

KÖZETTANI FOLYAMATOK A FÖLDKÖPENYTŐL A FELSZÍNIG

Közetani folyamatok a földköpenytől a felszínig



5. KÖZETTANI ÉS GEOKÉMIAI
VÁNDORGYŰLÉS

KÖZETTANI FOLYAMATOK
A FÖLDKÖPENYTŐL A FELSZÍNIG



5. KÖZETTANI ÉS GEOKÉMIAI
VÁNDORGYŰLÉS

© MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, 2014

© SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék Vulcano Kutatócsoport, 2014

Minden jog fenntartva

A kötetben közölt cikkekért a szerzők vállalják a szakmai felelősséget

ISBN 978-963-482-997-3

Grafika

Jacob Péter

Nyomda

Innovariant Nyomdaipari Kft., Szeged

Felelős vezető Drágán György

6750 Algyő, Ipartelep 4.

KŐZETTANI FOLYAMATOK A FÖLDKÖPENYTŐL A FELSZÍNIG
V. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés

Szerkesztette
Pál-Molnár Elemér, Harangi Szabolcs

MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport
SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék Vulcano Kutatócsoport
Budapest, 2014

Címlapfotó: Hegyestű – Balaton-felvidék (Fotó: Pál-Molnár Elemér)

V. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés

2014. szeptember 4–6.

Rendezők

MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport
SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék Vulcano Kutatócsoport
Magyarhoni Földtani Társulat

Az V. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés helyszíne

Ordass Lajos Evangélikus Oktatási Központ
8253 Révfülöp
Füredi út 1.

Az V. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés tudományos bizottsága

Harangi Szabolcs
Pál-Molnár Elemér

Az V. Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés szervező bizottsága

Ádám Zsuzsanna
Harangi Szabolcs
Haranginé Lukács Réka
Kiss Balázs
Pál-Molnár Elemér
Sági Tamás

