ez a folyamat a felszínközeli, vadózus zónában a leggyakoribb, ahol meteorikus vizek alakítják át a dolomitkristályokat (Flügel 2004). A sziderit gyakori cementtípus meteorikus vizekkel átjárt felszínközeli környezetben (Morad et al., 2000), de hidrotermás eredete is lehetséges. Ásotthalom környéki mélyfúrásokban, metamorf kőzetekhez kapcsolódóan telogenetikus eredetű sziderit írtak le (Fiser-Nagy et al., 2015), melynek kora és kialakulási körülményei hasonlóak lehetnek az általunk megfigyelt szideritéhez. A kaolinit felszínközeli környezetben, szilicifikációs üledékekben a leggyakoribb (Morad et al., 2000), ahonnan esetleg bemosódással kerülhetett a középső-triász dolomit üregeibe. Azonban kaolinit és dickit hidrotermás úton is kialakulhat, ahol gyakran a nyereg dolomit kristályosodása után válik ki a hűlő, keveredő fluidumokból (Salas et al., 2007). Mindezek alapján a vizsgált kaolinit±dickit ásványok valószínűleg hidrotermális eredetűek, míg a vasas kalcit, sziderit, felszínközeli, meteorikus hatásra történt átalakulások nyomai lehetnek. Eredetük pontosítása érdekében további vizsgálatok szükségesek.

6. Köszönetnyilvánítás

Jelen tanulmány a K 108375 témaszámú OTKA projekt támogatásával, és a MOL Nyrt-vel kötött együttműködési megállapodás keretében készült.

Irodalomjegyzék

- Bércziné Makk, A. (1986): Acta Geologica Hungarica, 29/3–4, 261–282.
 Dickson, J. A. D. (1966): Journal of Sedimentary Research 36, 491–505.
 Fiser-Nagy Á., Mészáros E., Varga A., M Tóth T., Schubert F. (2015): 6. Közzétani és geokémiai vándorgyűlés kiadványa, Ópálos (Paulis), Románia, 47–50.
 Flügel, E. (2004): Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 924.
 Garaguly I. (2015): OTDK dolgozat, Kolozsvár
 Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád GY. (2010): Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest
 Haas, J., Péros, CS. (2004): International Journal of Earth Sciences 93, 297–313.
 Horváth A. (1990): Egyetemi doktori értekezés, kézirat, ELTE, Budapest.
 Land, L. S. 1983. SEPM Short Course Notes 10., 4–1–4–22.
 Morad, S., Ketzer, J. M., De Ros, L. F. (2000): Sedimentology 47, 95–120.
 Salas, J., Taberner, D., Esteban, M., Ayora, C. (2007): Geofluids 7, 99–111.
 Taylor, B. E. (1987): Short Course in Stable Isotope Geochemistry of Low Temperature Fluids, 13., Chap. 8., 337–418.

PAKS KÖRNYÉKÉNEK MÉLYFÖLDTANI JELLEMZÉSE ALAPFÚRÁSOK ÉS NEGYEDIDŐSZAKI KÉPZŐDMÉNYEK VIZSGÁLATA ALAPJÁN

Hajnal Andor^{1,2}, Viczián István¹

¹DE, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

²Isotoptech Zrt., Debrecen

e-mail: hajnalandor@isotoptech.hu

1. Bevezetés

Paks környékén, főleg az atomerőmű építésének megkezdése előtt nagy hangsúlyt fektettek a földtani környezet megismerésére. Egyrészt a földtani veszélyforrások (földrengéskockázat), másrészt a geotechnikai és statikai paraméterek meghatározása volt a cél. Ebből a célból az 1980-as években több mélyfúrás mélyült a város környékén. A mi esetünkben az volt a cél, hogy a területről rendelkezésre álló, eddig még nem közzétett ásványtani vizsgálati eredményeket összefoglaljuk és a fúrások adatait egybevevük.

2. Adatok

Paks környezetében öt darab alapfúrást választottunk ki. A fúrások, melyeket figyelembe vettünk a következők: Tengelic-2., és Paks-2., Paks-3., Paks-4/a., Paks-4/b., Paks-4/c. számú. A Tengelic-2. sz. fúrás földtani eredményeit teljes egészében közzétették (Halmai et al., 1982). A paksi fúrások közül a Paks-2. földtani feldolgozását Kósa László, Jámbor Áron és Hámos Géza, a többi feldolgozását Chikán Géza végezte. Ezek ásványtani, röntgendiffrakciós vizsgálatainak eredményeit még nem tette közzé senki, azok kéziratos jelentések formájában az MFGI-nél megtalálhatóak (Viczián 1981-1987). Tehát rendelkezésre álltak az alapfúrások rétegsorai, az ásvány- és kőzettani vizsgálatok eredményei. A paksi fúrások esetében a genetikai jelenségekre jellemző ásványok alapján igyekeztünk rekonstruálni az üledékanyag eredetét és az üledékképződési környezetet. Ennek elvi alapjait Viczián (2006-2007) tárgyalja. A vulkanogén üledékanyag jelenlétére magukban a fúrásokban meglévő vulkanitok összetétele alapján következtettünk.

3. Az alapfúrások rövid leírása

3.1 A Tengelic-2. számú alapfúrás

A Tengelic-2. számú fúrás a kutatási területtől legtávolabbi, de a legfeldolgozottabb, ezért ezzel kezdtük a munkát. A fúrás földtani feldolgozását Jámbor Áron irányította. A Tengelic-2. számú fúrást 1978-ban mélyítették és közel 1200 (1183,9) méter mélységet értek el. Ebben a mélységben miocén korú képződményeket (Ottngangi emelet – Szászvári Formáció; Kárpáti emelet – Tari Dácittufa Formáció; Bádeni emelet – Szilágyi Agyagmárga Formáció; Szarmata emelet – Szilágyi F. és Peremartoni Formációcsoport közötti képződmény) harántoltak.

Alulról felfelé haladva a Szászvári Formációban 4 réteget különítettek el, közülük az alsó kettő agyagos kötőanyagú, kavicsos és közettörmelékes homok. Ennek anyaga terrigén-törmelékes eredetűnek látszik, fő agyagásványa az illit, kevés illit/szmektit, szmektit és klorit mellett. Viszonylag sok a kvarc is, a homokos szemcsenagyság következtében. Kétféle földpát van, a minta karbonát-mentes. A kavicsok anyaga kloritpala, csillámpala, vulkanit. E fölött homok szemcsenagyságú, legfelül pedig típusos riolittufa települ. Összetétele a felette levő riolithoz (II. ciklus) hasonló. A vulkáni közettörmelékhez mindkét rétegben változó mennyiségű szürke aleuritós agyag keveredik.

A Tari Dácittufa Formáció túlnyomó részét riodácit és riodácittufa alkotja, amelyben a tetejéhez közel, egy rövid szakaszon sötétszürke, mikrorétegzett, halpikkelyes agyagmárga közbetelepülést találunk. Az ottngangi – kárpáti vulkanitok részletes ásvány- és kőzettani vizsgálatát Ravaszné Baranyai Livia (lásd Halmai et al. 1982) végezte. A vulkáni sorozaton belül 12 ciklust különített el, melyek közül az I. ciklus az ottngangi riolittufát, a II. – XII. ciklus pedig a Tari Dácittufa Formációt képviseli. Végeredményben a fúrás egyetlen képződményt alkotó vastag vulkáni összletén belül három nagy egységet különböztethetünk meg: a II. ciklus szferolitós riolitját, a III. – XI. ciklus riodácitját, riodácit ártufáját és a XII. ciklus riolittufáját. A vulkanitok agyagásványaira jellemző a szmektit, amely legtöbbször Na kicsérélhető kationt tartalmaz. Az illit hiányzik, de mindig viszonylag jelentős mennyiségű biotit található. Néhol szeladonit is lehetséges. A zeolitokat legtöbbször a mordenit, ritkán a klinoptilolit-heulandit képviseli, Kvarc csak a II. és III. ciklusban található, ezzel szemben a II. ciklus felső szintjétől kezdve és az összes többi ciklusban a kova-ásványokat opál-cristobalit képviseli. A plagioklász rendszeresen megtalálható, magas hőmérsékletű változat. Rendszeresen megjelenik mellette kevés kálföldpát, amely valószínűleg az alapanyagban finom átkristályosodási termék. Itt-ott kevés pirit volt kimutatható. A kőzetek gyakorlatilag karbonát-mentesek. A halpikkelyes agyagmárgában már megjelenik a sok kvarc, kevés illit és kalcit, kérdésesen még kevés biotit lehetséges. A Szilágyi Agyagmárga Formációban négy különböző közettípust különböztetünk meg. A bázisréteget pszammitos kőzetek alkotják, melyek két csoportra oszthatók: az egyik kerekített kavicsokat tartalmazó, finom és aprószemű homokkő agyagos kötőanyaggal; a másik szenes, valamint vörösesbarna agyag vulkáni kőzetdarabokkal. A következő réteg helyenként glaukonitosodott homokszemcséket tartalmazó, szürke színű, tufa eredetű mészmárga alkotja. Aleulit a képződmény alján és felső részén található. Az

agyagmárga rétegben a kőzetliszt- és a homoktartalom alulról felfelé növekszik, mikrorétegzett és legfelül vékony mészmárga betelepülés figyelhető meg. Az agyagmárga alsó része inkább terrigén komponenseket tartalmaz, illit, normális szmektit, de a felső részéből vett minta ismét erősen tufás anyagú, amelyben valószínűleg Na-montmorillonit, biotit, zeolit, opál-cristobalit található. A márgás jellegnek megfelelően a kalcit-tartalom 30-40 %-ra megnő, a felső mintában biogén jelleget mutató Mg-kalcit is van. A *szarmata képződmény* fő kőzettípusai alul mészkő, feljebb agyagmárga, aleurit, homok, szenes agyag, áthalmazott tufit és konglomerátum. Összetételükben a kalcit-tartalom alulról felfelé csökken, itt is lehet kevés biogén Mg-kalcit. A szilikátos rész olyan, mint az előző formáció teteje, erősen vulkanogén anyag. Fent egy helyen termés-kén az evaporitos jelleg halvány jele lehet. A vulkáni eredetű ásványok aránya még a felső rétegekben is magas.. Pannóniai kőrétegek képződményekben két nagy formációcsoportot különböztetünk meg. A *Peremartoni* és a *Dunántúli Formációcsoportot*.

A *Peremartoni Fcs.*-ban három formációt különíthetünk el, melyek a *Zalai*, a *Tófeji* és a *Drávai Formáció*. A *Zalai Formációt* pelit és homokkő építi fel váltakozva. Ez már főleg terrigén anyagú, illittel, de még kevés opál-cristobalit és mordenit mutatja a vulkanogén eredetet is. A *Tófeji Formáció* bázisrétege konglomerátum, erre pedig pszammitos rétegek települnek. Ezeket röntgennel nem vizsgáltuk. A *Drávai Formációban* négy réteget különítették el, melyek közül az alsó kettő és a legfelső anyaga szürke, agyagmárgás aleurit, a közbülső pedig halványszürke, aleuritós márga. Ez a szakasz már tisztán terrigén jellegű, illit, illit/szmektit, szmektit, klorit, a karbonátok között megjelenik kevés dolomit is a kalcit mellett, sőt a réteg alján a sziderit és sok pirit is.

A *Dunántúli Formációcsoportot* szintén három formációra bontották, melyek sorra a következők: *Somlói F.*, *Tihanyi F.* és *Toronyi F.* A teljes képződményt szürke homok, aleurit, agyagmárgás aleurit, aleuritós agyagmárga, vékony huminites agyag, agyagmárga és lignitrétegek sűrű váltakozása építi fel. A *Somlói F.*-t a rétegek nagy átlagvastagsága, a homok- és agyagmárgarétegek kisebb, az aleuritrétegek nagyobb részaránya jellemzi. A *Tihanyi F.*-ban jelentősen megnövekszik a homok és az aleuritós agyagmárga, lecsökken az aleuritok részaránya, és jellemzővé válnak a mocsári huminites agyag-, szenes agyag-, agyagos lignit és lignitrétegek. Mindezek a kőzettani változatok egységesen terrigén-törmelékes, szinte teljesen egyforma ásványtársulást hordoznak, ez az előző, Peremartoni Formációcsoport felső részétől csak abban tér el, hogy nincs külön montmorillonit. A *Toronyi F.* felépítése annyiban tér el a feküjétől, hogy csak két vékony szenes, mocsári közbetelepülést tartalmaz, a rétegek átlagvastagsága pedig tovább csökken. A felső rész rétegei sárgák vagy sárgafoltosak. Már a *Tihanyi F.* felső részén és a *Toronyi F.*-ban megjelenik újra a jelentős mennyiségű montmorillonit, sőt nyomokban kaolinit is. A sárga szín goethittől származik. Mindez szárazföldi üledékképződésre, oxidáltabb viszonyokra utal.

Negyedidőszaki képződményekben megkülönböztetjük a pleisztocén és a holocén folyamán lerakódott üledékeket. A *pleisztocén sorozat* homok rétegei a ciklusos felépítésnek megfelelően az összlet alsó harmadában találhatóak. A képződmény többi része főként vörös-sárga, vagy vörös-sárga-szürke tarka agyag, illetve agyagmárgás aleu-

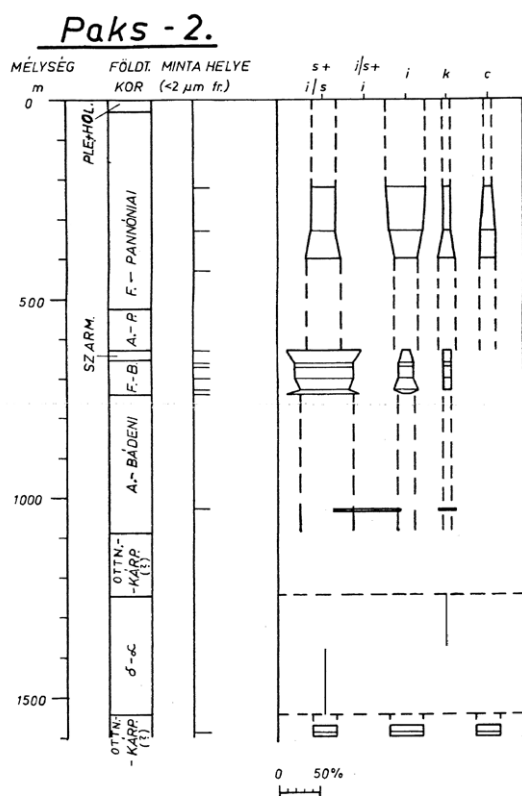
rit, agyagos aleurit. Ez a Tengelici Vörösayag Formáció névadó lelőhelye (Koloszár 2004). A vörös agyagot terrigén, mérsékelten mállott, de rosszul kristályosodott agyagásványok, montmorillonit, illit, klorit jellemzik, a vörös szín forrásaképpen csak bizonytalanul goethit volt kimutatható. A kalcit mészkonkréciókat jelez. Itt található a vörös agyagok alatt egy tufás réteg is, amely Jámbor Á. szerint a bári bazalt kitöréséből származhat. Ebben jellegzetes vermikulit?, illit/montmorillonit/vermikulit? kevert rétegű ásvány-együttes található. A vörös agyag felett a középső pleisztocén tarka agyagban már megjelenik a kaolinit is, ami melegebb, nedvesebb éghajlat jele. A *holocén képződmény* a felső 1 méterében talajosodott, egyébként világos színű, finomszemű, jól osztályozott, szél által megmunkált szemcsékből álló futóhomok, mely jelentős lepusztulás után települ rá a fekvő rétegekre.

3.2 A Paks-2. számú alapfúrás

Mivel a paksi alapfúrásokról nem állt rendelkezésre olyan részletes tanulmány, mint a Tengelici-2. számú fúrásról, ezért nagy vonalakban írjuk le a főbb megállapításokat. A Paks-2. sz. fúrást 1593,0 méterig mélyítették, mellyel a kárpáti emeletig jutottak, és a következő képződményeket harántolták: *Szászvári és Tari Dácittufa F.*, *Szilágyi Agyagmárga F.*, *szarmata képződmények*, *Peremartoni és Dunántúli Fcs.*, *negyedidőszaki képződmények*. A 2 mikron alatti frakcióban az agyagásványok megoszlása alapján két típust különítettünk el (1. ábra). A „kloritos” asszociáció jellemzője a viszonylag sok, állandóan megjelenő klorit, míg a „montmorillonit-kevert-szerkezetű” asszociációból hiányzik a klorit és uralkodó agyagásványa az illit/montmorillonit kevert szerkezetű társulás, mely gyakran tiszta montmorillonitba megy át. Ezek a típusok rétegtanilag is meghatározott szintekben jelentkeznek. A „kloritos” asszociáció jellemző a pleisztocén és felső-pannon rétegekre, majd a kárpáti emeletnek a dacito-andezit alatti szakaszára. (Sajnos az alsó-pannonból itt nincs vizsgálat.) Az „illit/montmorillonit kevert szerkezetű” pedig a szarmata, bádeni és a kárpáti emelet dacito-andezit felett települő szakaszában található. Jellemző kőzetek ebben a szarmatától lefelé terjedő rétegsorban az agyagmárga, homokos agyagmárga, kőzetlisztes agyagmárga, mészmárga és vulkáni eredetű kőzetek. A tufának leírt kőzetek és a közbetelepült üledékek agyagásványos és egyéb ásványos összetétele között nincs rendszeres különbség. Az üledékanyag túlnyomórészt közeli, a helyi vulkán lepusztulásából eredeztethető. A vulkáni működés a kárpáti emelettől kezdve megszakította az addig folyó, a medence egészére jellemző törmelékes üledékképződést, majd miután ez a helyi üledékanyag forrás a szarmata után megszűnt ismét helyreállt távolabbi lehordási területekről a molasz-jellegű üledékanyag szállítás és lerakódás. Ennek felső szakaszán, a *Tihanyi F.*-ban a kalcit:dolomit arány közel 1 lesz, majd a formáció tetején megnő a montmorillonit tartalom is. Ez a szárazföldi üledékképződés megindulására jellemző. Az i/m kevert szerkezetet a fúrás által harántolt, néhány száz méteres mélységközben még normális betemetődésből eredő diagenetikus hatás nem érte.

A fúrás alján, a Gyulakeszi Formációba sorolható dacito-andezites, lávaarak és ignimbrit-leplek váltakozásából álló vulkáni sorozatban (1244,8-1542,0 m) az I-V. ciklus kőzetei inkább montmorillonitos, az 1371 m-től felette települő, VI-X. ciklus kőzetei inkább kaolinites hidrotermális

elbontást szenvedtek, ez utóbbiban dolomit is megjelenik hidrotermális kiválásként. A biotit általában kloritosan bontott, ami a radioaktív kormeghatározást zavarta.



1. ábra Paks-2. számú fúrás agyagásványvizsgálatának mélység szerinti eloszlása (Viczián I. alapján)

3.3 A Paks-3. számú alapfúrás

A Paks-3. sz. fúrást 625 méter mélységig fúrták, és felső-bádeni, pannóniai és negyedidőszaki rétegeket harántolt. Műszeres ásványtani vizsgálatok csak a két pannóniai formációcsoportból készültek, mégpedig a *Peremartoni* és a *Dunántúli Fcs.*-ből.

A *Peremartoni Fcs.* szakaszában nagy a kalcittartalom, így a kőzeteket kőzetlisztes márga és mészmárga névvel jegyezték. A szmektit-illit arány $\frac{3}{4}$, más agyagásvány (klorit, kaolinit) hiányzik. A 2 mikronnál kisebb frakcióban a (tiszt) szmektit két-háromszor több mint az illit. Opál-CT jelenléte a szilikátos összetevők nagy részének savanyú tufás eredetére utal. A sziderit és pirit redukációs üledékképződésre utal.

A *Dunántúli Fcs.* hosszú, egyveretű szakaszára a 20% körüli kalcit-tartalom és valamivel 10% alatti dolomit-tartalom jellemző. A *Somló* F.-ban lecsökken a karbonátok összmenyisége, így a kőzeteket agyagos kőzetliszt névvel jelölik. A plagioklász mellett, rendszeresen megjelenik a kálföldpát is. Az agyagásványok közül a teljes kőzetre nézve az illit és a klorit uralkodó, míg a kaolinit hiányzik. A szmektit elmarad az illit mellett, részben kevert szerkezetű. A 2 mikron alatti frakcióban a szmektit – illit arány 1:1. A szilikátos anyag kevésbé mállott felszínről mechanikailag áthalmozott, terrigén törmelékes eredetű. A *Toronyi F.*-ig nem változik lényegesen a szakasz ásványos összetétele, ezután viszont megnő a szmektit-tartalom és a kalcit-dolomit arány közel azonos lesz. A 2 mikron alatti frakcióban a kevert szerkezet szmektit-hányada

100% lesz. A legfelső szakaszban a szmektit:illit arány 3-ra nő. Mindez szárazföldi üledékképződésre és feltehetően száraz, meleg éghajlatra utal a pannóniai végén és a pleisztocén elején.

3.4 A Paks-4/a. számú alapfúrás

A Paks-4/a. számú fúrást 567 méterig mélyítették, és felső-bádeni, pannóniai és negyedkori rétegeket harántolt. Az ásványtani vizsgálatok a *Szilágyi Agyagmárga F.*, *Peremartoni* és a *Dunántúli Fcs.*-ra vonatkoznak.

A *Szilágyi Agyagmárga F.* uralkodóan agyagmárga, tektonikus breccsa betelepüléssel. A teljes kőzet összetételében leggyakoribb agyagásvány az illit, kevés kevert szerkezetű illit/szmektit, szmektit, valamint kaolinit és klorit is megjelenik. Kaolinit csak itt mutatható ki. A kvarctartalom 10% körüli. Emellett opál-CT és amorf vulkáni üveg is megjelenik. Kalcit, plagioklász megtalálható, míg dolomit és kálföldpát nincs. Jelentős a pirit-tartalom. A 2 mikron alatti frakcióban sok a tiszta szmektit, az illit kis mennyiségben van jelen. Az üledékanyagban a terrigén törmelékes mellett a savanyú piroklasztikus, vulkanogén eredetű anyag dominál. Redukáló közegben mehetett végbe a leülepedés.

A *Somló* és *Tihanyi F.* egyveretű, hosszú szakasz, amely főleg szürke agyagmárgás kőzetlisztből épül fel. A teljes kőzetben az agyagásványok közül az illit és a klorit dominál, a kevert szerkezet és a szmektit alárendelt, míg a kaolinit hiányzik. Plagioklász mindig, kálföldpát szórványosan jelenik meg. A kalcitnál kevesebb a dolomit-tartalom. A karbonát-tartalom felfelé csökken. A 2 mikron alatti frakcióban az illit és az (általában nagy szmektit-tartalmú) illit/szmektit kevert szerkezet a leggyakoribb, kis mennyiségben kaolinit és klorit is jelen van. Az üledék terrigén törmelékes eredetű, diagenetikus átalakulást nem mutat.

A *Toronyi F.* szintén agyagmárgás vagy agyagos kőzetliszt, finomszemcséjű homok betelepülésekkel. Színük változik szürkéről sárgára, szürkéssárgára. A teljes kőzet agyagásványai az illit és klorit, de az utóbbi mennyisége felfelé csökken. Felfelé a kalcit-dolomit arány közel azonos lesz. A 2 mikron alatti frakcióban a szmektit és a nagy szmektit-tartalmú kevert szerkezet válik dominánssá. A limonit csak ebben a frakcióban jelentkezik kevés goethit formájában. Itt már oxidáló, szárazföldi viszonyok uralkodnak, száraz, meleg éghajlat mellett.

Felfelé haladva agyaglencsés homokos kőzetliszt jelentkezik, zöldesszürke, szürke foltokkal. Sok a kvarc a homokos összetételnek köszönhetően. A klorit és a karbonátok hiányoznak. A finomfrakcióban az illit és a szmektit a leggyakoribbak. Jellegzetes a klorit hiánya és a kaolinit, illetve kevert szerkezetű kaolinit/szmektit/montmorillonit jelenléte.

3.5 A Paks-4/b. számú alapfúrás

A Paks-4/b. számú fúrást 300,3 méterig mélyítették. A fúrás negyedidőszaki és felső-pannóniai rétegeket harántolt. Kőzettani jellegük agyagmárgás kőzetliszt.

A *Tihanyi F.*-ban a kalcittartalom 20% alatt, a dolomit-tartalom 10% alatt van, kőzetösszetétel az agyagmárgának felel meg. A plagioklász mellett rendszeresen megjelenik a kálföldpát is. A teljes kőzetben az agyagásványok közül az illit és klorit jelenik meg leggyakrabban, a kaolinit

hiányzik. A szmektit és az illit/szmektit mennyisége elmarad az illittől. A finomfrakcióban a szmektit sokkal kevesebb, mint az illit. A kevert szerkezet szmektit-hánya-da változó, de általában 100% alatti. A szilikátos anyag kevésbé mállott felszínről mechanikailag áthalmozott, terrigén törmelékes eredetű.

A *Toronyi F.*-ban megnő a szmektit-tartalom. A finomfrakcióban már a *Tihanyi* legfelső szakaszában megnő a szmektit-tartalom és nagyjából egyenlővé válik az illittel. A kevert szerkezet szmektit-hánya-da 100% lesz. Ez itt is szárazföldi üledékképződésre és feltehetően száraz meleg éghajlatra utal.

3.6. A Paks-4/c. számú alapfúrás

A Paks-4/c. számú alapfúrást 566,8 m-ig mélyítették. A bádeni Szilágyi Agyagmárga Formációt 1-2 m vastag szerkezeti vonal határolja a fölötté következő felső-pannóniai rétegektől, amelyben megkülönböztethetjük a Somlói, Tihanyi és Toronyi Formációkat. A Szilágyi Agyagmárgában még megtaláljuk a vulkanogén komponenseket, mint a magas-plagioklász és a Na-montmorillonitot. Az alsó mintában viszonylag sok és kevert rétegű kaolinit/szmektit található, de klorit még nem. A Szilágyi Agyagmárga felső része és a további pannóniai rétegsor már jellegzetes terrigén törmelékes, illit, klorit dominálnak, de rendszeresen megjelenik kevés kaolinit is. A Toronyi Formáció tetején itt is megjelenik a száraz, meleg éghajlatra utaló nagyobb dolomit tartalom, de a többi ásvány aránya nem változik.

3.6 Röviden a negyedidőszaki képződményekről

A negyedidőszaki képződmények (pleisztocén, holocén) uralkodóan fluviális és eolikus szállítódású törmelékes üledékes kőzetek sorozata (homok, agyag, lösz, talaj és ezek különböző mértékű keveréke). A glaciális időszak hidegebb szakaszaiban löszképződés jellemző, melyet az interglaciális, melegebb szakaszok paleotalaj képződése tör meg. A dombvidékeken keletkezett löszkomplexumokat *Paksi Lösz F.*-nak nevezik, amelynek a *Tengelici Vörösigyag F.* a fekvője (Földvári, Kovács-Pálffy, 2002).

A *Paksi Lösz F.* négy egységre bontható rétegtanilag:

1. Paks II.
2. Paks I.
3. Mende-Basaharc.
4. Dunaújváros.

Az agyagásványok közül az illit uralkodik. A löszös rétegek finomfrakciójában az agyagásványok felét a montmorillonit, egynegyedét az illit adja. Kaolinit nincs vagy nagyon kis mennyiségben. A durvább frakcióban a vermikulit és klorit van túlsúlyban (Viczián, 2002; 2006-2007).

A paleotalajok finomfrakciójában az uralkodó agyagásványok szmektit, illit és klorit. Az illit/szmektit kevert szerkezet és a vermikulit kevésbé gyakori, a kaolinit pedig teljesen hiányzik. A hideg klimatikus hatás meggátolta a kémiai mállás folyamatát, így a löszök összetétele az anyakőzet összetételét adják vissza.

4. Összefoglaló

A képződési körülményekre jellemző ásványokat és a hozzájuk rendelhető képződményeket a következő felsorolás tartalmazza:

- *vulkanogén üledékanyag*: magas-plagioklász, sok szmektit, Na-szmektit, opál-cristobalit, mordenit, klinoptilolit-heulandit, vulkáni üveg (Tari Dácittufa F., Gyulakeszi F. (dacito-andezit), Szászvári F., Szilágyi Agyagmárga F., Szarmata képződmények és Zalai F. egyes részei)
- *terrigen-törmelékes üledékanyag*: jól-kristályos illit, klorit, kevesebb szmektit - illit/szmektit kevert szerkezet, kvarc (szemcsenagyságtól függő mennyiségben), alacsony-plagioklász, kalcit kb. 3x annyi, mint a dolomit (Fertőrákosi F., Zalai F. egyesrészei, Drávai F., Somlói F., Tihanyi F., Toronyi F. egyes részei, negyedidőszaki képződmények egyes részei)
- *szárazföldi üledékképződés, feltehetőleg meleg-száraz éghajlat*: (a terrigen-törmelékeshez képest) több szmektit, esetleg kevés kaolinit, dolomit:kalcit arány kb. 1, oxidált vas-ásvány: goethit (a minta színe sárga), (Szászvár F., Szarmata képződmények, Tihanyi F. legteteje, Toronyi F. egyesrészei, Tengelici Vörös Agyag F.)
- *bontott bazalttufa*: vermikulitos kevert szerkezetek (Bári Bazalt F.).

Irodalomjegyzék

- Földvári, M., Kovács-Pálffy, P. (2002): Mineralogical study of the Tengelic Formation and the loess complex of the Tolna Hegyhát and Mórág Hills areas (Hungary), *Acta Geologica Hungarica*, 45/3, 247-263.
- Halmi, J., Jámor, Á., Ravaszné Baranyai L., Vető I. (1982): A Tengelic 2.sz. fúrás földtani eredményei, *MÁFI Évkönyv LXV. kötet*, 1-113.
- Koloszár L. (2004): A Tengelici Formáció kifejlődései a DK-Dunántúlon, *Földtani Közöny*, 134/3, 345-369.
- Viczián, I. (1981): A Paks-2.sz. fúrás agyagásványvizsgálatának földtani értelmezése, *MÁFI Jelentés, Kézirat*, 1-8.
- Viczián, I. (1987): A Paks-3.sz. fúrás mintáinak röntgendiffrakciós vizsgálata, *MÁFI Jelentés, Kézirat*, 1-3.
- Viczián, I. (1987): A Paks-4/a.sz. fúrás mintáinak röntgendiffrakciós vizsgálata, *MÁFI Jelentés, Kézirat*, 1-3.
- Viczián, I. (1987): A Paks-4/b.sz. fúrás mintáinak röntgendiffrakciós vizsgálata, *MÁFI Jelentés, Kézirat*, 1-2.
- Viczián, I. (1987): A Paks-4/c.. sz. fúrás mintáinak röntgendiffrakciós vizsgálata, *MÁFI Jelentés, Kézirat*, 1-2.
- Viczián, I. (2002): Clay mineralogy of Quaternary sediments covering mountainous and hilly areas of Hungary, *Acta Geologica Hungarica*, 45/3, 265-286.
- Viczián, I. (2006-2007): Mineralogy of Pliocene to Middle Pleistocene red clays in SE Transdanubia (Hungary). Review of the quantitative data, *Acta Mineralogica-Petrographica*, 47, 25-46.

A PÁSZTORI VULKÁN MŰKÖDÉSE: ÚJ KÖZETTANI, VULKANOLÓGIAI ÉS GEKRONOLÓGIAI EREDMÉNYEK

Harangi Sz.¹, Lukács R.¹, Sebe K.², Józsa S.³, Schléder Zs.⁴, Dunkl I.⁵, Benkó Zs.⁶, Magyar I.⁷, Konrád Gy.², A. Kronz⁸

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

e-mail: szabolcs.harangi@geology.elte.hu

1. Bevezetés

A Kárpát-Panon térség neogén-kvarter vulkáni működésének egyik meghatározó része volt az alkáli bazalt vulkanizmus. Ennek során kisebb-nagyobb monogenetikus vulkáni mezők épültek fel, bár önálló kitörési centrumok is kialakultak (pl. Lukácskő, Putikó). Felszínen csak bazaltok jelennek meg, azonban a kislétföldi szénhidrogénkutató fúrások Pásztori környékén trachit kőzetet is feltártak több mint 2000 méter mélységben (Balázs, Nusszer, 1987). E kőzetek első részletes közettani és geokémiai leírását Harangi et al. (1995) és Harangi (2001) publikálta, akik alkáli trachitot, trachandezitot és alkáli bazaltokat különítettek el a vulkáni sorozaton belül. Értelmezésük szerint a bazaltok a burgenlandi 11 Ma korú bazaltokkal mutattak rokonságot. A vulkáni képződmények további részletes vizsgálati eredményei Schléder (2001) szakdolgozatában jelentek meg. A kutatások alapján egy több mint 1000 méter magasságú, összetett trachit vulkánt sikerült rekonstruálni, ami vélhetően szigetként emelkedett ki a tengeri/tavi környezetből. Újabban a Pécs közeli Danitzpuszta felső-miocén (pannóniai) mészmárgás rétegsorában került elő egy vulkáni eredetű betelepülés (Sebe et al. 2016), aminek ásványai felvetették a Pásztori vulkánval való esetleges kapcsolatot. Előadásunkban új vizsgálati eredményeket mutatunk be, ami pontosítja a Pásztori vulkán működéséről való ismereteinket.

2.1. Eredmények: a Pásztori vulkán

A Pásztori vulkán alkáli trachit és trachandezit lávakőzetekből, lávabreccsákból és piroklasztitokból épül fel, ami mellett alárendelten jelenik meg alkáli bazalt lávakőzet és durvakristályos szienit. A vulkáni rétegsor alsó részén helyenként aleurolitos, márgás közbetelepülések vannak és nem ritkák a peperitek, amelyek a trachitos láva és konszolidálatlan tengeri üledék keveredése során alakultak ki.

A vulkáni működés idejére az első K-Ar mérések $11,5 \pm 0,9$ Ma és $13,3 \pm 0,9$ Ma kort adtak (Balogh K., szóbeli közlés). Ez alátámasztotta a pásztori és burgenlandi bazaltok petrogenetikai rokonságát (Harangi et al. 1995). A cirkon fission track korok ($11,4 \pm 0,6$ Ma és $12,3 \pm 0,8$ Ma) megerősítették, hogy a vulkáni működés a szarmata-pannon határon játszódott.

A bazalt-trachandezit-alkáli trachit kőzetsorozat geokémiai összetétele kogenetikus kapcsolatot jelez, azaz a fejlett kőzettípusok bazaltos magma frakcionációs kristályosodása során alakultak ki. Az izotópgeokémiai adatok alapján kéreg asszimiláció, számottevő magmakeveredés nem történt. A petrogenetikai modellszámítások azt jelzik, hogy a trachitos magma az eredeti bazaltos magma mintegy 10-20%-a lehet. Mindebből az következik, hogy a földkéreg alsó részén je-

lentős mennyiségű mafikus kőzetanyag maradhatott, ami összhangban van a mágneses hatószámítási adatokkal és a Moho réteges szeizmikus jellegével.

2.2. Eredmények: a Pásztori vulkán disztális üledéke

A Pécshez tartozó Danitzpuszta mészmárgás összelete a Panon-tóban keletkezett, a biosztratigráfiai elemzések alapján a *Lymnocardium schedelianum* szubltorális molluszkabiozónához tartozik. A sorozat felső részén jelenik meg egy 10 centiméter vastag, laterálisan jól követhető tefra réteg.

A tefra fő alkotói alkáli földpát és plagioklász, biotit, monoklin piroxén (ferro-diposid és egirinaugit), amfibol (kerzuit), apatit és vulkáni üvegszilánkok (túlnyomórészt horzsaköves üvegdarabok). Ez az ásványegyüttes tökéletesen megegyezik a Pásztori vulkán trachandezit és alkáli trachit kőzeteinek ásványaival. A vulkáni üvegek több-kevesebb átalakuláson mentek át, üde kémiai összetételt nem tudunk mérni. Az amfibolok és piroxének, valamint a földpátok kémiai összetétele átfed a pásztori kőzetmintákban mértekkel, megerősítve a genetikai kapcsolatot.

A danitzpusztai tefra biotit- és üvegszeparátumán $11,8 \pm 0,2$ Ma K-Ar izokron kort kaptunk, míg az apatitokon meghatározott He-kor $11,83 \pm 2,0$ Ma. Ezek a koradatok azonosak a Pásztori vulkán képződményeire kapott koradatokkal, megerősítve az ásványtani korrelációs kapcsolatot. Mindezek alapján a danitzpusztai tefra a több mint 200 km távolságban lévő Pásztori vulkán egy jelentősebb robbanásos kitöréséből származhat.

3. További következtetések

Az új eredmények további ismereteket adtak a Pásztori vulkán működéséről, a danitzpusztai tefraüledékkel való kapcsolata pedig kiemeli rétegtani, kronosztratigráfiai szerepét. Mindez további kutatómunkára sarkall, többek között a biosztratigráfiai és geokronológiai eredmények közötti kis mértékű különbség feloldására, valamint a Pásztori vulkán további disztális tefra anyagának nyomozására a térség idős pannóniai üledékeiben.

Irodalomjegyzék

- Balázs E., Nusszer A. (1987): MÁFI Évk., LXIX, 95-103
Harangi Sz (2001): Acta Vulcanologica, 13, 25-39.
Harangi Sz, Vaselli O, Tonařini S, Szabó Cs, Harangi R, Coradossi N (1995): Acta Vulcanologica, 7, 189-197.
Schléder Zs (2001): Szakdolgozat, ELTE, Budapest, 109 p.
Sebe K., Konrád, Gy., Lukács R., Harangi Sz, Benkó Zs., Pécskay Z., Magyar I., Dunkl I., Sztanó O., Józsa S. (2016): RCMNS Interim Colloquium 2016 Zagreb, Abstracts, 43-44.

REPEDEZETTSÉG ELŐREJELZÉS A BÁTAAPÁTI NRHT-T BEFOGADÓ KÖZETTESTBEN A BN1-1 ÉS BN2-1 JELŰ ELŐFÚRÁSOK ALAPJÁN

Istovics Krisztina¹, M. Tóth Tivadar¹

¹ SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

e-mail: isto.krisz@gmail.com, mtoth@gmail.com

1. Bevezetés

Napjaink egyik legfontosabb környezetföldtani feladata az atomerőművek által kibocsátott radioaktív anyagok biztonságos, és végleges tárolásának megoldása. Magyarországon, Bataapátiban létesült kis- és közepes-aktivitású radioaktív hulladékok befogadására alkalmas felszín alatti tároló. Az építés 2005-ben kezdődött, jelenleg 4 kamrával, és a hozzájuk kapcsolódó szervízvágatokkal 2012 óta üzemel. További két kamra építése tervezett a kamramező eddig feltáratlan nyugati oldalán. A Nyugati feltáró vágatból két vízszintes előfúrás mélyült BN1-1 és BN2-1 néven. Jelen kutatás a két előfúrás magkihozatalának repedéseit, valami BHTV adatsorát vizsgálja, célja, hogy mérhető törésgéometriai paraméterek alapján generált törésmodell értékelésével jellemezze a fúrások környezetének repedezettség viszonyait.

2. Törésmodellezés

Első lépésként elkészült a fúrómagok 15 megapixeles felbontású fotódokumentációja, majd képanalízis segítségével megtörtént a törések azonosítása. A törés mintázat alapján háromféle megközelítéssel jellemezhető a töréshálózat 1 dimenziós metszete. A töréssűrűség (1/m), és törések közötti távolság szelvények mellett a mintázat fraktál dimenziója is használható a repedezettség intenzitásának mérőszámaként.

A törésmintázat fraktáldimenziójának kiszámításhoz szükséges ismerni a Hurst-kitevőt (H), mely Benoit 1.3 szoftverrel került meghatározásra, R/S analízis alkalmazásával (Kamera, M. Tóth, 2011). A H nem vehető állandónak a teljes fúrás mentén a változó deformáltság miatt, ezért javasolt a magot egységnyi, átlapoló intervallumokra felosztani, majd a H értékét az így kapott rövidebb szakaszokra megadni. A vizsgált fúrás esetében a H-t 40 m-es magszakaszokra, 10 m-es eltolódásokkal (pl. 10-50 m, 20-60 m, 30-70 m, stb.) számoltuk (Istovics, M. Tóth, 2016).

A térbeli törés modell kialakításához a töréssűrűség mellett repedések méreteloszlása is alapvető paraméter. Ennek számításához két eltérő érzékenyséű módszer mérési eredményeinek ismerete szükséges. A BN1-1 és BN2-1 fúrásból a digitális képanalízis eredményei mellett rendelkezésre állnak BHTV adatok is, melyekre szintén elkészültek a fenti elemzések. A két mérési eredményből (képanalízis, BHTV) kapott 1/m mértékegységű töréssűrűség értékekből megfelelő matematikai eljárással

a kívánt hatványfüggvény eloszlásfüggvény együtthatói (E, F) meghatározhatók.

A töréssűrűség, a méreteloszlás, valamint a BHTV szelvény értelmezésével kapott orientáció adatok alapján megfelelő szimulációs környezetben (RepSim), fúrásonként generált 10 azonosan valószínű törésmodell nem mutatott szignifikáns eltérést. A szimulált törésmodell értelmezhető a kommunikáló törés alrendszerek térbeli helyzete, nagysága, a repedezett porozitás, a permeabilitás anizotrópiája, valamint a reprezentatív elemi térfogat vonatkozásában.

A két fúrás menti töréshálózat összevetésével a tervezett vágatokat befogadó kőzetkörnyezet repedezettsége prognosztizálható, így még vágathajtás előtt információ nyerhető a kőzettest állapotáról.

3. Kőzettípustól függő töredezettség

A Mórággyi Gránitot felépítő négyféle granitoid kőzettípus figyelembevételével precízebb elméleti törésmodell készíthető, mivel ezek az altípusok a megfigyelések szerint eltérő mértékben töredeztettek.

A fúrás mentén dokumentált kőzetek korreláció analízist alkalmazva összevethetők a repedezettség intenzitással. Az elsődleges eredmények alapján a legtöredezettebbnek az aplit mutatkozik, ez a megállapítás egybe vág a korábbi vizsgálatok tapasztalataival (Szebényi et al., 2012). A gránitot egyveretűnek tekintő modell pontosítható, ha a fúrás menti kőzettípusokat különböző, rájuk jellemző töréssűrűségi adatokkal építjük be a modellbe. Az információ földtani térképek alapján kiterjeszthető, így az NRHT későbbi vágatait befogadó kőzetkörnyezetről egy realisabb elméleti törésmodell adható.

Irodalomjegyzék

- Istovics K., M. Tóth T. (2016): Mérnökgeológia-Kőzetmechanika 2016., 119-128.
Kamera R., M. Tóth T. (2012): Mérnökgeológia-Kőzetmechanika 2011., Budapest, 193-198.
M. Tóth T. (2010): Journal of Structural Geology, 32, 878-885.
Szebényi G., Török P., András E., Szamos I., Mező Gy., Korpai F., Kovács L. (2012.): Kézirat, Mecsekérc, Pécs, RHK-K-020/12.

VÁLTOZATOS EREDETŰ KLINOPIROXÉNEK ALKÁLI BAZALTOKBAN: KÖVETKEZTETÉSEK AZ ÁSVÁNYOK NYOMELEM-ÖSSZETÉTELÉBŐL

Jankovics M. Éva¹, Taracsák Zoltán², Dobosi Gábor^{1,3}, Embey-István Antal⁴, Batki Anikó¹, Harangi Szabolcs^{1,2}, Christoph A. Hauzenberger⁵

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

⁴ Magyar Természettudományi Múzeum, Ásvány- és Kőzettár, Budapest

⁵ Institute of Earth Sciences, Karl-Franzens-University of Graz, Austria

e-mail: m.eva.jankovics@gmail.com

Az alkáli mafikus vulkáni kőzetekben található klinopiroxén kristályokat világszerte részletesen vizsgálták az elmúlt négy évtizedben, amely tanulmányok változatos szöveti megjelenésű és kémiai összetételű klinopiroxéneket írtak le, illetve kimutatták sokféle eredetüket (pl. Wass, 1979; Duda és Schmincke, 1985; Dobosi és Fodor, 1992). A klinopiroxén fontos petrogenetikai indikátornak tekinthető, amelynek elemzésével következtethetünk a magmák összetételbeli fejlődésére, a nyílt- és zárt-rendszerű magmás folyamatokra és a magmák feláramlási történetére.

Zöld magvú klinopiroxének gyakran megfigyelhetők alkáli bazaltokban, bazanitokban, nefelinitekben vagy leucititeken, amelyeket számos lelőhelyről ismerünk világszerte, például az Eifelből, a Massif Centralból, az olaszországi vulkáni területekről, a Kanári-szigetektől és a Pannon-medencéből. Ezek a zöld, vas-gazdag klinopiroxének a porfirós elegyrészként megjelenő klinopiroxének nem sajátalakú – félig sajátalakú kristálymagjaként fordulnak elő, amelyekkel nagyszámú részletes tanulmány foglalkozott, és igyekeztek felfedni e kristályok rejtélyes eredetét. Legtöbb esetben csak a főelem-összetételét határozták meg e zöld klinopiroxéneknek, amelyek alapján az alábbi különféle elméletek születtek az eredetüket illetően: (1) fejlettebb magmákból kristályosodtak, amelyek később keveredtek a hordozó mafikus magmával, (2) nagy nyomáson képződött rokon fázisok, (3) lokálisan metasztatizált felső köpenyből származó xenolitok szétesése révén kerültek a hordozó magmába, és (4) olyan xenokristályok, amelyek magmás falkőzetekből eredeztethetők. E zöld klinopiroxén magokból in situ nyomelem összetételeket azonban alig ismerünk, mindössze egy LA-ICP-MS nyomelem adatsor áll rendelkezésre a Kanári-szigetektől, ahol eredetüket periodikusan újratöltődő magmakamrákban zajló frakcionációs kristályosodással magyarázták (Neumann et al., 1999).

A Bakony–Balaton-felvidéki Vulkáni Terület legfiatalabb kitérési központjait, a Bondoró-hegyet és a Füzes-tó salakúpot, rendkívül kristály- és xenolit-gazdag alkáli bazaltos magmák táplálták. E bazaltokban megjelenő klinopiroxének változatos szöveti bélyegekkkel, zónássági típusokkal és fő- és nyomelem geokémiai összetétellel jellemezhetők. Kémiai összetételbeli különbségeik alapján xenokristály, megakristály és fenokristály kristálypopulációk különíthetők el, amelyek eltérő eredetűek. Főelem-összetételük mellett nyomelem-összetételüket is meghatároztuk (LA-ICP-MS), amelynek segítségével feltártuk a különböző klinopiroxének eredetét.

A zöld színű klinopiroxén kristálymagok (xenokristályok) nyomelem-összetétele nagy változékonyságot mutat, és arra utal, hogy nagy részük metamorf kőzetekből származik: az alsó kéreg mafikus granulit falkőzetekből kerültek a feláramló alkáli bazaltos magmákba. Csak néhány zöld klinopiroxén magmás eredetű, amelyek a kéreg-köpeny határ környékén korábban elakadt és kikristályosodott piroxenit (ún. „Type II”) kumulátum kőzeteket képviselik.

A szintelen klinopiroxén xenokristályok nyomelem-összetétele jól tükrözi a térség alatti szubkontinentális litoszféraköpeny szöveteileg és kémiaileg változatos természetét. E kristályok főként a litoszféraköpeny különféle mértékben metasztatizált részeiből származnak.

A szintelen és zöld színű klinopiroxén megakristályok között genetikai kapcsolat mutatható ki: petrogenetikailag rokon olvadékokból képződtek frakcionációs kristályosodás során, amelyek korai kristályosodási termékét a szintelen, a későit pedig a zöld megakristályok képviselik. Ezek az olvadékok korábbi alkáli bazaltos magmákat reprezentálnak (akárcsak a „Type II” piroxenit xenolitok), amelyek megakadtak és kikristályosodtak a kéreg-köpeny határ közelében a köpeny legfelső részén. Ez bizonyítékként szolgál arra, hogy a monogenetikus vulkáni területek alatti mélybeli magmás rendszerek összetettek, amelyekben több fázisban történik olvadékképződés, olvadékfelhalmozódás és frakcionáció különböző mélységekben.

E munkában bemutatjuk, hogy a főelem geokémiai összetételeket kiegészítve in situ nyomelem mérésekre van szükség ahhoz, hogy feltárjuk a változatos klinopiroxén populációk eredetét, illetve kapcsolatukat. Ezzel jelentős mértékben hozzájárulunk az alkáli bazaltos magmák feláramlási történetének megértéséhez, valamint információt kapunk a litoszférát alkotó kőzetek jellemzőiről is. Továbbá, a tanulmány felhívja a figyelmet arra, hogy a teljes kőzet geokémiai adatok értelmezése során figyelembe kell venni a feláramló bazaltos magmákba kerülő jelentős mennyiségű idegen kristályt és azok lehetséges kontamináló hatását a hordozó magmára nézve.

Irodalomjegyzék

- Dobosi, G., Fodor, R.V. (1992): Lithos, 28/2, 133-150.
Duda, A., Schmincke, H.-U. (1985): Contributions to Mineralogy and Petrology, 91/4, 340-353.
Neumann, E.-R., Wulff-Pedersen, E., Simonsen, S.L., Pearson, N.J., Martí, J., Mitjavila, J. (1999): Journal of Petrology, 40/7, 1089-1123.
Wass, S.Y. (1979): Lithos, 12/2, 115-132.

ISZTRIAI AMPHORÁK NYERSANYAG-KUTATÁSA

Józsa S.¹, Szakmány Gy.¹, Obbágy G.¹, Bendő Zs.¹, Véninger P.², Taubald, H.³

¹ ELTE, TTK, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² Főti Népművészeti Szakközépiskola és Gimnázium, Fót

³ Tübingeni Egyetem, Földtani Izotópgeokémiai Tanszék, Tübingen, Németország

e-mail: sandor.jozsa@geology.elte.hu

1. Bevezetés

Európa utóbbi kétezer éves történelmében a Római Birodalom alapvető szerepet játszott, aminek az akkori gazdaság és kereskedelem volt az alapja. Érdeklődésünket a birodalom egyik viszonylag jelentős olíva olaj előállításával és kereskedelmével foglalkozó gazdasági egység, a Laecanius család dél-isztriai fažanai birtoka keltette fel. A Kr. e. 40-től Kr. u. 2. század második feléig termelő birtokon fénykorában évente kb. 3500 hektoliter olíva olajat állítottak elő, amelyet amphorákba töltve szállítottak szét az Isztria és a Duna felső-középső szakasza közötti területre Torinótól Aquincumig és Riminiig. Az évi kb. 9000-es példányban gyártott Dr. 6B típusú amphorák a mediterráneumban szinte egyedülálló módon két bélyeget is hordoznak (a tulajdonosét és a vilicusét), ami lehetővé tette a birtokhoz tartozó amphora gyártó műhely részletes kronológiai feltérképezését (Bezeczky, 1998). Az amphorák előállítása utáni időszakot (olíva olajjal való kereskedelem) a régészeti kutatások alapján viszonylag részletesen ismerjük, de az amphorák előállítási folyamata ezidáig sok szempontból kérdéses volt. Kőzettani alapú kutatásunk a fažanai Laecanius műhelyben gyártott Dressel 6B amphorák nyersanyagának megismerésére irányult. Munkánk során célunk volt az itt használt nyersanyagok kőzettani meghatározása, a lehetséges forrásközetekkel való azonosítása és a használt nyersanyagok kinyerési helyeinek lehető legpontosabb behatárolása. Ezzel egy jelentős Római kori gazdasági egység, a Laecanius birtok régészeti módszerekkel nehezen kutatható tevékenységeinek jobb megismerését segítettük elő.

2. Korábbi kutatási eredmények

A fažanai amphorák első részletes régészeti és archeometriai (petrográfia, XRD, geokémia) kutatási eredményei az 1980-as években kerültek napvilágra (Bezeczky, 1987; Józsa, Szakmány 1987). A kutatás később mikromineralógiai vizsgálatokkal egészült ki (Mange, Bezeczky, 2006, 2007). Az archeometriai kutatások eredményeképpen minden egyes amphora mintáról makroszkópos, sztereomikroszkópos és polarizációs mikroszkópos leírás, majd ezek alapján petrográfiai szöveten alapuló csoportosítás készült.

A kutatók megállapították, hogy a fažanai amphorák fő nyersanyaga a helyben található terra rossa volt, amihez szintén helyben meglévő recens tengeri eredetű anyagot kevertek.

3. Módszerek

Mivel a korábbi nyersanyagkutatás következtetéseinek egy részével kapcsolatban kételemek merültek fel, az általunk legújabbban megkezdett, több száz új mintára is kiterjedő, főként a fažanai amphorák nyersanyagára és kor szerinti csoportosítására irányuló kutatás során új stratégiát követtünk (Józsa et al., in press).

1. Széleskörű terepmunkával feltérképeztük és begyűjtöttük az Isztriai félszigeten található lehetséges fő cserépgyártási nyersanyagokat (flis, terra rossa, recens-szubrecens üledékek).

2. Részletes, teljes körű összehasonlító petrográfiai vizsgálattal meghatároztuk a terepen gyűjtött lehetséges nyersanyagok jellegadó bélyegeit és egyeztettük az amphora minták megfelelő összetevőivel (közel 800 vékonycsiszolat polar. mikr. elemzése).
3. Bevontuk a vizsgálatokba a helyi durvább égetett cserép (dolia, spica, tegula), malter és vakolat termékeket is a bennük lévő törmelékanyag és a terepi nyersanyagok biztosabb azonosítása érdekében (kb. 50 vékonycsiszolat polar. mikroszkópos elemzése).
4. Fazekas kísérleteket végeztünk az amphorák anyagában azonosított terepen gyűjtött nyersanyagokkal, amphora gyártásra való alkalmasságuk tisztázása érdekében (flis és terra rossa iszapolása, keverése, korongozása).
5. Új nehézasvány vizsgálatokkal jellemeztük és egyeztettük a két fő lehetséges nyersanyag és az amphorák nehézasvány összetételét (kb. 25 flis, terra rossa, amphora minták pol.-e-mikr.).
6. Elektronmikroszkópos vizsgálatokkal összevetettük a lehetséges terepi nyersanyagok és az amphorák és zárvényaik mikroszövetét és nehézasványait (kb. 35 v.csisz. pol. mikr. elemz.).
7. Összevetettük a lehetséges fő nyersanyagok és az amphorák fő-, nyom- és ritkaföldfém összetételét a nyersanyagok azonosítása és másodlagos folyamatok nyomozása érdekében (25 jellegadó minta XRF elemzése).

4. Eredmények összefoglalása

- 1) A petrográfiai vizsgálatok egyértelműsítették, hogy a fažanai amphorák nem plasztikus elegyrészei uralkodóan isztriai flis (ásvány, ősmaradvány, kőzettörmelék), kisebb részben recens tengeri (recens vázelem), elenyésző arányban terra rossa (kőzettörmelék) eredetűek.
- 2) Az amphorák plasztikus részének uralkodóan flis eredetét a mikroszöveti és geokémiai vizsgálatok és a fazekas kísérletek igazolták.
- 3) A petrográfiai elemzések és a fazekas kísérletek arra utalnak, hogy a fažanai fazekasok a fenti három összetevő természetes keverékét használták, amit a Trieszti öböl valamelyik melléköblének partközeli területéről szereztek be.
- 4) mindezek arra engednek következtetni, hogy a fažanai amphora gyártáshoz heti rendszerességgel nagy tömegben hajóval szállították a jó minőségű észak isztriai cserépgyártási nyersanyagot.

5. Irodalom

- Bezeczky T. (1987): BAR, International Series, No. 386., Oxford, 191.
- Bezeczky T. (1998): Österreichische Akademie der Wissenschaften Denkschriften, Wien, 261.
- Józsa S., Szakmány Gy. (1987): In: Bezeczky T. (1987).
- Mange M. A., Bezeczky T. (2006): Geoarchaeology 21/5, 429-460.
- Mange M. A., Bezeczky T. (2007): In: Mange, M. A., Wright, D. T., (eds) Heavy minerals in use, Elsevier, 1007-1033.
- Józsa S., Szakmány Gy., Obbágy G., Bendő Zs., Heinrich, T. (2016): Archeometriai Műhely (in press).

A VÉRTESSZŐLŐSI ELŐEMBER-TELEP ÉDESvíZI MÉSZKÖVÉNEK KORA ÉS „CLUMPED” IZOTÓPOKON ALAPULÓ HŐMÉRSÉKLET REKONSTRUKCIÓJA

Kele Sándor¹, **Markó András**², **Cseh Julianna**³, **Shen Chuan-Chou**⁴, **Chung-Che Wu**⁴, **Stefano M. Bernasconi**⁵

¹ Földtani és Geokémiai Intézet, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Magyar Tudományos Akadémia, Budapest, Magyarország

² Magyar Nemzeti Múzeum, Budapest, Magyarország

³ Tatabányai Múzeum, Tatabánya, Magyarország

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

⁵ Geological Institute, ETH Zürich, Svájc

e-mail: keles@geochem.hu

Európa egyik legismertebb előember telepe hazánkban, Vértesszőlősen található. Az őskőkori telep és a *Homo heidelbergensis* maradványok az édesvízi mészkőgátak mögötti medencékben és laza löszös üledékekben őrződtek meg. Az előfordulás számos korábbi régészeti vizsgálat tárgyát képezte, de mindezek ellenére a telep pontos kora és a mészkőképződés alatt fennálló klímaviszonyok a mai napig nincsenek tisztázva.

Munkánk során U-Th soros korvizsgálatokat, valamint stabil- és „clumped” izotópos elemzéseket végeztünk az előfordulás 7 db édesvízi mészkő mintáján, amelyek a különböző édesvízi mészkő és kultúr-rétegekből lettek begyűjtve. A stabil- és „clumped” izotópos mérések az ETH Zürich izotópos laboratóriumában, automata Thermo Fisher Scientific Kiel IV készülékkel és Thermo Fisher Scientific MAT 253 dual inlet tömegspektrométer segítségével készültek (Schmid and Bernasconi, 2010; Meckler et al., 2014). Az U-Th soros korvizsgálatok a National Taiwan University (NTU, Taipei, Tajvan) High-Precision Mass Spectrometry and Environment Change Laboratory (HISPEC) laboratóriumában készültek Thermo Electron Neptune multikollektoros tömegspektrométer (MC-ICP-MS) segítségével (Shen et al., 2012).

A karbonátok kiválási hőmérséklete meghatározható a nemrégiben kifejlesztett „clumped” izotóp módszer (Eiler, 2007) segítségével, ami kizárólag a karbonát „clumped” izotóp (Δ_{47}) értékén alapszik, és független a mészkövet lerakó víz izotópos összetételétől. Az eddigi kalibrációk főként laboratóriumi körülmények között kivált karbonátokon (pl. Ghosh et al., 2006), biogén karbonátokon (pl. Henkes et al., 2013) és elméleti számításokon (pl. Guo et al., 2009) alapultak. Jelen tanulmányukban Kele et al. (2015) recens travertínokon és mésztufákon alapuló kalibrációját használtuk a mészkő kiválási hőmérsékletének becslésére. A Δ_{47} adatok alapján a vértesszőlősi édesvízi mészkövet lerakó víz hőmérséklete 13 és 21 °C között változott (a MIS 9 és MIS 8 alatt) és 17 °C volt a *Homo heidelbergensis*-t tartalmazó mészkő képződésekor. A korábbi indirekt, malakofaunán alapuló hőmérséklet becslések a jelenlegi viszonyokhoz hasonló hőmérsékleti értékeket eredményeztek, de meg kell jegyezni, hogy a malako-termométer csak a vegetációs periódus (júliusi középhőmérséklet) alatti hőmérsékletet tükrözi. Korábbi biosztratigráfiai tanulmányok alapján a vértesszőlősi telep korát az „In-

ter-Mindel” periódusra tették a Felső-Bihari emeleten belül, azonban az újabb tanulmányok megkérdőjelezték ezeket a megállapításokat. A korábbi U-Th vizsgálatok eredményei eléggé szórtak (200 ezer évtől a >350 ezer évig). A jelen tanulmány U-Th vizsgálatai alapján az édesvízi mészkő kora közvetlenül a tarkócsont lelet megtalálási helyénél (I. lelőhely) 315 ± 72 ezer évnél adódott. A lábnyomos felszín (III. lelőhely) keleti folytatásának korvizsgálata 310 ± 30 ezer évet, míg a legalsó kultúrréteg alsó része 328 ± 28 ezer évet eredményezett. Ezek az eredmények új megvilágításba helyezték az édesvízi mészkő és a hozzá kapcsolódó alsó-paleolitikus telep korát.

A munkát a SCIE X posztdoktori ösztöndíj (ClumpIT; Nr: 13.071-2, ETH Zürich, Svájc), az OTKA (101664), és az MTA Bolyai János kutatási ösztöndíja támogatta. Az U-Th kor meghatározások a Taiwan ROC MOST (102-2116-M-002-016 és 103-2119-M-002-022) és az NTU (101R7625) támogatásával készültek.

Irodalomjegyzék

- Eiler, J.M. (2007): Earth and Planetary Science Letters, 262, 309-327.
Ghosh, P. et al. (2006): Geochimica et Cosmochimica Acta, 70, 1439-1456.
Guo W., et al. (2009): Geochimica et Cosmochimica Acta, 73, 7203-7225.
Henkes, G.A. et al. (2013): Geochimica et Cosmochimica Acta, 106, 307-325.
Kele, S. et al. (2015): Geochimica et Cosmochimica Acta, 168, 172-192.
Meckler, A.N. (2014): Rapid Communications in Mass Spectrometry, 28, 1705-1715.
Schmid T. W. and Bernasconi S. M. (2010): Rapid Communications in Mass Spectrometry, 24, 1955-1963.
Shen, C.-C. et al. (2012): Geochimica et Cosmochimica Acta, 99, 71-86.

A HERMAN OTTÓ MÚZEUM NEOLIT KÉKPALA NYERSANYAGÚ CSISZOLT KŐESZKÖZEINEK ELŐZETES ARCHEOMETRIAI VIZSGÁLATI EREDMÉNYEI

Kereskenyi Erika^{1,5}, Szakmány György², Fehér Béla¹, Kasztovszky Zsolt³, Kristály Ferenc⁴, Rózsa Péter⁵

¹ Herman Ottó Múzeum, Ásványtár, Miskolc

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Köztan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ MTA Energiatudományi Kutatóközpont Nukleáris Analitikai és Radiográfiai Laboratórium, Budapest

⁴ Miskolci Egyetem, Ásvány- és Kőzettani Tanszék, Miskolc, 5Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

e-mail: kereskenyerika@yahoo.com

Ásványnév rövidítések

gln: glaukofán; *fgln*: ferroglaufokán; *win*: winchit; *act*: ak-tinolit; *mg-hb*: magneziohornblende; *aug*: augit; *agt*: egirin-augit; *omf*: omfacit; *ab*: albit; *ep*: epidot; *czo*: klinozoisit; *pmp*: pumpellyit; *alm*: almandin; *chl*: klorit; *qtz*: kvarc; *ph*: fengit; *ttn*: titanit; *fap*: fluorapatit; *py*: pirit; *cal*: kalcit.

1. Bevezetés

Közép-Európában a kékpala nyersanyagú kőeszközök ritkán előforduló kőzettípusok (Hovorka et al., 2000). Az

eddig archeometriai szempontból kutatott magyarországi gyűjteményekben az észak-magyarországi régióból (Józsa et al., 2001, Oravecz, Józsa, 2005) írtak le kékpala nyersanyagú kőeszközt. A Herman Ottó Múzeum közel 500 neolit csiszolt kőeszközt tartalmazó közgyűjteményből 31 kőeszköz kékpala nyersanyagú.

Célunk a Múzeum kékpala nyersanyagú kőeszközeinek ásvány- és kőzettani vizsgálata és az eredmények szakirodalomban publikált adatokkal történő összevetése, és ez által a nyersanyag lelőhelyének lehatárolása, illetve meghatározása.