Támogatók



MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport



SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék „Vulcano” Kutatócsoport

Tartalom

Előszó	7
Apró Mihály, Schubert Félix, Varga Andrea A kompaktos és deformációs szalagok jelentősége homokkövekben a pannóniai szolnoki homokkő formáció példáján	8
Batki Anikó, Sogrik Edina a ditrói alkáli masszívum telérfázisai: tinguitok, ijolitok és bazanitok szerepe magmakamra folyamatokban	9
Benkó Zsolt, Aberra Mogessie, Molnár Ferenc, Steve Hauck, Mark Severson Cu-Ni-pge szulfidércesedés képződésének hőmérsékleti és geokémiai feltételei a south kawishiwi intrúzió (duluth complex, mn, usa) csarnokitosodott fekéjében	13
Benkó Zsolt, Aberra Mogessie, Molnár Ferenc, Steve Hauck, Mark Severson szilikátolvadék mozgása részben olvadt felzikus kőzetben, egy a south kawishiwi intrúzió (duluth complex, mn, usa) fekéjében található cu-ni-pge ércesedés példáján	17
Biró Lóránt, Polgári Márta, M. Tóth Tivadar, Vigh Tamás Az úrkúti mangánércesedés ritkaföldfém vizsgálatainak eredményei	18
Bozsó Gábor Szikes üledékek agyagásványtani és elem-adszorpció tulajdonságai	19
Czirbus Nóra, Nyilas Tünde, Raucsik Béla, Hetényi Magdolna Az ásványos összetétel hatása különböző, mészkő alapkőzetben képződött talajok szerves anyagának termikus stabilitására	23
Czuppon György, Demény Attila, Ramsay Rob, Özgenc Ismet, Gwalani G. Lalou, Rogers Ken, Eves Alex, Papp László, Palcsu László, Berkesi Márta, Downes J. Peter Kogenetikus kalcit és fluorit telérek stabil- és nemesgáz-izotópösszetétele a nyugat-ausztráliai „speewah dome” területről: bizonyítékok kéreg és köpeny eredetű fluidumok keveredésére	24
Dobosi Gábor, Daridáné Tichy Mária, Kiss Balázs, Király Edit Az amfibol geokémiája a velencei-hegység paleogén andezitjeiben	25
Fintor Krisztián A raman mikroszkópia jelentősége a kondrit meteoritok vizsgálatában	29
Garaguly István, Schubert Félix, Varga Andrea a szegedi dolomit formáció kőzeteinek repedéscementáció vizsgálata üllés térségében	33
Gönczy Sándor, Dobosi Gábor, Kozák Miklós, Papp István kárpatalja magmás képződményeinek geokémiai megkutatottsága	34
Hágen András felszín alatti vizek becsült eredete és fejlődéstörténete a mohácsi-szigeten	38
Hámorné Vidó Mária é-magyarországi fúrásokban végzett szerves kőzettani vizsgálatok eredményei a grafit kutatás támogatására	39
Horváth Attila, Zajzon Norbert, Vigh Tamás az úrkúti mangánérc ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálata (úrkút, dunántúli-középhegység)	43
Horváth Réka, Less György, Majoros Péter a pécs-szabolcsi, pécs-vasasi és nagymanyoki szenes összlet geokémiájának összehasonlítása	44
Jankovics M. Éva, Harangi Szabolcs, Theodoros Ntaflos olivin kristályok diffúziós modellezése a kissomlyó vulkáni központ (kemenesaljai vulkáni terület) példáján	45
Kele Sándor, Stefano M. Bernasconi, Tobias Kluge, Cédric M. John, Enrico Capezzuoli, Isabel M. Millan, Nele M. Meckler, Martin Ziegler, Sebastian F. M. Breitenbach, Kurt Hanselmann, Mehmet Özkül, Ali Gökgöz, Deák József, Hao Yan, Zaihua Liu a “clumped” izotóp termométer bemutatása, valamint a módszer kalibrációja recens travertínok és mésztufák segítségével	49
Király Attila, Schubert Félix, M. Tóth Tivadar kis érettségű szerves anyagban bekövetkező változások vizsgálata raman-spektroszkópia alkalmazásával	50
Király Edit, Ó. Kovács Lajos, Bertalan Éva, Kovács István János, Zajacz Zoltán, Török Kálmán, Németh Bianka összehasonlító mérések la-icp-ms-sel	53
Kiss Balázs, Harangi Szabolcs, Christoph Hauzenberger az amfibol nyomelemösszetételének jelentősége a petrogenetikai vizsgálatokban a csomádi dácit példáján	57
Lajkó Miklós, Kiss Balázs, Harangi Szabolcs kenyérbombák szerepe a kürtő- és kitörésmoделlek felállításánál	58
Lukács Réka, Harangi Szabolcs, Olivier Bachmann, Marcel Guillong, Soós Ildikó, Dunkl István, Fodor László új cirkon u-pb geokronológiai adatok a miocén si-gazdag vulkanizmus időbeliségének pontosításához	62
Mészáros Előd, Varga Andrea, Schubert Félix, Máthé Zoltán a horváthertelend–1 fúrás paleozoos rétegsorának jelentősége a nyugat-mecsek földtani felépítésének pontosításában	66
Molnár Kata, Harangi Szabolcs, H. Lukács Réka, Dunkl István, Kiss Balázs, Molnár Mihály, Novothny Ágnes, Axel K. Schmitt	

A csomád legutolsó kitöréseinek kora cirkon (u-th)/he, valamint radiokarbon és optikai lumineszcens kormeghatározás alapján	67
Nagy Szabolcs, Fintor Krisztián, Pál-Molnár Elemér, Dódony István ringwooditok kation rendezetlenségének spektroszkópiai vizsgálata	68
Nagy Szabolcs, Józsa Sándor ringwoodit szemcsehalmazok szöveti vizsgálata sokkerekben: következtetés a hőmérséklet heterogenitására és a fázisátalakulás kinetikájára	69
Németh Bianka, Török Kálmán, Zajacz Zoltán, Szabó Csaba szilikátolvadék-zárványok kémiai (fő- és nyomelem) elemzése alsókéreg eredetű gránát-granulit xenolitokból (bakony -- balaton-felvidék)	70
Obbágy Gabriella, Józsa Sándor, Szakmány György, Bezeckzy Tamás isztriai amphorák és feltételezett nyersanyagaik nehézasványainak összehasonlítása	74
Skultéti Ágnes, M. Tóth Tivadar, Fintor Krisztián, Schubert Félix a mecsek-alja-zóna deformáció-történeti és szerkezeti rekonstrukciója egyedülálló kvarcsejtek alapján	75
Sogrik Edina, Batki Anikó a diitriói alkáli masszívum szienitjeinek u-pb izotóp kora	76
Soós Ildikó, Harangi Szabolcs, Lukács Réka, Németh Károly tefra rétegek jellemzése a pulai alginit rétegsorban	80
Spráncz Tamás, Váczi Benjámin, Józsa Sándor új magyarországi ásványfajok a duna pleisztocén kavicsösszetételéből és földtani jelentőségük	81
Szakmány György, Bendő Zolt, Péterdi Bálint „zöldkő” nyersanyagú csiszolt kőszekők nyersanyagának azonosítási lehetőségei, korlátai magyarországi leletanyagokban	82
Szemerédi Máté, Varga Andrea, Lukács Réka A gyűrűfői riolit formáció kőzettani jellemzése a gyűrűfői és dinnyeberki közötti felszíni feltárások alapján	86
Szepesi János, Lukács Réka, Soós Ildikó Savanyú piroklasztit-láva sorozatok vulkanológiai és geokémiai korrelációja a tokaji-hegység északi részén	87
Taracsák Zoltán, Harangi Szabolcs Olvasási modellek bazaltos rendszerekben és a nyomelemek viselkedése az olvadás során	91
Török Kálmán, Kovács István János, Németh Bianka CO ₂ -H ₂ O fluidum indukált parciális olvadás a bakony-balaton-felvidék alatti alsó kéregben	92
Tóth Ferenc, Raucsik Béla, Varga Andrea Agyagásványtani átalakulások revíziója a makói-árokban (endrődi formáció)	96
Udvardi Beatrix, Kovács István, Bertalan Éva, Besnyei Anikó, Horváth Zsolt, Falus György, Szabó Csaba, Fancsik Tamás A kulcsi felszínmozgásos terület üledékeinek geokémiai jellemzése	97
Walter Heléna, Fintor Krisztián, Pál-Molnár Elemér, Nagy Szabolcs az nwa-2086 cv3 kondrit nagy méretű fehérzárványának fázisanalitikai és szöveti vizsgálata	101
Zelenka Tibor a tokaji hegységi zeolitos riolituffák kőzettana és vulkanológiai felépítése	102
Zelenka Tibor Kőzettani és vulkanológiai eredmények a tokaji-hegység piroklasztitjain és kőzetüveges képződményein	103
Csillag Gábor Kirándulásvezető Fekete-hegy, káli-medence	104
Névmutató	108

ELŐSZÓ

„Az 1903-ik év tavaszán a Balaton-bizottság elnöke, Lóczy Lajos úr, felszólított, hogy vizsgáljam meg az újabb petrográfiai módszerek világításában a Balatonfelvidék bazaltos kőzeteit. Hogy ennek a megtisztelő megbízatásnak eleget tehessek, a nyári szünet nagy részét a Balatonfelvidék bazaltelőfordulásainak a bejárására s kő-

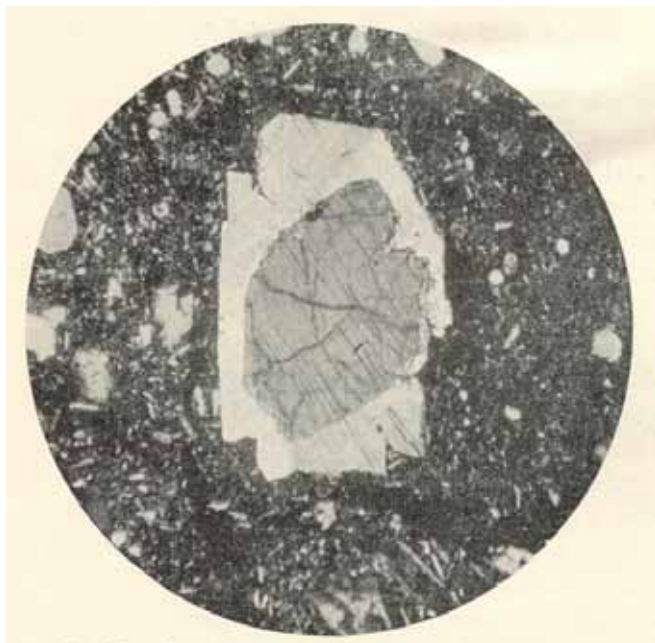


Épen megmaradt orsóbomba a Szent György-hegyről (Vitális, 1911)