1. táblázat: A vizsgált kékpala kőeszközök ásványi összetevői EDS/SEM vizsgálat alapján (* „eredeti felszín” elemzéséből)

Mintaszám	gln	fgln	win	act	mg-hb	aug	agt	omf	ab	ep	czo	pmp	alm	chl	qtz	ph	ttn	fap	py	cal
B01: Tiszavalk, Libapást	x			x					x			x				x	x			
B02: 53.238.12 Szirmabesenyő vagy környéke	x	x	x	x					x	x						x	x			
B06: Lidl, Hejőkürt 3. mh. 2005. 05. 26.	x			x					x	x	x					x	x			
B07: Garadna elkerülő út 2. lh. 2003. 04. 09. S52	x	x				x	x	x	x	x	x					x	x			
B08: Encs-Kelecsény 1983. VIII. 22.IV/4 ány.	x	x							x	x	x		x	x	x	x		x		x
B13: Borsod/Derék-egyháza (Edelény)	x				x	x			x	x	x					x	x		x	
B14:Felsővadász-Várdomb 1982. 08. 13. I./4.	x	x	x				x	x	x	x	x			x		x	x			
B15: 81.11.36. Felsővadász-Várdomb	x		x			x	x	x	x	x	x			x	x	x		x		
B18:63.27.1 Mezőnyárad	x								x	x			x	x		x	x		x	
B19:53.160.69 Borsod/Derékegyháza (Edelény)	x								x	x	x			x		x	x	x	x	
B01: Tiszavalk, Libapást*	x											x					x			
53.190.1 Sály-Vízfő*	x								x	x	x									
89.9.11 Karcsa, Béka-homok I*	x								x	x				x			x			

2. Módszerek

A kékpala kőeszközökön makroszkópos és mikroszkópos petrográfiai leírást végeztünk továbbá megmértük mágneses szuszceptibilitásukat. (Kereskényi et al., 2015a, b). Ezt összevetve a régészeti tipológiai meghatározással az eszközöket csoportosítottuk. A sérült, tört eszközökből felületi csiszolatot készítettünk, amelyekből EDS/SEM elemzéseket JEOL JXA 8600 Superprobe elektron-mikroszondával végeztünk. A méréshez 15 kV gyorsítófeszültséget és 30 nA mintaáramot használtunk. Az ép kőeszközök egy részéből a Bendő et al. (2013) által leírt „eredeti felszín” vizsgálati módszerrel roncsolásmentes EDS/SEM vizsgálatot végeztünk. Az elemzéseknél, külön jelöljük azokat, amelyeket ezzel az eljárással mértük meg.

A kőbaltákból 8 db-on roncsolásmentes PGAA kőzet-kémiai elemzést végeztünk prompt-gamma aktivációs analízissel. A budapesti PGAA berendezést részletesen Szentmiklósi et al. (2010) ismertetik, az elemösszetétel kvantitatív meghatározása az ún. k_0 -módszer szerint történt (Révay 2009). A PGAA módszert korábban sikerrel alkalmazták csiszolt kőeszközök nyersanyag eredetének meghatározására (Szakmány, Kasztovszky 2004, Szakmány et al., 2011).

3. Régészeti háttér

A kékpala kőeszközök nagy része Borsod-Abaúj-Zemplén megye különböző régészeti lelőhelyeiről származik. Néhányuk szórványleletként, ám legtöbbjük alaposan feltárt, megismert régészeti lelőhelyekről került elő. Ezen

nyersanyag típusnál a két legnagyobb leletegyüttessel jellemezhető lelőhelyek: Borsod-Derékegyháza (Edelény) és Felsővadász-Várdomb. Mindkettő a bükki kultúrához sorolható (Kalicz, Makkay, 1977). A kőeszközök többsége ép, vagy csak az élein sérült, a használatból kifolyólag. Régészeti tipológiájukat tekintve egy kivétellel laposvéssők, a mezőnyárádi lelőhelyű lekerekített, nyelvalakú. Az eszközök méretei: hossz: 3-8,5 cm; legnagyobb szélesség: 1,5-4,5 cm, legnagyobb vastagság 0,5-5 cm között változik.

4. Eredmények

4.1. Makroszkópos megfigyelések

Összességében a kékpala nyersanyagú kőeszközeink színe kék, kékeszöld, szürkés-kék, zöld. Némelyikük erősen palásodott, nyírt, ugyanakkor a legtöbb kőeszköz masszív, nem-foliált. Makroszkóposan 4 alaptípust tudunk elkülöníteni. Az első csoportra jellemző, hogy a sötét mátrixban 1-3 mm-es, kerekded, határozott körvonalú világoszöld foltok jelennek meg. A második csoportba sorolt kőeszközöknél a világoszöld foltok mérete jóval apróbb, a foltok a paláság irányába megnyúltak és a körvonaluk is elmosódott. A harmadik típusba sorolt két kőeszköz kisméretű, sötétzöld színű, amfibolszálakkal átjárt szövetség alapján teljesen elkülönül a többitől. A negyedik csoportba soroltuk azon kőeszközöket, melyeken világoszöld foltok és más egyedi szövetségi jellegzetességek nem láthatóak, masszívak, homogének.

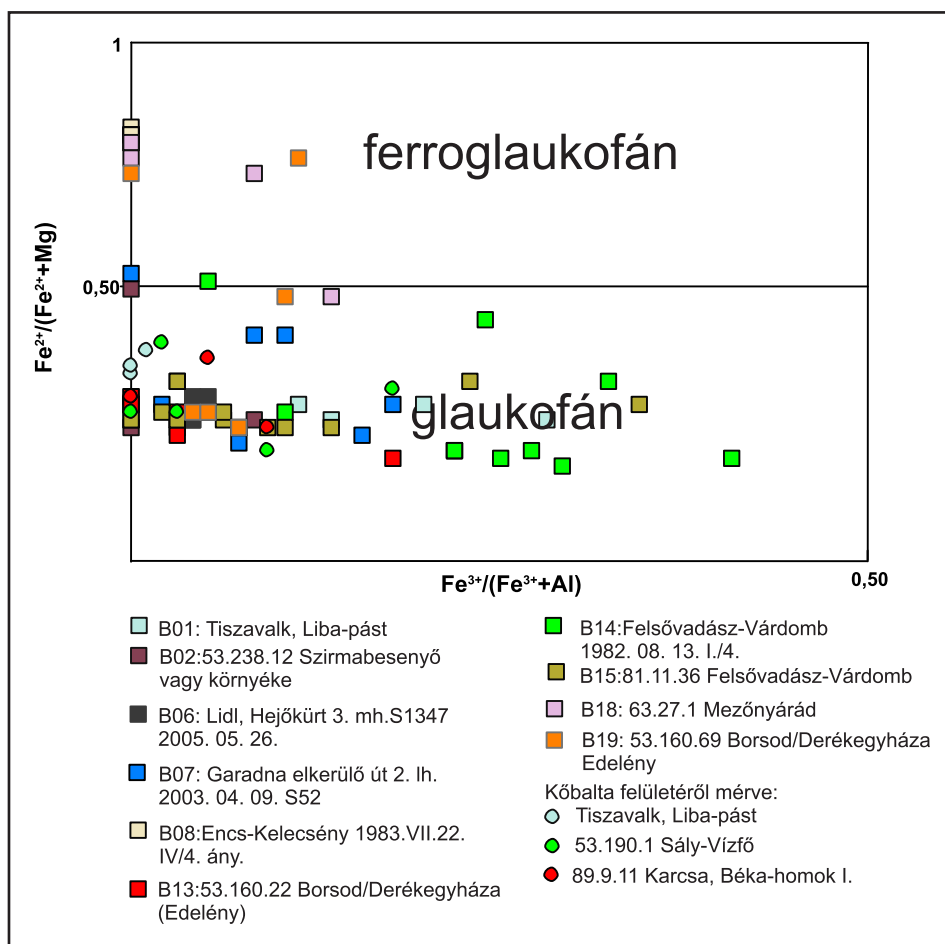
A mágneses szuszceptibilitás értékek az egyes csoportokban közel azonosak, átlagosan: $0,6 \cdot 10^{-3}$ SI értékűek. Két (B08; B07) esetben az átlagértéktől magasabb ($4,51 \cdot 10^{-3}$

SI és $5,76 \cdot 10^{-3}$ SI), mindkettőt betemetődésből származó bevonat kergezi be, valószínűleg, ez okozza a magasabb MS értéket.

4.2. EDS/SEM elemzések - Ásványkémia

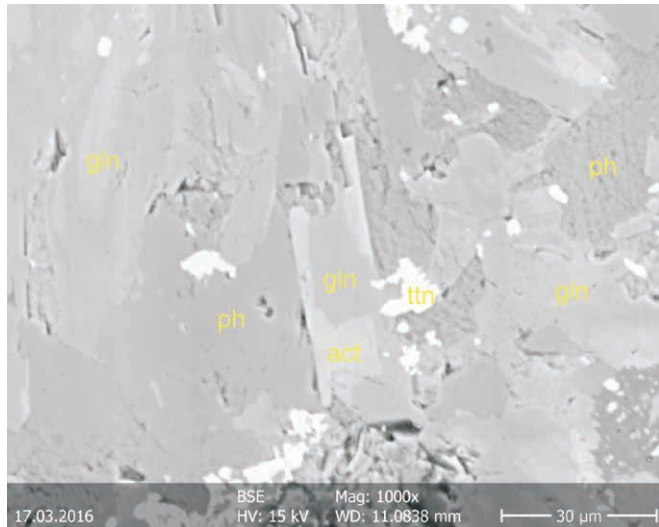
EDS/SEM elemzéseink alapján a vizsgált kékpala kőeszközök uralkodó összetevői a különböző amfibolok, amelyek közül a glaukofán az uralkodó. Ugyancsak jelentős mennyiségben találunk epidotot és albitot, emellett csillámokat. Gránát, piroxén és pumpellyit ritkábban, illetve esetenként fordult elő. A vizsgált kőeszközök ásványos összetételét az 1. táblázat mutatja.

Amfibolok: minden kőeszközben jelentős mennyiségben fordul elő glaukofán, mely a legtöbb esetben zónás. Magja vasban dúsabb, a vizsgált kőeszközeinkből 3 kőeszköznél már a ferroglaufokán fajba esik (1. ábra). A B14 jelű kőeszköz vizsgált glaukofánjainak a magjában winchit őrződött meg, mely szövetségi jellegek alapján valószínűsíthetően a metamorfózis korai szakaszában képződött. Winchitet további két eszközből



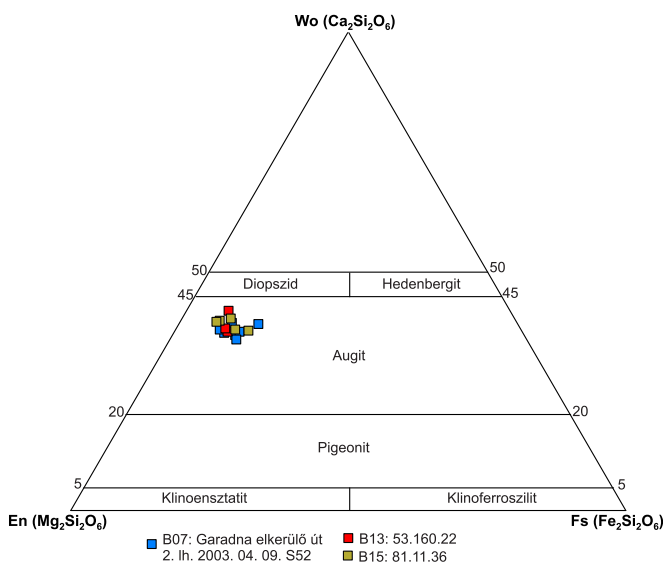
1. ábra Kéamfibolok összetételének ábrázolása a $Fe^{3+}/(Fe^{3++Al}) - Fe^{2+}/(Fe^{2++Mg})$ diagramban.

sikerült kimutatni, ezekben nem glaukofán magjában hanem epidottal hullámos határvonalú szemcsékként. Aktinolit a glaukofán szegélyein (2. ábra) alakult ki a B01, B02 és B06 jelű kőeszközökben. Magneziohornblende a B13 jelű kőeszközben augit szegélyén volt jelen glaukofánnal és klorozoisittal együtt.



2. ábra Aktinolit glaukofán szegélyén a B02 jelű mintában.

Piroxének: 4 kőeszközben fordulnak elő. Az augitok max. 0,5 mm nagyságú hipidion- és xenoblasztokat formálnak és kémiai összetételük nagyon szűk tartományba esik (3. ábra). Szöveti jelek alapján az augit relik, mely még a magmás fázisból őrződött meg. A metamorfózis előhaladtával az augit átalakul és helyén egirinaugit és omfacit keletkezik. Na-piroxének kémiai összetételét az 4. ábrán mutatjuk be.



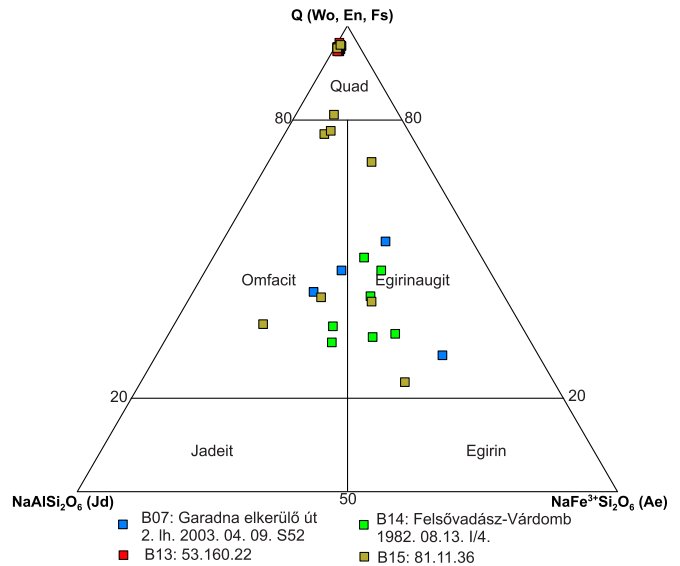
3. ábra Augit elemzések ábrázolása az En-Fs-Wo háromszög diagramban.

Epidotok: Jellemzően zónások, a Fe-tartalom a szegélytől a mag felé csökken. Minden vizsgált kőeszközben, a magban már klorozoisit/zoisit alakult ki, kivéve a B08 jelűt, ahol fordított zónásság figyelhető meg.

Pumpellyt: B01 jelű kőeszközből EDS/SEM és XRD alapján azonosítottuk feltehetően lawsonit utáni átalakként.

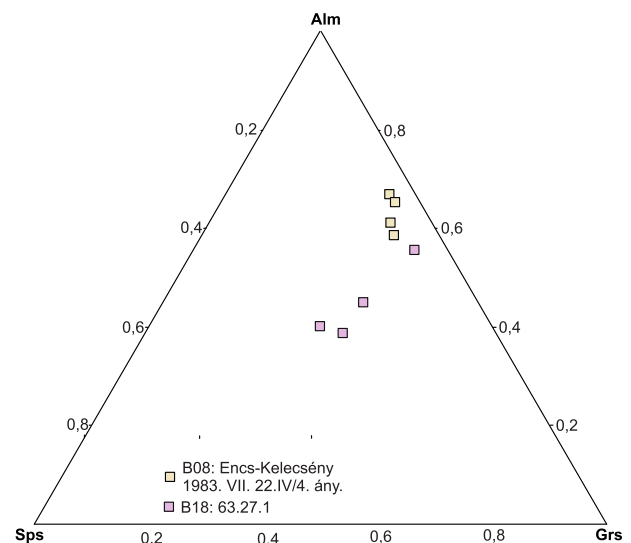
Gránát: A B08 és B18 jelű mintákból kerültek kimu-

tatásra. Idioblasztos, nem zónás, zárványokat jelentős mennyiségben tartalmaznak: kvarc, epidot, klorozoisit/zoisit, klorit, pirit, fluorapatit, cirkon. Összetételük: a B08 kőeszközben Alm^{57,85-65,73}, Gro^{28,02-33,14}, Sps^{4,46-7,77}, Py^{1,16-1,78}. A B18 kőeszközben Alm^{38,38-55,05}, Gro^{28,73-38,13}, Sps^{5,6-29,15}, Py^{0,9-3,31} (5. ábra).



4. ábra Na-piroxének összetételének ábrázolása a Jd-Ae-Q háromszög diagramban.

További összetevők: Albit az összes vizsgált kőeszközben előfordul helicitos poikiloblasztokat alkotva. A titanit nagyon gyakori akcesszória, az Al-tartalma jellemzően magas, melyet a kristályosodás során fellépő nyomásnövekedés indokol (Smith, 1981, Faryad, 1995). A csillámok jellegzetesen fengites összetételűek, a B08-ban muszkovit fedezhető fel. A klorit glaukofán, ferroglaufán szegélyén, piroxénekben, gránátokban került kimutatásra.



5. ábra Gránátok kémiai összetétele az Sps-Grs-Alm háromszög diagramban ábrázolva.

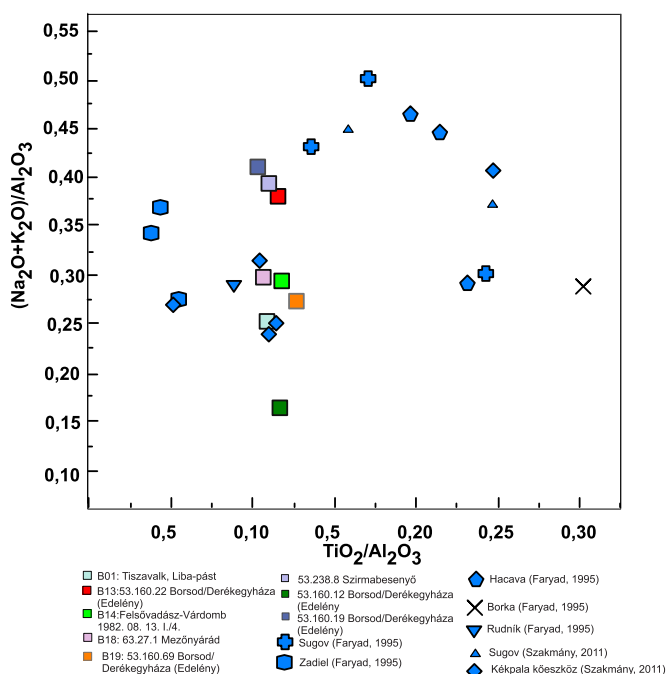
4.3. Kőzetkémia

PGAA elemzéssel kapott adatainkat $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ diszkriminancia diagramon ábrázoltuk és

összevetettük Faryad (1995) és korábbi kékpala (terepi és kőeszköz) kőzetkémiai elemzésekkel (Szakmány, Kasztovszky, 2004, Szakmány et al., 2011) (6. ábra). Korábbi tapasztalatok szerint (Szakmány és Kasztovszky, 2004) ez az ábrázolás a magasabb alkália-tartalom alapján nagyon jól elkülöníti a kékpalaakat a sok esetben hasonló megjelenésű zöldpaláktól. Vizsgált kőeszközeink a szűk intervallumokon belül különösen jó egyezést mutatnak a rudniki, zadieli és sugovi terepi mintákkal és a korábban vizsgált kékpala kőeszközökkel. Kiemeljük, hogy a makroszkópos tulajdonságai (kerekded zöld foltok jelenléte) alapján 1. csoportba sorolt 53.160.12 jelű kőeszköz ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)-tartalma alacsonyabb, mint a többié.

5. Diszkusszió

Az ásványkémiai elemzések összefoglalásaként megállapítható, hogy a kékpala több fázisú metamorfózist szenvedtek el, és az egyes vizsgált példányok metamorf fejlődésében is észlelhetők különbségek. A winchit epidot-tal határos hullámos szemcseérintkezése nem egyensúlyi állapotot jelez, feltehetőleg az óceánaljzati metamorfózis eredményeként képződhetett. A glaukofán szegélyén az aktinolit (2. ábra) egy zöldpala fázisú retrográd metamorfózisra utal. A magmás reliktként megmaradt augit szegélyén képződött magnezio-hornblende feltehetőleg még a magmás folyamatok során képződött, ami meg egyezik Faryad (1997) munkájában leírtakkal. Hasonló átalakulásról kékpala kőeszközökön (Józsa et al. 2001) számol be.



5. ábra Kékpala kőeszközök kémiai összetétele a $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ diszkriminancia diagramon. alapján.

Az augit szegélyén megjelenő egirinaugit és omfacit pedig már egy magasabb fokú metamorfózist jelez, egy átmeneti állapotot az eklogit fácies felé (Faryad, 1999). A kékpala eszközöket gránát-, piroxén-, illetve aktinolit-tartalmuk alapján három csoportba soroltuk, illetve negyedikként azt különítettük el, amelyekben a fentebb felsorolt ásványok nincsenek jelen vagy nem sikerült azokat

kimutatni. Ezt összevetve a makroszkópos csoportosítással megállapítható, hogy a piroxént tartalmazó kőeszközök jól igazodnak a makroszkópos 2. csoporthoz.

6. Következtetések

Az ásvány- és kőzetkémiai vizsgálatok alapján előzetesen feltételezzük, hogy a kékpala nyersanyagú kőeszközök forrásterülete a Mellétei-egység, illetve a Piennini-szir-tőben kréta konglomerátumban előforduló előforduló kékpala kavicsok szintén szóba jöhetnek (Faryad, 1995, 1997a, b, 1999, Faryad, Henjes-Kunst, 1997, Faryad et al., 2005, Hovorka et al., 2000, Józsa et al., 2001). A régészeti leletekben való gyakoriságukat alátámasztja a nyersanyag lelőhely közelsége (Mellétei-egység, Szlovákia), továbbá hogy a magyarországi archeometriai kutatások csak a Kárpát-medence északi részén mutattak ki kékpala kőeszközöket (Józsa et al., 2001, Oravecz, Józsa, 2005).

Köszönetnyilvánítás

A PGAA méréseket a Budapesti Neutron Centrumban, a K 100385 sz. OTKA pályázat támogatásával végeztük.

Irodalomjegyzék

- Bendő Zs., Oláh I., Péterdi B., Szakmány Gy., Horváth E. (2013): Archeometriai Műhely, 1, 51-66.
- Faryad, S. W. (1995): Journal of Metamorphic Geology, 13, 701-714.
- Faryad, S. W. (1997a): Geological evolution of the Western Carpathians, Geological Survey of Slovak Republic, 131-144.
- Faryad, S. W. (1997b): Geological evolution of the Western Carpathians, Geological Survey of Slovak Republic, 155-162.
- Faryad, S. W. (1999): Mineralogical Magazine, 63, 489-501.
- Faryad, S. W. & Henjes-Kunst, F. (1997): Geological evolution of the Western Carpathians, Geological Survey of Slovak Republic, 145-154.
- Faryad, S. W., Spišák J., Horváth P., Hovorka D., Dianiška I., Józsa S. (2005): Ofioliti, 30, 27-35.
- Hovorka D., Korikovsky, S., Soyák, M. (2000): Geologica Carpathica, 51, 345-351.
- Józsa, S., Szakmány, Gy., Oravecz, H., Csengery, P. (2001): Slovak Geological Magazine 7/4, 351-354.
- Kalicz N., Makkay J. (1977): Die Linienbandkeramik in der Großen Ungarischen Tiefebene, Akadémiai kiadó, Budapest, 386.
- Kereskényi E., Kristály F., T. Bíró K., Péterdi B., Bendő Zs., Rózsa P. (2015a): Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series, 9, 30.
- Kereskényi E., Kristály F., Fehér B., Rózsa P. (2015b): Meddig ér a takarónk? A magmaképződéstől a regionális litoszféra formáló folyamatokig. 6. Közöttani és Geokémiai Vándorgyűlés, 71-74.
- Oravecz H., Józsa S. (2005): Archeometriai Műhely 2 (1), 23-47.
- Révay Zs. (2009): Analytical Chemistry, 81, 6851-6859.
- Smith C. D. (1981): Progress in Experimental Petrology N. E. Publication Ser., D-18, 193-197.
- Szakmány Gy., Kasztovszky Zs. (2004): European Journal of Mineralogy, 16, 285-295.
- Szakmány Gy., Kasztovszky Zs., Szilágyi V., Starnini E., Friedel O., T. Bíró K. (2011): European Journal of Mineralogy, 23, 883-893.
- Szentmiklósi L., Belgia T., Révay Zs., Kis Z. (2010): Journal of Radio-analytical and Nuclear Chemistry, 286, 501-505.

ÚJ RADIOMETRIKUS KORADATOK A JÁSZSÁGI-MEDENCE NEGYEDIDŐSZAKI (FELSŐ-PLEISZTOCÉN) ÜLEDÉKEIBŐL (TISZASÜLY)

Kertész Gréta Titanilla^{1,2}, Mindszenty Andrea¹, Molnár Mihály²

¹ ELTE TTK, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest

² MTA ATOMKI, Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratórium, Debrecen

1. Bevezetés

Az eddigi ismeretek szerint a Jászsági-medence késő-negyedidőszaki üledékeinek vastagsága meghaladja a 400 m-t (FRANYÓ F. 1992 KUTI L. & KÖRÖSSY L. 1989). Ebből a felső 30-40 m-t holocén üledékek képezik. Az általános vélekedés szerint a terület a késő-miocéntől kezdve folyamatosan süllyed.

Az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszéken folyó ipari célú kutatás kapcsán az elmúlt évben egy ~3000 m²-es területen 5 db 20 m mély fúrás mélyült a Jászsági-medence területén a Tisza közelében (a medertől ~2,5-3 km távolságra az ártéren) (1.ábra). A kapott fúrási rétegsorokat lehetőségünk nyílt megvizsgálni, és a Debreceni MTA-ATOMKI Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratóriumnak (HEKAL) köszönhetően a rétegsorok alsó zónáiból származó 4db szervesanyagban gazdag, agyagos, kőzetlisztes, finomszemcsés, sötét-szürke színű, ártéri típusú üledékmintából radiokarbon kormeghatározás készült.

1.1. A terület geomorfológiája és felépítése

A kutatási terület RÓNAI A. 1985 beosztása szerint az Alföld Közép-Tiszai süllyedék – Jászsági-medence elnevezésű területére esik, geomorfológiai helyzetét tekintve ma a Tisza ártere (~85-90 mBf).



1.ábra: A kutatási terület elhelyezkedése

A szolonyeces réti talajokkal borított sík felszín alatti egykori kanyarulatok és lefűződött morotvák lefutása az ürfelvételeken a Tisza mentén sok helyen átsejlik a talajtakarón. Ez a jelenség a kutatási terület közelében is észlelhető.

A terület süllyedése a késő-miocénben indult el és JOÓ I. 1992 szerint napjainkban is tart. A süllyedő medencét a kvarter folyamán az ÉK-i hegyvidékről lehordódó üledékekkel töltötte fel az Ős-Bodrog, melynek vízhozama és hordalékszállító-/lerakó képessége a feltevések szerint a mai Tiszáéval egyeztetett meg (NAGY Á. et al. 2007).

A feltöltött medencerész tengelyében ma a Tisza folyik. A korábban lényegesen keletebbre húzódó nyomvonalat követő meder mai pozícióba kerülése, a meder áthelyeződése GÁBRIS GY. 2002 valamint GÁBRIS GY. & NÁDOR A. 2007 szerint a késő-glaciálisban, mintegy 14 ezer évvel ezelőtt, míg TIMÁR et al. 2005 szerint 16-18 ezer éve történt meg. NAGY Á. et al. 2005 szerint a Tisza üledékei alatt sok helyen vélhetően egy, a Tisza mederát-helyeződése előtt a területen folyó késő-pleisztocén korú vízfolyás (Ős-Bodrog) üledékeit találjuk. Sajnos ennek a hipotetikus medernek a pontos lefutását a szakirodalom térképileg nem rögzíti, de NAGY Á. et al. 2005 alapján a Tisza Tiszadob és Martfű közötti szakaszán (azaz a Jászsági-medencében a Tisza vonalán) is megtalálható. GÁBRIS GY. & NÁDOR A. 2007 feltevése szerint mintegy 5000 évvel ezelőtt (az atlanti/szubboreális határon) is volt egy újabb, minden bizonnyal tektonikus okokra visszavezethető, jelentős mederbeválógódási esemény. A Tisza jelenlegi meanderező medre MIKE K. 1975 szerint fokozatosan nyugat felé tolódik az Alföld nyugatra billenésének következményeként.

Ennek köszönhetően, a már idézett FRANYÓ F. 1992 szerint a kutatási területen több, mint 400 m vastag negyedidőszaki üledéknek kellett felhalmozódnia. A nagy területekre kiterjedő ártéri üledékképződés csak a meanderező Tisza folyó szabályozásáig tartott. Addig (legalábbis a holocénban) a kutatási területet az árvizek során időszakosan biztosan víz borította. Ilyenkor az ártéren a víz folyása lelassul (ezt az ártéri növényzet is elősegíti) és a folyótól távolabb elhelyezkedő külső ártéri medencékben már csak nagyon finom, zömmel agyagos-kőzetlisztes (0,002-0,02 mm) üledék rakódik le. Egy-egy áradás alkalmával általában mm-es, cm-es üledék-lerakódások jönnek létre (GÁBRIS GY. et al. 2002).

A kutatási területen fellelt rétegsorok radiometrikus koradatait a késő-pleisztocén – holocén hazai felosztása és kalibrált ¹⁴C kortáblázata (GÁBRIS GY. 2003 nyomán) által adott keretbe illesztve igyekszünk vizsgálni.

1.2. Az ártéri üledékek képződési sajátosságai

A Tisza mentén vizsgálható üledéksor nagy részét finomszemcsés (pélites) ártéri üledékek alkotják, melyekbe helyenként vékony homokleplek települnek közbe. Ezekbe az ártéri üledékekbe vágódnak bele a meanderező medrek, amelyekben felfelé finomodó mederhomokok (az egykori övzátonyok üledékei) rakódtak le (CSERKÉSZ-NAGY Á. 2013). A késő-pleisztocén korú egykori medrekről, holtágakról - NAGY Á. et al. 2007 szeizmikus szelvény értelmezései nyomán - tudjuk, hogy a Tisza

Tiszadob-Martfű közötti szakaszán (tehát a kutatási terület környékén is) általában 150-200 m szélesek és ~5-8 m mélyek. A késő-pleisztocén képződmények felett a fiatalabb (holocén korú) ártéri üledékek 10-15 m-es vastagságot is elérő, vízszintes, párhuzamos reflexiói jelennek meg (SZTANÓ et al. 2002, NAGY Á. et al. 2006, NAGY Á. et al. 2007). Ehhez hasonló méretű és geometriájú szerkezetekbe rendeződhet, a vizsgált aleuritos rétegösszlet is.

1.3. A feltárt rétegsorok ismertetése

A feltárt rétegsorokat Simon Szilvia & Szilágyi Lilla (2014) ipari kutatási jelentése alapján ismertetjük.

A rétegsor legfelső részén mindegyik fúrás átlagosan 1 m vastagságú, szemcsés szerkezetű, humuszos, fekete talajt harántolt, melyekben 0,6-0,8 m körül, elszórtan, apró kristálycsomók formájában gipszkiválást észleltünk. (SIMON SZ. & SZILÁGYI L. 2014).

A talajtakaró alatt kb. 5-8 m vastag sárga, sárgásszürke színű, vas-szeplős, glejftoltos, karbonát-göbceses, néhol gipszkiválásokkal tarkított, talajrögös szerkezetű, csillámos, kőzetlisztes agyag következik, amelyben a talajrögök felületét jellegzetes szürke humuszos agyaghártyák vonják be. Elszórva gyökérnyomok és egyéb növényi maradványok (szárak, levelek, ágdarabok), ritkábban molluszka héjtöredékek láthatóak benne. Helyenként (főleg a képződmény alsó részén) finom lemezesség jelzi az anyag eredeti üledékes szerkezetét (SIMON SZ. & SZILÁGYI L. 2014).

A sárga-sárgásszürke színű agyagos szakasz alatt (a TB-4 fúrásban 8,5 m-ben 20 cm tözeg közbeiktatásával, másutt a szín tekintetében többé-kevésbé fokozatos átmenettel, üledékszerkezetét tekintve azonban meglehetősen éles határral) kb. 9-15 m vastagságban, nedvesen olajszerű-sötétszürke (5Y-3/2) színű, finom lemezes, csillámos agyagos aleuritot, illetve aleuritos agyagot harántoltak a fúrások (1-2-3-4 fotótábla). Az agyagosabb szakaszok nedvesen „szappanos” fogásúak, jól gyúrhatóak. Ezen a szakaszon gyakoriak a kagyló- és csigahéj-töredékek, több helyen jelennek meg kisebb-nagyobb mészkonkréciók, és helyenként (pl. a TB-5 sz. fúrásban két szintben is) porszerű, fehér gipszkiválás észlelhető. A TB-3 fúrásban 11-12 m között kék (vivianitos) foltok figyelhetők meg (SIMON SZ. & SZILÁGYI L. 2014).

A rétegsor alján egyre gyakoribbá válnak a 10-20 cm vastag, ugyancsak szürke, homokos betelepülések. Mind-egyik fúrás talpán szürke finomszemcsés-középszemcsés homok települ. (SIMON SZ. & SZILÁGYI L. 2014).

1.4 A fúrási rétegsorok értelmezése

A rétegsor tetején észlelt, átlagosan 1 m vastag humuszos szint a jelenlegi felszínt borító szikes talaj (szolonyeces réti talaj) (SIMON SZ. & SZILÁGYI L. 2014).

„Az alatta települő 5-8 m vastag sárga, sárgásszürke, glejftoltos, vasszeplős, mészkonkréciós, gipszes képződmény karbonátos-szulfátos szoloncsák-szolonyec jellegű talaj-üledék komplexumnak minősül, melynek szokatlan vastagsága talán egykori aggradáló ártéri környezetével hozható összefüggésbe. Redox-foltjai részben egykori, részben aktuális talajvízszint-közei helyzetére utalnak (a fúrások idején a talajvízszint a felszín alatt kb. 2,00 m-ben jelentkezett és – ma is folyó-közei helyzetben lévén – a Tisza vízjárásával korrelációban a felszín közelében ingadozik” (SIMON SZ. & SZILÁGYI L. 2014).

A képződmény semmiképpen nem állandó, (legfeljebb időszakos) hidromorfiát tükröz.

„A rétegsor többségét adó sötétszürke, lemezes, csillámos agyagos aleurit (5.3) pangó vízi környezetben lerakódott üledék, mely egykori lefűződött mederág (holtág) kitöltése lehet, alján még a medret kezdetben kitöltő finomhomokos övzatony(?) üledékével, tetején (a térszín mélypontján) vékony tözegréteg által reprezentált mocsári környezettel, másutt aggradáló ártéri üledékkel” (SIMON SZ. & SZILÁGYI L. 2014).

A rétegsor alsó (sötétszürke, lemezes) és felső (sárga, talajrögös szerkezetű) része közötti szembetűnő különbség sejtethetően az egykori lecsapolódási viszonyok különbségét tükrözi.

Ezt a változást akkor lehetne beleilleszteni a terület negyedidőszaki fejlődéstörténetébe, ha legalább hozzávetőlegesen ismernénk a változás bekövetkezésének időpontját. A radiometrikus kormeghatározás segítségével nyert koradatok ezt a célt szolgálják.

2. A radiokarbon mérés

2.1. A radiokarbon mérésre kiemelt rétegminták

A Jászsági-medencében mélyült fúrásokból 4 db fúrást választottunk ki. Ezek a következők:

TB-1/a. számú fúrás: 8,1-8,5 m: aleuritos agyag, lemezes szerkezetű, sok szerves detritusszal, szürke színű.

TB-1/b. számú fúrás: 16,6-16,9 m: agyag, a felette települő rétegekhez képest már kevesebb aleurittal, de több finomhomokot tartalmaz, csillámos, feltépett ártéri agyagklasztokkal.

TB-4. számú fúrás: 8,4-8,8 m: tözeges anyag, fölötté, agyagos aleurolitos, barnásszürke, laminált, könnyen gyúrható üledék van, míg alatta aleuritos.

TB-5. számú fúrás: 8,6-8,7 m: szürke agyag, , aleuritos laminált .

Esetünkben a minták, valamint a mélységközök kiválasztásánál döntő szerepet játszott, az anyag lehetőleg magas szerves anyag tartalma. Erre a szín alapján próbáltunk következtetni. Kvantitatív szervesanyag meghatározás, tájékoztató jelleggel, csak néhány mintáról készült. Az aleuritos agyagok szervesanyag tartalma 1,5-1,8% közöttinek, a tözegrétegé 10,2%-nak bizonyult. Mivel a vizsgált üledék minták mátrixa kőzetliszt-szemnagyságú, belőle a kormeghatározáshoz alkalmas szerves maradványokat kézi válogatással kellett szeparálnunk. A TB-1 fúrás anyagának mechanikai feltárása során makroszkóposan is észrevehetőek voltak a mészvázú fosszíliák: Mollusca héjtöredékek, kagylóhéjdarabok, és egy jó megtartású ép csigaház. Ez utóbbit, úgy gondoltuk, érdemes külön is megvizsgálni.

A minta tisztán kezelése, tartása és a minta reprezentativitásának biztosítása érdekében a HEKAL-ban speciális AMS radiokarbon minta-előkészítő laboratóriumot alakítottak ki. Itt végeztük az üledékminták előkészítését, preparálását, vizsgálatát.

2.2 A minták előkészítése AMS mérésre

A minták többsége a kis szervesanyag-tartalmú üledékből származott, koruk a negyedidőszakra tehető. Az 5 fúró-magból (TB-1..-5) melyek mindegyike közel 20 m mélyre hatolt az üledékbe a legtüzetesebb átvizsgálás ellenére is összesen mindössze 4 db faszén/szerves makro és 6 db

csigahéj fossziliát sikerült kinyerni az AMS C-14 vizsgálatokhoz. Mivel mintáink várhatóan „öregek” (> 10 ezer év BP) voltak, valószínűnek látszott, hogy a különböző szennyezésekből származó hibák jelentősebb járulékot adnak a mérés eredményéhez. Ennek korrekcióba vételére minden minta-típushoz a saját anyagának megfelelő fosszilis (C-14 mentes) nemzetközi referenciaanyagot (SRM IAEA C1-C9 sorozat) preparáltunk együtt a valós mintákkal, azonos eszközöket, azonos vegyszereket és receptúrát alkalmazva. Az így nyert vak mintákra mért C-14 jelet ezt követően a kiértékelés során kivontam a mintákra mért C14 értékből, ezzel biztosítva az un. *reális szennyezés korrekció* alkalmazását.

A megfelelő kémiai minta-előkészítési lépések után a tisztításnak egy radikális lépése következik, melynek során a minta széntartalmát szén-dioxidra alakítva nyerjük ki. A minta típusától függően többféle eljárással is elérhetjük, hogy minta anyagából CO₂ fejlődjön. A szerves/éghető minták esetében égetéssel (tisztá O₂ atmoszférában vagy szilárd pl. MnO₂ oxidálószerrel), míg a szervesetlen, karbonátos mintáknál savas feltárással történik az átalakítás üvegből készült, légmentesen zárt vákuumrendszerben. Ezt követően a megtisztított CO₂ gázmintából zártcsöves redukciós lépéssel elemi szén (grafit céltárgy) mintát állítottam elő, mely már közvetlenül alkalmas az AMS C-14 mérés elvégzésére.

2.3 AMS mérés

A mérések során használt AMS berendezés egy MICADAS (Mini radioCARbon DAting System) tömegspektrométer. A berendezés lényeges előnyei közé tartozik az egyéb típusokkal szemben, hogy a radiokarbon korolásnál használt 14C/12C arány mérésével egyidejűleg a 13C/12C arányt is képes on-line mérni a mintából. Az AMS C-14 mérés eredményeként az un. konvencionális radiokarbon korokat kapjuk meg. A konvencionális kor, ¹⁴C korokból a valódi naptári korokat kalibrációs szoftver segítségével számíthatjuk ki. A kalibrált naptári korok kiszámításához a Calib Radiocarbon Calibration Program legfrissebb verzióját használtuk. A BP konvencionális C-14 korokat átszámítva, (így) kalibrált naptári korokat (cal BC/ cal AD-re (időszámításunk kezdetére) kapjuk meg.

3. Eredmények

Az ábrán közölt konvencionális naptári C-14 adatokból következően (BC koradatok) látszik, hogy földtanilag és rétegtanilag egymással korreláló rétegek (TB-1/a, TB-4 valamint TB-5) lényegében egybehangzó korokat (cal BC 29 - 25 ezer év) adtak, ami megerősíti azt, hogy bár a C-14 módszer alkalmazása szempontjából egy ártéri üledékes területre nem ideális, jelen esetben mégis konzisztens korokat kaptunk a rétegre. Továbbá a jóval mélyebben fekvő réteg (TB-1/b) kora (39-40 ezer év) jelentősen öregebb, mint a 8 méterrel feljebb lévő rétegből származó mintáé (TB-1/a minta, kora: maximum 29 ezer év). A felső rétegre nyert legfiatalabb 25 ezer év (cal BC) koradat egyben azt is jelzi, hogy annak ellenére, hogy biztosak lehetünk benne, hogy ezek maximális korok, a vizsgált réteg, nem holocén, hanem pleisztocén korú.

4. Diskusszió

Az előzetes irodalmi adatok alapján eredetileg azt feltételeztük, hogy a teljes rétegsor a holocénben halmozódott föl. Azonban a radiometrikus kormeghatározás során kapott eredmény: 8-9 m mélységben már késő-pleisztocén korokat mutatott.

A kapott koradatok (2. ábra) egymással jól egybeesnek: a rétegsorok 8-9 m közötti szakaszára (1-2 m-rel a sárgás színű üledékrétegek alatt) egyaránt ~ 29-25 ezer évvel (cal BC) ezelőtti képződési kort jeleznek. Ez a késő-pleniglaciális idejére, feltehetően annak is valamely interstadiálisára eshet, hiszen folyóvízi üledékképződés elsősorban a csapadékosabb klímájú időszakokra (vagy esetleg éppen a csapadékosból szemi-arid-arid felé tartó változás csúcspontjára) jellemző. Ha figyelembe vesszük CSERKÉSZ-NAGY Á. feltevését, mely szerint a Jászsági-medence egyes területein a jelenlegi Tisza-üledékek alatt megtalálhatóak az Ős-Bodrog üledékei, nem tartjuk lehetetlennek, hogy a mi rétegsorunk alsó szakaszán feltárt képződmény is még ehhez sorolható. Az e fölött települő sárga, talajosodott, gipszes képződmény viszonylag jó lecsapolódási körülményeket és száraz klímát jelez. Hogy még ez is a pleisztocénen belüli eseményhez köthető, vagy esetleg már a holocén valamely szárazabb időszakát jelzi, azt a sárga képződményből végzett kormeghatározás dönthetné el, amihez viszont a C-14 mérés számára megfelelő minőségű és mennyiségű (legalább 1-2 mg széntartalmú) makrofossziliát kellene belőle kinyerni. A jobb lecsapolódásra utaló talajosodás a holtág feltöltődését követően kialakult magasabb-ártéri környezetet valószínűsíti.

A TB-1-es rétegsor alsó részéből, 16,6-16,9 m közötti mélységből is készült radiometrikus kormeghatározás. Ez alapján ennek a szakasznak a lerakódása ~39-40 ezer évvel (cal BC) ezelőtt történhetett. (Egy ebből a mélységből származó molluszka-héjtöredéket is sikerült megmérni: ~43 ezer évvel (BP) ezelőttinek bizonyult. Lehetséges azonban, hogy a héjtöredék mélyebb szintből származik és áthalmozódás révén került a kérdéses mélységközbé.) A TB-1-es rétegsor szürke képződményének felső részéből (8,1-8,5 m közötti mélységből) kapott ~28-29 ezer éves (cal BC) és a 16,6-16,9 m közötti szakaszból nyert ~39-40 ezer éves (cal BC) koradatok, valamint a rétegek közötti szintkülönbség (8 m) ismeretében a két réteg között eltelt időszakra 0,8 m / 1000 év-es üledék-felhalmozódási ráta becsülhető (feltéve, hogy a rétegsor folyamatos). Természetesen ez az érték – mivel egyetlen adatpáron alapul és a csekély mértékű üledéktömörödést sem veszi figyelembe – csak feltételes módon fogadható el. A GÁBRIS GY. et al. által 2002-ben közölt üledékképződési ráta értéke 0,23-0,6 m / 120 év, azaz 0,19-0,5 m / 100 év és a Tisza Tiszadob - Sajó-torkolat közötti szakaszára vonatkozik. Mivel a rétegsor ezen szakaszában holtági, tehát kvázi tavi üledékképződésről beszélhetünk, reális, hogy mi alacsonyabb értéket kaptunk a GÁBRIS GY. et al. 2002 által számoltnál.

Eredményeink tehát azt mutatják, hogy az általunk vizsgált területre hosszú ideig alacsony energiájú állóvízi környezet uralkodhatott (az Ős-Bodrog feltöltődő holtága?). A kapott adatokból úgy tűnik, hogy 25-29 ezer évvel (cal BC) ezelőttre a holtág teljesen feltöltődött. Ezt követően a Tisza mederáthelyeződésekor (ld. 1. fejezet) – tehát a feltevések szerint - 14 ezer, vagy 16-18 ezer évvel ezelőtt - a terület a Tisza árterévé vált és bár időszakosan továbbra is víz boríthatta, az új meder bevágódása miatt

A RAMAN-SPEKTROSKÓPIA ALKALMAZÁSA SZERVES ANYAG ÉRETTSÉG MEGHATÁROZÁSÁRA A DONYEC-MEDENCE SZÉN MINTÁI PÉLDÁJÁN

Király Attila¹, Schubert Félix¹, Keno Lunsdorf², Gerd Rantitsch³, M. Tóth Tivadar¹

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

² Department of Sedimentology and Environmental Geology, Geoscience Center Georg-August Universität Göttingen, Germany

³ Department of Applied Geosciences and Geophysics, University of Leoben, Austria

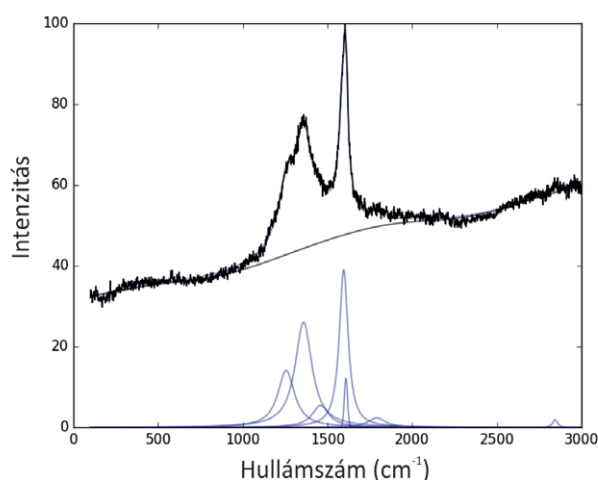
e-mail: kiralyata@gmail.com

1. Bevezetés

Az üledékes eredetű szerves anyag Raman-spektrumból történő érettség meghatározásának lehetőségét számos publikáció igazolta (Hinrics et al. 2014; Lunsdorf et al., 2014; Guedes et al. 2010; Aoya et al. 2010; Lahfid et al. 2010; Beyssac et al. 2002). A szerves anyag Raman-spektrumának csúcsokra való felbontásában azonban számos eltérés mutatkozik (Hinrics et al. 2014; Lunsdorf et al. 2014; Guedes et al. 2010; Lahfid et al. 2010; Li et al. 2006; Beyssac et al. 2002), valamint spektrumból számolt paraméterek értékei a műszerbeállítás és az alkalmazott lézertípus függvénye is (Lunsdorf et al., 2014; Aoya et al. 2010), így az egyes kutatók által publikált eredmények összevethetősége vitatható. A Donyec-medence, teljes szerves anyag érettségi tartományt átfedő szén mintasora lehetőséget biztosít arra, hogy a szerves anyag Raman-spektrumán a hőmérséklet hatására bekövetkező változásokat vizsgáljuk olyan szerves anyagok esetén, melyek fejlődése egy hőtörténeti modellel leírható. További célunk a már korábban megalkotott Raman-paraméterek és szerves anyag érettség növekedése közti kapcsolat, valamint a macerál csoportok Raman paraméterekre gyakorolt hatásának vizsgálata.

2. A szerves anyag Raman-spektruma

A szerves anyag Raman-spektruma a szerves anyag érettségétől függően eltérő számú csúcsot tartalmaz mind az elsőrendű (700-2000 cm^{-1}) (1. ábra), mind a másodrendű (2200-3400 cm^{-1}) tartományban. A szerves anyag szerkezetében bekövetkező változásokat a szerves anyag Raman-spektrumának elsőrendű tartományában lehet leginkább nyomon követni. Az érési sor végpontjának tekinthető grafit Raman-spektrumán az elsőrendű tartományban egy csúcs figyelhető meg 1583 cm^{-1} -nél, az úgynevezett G „grfit” csúcs mely az E_{2g} rezgési mód eredménye (Beyssac et al. 2002). Kisebb érettségű szerves anyag esetén Sadeczky et al. (2004) és Marshall et al. (2010) vizsgálatai alapján a folyamatosan jelen lévő G csúcs mellett a spektrumon további négy csúcs figyelhető meg a szerves anyag érettségétől függően – D1 (1350 cm^{-1}), D2 (1620 cm^{-1}), D3 (1500 cm^{-1}), D4 (1250 cm^{-1}). Li et al. (2006), valamint Guedes et al. (2010) a javasolt maximális öt csúcs helyet 6-10 csúcs jelenlétét feltételezi a spektrum elsőrendű tartományában. Hinrics et al. (2014) és Lunsdorf (2016) a szerves anyag Raman-spektrumán az elsőrendű tartományt két részre osztotta, D-csúcs „régió” (1300-1400 cm^{-1}), valamint G csúcs „régió” (1560-1620 cm^{-1}), így kikerülve a Raman csúcsok számának problémáját.



1. ábra A szerves anyag Raman-spektrumának elsődleges tartománya és értelmezése IFORS spektrumelemző szoftverrel

A szerves anyag érettségének növekedésével a Raman-spektrumon a D csúcs csúcspozíciója kisebb hullámszám felé tolódik el (Hinrics et al. 2014), míg a csúcs alatti terület csökken. Intenzitása a G csúcshoz viszonyítva 300 °C-ig csökken, majd 300-375 °C között folyamatosan növekszik, maximumát 375°C környékén elérve, ahol a $\frac{\text{intenzitás}_D}{\text{intenzitás}_G} > 1$. 375 °C után intenzitása folyamatosan és gyorsan csökken, a grafitos szerkezetet elérve eltűnik (Lunsdorf et al. 2016). A G csúcs csúcspozíciója 1600-1610 cm^{-1} között változik, intenzitása közel állandó marad, míg félérték szélessége csökken, így területe is. A grafit állapothoz közelítve csúcspozíciója 1583 cm^{-1} felé mozdul el.

3. Mintasor és módszertan

3.1 Mintasor

Vizsgálatainkhoz a Donyec-medence 22 szénmintáját használtuk fel. A 60000 km^2 kiterjedésű Donyec-medence késő devon rift medence, a Kelet-európai kraton keleti részén helyezkedik el. A medencét kitöltő rétegsor alját a medence peremén 750 m, míg a medence belső területein 5 km vastagságot is elérő riftesedés előtti és riftesedéssel egyidejű devon kőzet képezi. A rá települő, általunk vizsgált karbon korú kőzetek 13-14 km vastagságúak, megközelítőleg 130, 0,45-2,5 m vastagságú széncsíkot tartalmaznak. A karbon korú széncsíkok teljes vastagsága eléri a 60 métert. A medence középső részén a szén összlet antracit állapotot ért el, a kis érettségű szenek a medence nyugati és északi

részére korlátozódnak. A szerves anyag érését a permbe bekövetkező, a betemetődéssel és sülyedéssel növekvő hőmérséklet eredményezte, azonban a medence egyes részein perm korú magma intrúziók ezt felülbélyegezték (Sachsenhofer et al., 2002).

3.2 Módszertan

Vizsgálataink során 13 minta esetében a Raman-spektrumokat mind szemcséken, mind felületi csiszolatokban mértük, míg 9 minta esetén csak felületi csiszolatok voltak elérhetőek. A felületi csiszolatok elkészítése során 9 µm-os, 3 µm-os, valamint 1 µm-os polírozó koronggal políroztuk, azonban a vitrinit-reflexió (R_0) vizsgálatokhoz szükséges utolsó 0,05 µm-os polírozást már nem végeztük el, mert a szerves anyagban igazolt szerkezeti változást okoz (Lunsdorf 2016). A kis- és közepes érettségű ($R_0=0,72-1,44$) minták esetén a macerálok mikroszkópos elkülöníthetőségének köszönhetően a vitrinit és inertinit Raman-spektrumát külön is mértük.

A Raman-spektrumok méréséhez 532 nm-es Nd-YAG lézerrel felszerelt LABRAM (ISA JOBIN YVON, NEW JERSEY, USA) Raman-spektroszkópot használtunk. A lézer mintafelületre történő fókuszálása 10x-es nagyítású nagy munkatávolságú objektívvel felszerelt Olympus BX40-es mikroszkóppal történt. A mérések során 1200 vonal/mm-es diffrakciós rácsot használtunk. A minta felületére elérő lézer teljesítményét a kimenő 100 mW-ról a minta érettségétől függően D1-es és D2-es neutrális szűrő segítségével 1 mW alá csökkentettük a szerves anyag degradálódásának elkerülése céljából. A mérés során minden minta esetén 15 spektrumot gyűjtöttünk 100-3000 cm^{-1} között, 30-60 másodperces mérési idővel. A spektrumok felvétele során fluoreszcencia korrekciót nem alkalmaztunk.

A spektrum csúcsokra történő felbontásánál Hinricst et al. 2014, valamint Lunsdorf 2016 megközelítését alkalmaztuk a maximális öt csúcs spektrumillesztési sikertelensége miatt. Ennek következtében nem számoltuk az R_2 (Beyssac et al. 2002), valamint RA_1 és RA_2 paramétereket (Lahfid et al. 2010)

A spektrumok elemzése IFORS (Lunsdorf & Lunsdorf 2016), a szerves anyagok Raman-spektrumának automatikus, operátortól független elemzésére írt szoftver segítségével történt. A spektrumelemzési paraméterek beállítását követően a szoftver automatikusan elemzi és értelmezi a spektrumokat, így kiküszöböl minden olyan hibát, mely a spektrum értelmezése és Raman-csúcsokra történő felbontása során az operátor elkövethet (Lunsdorf et al. 2014). Az alapvonal illesztés ötödfokú polinommal és „mozgó átlag” segítségével történt, mely az IFORS spektrumanalízis részét képezi (Lunsdorf & Lunsdorf 2016). A spektrumelemzést követően a spektrumból kinyert paraméterek az alábbiak voltak: csúcspozíció; csúcsintenzitás; csúcsterület; STA (*Scaled Total Area*) - D_STA , G_STA ; RAR (Raman Area Ratio), valamint $D_intenzitás / G_intenzitás$. A D_STA valamint a G_STA paraméter esetén a spektrum 1000-1800 cm^{-1} közötti tartományában található csúcsok területét a D_STA esetén a legnagyobb intenzitású D csúcs területével osztja el és összegzi, míg a G_STA esetén a legnagyobb intenzitású G csúcs területével osztja el és összegzi. A RAR az alábbi egyenlet segítségével számolható ki:

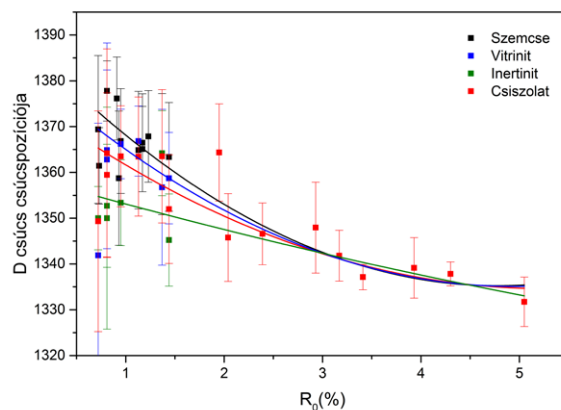
$$RAR = (\sum \text{Terület}_{\text{összes csúcs}} - \text{Terület}_{D_{\text{max}}}) / \text{Terület}_{D_{\text{max}}}$$

A szerves anyag Raman-spektrumából számolt értéket a mintákban mért R_0 értékekhez viszonyítottuk. Az R_0 értékeket Sachsenhofer et al. (2002), valamint Sachsenhofer et al. (2003) publikációiból érhetőek el. $R_0 < 2$ esetén a random reflexió értékeit használtuk fel, míg $R_0 > 2$ esetén $R_{\text{max}} = 1.066 R_{\text{ran}}$ (Ting 1978) egyenletből számoltuk ki a random reflexió értékét a maximális reflexió ismeretében.

4. Eredmények

4.1 Alapvonal illesztés ötödfokú polinommal

A D csúcs csúcspozíciója szemcséken mért Raman spektrum esetén (2. ábra) 1375 cm^{-1} -ről 1335 cm^{-1} -re, a felületi csiszolaton 1365 cm^{-1} -ről 1335 cm^{-1} -re, vitrinit macerál esetén 1370 cm^{-1} -ről 1335 cm^{-1} -re, míg inertinit esetén 1355 cm^{-1} -ről 1335 cm^{-1} -re csökken a növekvő érettséggel. A mért értékek középérték körüli szórása csökken a növekvő érettséggel. A kapott értékek alapján megfigyelhető, hogy a kis érettség szerves anyag esetén $R_0(\%) = 0,7-1,5$ a szemcsén mért Raman-spektrumokban a D csúcs csúcspozíciója, valamint a felületi csiszolaton mért D csúcs csúcspozíciója között 10 cm^{-1} különbség lehet, mely akár $R_0(\%) = 0,5$ -os különbséget is jelenthet. Abban az esetben, ha a macerált típusát is figyelembe vesszük, inertinit esetén már kis érettség esetén is 1355 cm^{-1} -es értéket kapunk, mely azt eredményezi, hogy a szerves anyag összetételének ismerete nélkül kizárólag a D csúcs csúcspozíciója alapján akár $R_0(\%) = 1-1,5$ is tévedhetünk a szerves anyag érettségét illetően. A D csúcs csúcspozíciója és R_0 közötti korrelációs együttható értéke $R^2 = 0,8-0,9$ között változott.



2. ábra A D csúcs csúcspozíciójának változása növekvő érettséggel polinomiális alapvonal illesztés esetén

A RAR értéke 3,5-ről 1-re csökkent növekvő érettséggel, mind a szemcsén, mind a felületi csiszolaton mért Raman-spektrumokban. Vitrinit macerálok esetén $R_0(\%) = 0,7-1,5$ között a RAR értéke kis mértékben nagyobb, valamint itt is megfigyelhető, hogy inertinit macerálok esetén már kis érettségnél is lényegesen kisebb RAR értéket kapunk, mely $R_0(\%) = 4$ -os félre becslést is eredményezhet. Az RAR és R_0 közötti korrelációs együttható értéke $R^2 = 0,8-0,9$ között változott.

A D_STA értéke 275-ről 150-re csökkent a szemcsék esetén, míg felületi csiszolatban 250-ről 150-re. Vitrinit esetén a kezdő D_STA érték a felületi csiszolathoz képest kissé magasabb, míg az inertinit esetén valamivel kisebb

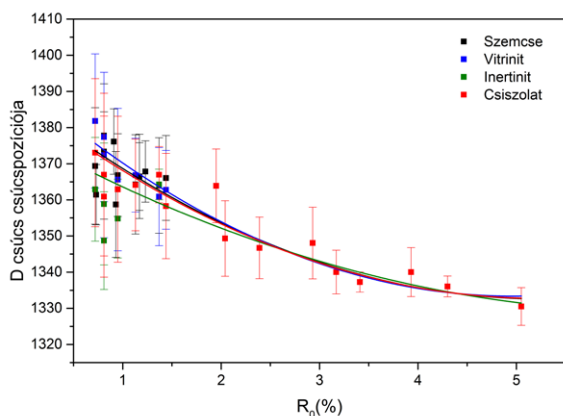
volt. A mért értékek középérték körül szórása a növekvő érettséggel csökken. A D_{STA} paraméterek R_0 közötti korrelációs együttható értéke $R^2=0,8-0,9$ között változott. A G_{STA} esetén a mért értékek és az R_0 közötti korrelációs együttható értéke $R^2=0,44-0,64$ között változik, mely a két változó közti gyenge kapcsolatra utal.

A $D_{intenzitás}/G_{intenzitás}$ esetén $R_0(\%)=0,7-2$ között a mért értékek szórása nagy így az R_0 és a $D_{intenzitás}/G_{intenzitás}$ között kapcsolat nem figyelhető meg, azonban $R_0=2-5\%$ között a $D_{intenzitás}/G_{intenzitás}$ 0,6-ról 0,8-ra növekszik növekvő R_0 értékkel.

4.2 Alapvonal illesztése mozgó átlaggal

A D csúcs csúcspozíciója 1375 cm^{-1} -ről 1330 cm^{-1} -re csökkent, mely megegyezik a felületi csiszolaton, valamint a vitrinit szemcséken mért értékekkel. Inertinitnek esetén 1365 cm^{-1} -ről 1330 cm^{-1} -re módosulnak a csúcspozíciók. A D csúcs pozíciója és az R_0 közötti korrelációs együttható értéke $R^2=0,9-0,95$ között változott (3. ábra).

A RAR értéke a szemcsék esetén 3-ról 0,5-re csökkent, mely megegyezik az inertinitben megfigyelhető trenddel. A felületi csiszolaton, valamint vitriniten mért kezdeti RAR értékek magasabbak, mely arra utalhat, hogy a polírozás esetleges szerkezeti károkat okozhatott. A RAR és R_0 közötti korrelációs együttható értéke $R^2=0,8-0,9$ között változott.



3. ábra A D csúcs csúcspozíciójának változás „mozgó átlag” alapvonal illesztés esetén

A D_{STA} értékei szemcsék esetén 280 -ról 150 -re csökkentek növekvő érettséggel, míg kis érettségi tartományban a felületi csiszolatok, valamint a vitrinitnek esetén a kezdeti érték $310-320$ körül kezdődik. Inertinitnek esetén 270 körüli kezdőértékek figyelhetők meg. Az eredmények alapján igazolható, hogy a $0,7-2 R_0(\%)$ tartományon csupán a mért szerves anyag típusa $R_0(\%)=1,5$ -es eltérést is okozhat R_0 értékében.

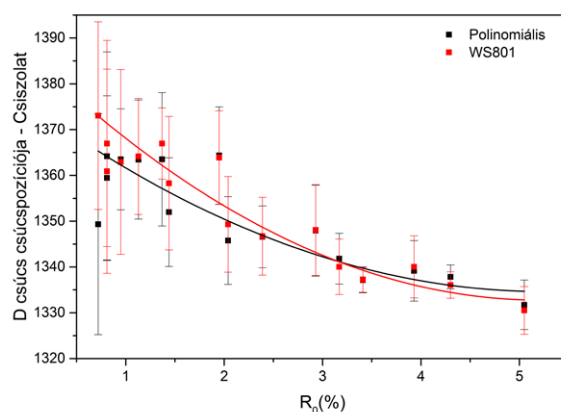
A G_{STA} értékei, valamint az $R_0(\%)$ között azt ötödfokú polinommal történő alapvonal illesztéssel ellentétben erős korreláció figyelhető meg. A szemcséken és felületi csiszolatokon az érettség növekedésével a G_{STA} értékei 200 -ról 130 -ra csökkentek, vitrinitnek esetén 230 -ról 130 -ra, míg 190 és 130 között változott az érték.

A $D_{intenzitás}/G_{intenzitás}$ és $R_0(\%)$ között $R_0(\%)=0,7-2$ között gyenge korreláció figyelhető meg, míg $R_0(\%)=2-5$ között az értékek $0,6-0,8$ között változnak a szerves anyag érettségének növekedésével.

4.3 Eltérő alapvonal illesztéssel mért értékek összehasonlítása

A fentebb ismertetett értékek alapján az inertinit macerálok mérését kerülni kell, mivel jelentősen torzítják a végső eredményt. Ennek következtében az inertinit macerálok esetében a Raman-paraméterek alapvonalától való függésének összehasonlítását nem végeztük el.

A szemcséken mért D pozíció értékek változása az alapvonal típusától független, a két módszer közel ugyanazt az eredményt adja. Felületi csiszolatokon kis érettség esetén $5-10\text{ cm}^{-1}$ -es különbség mérhető, mely $R_0(\%)=0,5-1$ közötti félrebecslést eredményezhet. Vitrinitnek esetén a két eltérő alapvonal illesztés között 5 cm^{-1} figyelhető meg a kis érettségű mintákban, mely a növekvő érettséggel eltűnik (4. ábra).



4. ábra Eltérő alapvonal illesztés okozta különbség a D csúcs csúcspozíciójában

Az RAR értékeiben a szemcsék esetében $0,5$ -ös különbség figyelhető meg, mely az érettség növekedésével fokozatosan eltűnik. Felületi csiszolatokon a RAR értékében a kezdeti különbség több mint 1 , mely $R_0(\%)=1-1,5$ közötti félrebecslést is eredményezhet az eltérő alapvonal illesztésnek köszönhetően. Vitrinit macerálok esetén a kezdeti különbség a szemcsékhez hasonlóan 1 körüli, mely fokozatosan csökken, azonban az eltérő alapvonal illesztés itt is $R_0(\%)=0,5-1$ közötti különbséget okozhat. A D_{STA} értékei szemcsék esetén közel megegyező trendet mutatnak a választott alapvonal illesztésétől függetlenül. Felületi csiszolatok esetén az eltérő alapvonal illesztés közötti értékek lényegesen nagyobbak $R_0(\%)=0,7-2,5$ között, mely a szerves anyag érettségét illetően akár $R_0(\%)=1,5$ -os félrebecslést eredményezhet. Vitrinit macerálok esetén a felületi csiszolatokhoz megegyező eredményt kaptunk.