zetanyag gyűjtésére fordítottam” – ezzel kezdi Dr. Vitális István „A Balatonfelvidéki bazaltok” c. monográfiáját az 1911-ben kiadott „A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei” című nagyformátumú munka részeként. Vitális István a bazaltminták részletes vizsgálatát a selmecbányai ásvány-földtani intézetben végezte és pontos megfigyelései, leírásai máig maradandó alapmunkaként fontos kiindulást jelent mindenki számára. Mind a mai napig tanulságos az alkalmazott módszer is, aminek nélkülözhetetlen fontossága jó 100 év távlatából sem változott, és ami még a mai modern műszerekkel hívogató tudományos világban sem felejthető el: „Az 1858. évben az angol Clifton Sorby Henry: „Ont he microscopical structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks” című klasszikus munkájával utat nyit a petrográfiai kutatás terén, felhasználván a modern természettudományi kutatás hatalmas műszerét, a mikroszkópot, a szeretlen világ rejtett sajátosságainak a kifürkészésére”. Böckh János 1872-74-ben, „A Bakony déli részének földtani viszonyai” c. munkájának megírását követően érezte, „hogy ezen munkájának „A bazalt és tufái” című fejezete hiányos volna, ha mikroszkópiai leírás nélkül kellene szörnyülködni”. Hofmann Károlyt kérte meg, hogy végezze el ezeket a modern petrográfiai elemzéseket, aki „készséggel engedett a felszólításnak s nyomban mikroszkópi vizsgálat alá vetette” a Balatonfelvidék bazaltjait. Ezzel elindult az a hazai magmás kőzettani iskola, amit Hofmann Károly után többek között Vitális István, Szabó József és Mauritz Béla fémjelzett, akiknek munkássága máig maradandó tudományos értéket képvisel, egy olyan hagyatékot, amit sokan vittek aztán tovább, és amit nekünk is ápolni kell. Ez nem csak a munkásságnak a tiszteletét, ahogy ők a tudományhoz viszonyultak.

A Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlést 2010-ben indítottuk el, a helyszín a Velencei-tó partján lévő Gárdonyi Apartman szállodája volt. A vándorgyűlés céljaként azt fogalmaztuk meg, „hogy alkalmat teremtsünk a kőzettani és geokémiai szakterületen és kapcsolódó területein dolgozó hazai és határon túli szakemberek találkozására, hogy kutatási eredményeiket megosszák és megvitassák egymással”.

A gárdonyi vándorgyűlésen 37-en vettek részt, 23 előadás hangzott el, amit 10 poszter bemutató egészített ki. Ezt követte a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék által szervezett találkozó Szeged-Szatymazon, majd folytatódott Telkibányán és Orfűn. Ezek a találkozók mind bizonyították, hogy érdemes volt elindítani az éves találkozókat, és most az V. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlésen jól eső érzés látni, hogy rekordszámú (több mint 60) regisztráció érkezett és szinte minden hazai kutatóhelyről érkeznek szakemberek. Jó érzés látni, hogy a nemzetközi szinten is ismert és elismert kutatók mellett fiatal is a jelentkezők között van. Ez biztatást jelent a továbbiakra, hogy folytassuk a jövőben is a vándorgyűlést és lehetőséget adjunk azoknak is, akik még nem kapcsolódtak be e tudományos találkozóba.



„Rombos piroxén, monoklin piroxén burokokban a Rekettyés kőzetéből” (Vitális, 1911)

Az V. Kőzettani és Geokémiai Vándorgyűlést Révfülpön rendezük mintegy 110 évvel azután, hogy Vitális István a Magyarhoni Földtani Társulat szakülésén közzétette első eredményeit a Balatonfelvidék bazaltjainak kutatásáról. Reméljük, hogy Hofmann, Vitális, Szabó és Mauritz szellemi-szakmai örökségét méltón viszi tovább ez a találkozó, ahol természetesen nem csak a magmás kőzettan eredményei kerülnek terítékre, hanem hasonló szellemben, a hazai metamorf és üledékes kőzettan, a geokémia legújabb hazai ismeretei is bemutatásra kerülnek. Bár ezek közül a sok esetben nemzetközi szinten is jelentős, új tudományos eredmények már a modern analitikai eszközökre építenek, mindennek az első lépéseit, a pontos terepi leírások szükségességét, valamint a „természettudományi kutatás hatalmas műszerét, a mikroszkópot” ne feledjük, ezek a megfigyelések továbbra is nélkülözhetetlenek lesznek a kőzettani, sőt a geokémiai kutatásokban.

Jó szerencsét, sok hasznosítható szakmai élményt kíván a szervezők nevében:

Harangi Szabolcs
MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport
ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék

A KOMPAKCIÓS ÉS DEFORMÁCIÓS SZALAGOK JELENTŐSÉGE HOMOKKÖVEK BEN A PANNÓNIAI SZOLNOKI HOMOKKŐ FORMÁCIÓ PÉLDÁJÁN

Apró Mihály, Schubert Félix, Varga Andrea

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

e-mail: apromisi@gmail.com

1. Bevezetés

Az alföldi mélymedencékben (pl. Derecskei-árok, Makó-Hódmezővásárhelyi-árok) nagy vastagságban ismert Szolnoki Homokkő Formáció porózus kőzetanyaga mind a szénhidrogén-kutatás, mind a CO₂ felszín alatti tárolása szempontjából kitüntetett figyelmet kapott a közelmúltban. A porózus homokkővekben megjelenő kompaktációs és deformációs szalagokkal kapcsolatos vizsgálatok ugyanakkor hazai viszonylatban alárendeltek. Munkánk során a szakirodalmi áttekintést követően a Szolnoki Homokkő Formáció porózus homokkőmintáit vizsgáltuk petrográfiai módszerekkel (kék műgyantával impregnált vékonycsiszolatok petrográfiai leírása, petrográfiai képanalízis) annak érdekében, hogy a képződmény mikroszintű deformációs eseményeit dokumentáljuk, illetve feltárjuk azok esetleges fluidum-áramlásra gyakorolt hatását.

2. Kompaktációs és deformációs szalagok

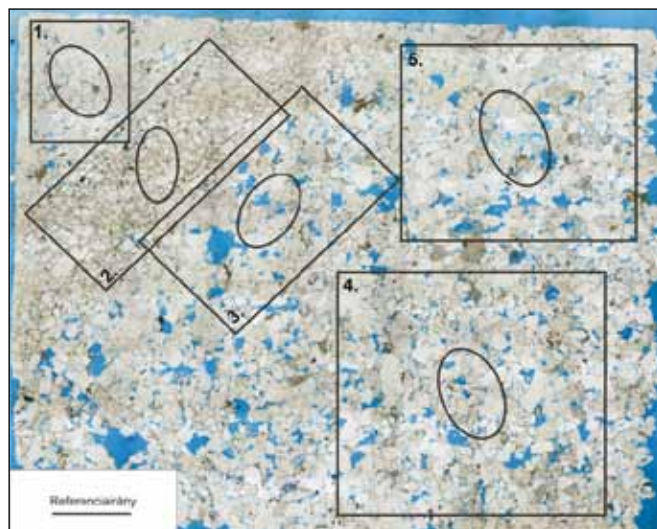
A vetőmechanizmushoz köthető deformációs szerkezetek ismerete nélkülözhetetlen a rezervoármódellés során, ugyanis jelentősen befolyásolhatják azok geometriáját és fluidum-áramlási mintázatát, azonban valódi hatásuk még nem tisztázott. A szakirodalom alapján a deformációs szalagok két nagyobb csoportba és több kisebb alcsoportba sorolhatók. Az egyik nagyobb csoportot a kompaktációs szalagok alkotják, melyek nyírás nélküli térfogatsökkenés eredményeként jönnek létre a porózus kőzetekben, jellemzően a legnagyobb kompressziós főfeszültség irányára merőlegesen, kb. 4–5 mm-es vastagságú zónákban. Kialakulásuk során a tömörödés – és így a porozitás csökkenés mellett –, az oldódás és a cementáció a fontosabb deformációs mechanizmusok.

A másik nagyobb csoportot a deformációs szalagok jelentik. Ezek a szalagok a deformáció megjelenésének mm vastag, sík zónáit reprezentálják, melyek a nyírófeszültség hatására alakulnak ki a vetők kárzónájában. Kezdeti fejlődésük megegyezik a kompaktációs szalagok fejlődésével, viszont a legnagyobb főfeszültségre nem merőlegesen alakulnak ki, emiatt itt a fő deformációs mechanizmust a nyírásból eredő folyamatok jelentik. Ezek a folyamatok a katalázosodás, a szemcsezúzás, az oldódás és a cementáció, valamint a filloszilikátok meghatározott orientációba való rendeződése. A szerkezetek jelentősége abban rejlik, hogy a porózus homokkővek porozitását akár 1–2 nagyságrenddel, a permeabilitásukat pedig átlagosan 3–4, egyes esetekben akár 6 nagyságrenddel csökkenthetik. Ennek megfelelően jelentősen módosíthatják a tektonikusan érintett, porózus törmeléken rezervoárok áramlási mintázatát (Schultz, Fossen, 2008).

A deformációs szalagok kutatásának komoly nehézsége, hogy eltemetett rezervoárokban, mint amilyen a Szolnoki Homokkő Formáció is, felszíni módszerekkel nem vizsgálhatóak, továbbá többnyire szubszeizmikus léptéket képviselnek.