G_{STA} értékei és R_0 között ötödfokú polinommal történő alapvonal illesztés esetén erős korreláció nem figyelhető meg, így az alapvonal illesztések közötti különbséget nem tudtuk mérni.

A $D_{intenzitás}/G_{intenzitás}$ és R_0 -al között gyenge korreláció van a teljes érettségi tartományt figyelembe véve.

Valamennyi paraméter esetében a mozgó átlaggal történő alapvonal illesztés esetén a mért értékek és az R_0 között erősebb korreláció figyelhető meg, mint ötödfokú polinommal történő alapvonal illesztés esetén.

4.4 A kapott értékek összehasonlítása korábbi értékekkel

Lunsdorf & Lunsdorf (2016) vizsgálatai alapján a szerves anyagban a hőmérséklet hatására bekövetkező változások nyomon követésére a D_STA paraméter a legalkalmasabb. Publikációja alapján a 488 nm-es, 633 nm-es, valamint 785 nm-es hullámhosszúságú lézerrel történő mérések között 0,12 D_STA/nm eltérés figyelhető meg. Ezen különbséget figyelembe véve és a kapott D_STA értékeinket módosítva, az általunk szemcséken mért D_STA értékek és az általa publikált D_STA értékek erős korrelációt mutatnak. A felületi csiszolatokon, valamint ez eltérő macerál típusokon mért értékek $R_0(\%)=0,7-2,5$ tartományon az érettség növekedésével csökkenő mértékben, de eltérnek.

5. Összefoglalás

Vizsgálataink alapján kimutatható, hogy a szerves anyagban bekövetkező változások vizsgálatára a szerves anyag Raman-spektrumából számolt számos paraméter alkalmas $R_0(\%)=0,7-5$ érték között. Azonban az eredmények alátámasztják, hogy a kapott értékek kizárólag abban az esetben vehetőek össze korábbi publikációk eredményeivel, ha az alkalmazott lézerhossz, valamint az alapvonal illesztés és spektrum csúcsokra történő felbontásának módszere is megegyezik.

Az adatsor alapján elmondható, hogy kis érettségű szerves anyag esetén a Raman-paraméterek és az egyes mintákhoz tartozó értékek középérték körüli szórás is nagy, mely az érettség növekedésével csökken.

Eredményeink igazolják, hogy a vitrinit és inertinit macerálok eltérő érettséget mutatnak, így a szerves anyag Raman-spektroszkóp alapú vizsgálatánál a macerál típusát figyelembe kell venni, az inertinit macerálok mérését külön kell.

A diszperz szerves anyagokkal ellentétben a kis érettségű szén szerkezetére már az 1 μm -es polirozás is hatással van. Lunsdorf & Lunsdorf 2016 által publikált, diszperz szerves anyag D_STA értékének változásán alapuló termométer jól alkalmazható szenek érettségének meghatározására is.

6. Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki Reinhard Sachsenhofernek Donyec-medence szénmintáinak biztosításáért és a kutatás különböző fázisaiban nyújtott önzetlen és segítőkész munkájáért, valamint Ronald Bakkernek a Montánuniversitát Leoben Raman-spektroszkópjának használatáért.

7. Felhasznált irodalom

Aoya, M., Kouketsu, Y., Endo, S., Shimizu, H., Mizukami, T., Nakamura, D., and Wallis, S. (2010). Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(9):895–914.

Beyssac, O., Rouzaud, J.-N., Go_é, B., Brunet, F., and Chopin, C. (2002b). Graphitization in a highpressure, low-temperature metamorphic gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(1):19–31.

Francis T.C. Ting (1978) Petrographic techniques and analysis, Analytical method for coal and coal products, 3-25

Guedes, A., Valentim, B., Prieto, A. C., Rodrigues, S., and Noronha, F. (2010). Micro-Raman spectroscopy of collotelinite, fusinite and macrinite. *International Journal of Coal Geology*, 83(4):415–422.

Hinrichs, R., Brown, M. T., Vasconcellos, M. A., Abrashev, M. V., and Kalkreuth, W. (2014). Simple procedure for an estimation of the coal rank using micro-Raman spectroscopy. *International Journal of Coal Geology*, 136:52–58.

Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., and Go_é, B. (2010). Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). *Terra Nova*, 22(5):354–360.

Lünsdorf, N. K., Dunkl, I., Schmidt, B. C., Rantitsch, G., and von Eynatten, H. (2014). Towards a Higher Comparability of Thermometric Data obtained by Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material. Part I: Evaluation of Biasing Factors. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 38(1):73–94.

Lünsdorf, N. K. (2016). Raman spectroscopy of dispersed vitrinites - Methodical aspects and correlation with reflectance. *International Journal of Coal Geology*, 153, 75-86

Lünsdorf, N. K. and Lünsdorf, J. O. (subm.). IFORS- iterative Fitting of Raman Spectra. *International Journal of Coal Geology*

Marshall, C. P., Edwards, H. G. M., and Jehlicka, J. (2010). Understanding the application of Raman spectroscopy to the detection of traces of life. *Astrobiology*, 10(2):229–243.

Sachsenhofer, R.F., Privalov, V.A., Izart, A., Elie, M., Kortensky, J., Panova, E.A., Sotirov, A., Zhykalyak, M.V., 2003. Petrography and geochemistry of Carboniferous coal seams in the Donets Basin (Ukraine): implications for paleoecology. *Int. J. Coal Geol.* 55, 225–259.

Sachsenhofer, R.F., Privalov, V.A., Zhykalyak, M.V., Bueker, C., Panova, E., Rainer, T., Shymanovskyy, V.A., Stephenson, R. (2002) The Donets Basin (Ukraine/Russia): coalification and thermal history. *International Journal of Coal Geology* 49, 33– 55.

Sadezky, A., Muckenhuber, H., Grothe, H., Niessner, R., and Pöschl, U. (2005). Raman microspectroscopy of soot and related carbonaceous materials: Spectral analysis and structural information. *Carbon*, 43(8):1731–1742.

A KŐ-HEGYI (SOPRONI-HEGYSÉG) GRÁNÁTOK MAGMÁS ÉS METAMORF KÉPZŐDÉSÉNEK KÖRÜLMÉNYEI EMPA, PIXE ÉS LA-ICP-MS VIZSGÁLATOK ALAPJÁN

Király Edit¹, Török Kálmán¹, Dégi Júlia¹, Kertész Zsófia², Rainer Abart³

¹ Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

² MTA Atommagkutató Intézet, Környezetfizikai Osztály, Debrecen

³ Bécsi Egyetem, Litoszféra Kutató Tanszék, Bécs

e-mail: kiraly.edit@mfgi.hu

1. Bevezetés

A Soproni Gneisz Formáció magmás és metamorf fejlődéstörténetének számos elemére fény derült az utóbbi 30 év vizsgálatai során, elsősorban földtani megfigyelések, petrográfia, főelem-geokémia és főelem-ásványkémiai vizsgálatok alapján (Lelkes-Felvári et al, 1984; Kisházi és Ivancsics, 1989; Török 1996, 1998, 2001). Jelen munkánkban a Kópháza melletti Kő-hegy kőfejtőjében feltárt gneisz és pegmatit gránátjainak fő- és nyomelemzónasságát vizsgáltuk elektron-mikroszkopos, mikro-PIXE és LA-ICP-MS segítségével, hogy a magmás és metamorf fejlődéstörténet további részleteit ismerjük meg.

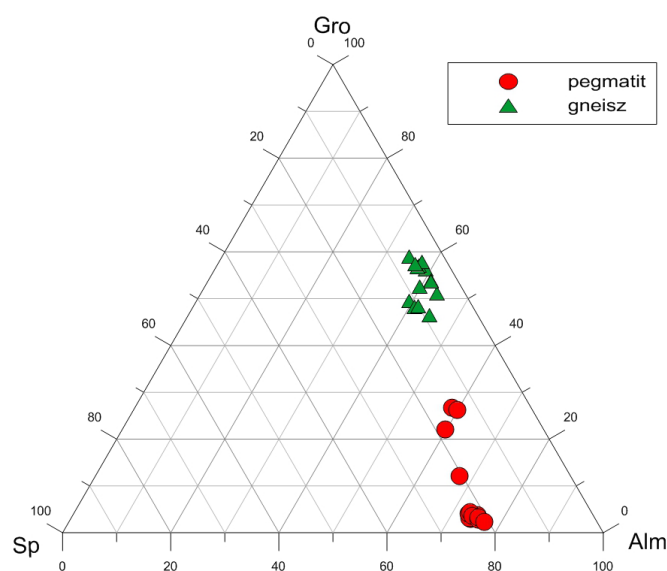
2. Földtani áttekintés

Az alsó kelet-ausztriai takaró részeként számon tartott Grobgnaisz a Soproni-hegységben ortogneiszből, metagránitból és pegmatitos zsebekből áll, néhol milonitos szerkezetet mutatva (Lelkes-Felvári et al. 1984). A variszkuszi, erősen peraluminios gránit és annak pegmatitos fészkei képezik a gneisz protolitját, amelyek fluidgazdag környezetben szubsolidusz körülmények között fejlődtek tovább. Ásványkémiai és petrográfiai elemzések alapján az egykori magmás ásványegyüttesből pertites kálföldpát, biotit, muszkovit és gránát ismerhető fel (Török, 1998). Ezt követően az alpi hegységképződés során körülbelül 14 kbar-on és 550 °C-on metamorfizálódott a kőzet, melyben új kálföldpát, albit, fengit, biotit, gránát és helyenként zoizit-epidot képződött (Török 1996, 1998, 2001). Nagy nyomáson az albitosodást vizes NaCl-os fluidumok kísérték (Török 1996, 2001).

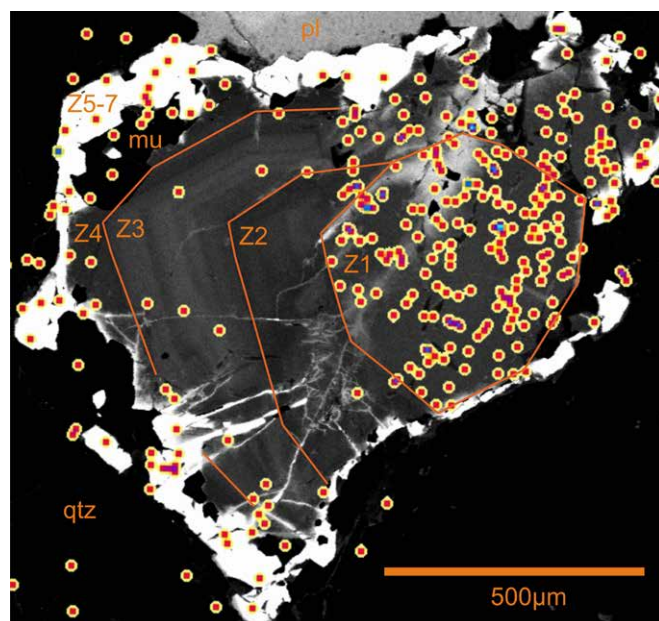
3. Módszertan

Az elektron-mikroszkopos pontelemzések és elemtérképek nagyfelbontású téremissziós katóddal felszerelt elektron-mikroszkopos (Cameca SXFiveFE) készültek a Bécsi Egyetemen. Az egyes gránátzónákból a nyomelemösszetétel meghatározására az LA-ICP-MS (New WaveUP 213; Perkin Elmer Elan DRCII) elemzéseket készítettünk az MFGI-ben, amelyeket kiegészítettünk mikro-PIXE (részecskeindukált röntgenemisszió) elemtérképekkel. Ez utóbbiak pásztázó nukleáris mikroszkopos lettek felvéve a debreceni MTA Atommagkutató Intézetben.

A pegmatitból 4 gránát szemcse elemtérképét és/vagy nyomelemeloszlását vizsgáltuk, amelyet a gneiszből származó 3 szemcse fő- és nyomelemeloszlása egészít ki.



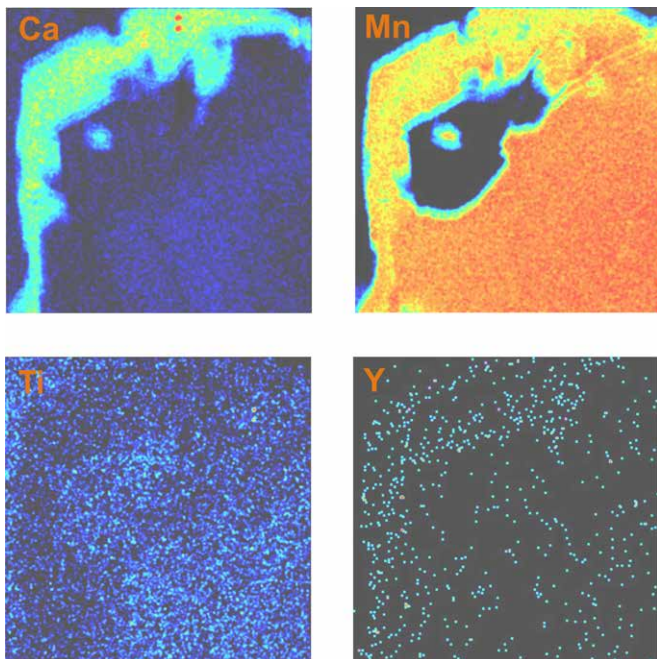
1. ábra A gránátokból készült EMPA alapján számolt szélső tagok aránya



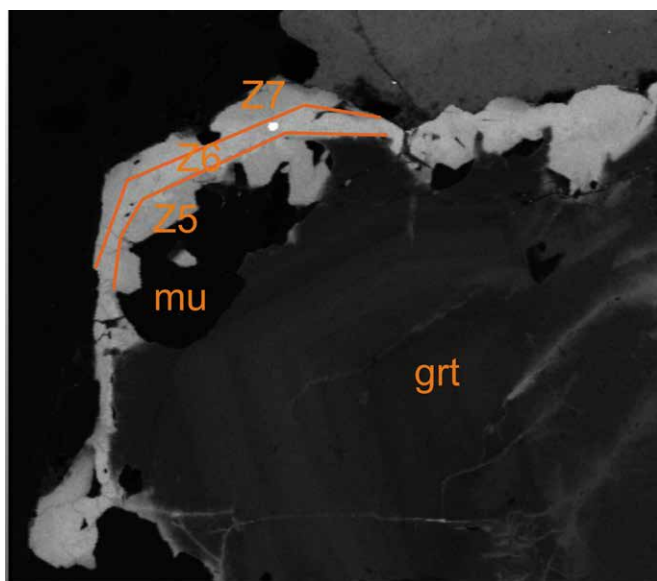
2. ábra PIXE-vel mért Y-eloszlás a Ca elem térképen

4. A gránátok elemeloszlása

A gneiszben és a pegmatitban található gránátok főelem-összetétele jelentősen eltér egymástól (1. ábra). A pegmatitokban két jól elkülöníthető gránátzónát találtunk. A gránátok magja almandin gazdag, 20% körüli spessartinnal és kevés grosszulárral és piroppal ($\text{Alm}_{71,0-75,0} \text{Sps}_{20,8-22,6} \text{Grs}_{2,2-4,3} \text{Prp}_{2,3-2,8}$). A Ca-térkép (2. ábra) mutatja, hogy a mag tovább osztható egy homogén belső, kettő oszcillációs zónásságot mutató közbülső és egy keskeny, homogén, peremi részre. A nyomelemeloszlások alapján, a PIXE elemtérképeken a homogén belső mag (Z1) Y-dús, amit egy Y-ban egyértelműen kimerült rész (Z2) követ (2. ábra).



3. ábra PIXE elemtérkép Ca-ra, Mn-ra, Ti-ra és Y-ra. A pásztázott terület nagysága 400x400 μm

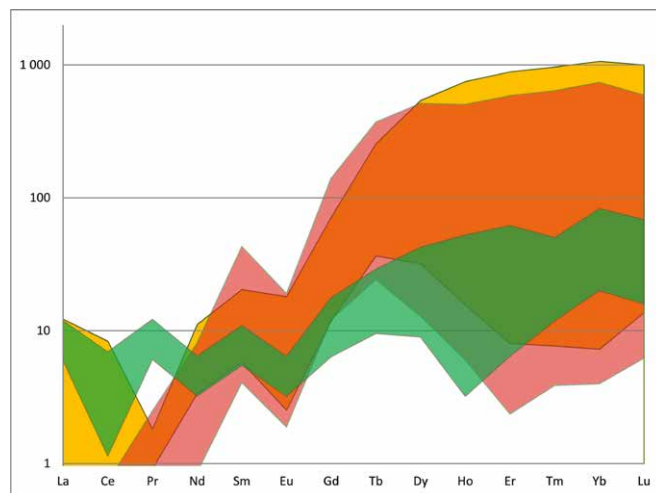


4. ábra Röntgen-elemtérkép a peremi Ca-eloszlásról (hosszú él: 0,4 mm)

Nemcsak a sensu stricto magot jelentő idiomorf szemcse, hanem annál kiterjedtebb rész is ugyanolyan magas Y- és

Ti-tartalmat mutat. A külső oszcillációs zónás részben (Z3) az Y és a ritkaföldfémek mennyisége ismét megnő, bár a legbelső részen mérhető értékektől messze van. Ebben a részben a Ti is viszonylag magasabb értékeket ér el. A Ca-ban észlelhető oszcillációs zónásság a Ti-eloszlásban is nyomon követhető, ugyanott észlelhető maximumokkal és minimumokkal (3. ábra). Az Y és ezzel együtt a RFF-ek máshogy viselkednek: a Ti-ban szegényebb zónák fejlődésének kezdetekor mutatják maximumukat.

Az oszcillációs zónás részt egy Ca-ban, Ti-ban és Mn-ban szegényebb perem (Z4) zárja, amelyben ezen elemek csökkenése a megnövekedett Fe-tartalommal kompenzálódik. Ezt a peremet muszkovitzárványok sora jellemzi. A gránát magjának visszaoldódott felszínére, nem folytonos szegélyben, grosszulárban gazdagabb, almandinban és spessartinban szegényebb inhomogén szegély (Z5-7) nőtt ($\text{Alm}_{57,8-59,0} \text{Grs}_{21,7-26,4} \text{Sps}_{13,8-18,0} \text{Prp}_{1,3-1,4}$) épül. A palássági irányokban képződött peremi, Ca-dús gránátnyúlványok mindig jobban fejlettek, mint a palásságra merőleges oldalon. A magban a repedéseket is grosszulárban gazdagabb gránát töltötte ki (2. ábra). A Ca-ban gazdag szegélyben a Ca-térkép (4. ábra) alapján középen egy Ca-ban gazdag sáv (Z6) néhol kettéválasztja az egyébként is Ca-dús peremet, amely Mn-ban, Fe-ban, Ti-ban és Y-ban is minimumot mutat (3. ábra). Egyes gránátok Ca-dús peremének szélén ismét erősen feldúsul az Y és a nehéz ritkaföldfémek. A palássági síkokban továbbnővekedett gránát dúsul leginkább nehéz RFF-ekben.



5. ábra Primitív köpenyre (McDonough & Sun 1995) normált RFF-eloszlás a pegmatit gránátjának magjában (sárga) és Ca-os peremén (piros), valamint a gneisz (zöld) gránátjában

A gneiszekben főleg grosszulár-almandin gránátokat találunk változó mennyiségű spessartinnal és elhanyagolható piroptartalommal ($\text{Grs}_{46,1-58,7} \text{Alm}_{34,4-44,4} \text{Sps}_{4,6-11,0} \text{Prp}_{0,5-0,9}$) (1. ábra). A vizsgált gránátokban csak gyenge változás figyelhető meg az elemeloszlásokban. A spessartin először kifelé csökken, majd a szemcse szélén egy vékony, nem folytonos zónában ismét növekszik. A spessartin változásait főleg a grosszulár, kisebb mértékben az almandin változása kompenzálja. A gránátok Ti-tartalma messze felülmúlja (710–2725 ppm) a pegmatitban lévő magmás gránátét (28–598 ppm). A RFF-dús perem viszont messze alulmarad a pegmatitban és más magmás gránátokban mért értékektől, a könnyebb nehézRFF-ekben való dúsulásból származó púpos lefutás pedig nem jellemző (5. ábra). A magban egyértelműen alacsonyabb a RFF-kon-

centráció, többnyire kimutatási határ alatti. Nyomelemek közül a Zn, Sc és Y is kevesebb a magban. A palásság síkjában továbbnövekedő gránátperemen mintegy 200 μm -es távolságon 13 ppm-től 90 ppm szumma RFF-gazdagodás észlelhető.

Kifejezett negatív Eu-anomáliát a pegmatitból származó magmás gránát mutat. A metamorf peremen nem jellemző, mint ahogy a gneisz gránátjában sincs negatív Eu-anomália.

5. A gránátok fejlődéstörténete

A kő-hegyi pegmatit gránátjai a kéreg megolvadásából származó, erősen peraluminios olvadékból kezdtek kristályosodni, ami egy nagyon komplex, többszörösen szünetelő, majd újrainduló gránátképződést eredményezett.

A homogén Ti- és Y-, feltehetően RFF-ben is dús mag (Z1) tekinthető az első kiválási terméknek. Az Y-dús zóna (2. ábra) formáját tekintve valószínűleg több kisebb gránátkezdeményből áll össze. Eredetét tekintve lehet metamorf gránát reliktum, a gránitos olvadékból kivált gránátkezdemény, vagy a pegmatitos fészek későmágnás olvadékából kivált szemcse. Mint metamorf gránát reliktum metapelitből vagy gneiszből származhat; magasabb Y- és RFF-tartalma azonban nem valószínűsíti a metamorf eredetet. Ha a gránát kiválása a gránitos olvadékban kezdődött, akkor a gránát az olvadék összes elérhető Y- és RFF-tartalmát bekebelezte, kimerítve ezzel az olvadékot, ami egy gyakorlatilag Y-mentes ránövekedést eredményezett. A harmadik lehetőség, hogy a gránitos olvadékban nem alakult ki a gránátképződéshez megfelelő környezet, például nem volt elég Fe és Al a rendszerben, ezért a későmágnás maradékolvadékból tudott csak beindulni a gránátképződés. Itt megnőtt az Y és RFF-tartalom, ha más akcesszória nem merítette ki az olvadékot korábban. A gránátmagra rezorpció nélkül, de feltehetően némi szünet után Ca-ban szegényebb (Z2), majd gazdagabb (Z3) oszcillációs zónás fázisok épülnek enyhén aszimmetrikus továbbnövekedést mutatva (2. ábra). Az oszcillációs zónásság a Ca-térképen a legjellegzetesebb, habár egyes jellegeket a Mn-térképen is sejteni lehet, de sem a Mg- sem a Fe-térkép nem mutatja. A nyomelemek közül a Ti és az Y mutat zónásságot. Az egyes elemekben megfigyelt eltérő változások oka az intergranuláris diffúzió különböző sebességében keresendő. Mind kísérleti mind tapasztalati adatok alapján a Fe-, Mg-, Mn- és a RFF-ek diffúziója is gyorsabb a Ca-énál a mátrix (jelen esetben olvadék) és a növekvő gránát szemcse között. A Ca-hoz hasonlóan még az Al diffúziója is lassú, feltehetően az Al jelenléte vagy nemléte kontrolálja a gránátképződést. Ha a Ca diffúziója lassabban megy végbe az olvadékban, mint ahogy a gránát növekszik, ami gyors növekedés vagy nagy viszkozitás mellett állhat fenn, akkor, a zónásságot a gránát számára elérhető Ca-mennyiség szabályozza. Ezenkívül a gránát gyorsabb és lassabb növekedésének váltakozásával is kialakulhat oszcillációs zónásság (Carlson 2002). Az olvadék hűlése során a diffúzió lelassul, de a gránát és olvadék közötti megoszlási együttható megnő, azaz a gránátba gyorsabban épülnek be az elemek, ezáltal kimerült környezetet okozva, ami – ha elég gyorsan növekvő gránatról van szó – elősegíti az oszcillációs zónásság kialakulását. A Z2 zóna a gránátmagon új gócponttal, más kristálytani irányokkal, egy enyhén megváltozott összetételű,

Ti-ra, Y-ra és RFF-ekre kimerült olvadékból növekedett tovább. Ezt a változást előidézhette volna RFF-tartalmú akcesszória kiválása is, de akár a gránátmag fejlődése is okozhatta a kimerülést. A pegmatitban nincs akcesszória, hiányzik a gneisz cirkonja és apatitja, monacit és xenotim sem képződött. Valószínűbb tehát, hogy a gránátmag létrejöttével az olvadék összes elérhető RFF- és Y-tartalma felhasználódott, a továbbiakban nem volt utánpótlás, ami be tudott volna a gránátba épülni.

A következő, enyhe Ca-dúsulással jellemezhető fázis (Z3) jobban fejlett oszcillációs zónásságot mutat, ami feltehetően már egy erősen viszkózus olvadékból, alacsonyabb hőfokon képződött.

Az ezt követő keskeny zóna (Z4) a magmás gránát feltételezett pereme, Ti-ban, Ca-ban és Mn-ban kiürült, Fe-ban enyhén dúsult oszcillációs zónásságtól mentes rész muszkovitzárványokkal. A Mn mennyiségének csökkenése és a Fe növekedése a feltételezett magmás perem felé egy hőmérséklet-növekedést jelezhet, amit esetleg egy pulzáló olvadékutánpótlás okozhat. A metamorf rezorpció miatt azonban ennek ciklikussága már nem biztos, hogy nyomonkövethető. A Mn csökkenése esetleg a pegmatitos fészek Mn-kiürülését is tükrözheti, míg a helyére a későmágnás olvadékban még mindig jelenlévő Fe épül be. A Mn-tartalom csökkenése alacsonyabb hőmérsékleten redukálja a gránát stabilitási mezejét, míg a mafikus elemek kiürülése az olvadékból szintén veszélyezteti a gránátképződést. Ebben a végső fázisban a muszkovitzárványok magasabb részaránya jelzi, hogy habár az Al még mindig jelen van az olvadékban, de már nem a gránátba épül be, hanem a gránát helyett ill. mellett muszkovit képződik. A későmágnás kristályosodás során, ill. azt követően dokumentált vizes oldatok szintén kedveznek a muszkovitképződésnek.

A magmafejlődés vége felé bekövetkező szubsolidusz folyamatok a köpenyxenolitok gránátjaiban erősen befolyásolják a RFF-eloszlásokat (Lesnov és Anushin 2013), ami esetleg okozhatja a kő-hegyi gránátokban is a nehéz RFF-ekben dúsuló RFF-eloszlás mellett megfigyelhető „púpos” RFF-eloszlásokat, melyek a nehéz RFF-ek könnyebbik felének relatív dúsulását jelentik. A púpos RFF-eloszlások Stevens et al. (2007) szerint in situ parciális olvadék jelenlétére utalnak, erre azonban az olvadékon belül nem kerülhetett sor.

Metamorf gránátokban a többször visszatérő Y-maximumokat a progresszív gránátnövekedés során bekövetkezett időszakos rezorpció reliktumának tekintik (Pyle and Spear, 1999, Yang and Rivers, 2002 and Kohn and Malloy, 2004), a kő-hegyi gránátban azonban a magmás eredetű zónákban találtunk relatív Y-maximumokat, visszaoldódás azonban ezeken a helyeken nem észlelhető, csak a metamorf perem fejlődését közvetlenül megelőzően történt.

A Ti beépülése a gránátba nagymértékben függ a gránát összetételétől: 2:1 arányú alm/grs összetétel esetében a hőmérséklet csökkenésével és a nyomás növekedésével egyre kevesebb Ti képes beépülni, míg a tiszta almandin a növekvő nyomással egyre több Ti beépülését teszi lehetővé (Keane et al. 1997). Kísérletek azt mutatják, hogy egy hűlő olvadékból, aminek nő a viszkozitása nő a Ti-beépülés lehetősége is (Ackerson 2015), de megoszlási együtthatója jelentősen változik a hőmérséklettel (Lesnov és Anushin 2013). A Ti^{VI} beépülése a Ca-tartalom függvénye, míg a Ti^{IV} , hasonlóan a kvarchoz, 3 vegyértékű kation beépüléséhez kötődik. A Ti mennyiségének csökkenését a magmás

perem felé azonban itt feltehetően, elsősorban az olvadék Ti-ban való kiürülése okozza. Ez a zóna tartalmazza a legtöbb muszkovitzárványt is, ahová a PIXE elemterképek alapján a Ti nagyobb mértékben épül be, mint a gránátba. A muszkovitzárványok képződésével párhuzamosan, ill. azt megelőzően a gránát Ti-ban, Ca-ban való kimerülését több szemcsében is követni lehet, míg a Mn-csökkenés és Fe-dúsulás nem jelentkezik minden peremen.

A Ca-gazdag metamorf gránátperem képződése előtt a magmás gránátok erősen rezorbeálódtak. A rezorpció elősegíti az Y és RFF-ek feldúsulását, ami a visszaoldódott területek peremén enyhén megnövekedett Y-tartalomban érvényesül.

A metamorf szegély is zónás (3-4. ábra) és aszimmetrikus. A Ca-ban gazdag közbülső, keskeny rész, amelybe a Ca a Fe és Mn rovására épül be, jelenti a legnagyobb nyomáson képződött gránátot, ami összhangban van Keane et al. (1997) megállapításával, hogy a maximum nyomáson képes a legkevesebb Ti beépülni.

A magmás gránátok képződött metamorf nyúlványok képződését az aktuális feszültségtér is erősen befolyásolta; a palássági síkkal párhuzamosan mindig jobban fejlett a Ca-dús perem, és magasabb össz RFF-tartalommal bír, mint a palásságra merőleges szegélyek. A gránát részben rideg viselkedése a metamorfózis során a szemcséket megrepesztette, ahová a felszabadult Ca az oldatokkal eljutott, így a repedésekben is Ca-dús gránát képződött (2. ábra). A gneiszben a gránát grosszulárban jóval gazdagabb, mint a pegmatitban. A nyomás növekedésével, de a magmás környezethez képest alacsonyabb hőmérsékleten, amikor a metamorf gránát képződött, a gneiszben, a grosszulárban jóval gazdagabb gránát képződését a plagioklász kis hőmérsékleten történő albitosodása készítette. Ezáltal a gneiszben több volt a gránát számára elérhető Ca-mennyiség.

A Ti mennyisége a gneiszben található gránátban és muszkovitban is többszöröse, mint a pegmatit gránátjában és muszkovitjában. Ez ellentmond Keane et al. (1997) eredményeinek, habár ezek a gránátok sokkal Ca-dúsabbak, mint a kísérlet által meghatározott $\text{alm}_{20}\text{gr}_{80}$ összetétel. Hasonlóan a pegmatitban a megnyúlási irányban tovább-növekedett metamorf nyúlványokhoz, a gneiszben lévő gránátzsemszke palásság síkjában megnyúlt, nyomásárnyékos csúcán is megfigyelhető egy határozott RFF- és Y-dúsulás. Szintén folyamatos a nehéz RFF-ek dúsulása a magtól a peremig a Limpopo-öv beli gneisz gránátjában is (Buick et al. 2006). Ez ellentétes a granulit-eklogit fáciesű gránátokban megfigyelt diffúzió szabályszerűségeivel, nevezetesen, hogy a nehéz RFF-ek jutnak legkevésbé távol a magból (Schmolke et al. 2007). Habár a diffúzió nyomásárnyékban gyorsabban bekövetkezhet, mint a maximális stressznek kitett oldalakon, az esetleges diffúzióknak csak a legelső hőmérsékleti határát érte el a kőzet (~550°C). Mindezek alapján feltehető, hogy a nehéz RFF-dúsulás a megnyúlási irányokban nem diffúzió-kontrolált változás, hanem inkább a metamorf gránátképződés késői szakaszában bekövetkezett fluidum hatására utalhat, amely során az Y és a ritkaföldfémek mobilizálódtak. A Soproni-hegységben példa erre a Szarvas-hegy - Tolvaj-árok, Füzes-árok környékén leírt Th- és RFF-indikációk (Fazekas et al. 1975).

A negatív Eu-anomália szintén a magmás és a metamorf gránát elkülönítő bélyege, habár a ritkaföldfémek utólagos átrendeződése néhány helyen megzavarja a nyomelemel-

oszlásokat a gránátzsemszken belül. Míg a magmás gránátok már plagioklász kiválást követően képződtek az olvadékból, ezért kifejezett negatív Eu-anomáliát mutatnak, addig a pegmatitos gránátok nőtt metamorf perem és a gneisz metamorf gránátjának RFF-eloszlása nem jellemezhető Eu-anomáliával.

6. Összefoglalás

Variszkuszi peraluminiumos olvadékból és/vagy elkülönült későmágnas maradékolvadékból kezdtek a kő-hegyi gránátok fejlődni. A több fázisú, komplex, magmás kristályosodás során a főelem-összetétel változásain túl a nyomelemek többé-kevésbé ritmikus változása is nyomon követhető. A magmás kristályosodás befejező fázisában a feltételezett gránátperemmel párhuzamosan muszkovitzárványok is képződtek, majd szubsolidusz oldatok megjelenésével fejeződik be a gránátok magmás története. A gránát jelentős visszaoldódása után a mélybe került gránit nagy nyomáson (14 kbar) metamorfizálódott, amely során a pegmatitos fészkekben Ca-ban enyhén gazdagabb ($\text{CaO} < 9\%$) perem fejlődött – feltehetően csak ennyi Ca-ot tudott a környezetéből összegyűjteni, – míg a gneiszben található, mintegy 20% CaO-ot tartalmazó gránátok szintén ekkor képződtek. Habár összetételükben jelentős eltérések vannak, néhány geokémiai jelleg nagyon hasonló. Mind a pegmatitos gránát peremén, mind a gneisz gránátján megfigyelhető egy Mn-dúsabb, szegényebb, majd a peremen újból dúsabb zóna. A nyomásárnyékban növekedett gránátnyúlványok pedig mindkét kőzetben ritkaföldfémekben való dúsulást mutatnak.

Irodalomjegyzék

- Ackerson, M.R. (2015): AGU Fall Meeting, San Francisco.
 Carlson, W.D. (2002): *Am. Mineral.*, 87, 185–204.
 Fazekas, V., Kósa, L., Selmeczi, B. (1975): *Földtani Közlöny* 105: 297–308.
 Kisházi, P. & Ivancsics, J. (1989): *Földtani Közlöny* 119: 153–166.
 Keane, S.D., Essene, E.J., Manning, C.E. (1997): Seventh Annual V. M. Goldschmidt Conference, Tucson, Arizona.
 Kohn, M.J. & Malloy, M.A. (2004): *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 101–113.
 Lelkes-Felvári, Gy., Sassi, F.P., Visoná, D. (1984): *Rend. Soc. It. Miner. Petr.* 39: 593–612.
 Lesnov, F.P. & Anushin, G.N. (2013): CRC Press, ISBN-13: 978-0-203-11967-9, 300.
 McDonough, W.F. & Sun, S.-S. (1995): *Chem. Geol.* 120 223–253.
 Pyle, J.M. & Spear, F.S. (1999): *Geol. Mat. Res.* 1, 1–49.
 Schmolke, M.K., Zack, T., O'Brien, P.J., Jacob, D.E. (2008): *Earth and Planetary Science Letters* 272 488–498.
 Stevens, G., Villaros, A., Moyen, J.-F. (2007): *Geology* 35, 9–12.
 Török, K. (1996): *Eur. J. Miner.* 8: 917–925.
 Török, K. (1998): *N. Jb. Miner. Abh.* 173: 63–91.
 Török, K. (2001): *N. Jb. Miner. Abh.* 177/1 1–36.
 Yang, P. & Rivers, T. (2002): *Geol. Mat. Res.* 4, 1–35.

A SZÉKELYFÖLDI CSOMÁD TŰZHÁNYÓ UTOLSÓ KITÖRÉSEIT MEGELŐZŐ MAGMAKAMRA-FOLYAMATOK – KÖVETKEZTETÉSEK A VULKÁNI MŰKÖDÉS JÖVŐBELI FELÚJULÁSÁNAK VESZÉLYEIRE

Kiss Balázs¹, Harangi Szabolcs^{1,2}, Taracsák Zoltán², Christoph Hauzenberger³, Theodoros Ntaflou⁴, Paul R.D. Mason⁵

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Department of Earth Sciences Mineralogy & Petrology, Karl-Franzens-University, Graz

⁴ Department of Lithospheric Research, University of Vienna, Vienna

⁵ Department of Earth Sciences, Utrecht University, Utrecht

e-mail: balazskissgeo@gmail.com

A Kárpát-Pannon térség területén a legutolsó kitörés mintegy 30 ezer éve volt a Délkeleti-Kárpátokban található Csomád tűzhányón (Harangi és mtsi., 2010). Ez az eltelt időszak bár hosszúnak tűnik, számos tudományos megfigyelés jelzi, hogy a tűzhányó működése felújulhat (pl.: Harangi és mtsi., 2015a,b), ezért nem kerülhető meg e kérdés körültekintő szakmai vizsgálata. Ebben a kérdésben kulcsfontosságú, hogy megismerjük, milyen magmakamra-folyamatok idézik elő a kitöréseket, hogyan zajlik a magmatározó reaktivációja, ehhez milyen körülmények (p, T, fH_2O , fO_2) szükségesek, továbbá milyen eredetű magmák vesznek részt a reaktivációban. A dácitban lévő fenokristályok kémiai-sztratigráfiája ujjlenyomatként őrzi ezeket az információkat. A csomádi dácitban a fenokristályok közül kiemelendő az amfibol, amelynek kémiai összetétele érzékenyen reagál a magma összetételének, hőmérsékletének, illótartalmának és a nyomásviszonyok megváltozására. Ezért az amfibolok vizsgálatával egyszerre következtethetünk a reaktiváció előidéző folyamataira és körülményeire is.

Munkánk során a Tusnádfürdőtől kb. 1 km-re délre található piroklasztit feltárás horzsaköveit tanulmányoztuk. A tusnádfürdői, a Csomád egyik legösszetettebb és legtöbbet vizsgált feltárása. A feltárás képződményeit alulról felfelé, az Ölt teraszüledéke, plaecotalaj, hullott piroklasztit, két piroklaszt ár üledék és egy lahar üledéke képviselik. Az egyes rétegek értelmezésében találunk némi különbséget, a területet korábban vizsgáló szakemberek munkáiban, de abban mindenki egyetért, hogy a középső 3 réteg elsődleges piroklasztit. A jelen tanulmány során vizsgált mintákat ezekből a piroklasztit rétegekből vettük. A tusnádfürdői piroklasztit rétegsor a Csomád egyik leghevesebb kitörését képviseli, amely körülbelül ~50 ezer évvel ezelőtt zajlott, a Csomád legfiatalabb aktív szakaszában. A felszínre tört magma petrogenetikáját Vinkler és mtsi (2007) is tárgyalta, azonban a fenokristályok integrált szöveti és kémiai elemzését nem végezték el, így a kitörést előidéző magmakamra-folyamatok és körülmények nem ismertek. A vizsgált piroklasztit rétegekben található amfibol kristályokat változatos szövet és geokémiai összetétel jellemzi. A fő- és nyomelem összetételük alapján az amfibol kristályokat 3 csoportba sorolhatjuk, amelyek 3 magma-komponenst képviselnek. A zónás amfibolok vizsgálata során olyan összetett amfibolokat is megfigyeltünk,

amelyekben mindhárom komponens megtalálható egy kristályon belül. Az 1-es csoportba tartozó amfibolok egy kis hőmérsékletű (<750°C) felzikus magmát képviselnek. Ezeknek az amfibol kristályoknak a kémiai összetétele jó átfedést mutat a Kiss és mtsi. (2014) által leírt hornblendék összetételével, amelyek egy erősen lehűlt, felső kéregbeli, felzikus kristálykását képviselnek. A 2. komponens egy Mg-gazdag, forró (850-900°C), mafikus olvadék, amelynek az amfibolból számolt nyomelem összetétele nagyon jó egyezést mutat a Csomádtól néhány kilométerre található shoshonitos magmák nyomelem összetételével. A 3. komponens az 1-esnél nagyobb hőmérsékletű (~830°C) felzikus magma. A zónás kristályok alapján a szolidusz közeli kristálykásába egy forróbb mafikus benyomulás történt, amely olvadást idézett elő, azonban kitörést nem. A kristálykása csak az újabb felzikus magma benyomulás után remobilizálódott.

A tusnádfürdői horzsakövek vizsgálata több fontos új eredménnyel szolgált: 1. A Csomád kitörését több magmabenyomulása is megelőzheti, a kristálykása remobilizáció több lépcsős folyamat is lehet. 2. A magmatározó reaktivációja erőteljes felfűtés nélkül is bekövetkezhet. 3. A reaktivációban litoszféraköpeny eredetű, shoshonitos magmák is részt vehetnek, kialakítva a csomádi dácit speciális geokémiai karakterét. A kutatás a K116528 sz. OTKA pályázat része.

Irodalomjegyzék

- Harangi, S., Molnár, M., Vinkler, A.P., Kiss, B., Jull, A.T. and Leonard, A.G., (2010): Radiocarbon, 52/3, 1498.
- Harangi, S., Novák, A., Kiss, B., Seghedi, I., Lukács, R., Szarka, L., Wesztergom, V., Metwaly, M. and Gribovski, K., (2015) Journal of Volc and Geoth Res, 290, pp.82-96.
- Harangi, S., Lukács, R., Schmitt, A.K., Dunkl, I., Molnár, K., Kiss, B., Seghedi, I., Novothny, Á. and Molnár, M., (2015) Journal of Volc & Geoth Res, 301, pp.66-80.
- Vinkler, A. P., Harangi, S., Ntaflou, T., & Szakács, A. (2007). Földtani Közlöny, 137(1), 103-128.
- Kiss, B., Harangi, S., Ntaflou, T., Mason, P. R., & Pál-Molnár, E. (2014). Contr. to Min Pet, 167(3), 1-27.

A CSOMÁDON (DÉL-HARGITA) FELÁRAMLÓ GÁZOK MENNYISÉGE ÉS EREDETE

Kis Boglárka Mercédesz¹, Ionescu Artur², Harangi Szabolcs¹, Palcsu László³

¹ MTA-ELTE, Vulkanológiai Kutatócsoport, Kőzetan és Geokémiai Tanszék, Budapest

² BBTE, Környezettudomány és Környezetmérnöki Kar, Kolozsvár

³ MTA-ATOMKI, Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratórium, Debrecen

e-mail: kisboglarka85@gmail.com

1. Bevezetés

A Kárpát-Pannon Régió délkeleti részén elhelyezkedő Csomád hegység a Kelemen-Görgényi-Hargita vulkáni vonulat legfiatalabb lávadóm-komplexuma (legutolsó kitörés kora 32 ka, Harangi et al., 2010). A legfrissebb kutatások szerint (Harangi et al., 2015), amely magnetotellurikai és kőzettani adatokat hangol össze, a vulkán alatt 7–20 km mélységben valószínűsíthető olvadéktartalmú magmás test, amely könnyen remobilizálódható friss magma utánpótlódása esetén. A mélyben zajló aktív folyamatokra utalnak a Csomád térségében fellelhető termálvizek, a szén-dioxidban, kén-hidrogénben, metánban gazdag kigőzölgések, valamint a közelben található Vrancea szeizmikus zóna is.

A Keleti-Kárpátok ásványvizeinek és mofettáinak nemesgáz összetételéről kevés tudományos munka született. Ami a kigőzölgő gázok mennyiségét, fluxusát illeti a Csomád környezetében csak egy tudományos munka született (Frunzeti és Baciú, 2012) amely a Szent Anna vulkanikus tó környezetében határozza meg a gázok mennyiségét.

2. Anyag és módszer

A MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport keretén belül, 2015-ben elkezdett kutatásunk a Csomád és környezetében feláramló fluidumok geokémiájával foglalkozik.

Jelen dolgozatunkban a Csomád és környezetében feláramló gázok mennyiségéről valamint nemesgáz összetételéről számolunk be.

Két irányban történt a gázok (szén-dioxid és metán) mennyiségének számszerűsítése: a mofetták és buborékoló medencékből valamint a talajból feláramló gázok mérése.

Úgy a mofetták, medencék mint a talajban levő gázok mérése a West System (Pontedera, Olaszország), CO₂ és CH₄ szenzorral ellátott fluxusmérőt használtuk. A talajfluxusok mérése a térség két legnagyobb mofetta övezetét választottuk ki, az Apor lányok feredőjét Bálványosfürdőn valamint a lázárfalvi Nyírfürdőt. Ezek 2880 valamint 2750 m² -es területeket fedtek le. A talajfluxus méréseket 2 illetve 4 méterenként végeztük egymással párhuzamos és ugyancsak 2 illetve 4 méteres távolságon elhelyezkedő szelvények mentén. A gázfluxus mérésekkel párhuzamosan nemesgáz koncentrációkat és izotóp összetételeket is vizsgáltunk 31 mintán (barlangok, mofetták, fürdők, források és a Szent Anna kráterperem). A hélium és neon koncentrációkat, a ³He/⁴He izotóp összetételt a debreceni ATOMKI, Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratóriumában, VG5400 nemesgáz-tömegspektrométerrel határoztuk meg.

3. Eredmények és következtetések

Dolgozatunkban a Csomádon meghatározott első talaj-fluxus

mérésről valamint a gázok nemesgáz összetételéről számolunk be. Összesen 400 (Apor lányok feredője) illetve 175 (Lázárfalva, Nyír fürdő) mérőpont alapján sikerült a tajafluxusokat meghatározni.

A szén-dioxid mennyisége a mofetták és buborékoló medencék esetében 277 and 8172 g/nap, a metáné 1.68 és 172 g/nap. Az ebből számított teljes kibocsátás 0,1 and 2,98 t/év CO₂ és 0,002 és 0,063 t/év CH₄. A talajfluxusok értéke ennél nagyságrendekkel nagyobb volt, az Apor lányok feredőjénél a CO₂ fluxus 17 és 81936 g m⁻² nap⁻¹, a CH₄ fluxusok 0,46 to 14017 g/m²/nap között váltakoztak.

A talajfluxusból statisztikai módszerekkel számolt teljes kibocsátás a vizsgált területekre 6759 t/év CO₂, amely aktív tűzhányók által kibocsátott gázmennyiséggel felel meg.

A vizsgált területen a mért He izotóp arányok (³He/⁴He, R/Ra arányban kifejezve) 0,14–3,25 között váltakoznak. A Csomád-Bálványos régióban lévő mofetták és ásványvizek hélium izotóp arányai a köpeny eredetű fluidumok tartományához közelítenek. A kapott értékek, a felszínre érkező kevert gázra utalnak. Ez úgy jöhet létre, hogy a földköpeny-eredetű magmából kiszivárgó fluidumok, gázok felszínre emelkedésük során kéregben képződött fluidumokkal keveredtek.

A Sano és Wakita (1985) által javasolt, ³He/⁴He és ⁴He/²⁰Ne arányokon alapuló számítás alapján kiszámítható a köpeny, kéreg valamint atmoszférikus eredetű He százalékos mennyisége. Ehhez kiválasztottuk a megfelelő szélső értékeket: az Európai Szubkontinentális Kéreg, mint a helyi köpeny szélső érték, az atmoszféra, valamint az Erdélyi-medencében mért gázok izotóp összetétele, mint kéreg szélső érték. Ezek alapján a Csomádon feláramló gázok hélium-összetétele legtöbb 65%-ban köpeny eredetű. A vulkáni övezettől távolodva a kárpáti flis irányába ez a mennyiség 1,9%-ra csökken, míg a kárpáti előtérben, a Foksány-medencében ez csak 0.19%. A legmagasabb érték tehát a Csomád vulkáni övezetében található, amely arra utal, hogy még létezik a vulkán alatt olvadékot tartalmazó és lassan kigázásodó magmás test. Ezek a fluidum-geokémiai eredmények összhangban állnak a korábbi geofizikai kutatások (Harangi et al., 2015) eredményeivel is.

Irodalomjegyzék

- Harangi, Sz., Molnár, M., Vinkler, A.P., Kiss, B., Jull, A.J.T., Leonart, A.E. (2010): Radiocarbon, 52, 1498–1507.
- Harangi, Sz., Novák, A., Kiss, B., Seghedi, I., Lukács, R., Szarka, L., Westergom, V., Metwaly, M., Gribovszki, K. (2015): JVGR, 290, 82–96.
- Frunzeti, N., Baciú, C. (2012): Diffuse CO₂ emission at Sfanta Ana lake-filled crater (Eastern Carpathians, Romania), Procedia Env.Sci. 14, 188-194
- Sano, Y., Wakita H., (1985): Geographical distribution of 3He/4He ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism, Journal of Geophysical Research, 90, 8729-8741.

MIOCÉN HOMOKKÖVEK PETROGRÁFIAI VIZSGÁLATÁNAK EREDMÉNYEI A SZEGHALOM-DÓM KÖRNYEZETÉBEN

Kiss Robina¹, Schubert Félix¹

¹ SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

e-mail: csacsakiss@gmail.com

1. Bevezetés

A Szeghalom-dóm környezetében mélyített fúrásokban feltárt miocén homokkővek törmelékes földpátszemcséi szénhidrogén-migrációra utaló nyomokat tartalmaznak, amely migráció ideje mindeztidáig tisztázatlan. Célunk választ adni arra a kérdésre, hogy a migráció a metamorf hátban, annak lepusztulása előtt, vagy azután ment-e végbe. Munkánkban a kutatás első eredményeit mutatjuk be.

2. Földtani háttér

A Szeghalom-dóm feletti bádeni-szarmata üledékes ösztet a Békési-medence feltöltődése során alakult ki. A helyenként több, mint 6000 m-es vastagságot meghaladó üledékes rétegsor keletkezését Teleki és társai (1994) a középső miocénben meginduló litoszféra kivékonyodáshoz kapcsolódó süllyedéshez kötik. Feltételezhető, hogy a Békési-medence északi területén elhelyezkedő Szeghalom-dómtól északra található Biharnagybajom-dómról, a Kőrösi Formáció (Szederkényi, 1984) dominánsan amfibolitból és gneiszből álló aljzati képződményei pusztultak le, és meghatározóan ezek a kőzetek adják az említett homokkőtestek törmelékanyagát.

3. Petrográfiai eredmények

A vizsgált minták a Szeghalom-dómtól északnyugatra („A” minta), és a dómtól keletre („B” minta) mélyült fúrásokból kerültek felszínre. A minták szürke, zöldes árnyalatú, szemcsevázú, közepesen, rosszul osztályozott homokkővek. A kőzetek uralkodó szemcsemérete finom-durvaszemcsés homok. A Wentworth-skála szerinti osztályozás alapján a vizsgált minták nagy része finomkavicsos közép-durvaszemcsés homokkő, emellett megjelenik finomkavicsos finomszemcsés homokkő. A finomkavics szemcseméretű alkotók jól koptatottak, szfericitásuk nagy, metamorf eredetűek (gneisz?). A meghatározó szemcsemérethez (0,5-1 mm) tartozó szemcsék szögletesek, kis szfericitásúak, érintkezésük, ha jelentkezik, pontszerű-vonalmenti, érintkezés hiányában mintegy „úszik” a karbonátcementben. A vázalkotó szemcsék döntően kvarcból, kisebb mennyiségben földpátból állnak, és jelentős arányban jelenik meg metamorf kőzettörmelék. A mintákban jelen levő 1-2 mm nagyságú, fehér színű szemcsék a vékonycsiszolati, és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok alapján agyagásvány halmazok (kaolinit?). A finomszemcsés mátrix (amennyiben található a mintában) lokálisan beburkolja a szemcséket, mennyisége azonban egyik mintában sem meghatározó. A csiszolatokban azonosítható fossziliák foraminifera vázelemek, illetve puhatestű (kagyló) héjtörödékek.

A homokkővek karbonát kötőanyaga több formában jelenik meg. Dominánsan blokkos, helyenként poikilotópos pátként, azonban előfordul izopach cementként is. Karbonátfestés alapján az „A” minta uralkodó cementásványa vasas kalcit, a „B” minta esetében ankerit. Alárendelten megjelenik szintaxiális albit-továbbnövekedés (melyet a törmelékes szemcséken jelentkező üde, idiomorf földpátkristályok igazolnak). Az agyagásvány halmazok utalhatnak a földpát szemcsék kaolinnal történő helyettesítésére, melyek relatív korának megállapításához további vizsgálatok szükségesek.

A törmelékes földpát szemcsékben UV gerjesztés hatására sárgászöld színnel lumineszkáló, szénhidrogén-tartalmú fluidumzárványok találhatók. A zárványok alakja megnyúlt, egymással párhuzamosak, egy-, vagy kétfázisúak (LCH+V). Méretük nem éri el az 5 mikronos nagyságot. A bezáró földpátszemcsék albit összetételűek, melyekben kisméretű, xenomorf káliföldpát-zárványok ismerhetők fel. A szénhidrogén-tartalmú fluidumzárványok és a káliföldpát-zárványok az elektronmikroszkópos vizsgálatok alapján nincsenek szöveti kapcsolatban egymással.

4. Konklúzió

A szemcsék osztályozottsága és a szemcseösszetétel arra utal, hogy a minták mind szövetileg, mind pedig ásványos összetétel szempontjából éretlenek, az üledék szállítódása rövid távolságon zajlott le. A laza szemcseérintkezés alapján feltételezhető, hogy az üledéket a cementációt megelőzően nem érte nagyobb mértékű kompaktáció. A kaolinit-halmazok feltételezhetően a földpát-szemcsék mállásával jöttek létre.

A szénhidrogén-zárványok alakja, egymáshoz viszonyított helyzete elsődleges eredetre utal, a káliföldpát-zárványokkal nincsenek kapcsolatban. Felmerül azonban a kérdés, hogy vajon a törmelékes, kissé visszaoldódott albitszemcsékben helyettesítésként vált ki a káliföldpát, vagy korábbi, káliföldpát anyagú szemcséket ért Na-metaszomatózis, ezzel káliföldpát reliktumokat hagyva hátra? Ennek kiderítése választ adhat a szénhidrogén-zárványok csapdázódásának relatív korára, az erre irányuló vizsgálatok még folyamatban vannak.

Köszönetnyilvánítás

A mintákért és adatokért köszönetet mondunk a MOL Nyrt-nek és Dr. Kiss Baláznak.

Irodalomjegyzék

- Szederkényi, T. (1984): Doktori értekezés, Szeged.
Teleki, P. G., Mattick, R. E., Kókai, J. (1994): Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

A PARGAZITOS AMFIBÓL POTENICONÁLIS SZEREPE A LITOSZFÉRA DINAMIKÁJÁBAN

Kovács István¹, Lenkey László², Green H. David³, Fancsik Tamás¹, Falus György¹, Kiss János¹, Orosz László¹, Viktor Zsuzsanna¹, Angyal Jolán¹

¹ Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, Budapest;

³ University of Tasmania, School of Earth Sciences, Hobart, Australia

e-mail: kovacs.istvan.janos@mfgi.com

1. Bevezetés

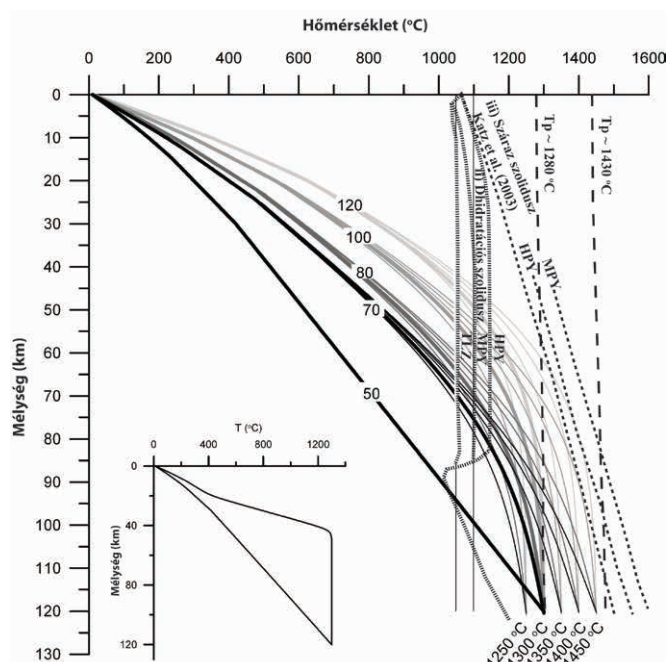
Napjainkra már klasszikusnak mondható Green és Liebermann (1977) modellje, amely a litoszféra-asztenoszféra rendszer fejlődésének egyik legfontosabb tényezőjének a pargazitos amfiból stabilitását jelölte meg a felső-köpenyben. Az elképzelés szerint ugyanis a litoszféra-asztenoszféra határ (röviden LAH) az óceáni lemezek és fiatalabb és vékonyabb kontinentális lemezek (magasabb hőáramú területek alatt) egybeesik a pargazit tartalmazó köpeny olvadáspontjával (pargazit dehidratációs szolidusz, PDSZ). A PDSZ hőmérséklete függ a felső-köpeny geokémiai fertilitásától, ugyanis kimerültebb összetétel mellett alacsonyabb hőmérsékleten (~ 1050 °C, 2. ábra), míg fertilitesebb összetétel esetén, magasabb hőmérsékleten (~ 1150 °C, 2. ábra) található. A PDSZ hőmérséklete ráadásul 1 és 3 GPa között (kb. 30 és 90 km között) nagyjából konstansnak tekinthető, azaz nem változik lényegében a nyomással. Ebből adódóan ésszerűnek tűnik a felvetés, hogy a PDSZ-nak megfelelő izotermáknak a felső-köpenyben egybe kellene esnie az LAH-val a magas hőáramú területeken. A pargazitos amfiból a felső-köpenyben maximálisan 3 GPa-ig (~90 km) stabil alacsonyabb hőáramú területeken (idősebb óceáni és kontinentális litoszférák), ennél nagyobb nyomáson lebomlik. Ez jelentős mennyiségű „vizet” szabadít fel, amely globálisan geofizikai anomáliák (csökkent szeizmikus hullámsebesség, megemelkedett vezetőképesség) kialakulásához vezethet ~90 km mélységben.

Előadásunkban azt mutatjuk be részletesen, hogy a PDSZ-nak megfelelő izotermák helyzete a Pannon-medence alatt valóban egybeesik-e a független geofizikai módszerekkel meghatározott LAH-val. A Pannon-medence ugyanis egy fiatal, magas hőárammal (>90 mW/m²) jellemezhető medence, ahol a pargazit stabilitását a hőmérséklet határozza meg, azaz 3 GPa-nál (kb. 90 km) sekélyebb mélységben olvad meg. Előadásunkban tehát azt elemezzük, hogy a PDSZ-nak a Pannon-medence alatt megfelelő (1050 és 1100 °C) számított izotermák mélységei valóban egybeesnek-e a LAH-ra jellemző szeizmikus és magnetotellurikus módszerekkel meghatározott LAH mélységgel. A vizsgálataink során figyelembe vettük, hogy a medence alatti felső köpeny összetétel a kimerült és primitív között változik. A megközelítés újszerűségét az adja, hogy időközben kísérleti közettani munkák bizonyították (Green et al., 2010; 2014; Kovács et al., 2012), hogy a pargazit stabilitásához akár ~200 ppm (vagy akár kevesebb) teljes közetre számolt víztartalom is elég a felső köpenyben. Mivel ennyi víz még az óceán közepi bazaltok (MORB) kimerültebb forrásrégiójában is van, ezért feltételezhető, hogy a pargazit, ha igen kis modális mennyiségben is (< 1 v/v%), de szinte mindenhol jelen van a sekély felső-köpenyben. Ez

azt jelenti, hogy a felső-köpeny olvadáspontja valószínűleg lényegesen alacsonyabb annál mint ahogy azt az eddigi modellek tartották a pargazit stabilitásának figyelembevétele nélkül (Katz et al., 2003;).

2. Módszer

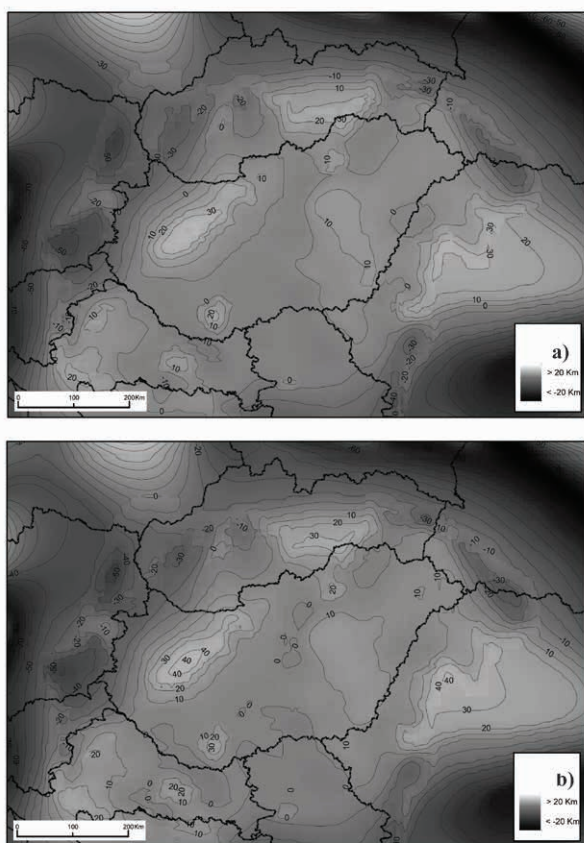
Először az 1050 és 1100 °C izotermák mélységét határoztuk meg a felszíni hőáram értékek és terület-specifikus mélység-hőmérséklet görbék segítségével. A hőáram értékek területi eloszlását Lenkey et al. (2002) munkájából vettük.



1. ábra Hőmérséklet-mélység görbék a Pannon-medencében egy nem egységes megnyúlási modell alapján számolva (részleteket lásd a szövegben). A sűrűn pontozott vonalak a PDSZ és száraz szolidusz lefutását jelzik különböző köpenyösszetételre (kimerült: TQ; primitív: MPY; fertilis: HPY). A ritkábban pontozott vonalak a különböző potenciális hőmérsékletekhez tartozó adiabaták lefutását jelzik.

A hőmérséklet-mélység görbék számításához Royden és Keen (1980) nem-egységes megnyúlási modelljét vettük alapul, amely figyelembe veszi a litoszféra átmeneti lehűlését és figyelembe veszi, hogy a kéreg és a litoszférikus köpeny különböző mértékben nyúlhat meg. A kéreg és a litoszférikus köpeny megnyúlásának az értékét 5 * 5 kilométeres területekre számoltuk ki a Pannon-medencében, úgy, hogy a modell által jelzett jelenlegi felszíni hőáram értékeket és a felhalmozott üledék vastagságot közelítettük a megfigyelt értékekhez. A modell figyelembe veszi a

kéregbeli radioaktív hőtermelést is. A számítások során feltételeztük, hogy a hőmérséklet 120 km mélységben 1300 °C majd az extenziót követően a hőmérséklet fokozatosan erre a hőmérsékletre tér vissza (1. ábra bal alsó sarka). Természetesen bizonyos mértékben szubjektív, hogy ebben a mélységben mekkora hőmérsékletet feltételezünk, ezért vizsgáltuk azt is, hogy milyen hatással van a hőmérséklet változtatása a mélység hőmérséklet görbének lefutására. Azt tapasztaltuk azonban, hogy amennyiben ezt a hőmérsékletet 1250 és 1450 °C között változtatjuk az izotermák sorrendben 3 km-rel mélyebbre és 5 km-rel sekélyebbre kerülnek. Azaz a hőmérséklet jelentős változása sem okoz 5 km-nél nagyobb eltérést az izotermák mélységében. Ezek után az adott hőáramnak megfelelő hőmérséklet-mélység görbék alapján kiszámítottuk az 1050 és 1100 °C-os izotermáknak megfelelő felületek mélység térképét a Pannon-medence alatt. Végül képeztük ennek a felületnek és a geofizikailag meghatározott LAH felületnek (Tari et al., 1999) a különbségtérképét km-ben megadva (2. ábra).



2. ábra A PDSZ mélysége és a geofizikailag meghatározott LAH közötti különbség km-ben kifejezve a kimerültebb (1050 °) (a) és primitívebb (1100 °C) (b) köpeny esetében.

3. Eredmény

A 2. ábra alapján megállapíthatjuk, hogy a geofizikailag meghatározott LAH és a PDSZ hőmérséklet alapján kijelölt felületek közötti különbség a Pannon-medence központi részén jóval ± 10 km-en belül marad, de jellemzően ennél is kisebb mértékben tér el. Ez alapján leszögezhetjük, hogy konzervatívan értékelve is, az eredmények nem mondanak ellent azon klasszikus kőzettani modellnek, amely szerint a nagyobb hőárammal jellemezhető területeken

(fiatal kontinentális riftek, óceáni lemezek) az LAH egybe esik a PDSZ-szal. Ezek alapján PDSZ-nak megfelelő izotermák mélysége az LAH mélységének jó elsőleges becslését adhatja.