3. Petrográfiai vizsgálatok és képanalízis

A petrográfiai vizsgálatok során kiválasztott mintában porozitás és szemcseérintkezés alapján két eltérő szövétvető részt tudunk elkülöníteni (1. ábra). A csiszolat jelentős részét porózus, jól osztályozott, közép-szemcsés homokkő alkotja, míg a 2. terület mentén követhető részen porozitás alig észlelhető, ezzel párhuzamosan a szemcseméret csökkenése látható, illetve a szemcsék konkáv-konvex, továbbá szutúrás jellegű érintkezése figyelhető meg. A szemcsék ebben a kevésbé porózus részben meghatározott irányba rendeződnek. Az így elkülönülő szemcsék alkotta sorozatok megfelelnek Eichhubl et al. (2010) által a deformációs szalagokban megfigyelt szemcse-elrendeződési rendszereknek. A petrográfiai képanalízis során Fry-módszerrel vizsgáltuk a csiszolat egyes részeit az alakváltozási ellipszisek összevetése érdekében. A képanalízis eredménye alátámasztotta, hogy a tömöttebb zónát kialakító deformációs mechanizmus tartalmazhatott nyírási komponenst. Ez alapján feltételezhető, hogy a jelentős tektonikus aktivitással érintett medencékben a Szolnoki Homokkő Formáció porozitását és permeabilitását a deformációs események is befolyásolták, ezért a fluidum-áramlási modellek pontosítása érdekében további célzott kutatások szükségesek. Jelen tanulmány az OTKA K 108375 projekt támogatásával és a MOL Nyrt-vel kötött megállapodás keretein belül készült.



1. ábra – Homokkőmintából készült vékonycsiszolat kompozit képe a Fry-módszerrel kapott alakváltozási ellipszisekkel (a kép szélessége 2 cm)

Irodalomjegyzék

- Eichhubl, P., Hooker, J.N., Laubach, S.E. (2010): *Journal of Structural Geology*, **32**, 1873–1886.
Schultz, R. A., Fossen, H. (2008): *AAPG Bulletin*, **92/7**, 853–867.

A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM TELÉRFÁZISAI: TINGUAITOK, IJOLITOK ÉS BAZANITOK SZEREPE MAGMAKAMRA FOLYAMATOKBAN