Megállapítható, hogy jelentősebb különbségek csak azokban az esetekben tapasztalhatóak, ahol a felszíni hőáram értékek anomálian alacsonyak (Mecsek, Bükk, Bakony), köszönhetően a karsztvíz hűtő hatásának. Szintén jelentősebb eltérést tapasztalunk az Erdélyi-medence területén és az Alföld dél-kelet részén is. Az Erdélyi-medence esetében nyilvánvaló, hogy a Kárpát-Pannon régió ezen része más jellegű fejlődésen ment keresztül mint a medence központi területe, így arra modellünk sem alkalmazható. Az Alföld dél-keleti részének esetében pedig elképzelhető, hogy a fiatal mély medencékkel jellemzett terület (Békési és Makói árok) még jelenleg sem került teljesen termális egyensúlyba.

A hegység kereten kívüli részeken a modell előrejelző képessége az LAH-t illetően jelentősen leromlik, ez annak köszönhető, hogy a pargazit lebomlása ezen alacsony hőáramú területeken, még az előtt bekövetkezi, hogy a PDSZ-t elérné a hőmérséklet. Ez annak köszönhető, hogy a pargazit 3 GPa nyomáson akkor is instabil lesz, amennyiben a hőmérséklet nem éri el a PDSZ-nak megfelelő hőmérsékletet. Tehát olyan területeken ahol a hőáram alacsonyabb (kratonok, idősebb kontinentális és óceáni lemezek) azt várhatjuk, hogy kb. 90 km mélységben geofizikai anomáliák jelenjenek meg. Ezt valóban alátámasztják globális vagy nagy területekre kiterjedő szeizmikus vizsgálatok eredményei is, amelyek globálisan is kimutatták, hogy ~90-100 km mélységben létezik egy zóna, ahol a szeizmikus hullámok viseledésében különböző anomáliák jelentkeznek (pl. Thybo and Perchuc, 1997; Thybo, 2006; Kind et al. 2012).

A PDSZ tehát igen fontos szerepet játszik a felsőköpenyben megjelenő reológiai és geofizikai anomáliák kialakulásában, így ennek figyelembevétele a jövőben segítheti a litoszféra-asztenoszféra rendszer dinamikájának pontosabb megértését is.

Irodalomjegyzék

- Green DH, Liebermann RC (1976): *Tectonophysics*, 32, 61–92.
 Green DH, Hibberson WO, Kovács I, Rosenthal A (2010): *Nature*, 467/7314, 448–451.
 Green DH, Hibberson WO, Rosenthal A, Kovács I, Yaxley GM, Falloon TJ, Brink F (2014): *Journal of Petrology*, 55/10, 2067–2096.
 Katz RF, Spiegelman M, Langmuir CH (2003): *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4/9, DOI: 10.1029/2002GC000433
 Kind R, Yuan X, Kumar P (2012): *Tectonophysics*, 536, 25–43.
 Kovács I, Green DH, Rosenthal A, Hermann J, O'Neill HStC, Hibberson WO, Udvardi B (2012): *Journal of Petrology*, 53/10, 2067–2093.
 Lenkey L, Dövényi P, Horváth F, Cloetingh S (2002) In: Cloetingh S, Horváth F, Bada G and Lankreijer A. (Eds): *Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system*, European Geosciences Union, Stephan Mueller Special Publication Series, 3, 29–40.
 Royden L, Keen CE (1980): *Earth and Planet. Sci. Let.*, 51, 343–361.
 Thybo H (2006): *Tectonophysics*, 416/1–2, 53–79.
 Thybo H, Perchuc E (1997): *Science*, 275/5306, 1626–1629.

A CIRKON VULKANOLÓGIAI, RÉTEGTANI ÉS PETROGENETIKAI JELENTŐSÉGE A KÁRPÁT-PANNON TÉRSÉG NEOGÉN-KVARTER VULKÁNI MŰKÖDÉSÉNEK MEGÉRTÉSÉBEN

Lukács Réka¹, Harangi Szabolcs¹, Olivier Bachmann², Marcel Guillong², Yannick Buret², Dunkl István³, Axel K. Schmitt⁴, Molnár Kata¹, Soós Ildikó¹, Szepesi János¹

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

e-mail: reka.harangi@gmail.com

Bevezetés

A vulkáni és magmás kőzetekben megjelenő cirkon értékes információkat hordozhat a kőzetek képződésével kapcsolatban, mivel kristályosodása során szerkezetébe számos nyomelemet képes beépíteni és megtartani, és így jelentős izotóp- és geokémiai információt tárolni. Ennek köszönhetően mind a geokronológiában mind a geokémiában fontos szerepet kap a vizsgálata. A cirkon geokronológia alapja, hogy kristályrácsában dúsul három anyaizotóp (^{238}U , ^{235}U és ^{232}Th), amelynek radioaktív bomlása során több lépcsőben keletkeznek stabil leányizotópok (^{206}Pb , ^{207}Pb és ^{208}Pb). A bomlási sorokban azonban, számos köztes, rövid felezési idejű radioaktív izotóp keletkezik és bomlik. Az U-Th-Pb kormeghatározás esetében a radiogén izotópok relatív mennyisége és a felezési idők ismeretében számoljuk ki a képződési kort. Az U, Th és Pb izotópok záródási hőmérséklete 900°C felett van, azaz az ásvány kristályosodási hőmérséklete felett. Ezért, a kormeghatározással a cirkon kristályosodási idejét határozzuk meg. Ez többnyire nem egyezik meg a vulkáni kitörés korával, illetve a mélységi magmás kőzettestek teljes megszilárdulási idejével. Az U-Th-Pb bomlás során keletkező alfa részecske, azaz a He izotóp szintén a radioaktív folyamat egyik termékeként fogható fel, amelynek azonban viszonylag alacsony (150-180°C) a záródási hőmérséklete. A vulkáni kitörések során a magma hőmérséklet gyorsan csökken magmás hőmérsékletéről felszíni hőmérsékletre, azaz a kitörési ideje megegyezik a záródási hőmérséklet alá való jutással. A cirkon He kor tehát a vulkáni kitörés korát adja meg, amennyiben utólagos felfűtés nem történt. A kitörési kor és a kristályosodási kor között akár jelentős időbeli különbség is lehet, ami alapján következtethetünk arra, hogy a magmakamra milyen hosszan létezett a vulkánkitörés előtt.

A cirkon kristályosodása attól függ, hogy az adott Zr összetételű olvadék hőmérséklete mikor csökken a telítettségi hőmérséklet alá. A kristály növekedését és visszaoldódását ez a körülmény szabja meg. A cirkon nyomelem összetétele függ az adott nyomelemek ásvány-olvadék megoszlási együtthatójától és számos elem érzékenyen jelzi a cirkon előtt és azzal együtt kristályosodó ásványfázisokat. A Ti tartalom a kristályosodás hőmérsékletére utal.

Eredmények

Előadásunkban kiválasztott vulkáni képződményeken keresztül mutatunk példákat arra, hogy a cirkon

kristályokból kinyerhető geokronológiai és geokémiai információk hogyan járulnak hozzá térségünk rétegtanának pontosításához, vulkanológiai, petrogenetikai és geodinamikai fejlődésének megismeréséhez. In-situ és teljes cirkon U-Th-Pb, valamint teljes cirkon (U-Th)/He módszereket alkalmaztunk a Bükkalja vulkáni terület és a székelyföldi Csomád vulkánki kitörési kronológiájának megállapítására, továbbá a magmatározó rendszer fejlődésének rekonstruálására. Eredményeink új megvilágításba helyezik a korábbi ismereteket.

A Kárpát-Pannon térség neogén-kvarter vulkáni működésének bevezető szakaszában nagy vastagságú szilíciumgazdag piroklasztitok alakultak ki, amelyekben nagy számban jelenik meg cirkon. Az új cirkon geokronológiai adataink (Lukács et al. 2015) alapján a vulkáni működés ideje jóval rövidebb volt (14-18 Ma közötti), mint korábban gondolták. Az in-situ nyomelem adatok azt jelzik, hogy egymással egy időben különböző jellegű, eltérő kristályosodási történettel és hőmérséklettel jellemezhető magmakamrák léteztek a földkéregben. A Hf izotóp adatok alapján időben egyre nőtt a földképenből származó magmák szerepe, ami összhangban van a térség egyidejű fő riftesedési szakaszával. A kapott koradatok hozzájárulnak az ekkor zajlott tektonikai események idejének jobb megértéséhez is (Petrik et al. 2016).

A cirkon geokronológiai és geokémiai adatoknak kiemelkedő szerep jutott a Csomád és környezetének vulkanológiai történetének feltárásában is (Harangi et al. 2015). Kimutattuk, hogy a vulkáni működés jóval fiatalabb, mint azt korábban gondolták és a magmatározók már több mint 300 ezer évvel a vulkáni kitörések előtt léteztek. A cirkon kristályok egy összetételben viszonylag homogén, alacsony hőmérsékletű, hosszú életű kristályokásban növekedtek. A kutatást a PD112584 és K116528 sz. OTKA pályázat támogatja. Lukács Réka kutatómunkáját Bolyai J. Kutatási Ösztöndíj támogatja.

Irodalomjegyzék

- Lukács, R., Harangi, S., Bachmann, O., Guillong, M., Danišik, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I., Szepesi, J. (2015): Contribution to Mineralogy and Petrology, 170(5-6), 1-26.
- Harangi, Sz., Lukács, R., Schmitt, A. K., Dunkl, I., Molnár, K., Kiss, B., Seghedi, I., Novothny, Á., Molnár, M. (2015): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 301, 66-80.
- Petrik, A.; Beke, B.; Fodor, L.; Lukács, R. (2016): Geologica Carpathica, 67, 83-104.

AZ ALFÖLD METAMORF ALJZATÁNAK KUTATÁSI FELADATAI ÉS LEHETŐSÉGEI

M. Tóth Tivadar¹

¹ Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

e-mail: mtoth@geo.u-szeged.hu

1. Bevezetés

Az Alföld pre-neogén aljzatát elsősorban metamorf képződmények építik fel, a velük kapcsolatos összes ismeretünk mélyfúrási, illetve geofizikai adatokból származik. Mivel a kőzettani információ lényegében pontszerű, a mintavételi helyek között a térbeli korreláció lehetősége erősen korlátozott. Ennek ellenére az elmúlt évtizedekben számottevő erőfeszítés történt az aljzat képződményeinek egységes litosztatográfiai rendszerbe foglalására, sőt a korreláció kiterjesztésére az Erdélyi-középhegység és a Vajdaság irányában is.

Az elmúlt évtizedek kőzettani, szerkezetföldtani eredményei nyomán egy mind polimetamorf fejlődését, mind térbeli felépítését tekintve rendkívül komplex metamorf aljzat képe rajzolódott ki az Alföldön. Eszerint mind premetamorf jellegűben, mind az egymást követő metamorf események fizikai (nyomás-hőmérséklet-deformáció; P - T - d) jellemzőiben, korukban, vagy a poszt-metamorf exhumáció és szerkezetfejlődés viszonyaiban alapvetően eltérő aljzat szegmensek léteznek egymás mellett, ami térbeli és időbeli korrelációjukat igen nehezíti. A Pannon-medence kinyílásával kapcsolatos újabb geofizikai megközelítések, s elsősorban a mind több részterületen sikeresen alkalmazott „metamorf mag-komplex modell” szintén felvetik az aljzat egyes részterületeinek jelentős léptékű, akár több km-es vertikális mozgásának lehetőségét. Ezt a képet a jelentős léptékű oldalelmozdulással járó tektonika tovább bonyolítja. Mindezen tektonikai események eredőjeként akár kis területen belül is, metamorf fejlődésükben lényegében inkompatibilis aljzat részek kerülhettek egymás mellé.

Az elmúlt évek kutatásai során kirajzolódó fejlődési kép eredményeként előállt kristályos aljzat esetében mindezek alapján fennáll a gyanú, hogy az elszeparált szénhidrogén kutatási területekről rendelkezésre álló kőzetminták a pre-neogén litoszféra alapvetően eltérő mélységtartományú szakaszait képviselik. Ebben az esetben az egymástól távol eső területek közötti korreláció lehetősége a korábban feltételezettnél is jóval korlátozottabb lehet.

A lényegében alapvető kutatási jellegű litosztatográfiai kérdések mellett, illetve azokkal összefüggésben a metamorf aljzattal kapcsolatos alkalmazott földtani (elsősorban rezervoárgéológiai) problémák hosszú sora, mint a metamorf tömegben belüli lehetséges migrációs pályák, a kommunikáló repedezettséggel rendelkező, s így tárolóként figyelembe veendő kőzettestek lehatárolása is megoldásra vár.

2. Megoldatlan problémák

Az aljzat litosztatográfiai beosztása során hosszú időn keresztül a legnagyobb hangsúlyt a teljes területet lefedő

formációk, tagozatok rendszerének definiálása kapta. Ennek alapja kutatási területenként a fő kőzettípusok azonosítása volt, azzal együtt, hogy az különböző gneisz, kevesebb amfibolit, csillámpala, márvány, mészsilikát típusú kőzetek azonosságának, illetve eltérésének kőzettani (ásványos összetétel, szövet, stb.) kritériumrendszere nem lett kellő mélységig tisztázva. Bár a legfontosabb szempontból, a kőzetek metamorf fejlődéstörténetéről általánosságban megállapítást nyert, hogy dominánsan közepes fokú polimetamorf kőzetek, lokálisan kisfokú képződmények alkotják az aljzatot, a precíz diszkriminációt lehetővé tevő kvantitatív, vagy akár szemikvantitatív termobarometriai adatok mennyisége elenyésző. Szintén nem segítenek az egységek határainak kijelölésében a rendelkezésre álló koradatok, melyek, megfelelően részletes metamorf fejlődéstörténeti háttér nélkül, túlnyomó részben geológiai információval nem bíró, kevert korokat mutató K/Ar mérésekből származnak.

A litosztatográfiai egységek definiálása során további fontos problémát jelentett, hogy az erősen hiányos, pontszerű petrológiai adatok térbeli kiterjesztésének elvi háttere nem került meghatározásra. Azaz sem a litosztatográfiai beosztás kőzettani alapja, sem annak földtani térképezési módszertana nem volt egyértelmű.

A metamorf aljzat, mint fluidumtároló közeg rezervoárgéológiai viselkedésével kapcsolatban a legfontosabb kérdések szintén visszavezethetők a kőzettani megismerés és az információ térbeli kiterjesztésének problematikájára. A permeábilis, impermeábilis aljzati egységek, a nyírási zónák, tektonit kőzettípusok kialakulása, fejlődése, hidrodinamikai szerepe kőzettani, szerkezetfejlődési okokra vezethető vissza, s térbeliségük megértése a fentiekkel azonos problémába ütközik.

3. Földtani háttér – A fejlődés fő lépései

Röviden összefoglalva a földtani fejlődés ma elfogadott fő állomásait, azt láthatjuk, hogy az Alföldön számos esemény eredményeként inkompatibilis metamorf felépítésű aljzat blokkok kerültek egymás mellé, fölé.

Az utóbbi évek vizsgálatai során az aljzat több területén (pl. Kiskunhalas, Dorozsma, Algyő, Szeghalom, Mezősas, Szank, Álmosd, Kismarja, stb.) igazoltunk szomszédos fúrásokban, sőt ugyanazon fúrások eltérő mélységszakaszain szignifikánsan eltérő metamorf P - T - d pályákat. Ezek, az egykori variszkuszi litoszféra különböző mélységtartományait reprezentáló kőzetblokkok törvényszerűen posztmetamorf mozgások eredményeként kerültek egymás közelébe. Mindazonáltal a kőzettesteknek az egykori orogénen belüli relatív helyzetéről nincs információnk, ahogy nincs az orogén exhumációjáról, s az egykori folyamatok térbeliségéről sem.

Elsősorban a nagyszámú a-júra cirkon FT és He koradat

egyértelműen bizonyítja, hogy a Pennini-óceán kinyílása során végbement számottevő litoszféra vékonyodás eredményeként a metamorf aljzat szétagolódott. A feltételezhetően laposszögű normálvetők menti mozgás eredményezte (feltételezhetően több más mellett) a Szeghalom-Mezősas, valamint a Kiskunhalas-Jánoshalma területek milonit zónáit, melyek mindkét esetben igazolhatóan eltérő metamorf fejlődésű blokkokat választanak el egymástól.

A kora-krétában végbement kompressziós tektonikai mozgások, a feltolódások, pikkelyek, aljzattakarók eredménye is azonosítható a metamorf aljzatban. Ezen laposszögű feltolódási síkok menti térrövidülés eredményeként alakultak ki a Szeghalom-Mezősas, valamint a Dorozsma terület jellegzetes, eltérő fejlődésű blokkokat elválasztó kataklázit zónái.

A neogén medencefejlődés szinrift szakaszában a számottevő vertikális mozgást nem eredményező horst-graben szerkezetek kialakulása mellett mind geokronológiai (circon FT), mind szeizmikus módszerekkel igazolt metamorf magkomplexumok (pl. Algyő-Dorozsma, Álmosd-Kismarja, stb.) jöttek létre, akár 10 km-t meghaladó vertikális mozgást eredményezve. E mozgások során korábban egymástól távol lévő, eltérő pre-neogén fejlődésű kőzetblokkok kerültek egymás mellé.

Mindezek alapján megállapítható, hogy a variszkuszi kőzetek térbeli kapcsolatrendszere teljes Alföld léptékben értelmezhetetlen, sőt, valamely kristályos hát esetében is az, s csak egy-egy homogén fejlődésű kőzetblokk léptékében értelmezhető. Mindezek alapján a nagy távolságra terjedő, kőzettani alapú korreláció, az információ térbeli kiterjesztése lényegében megoldhatatlan feladat. Így az aljzat olyan litosztratigráfiai beosztása, melynek alapja az eredeti variszkuszi metamorf kőzetek lennének, szintén nem megoldható.

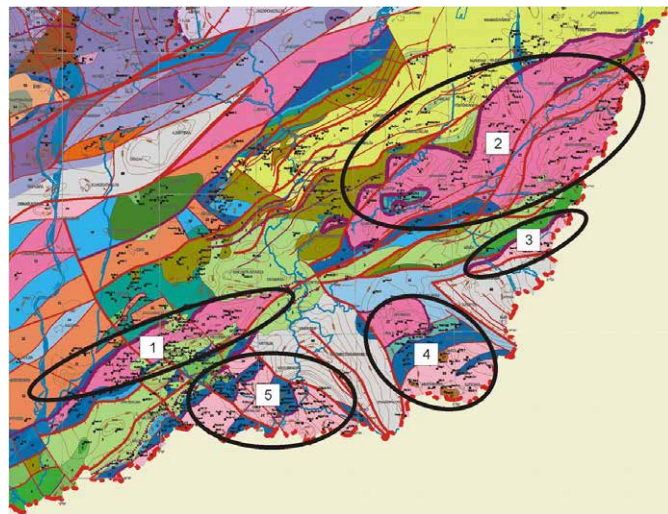
4. Diszkusszió

A földtani fejlődéstörténet jelenlegi ismertsége alapján egyértelmű, hogy az Alföld aljzatában formációk definiálására nincs és a jövőben sem lesz lehetőség. A litosztratigráfiai beosztás alapja csak a komplexum lehet, melyen belül különböző kőzettípusok fordulnak elő akár eltérő P - T - t - d evolúcióval. Ezek a térben szabálytalanul keverednek, s közöttük bonyolult szerkezetföldtani kapcsolatok létezhetnek.

Ennek megfelelően az aljzat kutatásának fő célja kis részterületek fejlődéstörténeti és térbeli szintézise lehet, mely magában foglalja az egyes kőzettípusok komplex metamorf és posztmetamorf fejlődéstörténetének vizsgálatát. Az információ kis területre történő kiterjesztése során alapvető a karotázs, valamint a szeizmikus adatok integrálása is az információ 1D, 2D, 3D kiterjesztése érdekében. A kutatás célja tehát a homogén fejlődésű kőzettestek meghatározása, s a blokkhatárok (diszkontinuitási felületek) térbeli kiterjesztése, így területenként releváns kőzetváz modell meghatározása.

Mindezek a részletes helyi modellek biztosíthatják a komplexumok definiálásának szakmai háttérét is. A jelenlegi metamorf petrológiai és szerkezetföldtani ismereteink alapján 5 egység meghatározása tűnik célszerűnek (1. ábra). A Kiskunhalasi, Dorozsmai, Körösi, Sarkadkeresztúri, Battonyai komplexumok határait poszt-variszkuszi szerkezetek definiálják, s minden komplexumot több kőzettípus, több eltérő metamorf fejlődéstörténettel jel-

lemez. Ezek szerkezeti kapcsolata mindazonáltal egyelőre részben tisztázatlan, térbeli kiterjeszthetőségük bizonytalan. Mivel a komplexumokon belül számos részterületről nincs modern petrológiai információ, a jövőben a komplex P - T - t - d adatok ismeretében a jelenlegi kép valószínűleg finomítható lesz.



1. ábra A javasolt metamorf komplexumok az Alföld metamorf aljzatában. 1: Kiskunhalasi, 2: Körösi, 3: Sarkadkeresztúri, 4: Battonyai, 5: Dorozsmai Komplexum

Az aljzattal kapcsolatos rezervoárgéológiai problémák megoldásának alapja szintén a minél pontosabb 3D kőzetváz modell és az ehhez társuló fejlődéstörténeti modell lehet. Ezen a háttéren válik értelmezhetővé az aljzaton belüli nyírási zónák helyzete, belső felépítése és hidrodinamikai szerepe, a töréses deformáció hatása a különböző típusú kőzettestekre, a rendszer paleofluidum evolúciója, a lehetséges migrációs pályák és tárolóterek kijelölése.

A HORVÁTHERTELENDI-EGYSÉG AGYAGPALA KÉPZŐDMÉNYÉNEK MIKROTEKTONIKAI ÉS TERMOBAROMETRIAI VIZSGÁLATA A HORVÁTHERTELEND–1 FÚRÁS RÉTEGSORÁBAN

Mészáros Előd¹, Raucsik Béla¹, Benkó Zsolt², Varga Andrea¹, Schubert Félix¹

¹ SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

² MTA Atommagkutató Intézet, Környezetfizikai Osztály, Debrecen

1. Bevezetés

A Mecsek ÉNy-i előterében két kisfokú metamorf egység (Szalatkai-egység és Horváthertelendi-egység) ismert, melyek ismereteink szerint a Tiszai-főegység prealpi aljzatát képezik (Szederkényi, 1997). Ezek, a földtani környezetüktől idegen metamorf blokkok megkutatottsága nagyon hiányos. Részletesebb vizsgálati eredményeket csupán Árkai (1991) mutatott be a Szalatkai-egységről. A Horváthertelendi-egységről rendelkezésre álló ismeretek nagyon hiányosak, azonban a két egységben feltárt képződményeket egységesen a Szalatkai Agyagpala Formációként tartjuk számon (Szederkényi, 1997).

Ezeknek a képződményeknek a korrelációja a környező ismert kisfokú egységekkel jelentős szereppel bírhat a Tiszai-főegység szerkezeti felépítéséről és fejlődéstörténetéről alkotott képünk pontosításában.

2. Földtani háttér

A Mecsek-hg környezetében két, bizonyítottan epizónás metamorfózist szenvedett agyagpala összlet található, az egyik a Szalatkai Agyagpala Formáció a Mecsek É-i előterében (Árkai, 1991; Árkai et al., 1995), a másik képződményt pedig egyetlen fúrásból, Barcs térségében ismerjük (Árkai, 1990; Balogh et al., 1990). További agyagpala előfordulás a Horváthertelend–1 fúrás rétegsorában (Szederkényi, 1997) ismert, melynek metamorfózisa azonban ezidáig csupán szöveti alapon került meghatározásra (Mészáros et al., 2015).

Árkai (1991) a Szalatkai Agyagpala képződményének epizónás metamorfózist állapította meg, valamint bizonytalan K-Ar koradatok alapján a metamorfózis korát variszkusznak feltételezte, amely kort egy későbbi termális hatás írhatott felül. A Barcs közelében feltárt kisfokú összletről Árkai (1990) anchi-epizónának megfelelő metamorfózist határozott meg, valamint a képződmény metamorfózist Balogh et al. (1990) K-Ar adatok alapján alpinak ítélte. Utóbbi képződményt a szerzők a Medvednica-hg területén ismert alpi metamorf korú metaüledékekkel (Judik et al., 2004; Judik et al. 2006; Judik et al., 2008) hozták kapcsolatba. Szederkényi (1997) a Horváthertelend–1 fúrás 720 és 852 m mélységében feltárt agyagpala és metakonglomerátum összletet Horváthertelendi-egység néven különítette el, mint környezetétől idegen takaróroncsot, továbbá a Szalatkai Agyagpala Formációval fennálló rokonságot vélte felfedezni. A korreláció azonban csupán makroszkópos kőzettani bélyegek hasonlóságára épült, tényleges anyagvizsgálat nem támasztotta alá. Munkánk célja, hogy

a Horváthertelend–1 fúrásban feltárt agyagpala részletes metamorf fejlődéstörténetének bemutatásával, és koradatokkal hozzájáruljunk a környező kisfokú képződmények közötti korrelációhoz, továbbá a Tiszai-főegység szerkezeti felépítésének pontosabb megismeréséhez.

3. Alkalmazott módszerek

3.1 Raman spektroszkópia

A szénült szerves anyag Raman spektroszkópos vizsgálatát szabvány vastagságú, fedetlen vékonycsiszolatokon végeztük az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén található THERMO Scientific DXR Raman-mikroszkóppal. A mérések során 532 nm-es (Nd-YAG) lézert alkalmaztunk, és a méréseket 1–3 mW lézerteljesítmény mellett 100X objektív és 50 µm pinhole használatával végeztük. Minden mérés esetében a felvételezési idő 20x10 s volt. A spektrumok kiértékelését, a csúcsparaméterek meghatározását a PeakFit 4.12 program segítségével végeztük, a dekonvolúció során Voigt módszert alkalmaztunk. A szenes anyag termometria módszertanának és nevezéktanának részletes áttekintése Nagy és M. Tóth (2010) munkájában található.

3.2 Röntgen diffraktometria

A filloszilikátok röntgen-pordiffrakciós vizsgálatát a szeparált <2 µm szemcseméretű frakció preparátumain végeztük el. A fehérccsillám és a klorit „kristályosság” indexeinek meghatározásához a <2 µm szemcsefrakció orientált preparátumait készítettük el. A mintaelőkészítés és mérések során törekedtünk Warr és Rice (1994) által közölt körülményeket és műszeres beállításokat alkalmazni. A félértékszélesség (FWHM) értékek kalibrációját Warr és Rice (1994) által bemutatott CIS sztenderd sorozattal végeztük a fehérccsillám és klorit esetében. A CIS kalibrált fehérccsillám FWHM értékeket Warr és Mählman (2015) alapján kalibráltuk a KIBasel skálához. Az átlagos krisztallit méretet a Scherrer-egyenlet alkalmazásával becsültük, továbbá az instrumentális vonalszélesedést fehérccsillám esetében muszkovit egykristályból készült sztenderd preparátum segítségével kalibráltuk.

A fehérccsillám b₀ rácsparaméterének meghatározására Padan et al. (1982) alapján orientálatlan <2 µm szemcseméretű frakciót használtunk. A mérések során Sassi és Scolari (1974) és Guidotti és Sassi (1986) által alkalmazott műszerbeállításokat használtuk. Mind a „kristályosság” és b₀ értékek esetében minden minta esetében három párhuzamos mérést végeztünk.

4. Eredmények

4.1 Ásványos összetétel és közetsszövet

A vizsgált képződményt alapvetően sötétszürke-fekete, vörös metaarkóza klasztos agyagpala alkotja, változó mennyiségű metagrauwacke és metaaleurolit közbetelepüléssel. A szelvény középső szakaszán a fekete agyagpala egyre alárendeltebb mennyiségben fordul elő, míg uralkodóvá válik egy világos árnyalatú, zöldesszürke színű, nagyon erősen foliált agyagpala. A fekete agyagpala ásványos összetételére 60–70% fehércsillám, 10–20% kvarc, ~5% klorit és alárendelten albit jellemző. A közetben goethit és szénült szerves anyag található a foliációs felületekhez társulva. A közet ~1%-os átlagos szervesanyag-tartalommal rendelkezik. Akcesszóriaként anatóz és világos kékeszöld-halványságra színű, tús habitusú epigén turmalin jelenik meg. A metagrauwacke törmelékes összetételére a kvarc dominanciája, valamint a nagy mennyiségű neutrális vulkáni közettörmelék és plagioklász jellemző. Az agyagpalában nagy mennyiségben fordulnak elő változatos méretű, általában szimmetrikus lencseszerű vörös színű klasztok, melyek szövetük és összetételük alapján eredetileg arkóza klasztok lehettek. A klasztok általában szemcsevázúak, amiben dominálnak a földpát utáni agyagásvány pszeu-domorfózák, de alárendelten kvarcot és közettörmelékét szintén tartalmaznak. A pszeu-domorfózák határa nagyon gyakran elmosódik, pszeu-domátrixot alkotva. A klasztok ásványos összetétele az átalakulás mértéke szerint erősen változik, általánosan 10–50% fehércsillámot, 30–50% kvarcot, 5–20% albitot és alárendelten kloritot, valamint kaolinitet (dickitet?) tartalmaznak.

A közetre jellemző az eredeti üledékes lamináció bonyolult belső szerkezete, erős gyűredezettsége, valamint egy változó fejlettségű, hajladozó morfológiájú, a rétegzés irányától kismértékben eltérő irányú nyomásoldódási foliáció (S1). A mátrixban található filloszilikát szemcsék és ellapult kvarc szemcsék erős orientációt mutatnak, mely az S1 iránnyal megegyező folytonos foliációt alkot. A metaarkóza klasztok általában lapultak, megnyúlási irányuk a foliációval párhuzamos, néhol boudinage szerkezetűek. A jellemző klaszt tengelyarányok $X/Z: \sim 2,8$; $Y/Z: \sim 2,7$; $X/Y: \sim 1,03$. X a legnagyobb rövidülés irányát, míg Z a legnagyobb megnyúlás irányát mutatják, és az arányok alapján a klasztok diszkoszzerű geometriájára utalnak.

A fakó agyagpala változat a 770–778 m közötti szakaszra korlátozódik, és alárendeltebb mennyiségben tartalmaz metaarkóza klasztokat, a metagrauwacke lencsék mennyisége a domináns. Bizonyos szakaszokban a klasztok mennyisége olyan jelentős, hogy a közet monomikt metakonglomerátumként is azonosítható. Az agyagpalára a filloszilikátok, azon belül is a klorit erős túlsúlya jellemző. A közet ásványos összetétele 30–50% klorit, 20–40% fehércsillám, 10–30% kvarc és 10–20% albit, alárendelt mennyiségben anatóz és goethit, helyenként turmalin. Az anatózszemcsék jellemzően pre- és szinkinematikus, míg a turmalinszemcsék szinkinematikus eredetűek. A közetben a szerves anyag és a goethit mennyisége alárendelt.

A közetre a fekete agyagpalával megegyező irányú másodlagos foliáció jellemző nyomásoldódási varratok és a filloszilikátok által kijelölt folytonos foliáció formájában. A fekete változattal szemben a klasztok nagyon gyakran enyhe monoklin szimmetriát mutatnak, valamint a kisebb klasztok és anatóz szemcsék peremén monoklin szimmetriájú, fehércsillám+klorit+kvarc összetételű nyomásárnyék

szerkezetek általánosak. A közetben változó vastagságú, a foliációt tekintve pretektonikus kvarcerek találhatók, melyek a foliációra közel merőlegesek. Az erek általában gyűrt szerkezetűek, a csuklózónak a foliációs felületekkel esnek egybe. A kvarcsemmcsék erősen unduláló kioltásúak és alszemcsés szerkezetűek, peremükön kisebb méretű deformációmentes neoblasztok találhatók. A relikum kvarc kristályok gyakran sajátalakú anatózsemmcséket tartalmaznak.

4.2 Geotermobarometria

4.2.1 Szénült szerves anyag Raman spektroszkópiai vizsgálata

A szénült szerves anyag (szenes anyag) termometriai vizsgálatát az agyagpala mintákban diszperz formában és a foliációs felületek mentén nagy mennyiségben dú-sult autochton szemcséket használtuk fel. A szenes agyag autochton és allochton populációja egyértelműen elkülöníthető volt a Raman spektrumok (extrém és kiugró értékek) és a szemcsék morfológiai megjelenése alapján. A mintákban található autochton szenes anyag Raman spektrumának jellemző tulajdonsága, hogy az elsőrendű csúcsok keskenyek, kis félértékszélességgel rendelkeznek, és a D1 csúcs minden esetben nagyobb intenzitású, mint a G csúcs. A D2 csúcs minden esetben egy markáns vállként jelentkezik a G csúcs nagyobb hullámszámok irányába található oldalán. A másodrendű régióban az S1 csúcs az S2 csúcshoz viszonyítva nagyobb intenzitással jelentkezik. Az extrém értékek szűrése után az autochton szenes anyag nagy spektrális homogenitása volt megfigyelhető, mely jó lehetőséget biztosított a különböző spektrális paramétereken alapuló empirikus termométerek alkalmazására. Munkánk során Beyssac et al. (2002), Rahl et al. (2005), Aoya et al. (2010) és Kouketsu et al. (2014) termométereit használtuk fel, mivel a szövetszerű sugallt metamorf tartományban ezek adhatnak megbízható becslést a maximális hőmérsékletről (T_{max}). A dekonvolúció után meghatározott R1 (D1/G intenzitásarány) paraméter $1,498 \pm 0,26$, míg az R2 (D1/G+D1+D2 csúcs alatti területarány) paraméter $0,644 \pm 0,05$ értékkel rendelkezik ($n=146$). Beyssac et al. (2002) kalibrációjával számolt hőmérséklet $354,2 \pm 21,7$ °C, Rahl et al. (2005) termométerével $344,2 \pm 36,4$ °C, míg Aoya et al. (2010) kalibrációjával $356,0 \pm 21,5$ °C adódott. Kouketsu et al. (2014), az elsőrendű rendezetlenségi csúcsok félértékszélességén alapuló termométerével számolt metamorf hőmérsékletek a D1 esetben $354,4 \pm 26,2$ °C, míg a D2 csúcsot felhasználó termométernél $354,1 \pm 23,7$ °C.

4.2.2 Agyagásvány „kristályossági” indexek

Mivel az etilén-glikollal kezelt preparátumok duzzadó fázist nem mutattak, így csupán a légszáraz diffraktogramok eredményét mutatjuk be. A <2 µm frakció ásványos összetételére a muszkovit+klorit+kvarc, bizonyos mintákban kaolinit (dickit?) jelenléte jellemző.

A képződményre jellemző fehércsillám $d=10$ Å-höz tartozó bázisreflexiójának kalibrált félértékszélessége (KIBasel) átlagosan $0,217 \pm 0,002$ °2θ, $n=30$ (CIS érték feltüntetése). A klorit $d=7$ Å-höz tartozó reflexiójának kalibrált félértékszélessége (ChCCIS7Å) $0,307 \pm 0,003$ °2θ, $n=27$. Megfigyelhető, hogy a fakó agyagpala minták 7 Å-ös FWHM értéke ($0,286 \pm 0,001$ °2θ) számottevően alacsonyabb a fekete közetváltozatoknál ($0,317 \pm 0,002$ °2θ). A klorit 002 reflexiójához tartozó félértékszélességek közül azokat

a mintákat nem vettük figyelembe, amelyek egyértelműen tartalmaznak 7 Å-ös fázist, mivel a klorit 002 reflexiójához tartozó csúcs átfed a kloritok 001 reflexiójához tartozó csúccsal, megnövelve ezzel az FWHM értéket.

Az instrumentális vonalszélesedés korrekcióját követően, a Scherrer-egyenlet (Klug, Alexander, 1974) alkalmazásával számolt átlagos krisztallit méret a fehér csillám esetében a félértéknek megfelelően eltér a fakó agyagpalában (908 ± 32 Å, $n=12$) és a fekete agyagpalában (756 ± 22 Å, $n=15$). A kloritra jellemző, a 001 reflexióból számolt krisztallit méret a fakó mintáknál 820 ± 52 Å, $n=12$, a fekete mintáknál 588 ± 56 Å. A 002 reflexióból számolt érték 757 ± 18 Å, $n=12$ a fakó minták esetében és 505 ± 12 Å a fekete agyagpala esetén.

4.2.3. b_0 rácsparaméter — „geobarometria”

Sassi (1972) és Sassi és Scolari (1974) munkássága rámutatott, hogy a fehér csillám $b_0=6d(060,331)$ paramétere pozitív korrelációt mutat a fehér csillámban található szeladonit helyettesítés mértékével, amely erősen nyomásfüggő. Mivel a szeladonit helyettesítés a nyomás mellett erősen függ a hőmérséklettől és a kémiai rendszer összetételétől, így csupán bizonyos megszorítások (Guidotti, Sassi, 1986) alkalmazásával nyílik lehetőség a csillám képződésekor fennálló nyomásviszonyok becslésére. A vizsgált minták a termometriai vizsgálatok eredménye alapján epizónás átalakulást szenvedtek, továbbá nem tartalmaznak olyan ásványfázist, amelynek a jelenléte a módszer alkalmazhatóságát megkérdőjelezné, így a vizsgálat eredménye megbízhatónak tekinthető. A mintákban b_0 rácsparaméter átlagos értéke $9,019 \pm 0,003$ Å ($n=30$). A <2 µm frakción meghatározott $0,339 \pm 0,07$ $n=30$ $I(5\text{Å})/I(10\text{Å})$ kémiai index összhangban a b_0 értékkel a fehér csillám fengites összetételét jelzik.

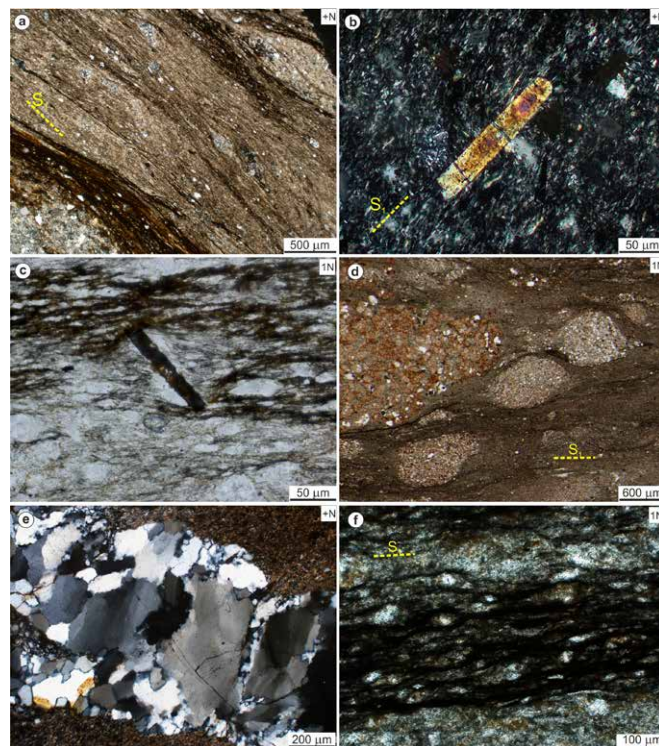
4.3 ^{40}K - ^{40}Ar kormeghatározás

A vizsgált agyagpala mintákból szeparált teljes kőzet és <2 µm szemcseméret frakción ^{40}K - ^{40}Ar kormeghatározást az MTA ATOMKI Környezet- és Földtudományi Osztályán működő nemesgáz tömegspektrométerrel végeztük. Mivel az előzetes vizsgálatok alapján a kiválasztott minták kimutatható mennyiségben egyedüli K-fázisként fehér csillámot tartalmaznak, így megfelelőek a metamorf esemény korának becslésére. A mérések eredményeként kapott K-Ar korok $290 \pm 7,4$ millió évet adnak, amely egy variszkuszi-késő variszkuszi metamorf eseményt jelez.

5. Diszkusszió

5.1 Kisfokú metamorfózis

Az alkalmazott szenes anyag termométerek egységesen a képződmény ~ 350 °C körüli kisfokú metamorfózist jelzik. Ezzel összhangban mind a fehér csillám kalibrált félértékszélessége ($\text{KIBasel} \sim 0,217$ $\Delta^\circ 2\theta$) kisebb az anchi/epizóna határra jellemző értékeknél ($\text{KIBasel} = 0,25$ $\Delta^\circ 2\theta$; Árkai, 1991; Warr, Rice, 1994; Árkai et al., 2000; Kübler, Jaboyedoff, 2000), ami a Raman termometria eredményeivel összhangban a képződmény epizónás kisfokú metamorfózist mutatja. Érdekes jelenség, hogy noha a klorit krisztallit méretek már epizónás metamorfózist sugallnak, a kalibrált FWHM értékek ($\text{ChCCIS} \sim 307$ $\Delta^\circ 2\theta$) azonban még inkább az anchi-epizóna határra jellemző értéket mutatnak. Ezzel párhuzamosan a filloszilikátok Scher-



1. ábra A Horváthertelend1 fúrás agyagpala képződményének jellegzetes mikroszerkezetei. a) Jól fejlett folytonos foliáció a 780,3 m-ről származó agyagpala mintában. b) A foliáció irányával párhuzamos metamorf turmalin léc agyagpalában a 766,8 m-ről származó mintában. c) Aszimmetrikus kvarc-klorit nyomásárnéyszerkezet anatóz körül, 774 m. Megfigyelhető az anatózszemcsé körül kissé elhajló nyomási oldódásos foliáció. d) Enyhén szigmoidális arkóza és grauwacke klaszrok a 777 m mélységből származó agyagpala mintában. A klaszrok megnyúlási iránya párhuzamos a finomszemcsés mátrixban megjelenő foliációval. e) Dinamikus rekrisztalizációt szenvedett, a foliáció szempontjából pretektonikus kvarcér. A szemcsék erősen unduláló kioltásúak, és gyakran alszemcsés mikroszerkezetűek. 777 m f) Fejlett nyomási oldódásos varratokban dúsuló szénült szerves anyag és goethit a 753 m mélységből származó mintában

rer-egyenlettel számolt átlagos krisztallit mérete szintén jól jelzi az átalakulás mértékét, mivel a minták minden esetben jelentősen meghaladják az irodalmi adatok alapján (Warr, Rice, 1994; Árkai et al., 2000) anchi/epizóna határra jellemző doménméretet.

A kaolinit stabilitási viszonyait (Bjølrykke, 2014) figyelembe véve, megjelenése bizonyos mintákban a képződmény kiemelkedéséhez kapcsolódó, felszínközeli átalakulást jelzi. Erre utal a szenes anyaggal szoros szöveti kapcsolatban megjelenő goethit is, mely feltehetően pirit oxidációjával képződhetett.

A <2 µm frakción meghatározott b_0 értékek a képződmény közepes P/T körülmények között történő kisfokú átalakulását jelzik (Guidotti, Sassi, 1986), amely összhangban van a csillám $I(5\text{Å})/I(10\text{Å})$ arányának értékével, ami a fehér csillám fengites összetételére utal. A közepes P/T gradiens egyértelműen jelzi a metamorfózis regionális jellegét, szemben az alapvetően kis nyomású kontakt metamorfózissal.

Noha a képződmény törmelékes összetétele és litológiája jelentős különbségeket (Mészáros et al., 2015) mutat a Szalatkai Agypala Formáció képződményével, a kapott termometriai eredmények nagy hasonlóságot jeleznek a

metamorf fok tekintetében. Fontos megjegyezni azonban, hogy a b_0 rácsparaméter értéke jelentősen nagyobb nyomást mutat a metamorfózis során, mint azt Árkai et al. (1995) a Szalatnaki Agyagpala Formáció esetében becsülték.

A képződmény variszkuszi metamorf kora a Szalatnaki Agyagpalával összevetve nagy hasonlóságot mutat. Egy feltételezett utólagos (akár kréta) hidrotermás figyelembe véve az Árkai (1991) által bemutatott koradatok jól összevethetők lehetnek az általunk meghatározott variszkuszi-késő variszkuszi metamorf korhoz.

5.2 Képlékeny deformáció

A képződményben általánosan elterjedt döntően nyomásoldódási eredetű foliáció, a gyakori erőteljes gyüredezettség, valamint a filloszilikátok jól fejlett egységes orientációja a kőzettest tektonikus eredetű képlékeny deformációját jelzik. A kőzetben található metahomokkő klasztok ellapult és általánosságban szimmetrikus, lencseszerű megjelenése a deformáció alapvetően tiszta alakváltozásos (pure shear) jellegére utal. Ettől kissé eltérő a ~770–777 m közötti zónában található fakó árnyalatú agyagpala, melyben a metahomokkő klasztok általános enyhe szigmoidális alakja jellemző, ami a kissé aszimmetrikus nyomásárnyék szerkezetekkel társulva kismértékű egyszerű nyírásos (simple shear) komponens is sejtetnek a tiszta alakváltozás mellett. A prekinematikus kvarcerek erősen alszemcsés, unduláló kioltású szemcséinek peremén megjelenő kis szemcseméretű neoblasztkok, alacsony hőmérsékletű szemcsehatár vándorlásra (bulging recrystallization) utalnak (Stipp et al., 2002). A kőzetben megjelenő deformációs szerkezetek alapján a képződmény a maximális metamorf hatásnak megfelelő hőmérséklethez közel töréses-képlékeny (frictional-viscous) alakváltozást szenvedett, mely a klasztkok geometriai viszonyát figyelembe véve alapvetően többirányú megnyúlásos jellegű volt.

6. Összefoglalás

A vizsgálatok eredményeként megállapítható, hogy a Horváthertelend–1 fúrásban feltárt agyagpala képződmény ~350 °C epizónás, közepes nyomású, variszkuszi metamorfózist szenvedett. A kapott eredmények a Horváthertelendi- és Szalatnaki-egység képződményének összetételi különbségei ellenére is nagy fejlődéstörténeti hasonlóságot mutatnak.

Irodalomjegyzék

- Aoya, M., Kouketsu, Y., Endo, S., Shimizu, H., Mizukami, T., Nakamura, D., Wallais, S. (2010): *Journal of Metamorphic Geology*, 28/9, 895–914.
- Árkai, P., Mata, M. P., Giorgetti, G., Peacor, D. R., Tóth, M. (2000): *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 531–550.
- Árkai, P. (1990): *Acta Geologica Hungarica*, 33/1–4., 43–67.
- Árkai, P. (1991): Doktori értekezés, Budapest, 190 p.
- Árkai, P., Lantai, Cs., Lelkes-Felvári, Gy., Nagy, G. (1995): *Acta Geologica Hungarica*, 38/4, 293–319.
- Balogh, K., Kovách, Á., Pécskay, Z., Svingor, É., Árkai, P. (1990): *Acta Geologica Hungarica*, 33/1–4., 69–78.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, N. (2002): *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 859–871.
- Bjølrykke, K. (2014): *Sedimentary Geology* 301, 1–14.
- Guidotti, C., V. Sassi, F., P. (1986): *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 153, 363–380.
- Judik, K., Árkai, P., Horváth, P., Dobosi, G., Tibljaš, D., Balen, D., Tomljenović, B., Pamić, J. (2004): *Acta Geologica Hungarica*, 47, 151–176.
- Judik, K., Balogh, K., Tibljaš, D. & Árkai, P. 2006: *Acta Geologica Hungarica*, 49, 207–221.
- Judik, K., Rantitsch, G., Rainer, T., M., Árkai, P., Tomljenović, B. (2008): *Swiss Journal of Geosciences*, DOI 10.1007/s00015-008-1303-z
- Klug, H., E., Alexander, L., E. (1974): Wiley-Interscience, New York 996 p.
- Kouketsu, Y., Mizukami, T., Mori, H., Endo, S., Aoya, M., Hara, H., Nakamura, D., Wallais, S. (2014): *Island Arc*, 23, 33–50.
- Kübler, B., Jaboyedoff, M. (2000): *Earth and Planetary Sciences*, 331, 75–89.
- Nagy, Á., M., Tóth, T. (2012): *Central European Geology* 55/1, 1–22.
- Padan, A., Kisch, H., J., Shagam, R. (1982): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 85–95.
- Rahl, J., Anderson, K., Brandon, M., Fassoulas, C. (2005): *Earth and Planetary Sci. Letters*, 240/2, 339–354.
- Sassi, F., P. (1974): *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 18/2, 105–113.
- Sassi, F., P., Scolari, A. (1974): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45, 143–152.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S., M. (2002): *Geological Society, London, Special Publications*, 200, 171–190.
- Szederkényi, T. (1997): in HAAS, J. (1997) *Akadémiai Kiadó*, Budapest 298 p.
- Warr, L., N., Rice, A., H., N. (1994): *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 141–152.
- Warr, L., N., Mählmann, R., F. (2015): *Clay Minerals*. 50, 282–285.

CSOMÁDI DÁCIT MINTÁK FE-TI OXIDJAINAK VIZSGÁLATA: KÖVETKEZTETÉSEK A KITÖRÉS ELŐTTI HŐMÉRSÉKLETRE

Mészáros Katalin¹, Lukács Réka², Harangi Szabolcs^{1,2}, Hora John³, Kronz, Andreas³

¹ ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ Department of Geochemistry, University of Göttingen, Göttingen, Németország

kata.meszaros92@gmail.com

1. Bevezetés

A Kárpát-Pannon térség legfiatalabb vulkánjának számító Csomád (Ciomadul) a Kelemen-Görgény-Hargita vulkáni ív DK-i elvégződésénél található. A vulkáni komplexum lávadómok együtteséből és robbanásos kitörés során keletkezett kráterekből áll.

Harangi et al. (2015b) szerint a vulkáni tevékenység hozzávetőlegesen 200 ka ezelőtt kezdődött, míg a legutolsó robbanásos kitörés kb. 32 ka lehetett. Ezzel szemben a Csomád körüli lávadómok jelentősen korábban, 500-1000 ka képződtek. Harangi et al. (2015a) szerint hosszú időn keresztül egy alacsony hőmérsékletű kristálykását tartalmazó magmakamra létezhetett a vulkán alatt, amelyet időszakosan bazaltos magma felnyomulása aktivizálhatott és ez rövid időn belül vulkánkitörésekhez vezetett.

2. A munka célja

A savanyú vulkáni kőzetekben általában kis mennyiségben jelen lévő Fe-Ti oxidok a magmás rendszer számos állapotjelzőjének megismerésében segítségünkre lehetnek. Ez a munka a csomádi dácitban található Fe-Ti oxidok összetételi vizsgálatán alapszik, amely alapján információ szerezhető többek között a magmás rendszer hőmérsékleti és redox viszonyairól (Ghiorso & Evans, 2008), valamint a rendszer Ti-aktivitásáról.

3. Vizsgálati módszerek

A csomádi dácit esetében a Fe-Ti oxidok vékonycsiszolatban ritkán ismerhetők fel, ezért nehézasvány-szeparátumokból (63-250 mikrométeres mágneses frakciókból) különítettük el a vizsgálandó ásványszemcséket. Ezzel a módszerrel képesek voltunk megfelelő mennyiségű Fe-Ti oxid kinyerésére, amelyeket kvantitatív mikroszondás összetételi vizsgálatoknak vetettünk alá.

A kémiai összetétel adatokból szigorú egyensúlyi vizsgálat alkalmazása után egyensúlyi hőmérsékletet számoltunk.

4. Eredmények

A kapott hőmérsékleti értékek két csoportba oszthatóak, amelyek között a különbség az esetek többségében 90-100 °C. Az egyik populáció 620-640 és 660-680, a másik populáció pedig 710-720 és 750-770 °C közötti hőmérsékletet képvisel. Néhány minta csak egy populációt tartalmaz, egy pedig a többenél jelentősen magasabb hőmérsékleti értéket adott (800-850 °C).

5. Következtetések

A Fe-Ti oxidok összetétele alapján kapott oxigénfugacitás értékek 1.1 és 1.8 [$\log_{10} O_2(\Delta NNO)$] közöttiek, amely jelzi, hogy a kristályosodás oxidált környezetben ment végbe. Az oxid termometria alapján elkülöníthető egy alacsony hőmérsékletű kristálykásában és egy magasabb hőmérsékletű magmás környezetben történt kristályosodási szakasz, valamint betekintés nyerhető a magmás rendszer hűléstörténetébe. A 710-770 °C-os populáció azonos a korábbi, amfibolok vizsgálata által kapott hőmérsékleti értékekkel (Kiss et al., 2014). Az összetételi adatokból kinyert titánaktivitás értékek segítségével a Zr titanitban, illetve a Ti cirkonban mért koncentrációi alapján alkalmazható termométerek lehetővé teszik, hogy a magmás rendszer hőmérsékleti fejlődéstörténetét jobban megismerhessük.

Irodalomjegyzék

- Ghiorso, M.S. & Evans, B.W. (2008): *AJS*, 308, 957-1039
Harangi, Sz., Novák, A., Kiss, B., Seghedi, I., Lukács, R., Szarka, L., Wesztergom, V., Metwaly, M. & Gribovszki, K. (2015a): *JVGR*, 290, 82-96
Harangi, Sz., Lukács, R., Schmitt, A. K., Dunkl, I., Molnár, K., Kiss, B., Seghedi, I., Novothny, Á., Molnár, M. (2015b): *JVGR*, 301, 66-80
Kiss, B., Harangi, Sz., Ntaflor, T., Mason, P. R. D. & Pál-Molnár, E. (2014): *Contrib Mineral Petrol*, 167, 986

A CIRKON (U-TH)/HE GEOKRONOLÓGIA ALAPJA ÉS ALKALMAZÁSA FIATAL VULKÁN-KITÖRÉSEK KORMEGHATÁROZÁSA CÉLJÁBÓL

Molnár Kata¹, Dunkl István², Harangi Szabolcs^{1,3}, Lukács Réka³

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² Georg-August Egyetem, Földtudományi Centrum, Göttingen

³ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

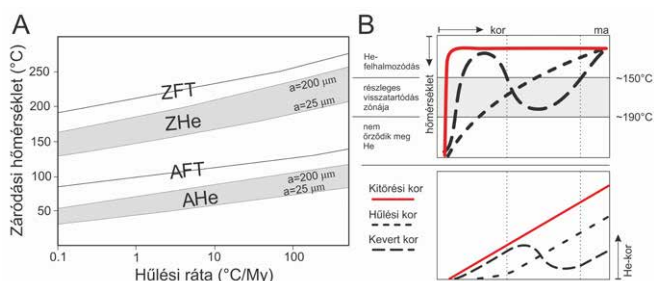
e-mail: mkata90@gmail.com

1. Módszertani ismertető

Az (U-Th)/He termokronológiai módszer a geokronológia egyik legdinamikusabban fejlődő ága, amit a 2000-es évek eleje óta egyre szélesebb körben alkalmaznak geológiai kérdések megválaszolására. A módszer alapja, hogy a kristályba beépülő radioaktív izotópok (²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th, ¹⁴⁷Sm) bomlása során α részecske (⁴He) szabadul fel, az egyes bomlási sorok esetén a következő mennyiségben:

$$^4\text{He} = 8 \times ^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \times ^{235}\text{U}(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 \times ^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) + ^{147}\text{Sm}(e^{\lambda_{147}t} - 1).$$

A radioaktív bomlás során keletkező He nagy hőmérsékleten eltávozik, az adott ásványra jellemző záródási hőmérséklet alatt azonban megőrződik a kristályban (Farley, 2002; Reiners, 2005). A termokronológia alapja, hogy a kristályban felhalmozódott He mennyiségének mérése alapján a záródási hőmérséklet elérésének korát meghatározzuk. A záródási hőmérséklet néhány jellemző ásványra a következő: apatit: ~50-70°C, cirkon: ~150-170°C és titanit: ~200-250°C. Ez jóval alacsonyabb az adott ásványok kristályosodási hőmérsékleténél. E miatt az (U-Th)/He módszert egy adott rendszer hőtörténetének leírására alkalmazzák, ami lehet például kiemelkedés vagy felfűtési esemény, továbbá vulkáni működés kora. Ez utóbbi esetében azt a kort határozhatjuk meg, amikor a magmatározóból távozó kristályokkal telített magma a felszínre tör és ott a hőmérséklete hirtelen a záródási hőmérséklet alá csökken. Amennyiben nincs utólagos felfűtés (például friss láva folyik egy korábban keletkezett vulkáni képződményre), akkor a He kor a vulkáni kitörés idejét adja meg (1. ábra).



1. ábra: He-felhalmozódási lehetőségek.

A He kor meghatározásához alapvető a mért kristály alakjának pontos meghatározása és feltételeznünk kell, hogy a bomló izotópok homogén eloszlásban vannak. Az Ft-korrektio után megkapott kor azonban nem adja meg még feltétlenül egy vulkáni képződmény keletkezési idejét, fontos figyelembe vennünk, hogy fennállt-e a szekuláris egyensúly a radioaktív

bomlási soron belül. Ez nem mindig valósul meg, mivel a vizsgálandó ásványok kristályosodásuk során frakcionálhatják egymástól a bomlási sorban szereplő elemeket, és így felboríthatják a szekuláris egyensúlyt (Farley et al., 2002). A szekuláris egyensúlytól való eltérést azonban korrigálni lehet, ami elsősorban az 1-2 millió éven belül keletkezett, különösen a 350 ezer évnél fiatalabb vulkáni képződmények esetében adhat jelentősebb eltérést az Ft-korrigált He kortól.

2. Alkalmazási lehetőségek

Az (U-Th)/He termokronológiai módszert a Kárpát-Pannon térség legfiatalabb vulkáni működéséhez (Csomád, Keleti-Kárpátok) kapcsolódó kőzetek keletkezési idejének meghatározására alkalmazzuk, ami lehetőséget adott egy nagy felbontású kitörési kronológia felállítására. Előadásunkban két kiválasztott, robbanásos vulkáni kitörés során keletkezett képződmény (U-Th)/He kormeghatározásán keresztül mutatunk be példát a módszer alkalmazhatóságára és geológiai pontosságára. A bükzsádi piroklaszt-ár üledék és a kézdivásárhelyi tefra-réteg He-kormeghatározása mellett rendelkezésre állt radiokarbon (a bükzsádinál), valamint IRSL és OSL kor (a kézdivásárhelyinél) is. Ezek a független geokronológiai adatok összehasonlítási alapot jelentettek eredményeink értékeléséhez.

A kapott eredmények a következők: a bükzsádi minta esetében a He-kor $32,6 \pm 1,0$ ezer év, míg a korábbi radiokarbon kor $31,230-32,700$ cal BP. A kézdivásárhelyi horzszakövek He-kora $38,9 \pm 1,7$ ezer év, míg a tefra-réteg felett és alatt vett rétegből mért IRSL kor $35,9 \pm 2,9$ ezer év és $43,3 \pm 3,0$ ezer év (Harangi et al., 2015). A független konkordáns korokkal fontos példát adtunk a He módszer alkalmazására fiatal vulkáni képződmények keletkezési korának meghatározására, aminek jelentős szerepe lehet a kvarter tefrokronológiai munkákban is (Danisik et al. 2016, in press). E módszer sikeresen töltheti ki azt a kritikus időintervallumot (~40-50 ezer év – ~1 millió év), amely módszertani korlátok, vagy megfelelő ásványok hiányában más módszerekkel nehezen korolható. E munka a K116528 sz. OTKA pályázati kutatás része.

Irodalomjegyzék

- Danišik, M., Schmitt, A.K., Stockli, D.F., Lovera, O.M., Dunkl, I., Evans, N.J. (2016, in press): Quaternary Geochronology
- Farley, K.A. (2002): Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 47, 819–844.
- Farley, K.A., Kohn, B.P., Pillans, B. (2002): Earth and Planetary Science Letters, 201, 117–125.
- Reiners, P.W. (2005): in Mineralogy and Geochemistry, 58, 151–179.
- Harangi, S., Lukács, R., Schmitt, A.K., Dunkl, I., Molnár, K., Kiss, B., Seghedi, I., Novothny, Á., Molnár, M. (2015): Journal of Volcanology and Geothermal Research 301, 66–80.

AZ ERDÉLYI-MEDENCE PALEOGÉN SZILICIKLASZTOS KÖZETEINEK EREDETE

Obbagy Gabriella¹, Dunkl István², Józsa Sándor¹, Silye Lóránd³, Hilmar von Eynatten²

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

² Georg-August-Universität, Geowissenschaftliches Zentrum, Göttingen

³ Babeş-Bolyai Tudományegyetem, Biológia és Geológia Kar, Földtani Intézet, Kolozsvár

e-mail: obbagy.gabriella@gmail.com

1. Bevezetés

Az Erdélyi-medence a Belső-Kárpáti-medencarendszer, az Erdélyi-szigethegység és a Keleti-, ill. Déli-Kárpátok vonulata közé eső posztcenomán üledékes medence, melyben négy fő megaszekvenciát különített el Krézsek és Bally (2006): (1) felső-kréta (rift medence); (2) paleogén (zsák medence); (3) alsó-miocén (flexurális medence); (4) középső-felső miocén (ív mögötti medence). A késő-kréta medencefejlődés elsősorban az Alpokkal való hasonlóság miatt (Gosau-üledékek, Schuller és mtsi. 2009), míg a miocén a benne található szénhidrogének következtében már viszonylag jól megkutatott. A fossziliatartalmú karbonátos kőzeteknek mindenhol nagy figyelmet szenteltek a területen, azonban a csekély fosszilis maradványt tartalmazó kontinentális eredetű sziliciklasztos kőzetekről csak kevés irodalom áll rendelkezésre (lásd. Filipescu, 2011). A medencét felépítő fő tektonikai egységek a paleogén során még erőteljes mozgásban voltak, jelenlegi vagy ahhoz közeli helyükre csak a miocén során kerültek, és a Kárpátok kiemelkedése is ehhez az időszakhoz köthető (pl. Csontos és Vörös, 2004).

Vizsgálataink tárgya tehát a maitól még eltérő paleogeográfiai helyzetben lévő, három nagy szárazulati eseményről is tanúskodó (Proust és Hosu 1996) paleogén medencefejlődési szakasz rekonstruálása, az egység java-részt kontinentális környezetben lerakódott sziliciklasztos kőzeteiből származó nehézasványok alapján.

2. Vizsgálati módszerek

Az Erdélyi-medence északi-észak-nyugati részéből gyűjtött homok, homokkő, márga és agyagkő minták fő kőzetalkotó fázisainak azonosítása elsősorban vékonycsiszolat alapján, finomszemcsés anyag esetében röntgen-pordiffrakcióval (XRD) történt. A nehézasványok 63-125 µm közé eső szemcseméret-tartományából mintánként 200-300 véletlenszerűen kiválasztott áttetsző szemcsét azonosítottunk sztereo-, és polarizációs mikroszkóp, illetve Raman- spektroszkóp segítségével. A karakterisztikus minták cirkonjainak U-Pb kormeghatározását lézerablációs ICP-MS segítségével végeztük. A méréseket katódlumineszcens vizsgálat előzte meg, amely lehetővé tette a cirkon legkülső növekedési zónájának azonosítását – ez szolgált a kormeghatározás alapjául.

3. Eredmények és következtetések

A minták feldolgozása még folyamatban van, ugyanakkor a króm-spinell és szerpentin egyidejű jelenléte alapján már most is látható, hogy a paleogén – legalább egy része – nem a csekély króm-spinell-tartalmú kréta üledékekből (Schuller 2004) halmozódott át. Az ultramafit eredetű szemcsék arra utalnak, hogy a paleogén során óceáni kéreg eredetű formációk voltak felszínen a homokkövek forrásterületén. A gránátokon és a sztaurolitokon betemetődés-okozta visszaoldódás nyomai láthatók, melyek szállítódás során lekerékítődnének, tehát valóban egy jelentős (minimum több száz méter) in situ fedőre utalnak.

A cirkon U-Pb korok két meghatározó vulkáni eseményt mutatnak a térségben: (1) 76-82 millió év között, ami bizonyíthatóan a kréta banatitokhoz köthető és (2) 32-36 millió év között, ami megegyezik a Periadriai intrúziók korával. A variszkuszi orogenezisre Közép-Európában jellemző 300-400 millió éves korok csak elvétve jelennek meg, az ordovíciumi és neoproterozoós U-Pb korok azonban jellemzőek.

Irodalomjegyzék

- Csontos, L., Vörös, A. (2004): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 210, 1–56.
- Filipescu, S. (2011): In: Calcareous algae from Romanian Carpathians, 37–48.
- Krézsek, Cs., Bally, A. W. (2006): Marine and Petroleum Geology 23, 405–442.
- Proust, J.-N., Hosu, A. (1996): Sedimentary Geology 105, 117–140.
- Schuller, V. (2004): Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, 70, p. 112.
- Schuller, V., Frisch, W., Danišák, M., Dunkl, I., Melinte, M. C. (2009): Austrian Journal of Earth Sciences, 102, 133–145.

GRÁF, SZKÓP, MÉTER

Palcsu László¹, Molnár Mihály¹, Rinyu László¹, Braun Mihály¹, Futó István¹, Pécskay Zoltán¹, Benkó Zsolt¹, Veres Mihály²

¹MTA Atommagkutató Intézet (Atomki), Környezet- és Földtudományi Laboratórium, Debrecen

²Isotoptech Zrt., Debrecen

e-mail: palcsu.laszlo@atomki.mta.hu

Melyik magyar szó illeszthető a címben szereplő szavak elé, hogy újabb három értelmes szót kapjunk? A helyes megfejtés a tömeg: tömegspektrográf, tömegspektroszkóp, tömegspektrométer. Ezek a berendezések olyan műszerek, amelyek az egyes részecskéket tömegük alapján különböztetik meg. Mindhárom műszer alapja az, hogy a beléjük eresztett elemeket ionizálják, majd pedig az egyes ionokat fajlagos tömegük (= tömeg/töltés) alapján szeparálják egymástól. A szeparált ionok detektálása azonban eltérő a háromféle műszer esetén.

Történetileg először a tömegspektrográfok jelentek meg, ahol a szeparált ionok fotólemezzre futottak fel. Az előhívott fotólemezen láthatóvá váltak az egyes ionok nyomai, ahol a feketedés mértéke volt arányos az ionok számával. Később a fényérzékeny lemezeket felváltották a foszforeszkáló anyaggal bevont képernyők, ahol a felfutó ionok által okozott felvillanások közvetlenül láthatóvá váltak. Ebben az esetben minél több ion futott be ugyanarra a helyre, annál erősebb fényhatás képződött. Ezek voltak a tömegspektroszkópok. A tömegspektroszkópokkal már gyorsabb méréseket lehetett végrehajtani, de a mérések kiértékelése még sok esetben nem volt kellően pontos. Míg a tömegspektrográfok esetén az ionok által hordozott töltés kémiai elváltozást, a tömegspektroszkópok esetén fényfelvillanást okozott, addig a tömegspektrométerekben a töltés közvetlenül elektromos jellé, árammá vagy feszültséggé konvertálódik. A tömegspektrométerekben tehát az ionok detektorokba kerülnek, amelyek elektronikai jellé alakítják át az ionok töltéseit. Először a Faraday-detektorok jelentek meg, majd pedig a nagyságrendekkel érzékenyebb elektronsokszorozók.

Előadásunkban bemutatjuk a tömegspektrometria elvi alapjait, a tömegspektrométerek fő komponenseit, valamint az Atommagkutató Intézetben elérhető jelenlegi és hamarosan beszerzendő tömegspektrométereket, annak elvi működéseit, egymástól való különbözőségüket, illetve alkalmazási lehetőségeiket.

A jelenlegi tömegspektrométerek a következők („életkorszála” mentén), nulladikként megemlítve az Atomki saját gyártmányú kvadrupól tömegspektrométerét: K/Ar tömegspektrométer, stabilizotóparány-mérő tömegspektro-méter(ek), nemesgáz-tömegspektrométer(ek), radiokarbon gyorsító tömegspektrométer, induktív csatlású plazmaionforrású tömegspektrométer.

A fenti műszerpark közé egy éven belül két újabb tömegspektrométer csatlakozik: egy multikollektoros ICP-MS valamint egy clumped isotope tömegspektrométer. Sőt, pályázati elbírálástól függően akár még két újabb tömegspektrométert is beszerezhetünk: egy héliumra specifikált nemesgáz-tömegspektrométert, illetve egy multikollektoros argonmérő-tömegspektrométert.

Irodalomjegyzék

- Palcsu, L., Major, Z., Köllő, Z., Papp, L. (2010) Rapid Communications in Mass Spectrometry, 24, 698–704.
- Papp, L., Palcsu, L., Major, Z., Rinyu, L., Tóth, I., (2012) Isotopes in Environmental and Health Studies, 48/1, 494–511.
- Molnár, M., Rinyu, L., Veres, M., Seiler, M., Wackerm L., Synalm H-A. (2013) Radiocarbon, 55/2–3, 338–344.
- Rinyu, L., Orsovski, G., Futó, I., Veres, M., Molnár, M. (2015) Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interaction with Materials and Atoms, 361, 406–413.
- Szalóki, I., Somogyi, A., Braun, M., Tóth, A. (1999) X-ray Spectrometry, 28/ 399–405.
- Vodila, G., Palcsu, L., Futó, I., Szántó, Zs. (2011) Journal of Hydrology, 400, 144–153.
- Pécskay, Z., Gmeling, K., Molnár, F., Benkó Zs. (2015) Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85/1, 77–91.
- Benkó, Zs., Molnár, F., Billström, K., Pécskay, Z., Németh, T. (2014) Geologica Carpathica 65/3, 177–194.

PETROGRÁFIAI MÓDSZEREK ALKALMAZÁSA MÁRVÁNYOK VIZSGÁLATA SORÁN: MEGFIGYELÉSEK A DOROZSMAI MÁRVÁNYON

Papp Nikolett¹, Varga Andrea¹, Mészáros Előd¹, Raucsik Béla¹

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

e-mail: pappnicki@gmail.com

1. Bevezetés

A márványok vizsgálata igen nagy hangsúlyt kap a régészeti kutatásokban, éppen ezért a nemzetközi szakirodalomban elérhető publikációk jelentős része archeometriai vonatkozású. Ugyanakkor a márvány képződmények metamorf petrológiai szempontú vizsgálata nagyon gyakran háttérbe szorul a kőzet „primitív” ásványos összetétele miatt. Azonban a márványok vizsgálata nagyon fontos szerepet tölthet be a regionális korrelációban.

A vizsgálatok során elsődleges a márványok petrográfiai jellemzése polarizációs mikroszkóppal a jellegzetes ásványos összetételi és szöveti tulajdonságok megfigyeléséhez. A kőzet színén és ásványos összetételén túl, figyelembe kell venni a kőzetalkotó ásványfázisok szemcseméretét, az egyes szemcsék érintkezésének módját, illetve a kőzet szövetét, hiszen ezek a paraméterek információt adnak a kőzet metamorf fejlődéstörténetére vonatkozóan. Mindezekben túl fontos feladat lehet a különböző deformációs mikroszerkezetek azonosítása, amelyek figyelembevételével a deformációs eseményekről pontos információkat kaphatunk (Melfos et al. 2010).

A dorozsmai metamorf aljzatban megjelenő márványzóna hazánk egyik olyan képződménye, melyről kevés információval rendelkezünk. Munkánk célja ezért a márványzóna részletes petrográfiai vizsgálata.

2. Földtani háttér

A dorozsmai metamorf aljzatban (melynek alapszelvénye a Dorozsma–54 fúrás) az M. Tóth (2008) által azonosított eltérő metamorf fejlődéstörténetű felső, dominánsan gneiszből álló, és az alsó amfibolit egység között egy néhányszor tíz méter vastag márványzóna található. E márványzónában Lelkes-Felvári et al. (2005) különböző típusú márványokat különítettek el: tisztán kalcit márványt, dolomit márványt, valamint talkot és Mg-kloritot tartalmazó márványtípusokat. A képződmény maximális metamorf hőmérséklete M.Tóth (2008) szerint a dolomit + kvarc + Mg-klorit + talk ásványegyüttes és az átkristályosodás hiánya alapján nem érte el a 450 °C-ot. M.Tóth (2008) megállapítása szerint a márványzóna nem képezte részét az eredeti kőzetoszlopnak, a kiemelkedést követő tektonikai mozgások révén kerülhetett jelenlegi helyzetébe.

3. Eredmények

Az archív vékonycsiszolatok alapján elmondható, hogy a vizsgált márványminták finomszemcsés, heteroblasztos szövetűek. A szemcsehatár gyakran ívelt és szutúrás, olykor beöblösödő. Egyes szemcséken unduláló kioltás figyelhető

meg, valamint általános az I., II. és IV. morfológiai típusú deformációs ikerlemezek megjelenése. A minták összetételére karbonát + kvarc + Mg-klorit ± talk(?) jellemző. A nagyon finomszemcsés, mikrokristályos kőzetrészekben, vagy sávokban a karbonátszemcsék között mikrokristályos kovahelyettesítés figyelhető meg. A finomszemcsés kőzetrészek mellett megjelenő, durvább szemcseméretű részekben a nagy szemcsék között finomszemcsés, zárványmentes karbonát és gyakran lemezes megjelenésű Mg-klorit figyelhető meg. A minták többségében kisméretű üregek találhatók, amelyek falán fennőtt, idiomorf, zónás karbonátkristályok (valószínűleg dolomit) vannak, gyakran kvarc mellett. A kőzetet gyakran vékony kvarcerek szelik át, amelyeket egyes részein fennőtt kvarc, máshol pedig mikrokristályos kvarc tölt ki.



1. ábra – Továbbnővekedett peremmel rendelkező, korrodált, egyenetlen szemcsehatárú karbonátszemcsék a Do–54 fúrásban

4. Összefoglalás

A bemutatott összetételi és szöveti jellegzetességek alapján felmerül annak lehetősége, hogy a márványban előforduló szilikát ásványok (kvarc+klorit+talk és esetleg a dolomit is) hidrotermás fluidumok átalakító hatásának eredménye. Ennek igazolására azonban további részletes vizsgálatok szükségesek. Ez a munka az OTKA/NKFI K 108375 projekt támogatásával valósult meg.

Irodalomjegyzék

- Lelkes-Felvári, Gy., Frank, W., Schuster, R., Sassi, R. (2005): *Geologica Hungarica*, 48/4, 371–394.
M.Tóth, T. (2008): Doktori értekezés, MTA, 399 p.
Melfos, V., Voudouris, P., Papadopoulou, L., Sdrolia, S., Helly, B. (2010): *Bulletin of Geological Society of Greece*, XLIII, 2, 845–855.

TORLASZTÓ-SZIGETELŐ TÖRÉSZÓNA CÉLIRÁNYOS HARÁNTOLÁSA BÁTAAPÁTIBAN

Paprika Dóra¹, Gaburi Imre¹, Szébenyi Géza¹, Kristály Ferenc²

¹ Mecsekérc Zrt., Földtudományi Osztály, Pécs

² Miskolci Egyetem, Ásványtani-Földtani Intézet, Miskolc

e-mail: paprikadora@mecsekerc.hu, gaburiimre@mecsekerc.hu, szebeniyigeza@mecsekerc.hu, askkf@uni-miskolc.hu

1. Bevezetés

A kis- és közepes radioaktív hulladéktároló létesítése folytatódott 2014-2015-ben Bataapátiban. A térképész feladatai között szerepelt a Péter-törésszóna harántolása a Keleti-lejtőszaknai feltárásától csapásirányban 85 m-re keletre, az 1. kőzetfeszültség kamra folytatásában kihajtott 3. vizsgálati kamrával (3VK). A 3VK célja a lezárás 1:1 arányú demonstrációs kísérlete és a hosszútávú monitoring vizsgálatok kivitelezési feltételeinek megteremtése volt. Erre előzetesen a Megrendelő RHK Kft. koncepciótervet készített (Megyeri et al. 2014).

2. A törésszóna jellemzése

2.1. Korábbi ismereteink

A közel kelet-nyugati csapású Péter-törésszónát mind a Keleti- mind pedig a Nyugati lejtőszakna harántolta. A vágatdokumentációk alapján a szerkezet közel függőleges dőlésű ($185^\circ/85^\circ$) (Molnos et al. 2008). A Péter-törésszóna olyan elsőrendű eltolódásos szerkezet, mely regionálisan vízföldtanilag torlasztó-szigetelő jelleggel bír (Benedek et al. 2009), amit a Nyugati- és Keleti-lejtőszaknak kihajtása során észlelt vízszint-potenciál különbségek jeleztek.

A Péter-törésszóna felépítése a Nyugati-lejtőszaknában szabályos, a központi agyagkitöltéshez viszonyítva szimmetrikus, sávós, vastagsága 1,5-2 m (Molnos et al. 2008). „A központi vörösayagos magzónát a mellékközetektől tektonikusan lehatárolt, lencsésen, breccsásan tört, kovás-karbonátos cementű, erősen igénybevett, a bezáró kőzettel azonos kiinduló anyagú kőzetsáv kíséri. A vékonycsiszolatos vizsgálat alapján a kőzet kovás átitatódású mikrobreccsa. A vizsgált mintákban vörösayagos mátrixban szigmoidális granitoid közettörmelék és karbonátos kitöltések törmeléke úszik. A minták szövete irányított, foliált. Maga az agyagos magzóna (vetőagyag — agyagmátrixú breccsa) maximum 60 cm vastag, de helyenként nem haladja meg a 20 centimétert. A zóna szimmetriasíkjához közeledve a kisebb-nagyobb lekerekített törmelék mennyisége fokozatosan csökken. A viszonylag homogén központi agyag helyenként mindössze 5-10 centiméternyi.” A Keleti-lejtőszaknában a Péter-törésszóna kettős vörös- és zöldesszürke színű agyagos magzónájú, teljes vastagsága duplája a Nyugati-lejtőszaknában dokumentáltak.

2.2. A BeR-16 fúrás és a 3. vizsgálati kamra elsődleges eredményei

A 3. vizsgálati kamra létesítését megelőző vágatprognózist a BeR-16 vágatlefúrás adatai alapján készítettük el.

A fúrásban a lejtőszaknai harántolásoknál jóval vastagabbnak adódott a törésszóna (10,62 m), meghatározását

a 2,5 m-es maghiány megnehezítette. Maga a törésszóna leukokrata monzogranitban kezdődik, kontaminált monzonitban végződik, mely majdnem a fúrás végéig nyomon követhető. Tehát a törésszóna itt litológiai határon alakult ki. Egy jelentősebb (3,9 m) és két vékonyabb (0,2 m) magzóna dokumentálható. (Szébenyi et al. 2016a).

A törésszóna északi határát a 3. vizsgálati kamra 34. fogása (52,5 fm) tárta fel, a DNy-i paláston egy $20^\circ/89^\circ$ dőlésű, vetőbreccsa, vetőagyag, vörösesbarna vas-oxid, vas-oxid-hidroxid és klorit kitöltésű határoló töréssel. A 33. fogás (52,50 fm) homlokának DNy-i felső részén látható kiszakadás belső fele már a határoló törés volt, mely $180^\circ/87^\circ$ dőléssel dokumentálható. Ez a határ nagyon élesen elkülönítette a törés előtt található ép leukokrata monzogranitot és a fonatos-szigmoidális geometriájú, agyagos törésszónát. A határoló törés az ÉK-i palástot a 37. fogásban (56,80 fm) metszette el ahol $187^\circ/86^\circ$ dőléssel, valamint vetőbreccsa, vetőagyag, vörösesbarna vasoxid-hidroxid és kloritdús kitöltéssel lett dokumentálva. A törés É-i oldalán kárzónát gyakorlatilag nem lehetett észlelni, a határoló törést követően azonnal elkezdődik az agyagos kötőanyagú, törmelékvezű leukokrata monzogranit breccsa. A 35. fogás (54,60 fm) DNy-i palástján $178^\circ/88^\circ$ dőléssel belépő töréstől dél felé túlsúlyba kerül az agyagos mátrix a klasztokkal szemben. Ez a polimikt breccsás zóna vastag vöröses és zöldesszürke színű, teljesen egymásba fogazódó agyagos sávokból, illetve a közéjük beekelődő néhány milliméterestől a több méteres nagyságot elérő, lapított kőzetlencséből (leukokrata monzogranit, kontaminált monzonit, aplit, pegmatoid, karbonát) áll.

Az agyagos mátrix túlsúlya a polimikt breccsa déli határánál megszűnik és egy újabb szemcsevázú monomikt (kontaminált monzonit) breccsás zóna következik. Ez a földtani határvonal bizonytalan. Kijelölése a vágatdokumentáció, valamint a BeR-16 vágatlefúrás eredményei alapján történt. A 40. fogástól (59,90 fm) kezdődően, sárgásbarna vas-oxid, vas-oxid-hidroxid fázisok jelennek meg a töréskitöltésekben, melyből arra lehet következtetni, hogy az adott rendszerben a közelmúltban vagy jelenleg is alacsony hőmérsékletű, oldott ionokban dúsuló fluidumáramlás történt. A Péter-törésszóna déli határa nem olyan éles, mint az északi, így a lehatárolása sem annyira egyértelmű, mivel a törésszóna dél felé haladva egyre jobban szétseprűződik, és az ép kőzettestek valamint az agyagos breccsás sávok váltakozása egészen a 47. fogásig (66,80 fm) elhúzódik. Értelmezésünk szerint a DNy-i paláston a 42. fogásnál (61,80 fm), egy $172^\circ/83^\circ$ dőlésű vetőbreccsa, vetőagyag és vörösesbarna vasoxid-hidroxid kitöltésű törés mentén lehet meghúzni a törésszóna szélét, az ÉK-i paláston pedig a 45. fogásnál (64,80 fm).

A törésszóna északi fele fonatos-szigmoidális, halas, breccsás, vetőagyag mátrixú, nincs túlsúlyban a mátrix (vetőagyagos

kataklaszt) a törmelékhez viszonyítva (anyaga agyagos törmelékvezű monomikt leukokrata monzogranit breccsa). Ezt követi a polimikt breccsás rész a kontaminált monzonitos összetételű protolitig. Erre szerkezetmorfológiailag szigmoidális, halas, breccsás, kataklasztos-vetőagyagos, vetőagyag mátrixú, vetőagyag-kataklaszt túlsúlyú töréses öv (anyaga agyagos mátrixvezű polimikt breccsa) megjelenés jellemző. A záró rész szigmoidális, halas, breccsás, alárendelten kataklasztos-vetőagyagos, törmelékvezű. Az eltérő képződmények a töréses öv belsejében kártyapakliszerűen, lencsésen begyűrve helyezkednek el. A szerkezetkitöltés fontos jellemzője, hogy benne a vetőagyagnak ítéltető mátrix részaránya kisebb 50%-nál, gyorsan és fokozatosan csökken (Szebényi et al. 2016b; Szebényi et al. 2016c). A Péter-törést a vágat 10 fogáson keresztül harántolta, 53,6-62,8 fm között, mely alatt a geotechnikai értékelés szerint mind az RMR és mind a Q értékek V. kőzetosztályú minősítést adtak.

Hidrogeológiai szempontból elmondható, hogy csak a törészóna déli határán lehetett a vágatdokumentáció során nem a BeR-16 fúráshoz kapcsolódó vizesedést észlelni. A vágat teljes hosszában mért 2,52 liter/perc vízfakadásból 2,4 liter/perc a 45. vágatméter előtti — tehát a törészónát megelőző — szakaszon áramlik be.

A dokumentálás során meghatározott, látszólagos vastagságokat, illetve a törészóna helyét az 1. ábra tartalmazza.

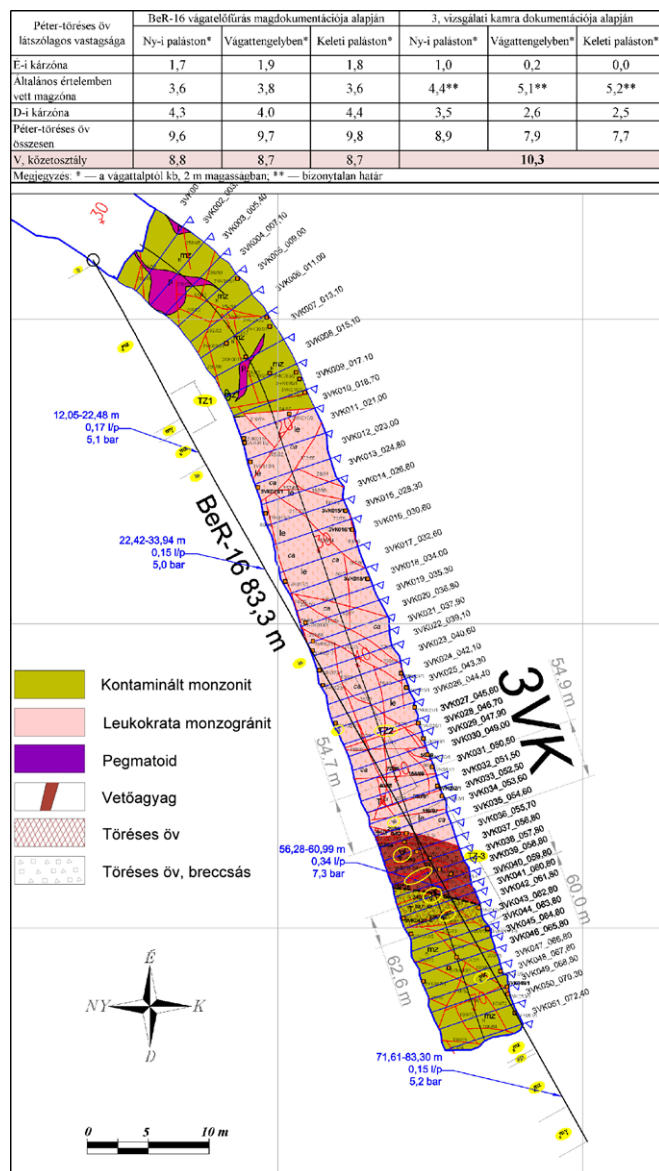
3. Anyagvizsgálatok

A célirányosan megtervezett (Szebényi és Gaburi 2015) földtani anyagvizsgálatok ebben a kamrában a Péter-törés-zónára és mellékközetekre irányultak. Részletes földtani-tektonikai dokumentáció mellett nagy volumenű mintavételezésre és széleskörű anyagvizsgálatokra került sor. A 3. vizsgálati kamrából és a BeR-16 előfúrás magjából összesen 25 db vékonycsiszolat leírás, 19 db XRD és 4 db DTA vizsgálat, 6 db teljes kémia és nyomelemzés, valamint 5 csiszolat mikroszondás vizsgálata (SEM+EDS) készült el. Ezek mellett gammaspektrometriai mérések, paleomágneses vizsgálatok, valamint a BME-n külön kőzetfizikai és kőzetmechanikai vizsgálatok is történtek. Jelen munkánkban az ásvány-kőzettani és geokémiai vizsgálatok eredményeinek áttekintésére szorítkozunk.

3.1. A vékonycsiszolatok és mikroszondás mérések értékelése

A 3. vizsgálati kamrában a Péter-törészóna északi oldali mellékközetéből egy leukokrata monzogranitot (3VK032/1), déli oldali mellékközetéből egy kontaminált monzonitot (3VK045/1) vizsgáltunk meg részletesen. A Streckeisen-szerinti (Streckeisen 1967) besorolás megfelelően igazolta a dokumentálás során leírt kőzetek többségét. A Péter-törészóna kitöltés 14 vékonycsiszolatos vizsgálata során Woodcock és Mort, 2008 alapján besoroltuk a kőzeteket az osztályozási rendszernek megfelelő tektonitok csoportjába.

A leukokrata monzogranitból két csiszolat készült, amiből az egyik a meghatározás során szienogranit kategóriába esett. A teljes kőzet kvarctartalma 16-17%, míg a színes elegyrészek mennyiségére 5% és 14% adódott. Már ezek a minták is mállás, elváltozás nyomait viselik, a színes elegyrészek kloritos, míg a földpát szemcsék agyagásványos, szericites átalakulást szenvedtek, a karbonátosodás és karbonát-átvezetés is gyakori.

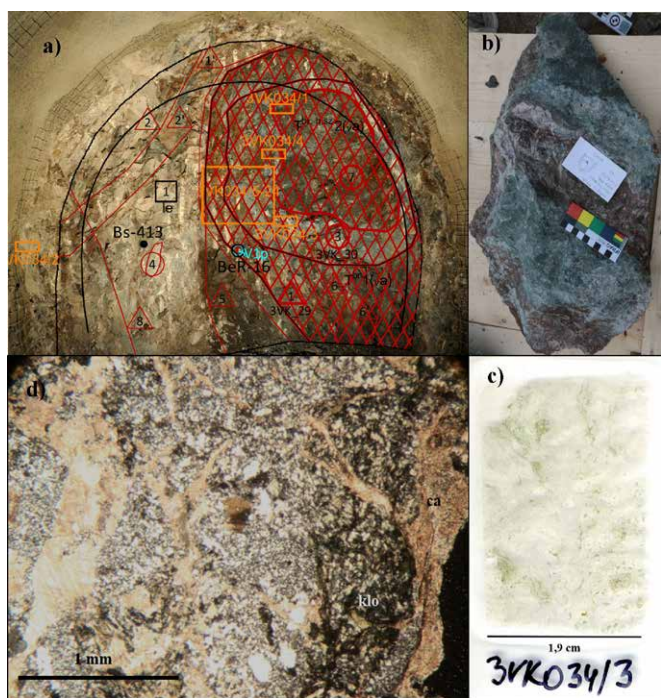


A kamra végi monzonitos mintáknál finom-aprószemcsés monzonit, kvarcszienit típusú kőzeteket mutatott ki a vizsgálat. Ezek is kissé bontottak, a kloritosodás a színes elegyrészekben és a nagyobb kristályok között is jellemző. A földpát szemcsék agyagásványos-szericites, illetve néhol vasas átalakulása szintén megfigyelhető.

A kaotikus breccsák csoportjába 3 minta tartozik (2. ábra). Ebből kettő hasonló (3VK034/3 és 3VK034/10), kalcittal cementált, kalcit erek hálózattá át, az eredeti kőzetből pedig földpát szemcsék ismerhetők fel. A kalcitos cementkiválás előtt is volt karbonátos kőzetátalakulással járó folyamat, ugyanis a klasztok jórészt átalakultak, eredeti alkotó alig ismerhető fel. Az átalakulás karbonát (1. generáció), kvarc és klorit ásványokat jelent, melyeket akár kalcit erek át is szelhetnek (2. generáció). Ezek a „2. kalcit generációs” erek a mátrixban nem folytatódnak, így a breccsák végső cementáló karbonátja (3. generáció) későbbi generációhoz sorolható.

A 3VK034/12-es minta kaotikus breccsája vasas-agyagásványos cementű. Itt is a klasztok szélén véget érnek a kalcit erek.

Ebben a breccsában „üdebb”, de deformált kőzetklasztok is megfigyelhetők (klorit polygonális ív szerinti elhajlása, plagioklász poliszintetikus ikerlemezeinek meghajlása, nyíródása).



2. ábra A Péter-töréshozna megjelenés különböző méretarányokban (a-vágathomlok, b-minta, c-vékonycsiszolat szkennelt képe, d-mikroszkópi fotó)

Tehát ezek a breccsák különböző mértékben átalakult kőzetekből kerültek ki, melyeket végül egy karbonátos, illetve máshol agyagásványos-vasas anyag cementált, mely plasztikus volta miatt jobban hordozza az elmozdulás sajátosságait.

A vetőagyagok mikroszkópos szöveti képén az látható, hogy az uralkodóan filloszilikátos mátrix legtöbbször klorit és agyagásvány keveredéséből áll. Ehhez kvarc, kalcit, illetve helyenként jelentősebb mennyiségű hematit-limonit-göethites ásványok kapcsolódnak (pl.: 3VK034/5). A hematit a magnetit feloxidálásából is képződött (akár maghemit átmeneti fázissal), mert mágneses. A klasztok mérete változó (0,15-2) mm és nagyobbak is előfordulnak, összetételüknél az eredeti kőzetalkotók átalakult reliktumait lehet felismerni (plagioklász, színes elegyrész). A vetőagyagokban a kvarc és klorit, illetve a kalcit is több generációs. A klasztokban jelentkező polikristályos kvarc, szálas klorit és átalakulásként megjelenő kalcit tartozik a „legkorábbi” generációhoz. Néhány mintában a klasztok körül átalakulási (vagy oldódási) szegély is jelentkezhet, mely kvarcot, kloritot és kalcitot is tartalmazhat (pl.: 3VK034/5, 3VK035/15). A mátrixban lévő ásványok képződése valószínűleg a klasztok szegélyén lévő kialakulások egy részénél korábbi (száradási repedés kitöltése?).

A vetőagyagok klasztjai különböző mértékben átalakultak, de az eredeti elegyrészekből általában csupán a földpát, kvarc felismerhető, a színes elegyrészek nem. Ez utóbbiak helyett általában egy „első” generációs klorit jelenik meg. Az agyagos vetőkitöltések „zöld” (kloritos-szmektites) és „barnásvörös” (vasas-agyagásványos) kifejlődésűek. A mikroszkopos vizsgálatok a vasas-agyagásványos mátrixú mintákban (3VK034/5 és 3VK034/12, BeR-16-09), illetve a kloritos-agyagásványos mintákban (3VK036/8 és 3VK036/9) történtek.

A „barnásvörös” vasas-agyagásványos mátrixú mintákról alkotott ismeretünket kiegészíthetjük azzal, hogy a mátrixban fluorapatit (fő Ca-tartalmú fázis) fordul elő, illetve

a klorittal egy időben kialakult anatóz (fő Ti-tartalmú fázis). A mátrixot ezen kívül kvarc, kalcit és földpát alkotja. A kalcit több generációs, egy korábbi kőzetátalakulás terméke is, ahogy a mikroszkópi megfigyelés is jelezte, kvarcban póruskitöltő anyagként is előfordul. A mátrixban megjelenő mikroklin xenomorf, repedezett szemcsékként jelenik meg, a benne megjelenő pertit orsók albitok. A káliföldpátokban minimális Ba jelenik meg. A mátrixban lévő K jó része a biotit átalakulásából képződhetett, azonban ez visszamaradt szmektithez vagy hidrobiotithez köthető, mely nanoszemcsés összenövést alkot a klorittal. A mátrixban található klorit-dús fészkek kloritjának Mg-tartalma alacsonyabb, Fe tartalma magasabb, mint a relikta klorit szemcséké. Szintén a mátrix kloritjában jellemző a Fe megjelenése az oxihidroxidos (limonit) fázisban is. A deformációs bélyegeknél a klasztok körül a forgásra utaló szigmoidális szerkezetek („farkincák”) jelennek meg.

A „zöld”, főként kloritos-szmektites mátrixú mintáknál a „barnásvörös” kifejlődésű mintákéhoz hasonló eredmények adódtak. Az anyagok mechanikai aprózódáson és kémiai átalakuláson is átesett. A mátrix klorit, szmektit, illetve kalcit fázis, a kalcit valószínűleg a legkésőbbi üregkitöltő fázis. Ezeken kívül szmektit, kova és közberétegzett agyagásvány is jellemző alkotója. A mátrixot jelentős Mg, Fe és Al kioldódását eredményező fluidum hozta létre, alacsony hőmérsékletű, feltételezhetően leszálló meteorikus eredetű volt.

A klasztokban jellemző kőzetátalakulásoknál kloritot láthatunk, mely hidrotermális folyamat eredménye. A karbonátosodás a relikta plagioklász szemcsék anortit tagjához köthető, mely idősebb a mátrix foltokban előforduló kalcit kikristályosodásánál. Az albit fizikailag nem aprózódott, vagy teljesen elmállott — a mátrix Na eloszlása alapján erre következtethetünk. A mátrix lemezes, leveles felépítésű, melyben a Ti-tartalmú fázis nem mindig önálló szemcsékben jelentkezik, így elemhelyettesítés is feltételezhető valamely mátrixásványban. A relikta klorit a mátrixban is megjelenik, ehhez köthetők a Mg dúsabb részek, és képződése a mátrix klorit előtti.

3.2. Geokémiai és ásványtani vizsgálatok értékelése

A petrográfiai és SEM+EDS vizsgálatokat teljes kőzet ásványtani összetétellel és agyagásvány vizsgálattal egészítettük ki (XRD). Az orientált agyagfrakció (< 2 µm) preparátumain elvégzett komplex agyagásvány diagnosztikával (etilén-glikolos duzzasztás, hevítés) sikerült megállapítani, hogy a Péter-töréshozna fő filloszilikát ásványa a klinoklor és a szaponit típusú szmektit.

A 3VK034/5 és 3VK034/12 mintákon elvégzett elektron mikroszkopos vizsgálatokból kiderült, hogy a mikroklinok — Buda Gy. vizsgálataival egyezően (Buda et al. 2000) — emelt Ba tartalmúak. Buda et al. (2000) értelmezése szerint ez a jelenség a granitoidokban a variszkuszi kollíziós zónában figyelhető meg. A nyomelem vizsgálatok a Péter-töréshoznában és a tőle délre lévő kontaminált monzonitban jelentős Ba-tartalom csökkenést jeleznek, amely jól korrelál a káliföldpátok csökkenő mennyiségével dél felé haladva.

A 3. vizsgálati kamrában 4 mintából (szegélykőzetek és agyagos vetőkitöltés) végeztünk teljes kémiai és nyomelem vizsgálatokat. Az első minta a 3VK032 fogásból származik, melyet a vágatdokumentálás során leukokrata

monzogranitnak írtunk le. A 3VK036/8 és 3VK036/9 minta a Péter-törészóna agyagos részéből származik. A negyedik mintát a 3VK045 fogásból, kontaminált monzonitból gyűjtöttük.

A Péter-törészóna agyagos kitöltéséből származó két minta erősen bontott, amit a magas izzítási veszteségek (3VK036/8 – 10,4%; 3VK036/9 – 10%), valamint a magas H_2O tartalom (3VK036/8 – 2,66%; 3VK036/9 – 5,42%) is mutat. A leukokrata monzogranitból és kontaminált monzonitból származó minták a korábbi tapasztalatok (Király et al. 2008) alapján ugyan kissé bontottak, de nem olyan mértékben, hogy a geokémiai értékelést befolyásolják. A 3VK045/1 minta 6,1%-os izzítási vesztesége mutatja, hogy a kőzet bontottabb, mely a makroszkópos leírás alapján a színes elegyrészek kloritosodásában nyilvánul meg, viszont H_2O tartalma alacsony (0,37%).

A geokémiai jellegű vizsgálatok alacsony száma nem tette lehetővé a statisztikai elemzést, ezért csupán a mintákban mért elemgyakoriságokat (fő- és nyomelem) vizsgáltuk. A főelem vizsgálatok eredményei alapján normatív ásványos összetételt számoltunk a 3VK032/1 és 3VK045/1 minták esetében. Ezen rendszerben a leukokrata monzogranitnak leírt kőzetünk monzogranit besorolást kap, míg a kontaminált monzonitként dokumentált kőzet alacsony kálium tartalmú (0,35%), diorit/gabbro összetételt mutat. A normatív ásványos összetétel számítás alapján ez a kőzet nem tartalmaz kvarcot. A minta vékonycsiszolatának vizsgálata során kb. 2% kvarcot lehetett azonosítani. Ez elég jó összhangban van a számított értékkel, hiszen normatív ásványos összetételt ép magmás kőzetek esetében lehet jól alkalmazni, a mi mintánk azonban kissé bontott volt. A 3VK032/1 mintában dúsulást mutat a Rb, Sn, Ta, Bi, Th és Be. A Péter-törészónából származó két minta esetében dúsulást mutatnak a ritkaföldfémek, ezek közül elsősorban a Ce jól korrelál a minták foszfát (P_2O_5) tartalmával. Annak ellenére, hogy az apatit az XRD felvételeken nem észlelhető (valószínűleg nagyon kis mennyisége és csúcsátfedések miatt), arra következtetünk, hogy ezen elemek valószínűleg monacit ásványfázisban jelennek meg. Ezt alátámasztja, hogy a korábbi vizsgálatok (Király et al., 2008) szerint a Mórággyi Gránitban jellegzetes akcesszoriaként jelenik meg a monacit. A 3VK045/1 mintában pozitív anomáliaként jelentkeznek a Zr, melyhez magas foszfát (P_2O_5) tartalom is társul. A vékonycsiszolatos vizsgálat megerősíti a kis mennyiségű (<1%) cirkon jelenlétét a kőzetben. Ugyanebben a mintában a földkéreg átlagához viszonyítva háromszoros dúsulást mutat az ezüst. A negatív anomáliák közül a legjelentősebb a 3VK036/8, 3VK036/9 és 3VK045/1 mintákban tapasztalt Ba mennyisége, mely a földkéreg átlag tizedét sem éri el.

A ritkaföldfém tartalmak kondritra normált értékei megegyeznek a gránitokban mért eloszlásokkal. Minden mintában tapasztaltunk negatív Eu anomáliát, az amfibol-gazdag kőzetváltozatokban is. Ez eltér Buda Gy. eredményeitől (Buda et al 2000).

Gammaspectrometriai mérések is történtek a 3VK-ban, mely a természetes-gamma, Th, K, UeRa mennyiségét mérte a kamra 35-70 m közötti szakaszán. A Péter-törészónában dél felé haladva a mért K tartalmak a teljes kémiai elemzések alapján is jelentősen lecsökkennek. Ennek litológiai oka van, ugyanis a törészóna déli oldalán található (a teljes kémia szerint diorit/gabbro) kőzet alacsony K tartalmú.

4. Fejlődéstörténeti hipotézis

Az elvégzett ásvány-kőzettani vizsgálatok eredményeire támaszkodva az alábbi fejlődéstörténeti hipotézist állítottunk fel a Péter-törészóna agyagos vetőbreccsa-kitöltésének (2. és 3. ábra) kialakulására.

A magmás kőzetképződés után egy hidrotermális folyamat jelentős átalakulást okozott, mely során klorit képződött a színes elegyrészekből, illetve a földpát szemcsék repedéseiben is. A kloritban lévő fluor-tartalmú apatit, hipidiomorf Ti-dioxid szintén hidrotermális eredetre utalhat. A karbonátosodás szintén jellemző volt foltokban a Ca dúsabb plagioklászoknál. A földpát kristályok szericitese-agyagásványos átalakulása, illetve bizonyos mintákban nagyobb mértékű kovásodás (3VK035/15) is lezajlott.



3. ábra Agyagásványos töréskitöltés a Péter-törészónából

Ezt egy repedés és üregkitöltő karbonátos fázis követte. A következő folyamat az aprózódás, mely során a kőzet különböző klasztjai, ásványtöredékei (egykori porfirok és kőzetalkotók) képződtek.

A relik klorit szemcsék, mikroklin, apatit, anataz és kvarc törmelékként jelenik meg az új mátrixban. Ennek képződéséhez Mg és Fe dús fluidum járult hozzá, mely a szmektit, mátrix klorit, közberétegzett klorit/illit, szmektit/klorit szerkezetek kialakulását tette lehetővé. A klorit kiválásával valószínűleg egyidős a mátrix finomszemcsés Ti-tartalmú fázisa (<0,005-0,01 mm szemcsék!, BeR-16-09, 3VK034/5). A Fe dúsulás a relik klorit szemcsék szegélyénél fordul elő, főként oxi-hidroxid (limonit) formájában. Valószínűleg a vasas mátrix kialakulásánál ezen relik szemcsék nagy mennyisége is elősegíti a mátrix vörösré színeződését. Elszórtan szericit is megjelenik. Az albit klasztokban lévő, jól kifejtett (optikai mikroszkóppal leveles, rostos) kloritok kémiai összetételében más elemarányokat tapasztalunk (akár kétszer magasabb Mg tartalom), mint a mátrixban található kloritok esetében. A jelentősen magasabb SiO_2 tartalom egyik oka a szmektit, kovával és a közberétegzett agyagásványokkal való

mikrométer alatti összenövés lehet. A mátrixban csak a reliktkloritot lehetséges önállóan felismerni, de az XRD eredmények alapján a teljes klorit mennyiség többszöröse a reliktklorit szemcsék arányánál.

A klaszterek körül néhol nyomásoldódás, illetve finomkristályos kiválás formájában kéreg jelenik meg, ami a mátrix képződés előtti illetve utáni is lehet. Az eredeti magmás kőzet jellemzője, hogy egy erősen irányított szövet kialakulásakor a kvarc („féregkvarc”) és színes elegyrész „szalagjai” alkotnak a földpát fenokristályok körül irányított mátrixot, amihez a földpát szélének korrodált, albitos része is kismértékben hozzáadódhat. Ez egy lehetséges magyarázata lehet ezen klorit-kvarc-karbonátos szegélyek kialakulásának (ha ezek klorit összetétele megegyezik a reliktklorit szemcséjével, pl.: 3VK034/12). Ugyanakkor a mátrix képződése utáni, gyűrt, néhol boudin-szerkezete a mátrix képződése utáni deformációs folyamatra utal, mely így, a fejlődéstörténetet tekintve a mátrix képződése utáni vagy egyidős deformációhoz köthető.

A klaszterknél a lekerekítettség (forgásra utaló alak és a mátrix mikroklin és albitszemcséinek irányított-sávós eloszlása) a deformáció utáni vagy egyidős képződési eseményt jelenthet. A deformáció, valószínűleg folyamatos eseménysor, melynek intenzitása és jelei a csiszolatokban különböző mértékben jelennek meg, így ezek is fázisokra bonthatók.

A legutolsó fázis a fennmaradó üregek karbonátosodása, ami foltokban jól megfigyelhető.

A törésszónában észlelt zöld és vörös sávok $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ aránya azonos, összes vastartalmuk 7,7-9,5% közötti. A színek váltakozása azzal magyarázható, hogy a felszínről beáramló alacsony hőmérsékletű vadózus vizek hatására a kloritos mátrixot helyenként vas-oxid hidroxidos, limonit átítatódás érte.

Az uralkodóan kloritos-szmektites (klinoklor és szaponit) összetételű mátrix képződési hipotézisünk szerint leszálló meteorikus vizekből képződött, következőképpen a Péter-törésszóna a felszínig tartó regionális szerkezeti vonal.

Irodalomjegyzék

Benedek, K., Bóthi, Z., Mező, Gy., Molnár, P. (2009): Compartemented flow at the Bataapáti site in Hungary. — *Hydrogeology Journal* 17(5): 1219-1232.

Buda, Gy., Puskás, Z., Gál-Sólymos, K., Klötzli, U., Cousens, B. I. (2000): Mineralogical, petrological and geochemical characteristics of crystalline rocks of the Üveghuta boreholes (Mórágysíkság, South Hungary). — *Annual report of the Geol. Inst. of Hung.*, 1999 (2000), p. 231-243.

Király, E., Gulácsi, Z., Koroknai, B. (2008): A Mórágysíkság Gránit Formáció integrált értékelő jelentés — Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest. RHK Kft. Irattár, Paks: RHK-K-010/08.

Megyeri, T., Borbély, D., Szántó, V., Németh, Gy., Bóthi, Z., Dankó, Gy., Csicsák, J., Miskolczi, R., Sebő, A. (2014): A torlasztó zónánál kialakított záródugó a 3. vizsgálati kamrában. KONCEPCIÓTERV. Rev. B. — Kézirat. MottMcDonald Magyarország Kft., Golder Associates (Magyarország) Zrt., MECSEKÉRC Zrt., Budapest-Pécs, RHK Kft. Irattár, Paks: RHK-K-007/14

Molnos, I., Jakab, A., Somodi, G., Szamos, I., Vásárhelyi, B. (MECSEKÉRC Zrt.), Gyalog, L., Borsody, J., Füri, J., Gulácsi, Z., Maros, Gy., Musitz, B. (MÁFI): Jelentés a Bataapáti mélyített Nyugati-lejtőszakna 1309,50-1772,50 és Keleti-lejtőszakna 1254,10-1723,50 m-es szakaszán elvégzett földtani-tektonikai, geotechnikai és vízföldtani dokumentálási munkákról. — Kézirat. MECSEKÉRC Zrt.-MÁFI,

Pécs-Budapest, RHK Kft. Irattár, Paks: RHK-K-100/08.

Streckeisen, A. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 107, 144, 204.

Szebenyi, G., Gaburi, I. (2015): Mintavételi és anyagvizsgálati program a Péter-törés harántolására (3. vizsgálati kamra). — Kézirat. MECSEKÉRC Zrt. Pécs, RHK Kft. Irattár, Paks: RHK-K-013/15.

Szebenyi, G., Paprika, D., Barna, I., Rátkai, O., Kovács, L., Darvas, K., Andrassy, M., Korpa, F., Hegedűs, S. (2016a): A BeR-16 jelű vágatelőfúrás egységes értékelő jelentése. — Kézirat. MECSEKÉRC Zrt.-Kőmérő Kft.-GOLDER Zrt., Geo-Log Kft., Pécs-Budapest, RHK Kft. Irattár, Paks: RHK-K-115/14.

Szebenyi, G., Gaburi, I., Paprika, D., Szamos, I., Csurgó, G. (MECSEKÉRC Zrt.), Darvas, K. (Golder Zrt.), Somodi, G., Kádár, B. (Kőmérő Kft.) (2016b): 3. vizsgálati kamra kivitelezés vágatdokumentációs jelentése. — Kézirat, MECSEKÉRC Zrt.-Kőmérő Kft.-GOLDER Kft., Pécs-Budapest, RHK Kft. Irattár, Paks: RHK-K-076/15

Szebenyi, G., Gaburi, I., Paprika, D., Miskolczi, R., Csurgó, G., András, E., Szamos, I. (MECSEKÉRC Zrt.), Bóthi, Z. (Golder Zrt.), Kovács, L., Mészáros, E., Somodi, G. (Kőmérő Kft.), Kristály, F. (Miskolci Egyetem) (2016c): Földtani összefoglaló jelentés. Az NRHT létesítése 2012-2015. — Kézirat, RHK Kft. Irattár, Paks: RHK-K-027/16.

Woodcock, N.H., Mort, K. (2008): Classification of fault breccias and related fault rocks. • *Geological Magazine* 145, 435-440.

DOMOSZLÓ: ŐRLŐ- ÉS MALOMKŐ NYERSANYAG-KITERMELŐHELY ÉS MŰHELY A MÁTRÁBAN: ELSŐ RÉGÉSZETI ELTERJEDÉS- VIZSGÁLATOK

Péterdi Bálint¹, T. Biró Katalin², Tóth Zoltán³

¹ Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Földtani és Geofizikai Gyűjteményi Főosztály, Budapest

² Magyar Nemzeti Múzeum, Budapest

³ Miskolci Egyetem, Mikoviny Sámuel Földtudományi Doktori Iskola, Miskolc

e-mail: peterdi.balint@gmail.com

1. Bevezetés, a kutatás célja, a vizsgálatok tárgya és módszerei

A Domoszló (Mátra-hegység) közeli hegyek oldalában található őrlő- és malomkő készítő műhely és nyersanyag-kitermelő területeket 2009-ben azonosítottuk (T. Biró, Péterdi 2011). 2012-ben és 2014-ben szisztematikus terepbejárásokat végeztünk, amelyek során a lelőhelyeket a lehető legkevesbé bolygató dokumentációs eljárást alkalmaztuk: GPS-koordináták és méretek felvétele, fotódokumentáció. Mindösszesen 1385, főként félkész, illetve rontott őrlő- és malomkövet, valamint töredéket azonosítottunk.

A helyben megmunkált kőeszközöket és megmunkálatlan nyersanyag-darabokat (andezit bombákat és tömböket) vékonycsiszolatban vizsgáltuk, amelyet teljeskörű kémiai elemzésekkel (ICP-AES, ICP-MS) egészítettünk ki. A csiszolatok és elemzések az MFGI Laboratóriumi Osztályán készültek.

A korábbi (T. Biró, Péterdi 2011), és a fenti vizsgálataink eredményeire támaszkodva 2015-ben megkezdtük a domoszlói nyersanyag régészeti elterjedésének szisztematikus kutatását: elsőként a Magyar Nemzeti Múzeum gyűjteményeiben található őrlő- és malomkövek vizsgálatával.

2. Régészeti tipológia a terepen

A fellelt és dokumentált leletek több, mint 70%-a malomkő-töredék, közel 30%-a alsó őrlőkő, csak néhány felső őrlőkövet és kalapácsot találtunk. A malomkövek általában kerek, tengely-lukkal vagy anélkül. Átlagos átmérőjük 38-42 cm. Tipikus malomkő-töredék formák: fél, negyed, háromnegyed, „húr menti töredék”, kerek malomkő hiányzó „húr menti töredékkal”. Tipikus őskori karakterű őrlőkő-töredék formák: ovális, cipó alakú, szögletes, háromszög-alakú, speciális (szív-, csónak-, hal-alakú stb.). (1. ábra)

3. Kőzettani vizsgálatok eredményei

3.1. Makroszkópos leírás

A nyersanyag szürke, sötétszürke (néha szinte fekete), közepes szemcsés piroxén-andezit, nagy mennyiségű plagioklász és piroxén fenokristállal (átlagos fenokristály méretek: plagioklászok 1-3 mm, piroxének 0,5-2 mm). A kőzetek legnagyobb része üde, mállás csak néhány eszköz felületén észlelhető, de nem hatol be a kőzet belsejébe. A kőzet színe mállott felületeken lilás-vöröses szürkére változik. Az andezit bombák és tömbök kis része hólyagüreges.

3.2. Mikroszkópos tulajdonságok

Az eddig vizsgált nyersanyagminták és malomkő-töredékek mikroszkópos tulajdonságaik alapján két csoportba oszthatók.



1. ábra Tipikus őrlő- és malomkő-töredékek Domoszlóról.

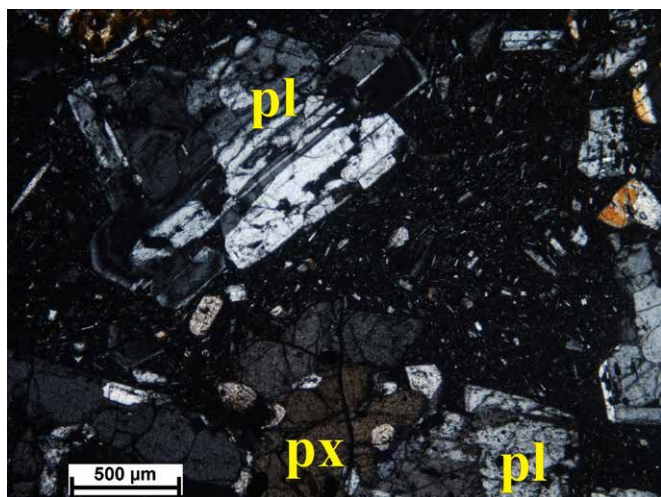
1. Típus: porfiros, kumulo-porfiros, pilotaxitos szövettű andezit. A fenokristályok mennyisége meghaladja az alpanyag mennyiségét. A fenokristályok között plagioklászok és piroxének (orto- és klinopiroxének) jelennek meg.

Az idiomorf-hipidiomorf, 0,5-3 mm nagyságú táblás-léces termetű plagioklász fenokristályok zárványosak (apró hematit-kristályok és kőzetüveg-zárványok). Jellemző a poliszintetikus ikresedés, de kettős- és átnövési ikrek, valamint zónás kristályok is megjelennek.

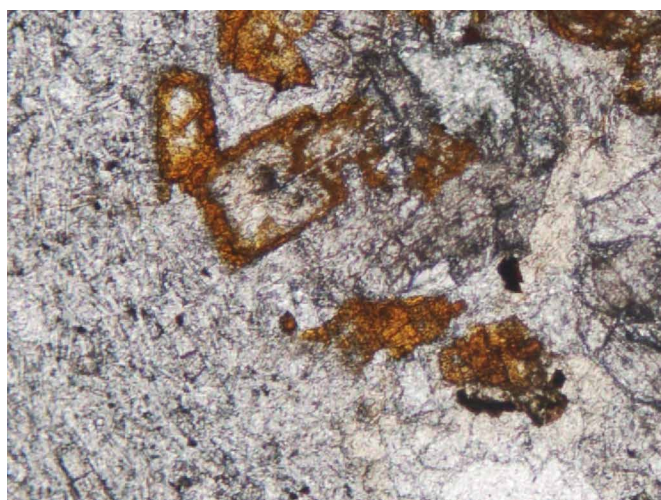
A 0,5-2 mm nagyságú, hipidiomorf, táblás vagy oszlopos termetű piroxén-fenokristályok (orto- és klinopiroxének) között néhány opak-zárványos is található. Egyes piroxén-fenokristályok poliszintetikusan ikresnek. Az ortopiroxén fenokristályokon több esetben klinopiroxén továbbnövekedés figyelhető meg.

A piroxén-fenokristályok mennyisége kevesebb a plagioklász-fenokristályok mennyiségénél.

Plagioklász, piroxén és plagioklász-piroxén kumuloporfirok is megtalálhatóak. (2. ábra)



2. ábra Petrográfiai mikroszkópos fotó (+N): zónás, poliszintetikusan ikres plagioklász fenokristály (pl); plagioklász (pl)-piroxén (px) kumuloporfir. (1. nyersanyagtípus)



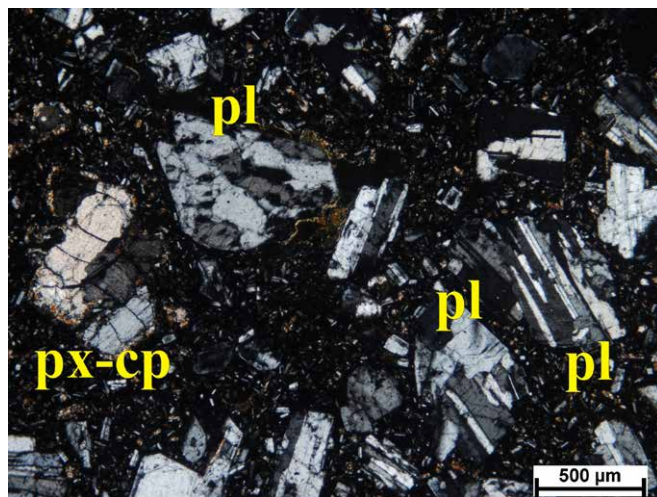
3. ábra Petrográfiai mikroszkópos fotó (1N): limonit-hematit aggregátum-csoport. (1. nyersanyagtípus)

Magányosan vagy csoportosan előforduló limonit-hematit aggregátumok is megfigyelhetők. Az izolált példányok valamivel nagyobbak (0,5-0,6 mm), mint a csoportokat alkotók (0,1-0,5 mm). Alakjuk alapján ezek az aggregátumok olivin utáni pszeudomorfózás. (3. ábra)

Az alpanyagot plagioklász, piroxén, opak ásványok (magnetit, ilmenit?) és barna kőzetüveg alkotja. Helyenként megfigyelhető a kőzetüveg kezdődő devitrifikációja.

2. Típus eltérései az 1. típussal szemben:

- Az alpanyag mennyisége még kisebb és sokkal jobban kristályos, mint az 1. típusban. (4. ábra)
- A fenokristályok között még kevesebb a piroxén, mint az 1. típusban.
- A limonit-hematit aggregátumok mennyisége nagyon csekély, gyakorlatilag hiányoznak.
- Ez a típus hólyagüreges.



4. ábra Petrográfiai mikroszkópos fotó (+N): plagioklász (pl) fenokristályok poliszintetikus és átnövési ikresedéssel; piroxén kumuloporfir (px-cp). (2. nyersanyagtípus)

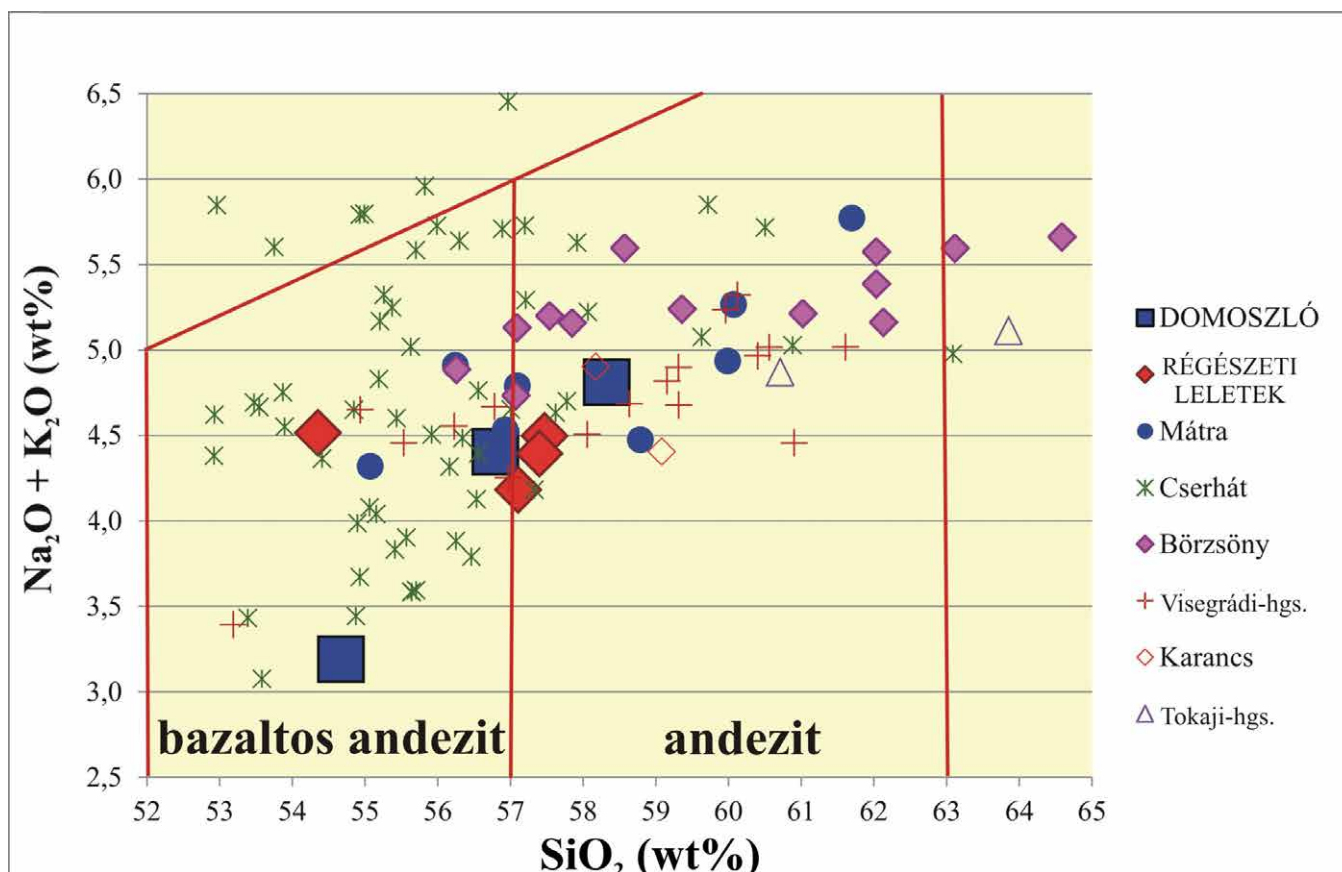
4. Domszlói andezitből készült régészeti leletek a Magyar Nemzeti Múzeumban

Az eddig megvizsgált régészeti leletek közül négy lelőhelyről azonosítottunk a domszlói nyersanyagból készült őrlő- illetve malomköveket:

- Füzesabony (Füzesabony kultúra): őrlőkő-töredékek (1. nyersanyagtípus),
- Tápiószele (szkíta): őrlőkő-töredékek (1. és 2. nyersanyagtípus),
- Mátraszőlős (IX. század): malomkövek (2. nyersanyagtípus),
- Szendrő (kora-újkor): malomkő-töredékek (2. nyersanyagtípus).

5. Kiegészítő teljesközet-kémiai vizsgálatok (ICPAES, ICP-MS) eredményei

TAS-diagramon (Le Bas et al., 1986) ábrázoltuk az eddig elemzett domszlói malomkő-töredékek, nyersanyagminták és régészeti leletek összetételét, valamint a közeli hegységek andezit és bazaltos andezit kőzeteiről rendelkezésre álló irodalmi összetétel-adatokat (Korpás, 1998.; Karátson et al., 2000, 2007; Póka et al., 2004; Harangi et al., 2007). Látható, hogy csak ezen az alapon a különböző geológiai lelőhelyek andezit és bazaltos andezit kőzetei nem választhatók el egymástól, ugyanakkor a vizsgált régészeti leletek összetétele jó egyezést mutat a domszlói nyersanyagok összetételével. (5. ábra)



5. ábra TAS (Total Alkali-Silica) diagram: domoszlói minták, régészeti leletek, irodalmi adatok a közeli hegységekből (hivatkozásokat lásd a szövegben).

6. További kutatási lehetőségek

Vizsgálataink kiterjesztését tervezzük Domoszló közelében (pl. Kislápa környékén), valamint más múzeumok gyűjteményeiben található, illetve régészeti ásatásokon napvilágra kerülő őrlő- és malomkövekre. A nyersanyag pontos azonosításához ásványkémiai vizsgálatok (EPMA) elvégzését is tervezzük.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk a Magyar Földtani és Geofizikai Intézetnek, Domoszló község önkormányzatának, valamint az OTKA K 100385 sz. pályázatának.

Irodalomjegyzék

- Harangi, Sz., Downes, H., Thirlwall, M., Gméling, K. (2007): *Journal of Petrology*, 48, 2261-2287.
- Karátson, D., Márton, E., Harangi, Sz., Józsa, S., Balogh, K., Pécskay, Z., Kovácsvölgyi, S., Szakmány, Gy., Dulai, A. (2000): *Geologica Carpathica*, 51, 325-343.
- Karátson, D., Oláh, I., Pécskay, Z., Márton, E., Harangi, Sz., Dulai, A., Zelenka, T., Kósik, Sz. (2007): *Geologica Carpathica*, 58, 541-563.
- Korpás, L. (ed.): *Magyarászó a Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani térképéhez 1:50000*. MÁFI, Budapest.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986): *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Póka, T., Zelenka, T., Seghedi, I., Pécskay, Z., Márton, E. (2004): *Acta Geologica Hungarica*, 47, 221-246.
- T. Biró, K., Péterdi, B. (2011): In: Tóth, Vida (eds.): *Corolla museologica Tibor Kovács dedicata*, 523-534.

A FÖLDKÖPENY NEMESGÁZ KUTATÁSÁNAK LEGÚJABB EREDMÉNYEI

Pető K. Mária¹

¹ MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Budapest
e-mail: maria.k.peto@gmail.com

1. Bevezetés

A nemesgázok stabil izotóp összetételét és relatív elemi gyakoriságát viszonylag egyszerű fizikai folyamatok befolyásolják. Segítségükkel képesek lehetünk a Földet és a meteoritokat alkotó anyag forrását, eredetét megfejteni, illetve az összetételüket befolyásoló folyamatokat modellezni. A kőzetekben található kis nemesgáz koncentrációból adódóan a radioaktív bomlástermékek nemesgáz izotópjai (pl. ^4He , ^{21}Ne , ^{40}Ar , ^{129}Xe) nagy, és jól mérhető összetételbeli anomáliákat eredményeznek. A kőzetekben mért különböző radiogén-stabil izotóp arányok a bomló litofil izotóp és atmotofil termék elemek ($^{235,238}\text{U}$, ^{232}Th)/He, ($^{235,238}\text{U}$, ^{232}Th)/Ne, $^{235,238}\text{U}$ /Xe, ^{40}K /Ar, ^{129}I /Xe, and ^{244}Pu /Xe időintegrált arányát tükrözik. A mért szisztematikus különbségek a kőzetet létrehozó rezervoár litofil elemekben való relatív dúsulását és kigázosodásának mértékét írják le. Mivel radiogén nemesgázok kis (^{244}Pu , ^{129}I) illetve nagy felezési idejű ($^{235,238}\text{U}$, ^{232}Th , ^{40}K) izotópokból is keletkeznek, a teljes nemesgáz spektrum képes lehet az ősi (4.5 G éves), illetve a fiatalabb rezervoárokat megkülönböztetni. Az óceáni vulkanizmus a köpenyheterogenitások radiogén izotóp összetételét mintázza, melyek eloszlása a köpeny struktúrájáról, a heterogenitások (szub-rezervoárok) eredetéről, fejlődéséről, illetve a köpenydinamikáról adnak értékes információt. A földköpeny nehéz nemesgáz (Ne, Ar, Kr, Xe) összetételének vizsgálatát azonban nagymértékben megnehezíti az, hogy a felszínre került köpeny vagy vulkanikus kőzetek illóanyagtartalma már a felszínre kerüléskor keveredett az atmoszférával, és ezért az atmoszféra összetételéhez képest nem lehet anomáliát kimutatni. Az elmúlt évtized technikai vívmányainak köszönhetően a nagy víz vagy jégnyomás alatt felszínre került vulkáni kőzetekből és földgáz mintákból nyert illóanyag nemesgáz izotóp összetételét legalább egy nagyságrenddel pontosabban lehet mérni, illetve sokpont analízissel megbízható forrásösszetételt lehet becsülni. A földi adatok értelmezésében óriási előrelépés, hogy a napszél összetételét a Genesis űrküldetés nagyon pontosan meghatározta (Meshik et al., 2014).