Batki Anikó¹, Sogrik Edina²

¹MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

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

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

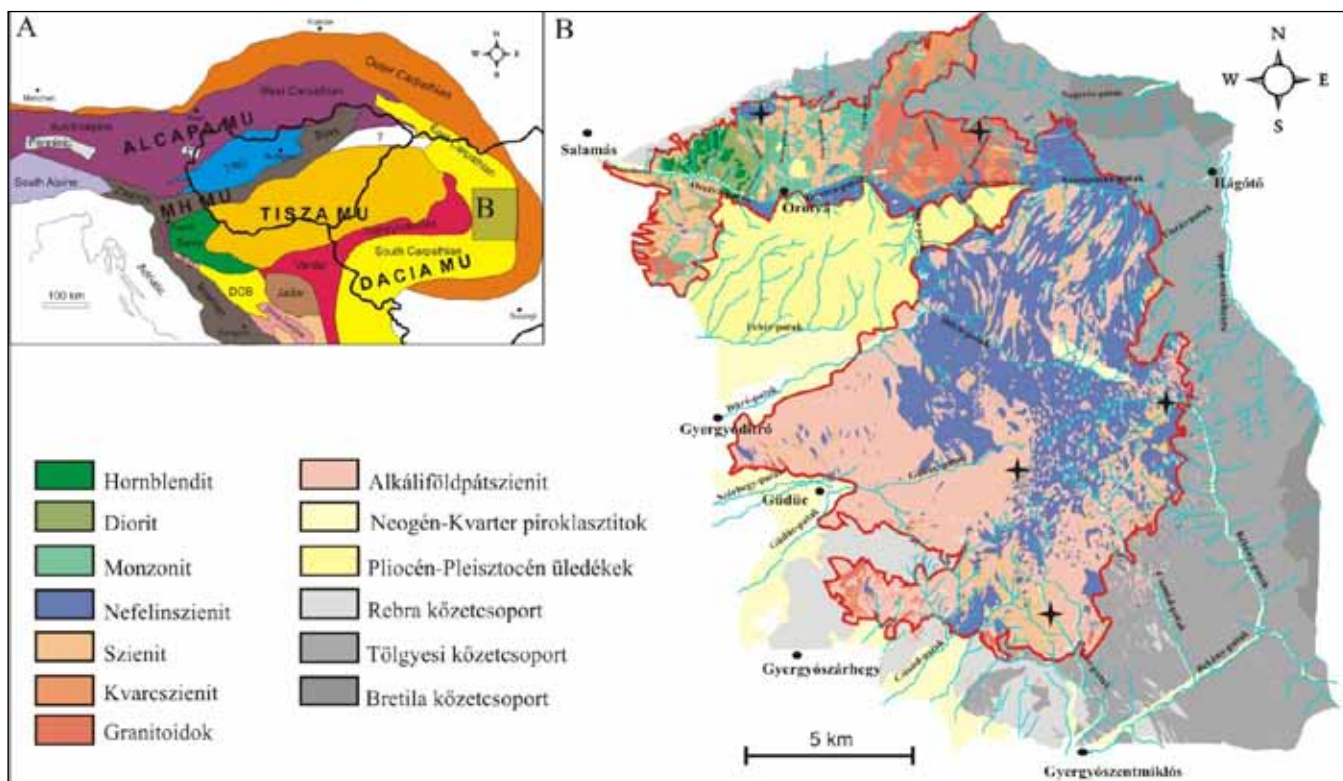
1. Bevezetés

A tinguitok fonolitos összetételnek megfelelő telérfázisok; közetalkotó ásványaik a káliföldpát, a nefelin és az egirin vagy egirinaugit. Fő szöveti jellegzetességük a káliföldpát és a nefelin mozaikszerű, radiális elrendeződése. Az ijolitok szintén alkáli magmás kőzetek. Fő közetalkotóik a nefelin és egy alkáli piroxén, általában az egirinaugit.

A Ditrói Alkáli Masszívum a Gyergyói-havasok D-i és DNy-i részét képezi (Keleti-Kárpátok), a Kelemen-Görgény-Hargita neogén-kvarter vulkáni övtől K-re az alpi Bukovinai Takaró prealpi metamorf kőzeteit áttörve bukkan a felszínre (1A ábra). A masszívum a Keleti-Kárpátok központi kristályos kőzettömegébe nyomult be (1B ábra), és ezekkel a metamorf kőzetekkel együtt vett részt az alpi tektonikai eseményekben (Pál-Molnár, 1992, 1994a, 1994b, 1994c). Kialakulása egy kontinentális autonóm magmás aktivizációhoz köthető (Pál-Molnár, 2000).

A magmatizmus a kontinentális kéreg kialakulása utáni, az intrúzió a feléledési zónákhoz köthető, vagy a platform alapzatát átszelő mélytörések mentén alakult ki. Ez a magmatizmus változatos alkáli kőzetegyüttest produkált a hornblenditektől a gabbrón, dioriton, szieniten, monzoniton át a gránitig, illetve a nefelinszienitig (Pál-Molnár, 2000, 2010b; Fall et al., 2007). A magmás tevékenység a középső-triász extenziós tektonikai környezetben, a dél-európai passzív kontinentális szegélyen, köpenyeredetű magma felemelkedésével kezdődött (Pál-Molnár, Árva-Sós, 1995). A magmatizmus utolsó fázisaként lamprofir, tinguit, nefelinszienit és alkáliföldpát szienit telérek, telérrajok jelentek meg (Batki et al., 2004, 2014). Tinguit telérekről korábban Streckeisen (1954) tett említést. Leírásában közölte a telérek ásványos összetételét és geokémiaailag a nefelinszienitekhez kapcsolta őket.

A masszívum területén megjelenő ijolitokról szakirodalmi adatok ez idáig nem jelentek meg.



1. ábra – A. Az Alpi-Kárpáti-Dinári régió vázlatos földtani térképe (Pál-Molnár, 2010a); B. A Ditrói Alkáli Masszívum földtani térképe a mintavételi helyekkel