A köpeny forrásrégió Ar, Kr és Xe izotóp összetételének meghatározásához további feltétel még, hogy mindössze két látszólagos komponens keveredjen, ami ritkán teljesül. Dekompressziós olvadás során a nemesgázok a kioldódó CO_2 buborékokban dúsulnak és távoznak az olvadékból. A magmás eredetű gáz elemaránya frakcionálódik. A köpenyfeláramlás sebességének függvényében több generációs gáz-zárványok keveredhetnek több féle, szintén frakcionált atmoszférikus eredetű gázokkal. Az elmúlt évtizedben néhány esetben sikerült meghatározni felszínen kis mértékben kigázosodott, tehát illókban gazdag

vulkanikus kőzetek összetételét. Ezen minták jelenleg az izlandi és Samoa-i óceán-szigeti bazaltokra (OIB-re) (Mukhopadhyay 2012, Pető et al., 2013), valamint a Gakkel, Észak-atlanti, Equatoriális-atlanti és a Kelet-indiai óceán-középi hátságokra (MORB-ra) korlátozódnak (Pető 2014, Moreira et al., 1998, Parai et al., 2013; Tucker et al., 2013). Segítségükkel alapvető különbségek körvonalazódtak az OIB és MORB forrásrégiók között.

Jól ismert, hogy több hotspot (OIB) alacsonyabb $^4\text{He}/^3\text{He}$ izotóparánnyal rendelkezik, mint a MORB-ok relatíve homogén forrásrégiója. Ez a megfigyelés vagy egy illókban gazdag, a köpeny konvekciótól hosszú ideig elszigetelt forrásrégióval magyarázható (pl. Kurz et al., 1982), vagy a köpeny legkimerültebb, csak ritka esetben olvadó fázisaihoz köthető. Néhány esetben az alacsony $^4\text{He}/^3\text{He}$ izotóp arányhoz alacsony mért $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ és $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ köpenyértékek is társulnak. Ezt magyarázhatjuk illókban gazdag köpenyheterogenitások mintázásával, vagy azzal, hogy néhány OIB forrásanyagában nagyobb mértékben vannak jelen a földmag-földköpeny határán vélhetően felhalmozódott, atmoszférikus gázokban gazdag szubdukált kőzetlemezek (Holland and Ballentine, 2006). Nemrégiben Mukhopadhyay (2012) és Pető et al. (2013) megmutatták, hogy az Izland és a Samoa hotspotok esetében az óceáni vulkanizmus egy alacsony $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ izotóp aránnyal jellemezhető, illóanyagban gazdag, ősi (legalább 4.5 G éves) köpenyheterogenitást mintáz. Az ősi köpenyrégió a köpenykonvekciótól elszigetelten, feltehetően az alsó köpeny LLSVP (Large Low Shear Wave Velocity Province) zónájának sűrű fázisaiból származhat. A MORB köpenyforráshoz képest kimutatott stabil, radiogén és hasadásból származó xenon izotóp összetételbeli különbségek (a I bomlásából valamint a Pu hasadásából származó Xenon alacsony aránya) arra utalnak, hogy ez az ősi rezervoár egyúttal egy megmaradt akkréciós heterogenitás. Kezdetben volatilis litofil elemekben szegényebb planeteszimálokból épülhetett a Föld, melynek nyoma még a Xe és Ag (Schönbachler et al., 2010; Pető et al., 2013; Carausil et al., 2016) izotópok összetételében megtalálható.

Az óceánközépi hátságok, azaz a MORB-ok forrásrégiójának He izotóp összetételét az elmúlt 30 év nemesgáz kutatása nagy felbontással feltérképezte. A nehéz nemesgázok összetételéről viszont csak egyetlen Észak-atlanti MORB minta adott információt (Moreira et al., 1998). Az elmúlt 5 év Ne izotóp vizsgálatainak köszönhetően lehetőség nyílt a radiogén He és a Ne izotópok együttes eloszlásának vizsgálatára (Pető, 2014). A hátságok geofizikailag értelmezett szegmensekre való osztásának segítségével (Gale et al., 2013), megbecsülhető i) a kimerült köpenyre (DMM) jellemző (hot-spotoktól távol eső) tipikus He és Ne izotóp

összetétel, ii) a kimerült és gazdagodott köpenyforrások összetétele, és iii) felállítható egy keveredési szisztematika He-Ne izotóp térben. A kimerült köpeny $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ és $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ izotóp eloszlása a következő évtized feladata. Jelenleg két hátságról ismertek jól meghatározott forrás adatok: a Gakkel és a Kelet-Indiai hátságról (Pető 2014, Parai et al., 2013).

A földköpeny kigázosodása, az illó anyagok földköpenybe jutásának mikéntje, annak illóanyag tartalma, az illók szerepe a lemeztectonikában, mind érdekes, új témakörök. A nemesgáz ciklus megértése az egyik legizgalmasabb kutatásterület jelenleg (Broadley et al., 2016; Chavrit et al., 2016; Sumino et al., 2010; Kendrick et al., 2013). A szigetívek vulkáni frontjába lejutó, és obdukált köpenyperidotitokban megőrződött atmoszférikus gázok kimérése után lehetőség nyílt annak vizsgálatára, hogy vajon a lemeztectonika segítségével milyen mértékben jutnak el az illó anyagok a köpeny mélyebb régióiba. Kvantitatívan milyen szerepet tölt be a köpenyék, a hidratált óceáni kőzetlemez, az előszigetívből származó szerpentin, és a pórus fluidum? Milyen kémiai fejlődéstörténet írható fel a konvekcióban részt vevő földköpenyre az elmúlt 4.5 G év alatt? Ezen kívül a radiogén Ar és Xe heterogenitás vizsgálatával és a halogének eloszlásával lehetőségünk van a sekély köpenyrégiók fejlődésének elkülönítésére és modellezésére.

Irodalomjegyzék

- Broadley, M. W., Barry P. H., Burgess, R., Sumino, H., Ballentine C. J., Taylor, L. A., *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 176, 139-156.
- Carausil, A., Avice, G., Burnard, P. G., Fűri, E., Marty, B., (2016) *Nature*, 533, 82-85.
- Chavrit, D., Burgess, R., Sumino, H., Teagle, A. H. Droop, G., Shimizu, A., Ballentine, C. J., (2016) *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 183, 106-124.
- Gale, A., Dalton, C. A., Langmuir, C. H., Su, Y., & Schilling, J.-G. (2013). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, 489-518.
- Holland, G., Ballentine, C. J. (2006) *Nature*, 441, 186-191.
- Kendrick, M. A., Honda, M., Pettke, T., Scambelluri M., Philips, D., Giuliani, A., (2013) *Earth and Planetary Science Letters*, 365, 86-96.
- Kurz, M. D., Jenkins, W. J., & Hart, S. R., (1982) *Nature*, 297, 43-47
- Meshik, A., Hohenberg, C., Pravdivtsev, O. & Burnett, D. (2014) *Geochimica et Cosmochimica Acta* 127, 326–347.
- Moreira, M., Kunz, J., & Allègre, C. (1998). *Science*, 279, 1178.
- Mukhopadhyay S. (2012): *Nature*, 486, 101–104.
- Parai, R., Mukhopadhyay, S., & Standish, J. J. (2012): *Earth and Planetary Science Letters*, 359, 227-239.
- Pető M. K., Mukhopadhyay S., Kelley K. A. (2013): *Earth and Planetary Science Letters*, 369, 13-23.
- Pető M. K. (2014): PhD dolgozat
- Schönbächler, M., Carlson, R. W., Horan, M. F., Mock, T. D. & Hauri, E. H. (2010) *Science* 328, 884–887.
- Sumino
- Tucker, J. M., Mukhopadhyay, S., & Schilling, J.-G. (2012). *Earth and Planetary Science Letters*, 355, 244-254.

PETROGRÁFIAI, TÖREDEZETTSÉGI ÉS HŐVEZETÉSI VIZSGÁLATOK ÁLMOSDI FÚRÁSOK METAMORF MAGMINTÁIN

Radics T.^{1,*}, Buday T.¹, McIntosh R. W.¹

¹ Debreceni Egyetem, Ásvány-és Földtani Tanszék, Debrecen

*e-mail: nansenscott@gmail.com

1. Bevezetés

A hazai mélygeotermikus energiahasznosítás egyik potenciális területe a Derecskei-árok tágabb környezete (Dövényi et al., 2005). E terület mélyfúrási feltártsága közepes, ugyanakkor a geotermikus energiatermeléshez szükséges földtani információk csak korlátozott mennyiségben érhetők el, a fúrások befejezése és a kapcsolódó jelentések elkészítése (Árkai, 1979, Szili, 1985) óta új petrográfiai vagy petrológiai leírások nem születtek.

Kutatócsoportunk a Létavértes környéki területek geotermikus adottságainak feltérképezését, a hasznosításba történő bevonását elemezve lehetőséget kapott az álmosdi mélyfúrások maganyagának vizsgálatára. Ennek kezdeti fázisában petrográfiai, töredezettségi és hővezetési vizsgálatokat végeztünk el, melyekkel akár a zárt, akár a nyílt, EGS jellegű hőkivételi rendszerek tervezéséhez szükséges alapinformációk nyerhetők ki.

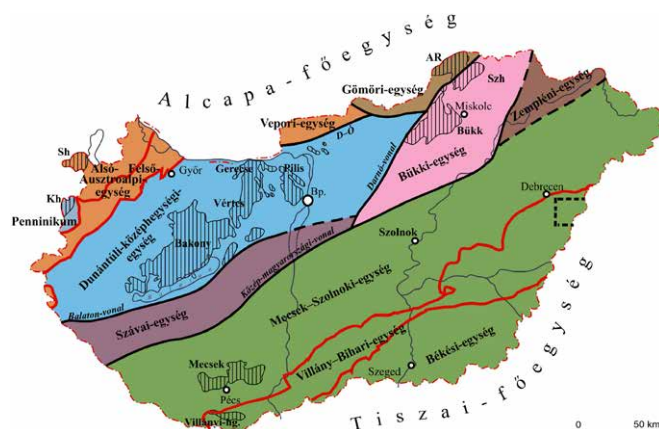
2. Földtani háttér

A Pannon-medence aljzatának szerkezeti felépítése igen bonyolult, több lépcsőben lejátszódott globál-, és makrotektonikai folyamatok eredményeként jött létre. A medence aljzatát képező ALCAPA és Tisza-Dácia nagyszerkezeti egységek egymástól különböző őskörnyezeti helyzetben fejlődtek, felépítésüket tekintve pedig különböző fejlődéstörténettel rendelkező mikrolemezekből állnak. Információink a medence délkeleti aljzatát alkotó Tisza-Dácia térrénmről korlátozottak, mivel hazai felszíni kibukkanása a mórággy területen kívül nincs, így ismereteink az aljzatot különböző mélységben elért mélyfúrások pontszerű adataiból származnak.

A medence aljzatának a Közép-magyarországi lineamentől délre eső részét a Tisza térrénüm alkotja (Szederkényi et al., 2013). A több mint 100000 km² területű térrénüm átnyúlik Románia, Horvátország és Szerbia területére, ahol a felszínen is tanulmányozható a szerkezete (pl: Erdélyi-szigethegység, Papuk-hegység). Felépítésében részt vevő egységek az Európai Variszkuszi öv részeként, a karbon időszakban „forrtak” össze (Haas, Hámor, 1998, Haas et al., 2001, Haas, Peró, 2004). A terület a triászban a Tethys-óceán északi medencéjének részét képezte, ahol a D-É irányú transzgressziós folyamatok szekvenciái az uralkodó köztípusok (Bleahu et al., 1994). A Térrénüm főbb egységei a középső jurában lezajló Severin-Ceahlau-Magura óceán kinyílásával járó extenziós folyamatok során különültek el, a késő-krétában lezajlott szerkezeti mozgások pedig kialakították a Tiszai egység ÉNy-i irányú takarós szerkezetét (Haas et al., 2001, Csontos, Vörös,

2004, Haas, Peró, 2004, Schmid et al., 2008, Posgay et al., 2009). A Térrénüm eddig is nehezen átlátható geológiai képét tovább bonyolították a miocén-pliocén során lezajlott intenzív, horizontális és akár több kilométeres vertikális szerkezeti mozgások, amelyek eredményeként egymástól különböző fejlődéstörténetű, inhomogén kéreg blokkok kerültek egymás mellé (M. Tóth et al., 2000, M. Tóth, Zachar, 2006, Posgay et al., 2006). Szederkényi (1984) a Pre-alpi aljzatot két eltérő részre, a Parautochton Egységre és a Dél-Magyarországi Takaróra különítette el. Fülöp (1994) mezozoós fácieszónákon alapuló felosztása szerint pedig az aljzat háromosztatú. A Parautochton Egységet alkotja a Mecseki és a Villány-Bihari Zóna, a Dél-Magyarországi Takaró pedig a Békés-Codru Zónának felel meg. A zónák különböző részeit az ásvány-kőzettani kifejlődés, valamint a metamorfózis jellege szerint komplexumokba sorolták (Haas, Peró, 2004).

Vizsgált területünk a Villány-Bihari Zóna, Körösi-komplexum területére esik (1. ábra), melynek felépítésében túlnyomórészt variszkuszi képződmények: közepes és nagyfokú gneisz, amfibolit, valamint csillámpalák vesznek részt (Árkai, 1979, Szili, 1985, Szederkényi, 2013). Álmosd település környékén a Körösi-komplexum fölött Szederkényi (1998) kis metamorf fokú grafitos biotitpalából és kloritpalából álló kataklázitot állapított meg, amelyet Álmosdi formáció néven illetett, és amelyet a Békési-egység takaróroncsának tart.

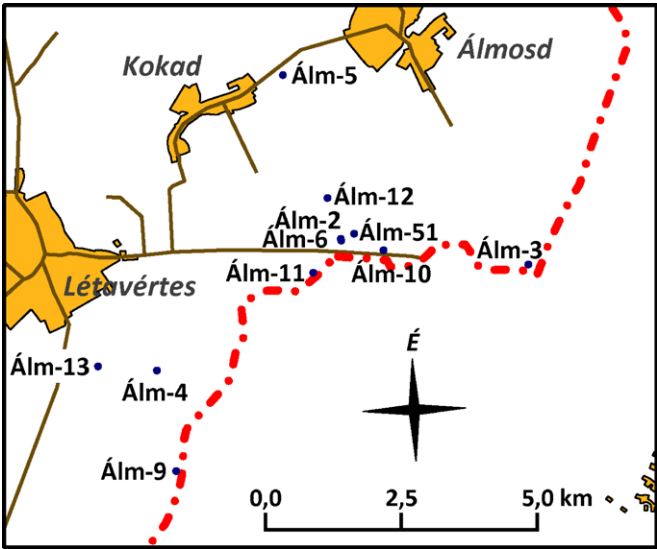


1. ábra Magyarország medencealjzatának szerkezeti felépítése és az Álmosdi kutatási terület elhelyezkedése (Haas et al., 2010)

3. Anyag és módszer

A 70-es, 80-as években zajló szénhidrogén-, és szerkezetkutató fúrásoknak köszönhetően 12 db fúrás érte el az aljzatot Álmosd település környékén (2. ábra). Kutatásunk

során ezek magmintáiból 33 darabot makroszkóposan jellemeztünk, 39 darab esetében elvégeztük a foliáció-ra merőlegesen elkészített vékonycsiszolat polarizációs mikroszkópi leírását is (1. táblázat).



2. ábra Az Álmósd mélyfúrások elhelyezkedése

A tagoltság mértékét a Deere (1968) által eredetileg fúró-magokra kidolgozott Rock Quality Designation (RQD) értékével jellemeztük. Az (1) képlet alapján a 10 cm-nél hosszabb szakaszok arányát mérjük a közzettest teljes hosszához viszonyítva:

$$RQD = \frac{\sum h_{10}}{h} 100 [\%] \quad RQD = \frac{\sum h_p}{(1)h} \cdot 100 \quad [\%]$$

ahol h_{10} = A 10 cm-nél hosszabb, tagoló felületekkel nem szabdal, egységes kőzetfelület hossza, h = a teljes vizsgált szakasz hossza. Az osztás után kapott számot pedig szorozni kell 100-al, így kapjuk meg az RQD értéket, amely lényegében százalékosan fejezi ki a tagoltság mértékét (Gálos, Vásárhelyi, 2006). A fúrómagok tagoltságát a 2. táblázat alapján jellemeztük.

RQD %	közzettest minősítése EUROCODE 7-1 alapján
< 25	rendkívül tagolt, töredezett
25 – 50	nagymértékben tagolt
50 – 75	közepesen tagolt
75 – 90	kismértékben tagolt
90 – 100	tagolatlan

2. táblázat Fúrómagok kőzetanyagának tagoltsága RQD érték alapján

A hővezetőképesség meghatározása Hukseflux TP01 lap-szenzor segítségével történt a magminták vágott, sima felületein, megfelelő termikus kapcsolat kialakítása után. Foliációval jellemezhető minták esetében a kőzet szerkezetének figyelembevételével irányított mérések történtek, míg foliáció nélküli felületeken általános irányban mértük. Egy-egy felületen legalább 6 különböző helyen történt mérés. A kőzetmintaként meghatározott értékek átlagát, szórását, minimum és maximum értékét, valamint a maximum és minimum érték hányadosát vizsgáltuk,

minta	fúrás	mag száma	mélység	csiszolat	RQD	hővez.
1	Álm-1		2767,00 – 2769,00			
2	Álm-2	4 mf	2370,00 – 2370,50	x	x	x
3/a	Álm-3	9 mf	2254,20 – 2254,35	x		x
3/b	Álm-3	10 mf	2355,40 – 2355,50	x		
4/a	Álm-4	5 mf	2362,00 – 2367,00			x
4/b	Álm-4	6 mf	2495,10 – 2495,20			x
5/a	Álm-5	4 mf	3118,70 – 3118,90	x	x	
5/b	Álm-5	4 mf	3121,90 – 3122,30	x	x	x
5/c	Álm-5	4 mf	3124,20 – 3124,40	x		
5/d	Álm-5	4 mf	3124,70	x		x
5/e	Álm-5	4 mf	3125,50 – 3125,70	x		
6/a	Álm-6	1 mf	2368,20 – 2368,40	x		
6/b	Álm-6	1 mf	2369,14 – 2369,40	x	x	x
6/c	Álm-6	1 mf	2370,18 – 2370,43	x	x	
6/d	Álm-6	1 mf	2372,58 – 2372,90	x	x	x
6/e	Álm-6	2 mf	2379,40 – 2379,70	x	x	
9/a	Álm-9	1 mf	1918,70 – 1919,00		x	
9/b	Álm-9	2 mf	2063,40 – 2063,70	x		
10/a	Álm-10	5 mf	2385,50 – 2395,00	x		
10/b	Álm-10	6 mf	2735,30 – 2735,40	x		x
11/a	Álm-11	4 mf	2555,80 – 2556,20	x		x
11/b	Álm-11	5 mf	2795,50 – 2795,60	x		x
12/a	Álm-12	4/1 mf	2580,50 – 2580,60	x		
12/b	Álm-12	4/1 mf	2580,60 – 2580,70	x		
12/c	Álm-12	4/1 mf	2580,70 – 2580,90	x	x	x
12/d	Álm-12	4/1 mf	2580,90 – 2581,00	x		x
13/a	Álm-13	2 mf	2660,05 – 2660,10	x		
13/b	Álm-13	4 mf	2942,30 – 2942,40		x	
13/c	Álm-13	5 mf	3260,40 – 3260,60	x		x
51/a	Álm-51	2 mf	2371,00 – 2374,00			x
51/b	Álm-51	2 mf	2371,00 – 2374,00			
51/c	Álm-51	3 mf	2451,00 – 2453,00			
51/d	Álm-51	4 mf I	2552,00 – 2555,00	x	x	x
51/e	Álm-51	4 mf IV			x	
51/f	Álm-51	4 mf VI			x	

1. táblázat A kutatásba bevont mélyfúrási magok és a tanulmányban bemutatott rajtuk elvégzett vizsgálatok megoszlása

mely utóbbi empirikus közelítése az anizotrópiának. A polarizációs mikroszkóppal való vizsgálatokat, a tagoltság, valamint a hővezetőképesség mérését a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékén végeztük el.

4. Eredmények

4.1. Petrográfia

Mivel a kőzetek hővezetőképességét a különböző ásvány-kőzettani tényezők (szemcsék fajhője, szövettípus, anizotrópia stb...), a repeszhetőséget pedig a földtörténeti időben akár többször is megjelenő, különböző feszültségek hatására kialakult törések, repedések, valamint szöveti irányítottság nagymértékben befolyásolják, ezért vizsgálatunk során a klasszikus értelemben vett petrográfiai leírás mellett mikrotektonikai jellemzésre is törekedtünk. A csiszolatok leírását követően a 3. táblázatban bemutatott közzétípusokat különítettük el.

gránát-biotit gneisz	Álm-2, 4 mf; Álm-5, 4 mf; Álm-6, 2 mf; Álm-10, 5 mf; Álm-11, 4-5 mf; Álm-13, 2 mf.
staurolitos gránát - biotit gneisz	Álm-3, 9 mf
gránátos gneisz	Álm-9, 2 mf
turmalinos gneisz	Álm-51, 4 mf
gneisz	Álm-12, 4/1 mf
amfibolit	Álm-13, 5 mf
kataklázit (gneisz)	Álm-6, 1 mf

3. táblázat Az Álmosdi metamorf magok közzétípusai

Gneisz

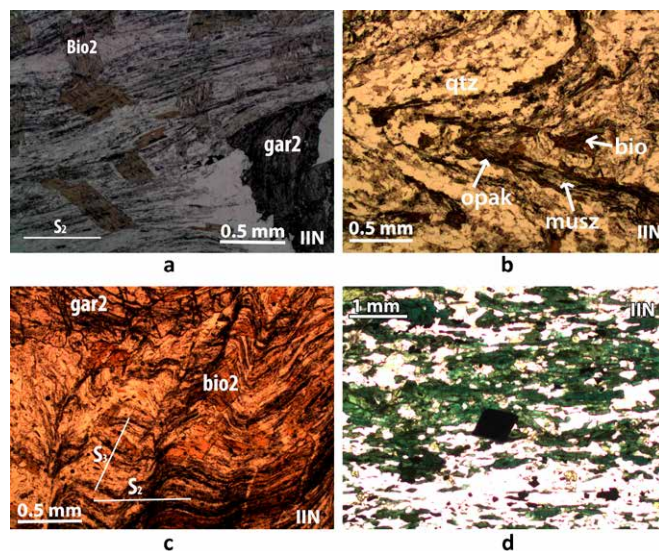
A vizsgált kőzetminták nagy része üde megjelenésű, kompakt megtartású polimetamorf gneisz. A magok irányított szövetűek, több esetben azonban a foliáció iránya nem horizontális. Jellemző, hogy a foliációval párhuzamosan kvarc, kvarc-földpát tartalmú domének jelennek meg, továbbá számos esetben láthatók az irányítottság síkjában elhelyezkedő gránát (néhol 0,5 cm-nél nagyobb átmérővel) és staurolit szemcsék.

A magokat általában karbonáttal kitöltött repedések szelik át, de jelen vannak kitöltetlen, nyílt repedések is. Az említett törések irányai nem esnek egybe a metamorfózis során kialakult irányítottsággal. Az Álm-6 1 mf maganyaga gneisz összetételű kataklázit, melyben az egyes klasztok nem érintkeznek egymással, rotáltak egymáshoz képest, a köztük lévő teret pedig karbonátos anyag tölti ki.

A minták vázát a kvarc, plagioklász, biotit, muszkovit és az opak ásványok adják. Az irányítottságot a csillámok és az opak sávok rajzolják ki. Ezekhez a szemcsékhez majdnem minden esetben társul gránát, az esetek kisebb hányadában pedig staurolit. Mind a két fajta ásvány szinkinematikus a foliációval, megjelenésüket tekintve idio-hipidioblasztosak, méretük pedig 0,1–0,5 cm között változik. A gránátok több esetben tartalmaznak opak, kvarc és csillám zárványokat.

A foliáció folytonosságát biotit szemcsék törik meg, melyek posztkinematikusak (3.a ábra) az irányítottságra. Ezek a biotitok az esetek nagy részében jó alakúak, de rossz megtartásúak, mállottak. A szövetben megfigyelhetőek

kloritosodott biotit szemcsék és szericitesedett plagioklászok is. A kvarc szemcsék mérete igen változatos, némelyeknél unduláló kioltás figyelhető meg. Több csiszolatban is láthatóak mikro redők (3.b ábra), a foliációt fölül író krenulációs szerkezetek (3.c ábra), valamint rekrisztalizációra utaló jellegzetességek, mint az alszemcse határok megléte, szemcsehatár vándorlás és a „bulking”. Az Álm-12 és Álm-2 mintákban pseudotachylites szövet diagnosztizálható.



3. ábra Álmosdi metamorf magok jellemző szöveti képe
a: 5/a mag, b: 11/b mag, c: 5/d mag, d: 13/c mag

Amfibolit

Az Álm-13 5 mf maganyag az egyetlen amfibolit a fúrómagok között. A minta sötétszürke színű, sávozott, üde megjelenésű és kompakt megtartású. Irányított szövetén index ásvány szabad szemmel nem látható. A hajszálvékony repedések mentén karbonát figyelhető meg. A kőzet vázát plagioklász, kvarc, amfibol irányított elhelyezkedése definiálja. Erre a foliációra posztkinematikus biotitok, valamint jó alakú opak szemcsék (3.d ábra) jelennek meg. A biotit hasadási lapjai mentén opak sávok láthatóak, a plagioklászok egy része szericitesedett. A repedések, kis „üregek” mentén karbonát jelenik meg, valamint a csiszolatban két fajta opak szemcse különíthető el; jó alakú és rossz alakú (3.d ábra).

4.2. Töredezettség

A fúrómagok között tagolatlan (1 szakasz az Álm-5 fúrásban) és kismértékben tagolt (3 szakasz az Álm-5, 6 és 9 fúrásokban) szakaszok is előfordulnak, a magok túlnyomó többsége (72%) azonban rendkívül tagolt, töredezett (4. táblázat). E magok esetében a rendkívül tagolt, töredezett szakaszok RQD értéke tulajdonképpen nulla, tehát extrém nagy a tagoltság mértéke. Mindez jó összefüggést mutat a magok petrográfiai, mikrotektonikai jellemzésével, hiszen a többirányú erőhatások miatt erőteljes deformációt szenvedett (gyakran nagy behatolású palássággal és sűrű lineációval jellemzett) kőzet igen nagymértékű tagoltsággal jellemezhető.

minta	tagoltság 1. mérés	tagoltság 2. mérés
2	közepesen tagolt	rendkívül tagolt, töredezett
5/a	kismértékben tagolt	tagolatlan
5/b	rendkívül tagolt, töredezett	közepesen tagolt
6/b	rendkívül tagolt, töredezett	kismértékben tagolt
6/c	rendkívül tagolt, töredezett	rendkívül tagolt, töredezett
6/d	rendkívül tagolt, töredezett	rendkívül tagolt, töredezett
6/e	rendkívül tagolt, töredezett	rendkívül tagolt, töredezett
9/a	kismértékben tagolt	közepesen tagolt
12/c	rendkívül tagolt, töredezett	rendkívül tagolt, töredezett
13/b	rendkívül tagolt, töredezett	-
51/d	rendkívül tagolt, töredezett	rendkívül tagolt, töredezett
51/e	rendkívül tagolt, töredezett	rendkívül tagolt, töredezett
51/f	rendkívül tagolt, töredezett	rendkívül tagolt, töredezett

4. táblázat Álmosdi fúrómagok tagoltságának mértéke RQD érték alapján

4.3. Hővezetőképesség

A legkisebb átlagos hővezetési tényezőt az egyik turmalinos gneisz mintán határoztunk meg (1,82 W/(m·K), ami a többi értéktől szignifikánsan elkülönült.

minta	hővezetési tényező (W/m·K)				anizotrópia
	átlag	szórás	minimum	maximum	max./min.
2	3,26	0,49	2,80	3,86	1,38
3/a	2,34	0,59	1,72	3,00	1,74
4/a	2,96	0,45	2,50	3,74	1,49
4/a	3,47	0,30	3,06	3,81	1,24
4/b	2,65	0,22	2,32	2,89	1,25
4/b	3,26	0,46	2,48	3,73	1,50
5/b	2,78	0,45	2,19	3,64	1,66
5/d	2,77	0,65	1,84	3,50	1,91
5/d	5,34	0,13	5,25	5,44	1,04
6/b	3,07	0,37	2,51	3,54	1,41
6/d	2,85	0,26	2,62	3,31	1,26
10/b	2,62	0,40	2,02	3,10	1,53
11/a	2,27	0,13	2,11	2,50	1,19
11/b	2,71	0,38	2,34	3,23	1,38
12/c	2,53	0,36	2,18	3,18	1,45
12/d	3,23	0,49	2,74	3,94	1,44
13/c	2,35	0,21	2,13	2,61	1,23
51/a	1,82	0,12	1,58	1,91	1,21
51/d	2,98	0,48	2,27	3,47	1,53
51/d	5,21	0,17	5,01	5,32	1,06

5. táblázat Álmosdi fúrómagok (normál) és kvarc-földpát domének (dőlt) hővezetési-tényezői

A többi kőzetminta esetén a meghatározott átlagos hővezetési tényezők a 2,25–3,47 W/(m·K) tartományba estek (5. táblázat). Az egyes kőzettípusok hővezetési-tényezői egymástól nem különböztek szignifikánsan.

A domináns foliációs iránnyal nem rendelkező kőzetek mért hővezetési tényezőinek relatív szórása 0,1 alatti, míg a domináns foliációval rendelkező kőzetek esetében elérheti a 0,25-öt, a maximális és minimális mért értékek aránya pedig megközelítheti a 2-t. Általános tapasztalat, hogy a hővezetés a laminációk irányában nagyobb, a laminációra merőlegesen kisebb.

A mérés jellege és a kőzetek szövete miatt önálló ásványok hővezetési tényezőjének meghatározására csupán két mag esetében került sor (5/d és 51/d). Mindkét esetben a kvarc-földpát doménekben történt mérés, az átlagos hővezetési tényezők az 5–5,5 W/(m·K) tartományba estek, az irányfüggést nem lehetett kimutatni. A kapott értékek a kvarc polikristályokra jellemző értékkel jól egyeznek, és a kőzetekre jellemző átlagos értékeknek 1,5–2-szeresei. Emellett az Ál-6 katakláziton (6/d) lehetett eltérő anyagú doméneket vizsgálni, itt a karbonátos mátrix hővezetési tényezője 2,62 W/(m·K), szemben a gneisz 3 W/(m·K)-es értékével. A maximális és minimális értékek aránya 1,26, mely itt ugyan nem a foliációra vezethető vissza, mégis a foliációval jellemezhető kőzetekhez hasonló arányt mutat.

5. Következtetések

Az elvégzett petrográfiai vizsgálatok alapján a területen nagy hányadban polimetamorf gneiszek jelennek meg, míg a vonatkozó szakirodalmak elsősorban csillámpalaként azonosítják a kőzettesteket. A pontos kőzettani meghatározás csak nagyobb csiszolatszám kvantitatív elemzésével lenne elvégezhető, ugyanakkor az bizonyos, hogy a kőzetek változatosabbak, mint azt korábban feltételezték. A gneiszekben található nagyobb kvarc és földpáttartalom elsősorban az előbbi révén nagyobb hővezetési tényezőt jelent, ami a legtöbb geotermikus technológia esetén kedvező. A többszörös metamorfózis miatt a nagyobb kőzettestekre nem jelölhetők ki jellemző anizotrópia irányok, így elsődlegesen a kőzetek átlagos hővezetési tényezője határozza meg a jelenségeket.

A mintákon megjelenő erős tagoltság befolyásolja, jellemzően csökkenti a hővezetést, illetve a tagoltságok a felszín alatti vízáramlás útjai lehetnek. Ez egyrészt a repesztés során sok kis repedés megnyílását jelentené, ami hidraulikai szempontból kevésbé kedvező, másrészt a már egyébként is mállott elegyrészek a nagy fajlagos felület miatt nagyobb mennyiségben oldódnak, így az áramoltatott fluidumba is bekerülhetnek.

A laboratóriumi körülmények között meghatározott hővezetési tényezők jellemzően a 2,2–3,6 W/(m·K) tartományba esnek, ezek az irodalmi értékeknek megfelelnek (Egerer, Kertész, 1993), illetve azoktól kissé kedvezőbbek. A valós környezetükben azonban jelentősen nagyobb hőmérsékleten és nyomáson vannak a kőzetek, ami a kapott értékek felhasználhatóságát korlátozza. Figyelembe véve, hogy a hőmérséklet növekedésével a legtöbb kőzet esetén csökken a hővezetés, míg a nyomás növekedésével nő (Egerer, Kertész, 1993), így a laboratóriumi adatokat mégis irányadónak tekinthetjük.

A kapott eredmények azonban az aljzatnak csupán a felső részét reprezentálják. Egy mélygeotermikai kutatásban szükséges lehet akár km³-es térfogatú rezervoár kőzete-

iról információkat szerezni. Ennek az elvégzett munkán túl feltétele a részletes petrológiai vizsgálat, feszültségtér vizsgálat, szeizmikus szelvények elemzése. Az azonban már a jelenlegi fázisban is kirajzolódik, hogy a gránitplutonitokhoz képest a metamorf kőzetekben azok változatos, polimetamorf fejlődése miatt nagyobb heterogenitású rezervoárok alakíthatók csak ki.

Irodalomjegyzék

- Árkai, P. (1979): Álmosd és környéke mezozoikumnál idősebb metamorf képződményei szénhidrogénföldtani célu ásvány-kőzettani, geokémiai vizsgálata, MTA GKL jelentés.
- Bleahu, M., Haas, J., Kovács, S., Péró, Cs., Mantea, G., Bordea, S., Pănin, S., Bérczi-Makk, A., Stefanescu, M., Konrád, Gy., Nagy, E. (1994): *Acta Geologica Hungarica*, 37/3-4, 187–234.
- Csontos, L., Vörös, A. (2004): *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 210, 1–56.
- Deere, D.U. (1968): Geological considerations – In: Stagg, K.G., Zienkiewicz, O.C. (eds.): *Rock mechanics in engineering practice*, John Wiley, Chichester, 1–20.
- Dövényi, P., Homola, V., Horváth, F., Kohl, Th., Rybach, L. (2005): *European HDR/EGS resources: Future potential development in Hungary*, Final report.
- Egerer F., Kertész P., (1993): Bevezetés a kőzetfizikába, Akadémiai Kiadó, Budapest, 236–262.
- Fülöp, J. (1994): Magyarország geológiája. Paleozoikum II., Akadémiai Kiadó, Budapest
- Gálos M., Vásárhelyi B. (2006): *Kőzettestek osztályozása az építőmérnöki gyakorlatban*, Műszaki Egyetemi Könyvkiadó, Budapest
- Haas, J., Hámor, G. (1998): Magyarország területe szerkezetfejlődésének összefoglalása – In: Bérczi I., Jámor Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL-MÁFI, Budapest, 45–54.
- Haas, J., Hámor, G., Jámor, Á., Kovács, S., Nagymarosy, A., Szederkényi, T. (2001): *Geology of Hungary*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest.
- Haas, J., Peró, Cs. (2004): *International Journal of Earth Sciences*, 93, 297–313.
- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy. (2010): *Magyarország prekainozoos földtani térképe*, 1:500 000. Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.
- M. Tóth, T., Schubert, F., Zachar, K. (2000): *Geological Journal*, 35/3-4, 265–284.
- M. Tóth, T., Zachar, J. (2006): *Acta Geologica Hungarica*, 49/2, 165–188.
- Posgay, K., Bokody, T., Hajnal, Z., M.Tóth, T., Fancsik, T., Kovács, A, Cs., Takács, E. (2006): *Geophysical Journal International*, 167, 187–203.
- Posgay K., Falus Gy., Kovács I., Kovács A. Cs., Bodoky T., Hegedűs E. (2009): A Tisza nagyszerkezeti egység takaróinak litoszféra méretű vázlata, In: M. Tóth T. (szerk.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*, GeoLittera, Szeged, 11–27.
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fugenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., Ustaszewski, K. (2008): *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139–183.
- Szederkényi T. (1984): Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. MTA Doktori értekezés.
- Szederkényi T. (1998): A Dél-Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatának rétegtana, In: Bérczi I., Jámor Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL-MÁFI, Budapest, 93–106.
- Szederkényi, T., Haas, J., Nagymarosy, A., Hámor, G. (2013): *Geology and History of Evolution of the Tisza Mega-Unit*, In: Haas J. (ed.): *Geology of Hungary*, Springer, Berlin, 103–146.
- Szili Gy. (1985): *Általános Földtani Szemle*, 21, 79–115.

ANTROPOKÖZETEK – A NEGYEDIK GENETIKAI CSOPORT?

Rózsa Péter

Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen
e-mail: rozs.peter@science.unideb.hu

1. Bevezetés

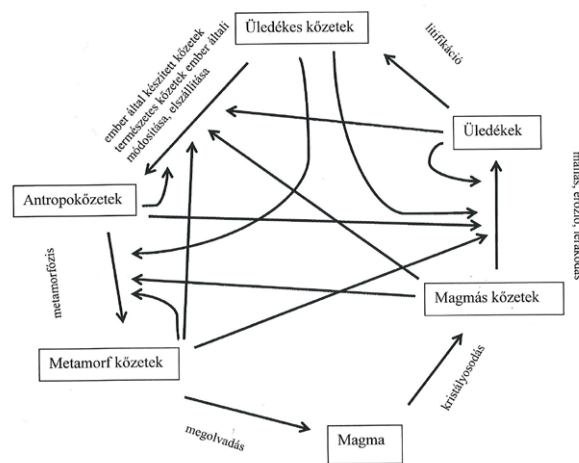
A kőzetek fő genetikai csoportjainak elkülönítése, alapvető létrehozó folyamataik tisztázása, mintegy két-száz-kétszázötven éves múltra tekint vissza. A magmás és üledékes kőzetek megkülönböztetése a vulkanista-nep-tunista vita idejére megy vissza, s James Hutton volt az első, aki világos különbséget tett közöttük (Zittel, 1899); mint litológiai kategóriát Brongniart (1827) vezette be (Oldroyd, 1996). A metamorf kifejezést Charles Lyell vezette be alapvető munkájának harmadik kötetében (Lyell, 1833). Az ember által használt és alakított természetes kőzetek, valamint az ember által készített „kőzetszerű” (elsősorban, de nem kizárólag építő-) anyagok megnevezésére több fogalom is bevezetésre került. A teljesség igénye nélkül említsük meg a „pszeudokőzetek (pseudo-rocks)” (Dietrich és Skinner, 1979), a „mesterséges kőzetek (artificial rocks)” (Simpson, 1988) és a „geoanyagok (geomaterials)” (Fookes, 1991) elnevezéseket. Az ember természetátalakító, s ezen belül különösen a Föld felszínét a természetes folyamatokat meghaladó módosító tevékenysége (Hooke, 1994; 2000; Vitousek et al., 1997; Rózsa, 2007); a Föld anyagkörforgalmát a kőzetek fölhasználásával és új „kőzetszerű” anyagok létrehozásával történő módosítása; illetve e tevékenységek volumene előtérbe helyezte a kérdés komplex vizsgálatát. Ennek egyik eredménye, hogy egy új geológiai időszak, az „antropocén” bevezetése (Crutzen, 2002; Zalasiewicz et al., 2008), sőt az „antrosztratigráfia (anthrostratigraphy)” lehetősége (Ford et al., 2014) is napirendre került. Másfelől, a „természetes” és „mesterséges” közötti határvonal egyre bizonytalanabbá válik, s ez is oka lehetett annak, hogy javaslat született egy negyedik kőzetcsoporthoz, az „antropokőzetek (anthropic rocks)” kialakítására (Underwood, 2001a; 2001b).

2. Az antropokőzetek rendszere

Az antropokőzetek elnevezés alkalmazását Underwood (2001a, 2001b) javasolta. Bevezetése logikusan beilleszthető az eddig használt természetes kőzetciklusba (1. ábra). Elkülönítésüket az alábbiak indokolják (Underwood, 2001a; 2001b):

1. Földrajzi elterjedésük, mennyiségük nagysága, termelésük igen jelentős volumene.
2. Ezek a kőzeteket, illetve alapanyagjaikat horizontálisan és vertikálisan is nagy távolságra szállíthatják, így rövid idő alatt kerülhetnek különféle geológiai és geomorfológiai környezetekbe.

3. A kőzeteket a felszínen olyan hőmérséklet- és nyomásviszonyoknak vetjük alá, amelyeknek azok természetes körülmények között csak nagy mélységben lennének kitéve.
4. Keletkezésük jól tanulmányozható, hiszen ellenőrzött és vizsgálható körülmények között készülnek.



1. ábra: Az Underwood-féle antropokőzeteket is tartalmazó földi kőzetciklus (Cathcart, 2011).

Az antropokőzetek elnevezés az ember által készített és/vagy módosított és/vagy elszállított kőzetek összefoglaló neve, azaz olyan kőzetek tartoznak ide, amelyek „keletkezése, jellegzetességei vagy helye emberi tevékenység eredménye” (Underwood, 2001a). A javaslat szerint az az antropokőzeteket az alábbi csoportba lehet besorolni:

1. Antropogén kőzetek: az ember által készített/gyártott kőzetek.
2. Antropotechnikai kőzetek: az ember által (fizikailag) módosított kőzetek.
3. Antropokinetikus kőzetek: az ember által elszállított kőzetek.

A fenti csoportok egy nyilvánvaló példáját az 2. ábra mutatja be. Az antropokőzeteken belül magmás, üledékes és metamorf alcsoport különböztethetők meg (3. ábra). Az antropokinetikus és antropotechnikai kőzetek esetében a „mágnás”, üledékes és „metamorf” elnevezés az elszállított, illetve módosított kőzet eredetére, míg az antropogén kőzetek esetében a készítési/gyártási folyamattal analóg természetes kőzetképződési folyamatra utal.

Az antropokőzetek döntő többségét a geológiai nyers-

anyagokból álló, illetve azokból készült építőanyagok alkotják, melyekre a szakirodalomban újabban „geoanyagok (geomaterials” névvel használják (lásd például Ingham, 2011). (Megjegyzendő, hogy a magyar szaknyelvben e kifejezés még kevésbé honosodott meg.) Definíció szerint ezek „épületek vagy szerkezetek építésére használatos földolgozott vagy földolgozatlan talajok, kőzetek vagy ásványok, beleértve az ember által a talajokból, kőzetekből vagy ásványokból készített építőanyagokat” (Fookes, 1991). Ezért célszerű és szükségszerű a két nevezéktan összhangba hozása.

A 4. ábra a fő geológiai nyersanyagok és a belőlük készített építőanyagok kapcsolatát mutatja be. Az antropokinetikus közetként lényegében csak a nyersanyagok között felsorolt homok és kavics fordulhat elő, míg a „vágott vagy zúzott termékek” antropotechnikai kőzeteknek tekinthetők. Az égetett termékek és a keverékek lényegében antropogén kőzetek csoportjába tartoznak. Mindez alapján kijelenthetjük, hogy a két nevezéktan egyértelműen összeegyeztethető lenne.

3. Összegzés

Az antropokőzetek rendszerének használata mellett több érv is fölhozható (Underwood, 2001a):

1. Megfelelő keretet, s fogalmi alapkészletet szolgáltat az ember által létrehozott „kőzetszerű” anyagok leírásához, osztályozásához és értelmezéséhez; kategóriái összeegyeztethetők mind a természetes kőzetek, mind az építőanyagok nevezéktanával.
2. Bevezetése a kőzetek jelenleg használt, s közel kétszáz éves hármass fölosztásának logikus kiterjesztése; ésszerűen beilleszthetők a természetes kőzetciklus folyamatába.
3. Használatával megfelelő hangsúlyt kapna az ember földfelszínt módosító tevékenységének alapvető fontossága és nagyfokú változatossága.
4. Segítségét jelenthet az ember által elszállított, módosított vagy készített, egyre növekvő mennyiségben föllelhető kőzetek tanulmányozásában, nem utolsósorban a földtani térképezés során; különösen hasznos lehet az igen perspektivikus régészeti és városi geológiai vizsgálatok kapcsán.

Mindezek alapján egyetérték Cathcart (2011) véleményével, aki szerint az antropokőzet, mint kőzetkategoria bevezetése olyan „innovatív kihívás”, ami elmozdulást jelent egy „nyilvánvalóan a józanésznek megfelelő kőzetciklus paradigmája felé.”

Nem állítható, hogy a megjelenése óta eltelt másfél évtizedben az antropokőzetek rendszere általánosan elfogadottá vált volna, bár az elmúlt években több, főképp városi geológiával és hidrogeológiával foglalkozó munka használta (lásd például Sharp, 2010; Wong et al., 2012; Smil, 2013; Ford et al., 2014); elterjedése, meggyökeresedése, további sorsa kérdéses. Az azonban megglehetősen biztonsággal kijelenthető, hogy az ember által készített „kőzetszerű” anyagok vizsgálata egyre fontosabb lesz a petrográfia művelői számára, így elkerülhetetlen lesz ezen anyagoknak a jelenlegi kőzetrendszerbe való illesztése, s megfelelő nomenklátúra kidolgozása – akár az Underwood-féle rendszer, akár valamilyen más rendszer alapján.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás az OTKA 101787 számú projektjének keretében valósult meg.

Irodalomjegyzék

- Brongniart, A (1827): Classification et Caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes. Paris. F.-G. Levrault.
- Cathcart, R.B. (2011): History of Geo- and Space Sciences, 2/1, 57–74.
- Crutzen, P.J. (2002): Nature, 415, 23.
- Dietrich, R.V., Skinner, B.J. (1979): Rocks and Rock Minerals. John Wiley & Sons, New York.
- Fookes, P.G. (1991): Quarterly Journal of Engineering Geology, 24, 3–15.
- Ford, J.R., Price, S.J., Cooper, A.H., Waters, C.N. (2014): An assessment of lithostratigraphy for anthropogenic deposits. In Waters, C.N., Zalasiewicz, J.A., Williams, M., Ellis, M.A., Snelling, A.M. (Eds.): A Stratigraphical Basis for the Anthropocene. Geological Society, London, Special Publication 395.
- Hooke, R.L. (1994): GSA Today, 4/9, 217, 224–225.
- Hooke, R.L. (2000): Geology, 28/9, 843–846.
- Ingham, J.P. (2011): Geomaterials under the microscope. Manson Publishing, London.
- Lyell, C. (1833): Principles of Geology. vol 3. John Murray, London.
- Oldroyd, D. (1996): Thinking about the Earth: A History of Ideas in Geology. Cambridge, Harvard University Press.
- Rózsa, P. (2007): Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 30/2, 233–238.
- Sharp, J.M. Jr. (2010): Aqua Mundi, 1/1, 51–56.
- Simpson, H.E. (1988): Artificial deposits and modified land. In Finkl, C.W. Jr. (Ed.): The Encyclopedia of the Field and General Geology, Encyclopedia of Earth Sciences. Vol. 14. Van Nostrand Reinhold Co., New York.
- Smil, V. (2013): Making the modern world: materials and dematerialization. John Wiley & Sons, Chichester.
- Underwood, J.R., Jr. (2001a): Environmental & Engineering Geoscience, 7/1, 104–110.
- Underwood, J.R., Jr. (2001b): GSA Today, 11/11, 19.
- Vitousek, P.M., Mooney, H.A., Lubchenco, J., Melillo, J.M. (1997): Science, 227, 494–499.
- Wong, C.I., Sharp, J.M. Jr., Hauwert, N., Landrum, J., White, K.M. (2012): Elements, 8/6, 429–434.
- Woodcock, N.H. (1994): Geology and Environment in Britain and Ireland. UCL Press, London.
- Zalasiewicz, J., Williams, M., Smith, A., Barry, T.L., Coe, A.L., Brown, P.R., Brenchley, P., Cantrill, D., Gale, A., Gibbard, P., Gregory, F.J., Hounslow, M.W., Kerr, A.C., Pearson, P., Knox, R., Powell, J., Waters, C., Marshall, J., Oates, M., Rawson, P., Stone, P. (2008): GSA Today, 18/2, 4–8.
- Zittel, K.A. (1899): Geschichte der Geologie und Paläontologie bis Ende des 19. Jahrhunderts. München und Leipzig.



2. ábra: Antropokőzet-típusok: kulé kavics (antropokinetikus kőzet), mellette tömött mészkő járólapok (antropotechnikai kőzet), előtte műkő térkő, mögötte simított betonfal (mindkettő antropogén kőzet) a Debreceni Egyetem Élettudományi Központjának épületénél.

Az antropokőzet eredete

Ember alkotta magmás kőzet
 Ember által módosított magmás kőzet
 Ember által elszállított magmás kőzet

Ember alkotta üledékes kőzet
 Ember által módosított üledékes kőzet
 Ember által elszállított üledékes kőzet

Ember alkotta metamorf kőzet
 Ember által módosított metamorf kőzet
 Ember által elszállított metamorf kőzet

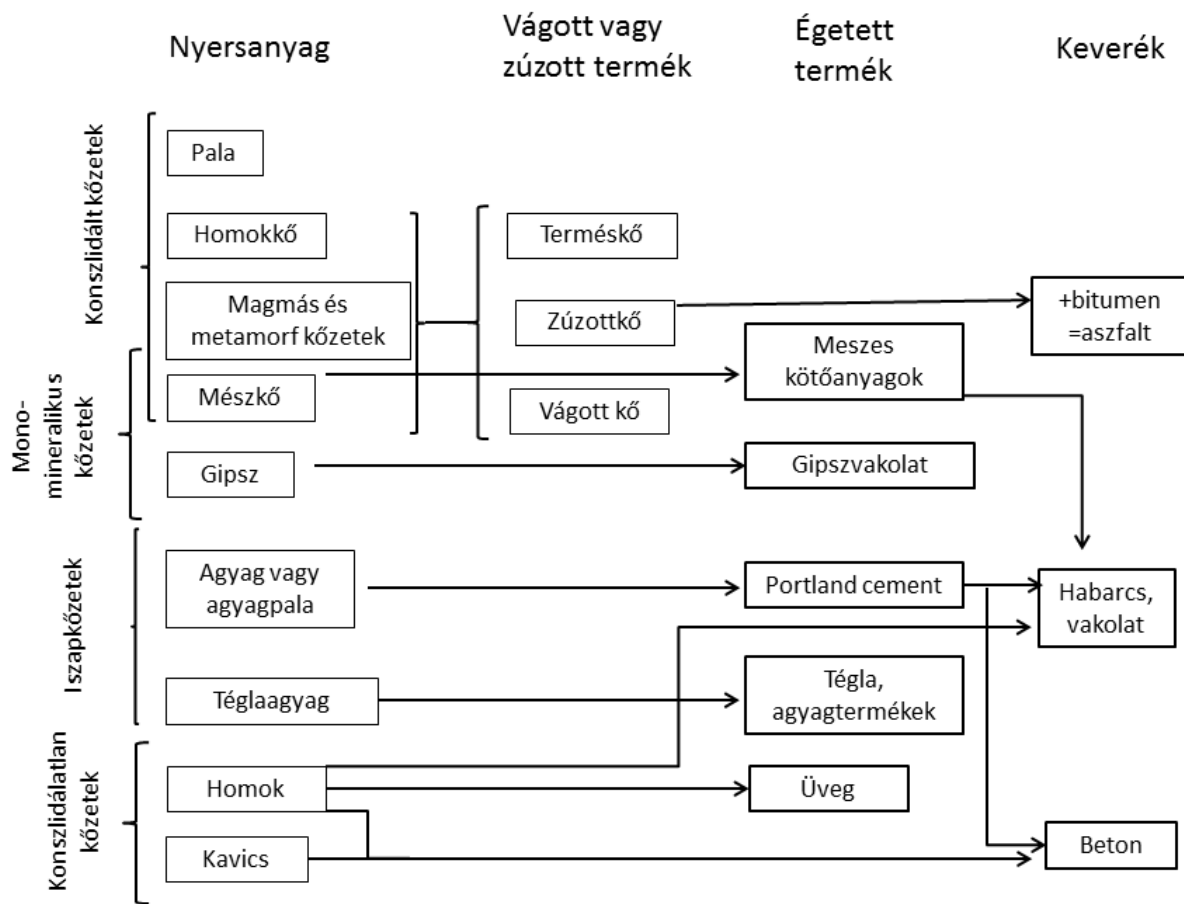
Az antropokőzet neve

Antropogén magmás kőzet
 Antropotechnikai magmás kőzet
 Antropokinetikus magmás kőzet

Antropogén üledékes kőzet
 Antropotechnikai üledékes kőzet
 Antropokinetikus üledékes kőzet

Antropogén metamorf kőzet
 Antropotechnikai metamorf kőzet
 Antropokinetikus metamorf kőzet

3. ábra: Az antropokőzetek nevezéktana Underwood (2001a) javaslata szerint.



4. ábra: A főbb építőipari geológiai nyersanyagok és a belőlük készített építőanyagok közötti kapcsolat Woodcock (1994) nyomán (kissé módosítva).

A MECSEKALJA-ZÓNA METAMORF ÉS DEFORMÁCIÓTÖRTÉNETI REKONSTRUKCIÓJA A SZTL-1 FÚRÁS FURADÉKANYAGA ALAPJÁN

Skultéti Ágnes¹, M. Tóth Tivadar¹, Kovács István János², Király Edit²

¹ Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék

² Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

e-mail: skulteti.agi@gmail.com

A Mecsekalja-zóna egy 1,5 km széles tektonikus öv, a perm óta aktív oldalelmozdulásos zóna, mely alapvető jelentőségű a Dél-Dunántúl szerkezeti felépítésének és deformációs jellegének megismerése szempontjából. A Mecsekalja-zónát az Ófalu Formációcsoport metamorf képződményei alkotják, tulajdonképpen egy milonitos, diszlokációs övnek tekinthető. A Mecsekalja-zóna kristályos aljzatának metamorf és deformációtörténete eddig többnyire felszíni mintákból és felszín közeli fúrásokból ismert. Az általunk felhasznált minták a Szentlőrinc-1 mélyfúrásból származnak, mely közel 2 km-es mélységből furadékanyagot hozott a felszínre, ami kitűnő lehetőséget nyújt a nyírási zóna képződményeinek átfogó vizsgálatára. Munkánk célja a rendelkezésre álló furadékanyag kvarc-
szemcséi alapján a Mecsekalja-zóna dél-dunántúli szakaszának metamorf és deformációtörténeti rekonstrukciója. A vizsgálatok alapját az biztosítja, hogy a kvarc a metamorf kőzetek gyakori alkotóeleme, metamorf fejlődése, képlékeny és töréses viselkedése meghatározza a kvarc-
szemcsék kémiai összetételét és reológiáját. A rendelkezésünkre álló furadékanyag kvarc-
szemcséi mikroszerkezetükben információt hordoznak az őket ért deformációs folyamatokról. A rendelkezésre álló furadékanyag 80-20% arányban mm-es nagyságrendű ásvány- és közetszemcséket, dominánsan kvarc-
szemcséket tartalmaznak. A vizsgált furadékanyag mintákban a kvarc mellett, illetve a közetszemcsék részeként megjelenő ásványok többnyire a muszkovit, biotit, káliföldpát és plagioklász. A vizsgált fúrászakaszon belül két eltérő típusú gneiszként azonosítható kőzetblokkot különítettünk el. Korábbi vizsgálataink alapján a két eltérő kőzettípus határát képlékeny nyírási öv is kijelöli, míg egy másik képlékeny zóna a felső gneisz doménen belül lokalizálható.

Az elemzett kvarc-
szemcsék Ti-tartalma (LA-ICP-MS, MFGI) alapján, a TitaniQ termométer szerint a kőzetet ért korai metamorfózis hőmérséklete mindkét gneisz típus esetén egységesen $T = 500-575\text{ }^{\circ}\text{C}$. Az elemzett kvarc-
szemcsék mikroszerkezeti megjelenése alapján a képlékeny deformáció hőmérséklete $T < 500\text{ }^{\circ}\text{C}$, míg ezen belül a rekristallizáció hőmérséklete a TitaniQ termométer alapján $T = 400-475\text{ }^{\circ}\text{C}$ volt. A vizsgált fúrás-
szakasz mentén a kőzettani és lyukgeofizikai adatok együttes értelmezése azt mutatja, hogy a képlékeny és a töréses nyírási zónák pozíciója egybeesik, közel azonos mélységintervallumban található. Megfigyeléseink alapján az intenzív képlékeny deformációt szenvedett kőzetekben a kvarc-
szemcsék szerkezeti hidroxil (OH-) és molekuláris víztartalmuk (H_2O) (FTIR, MFGI) egy

részt elveszítik, részben dehidratált állapotba kerülnek. Ennek következtében a kőzet ezen szakaszai kedvezhettek a töréses nyírási zónák kialakulásának.

Az különböző gneisz típus határának egybeesése a képlékeny és töréses zónák mélységével több módon értelmezhető. Az egyik elképzelés szerint azt feltételezhetjük, hogy a képlékeny és töréses nyírási zónák egymástól független deformációs események eredményei. A korábban kialakuló képlékeny nyírási zónák gyengeségi zónákat hoztak létre, melyek később reaktiválódtak. A másik lehetséges forgatókönyv szerint azt feltételezzük, hogy a képlékeny és töréses nyírási zónák kialakulása ugyanazon deformációs esemény eredménye, azaz idővel a képlékeny nyírási zónák alakultak át töréses nyírási zónákká. Ebben az esetben a nyírási zónák elválasztó vetőnek (detachment fault) tekinthetők.

Mindazonáltal a TitaniQ termométer alapján, a nyírási zóna alatti és feletti képződmények ugyanazt a metamorf hőmérsékletet (kb. $500-575\text{ }^{\circ}\text{C}$) adják, tehát a vizsgált szerkezeti zóna két, azonos metamorf fejlődésű kőzettest határát képviseli. Mivel az elválasztó vetők két, a litoszféra eltérő mélységében keletkezett kőzetblokkot határolnak, esetünkben nem elválasztó vetőről van szó. Így a képlékeny és a töréses nyírási zónák pozíciója a vizsgált fúrás mentén vélhetően azért esik egybe, mert az intenzív képlékeny deformáció hatására a nyírási öv centrumában a kvarc-
szemcsék részben dehidratálódtak a szomszédos kőzetrészekhez képest. Így ridegebbé váltak, mint a környező, magasabb víztartalmú kőzetek és egy adódó töréses felújulásra kevésbé ellenállóan reagáltak, könnyebben eltörtek. Vélhetően két egyedülálló egymást követő, egymástól független deformációs eseményről volt szó, a képlékeny nyírási zóna a kvarc-
szemcsék részleges dehidratációja miatt töréses módon később reaktiválódott. A vizsgált nagy mélységű furadékanyag kvarc-
szemcséinek részletes elemzése során kapott, a Mecsekalja-zóna dél-dunántúli szakaszának metamorf és deformáció történeti fejlődésére vonatkozó adatok alapján a korai metamorfózis hőmérséklete $500-575\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nak tekinthető, az ezt követő képlékeny deformáció hőmérséklete a $< 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ intervallumban valószínűsíthető, míg ezen belül a rekristallizáció hőmérséklete feltételezhetően $400-475\text{ }^{\circ}\text{C}$ körüli volt. A terület deformációs fejlődése során két deformációs esemény különíthető el, a képlékeny deformációt a korábbi képlékeny nyírási zónák reaktiválódásával töréses deformáció követte. Ezen adatok jó egyezést mutatnak a területen, felszíni-felszínközeli mintákon végzett korábbi vizsgálatok eredményeivel.

A GYŰRŰFŰI RIOLIT FORMÁCIÓ KÖZETEINEK KOMPLEX VIZSGÁLATA A SZAVA–1 ÉS A VÓKÁNY–2 MÉLYFÚRÁSOKBAN

Szemerédi Máté¹, Varga Andrea¹, Lukács Réka^{1,2}, Pál-Molnár Elemér^{1,2}

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

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

e-mail: szemeredi.mate@gmail.com

1. A Gyűrűfűi Riolit Formációról

A Dél-Dunántúl paleozoos rétegsorában a Gyűrűfűi Riolit az egyetlen vulkáni kőzetasszociáció, amely a Mecsek nyugati előterében, Gyűrűfűtől délre bukkan felszínre. A 20. század második felének nyersanyagkutató fúrásai alapján a formáció felszín alatti elterjedési területei is ismertté váltak (Nyugati-Mecsek, Villányi-hegység északi előtere, Máriakémed–Bári-vonulat, illetve a bátai terület), amelyek közül a Villányi-hegység északi előtere az egyik legnagyobb jelentőségű.

Az uránérckutató jelentésekben a Gyűrűfűi Riolit felszíni kőzetanyagát egységesen lávakőzetként írták le (pl. Szederkényi, 1962; Barabásné Stuhl, 1988). Ezzel szemben Szemerédi et al. (2016) a Nyugati-Mecsekből – a Gyűrűfű és Dinnyeberki települések közötti területről – származó felszíni minták petrográfiai vizsgálatakor a kőzetanyagot piroklaszt-ár üledékként, egy átalakult, különböző mértékben összesült, kristálygazdag horzsakőtartalmú lapillitufaként (ignimbrit) határozták meg. Cirkon kristályokból mért U/Pb izotópkor adatok alapján a nyugati-mecseki kőzetanyagot kialakító vulkanizmus legvalószínűbb kora $267,16 \pm 0,33$ millió év (Varga et al., 2015; Szemerédi, 2016); azaz fiatalabb eseményről van szó, mint ahogyan azt korábban feltételezték.

A Gyűrűfűi Riolit reambulációjának következő lépéseként a Villányi-hegység északi előterének két mélyfúrásából (Szava–1 és Vókány–2) származó kőzetanyag petrográfiai és – a radiometrikus kormérésekhez elengedhetetlen – cirkonvizsgálatát végeztük el. Kivonatunkban új petrográfiai eredményeinket, valamint a radiometrikus korméréseinkhez kapcsolódó statisztikai jellegű cirkonvizsgálataink eredményeit közöljük.

2. Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

A Szava–1 és a Vókány–2 mélyfúrások a Villányi-hegység északi előterében uránérckutató céllal mélyültek az egykori Mecseki Ércbánya Vállalat (MÉV) révén, a kutatások 1968–1969-es szakaszában. A petrográfiai vizsgálatainkhoz szükséges mintákat az egykori MÉV-től származó archív, illetve a Mecsekérc Zrt. révén rendelkezésünkre bocsátott kőzetanyagokból készített új vékonycsiszolatok jelentették. A Szava–1 fúrás kőzetanyagát 7 db, míg a Vókány–2 mélyfúrását 4 db mintán keresztül volt lehetségesünk vizsgálni.

A hazai rétegtanban a Gyűrűfűi Riolit Formációba sorolt képződmények korával kapcsolatos bizonytalanságok és a jelentős információhiány miatt célul tűztük ki e két mélyfúrás kőzetanyagának geokronológiai vizsgálatát

is. Radiometrikus (U/Pb) kormérésre a permokarbon savanyú vulkanitok esetében a legalkalmasabb fázis az akcesszorikus cirkon. Ebből adódóan mind a Szava–1, mind a Vókány–2 mélyfúrás kőzetanyagra vonatkozóan elvégeztük a cirkon szeparálás folyamatának lépéseit. Eredményel a Szava–1 fúrás mintái esetében jártunk, amelyből összesen 52 db cirkon szemcsét sikerült leválasztani. A radiometrikus kormérések előtt elengedhetetlen a cirkon kristályok részletes vizsgálata. Ezt egyrészt csiszolatból, másrészt a cirkon szeparálás során elkülönített szemcséket tartalmazó preparátumból végeztünk el.

A vékonycsiszolatok polarizációs mikroszkópi vizsgálata során a cirkon szemcsék következő paramétereit vizsgáltuk, és foglaltuk bele statisztikai jellegű adatbázisunkba: előfordulási hely (alapanyagban vagy valamelyik ásványban zárványként), méret, morfológia (szemcse alakja, körvonala), illetve egyéb jellegzetességek (pl. zónáság, xenokristályos mag, zárványok jelenléte).

A Szava–1 fúrás kőzetanyagából készített szeparátum vizsgálata egyrészt pásztázó elektronmikroszkóppal (SEM, BSE, CL) történt az ELTE Kőzetan-Geokémiai Tanszékén, másrészt annak szemcséit binokuláris mikroszkóppal is vizsgáltuk. A szeparált cirkon kristályok legfontosabb paramétereit (méret, megnyúltsági arány, alak, törés, visszaoldódás, zárvány, xenokristályos mag) szintén adatbázisunkban rögzítettük, kiemelten kezelve a radiometrikus kormérés szempontjából esetleg problémát okozható tulajdonságokat (pl. xenokristályos mag, zónáság). Jelen tanulmányunkban a szeparált szemcsékről egy összefoglaló jellegű leírást mellékelünk.

3. A Szava–1 és a Vókány–2 mélyfúrások kőzetanyagához kapcsolódó petrográfiai eredmények

3.1. Korábbi kőzettani megállapítások

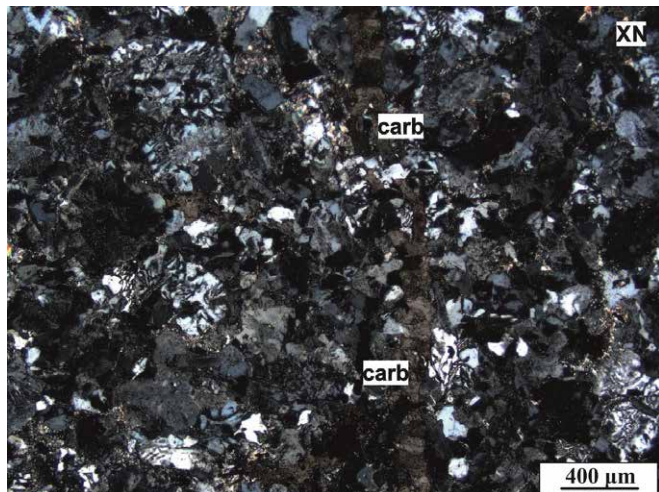
A Villányi-hegység északi előterét a korábbi nyersanyagkutató jelentések alapján a savanyú vulkanitok nagy litológiai változatossága jellemzi (Barabásné Stuhl, 1988). A Szava–1 mélyfúrás kőzetanyagát tömör mikrogránitos–mikrogranofiros szövetű, szubvulkáni vagy telér kifejlődésű mikrogránit-porfirként dokumentálták, míg a Vókány–2 fúrást két szakaszra bontották, és a felső részt fluidális textúrájú láva, illetve tufa váltakozásaként, míg az alsó szakaszt tömör textúrájú, jól kikristályosodott mikrogránitos szövetű, kürtő faciesű riolitként értelmezték (Fazekas, 1978; Barabásné Stuhl, 1988).

3.2. Új petrográfiai eredmények

3.2.1. Szava-1 mélyfúrás

A kőzet szövete porfíros mikroholokristályos, a fő kőzetalkotó ásványok (kvarc, káliföldpát, plagioklász földpát és biotit) mm-es–cm-es méretűek (2. ábra). Az alapanyag összetételét tekintve főként kvarc és földpát mikrokristályokból áll, amelyek egyidejű kristályosodása révén egyes mintákban granofíros szövetet tapasztaltunk (1. ábra). A mátrix osztályozottsága változó; egyes csiszolatok alapanyaga homogén és meglehetősen jól osztályozott, míg más mintákban közepes-gyenge osztályozottságot és inhomogén alapanyagot tapasztaltunk.

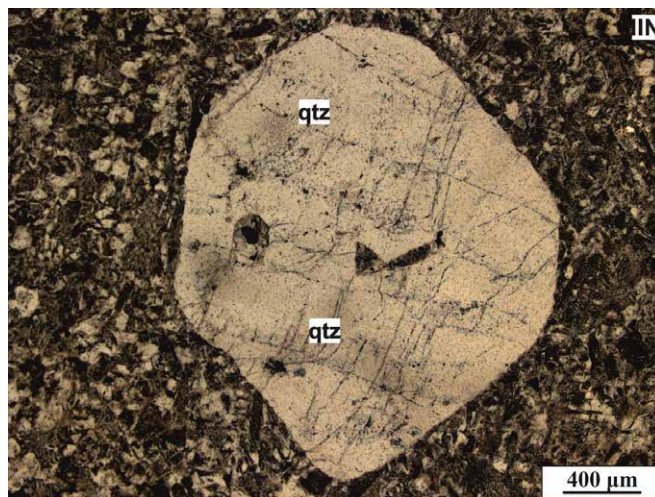
A kőzetet jellemzően törések, érkítöltések járják át (1. ábra). Utóbbiak anyaga a legtöbb esetben karbonát, agyagásvány, kvarc, illetve hematit. A töredezettség, repedezettség a fő kőzetalkotó fenokristályokra, a kvarcra, a káliföldpátra, valamint a plagioklász földpátokra is jellemző. Megfigyelhető továbbá, hogy az inhomogén, közepesen-gyengén osztályozott alapanyaggal rendelkező minták fenokristályait erősebb töredezettség, illetve az alapanyagukat is markánsabb törések és érkítöltések jellemzik, mint a homogén alapanyagú kőzetekét.



1. ábra Karbonátos érkítöltés a Szava-1 mélyfúrás granofíros szövetű, inhomogén alapanyagú, töredezett mintájában

A mintákban lévő kvarc (2. ábra) jellemzően félig sajátalakú, ritkábban sajátalakú, gyakran visszaoldott szegélyvel és beöblösödésekkel, belsejében esetenként fluidum zárványsorokkal. A nagyobb kristályok gyakran több kisebb darabra töredezték szét, azonban később részben, vagy teljes mértékben újra egyesültek („rehealed” kvarckristályok).

A földpátok szintén nagyméretűek, töredeztettek, dominánsan félig sajátalakúak, gyakran erősen átalakultak; megjelenésük alapján domináns a káliföldpát. Agyagásványosodás egyrészt a törések mentén, másrészt a kristályok határfelületén jellemző. A táblás, gyakran kéttagú ikresedést mutató káliföldpát mellett szétesett, helyenként még azonosítható poliszintetikus ikresedéssel rendelkező plagioklászok figyelhetők meg, amelyek szericitesedtek. Biotit nem fordul elő minden vizsgált mintában. Bár kristályai és töredékei az alapanyagtól könnyen elkülöníthetőek, azok mérete a kvarc és földpát porfirokéénál nagyságrendileg kisebb. Gyakran kifakult, illetve egyes részeken opakásványosodott; az erősen töredezett mintákban lemezekre esett szét.



2. ábra Sajátalakú, visszaoldott, mm-es méretű kvarckristály, porfíros mikroholokristályos (inhomogén) alapanyagban

A Szava-1 fúrás kőzetanyagának petrográfiai vizsgálata során tapasztalt porfíros mikroholokristályos, esetenként granofíros szövet, illetve a piroklaszt-ár eredetre utaló szöveti bélyegek egyértelmű hiánya nem zárja ki a korábban dokumentált szubvulkáni eredetet, azonban a fúrásban feltárt kőzettestről rendelkezésre álló csiszolatok kis száma, a kőzetanyag jelentős átalakulása, valamint töredezettsége a szubvulkáni kőzetek egyértelmű elkülönítését nem teszi lehetővé a lávakőzetekétől. A bolygatatlan szubvulkáni intrúziók esetében a homogén, jól osztályozott alapanyag az intrúzió magját, míg az erős töredezettség/breccsásodás az intrúzió perem felőli részét, a carapax fáciest reprezentálja (Breitkreuz, 2015; Paulick, Breitkreuz, 2005). Azonban az elterjedési terület kútkönyveinek (Barabásné Stuhl, 1988; Fazekas, 1978) ismeretében, illetve a Szava-1 fúrás különböző mélységeiben tapasztalt különböző érkítöltések alapján, a breccsásodási folyamat feltételezhetően valamennyi, a fúráshoz tartozó, általunk vizsgált mintában tektonikus okokra vezethető vissza.

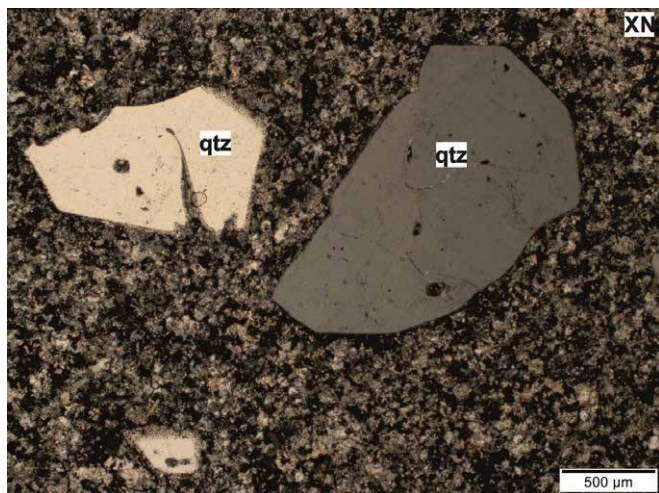
3.2.2. Vókány-2 mélyfúrás

A Vókány-2 mélyfúrás alsó szakaszának (876,0–1203,0 m) mintái esetében átkristályosodott felzites szövetet (3. ábra), illetve kvarcból és földpátokból álló alapanyagot tapasztaltunk, amelynek aránya a kőzet térfogatának 60–70%-a. A mintákban a fő kőzetalkotó fenokristályok kvarc, káliföldpát és plagioklász földpát; méretük gyakran néhány mm-es. Az alsó szakasz mintái esetében gyakoriak a szferolitok, illetve hintetten változó mennyiségű opak Fe-ásvány is jelen van az alapanyagban. A mátrixban továbbá szericites vagy agyagásványosodott részek, illetve kisebb méretű biotitkristályok figyelhetők meg.

A kvarckristályok (3. ábra) jellemzően félig sajátalakúak, visszaoldott, lekerekített határvonalal, helyenként nagyon markáns beöblösödésekkel és üregekkel, amelyeket a minták finomszemcsés alapanyaga tölt ki. Gyakran előfordulnak „rehealed” kvarckristályok is.

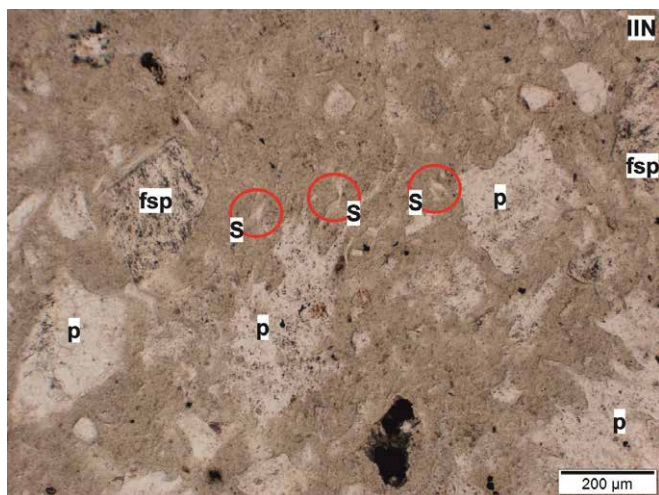
A földpátok általában félig sajátalakúak, visszaoldott szegélyvel, de sajátalakú, táblás kristályok szintén előfordulnak; a káliföldpátok dominanciája jellemző. Átalakulásuként szericitesedést és agyagásványosodást tapasztaltunk.

A fúrás felső szakaszát (742,3–876,0 m) reprezentáló kőzetanyagot az alsó szakaszon tapasztaltnál képest finomabb szemcsékből álló alpanyag és gyengébb osztályozottság jellemzi. A mátrixban gyakoriak az átkristályosodott, reliktszerű üvegszilánkok és az egykori, kvarcmozaiikká kristályosodott horzsakövek (4. ábra). A juvenilis törmelékek irányítottaságát nem hordoznak; a kőzet szövete reliktszerű vitroklasztos.



3. ábra Félig sajátalakú, helyenként visszaoldott kvarckristályok a felzites alpanyagban (Vókány–2, alsó szakasz)

A fő kőzetalkotó ásványok nagy arányban töredezettek. A kvarckristályok megjelenésüket tekintve meglehetősen hasonlítanak a korábban bemutatottakhoz, azonban feltűnő a kisebb méretű szilánkos szemcsék nagy gyakorisága. Az alsó litológia mintáival szemben üledékes eredetű, vörös színű litoklaszt is található a mintákban (szemcsemérete alapján aleurolit). Továbbá kb. 100 µm-es méretű szenes növénymaradványt is tapasztaltunk a kőzetanyagban.



4. ábra Reliktszerű vitroklasztos szövet, benne töredezett földpáttal, átalakult, kvarcmozaiikká kristályosodott horzsakövekkel (p) és egykori üvegszilánkokkal (s) (Vókány–2, felső szakasz)

A Vókány–2 fúrás alsó szakaszáról származó minták esetében átkristályosodott, felzites, valamint szferolitos szövetet tapasztaltunk. Bár szferolitok lávakőzetekben és piroklasztitokban egyaránt előfordulhatnak (Breitkreuz, 2013), az általunk vizsgált minták szövetei jellegéből adódóan a fúrás alsó kőzetanyagát riolitos összetételű szubvulkáni vagy lávakőzetnek feltételezzük. Ugyanakkor az

sem zárható ki, hogy az átkristályosodás mértéke annyira jelentős, hogy a korábbi (pl. az összesült ignimbritekre jellemző eutaxitos) szövet teljes mértékben átalakult.

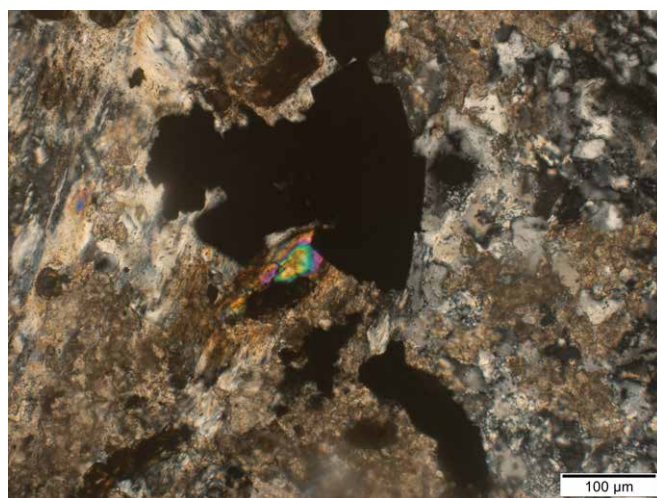
A Vókány–2 mélyfúrás felső szakaszát reprezentáló minta esetében számos, valóban a vulkanoszedimentekre/piroklasztitokra vonatkozó szöveti bélyeget (pl. átalakult kőzetüveg, kvarcmozaiikos kitöltésű egykori horzsakövek, rossz osztályozottság, litoklasztok) tapasztaltunk. A kőzetet egy riolitos összetételű, erősen átalakult horzsakő-tartalmú lapillitufának határoztuk meg.

4. Cirkonvizsgálatok a Szava–1 és a Vókány–2 mélyfúrások kőzetanyagából

4.1. Cirkon petrográfiai jellemzések vékonycsiszolatból

4.1.1. Szava–1 mélyfúrás

A Szava–1 fúrás kőzetanyagának cirkon petrográfiai jellemzését a vizsgált csiszolatokból dokumentált 164 db szemcsén végeztük el. A cirkonpopuláció közel fele (49%) a minták alpanyagában található, míg a zárványként (47%), illetve a fázishatáron (4%) lévő szemcsék együttvéve közel azonos arányt képviselnek. A cirkont bezáró legjelentősebb ásványok a porfíros megjelenésű kvarc (18%) és földpát (20%) fenokristályok. Kisebb gyakorisággal bírnak a biotitban, az opak ásványban, a muszkovitban, illetve a fázishatáron előforduló cirkonszemcsék.



5. ábra Feltételezhetően hidrotermás ércesedéshez kapcsolódó sajátalakú, zónás cirkonkristály (Szava–1)

A csiszolatokban lévő cirkon kristályok átlagos mérete 57 µm. A legnagyobb gyakoriságban (48%) a 26–50 µm-es mérettartományban tapasztaltunk cirkon szemcséket. Kiemelendő még az 51–100 µm-es mérettartományba tartozó szemcsék nagy gyakorisága (30%). A mérettartomány növekedésével az azokhoz tartozó gyakoriság jelentősen csökken.

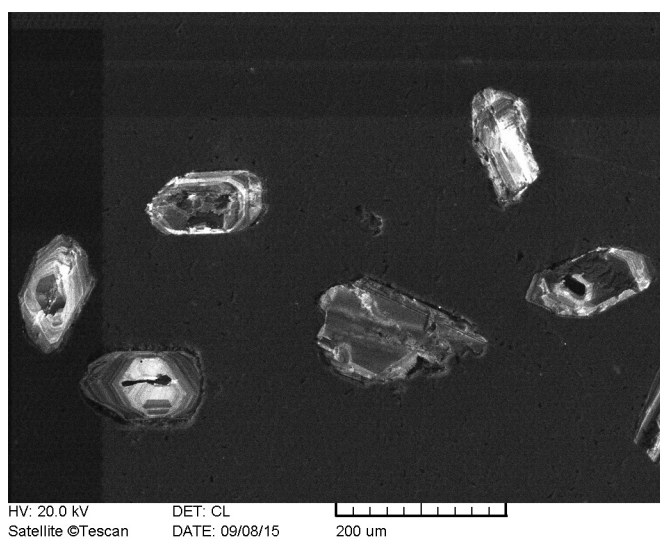
A 164 db cirkon szemcsé 34%-a sajátalakú, általában egyenes határvonalakkal rendelkező, piramisos vagy prizmás kristály. Félig sajátalakú, jellemzően lekerekített, visszaoldott a populáció 59%-a. A nem meghatározható alakúak bíró, kisméretű és nagy kiterjedésű pleokroos udvarral körülvett szemcsék gyakorisága 7%.

Egyéb jellegzetességként általában belső töredezettséget írtunk le; ritkábban zárványokat, zónásságot esetleg xenokristályos magot tapasztaltunk vagy feltételeztünk. Szintén gyakoriak a törött kristályok. A minták cirkon-

populációjának egy része opak ásványok zárványaiként, illetve az opak ásványok és az alapanyag határán jelenik meg (5. ábra). Gyakori, hogy egyes cirkonszemcsék több akcesszórius elegyrészt (pl. apatit) is tartalmazó halmazokban jelennek meg. Utóbbi jelenség feltételezhetően a Szava–1 fúrás kőzetanyagát ért hidrotermás ércesedéshez (Barabásné Stuhl, 1988) kapcsolódnak, így nem egyértelmű, hogy magát a primer magmát reprezentálják-e kristályok.

4.1.2. Vókány–2 mélyfúrás

A Vókány–2 mélyfúrás vékonycsiszolataiban a Szava–1 fúrás anyagával ellentétben meglehetősen kevés, mintánként mindössze egy-egy cirkonszemcsét találtunk; így a Szava–1 kőzetanyagához hasonló statisztikai jellegű dokumentációra nem volt lehetőségünk.



6. ábra A Szava–1 fúrás kőzetanyagából szeparált néhány cirkon szemcséről készített CL felvétel

A fúrás alsó szakaszát reprezentáló minták esetében a ritkán előforduló cirkonkristályok rendre átalakult (kifakult és/vagy opacitosodott) biotitok zárványaként, illetve a biotitkristály és az alapanyag határán jelennek meg. Ezzel szemben a fúrás felső szakaszának kőzetanyagában tapasztalt néhány szemcse előfordulási helye az alapanyag.

4.2. A szeparált cirkon jellemzői (Szava–1 mélyfúrás)

A Szava–1 mélyfúrás kőzetanyagából összesen 52 darab cirkon szemcsét választottunk le, amelyek közül néhány darab a 6. ábrán látható. A szeparált cirkonszemcsék átlagos hosszúsága 152 μm , míg átlagos szélességük 76 μm . A szeparátumban nagy gyakoriságban (63%) fordulnak elő törött cirkonkristályok. A szeparált szemcsék 67%-a sajátalakú, míg 33%-ukat félig sajátalakúnak határoztuk meg. A legtöbb cirkon esetében (a populáció 52%-a) enyhe visszaoldódást figyeltünk meg. Szinte valamennyi cirkonkristály belseje erősen töredezett, amely a petrográfiai vizsgálatok során is említett tektonikus folyamatokkal magyarázható. A szemcsék jelentős hányadában (75%) zárványok fordulnak elő. Xenokristályos magot a cirkonpopuláció kb. 10 szemcséjének belsejében tapasztaltunk, illetve feltételeztünk.

5. Összegzés

A Szava–1 és a Vókány–2 mélyfúrások kőzetanyagához kapcsolódó petrográfiai vizsgálataink rámutattak arra, hogy a korábbi nyersanyagkutatói jelentésekben (Fazekas, 1978; Barabásné Stuhl, 1988) dokumentált eredményeket fenntartásokkal szükséges kezelnünk. A vizsgált mintákra jelentős átalakulás, átkristályosodás jellemző; emiatt és a csiszolatok kis számából adódóan a kőzetanyag genetikájáról egyértelmű következtetéseket nem lehet levonni. A Szava–1 mélyfúrás kőzetanyagából a radiometrikus kor-méréshez szükséges mennyiségű cirkon kristályt sikerült szeparálnunk, így a Nyugati-Mecsekből származó felszíni kőzetanyaghoz kapcsolódó vizsgálatainkhoz (Szemerédi, 2016) hasonlóan U/Pb korhatározásra van lehetőségünk; ehhez kapcsolódó méréseink folyamatban vannak. A Szava–1 kőzetanyagából szeparált cirkon kristályok a korábban említett nyugati-mecseki felszíni kőzetanyagéhoz képest kisebb megnyúltsági aránnyal rendelkeznek, alakjuk izometrikusabb, amely a lassan hűlő intrúziók jellegzetessége (Corfu et al., 2003), így a szubvulkáni eredet bizonyítékaként szolgálhat. Ugyanakkor a Szava–1 kőzetanyagából szeparált szemcsékre jellemző rendkívül erős belső töredezettség (tektonikus okok) is kiemelendő, mint a két cirkonpopuláció közötti különbség.

Irodalomjegyzék

- Barabásné Stuhl, Á. (1988): A Dél-Baranyai dombság és Villányi hegység permi képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés IV. fejezete a permi képződményekről. MÉV Adattár, 100–213.
- Breitkreuz, C. (2015): Introduction to physical volcanology and volcanic textures – Short course guide. 55 p.
- Breitkreuz, C. (2013): Bulletin of Volcanology 75/705, 16 p.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., Kinny, P. (2003): Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53, 469–500
- Fazekas, V. (1978): Kutatási zárójelentés. MÉV Kísérleti Adattár (J-3033). 141 p.
- Paulick, H., Breitkreuz, C. (2005): International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch) 94, 834–850.
- Szederkényi, T. (1962): Kéziratoss jelentés (J-0100). Mecsekérc Zrt. (volt MÉV) Adattár, 92 p.
- Szemerédi, M., Varga, A., Lukács, R., Pál-Molnár, E. (2016): A Gyűrűfői Riolit Formáció kőzettani vizsgálata a felszíni előfordulások alapján (Nyugati-Mecsek). Földtani Közöny, (publikáció alatt)
- Szemerédi, M. (2016): Cirkonvizsgálatok a Gyűrűfői Riolit Formáció felszíni feltárásainak kőzetanyagából (Nyugati-Mecsek). OTDK dolgozat, 66 p.
- Varga, A., Pál-Molnár, E., Raucsik, B., Schubert, F., Garaguly, I., Lukács, R., Kiss, B. (2015): A dél-alföldi permo-mezozoos képződmények: a diagenézis-történet jellemzése és előzetes regionális korreláció kőzettani és geokémiai eredmények alapján. Tisia Konferencia Kiadvány (2015. február 27–28.), szerk.: Dárvay Virág, Sámson Margit, ISBN 978-963-8221-56-8, 17–20.

HIDRATÁCIÓ, DEVITRIFIKÁCIÓ ÉS ÖSSZESÜLÉS SZÖVETI VIZSGÁLATA (SEM, RAMAN, FTIR, TG) EGY RIOLITOS LÁVAÁR KONTAKT ZÓNÁJÁBAN, ESETTANULMÁNY, LEBUJ PERLITFAL, TOKAJI-HG

Szepesi János¹, Fintor Krisztián², Kovács István János³, Papp István⁴, Kozák Miklós⁴, Sándorné K. Judit⁵, Pál-Molnár Elemér², Harangi Szabolcs¹

¹ MTA – ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

³ Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

⁴ Debreceni Egyetem Ásvány és Földtani Tanszék, Debrecen

⁵ Bűnügyi Szakértői és Kutató Intézet

e-mail: szepeja@gmail.com

1. Bevezetés

A viszkózus riolitos olvadék felszíni extrúziójával lávadómok és kisebb lávaárak alakulnak ki (Blake 1990, Richnow 1999). A lávatesten belül, a hűlési sebesség változása üveges (obszidián-perlit) és mikrokristályos (riolit) szöveti változatokkal jellemezhető litofációs rendszert hoz létre (Cas, Wright 1987, McPhie et al. 1993, Richnow 1999). A hűlési folyamat során a rendszerben lévő víz fontos szerepet játszik a szöveti változatok kialakulásában, amelynek vizsgálata régi probléma a földtudományokban (Szabó 1860, Friedman et al. 1966, Rowe et al. 2012). A gyorsan lehűlt üveges változatok esetében a hidratáció, a kürtöközeli, lassan hűlő riolitos litofációknál a devitrifikáció határozza meg a szöveti fejlődést (McPhie et al. 1993, Richnow 1999).

A tanulmány célja, hogy egy Miocén riolitos lávaár kontaktzónájában változatos anyagvizsgálati módszerekkel (páztázó elektronmikroszkópia, infravörös és Raman spektrometria, termogravimetria) jellemezze a litofációk üveges és devitrifikált szöveti zónáit, vizsgálva azok víztartalmát, ásványtani és elem összetételbeli sajátosságait. Ezek alapján megpróbálja értelmezni a fekvő és a rátelepülő riolitos lávaár érintkezésén a hűlés folyamán lezajlott mineralizációs és hidratációs folyamatokat.

2. Földtani környezet

A Kárpát-Pannon régióban a Neogén folyamán (Bádeni-Pannon) az extenzió vezérelte olvadékképződési folyamatok eredményeként jelentős mennyiségű savanyú vulkanit képződött (Lexa et al. 2010). A riolitos kaldera szerkezetekhez kapcsolódó lávadómok a Közép-Szlovákiai Vulkanit Területtől egészen az Avasig (Oaş, Románia) jellemzőek (Lexa et al. 2010). Legnagyobb tömegben a Tokaji-hegységben kerültek felszínre, amelynek északi részén a piroklasztitokkal váltakozó szarmata sorozat vastagsága az 1000 métert is meghaladja (I. Perlaki 1972). A hegység déli részén egy másik nagy riolitos explóziós centrum alakult ki (12,1-10,1 millió év). A szeizmikus refrakciós szelvényen is azonosított Szerencs kalderaszerkezet (Zelenka et al. 2012) peremén kialakult töréshálózat több kisebb savanyú lávadóm anyagát segítette felszínre

(Szerencsi-dombság, Mád, Bodrogkeresztúr). A Lebuji perlitfal egykori lávaárja a kaldera keleti oldalán, egy vékony piroklasztit borított idősebb riolitfelszínen kezdte meg lassú extrúzióját. Holocén analógiák alapján a test vastagsága nem érte el a 100 métert, amelynek jelentős része erodálódott.

3. Vizsgálati módszerek

A szelvényfal terepi felvételezése során a litofációk elkülönítése mellett a mm-cm nagyságrendű fázisátmenetek mikroszelvényezésére fektettünk hangsúlyt. Az anyagvizsgálati módszerek kiválasztásának fő szempontja a víztartalom (OH- és molekuláris H₂O), valamint a devitrifikáció másodlagos ásványképződésre gyakorolt hatása volt.

A szöveti víztartalom vizsgálatát mindkét oldalán polírozott vékonycsiszolatokon, a Bűnügyi Szakértői és Kutatóintézetben Bruker Vertex 70 spektrométer és Bruker Hyperion 1000 infravörös mikroszkóp egységgel végeztük, szélessávú MCT detektor alkalmazásával, 100 x 100 µm apertúra méret mellett. A 6000-400 cm⁻¹ hullámszám tartományban a spektrális felbontás 4 cm⁻¹ volt.

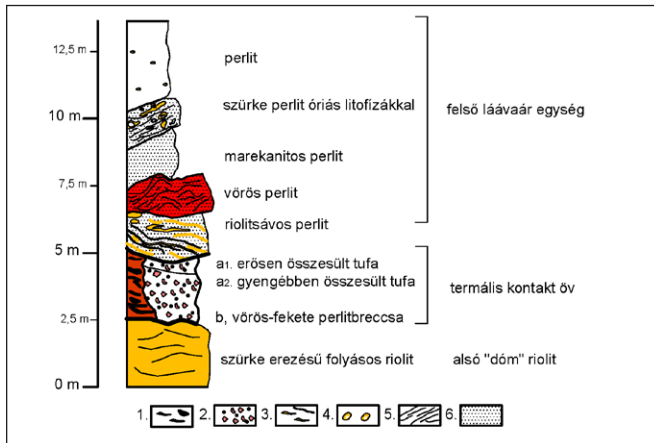
A litofációk teljes víztartalmát termogravimetriával határoztuk meg. A mérések a minták porítása után (<400 µm) 25-1000 °C között, 5 °C/perc hevítési sebesség mellett a Debreceni Egyetem Ásvány és Kőzettani Tanszékén, MOM Derivatograph-C berendezésen történtek.

A devitrifikációs szöveti változatok ásványtani vizsgálatához a Szegedi Egyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén Raman térképezést végeztünk. A mérés Thermo Scientific DXR Raman mikroszkópon 532,2 hullámhosszú, 5 mW teljesítményű Nd-YAG szilárd állapotú dióda lézer lézerrel történt. A spektrális felbontás a 120-1850 cm⁻¹ hullámszám tartományban 4 cm⁻¹ volt. Az 5x1 mm méretű térképek 2121 db spektrum felvételével készültek.

A páztázó elektronmikroszkópos szöveti vizsgálatokat az Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzettan és Geokémiai Tanszékén, SEM AMRAY 1830 típusú volfrámkatódos berendezésen végeztük 20 kv gyorsítófeszültség mellett visszaszórt elektron (BSE) detektorral.

4. Eredmények

4.1. Szöveti vizsgálatok



1. ábra A Lebujs perlitfal elvi rétegsora a jellegzetes litofációk elkülönítésével

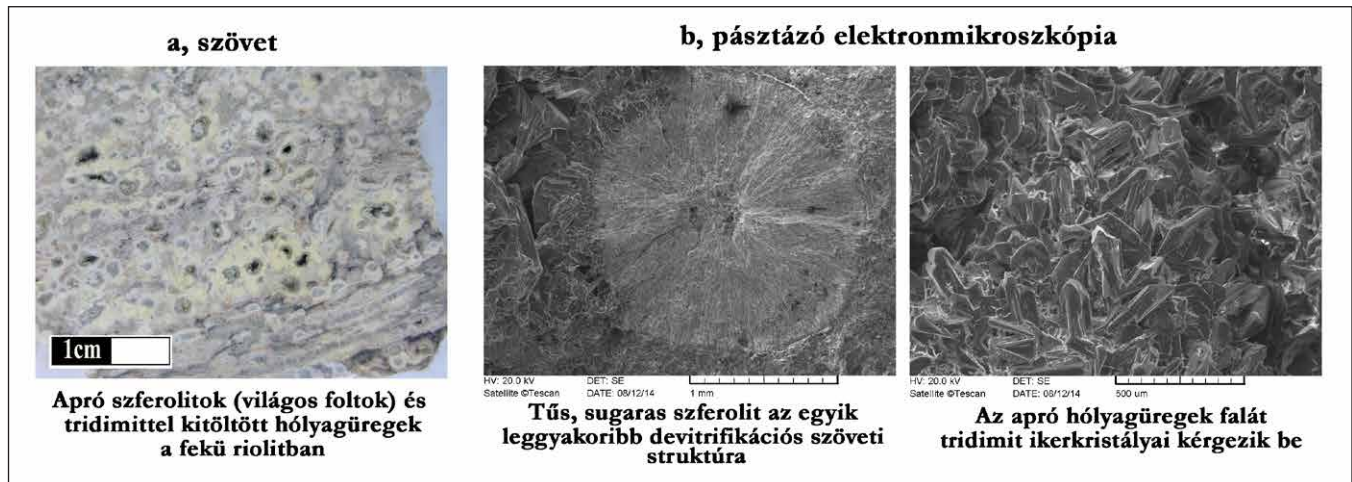
A Lebujs feltárás szelvényében 5 fő litofációs különíthető el (1. ábra). A feké *szferolitos riolit* anyagát (2. ábra) mm-cm vastagságú, szabálytalan lefutású szürke-fekete (felzites) és a világosabb (krisztobalitos) sávok, foltok váltakozása és tridimittel borított hólyagüregek jellemzik (2b. ábra). A szferolitok mérete nem éri el a cm-es nagyságrendet (2a. ábra).

A riolitra változó mértékben *összesült piroklasztit* sorozat (1-3 m, 3a. ábra) települ. A tufa eredeti üveganyaga agyagásványosan elbontást szenvedett, másodlagosan tridimit is képződött (3b ábra), a kontaktus közelében teljesen újraolvadt.

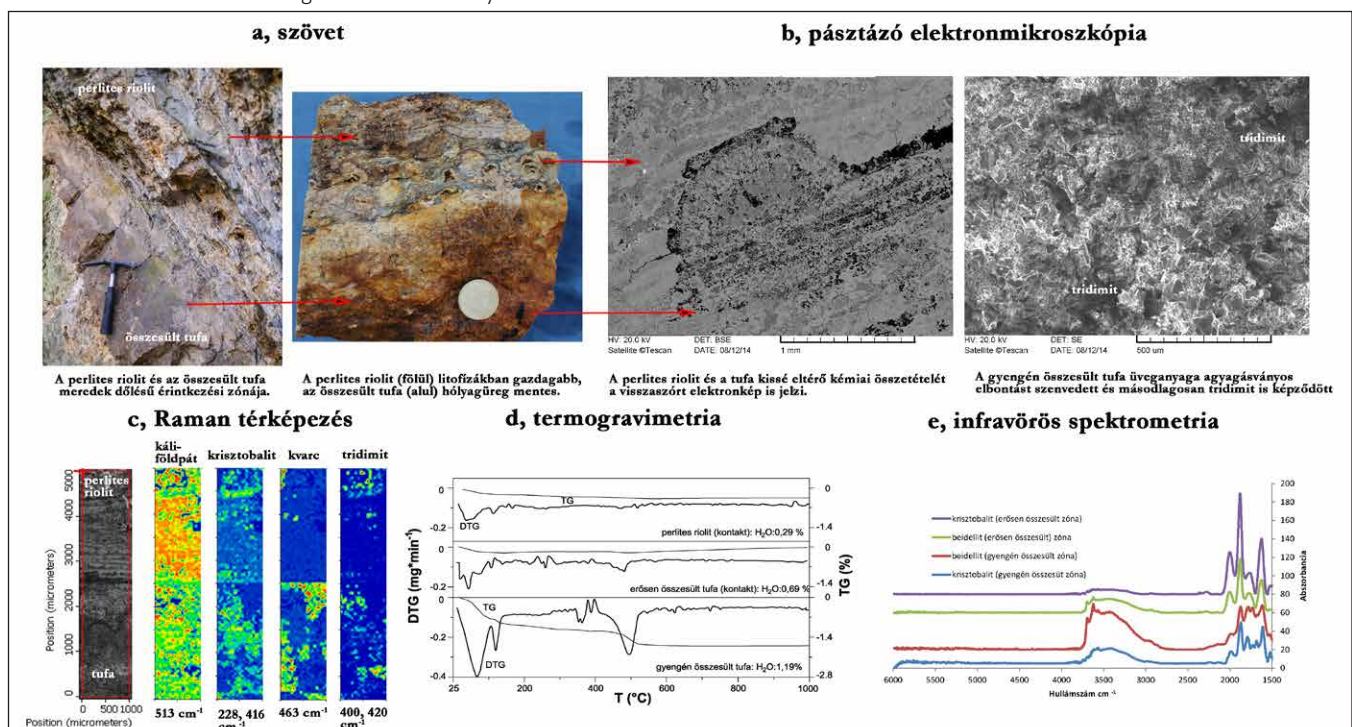
A fluidális szövetű *perlites riolit* (3. ábra) már a felső lávatest részeként meredek dőlésű felület mentén érintkezik az összesült tufával. Koncentrikus peremű hólyagüregének (litofizáinak) mérete a 10 centimétert is eléri.

Az izolált foltban megjelenő *vörös-fekete perlitbreccsa* anyagát fiamme szerűen elvonszolódott üvegtörmelék (4. ábra) jellemzi. Vöröses színű, oxidált mátrixának horzsás szerkezete egyedi szöveti bélyeg (4b. ábra).

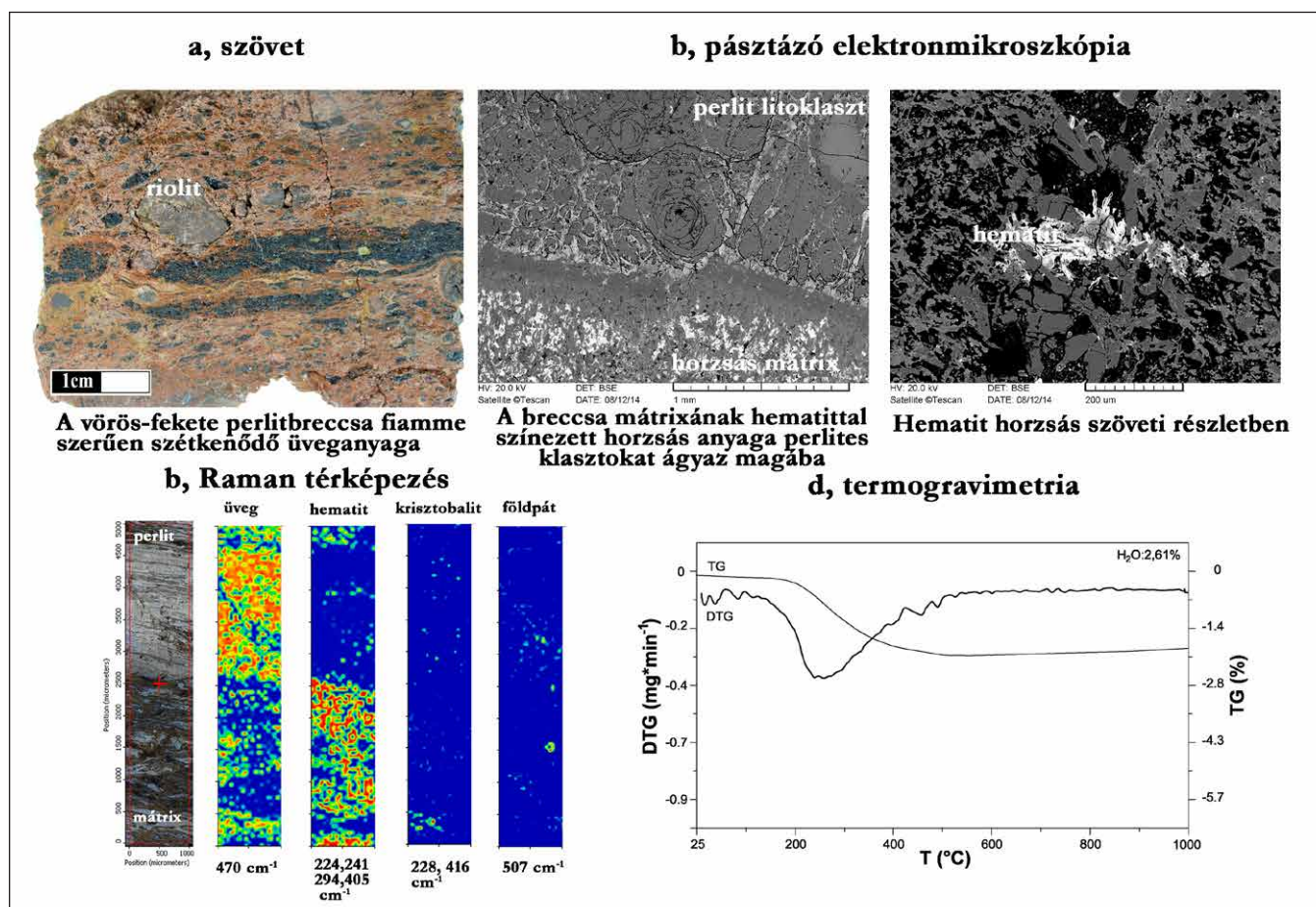
A *marekanitos perlit* a feltárás legrégebben vizsgált litofá-



2. ábra A feké riolit szöveti vizsgálatának eredményei.



3. ábra A kontakt zónában érintkező, változó mértékben összesült piroklasztit és a perlites riolit anyagvizsgálati eredményei



4. ábra A vörös-fekete perlitbreccsa litofációs anyagvizsgálati eredményei

ciese (Esmark 1797, Townson 1798, Szabó 1866). A fekete obszidián szemcsék (mm-cm) fluidális szerkezetű szürke perlites szerkezetű üvegbe ágyazódnak (4. ábra). A vizsszászott elektronképen jól látható, hogy a marekanitok a perlites szerkezetek magjában találhatóak, éles peremükön belül sötétebb hidratációs szegély rajzolódik ki.

4.2. Raman térképezés

A Raman térképezés a litofációs alanyagában tapasztalható ásványtani különbségeket egyértelműen megjelenítette. A perliténél dominált az üveg (470 cm^{-1}), a perlitbreccsa mátrixában a hematit ($229, 241, 294, 405 \text{ cm}^{-1}$). A kontaktusnál érintkező litofációs éles határral különültek el. A perlites riolit alanyagában a káliföldpát (513 cm^{-1}) az összesült tufában inkább a kvarc (463 cm^{-1}) uralkodott (3c. ábra). A krisztobalit ($228, 416 \text{ cm}^{-1}$) és tridimit ($400, 420 \text{ cm}^{-1}$) azonosítása jelzi az üveg devitrifikációjának termékeit (kontakt zóna 3c ábra, 4c ábra).

4.3. Infravörös spektrometria

Az infravörös spektrumokon az üveg víztartalmát a 2900 és 3700 cm^{-1} között megjelenő, kissé aszimmetrikus csúcs jelzi, amelynek intenzitása perlit esetében volt a legnagyobb (5e ábra). A 3629 és 3697 cm^{-1} hullámszám értékeknél megjelenő kisebb csúcspozíciók az üveg átalakulási termékeiben, agyagásványokban (valószínűleg beidellit) megjelenő vízre utalnak. Ezek legnagyobb intenzitással a gyengén összesült piroklasztitoknál jelentek meg, de a kontaktus közeléből származó mintáknál is azonosíthatóak voltak (3c. ábra), a perliténél hiányoztak (5d ábra). Az

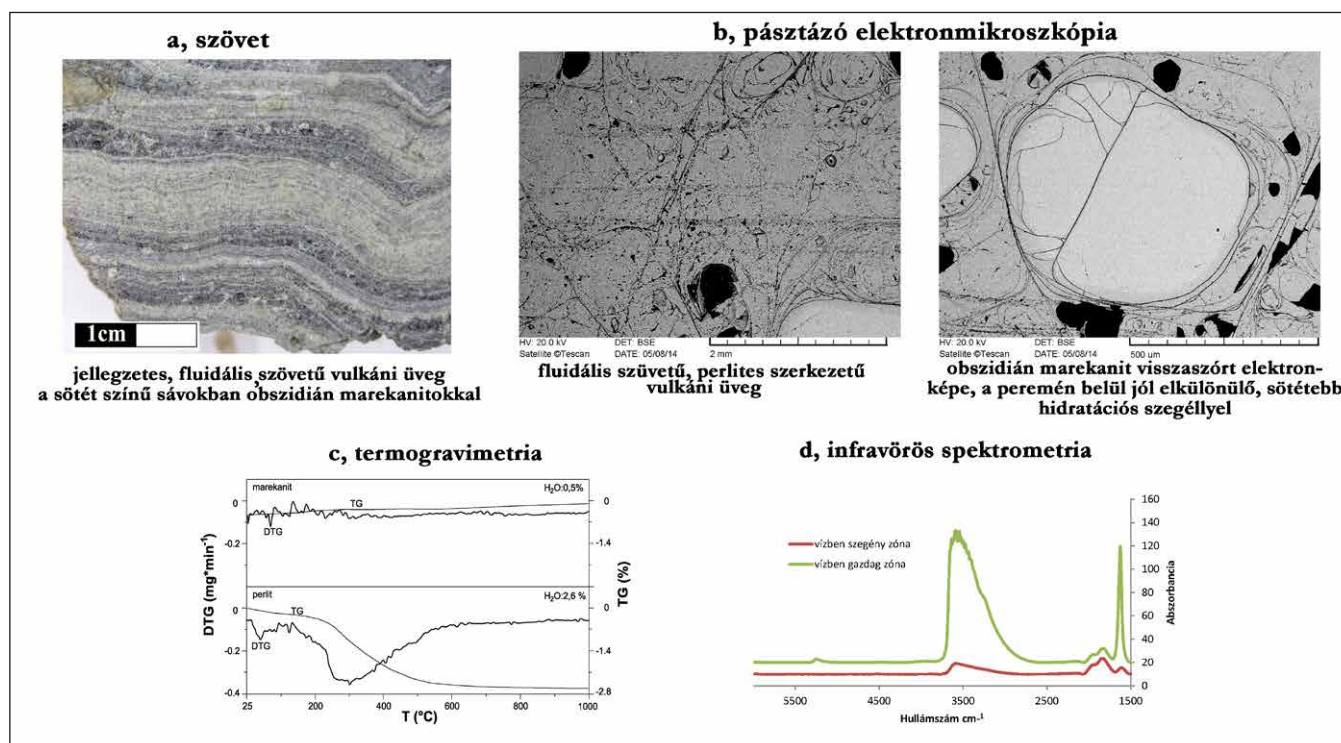
5200 cm^{-1} értéknél megjelenő kisebb abszorbancia csúcs szintén molekuláris víz jelzi (perlit, 5e ábra). Az 1500 és 2000 cm^{-1} között jelentkező, kvarcban is megjelenő (Bíró et al. 2016) nagyobb intenzitású csúcspozíciók a Raman mérések alapján a devitrifikáció során keletkezett SiO_2 polimorf módosulatot, valószínűleg a krisztobalitot az azonosítják (3e. ábra)

4.4. Termogravimetria

A legkevesebb szerkezeti vizet az obszidián tartalmazta, amely egyenletesen, jellegzetes vízvesztési csúcs nélkül távozott. A perlitváltozatok víztartalma nem érte el a 3%-t (3. 4 ábra). Az adszorptív víztartalom ($< 200^\circ\text{C}$) a riolitoknál és az összesülési zónában volt jelentősebb. A devitrifikáció megjelenésével a nagyobb hőmérsékleten ($400^\circ\text{C} <$) távozó víz aránya jelentősen lecsökkent. A gyengén összesült tufa agyagos elbontására 500°C -nál megjelenő vízvesztési csúcs utal.

5. Diskusszió és konklúzió

A Miocén vulkanizmus befejezése eltelt 10 millió évet a geomorfológiai inverzió mellett a középhegységi zóna intenzív eróziója jellemezte (Karátson 2006). Ennek köszönhetően paleovulkáni területen a vulkáni testek olyan belső részei is feltárulnak, amelyek fiatal vulkáni formák esetében nem vizsgálhatóak. A tokaji Nagy-hegy észak-keleti lábánál, a Szent-kereszt gerinc elvégződésénél található, a több száz éves csárdáról elnevezett Lebu perlitfal. Jelentőségét 200 éves kutatástörténete mellett az intenzív erózióknak köszönhetően feltáruló lávaár-piroklasztit



5. ábra A marekanitos perlit litofácies anyagvizsgálati eredményei

kontaktzóna adja. A korábbi publikációk fókuszában a marekanitos perlit vizsgálata állt (Townson 1797, Esmark 1798, Szabó 1866, I Perlaky 1972). A kontaktzóna leírása és az összesülés jelenségének felismerése a közelmúltban történt meg (Szepesi 2013, Szepesi, Kozák 2014).

A Lebuj perlitfal litofációseinek új anyagvizsgálati eredményei rekonstruálhatóvá teszik a riolit-piroklasztit összetetre települő lávaár kontaktzónájában lezajlott folyamatokat. A feltárás legmélyebb helyzetű litofációse a szferolitos riolit (1, 2. ábra). Egyenetlen, eróziós felszínére a közeli explóziók anyagából egy vékony (1-3 m) piroklasztit réteg települt. A fluidális szöveti részletek gyakorisága alapján a nagy viszkozitású olvadék kisebb lávaárát képezve ezen a felszínen kezdte meg helyfoglalását. A breccsa zóna hiánya a kontaktuson közel azonos hőmérsékletű anyagokat feltételez, amely kis extrúziós rátára és mozgási sebességre utal.

A kontaktjelenségek legintenzívebben a lávaár közvetlen fekéjűt, a piroklasztit összetet érintették, amely az összesülés intenzitásváltozása alapján szövetileg és ásványtanilag is tagolható. A közvetlen kontaktustól kissé távolabb, a riolit fölött egy gyengén összesült zóna rajzolódik ki. Az anyaga bár lazább, az üvegtörmelék eredeti szerkezetét elveszítette, a devitrifikáció eredményeként főként tridimit képződött (3. ábra, SEM felvétel). Az FTIR és TG vizsgálatok alapján intenzívebb agyagos elbontást szenvedett. A beidellit képződése, a vas mobilizációja és a tridimit megjelenése alapján a savanyú piroklasztitok sajátos átalakulási zónáját képviseli (Keller, Hanson 1968, Christidis, Dunham 1997).

Az intenzíven összesült és újraolvadt piroklasztit (0,5 m vastagság) csak a mélyebb helyzetű zónákban jelenik meg (3a ábra), amely a környezeti feltételek (hőmérséklet, víztartalom) kis távolságon belüli (~m) változékonyságára hívja fel a figyelmet. A TG és FTIR adatok jól szemléltetik, hogy az intenzívebbé váló devitrifikáció a víztartalom csökkenésével járt együtt. Az infravörös spektrumokon és Raman térképezéssel is azonosított krisztobalit

a folyamatra jellemző SiO₂ polimorf módosulat (Rowe et al. 2012). A térképezés jól szemlélteti a kontaktuson érintkező anyagok eltérő ásványtani sajátosságait is, a piroklasztit kvarcban gazdagabb törmelke mellett a láva inkább kálföldpátos összetételű (3c. ábra).

Az izolált foltban megjelenő vörös-fekete perlitbreccsa vulkanológiai szempontból további egyedi szöveti bélyegekkel gazdagítja a feltárást. Fiamme szerűen elvonszoló üvegtörmelke az összesült autobreccsák jellegzetes szöveti típusa. A perlit litoklasztok üvegesek, többnyire devitrifikációtól mentesek (Raman térkép, 4c. ábra). A mátrix horzsás törmelke a lávadómok külső zónájának szöveti jellegeit hordozza, helyzete alapján a lávaár által maga alá gyűrt breccsájaként értelmezhető (Harris et al. 2002) és az újraolvadási jelenségek miatt az összesülési zóna litofációseire sorolandó.

A perlités riolit a lávaár legalsó litofációse és az intenzíven összesült zónához hasonlóan üveganyaga erőteljes devitrifikációt szenvedett (4. ábra), a krisztobalit és tridimit megjelenése mellett jelentős mennyiségű kálföldpát képződésével (Raman térkép 3c. ábra). A rendszerben lévő víz mobilizációja nagyméretű (dm), koncentrikus kristályosodási peremekkel jellemezhető hólyagüregek (litofizák) képződéséhez is hozzájárult.

A feltárás magasabb helyzetű részei felé haladva a perlités kőzetüveg a riolit arányának csökkenésével fokozatosan uralkodóvá válik. A litofácies jellegzetességét a perlités szerkezetekben elhelyezkedő obszidián magok (marekanitok) adják. A két üvegtípus között az FTIR és TG vizsgálatok több százalékos különbséget mutattak ki, amely a perlitésedés során bekövetkező víz szöveti diffúziójának következménye. A marekanitok tulajdonképpen a tökéletlen hidratációs folyamat relikumaként értelmezhetők. Az egymásra települő egységek hűlési folyamatait összegezve a riolit faciesek kialakulására, a devitrifikáció szöveti változatainak megjelenésére csak nagyobb hőmérsékleten, a szilikátüveg termodinamikai szolidusza fölött (*glass transition temperature* -*T_g* ~650 °C, Bagdassarov et al.

1999) volt lehetőség. A víz szöveti diffúziója ettől kisebb hőmérsékleten következett be.

A perlitesedés folyamatát korábban posztgenetikus folyamatként írták le (Szabó 1866, Friedman et al. 1966, I Perlaky 1972). Az újabb vizsgálatok szerint a perlitesedés a T_g alá hűlő, dermedő lávában 400 °C hőmérsékletig a legintenzívebb (elsődleges hidratáció). Ennek elérése egy nagyobb lávadóm hűlése során több hónapig is eltarthat (Aulock et al. 2013). 400 °C alatt a H₂O diffúzió sebessége nagyságrendekkel lecsökken (másodlagos hidratáció, Denton et al. 2012). Ezt az időbeliséget szöveti vizsgálataink igazolták, ahol a megszilárdulás utolsó stádiumában migráló vasgazdag fluidfázis a már kialakult perlites szövet koncentrikus repedéshálózatát is kitöltötte (4b. ábra).

Irodalomjegyzék

- Aulock F. W., Nichols, A. R. L., Kennedy, B. M., Oze, C. (2013): *Geochimica et Cosmochimica Acta* 114, 72-80
- Bagdassarov, N., Ritter, F., Yanev, Y. (1999): *Glass Science and Technology- Glastechnische Berichte* 72, 277–290.
- Bíró, T., Kovács, I. J. Király, E., Falus, Gy., Karátson D., Bendő Zs., Fancsik, T., Sándorné K. J. (2016): *European Journal of Mineralogy* 28, 313-327.
- Blake, S. (1990): In Fink, J.H. (Ed.), *Lava Flows and Domes*, 88–126.
- Bull, F. K., McPhie, J. (2007): *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 164, 205-216.
- Cas, R. A. F., Wright, J. V. (1987): *Allen and Unwin* 528 p.
- Christidis, G., Dunham, A.C. (2007): *Clay Minerals* 32, 253-270
- Denton, J., Tuffen, H., Gilbert, J.S., Odling N. (2009): *Journal of Geological Society* 166, 895-904.
- Esmark, J. (1798): *Kurze Beschreibung einer mineralogischen Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und das Bannat. – Freyberg.*
- Friedman, I., Smith, R. L. Long, W.D. (1966): *Geological Society of America Bulletin* 77, 323-328.
- Harris, A. J. L., Flynn L. P., Matias, O., Rose, W. I. (2002): *GSA Bulletin* 114, 533-546.
- Ilkeyné Perlaki E. 1972: Kézirat 256 p.
- Karátson, D. (2006): *Acta Geologica Hungarica*, 49, 285–309.
- Keller W:D:, Hanson R. F. 1968 *Clays and Clay Minerals* 16. 223-229
- Lexa J., Seghedi I., Németh K., Szakács A., Konecný V., Pécskay Z., Fülöp A., Kovacs M., 2010. *Central European Journal of Geosciences* 2, 207-270.
- Szabó J. (1866):. *Matematikai és Természet Tudományi Közlemények* 4, 226-303.
- Rowe, M.C., Ellis, B.S., Lindeberg, A. (2012): *American Mineralogist* 97. 1685-1699
- Szepesi J.2013 XV. Székelyföldi Geológus Találkozó, 65-68
- Szepesi J., Kozak, M. 2014: *Earth System Dynamics*, 418.
- Townson R. 1797: *London XI.* 261-303
- Zelenka T., Gyarmati P., Kiss, J. (2012): *Central European Geology* 55, 49-84.

A LUMINESZCENS KORMEGHATÁROZÁS ALKALMAZOTT MÓDSZEREI ÉS EREDMÉNYEI A MAGYAR FÖLDTANI ÉS GEOFIZIKAI INTÉZETBEN

Thamóné Bozsó Edit¹, Nagy Attila², Füri Judit²

¹ Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Földtani Kutatási Főosztály, Budapest

² Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Geokémiai és Laboratóriumi Főosztály, Budapest

e-mail: bozso.edit@mfgi.hu

1. Bevezetés

A lumineszcens kormeghatározás azt a lumineszcenciát használja fel, amely az ásványokban az őket ért radioaktív sugárzásból elnyelt és tárolt energia felszabadulásakor jelentkezik gerjesztés hatására. Az 1960-as években kifejlesztett termolumineszcens (TL) kormeghatározás a melegítés hatására fellépő fénykibocsátás, az 1980-as évek közepétől alkalmazott OSL (optically stimulated luminescence) kormeghatározás a fénnel történő gerjesztés nyomán jelentkező lumineszcencia mérésén alapul.

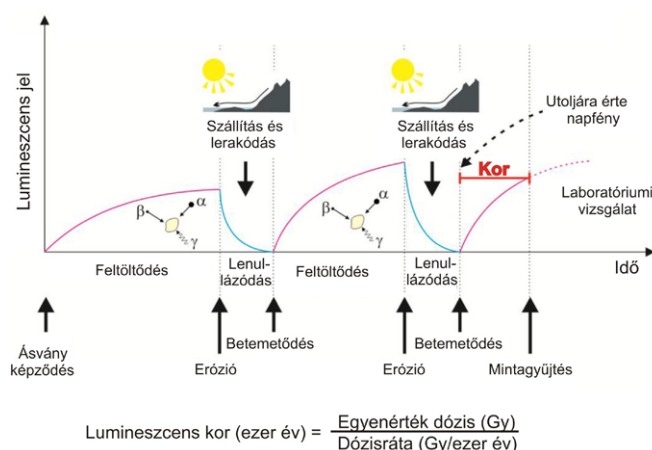
Magyarországon először Borsy et al. (1979) végeztek TL kormeghatározást paksi és mendei lösz mintákon a Központi Fizikai Kutató Intézet TLD-04 műszerével. Egy ideig az MTA Izotópkutató Intézetében is folyt termolumineszcens kormeghatározás régészeti leleteken Harshaw 2000 mérőműszer segítségével (pl. Benkő et al. 1989). Később külföldi laboratóriumokban számos TL, majd OSL koradat született a magyarországi löszökön (pl. Wintle, Packman 1988, Zöller, Wagner 1990, Pécsi et al. 1995, Frechen et al. 1997, Novothny et al. 2002, 2009), és futóhomok előfordulások anyagán (pl. Ujházy et al., 2003). A lumineszcens kormeghatározási módszer alapjairól magyar nyelven olvasható Aitken (1982) kézikönyve Benkő Lázár fordításában, amely a termolumineszcens kormeghatározás régészeti alkalmazását mutatja be. Az OSL kormeghatározásról a Földrajzi Értesítőben és a Földtani Közönyben jelent meg egy-egy áttekintő publikáció (Novothny, Ujházy 2000, Thamóné Bozsó, Nagy 2011). 2003 óta a Magyar Állami Földtani Intézetben (a későbbi Magyar Földtani és Geofizikai Intézetben), 2004-től a Szegedi Tudományegyetemen, és 2011-től az Eötvös Loránd Tudományegyetemen is folyik lumineszcens kormeghatározás dán gyártmányú RISØ TL/OSL mérőberendezés segítségével.

A Magyar Földtani és Geofizikai Intézetben (MFGI) az üledékes kőzetek kvarc, illetve földpát szemcséin végzünk OSL kormeghatározást, amellyel az üledékek betemetődési korát határozzuk meg. A kvarc lumineszcenciájának mérésével általában 60-100 ezer évesnél fiatalabb, a földpát mérésével néhány százezer éves korok nyerhetők.

2. OSL kormeghatározás

Az OSL komplex jelenség, amelynek alapja a természetes kristályok esetében az, hogy azok nem tökéletesek, hanem szennyeződések, kristályrácshibákat tartalmaznak, ahol lumineszcens centrumok és szabad töltések befogadására alkalmas csapdák jönnek létre. Az üledékképződés során, a felszínen napfény hatására az ásványszemcsék kristályrácsának fényérzékeny csapdái fokozatosan kiürülnek,

lumineszcens jelük lecsökken, ideális esetben lenullázódik (1. ábra), máskor megmarad egy reziduális szint. Az ásványok csapdái lerakódás után betemetődve, fénytől elzárva fokozatosan újra feltöltődnek az őket érő radioaktív ionizáló sugárzás hatására. Ez a sugárzás elsősorban a környező üledékek radioaktív izotópjainak (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Rb) bomlásából származik, amihez kismértékben a kozmikus sugárzás is hozzájárul. Az ionizáló sugárzás nagyságának és időtartamának növekedésével arányosan nő a csapdák feltöltődése egészen addig, amíg a csapdák teljesen telítődnek. A telítődés határt szab a lumineszcens kormeghatározásnak, mivel a további radioaktív sugárzás már nem okoz növekedést a lumineszcenciában.



1. ábra Az OSL kormeghatározás elvi vázlata Mellet (2013) nyomán

A fénytől védett mintavétel, és a gyenge vörös fény mellett végzett minta-előkészítés után mért lumineszcens fény, azaz a gerjesztés hatására kibocsátott fotonok száma arányos a csapdázott elektronok számával, ami pedig az ásványok által elnyelt radioaktív sugárzásból származó energia mennyiségével áll egyenes arányban (Aitken 1998). A lumineszcens mérések során a természetes lumineszcencia és a különböző dózisu laboratóriumi mesterséges besugárzások után fellépő lumineszcencia alapján kiszámítható az üledékszemcsék által a betemetődés időtartama alatt elnyelt ionizáló sugárzás dózisa, pontosabban az azzal egyenértékű laboratóriumi dózis (ekvivalens, vagy egyenérték dózis, D_e).

A betemetett ásványszemcsék által időegység alatt elnyelt radioaktív ionizáló sugárzási energia a dózisiráta, amely az OSL mintát körülvevő üledékanyag sugárzását mérve és a kozmikus sugárzás értékét az adott helyre kiszámítva, valamint az üledékanyag nedvességtartalmát figyelembe véve határozható meg.

Az egyenérték dózis és a dózisirata hányadosa adja meg a lumineszcens kort, vagyis azt, hogy mikor érte utoljára napfény az üledéket, ami a betemetődés óta eltelt időtartamot fejezi ki (1. ábra).

2.1. Mintavétel és minta-előkészítés

Mivel a mintákat a lumineszcens mérések előtt nem érheti fény, illetve a lehető legkevesebb fény érheti, ezért azokat fényt át nem eresztő (PVC) csővel gyűjtjük be a feltárásokból. Az ilyen csővel mélyített fúrások, majd a csőben hagyott fúrómagok is alkalmasak a vizsgálatra. Kemény üledékanyagból pl. löszből a minta kifaragásával és azonnal fényt át nem eresztő fekete műanyag zacskóba helyezésével történik a mintavétel. Az üledék radioaktív izotóp tartalmának vizsgálatához az OSL minta közvetlen környezetéből kb. 1 kg reprezentatív mintát veszünk. A nedvességtartalom meghatározásához jól záródó mintatárolóba gyűjtünk egy kevés üledékanyagot. Az MF-GI-ben jelenleg az OSL kormeghatározás ún. durvaszemű módszerét alkalmazzuk, amire elsősorban a homokok alkalmasak, de kőzetliszt, illetve lösz, paleotalaj, és egyéb üledék is megfelelő, ha elegendő homokfrakciót tartalmaz, és ha feltehetően megfelelő fény érte a betemetődés előtt. A minták előkészítése sötétben, gyenge vörös fény mellett történik, ami nem okoz számottevő változást az ásványok lumineszcenciájában. Először eltávolítjuk a mintavető cső végeinél és a kifaragott kőzetdarab felszínén a mintavétel során fényt kapott üledékanyagot. Ezután vizes szitálással különítjük el a vizsgálatra szánt szemcsefrakciót a 90 és 225 μm közé eső tartományban, leggyakrabban a 100–160 μm -es szemcséket. Az előkészítés során az üledékanyagból hidrogén-peroxiddal távolítjuk el a szerves anyagot, és 10%-os sósavval a karbonátokat. A földpát szeparálása esetében a szemcsék bevonatát és az aggregátumokat Na-oxalát oldattal (0,01N $\text{C}_2\text{Na}_2\text{O}_4$) távolítjuk el. A kiszáritott mintákból a kvarcdús, vagy K-földpátban dús részleget nátrium-poliwolframát (SPT: $\text{Na}_6[\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40}]\cdot\text{H}_2\text{O}$) vizes oldatából készült nehézfolyadékok segítségével szeparáljuk. A további tisztításhoz és a szemcsék alfa-sugárzásnak kitett, kb. 10 μm -es felszíni rétegének lemaratásához hidrogén-fluoridos étetést alkalmazunk (kvarc esetében 60 percen át 40%-os HF, földpát esetében 40 percig 10%-os HF), amit 10%-os sósavas kezelés követ. Az előállított tiszta kvarc, illetve földpát frakció szemcséit 10 mm átmérőjű rozsdamentes acél mintatartó korongok (diszkek) közepére ragasztjuk fel 2, 5, vagy 8 mm átmérőjű területre szilikon spray segítségével, úgy hogy a szemcsék egyetlen réteget alkossanak.

2.1. Lumineszcens mérések

Az MF-GI-ben az OSL méréseket dán gyártmányú RISØ TL/OSL DA-15C/D berendezéssel végezzük. A számítógép által vezérelt műszer egy mérő és egy besugárzó egységből áll (2. ábra).

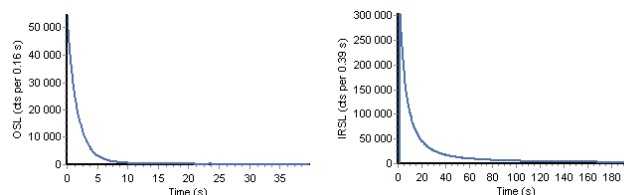
A kivethető mintatartó kerékbe helyezett mintatartó diszkeket a kerék elfordulása juttatja besugárzási és mérési helyzetbe. Az utóbbi helyen történik a szemcsék megvilágítása és szükség szerinti felmelegítése is. A mérések során a kvarc lumineszcenciájának gerjesztése kék (470 ± 20 nm), a földpáté infravörös (870 ± 40 nm) fényű LED-ekkel történik. A kvarc lumineszcens emissziója a közeli UV tartományban 365 nm körül jelentkezik, a földpáté az

ibolya színtartományban, 410 nm körül. A lumineszcens fényt, amely a gerjesztés után szinte azonnal jelentkezik, fotoelektron-sokszorozó (PM cső, bialkáli EMI 9235QB PMT) detektálja az elé beiktatott fényszűrőkön át a 340 ± 80 nm-es, illetve a 400 ± 80 nm-es hullámhossztartományban.



2. ábra RISØ TL/OSL DA-15C/D típusú lumineszcens mérőberendezés és a mintatartó kerék (MFGI)

A beütések számát sokcsatornás analízátor rögzíti, kvarc mérése során 40, földpát mérése esetén 200 másodpercen keresztül. A mérési adatokból kirajzolódik az OSL szignál, illetve OSL görbe, ami a lumineszcens fény intenzitását, azaz a beütésszámot a gerjesztési idő függvényében ábrázolja (3. ábra). Ez a görbe folyamatosan csökken, eleinte gyorsan, majd egyre lassabban, a csapdák kiürülésének megfelelően.

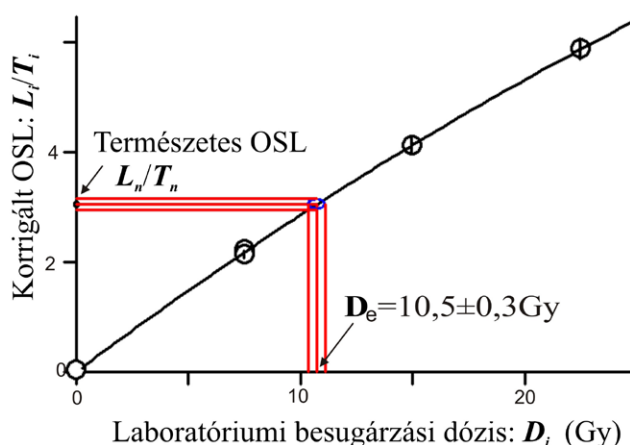


3. ábra Tipikus OSL görbék kvarc (a) és földpát (b) mérése során

A lumineszcens mérőműszerben a minták egyenérték dózisének meghatározásához szükséges laboratóriumi radioaktív besugárzást $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ zárt sugárforrás biztosítja, amely max. 2,27 MeV energiájú β részecskéket bocsát ki. A kívánt mérősortozatot programfájlban adjuk meg, amely tartalmazza a megvilágítás fajtáját (kék vagy infravörös), intenzitását és időtartamát, a felmelegítési sebességet, a maximális hőmérsékletet, a radioaktív besugárzások időtartamát, a lumineszcens mérések időtartamát, és az OSL mérés adatpontjainak számát. 200 °C-nál magasabb hőmérséklet alkalmazása esetén az oxidáció és az abból adódó hamis lumineszcencia elkerülése érdekében nitrogénnel feltöltött térben történnek a mérések. Egy-egy mérősortozat lefutásának időtartama több óra, több nap is lehet. A lumineszcens mérési görbék kiértékelését az erre a célra kifejlesztett Analyst program segítségével végezzük (Duller 2015).

A lumineszcens mérések során a jelenleg legelfogadottabb SAR (single aliquot regenerative dose) eljárást alkalmazzuk (Wintley, Murray 2006). A kiválasztott lumineszcens mérések és az adott minta OSL kormeghatározásra való alkalmasságának eldöntéséhez különböző tesztméréseket alkalmazunk (recirkulációs arányteszt, rekuperáció teszt, dózis visszanyerési teszt, növekedési görbeteszt, továbbá kvarc mérése során infravörös-teszt, előmelegítési platóteszt és termikus átmenetteszt, a földpát kormeghatározása során anomális kifakulás-, azaz fading teszt). A

A kvarc OSL kormeghatározása sok szempontból előnyösebb, mint a földpáté, mivel a kvarc gyakoribb ásvány, és a lumineszcens jele a napfény hatására gyorsabban lenullázódik, így a földpátokkal ellentétben nem kell reziduális dózissal számolni, és a kvarcban nem lép fel anomális kifakulás sem (melynek során normál hőmérsékleten elektronok szöknek ki a termikusan stabilnak tekintett csapdákból). Ugyanakkor hátrányt jelent, hogy a kvarcnak gyengébb, halványabb a lumineszcenciája, kisebb radioaktív dózis hatására telítődik, nagyobb termikus transzfer léphet fel benne a földpáthoz képest, és a kvarc SAR-OSL módszerrel többnyire csak 100 ezer évesnél fiatalabb korok határozhatók meg, míg a földpát mérésével idősebb, akár néhány százezer éve lerakódott üledékek is datálhatók.



4. ábra. Az egyenérték dózis (D_e) meghatározására szolgáló korrigált regenerációs OSL növekedési görbe, amely a laboratóriumi radioaktív besugárzások (D_β), és az utánuk adott teszt dózis hatására létrejött lumineszcens jelek hányadosa (L/T , L/T) alapján rajzolódik ki

2.2. A dózisiráta meghatározása

Az üledék radioaktív izotóptartalmának meghatározását az OSL minta közvetlen környezetéből vett 0,8–1,0 kg

representatív mintahányag nagy felbontású gamma-spektrometriai mérésével végezzük. A spektrum felvétele Canberra-Packard gyártmányú hordozható nagy spektrális érzékenységű, folyékony nitrogénnel hűtött HpGe félvezető detektorral történik 0–1500 keV energiatartományban általában 60 000 másodpercen át. A kiértékeléshez korábban „Sampo 90” (Canberra-Packard), az utóbbi időben „GenieTM2000 V.3.2” (Canberra-Packard) programot alkalmazunk. A kiszámított radioaktív izotóp koncentrációk alapján meghatározzuk az üledék által elnyelt béta- és gamma-sugárzás nagyságát a nedvességtartalom figyelembevételével. Földpát kormeghatározása során az előzőkhöz hozzáadódik a kálföldpát ^{40}K -tartalma miatti belső dózisérték, és ha hidrogénfluoridos kezelést nem alkalmaztunk (pl. a földpát frakció kis mennyisége miatt) akkor az alfa-sugárzással is számolunk.

A dóziráta általában legkisebb részarányú összetevője a kozmikus sugárzásból adódik, melynek nagysága a minta felszín alatti mélységétől, földrajzi helyzetétől és nedvességtartalmától is függ.

Mivel a víz jelentősen gyengíti a rajta áthaladó radioaktív sugárzást, ezért a dózisérték kiszámításához az üledék betemetődés időtartama alatti nedvességtartalmának becslése szükséges, amihez felhasználjuk az üledék jelenlegi és telített nedvességtartalmának mért értékeit, és figyelembe vesszük a minta fáciesét, betemetődés-történetét, domborzathoz és talajvízszinthez viszonyított helyzetét.

2.3. Az OSL korok pontossága és megbízhatósága

Ideális esetben a mintán mért egyenérték dózisok (D_e) eloszlása szimmetrikus és szűk határok között változik, ezért a kor a D_e értékek számtani átlaga alapján számítható ki. Gyakran azonban aszimmetrikus, ferde, vagy többmaximumos az eloszlás, ami főként akkor tapasztalható, ha az üledéket a betemetődés előtt nem érte elegendő fény, illetve ha a radioaktív izotópok eloszlása inhomogén az üledékanyagban. Az egyenérték dózis értékek eloszlásának alakja és statisztikus jellemzői alapján pl. centrális kort, minimum kort, vagy kevert kort (Galbraith et al. 1999) számítunk.

Az OSL kor pontossága általában $\pm 5\text{--}10\%$. Az egyenérték dózis meghatározása során a véletlenszerű mérési hiba a részminták számának növelésével csökkenthető. Nagyobb hibát okoz, ha a korszámításhoz használt egyenérték dózis megállapítása nem a D_e értékek eloszlásának megfelelő modell szerint történik.

A dózisirata hibájához hozzájárul a radioaktív izotóptartalom meghatározásának és a nedvességtartalom mérésének pontatlansága is. A dózisirata megbízhatóságát csökkenti, ha a vizsgált üledékben a lerakódás időtartama alatt megbomlott a radioaktív egyensúly, például az ^{238}U bomlási sorában keletkező radioaktív ^{222}Rn -gáz eldiffundált, vagy ha az oldható uránásványok a talajvízzel eltávoztak, illetve ha a talajvízzel radioaktív izotópok érkeztek. Az üledék ásványos inhomogenitása is csökkenti a pontosságot, amit a nagy káliumtartalmú ásványok (pl. kálicföldpátok), valamint a magas Th vagy U-tartalommal rendelkező ásványok (cirkon, monacit, uraninit, apatit) egyenetlen eloszlása, helyenkénti dúsulása okoz. A kvarcczemcsék radioaktív zárványai (pl. cirkon, apatit, kálicföldpát) is növelik a sugárzás inhomogenitását. Az üledék betemetődés alatti átlagos nedvességtartalma sem állapítható meg pontosan. A kozmikus sugárzás becslésének pontosságát

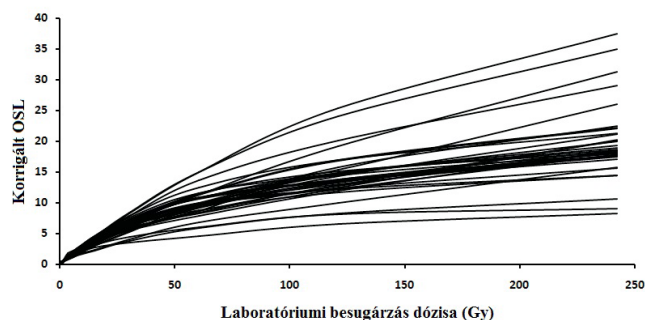
csökkenti, hogy a minta betemetődés alatti mélységét gyakran nem lehet teljes bizonyossággal megállapítani. Az OSL kor ± 5 –10%-os hibája az idősebb minták esetében több ezer, vagy tízezer év bizonytalanságot is jelenthet, amit feltétlenül figyelembe kell venni a korok értelmezése során.

3. Eredmények

Az MÁFI-ban, illetve MFGI-ben alkalmazott OSL kormeghatározás eddigi eredményei elsősorban a földtörténet utolsó 50–60 ezer évének ismeretéhez nyújtottak adatokat. Az OSL korok segítették a folyóvízhálózat múltbeli változásainak rekonstruálását, például a Körös-medencében, az Érmellék területén, és a Tisza mentén (Nádor et al. 2007a–b, Thamó-Bozsó et al. 2007a–b, Cserkész-Nagy et al. 2012). Az OSL korok helyességét a Körös-medence több szelvényében talált faszénmaradványok radiokarbon koradatai is alátámasztották. Az OSL koradatok neotektonikai mozgások időpontjának becslését, behatárolását tették lehetővé az ÉNy-Himalájában (Singh et al. 2008) és Somogyban, ahol a folyóvízi és löszszerű üledékek mellett egy paleotalaj-réteg betemetődési korát is meghatároztuk (Thamó-Bozsó et al. 2010b). A folyóvízi és lejtőüledékek, valamint dűne homokok kora a Vértes előterében és a Pesti-síkság teraszain a felszínfejlődés pontosabb megismerését tette lehetővé (Thamó-Bozsó et al. 2010a, 2015). Az utóbbi helyen, földpáton végzett kormeghatározással több százezer éves minimum korokat is sikerült nyerni. Egykori jégékeket kitöltő üledékanyag korának meghatározása a paleoklíma alakulásához adott újabb információkat (Fábián et al. 2014). Gyakran jelentkezett igény régészeti lelőhelyek üledékeinek kormeghatározására is (pl. T. Biró et al. 2010), ahol az OSL koradatok a régészeti leletek korával is összevethetők voltak. Az egyik lelőhelyen dendrokronológiai koradatok is ismertek, melyekkel az OSL korok jó egyezést mutattak (Fiebig et al. 2009). Az eddigi vizsgálataink alapján megállapítható, hogy a kvarc lumineszcens tulajdonságai, OSL kormeghatározásra való alkalmassága bizonyos eltéréseket mutat a különböző üledékgyűjtő területeken, ami feltehetően a kvarc származásával és üledékképződés-történetével függ össze. Így például Magyarországon és a Kárpát-medencén belüli közeli területeken a késő-pleisztocén és holocén üledékekben a kvarc lumineszcenciája viszonylag gyenge, halvány, míg Franciaországból általában erős, fényes lumineszcenciával, Indiából viszont nagyon gyenge lumineszcens fényt kibocsátó kvarcot tartalmazó mintákat vizsgáltunk. Már a kvarc frakció szeparálása során is jelentkeztek különbségek. A francia mintákból 60 perces 40%-os HF-os kezeléssel (néha sűrűség szerinti szeparáció nélkül is) nagyon tiszta kvarc frakciót lehetett előállítani. Ugyanakkor a hazai és indiai mintákon gyakran kellett alkalmazni még további 30 perces 40%-os HF-os kezelést, de még azután sem volt minden minta kvarc frakciója megfelelő tisztaságú. Ezeknek a különbségeknek a kvarc eltérő forrásközetekből való származásán kívül még az áthalmozódás is oka lehet, melynek során a lumineszcens csapdák többször kiürülnek és feltöltődnek. Az Indiából vizsgált üledékanyag valószínűleg főként közvetlenül a metamorf és magmás forrásközetek lepusztulásából származik, a Franciaországból való minták nagy része viszont többszöri áthalmozódással keletkezhetek. A vizsgált hazai folyóvízi üledékekben első lepusztulási és áthalmozott,

valamint többször áthalmozott anyag is lehet.

A kvarc egyre növekvő radioaktív sugárzás hatására felépülő lumineszcenciájának változása is eltérő a különböző helyekről vizsgált üledékek esetében, amint az a hazai minták növekedési görbéin is látható (5. ábra). A gyorsan növekvő OSL görbével jellemezhető minták kisebb, 80–100 Gy sugárzás hatására telítődtek, pl. néhány Dunántúlról vizsgált minta. A lassan növekvő görbével rendelkező minták nagyobb dózis, 200–240 Gy hatására telítődtek, pl. a Tisza, a Duna, és a Körös folyóvízi üledékei.



5. ábra Hazai üledékek kvarcsemcséin mért OSL növekedési görbék

Az eddig vizsgált K-földpát frakciók lumineszcenciája mind erős, fényes volt, a Pesti-síkságon a telítettségi szintet 600–800 Gy dózis közelében érték el. Ehhez hasonló volt a francia mintákból szeparált földpát frakciók telítődési szintje is, míg az indiai minták földpátja lényegesen kisebb dózis hatására telítődött.

A különböző területekről vizsgált üledékek dózistrátája, illetve radioaktív elem koncentrációja is jelentős eltéréseket mutat, ami a szemcseméret, agyagásvány- és szerves anyag tartalom mellett a lehordási terület közettani sajátosságaival is összefügg (Thamóné Bozsó et al. 2014). Az MFGI-ben folyó OSL kormeghatározáshoz a T-046307, T-037593, T-062478 és K-75801 OTKA kutatások és Magyar-indiai Tét együttműködés nyújtottak anyagi támogatást.

Irodalomjegyzék

- Aitken, M. J. (1982): Fizika és régészet. Akadémiai kiadó, Budapest, p. 260.
- Aitken, M. J. (1998): An Introduction to Optical Dating. The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence. Oxford University Press, p. 280.
- Benkő, L., Horváth, F., Horvatincic, N., Obelic, B. (1989): Radiocarbon, 31, 992–1002.
- T. Biró K., Regenye J., Pusztai S., Thamóné Bozsó E. (2010): Archaeologiai Értesítő, 135, 5–25.
- Borsy, Z., Fészterfalvi, J., Szabó, P. P. (1979): Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, 1979, 451–459.
- Cserkész-Nagy, Á., Thamó-Bozsó, E., Tóth, T., Sztanó, O. (2012): Geomorphology, 153–154, 205–218.
- Duller, G.A.T. (2015): Ancient TL, 33/1, 35–42.
- Fábián, Sz.Á., Kovács, J., Varga, G., Sipos, Gy., Horváth, Z., Thamó-Bozsó, E., Tóth, G. (2014): Boreas, 43/3, 722–732.
- Fiebig, M., Preusser, F., Steffen, D., Thamó-Bozsó, E., Grabner, M., Lair, G. J., Gerzabek, M. H. (2009): Geoarchaeology, 24, 224–241.
- Frechen, M., Horváth, E., Gábris, Gy. (1997): Quaternary Research 48, 291–312.
- Galbraith, R. F., Roberts, R. G., Laslett, G. M., Yoshida, H., Olley, J. M.

(1999): *Archaeometry*, 41, 339–364.

Mellet, C. L. (2013): *Geomorphological Techniques* 4., http://www.geomorphology.org.uk/sites/default/files/geom_tech_chapters/4.2.6_LuminescenceDating.pdf

Mauz, B., Lang, A. (2004): *Ancient TL*, 22, 1–8.

Nádor, A., Thamó-Bozsó, E., Magyari, Á., Babinszki, E. (2007a): *Sedimentary Geology*, 202, 174–192.

Nádor, A., Thamó-Bozsó, E., Magyari, Á., Babinszki, E., Dudko, A., Tóth, Z. (2007b): *MÁFI Évi Jelentése 2005 évről*, 131–148.

Novothny, Á., Ujházy, K. (2000): *Földrajzi Értesítő* 49/3–4, 165–187.

Novothny, Á., Horváth, E., Frechen, M. (2002): *Quaternary International* 95–96, 155–163.

Novothny, Á., Frechen, M., Horváth, E., Bradák, B., Oches, E. A., McCoy, W. D., Stevens, T. (2009): *Quaternary International* 198, 62–76.

Pécsi, M., Heller, F., Schweitzer, F., Balogh, J., Balogh, M., Havas, J. (1995): *Loess in Form* 3, Budapest, MTA Földrajzi Kutatóintézet, 63–79.

Singh, V., Tandon, S. K., Singh, V., Mukul, M., Thamó-Bozsó, E. (2008): *Current Science*, 94/5, 623–628.

Thamó-Bozsó, E., Csillag, G., Fodor, L., Müller, P., Nagy, A. (2010a): *Quaternary Geochronology*, 5/2–3, 120–124.

Thamó-Bozsó, E., Csillag, G., Fűri, J., Nagy, A., Magyari, Á. (2015): 6th MSCC, *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series*, 9, p. 65.

Thamó-Bozsó, E., Magyari, Á., Musitz, B. (2010b): *Quaternary International*, 222, 209–220.

Thamó-Bozsó, E., Magyari, Á., Nagy, A., Unger, Z., Kercksmár, Zs. (2007a): *Geochronometria*, 28, 17–23.

Thamó-Bozsó, E., Murray, A. S., Nádor, A., Magyari, Á., Babinszki, E. (2007b): *Quaternary Geochronology*, 2, 168–173.

Thamóné Bozsó, E., Marsi, I., Nagy, A., Magyari, Á. (2014): *Földtani Közlöny* 144/4, 445–468.

Thamóné Bozsó, E., Nagy, A. (2011): *Földtani Közlöny*, 141/1, 41–56.

Thiel, C., Buylaert, J.-P., Murray, A.S., Elmejdoub, N. (2012): *Quaternary Geochronology*, 10, 209–217.

Ujházy, K., Gábris, Gy., Frechen, M. (2003): *Quaternary International* 111, 91–100.

Wintle, A. G., Murray, A. S. (2006): *Radiation Measurements*, 41, 369–391.

Wintle, A. G., Packman, S. C. (1988): *Quaternary Science Reviews* 7, 315–320.

Zöller, L., Wagner, G. A. (1990): *Quaternary International* 7/8, 119–128.

A MELEG-HEGYI BRECCSA (VELENCEI HEGYSÉG) VIZSGÁLATA PETROGRÁFIAI ÉS STATISZTIKAI MÓDSZEREKKEL

Tóth Ágoston¹, Benkó Zsolt², Baloghné Kiss Gabriella¹, Kovács Ivett³, Németh Tibor^{1,3},

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, Budapest

² MTA Atommagkutató Intézet, Környezet- és Földtudományi Osztály, Debrecen

³ MTA CSFK Földtani és Geokémiai Kutatóintézet, Budapest

Email: augustinus02@gmail.com

1. Bevezetés

A Velencei-hegység egyik legérdekesebb képződménye a paleozoós agyagpala és a perm gránit kontaktusán, a paleogén hidrotermás oldatáramlás hatására létrejött kovás-agyagászványos átalakulású hidrotermás breccsa a Meleg-hegy gerincében. A hegy gerincét alkotó breccsa a korábbi teleptani kutatások során komoly figyelmet kapott (Kubovics 1958; Molnár, 1996, 2004). A munka célja ezen adatok bővítése, a kőzet petrográfiai, valamint a klasztok statisztikai tulajdonságaiból az őket létrehozó közeg fizikai paramétereinek megismerése és mindennek számszerűsíthető alátámasztása.

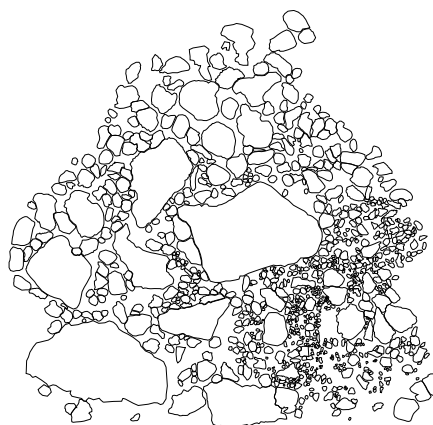
1.1 Petrográfiai vizsgálatok

A terepi munka során észlelési térkép készült, valamint a 70 db begyűjtött minta közül került kiválasztásra 4 reprezentatív lelőhelyről összesen 12 kőzetpéldány petrográfiai vizsgálatra. Referenciacsiszolat készült a breccsa környékén fellelhető kőzetekből (gránit, andezit, agyagpala, aplit), ezek az egyes klasztok eredeti anyagának felismerését könnyítették meg. Makroszkóposan és petrográfiailag is elkülönülő mintákból készült vastagsziszolat, a breccsa szövetének vizsgálata makroszkóposan és nagy felbontású scannelt képek segítségével készült. A vágott felületek megkönnyítették a szemcsehatárok megrajzolását a statisztikai vizsgálatok céljából (1. ábra).

1.2 Breccsatípusok

A breccsákat a klasztok és a mátrix anyaga és viszonya alapján 3 csoportra lehetett bontani (2. ábra). Az első típus az Ódor et al. (1983) által leírt erősen kovásodott, szemcsevázú breccsa. A klasztok túlnyomórészt kokárdás szövetűek, anyaguk kova vagy teljesen átkovásodott gránit. Több klasztgeneráció is elkülöníthető. Vékony, maximum centiméteres erekben agyagászványok is megjelennek, kaolinit és egy ASP-csoportba tartozó ásvány formájában. A második csoportba tartozó breccsák szintén szemcsevázúak, azonban kevésbé kovásodottak. A klasztok ezeknél is kokárdás textúrájúak, de lekerekítettebbek, anyaguk átalakult gránit, andezit. Agyagászványok a mátrixban is megjelennek, az előzőeken felül illitet is tartalmaznak. A harmadik csoportba tartozó breccsák nem vagy alig kovásodottak, a kokárdás textúra is sokszor elmarad.

Anyaguk agyagosodott gránit, andezit. Agyagtartalmuk a második típussal megegyező.

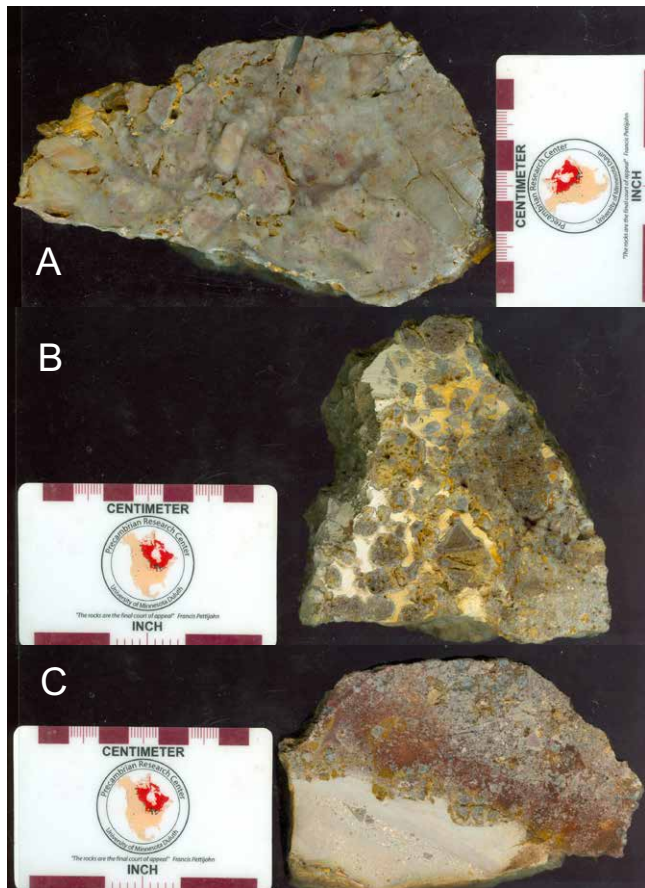


1. ábra: Statisztikai vizsgálatra előkészített breccsa

1.3 Statisztikai vizsgálatok

A bedigitalizálás után a statisztikai vizsgálatok a ImageJ programmal készültek. A legfontosabb paraméterek a szemcseméret (a szemcseméret-eloszláshoz), a terület és a kerület (a cirkularitáshoz), a klasztokkal megegyező méretű elipszis kis-, és nagyfokozatának hossza (a megnyúlási arány számításához), valamint a szemcsehatár-bonyolultság (Molnár et al, 2011; Blenkinsop 1991). Ezekből az adatokból következtethetünk a breccsa kialakulásában szerepet

játszó tényezőkre (például tektonika, hidrotermás oldatok, kémiai átalakulások szerepe), a klasztok cementáció előtti vándorlására, azonosítható az esetleges tektonikus komponenst, és a szemcse-morfológia és szemcseméret eloszlás összehasonlításával igazolhatjuk kvantitatívan is a képződmény hidrotermás eredetét (Jébrak, 1997).



2. ábra: Első (A), második (B) és harmadik (C) típusú breccsa jellegzetes példányai

Irodalomjegyzék:

- Blenkinsop, T.G., (1991) Pure and Applied Geophysics 136, 59– 86.
 Jébrak, M., (1997) Ore Geology Reviews 12, 111 –134.
 Kubovics I. (1958): Földtani Közlöny, 88, 299-314.
 Molnár, F. (1996): Platetectonics aspects of the Alpine metallogeny in the Carpatho-Balkan Region 356/2, 29-44.
 Molnár F (2004): Acta Mineralogica-Petrographica, 45/1, 55-63.
 Molnár L. Schubert F. M. Tóth T. (2011) Mérnökgeológia-Kőzetmechanika 199-211.
 Ódor L. Darányiné Tilchy M. Gyalog L. Horváth I. (1983) MÁFI évi jelentése az 1981 évről 389-411

BÁNYÁSZATI HULLADÉKKEZELŐ LÉTESÍTMÉNYEK KRITIKUS ANYAGTARTALMA ÉS POTENCIÁLBECSLÉSI LEHETŐSÉGEI

Vígh Csaba¹, Kiss János¹, Sári Katalin¹

¹ Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

e-mail: vigh.csaba@mfgi.hu

1. Másodlagos ásványi nyersanyagok fontossága

Az utóbbi években előtérbe kerültek a másodlagos nyersanyagok felhasználására irányuló kezdeményezések, köszönhetően az EU erőforrás-hatékonyságot célzó nyersanyag stratégiájának, és az így megnyíló pályázati lehetőségeknek. A korlátozottan rendelkezésre álló primer ásványi nyersanyagok felhasználása mellett a másodlagos nyersanyagok potenciáljának felmérése és hasznosíthatóságuk kidolgozása új perspektívákat jelenthet a közeljövőben. A hazai bányászati hulladéktároló létesítmények, köztük a vörösiszap zagyártározók, érces meddőhányók, valamint az erőművi pernyehányók anyaga értékes összetevőket tartalmaz: kohászati vagy hidrometallurgiai módszerekkel kinyerhető értékes fő- és nyomelemeket, valamint az építőipar számára adalékanyagként hasznosítható nyersanyagot.

2. Bányászati Hulladékkezelő Létesítmények Nyilvántartása

A Magyarországon található bezárt bányászati hulladékkezelő létesítmények nyilvántartását a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal (MBFH) megbízására hozta létre a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet az Európai Bizottság bányászati hulladék irányelvének (2006/21/EK) való megfelelés érdekében, amely előírta a környezetükre nézve potenciális veszélyt jelentő bezárt bányászati hulladékkezelő létesítmények nyilvántartásba vételét és kockázati rangsorolásukat. A nyilvántartás felállításához és az objektumok azonosításához a háttéradatok gyűjtését és térinformatikai feldolgozását terepi reambuláció is kísérte.

A különféle tájsebek, bányák, meddőhányók és zagyártározók egységesített háttéradatbázisa több mint 16 ezer objektumot tartalmaz, ennek egy töredéke került be a bányászati hulladékkezelő objektumok nyilvántartásába, ami jelenleg 1028 db létesítmény adatait tartalmazza.

2011-2012 között megtörtént az anyagtartalom szempontjából veszélyesnek ítélt objektumok (bauxit-, szén-, és ércbányászati meddőhányók, valamint a vörösiszap és fúróiszap zagyártározók) nyilvántartásba vétele és rangsorolása, majd 2013-ban elkészült az inertnek ítélt bányászati nyersanyagokra vonatkozó létesítmények (kőbányászati és építőipari nyersanyagok) értékelése.

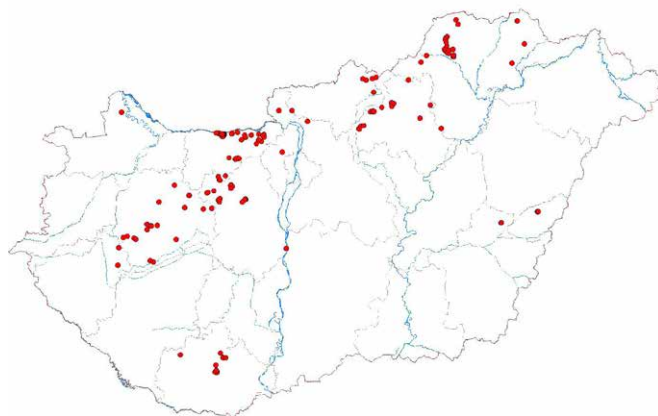
2014-2015 során elkezdődött annak vizsgálata, hogyan lehetne kiegészíteni a nyilvántartási adatbázist az egyes létesítmények területén, illetve környezetükben végzett

geokémiai vizsgálatok adataival. Jelenleg 322 mintavétel metaadatai állnak rendelkezésre a meddőhányók és zagyártározók területén korábban végzett környezetföldtani felmérésekből, a hazai ritkaföldfém-potenciál felméréséhez kapcsolódóan, valamint a Központi Földtani Hivatal Meddő adatbázisából (Kiss et al., 2016).

A nyilvántartás geokémiai adatokkal való kiegészítése amellyel, hogy támogatja az egyes bányászati hulladékkezelő objektumok környezeti kockázatának felmérését (inert és nem inert besorolás), új lehetőségeket kínál a másodlagos ásványi nyersanyagok potenciál felmérésében, értékes háttéradatokat szolgáltatva az egyes létesítmények kiterjedéséről, valamint az ott tárolt bányászati meddőanyag típusáról és összetételéről.

3. Másodlagos ásványi nyersanyagok potenciálbecslési lehetőségei

Munkánkban bemutatjuk a bányászati hulladékok másodlagos ásványi nyersanyagként való értékelését célzó, 2015-ben indított projekt célkitűzéseit és aktuális eredményeit. Terveink között szerepel a bányászati meddőanyagok felhasználási lehetőségeinek áttekintése, a vizsgálatokhoz leginkább alkalmas terepi és laborvizsgálati módszerek keresése, valamint a másodlagos nyersanyagprognózist támogató adatbázis létrehozása.



1. ábra Meddőhányó és zagyártározó objektumokon történt geokémiai vizsgálatok helyszínei (Kiss et al., 2016).

Irodalomjegyzék

Kiss, J., Detzky, G., Besnyei, A., Kónya, P. (2016): 7/2015. A bányászati hulladékkezelő létesítmények nyilvántartásával, valamint a bányászati hulladék hasznosításával összefüggő feladatok végzése, 21 p.

A NAGYBÓZSVA-PÁSKATETŐI SZUROKKŐ LELŐHELY FÖLDTANI-TELEPTANI FELÉPÍTÉSE, ÁSVÁNY- ÉS KÖZETTANA, VULKANOLÓGIÁJA

Zelenka Tibor¹, Kristály Ferenc¹, ifj. Kasó Attila², Hacsó Péter³

¹Miskolci Egyetem, Ásványtani-Földtani Intézet, Miskolc, ²Miskolci Egyetem, Ásványtani-Földtani Intézet, Miskolc ³Rotaqua Kft.,

Miskolc ³Perlit '92 Kft, Pálháza

e-mail: zelenka.tibor@gmail.com

1. Bevezetés

A Nagybózsva –Páska-tetői szurokkő lelőhelyet az 1970-s évektől a MÁFI (Ilkeyné Perlaki E –Gyarmati P) prognosztikus perlit földtani térképezése tárta fel. Ők a kőzetet perlit (láva) breccsának minősítették.

A területen az 1980-as években az OEÁ (Mátyás E.) 46 db fúrással (4112m) a földtani felépítést tisztázta. Már az 1990-es években a termelt üveges anyag előkészítése során felismerték, hogy az barnászörös színével, breccsás szövetével és nagyobb víztartalmával eltérő duzzasztási viselkedésű, mint a szürke lávából képződött pálházai típusú perlitek. Ezt követően a Páskatető D-i oldalán a Perlit 92 Kft megnyitotta a ma 4 szintben feltárt horzsás szurokkő-(perlit) breccsa termelő külfejtést. Ennek területét 2008 és 2015 között a Perlit-92 KFT-nek további 80-130 m mély magfúrásokkal (10 db) és nagyszámú hosszúlukú (30 m) porfúrásokkal sikerült pontosítani a működő külfejtés vulkáni üvegtesteinek bonyolult felépítését. A térségből származó perlit minták korábbi ásványtani vizsgálatai rendszerint 85-90 % (m/m) amorf (üveg) tartalmat mutattak ki. A kristályos alkotók között a bázikus plagioklászok vagy kvarc dominál. Járulékos alkotókként a biotit sor Mg-dús tagjai, piroxének és amfibolok, K-földpátok, ritkábban magnetit és hematit jellemző. Egy különleges alkotó a cristobalit, melyet nem egyszerű egyértelműen azonosítani, de általában jelen van (Farkas et al. 2015). Az itt bemutatott eredményeink jelentős részben gazdasági vonatkozásúak is, hiszen a s.s. perlit kiváltására alkalmasak a breccsás képződmények.

1.1. Az előfordulás földtani-teleptani felépítése, vulkanológia

A Páskatetői szurokkő lelőhely Pálháza-Kishuta-Nagyhuta közötti szarmata korú riolit kaldera szerkezet É-i sáncának peremén található, mint önálló kitörési kürtő. (Zelenka T-2012). A fekvő egy vízben felhalmozott hullott 5-30° dőlésű, I kereszt-rétegzett, vagy közel vízszintesen rétegzett, agyagásványosan bontott horzsaköves riolit üvegtufa. Ez a riolittufa vulkanológiailag freatomagmás kitörés alapi torlóárának tekinthető. A fekvő felől ezt az összeletet törték át 45-80° dőléssel a cm vastag hidrotermális kvarcdruzás erek, valamint egy többfázisú riodácit-piroklasztit ár, (ignimbrit) terítései, melynek fő tömege barnás-vöröses szurokkő üveg. A kitörés végén hamufelhő-ár kristálytörmelékes és horzsaköves kereszt-rétegzett laza üledékei képződtek. Az extrúziós kitörési kürtőben coignimbrit breccsának minősülő horzsaköves szurokkő-perlit breccsa adja a fő tömeget. A breccsás szurokkőbe utólag kis effúziós perlit testek nyomultak be, melyek a kürtő felsőszélén „kupolájában” perlitsávós üveges lithofízis-szferolitos riolit láva árákat alkotnak.

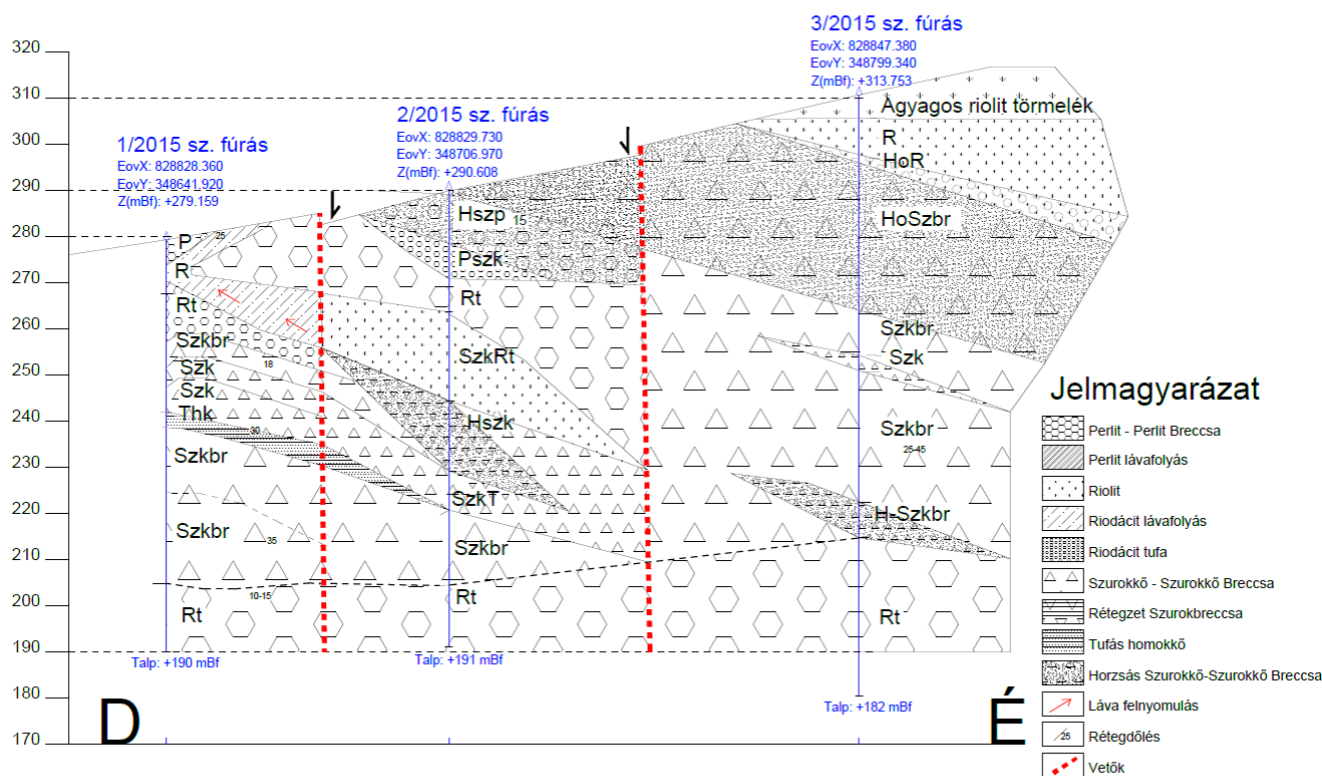
A szurokkő breccsa 85-95%-ban vulkáni üveg, mely főleg mikrobreccsás szurokkőből, horzsakőből és kevés perlitből áll (1a ábra). Az üveges alkotók mellett a lapilliknek minősíthető kristályos fázis (kvarc, szanidin, oligoklász, biotit, augit, hipersztén) csak 5-10 %-ot tesz ki. Kémiaileg 68-75% SiO₂ és, nagy alkália (7-9%), tartalmú riolitos- riodácitos összetételű piroklasztit ár, nagy kötött víztartalommal (3,8-5,0%) rendelkezik (Farkas et al. 2015).

A szurokkő-perlit breccsa hialoklasztitos szövetű, rosszul osztályozott, 5-10 cm-es világosbarna színű szögletes szurokkő darabokból, szürke perlit szemcsékből (lapillikből) ill. 20-50 cm-s visszahullott tömbökből („lagbreccia”) blokkokból áll (1b ábra).



1a ábra Páskatető I.-szint: alul rétegzett világos alapi torlóár tufa, középen megrekedt riolit láva apofíza benyomulása (kalapács), felette ignimbrites szurokkőbreccsa turbulens kitörés inhomogén szakaszaival; 1b ábra Páskatető III.-szint: felső rész kereszt-rétegzett hamu-felhő torlóár középszemcsés horzsás szurokköves tufás „homokkő” darabja

Nagybózsza Pászkatető-i Szurokkőbreccsa fúrások földtani szelvénye



A Nagybozsza Pászkatetői Földtani szelvényt dr. Zelenka Tibor, 1-2-3/2015 fúrások leírása és instrukciói alapján, készítette ifj. Kasó Attila

2. ábra A Pászkatetői külszíni fejtés falai és az ott lefúrt kutató magfúrások alapján, az alsószinten közel vízszintesen rétegzett horzsaköves riolittufa alpi torló ára található, melyre diszkordánsan települnek a különböző szemmagyságú és alkotójú coignimbrites szurokkő breccsa kiékelődő lencségei. Ebbe a breccsába nyomultak be a riolitos-perlites láva apofizák, melyek a tetőn található perlites lávafolyások gyökerei.

Ez a kőzet vulkanológiailag „coignimrit breccsa”-nak minősíthető, mely magas hőmérsékleten képződött piroklaszt ár, ezért fő kötőanyaga vörösbarna irányított szövétű „megfolyt” horzsa illetve szurokköves mikrobreccsa. A fúrások adatai alapján az É/25°-ban ferdén dőlő breccsa kürtő mérete 70-150m széles, 46-180m vastag test. Ennek előterében nagy területen található a kitörési felhőből származó különböző szemmagyságú piroklaszt ár képződmények (2 ábra).



3. ábra Pászkatető III.szinten vörös-bézs színű breccsa alatta II.szinten redukált szürke coignimbritis breccsa feltárása (2015-ben).

A szurokkő breccsa testen belül anyagi megjelenését tekintve két lényeges szintet tudunk megkülönböztetni: egy felső lilás-vöröses vagy bézsnek mondható aprótörmelék rész,

illetve egy mélyebb középszemű jobban cementált szürke részt (3 ábra). Bár petrográfiai és összetételbeli különbségek is észlelhetők, a mégis egy felső oxidált és mélyebb „primér” breccsáról kell beszélnünk.

2. Vizsgálati módszerek, elemzett minták

Az ásványtani összetételt röntgen-pordiffrakció (XRD) módszerrel vizsgáltuk, Bruker D8 Advance készüléken (Cu-Kα, 40 kV-40 mA generátor beállítás), Göbel tükörrel előállított párhuzamos nyaláb geometriában, Vantec1 helyzetérzékelő detektorral (1° ablak), 2-70 °(2θ) tartományban 0,007 °(2θ)/146s másodperc gyűjtési idővel. A szövetszerkezeti vizsgálatokat Zeiss ImageR közzettani mikroszkóppal végeztük, polírozott vékonycsiszolatokon (30 μ), áteső és reflexiós módban. Kémiai elemzések hullámhossz diszperzív röntgen fluoreszcens (WDXRF) spektrometriával (Rigaku Supermini 200, Pd sugárforrás, 50 kV és 4 mA) és pásztázó elektronmikroszkópra (SEM) szerelt energia diszperzív spektrometriával (EDS) (Jeol JXA 8600 Superprobe, 20 kV és 20 nA, grafit vezető réteg) készültek. Illótartalmat termoanalitikával mértünk (DTA-TG) (MOM Derivatograph-C, 10 °C/perc lineáris fűtés, levegő atmoszféra, 1100 °C max.)

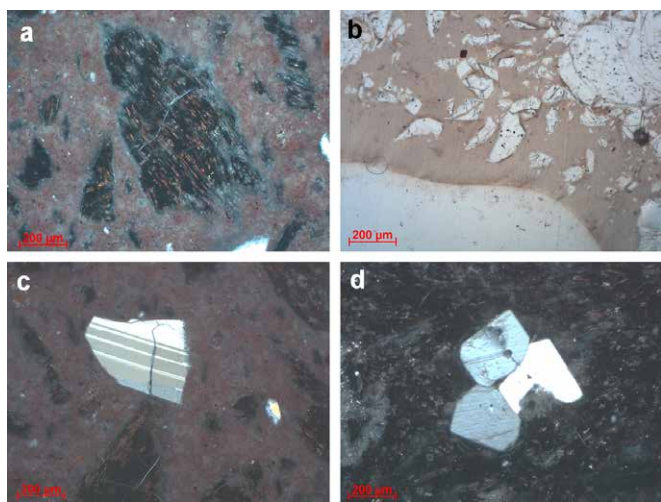
A két eltérő színű anyagra nagyobb mennyiségű átlagmintát is vizsgáltunk. Ezen felül a fúrásokból, különböző mélységből származó mintákat is kiválasztottunk. A válogatás alapja a szövetszerkezeti jellemzők voltak.

3. Vizsgálati eredmények

A vizsgálati eredményeinket módszerenként ismertetjük, az értelmezés és földtani értékelés előtt.

3.1. Szövetszerkezeti jellemzők

A réteges felépítés szerint különböző textúrájú és felépítésű breccsákat találunk. Általános jellemző a horzsaköves szerkezetű megnyúlt, szögletes breccsa elemek jelenléte (4a ábra). Ezek elrendeződése ritkán irányított, viszont a mátrixban forgásra utaló bélyegeket figyelhetünk meg. A breccsa elemek között alárendelten lekerekített, nem horzsás szemcséket is találunk (4b ábra). Ezek egy része gömbhéjas szerkezetű perlit töredék. Méreteik a 0,01 mm és 0,8 között változnak. A minták anyaga 80-90 %-ban optikailag izotróp, üveges fázis, a krisztalloklasztok főleg albit-oligoklász, ritkábban kvarc, bontott biotit és csak járulékosan relikv piroxén, amfibol vagy K-földpát töredékek.



4. ábra Breccsa elemek (horzsakő, üvegszilánk, perlit) és kvarc andezin kristályok az üveges szurokköves hematitos mátrixban. Nikol(+?)

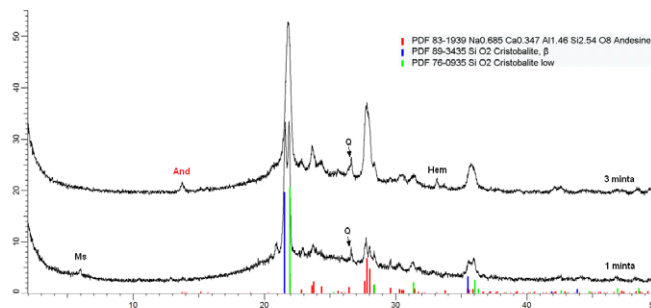
Ezek mérete nagyon változó, a szemcsék alakjától függően. A nagyrészt (> 3/4 arányban) hipidiomorf plagioklász kristályok akár az 1-2 mm-t is elérhetik. A xenomorf töredékek a 0,05-0,5 mm tartományba esnek (4c ábra). Gyakran megfigyelhetők albit kristálycsoportok, 3-4 tagból összenőve (4d ábra). A közepesen durvaszemcsés plagioklász kristályokat a lekerekített, szemcsékben találjuk beágyazva, sokszor a szemcsehatár vágja át a kristályokat.

A szemcsék anyaga és földpátok között ritka a korróziós vagy oldódási szegély, azonban mikrométeres metasomatikus bélyegek megfigyelhetők. A horzsás klasztokban csak mikrométer alatti hematit pikkelyeket találunk.

Az alapanyag a breccsa elemekhez hasonlóan szurokköves üveg, mikrométeres vagy annál kisebb kristálytöredékekkel. Jellemző, hogy a repedések mentén és a klasztok határán coignimbrit anizotróp kifejlődéseket észlelünk, a peremet követő aureolaként, vagy finomszemcsés foltok formájában. Mivel interferencia színt és kioltást nem tudtunk megállapítani, deformációs stressz zónaként illetve hidratációs fészkeként azonosítottuk ezeket. Gyakran megfigyelhetők mikroszemcsés, nagy törésmutatójú aggregátumok, melyek optikai jellegét és kioltását ugyancsak nehéz megállapítani. Ezeket alacsony hőmérsékletű (tetragonális) cristobalit csomóknak azonosítottunk.

3.2. Ásványtani és kémiai jellemzők

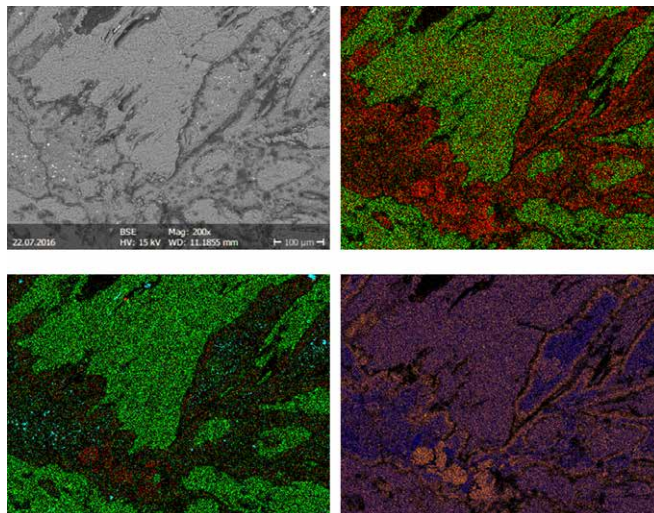
Az ásványtani összetétel az átlagminták esetében 90 m% körüli amorf anyag tartalmat mutat. Néhány százalékos mennyiségben földpátok, kvarc, csillámok, agyagásványok jelennek meg. A kristályos alkotók azonosításához eltávolítottuk az amorf púp adta háttérét, majd az így kapott görbén végeztük a Search/Match eljárást. A rétegek részletesebb elemzése során találunk cristobalitban (kőbös – magas hőmérsékletű, illetve 20-25 m% és tetragonális – alacsony hőmérsékletű 20-25 m%) gazdag részeket is (5 ábra).



5 ábra. A cristobalit dús minták XRD felvétele, alkotók azonosítása

A szurokkő breccsában a fekete vagy sötétszürke színű lekerekített klasztok teljesen amorf, míg a horzsás megjelenésű vörösbarna klasztok cristobalit és plagioklász dús anyagból épülnek fel. A breccsa elemek felszínén gyakori a század mm-nyi vastagságú sárgás szmektit bevonat, 15 Å-ös (001) csúccsal (mennyisége azonban csak a ~0,5 mg porminta vizsgálatát tette lehetővé, a diagnosztikus agyagásvány vizsgálatot nem). A plagioklászok közül az andezin összetételnek megfelelő szerkezet találatok voltak a gyakoriak (amit az EDS mérések is igazoltak), 5-15 m% között váltakozva.

A kémiai összetétel összhangban áll az ásványtani összetétellel, jelentős Al-tartalmú üveges anyag, magas Na- és K-tartalommal. Az alkáli elemek egy részét és a Ca-ot a földpátok alkotóinak kell tekintenünk, akárcsak a Si és Al esetében. A Mg és Fe a biotitban, vagy annak hiányában ugyancsak az üveges mátrixban található. Az átlagmintákban a SiO₂ 70-75 m%, az Al₂O₃ 12-14 m% között, míg a K₂O 4-5 m%, a Na₂O 1-2 m%, a CaO 0,1-1 m% és a Fe₂O₃ 1-2 m% között mozog. A MgO, MnO és TiO₂ 1000-100 ppm között mozog. Ezeken felül többé-kevésbé állandó illó a Cl (10-100 ppm) és F (10-100 ppm).

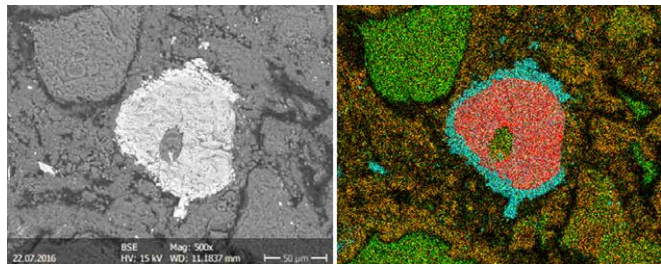


6. ábra Elemtérképek a horzsás szurokkő breccsában (K-zöld, Na-piros, Ca-lila, Fe-világoskék, Si-sötétkék, Al-narancs).

A SEM+EDS vizsgálatok során több összetételű üvegtípust találtunk, rendszerint a Na és K tartalom alapján. A döntően horzsás elemekből álló breccsák esetében Al és Na dúsulás figyelhető meg a kontaktusokon (6. ábra).

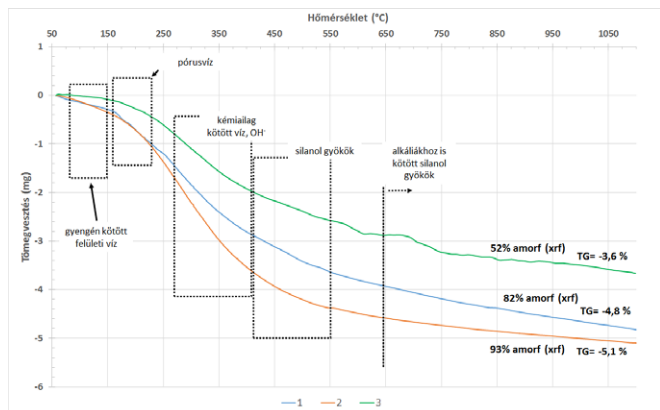
Ez részben összefügg a hasonló szöveti környezetben észlelt optikai anizotrópiával. Ugyanakkor jellemző, hogy a mátrix Na-ban, míg a horzsás klasztok K-ban gazdagabbak.

A járulékos ásványok közül ilmenit kristályokat figyeltünk meg, Fe-oxidos átalakulási szegéllyel (7. ábra). A Mg század százalékos eloszlásban az üvegben kötve van jelen.



7. ábra Elemtérképek a horzsás szurokkő breccsában (K-zöld, Na-piros, Ca-lila, Fe-világoskék, Si-sötétzöld, Al-narancs).

A termikus vizsgálatok 3-4 m%-os tömegvesztést mutattak ki az átlagmintákra. A rétegek szerinti dehidratációs reakciók változók, 1 és 10 m% közötti tömegvesztéssel. A DTA reakciók és az XRD görbék is több típusú, eltérő víz (+/- Cl, F) tartalmú üveget igazolnak. A korábban a s.s. perlitre jelzett (Thomas et al. 2014) 90-1200 °C vízvesztési tartománnyal ellentétben mintáinkon cca. 1000 °C-ig lejátszódik ez a folyamat. Fontos különbségek a H_2O +/- OH mennyiség mellett a kötés típusában (Lehman et al. 1974) is jelentkeznek (8. ábra).



8. ábra A főbb breccsa minták termogravimetriai görbéi (m/m%)

A fő tömegvesztés szélesebb tartományban, 220-600 °C között játszódik le, mint a pálházi perlit minták esetén (Mádai et al. 2014). A hevítés során kismértékű szinterezést tapasztaltunk, de olvadás nem lépett fel.

4. Az eredmények értelmezése

A plagioklász kristályok alakja és méreteik közötti összefüggés jelentős mechanikai aprózódásról tanúskodik, feltehetően a jól fejlett közepesen durvaszemcsés kristályok törmelékét találjuk a finomszemcsés xenomorf frakcióban. Ez az aprózódás a breccsa kialakulását megelőzően történt, mivel a töredékek elszigetelten ágyazódtak az alapanyagba. Az albit kristálycsoportok egy kitörés előtti kumulátum képző kristályosodási szakaszból tanúskodnak.

Az elemtérképezéssel feltárt szemcse-mátrix kontaktus elem-dúsulásai rövid ideig tartó termikus kölcsönhatásra utalnak, a mátrixot alkotó olvadék gyors kihűléssel szilárdult meg. A mátrix magasabb Na-tartalma, a klasztokhoz viszonyítva, egy kemizmusában eltérő vulkáni tevékenységre utal.

A Páskatető-i szurokkő lelőhely függőleges színbeli különbséget a hematit okozza, melyet optikai mikroszkóppal is azonosítottunk, de az üvegbe zárt mikropikkelyek, nanokristályos halmazok arra utalnak, hogy az oxidációnak a megszilárdulással egy időben kellett történni, és nemcsak posztgenetikus oxidációs zónával van dolgunk.

A termikus vizsgálatok alapján a magasabb víztartalom és elhúzódozó vízvesztés kedvezőbb a duzzasztásra nézve, mint a s.s. perlit esetében. Ugyancsak pozitív tulajdonság, hogy a magas alkália tartalom ellenére sem lép fel olvadás.

5. Következtetések

A terepi megfigyelések és kőzettani vizsgálatok alapján megállapíthatjuk, hogy a feltételezett kürtőben egy poszt-eruptív, szingenetikus törmelék képződést és breccsa keletkezést észleltünk. A szurokkő breccsában jellemző Al-Na dúsulás a szemcse-mátrix kontaktuson termikus kölcsönhatásra utal, ennek köszönhető a szmektit hátrtyák kialakulása is.

Az ásványtani megfigyeléseknek gazdasági jelentősége is van. A szurokkő a nagyobb víztartalma miatt jobban duzzad, így a duzzasztott térfogata kb 35-40 %-al nagyobb, mint a s.s. perlité. Hevítésre nem olvad és a kisebb víztartalmú „rétegek” krisztalloklaszt dús frakciója leválasztható, így nem rontja az osztályozott termék minőségét.

Irodalomjegyzék

- Cas, R.S.-Wright, J.V. (1988): Volcanic successions: modern and ancient. Chapman&Hall London, p. 528
- Cseh Németh J.-Mátyás E.-Sántha P. (1991): Nagybózsza –Páskatető vulkáni üveg előfordulás összefoglaló jelentése és készletszámítása. Kézirat Budapest, OÉA MGSZ Adattár T 16044.p1-125.
- Farkas Géza, Mucsi Gábor, Szabó Roland, Kristály Ferenc (2015) A pálházi perlit finom frakcióinak jellemzői. Bányászati És Kohászati Lapok-Bányászat 148:(6) pp. 22-26
- Gyarmati P. (1982): A Tokaji-hegységi perlit-kutatás és prognózis eredményei. Földtani kutatás XXV./2, p:61-68.
- Ilkeiné Perlaky E. (1974): Perlit prognózis Nagybózsza 1:10000-es földtani térképe és szövleges dokumentációja. Kézirat, MÁFI Adattár. 1324.
- Ilkeiné Perlaky E. (2001): Vulkáni turbulens felhők (surge) üledékeinek nyomozása és vizsgálata az Északmagyarország-i miocén piroklasztikumokban. Összefoglalás, OTKA T17837
- Lehman H, Rossler M. A (1974): Contribution to the nature of water binding in perlit, in thermal analysis. Proceedings of 4th ICTA, Budapest; vol. 2, p. 619–628.
- Mádai F., Kristály F., Móricz F. (2014): Vizsgálati jegyzőkönyv: Pálháza, Páskatető, Milos perlit. Miskolci Egyetem Ásványtani-Földtani Intézet p. 1-23
- Németh K (2008): Practical Volcanology. MÁFI 201. alkalmi kiadványa. Budapest. p. 142
- Thomas P.S., Heide K., Földvári M. (2015): Water and hydrogen release from perlitic and opal: A study with a directly coupled evolved gas analyzing system (DEGAS). J. Therm. Anal. Calorim. 120: 95-101
- Zelenka T.(2009). Összefoglalás a 2009 évi a Nagybózsza Páskatetői fúrásos kutatás földtani eredményeiről (Kézirat). Perlit-92 Kft. Adattár, p 1-10.

Szerzők

A

Angyal Jolán 55

B

Baloghné Kiss Gabriella..... 115
Batki Anikó 27
Bendő Zsolt 29
Benkó Zsolt 7, 61, 71, 115
Biró Tamás..... 9
Braun Mihály 71
Buday Tamás 87

C

Christoph A. Hauzenberger 27, 49
Chung-Che Wu..... 31
Czuppon György 15
Cseh Julianna 31

D

Décsei Kitti..... 11
Dégi Júlia 45
Dobosi Gábor..... 27
Dunkl István..... 23, 57, 67, 69

E

Embey-Isztin Antal 27

F

Falus György 9, 55
Fancsik Tamás..... 9, 55
Farics Éva..... 13
Fehér Béla 33
Fintor Krisztián..... 103
Fiser-Nagy Ágnes 11
Futó István..... 71
Füri Judit..... 109

G

Gaburi Imre..... 75
Garaguly István..... 15
Gerd Rantitsch 41
Green H. David..... 55

H

Hacskó Péter..... 119
Hajnal Andor 19
Halász-Szabó Kristóf..... 15
Harangi Szabolcs 23, 27, 49, 51, 57, 65, 67, 103
Hilmar von Eynatten..... 69
Hora John 65

I

Ionescu Artur..... 51
Istovics Krisztina 25

J

Jankovics M. Éva..... 27
Józsa Sándor 13, 23, 29, 69

K

Karátson Dávid 9
ifj. Kasó Attila..... 119
Kasztovszky Zsolt 33
Kele Sándor 31
Keno Lunsdorf 41
Kereskényi Erika..... 33
Kertész Gréta Titanilla 37
Kertész Zsófia..... 45
Király Attila 41
Király Edit 9, 45, 97
Kis Boglárka Mercedesz..... 51
Kiss Balázs 49
Kiss János..... 55, 117
Kiss Robina..... 53
Konrád Gyula..... 23
Kovács István 55
Kovács István János..... 9, 97, 103
Kovács Ivett 115
Kozák Miklós 103
Kristály Ferenc 33, 75, 119
Kronz, Andreas 23, 65

L

Lenkey László..... 55
Lukács Réka..... 23, 57, 65, 67, 99

M

M. Tóth Tivadar.....	25, 41, 59, 97
Magyar Imre.....	23
Marcel Guillong.....	57
Markó András.....	31
McIntosh R. W.	87
Mészáros Előd.....	11, 61, 73
Mészáros Katalin	65
Mindszenty Andrea.....	37
Molnár Kata.....	57, 67
Molnár Mihály	7, 37, 71

N

Nagy Attila.....	109
Németh Tibor.....	115

O

Obbágy Gabriella.....	29, 69
Olivier Bachmann	57
Orosz László.....	55

P

Palcsu László	7, 51, 71
Pál-Molnár Elemér.....	99, 103
Papp István	103
Papp Nikolett.....	73
Paprika Dóra	75
Paul R.D. Mason	49
Péterdi Bálint.....	81
Pető K. Mária	85
Pécskay Zoltán	71

R

Radics T.....	87
Rainer Abart.....	45
Raucsik Béla	15, 61, 73
Rinyu László.....	71
Roland Stalder.....	9
Rózsa Péter	33, 95

S

Sándorné Kovács Judit.....	9, 103
Sári Katalin	117
Schléder Zs.	23
Schmitt Axel K.....	57
Schubert Félix	11, 15, 41, 53, 61
Sebe Krisztina	23
Shen Chuan-Chou.....	31
Silye Lóránd.....	69
Skultéti Ágnes	97
Soós Ildikó.....	57
Stefano M. Bernasconi.....	31

Sz

Szakmány György.....	29, 33
Szebényi Géza	75
Szemerédi Máté.....	99
Szepesi János	7, 57, 103

T

T. Biró Katalin	81
Taracsák Zoltán.....	27, 49
Taubald Heinrich.....	29
Thamóné Bozsó Edit	109
Theodoros Ntaflos	49
Tóth Ágoston.....	115
Tóth Zoltán.....	81
Török Kálmán	45

V

Varga Andrea	15, 61, 73, 99
Veres Mihály.....	71
Véninger P.	29
Viczián István.....	19
Vígh Csaba.....	117
Viktor Zsuzsanna.....	55
Yannick Buret.....	57

Z

Zelenka Tibor.....	119
--------------------	-----

7. KÖZETTANI ÉS GEOKÉMIAI VÁNDORGYLÉS



DEBRECEN

ATOMKI

Debrecen, 2016