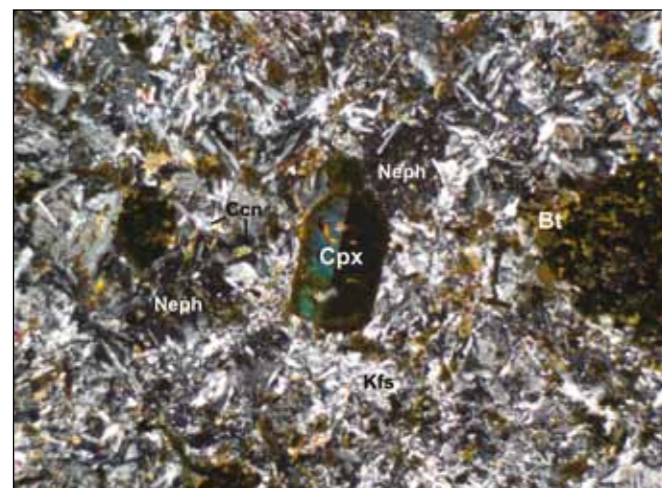
Jelen munka célja a Ditrói Alkáli Masszívum területén felszínre bukkanó tinguait telérek és a telérekben megjelenő ijolit kőzettestek geokémiai vizsgálata, valamint e kőzetek lehetséges petrogenetikai kapcsolatainak feltárása.

2. Települési viszonyok és petrográfia

A tinguait telérek a Ditrói Alkáli Masszívum északi részén gránitokat, keleti részén szieniteket, illetve nefelinszeniteket áttörve bukkanak a felszínre (1B ábra). A világosszürke-zöldesszürke telérek vastagsága 20 cm-től 2 m-ig változik (2. ábra). Kontaktzónájuk a mellékkőzetekkel általában éles. A telérek rendkívül üdék. Szövetük finomszemcsés, porfirós és hipidiomorf; kőzetalkotó ásványaik a klinopiroxén, albit, káliföldpát, nefelin és kankrinit. A káliföldpát a nefelin körül jellegzetes radiális elrendeződést mutat. A klinopiroxén fenokristályként (diopszid) és az alapanyag elegyrészeként (egirinaugit) egyaránt előfordul, míg a biotit másodlagosan, kisebb-nagyobb fészkekben jelenik meg, egykori fenokristályok átalakulási termékeként (3 ábra). Jellemző akcesszórius ásványok a titanit, apatit, zirkon és magnetit.

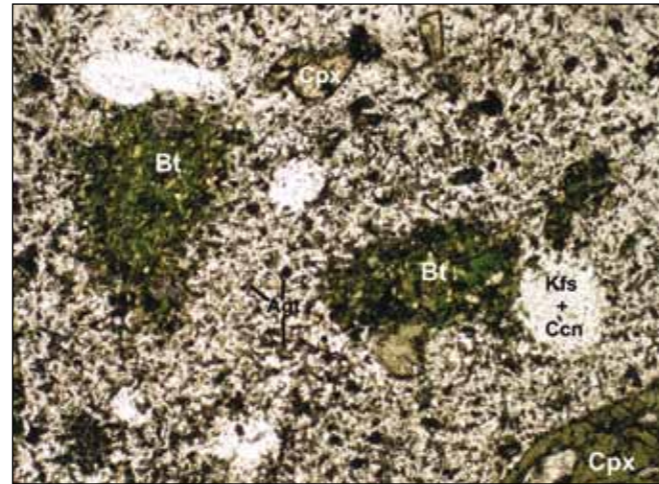


2. ábra – Tinguait telérek kőzet, benne: kerekded mafikus kőzettestek (ijolitok), VRG7338 sz. minta, Nagygát-patak, Ditrói Alkáli Masszívum. Az ijolit kőzetzárványok legnagyobb hossza 9 cm



3. ábra – Tinguait szöveti képe (40x, +N), VRG7306 sz. minta, Nagygát-patak, Ditrói Alkáli Masszívum

A masszívum területén az elmúlt évek során egyre több természetes feltárából kerültek elő tinguait telérekbe (Nagyág-patak, Békény-patak, Vár-patak, Piricske-tető), illetve nefelinszenitekbe (Tászok-patak; 1B ábra) ágyazódott kerekded, finomszemcsés, mafikus, porfirós kőzettestek (2. ábra). A sötétszürke, 1-9 cm átmérőjű aggregátumok élesen elkülönülnek a tinguaittól, reakciószegély nincs körülöttük. Fő kőzetalkotó ásványaik a klinopiroxén, káliföldpát és kankrinit (4. ábra). A fenokristályok diopszid-hedenbergit összetételűek, míg az alapanyagban egirinaugit jelenik meg (Batki et al., 2012). Az intersticiális káliföldpát és kankrinit az alapanyagtól elkülönülve, gömbszerű formákban is előfordul. Hasonló szöveti jellegzetességet lamprofirókban és alkáli bazaltokban lehet megfigyelni. Az alapanyagban gyakoriak a másodlagos biotit aggregátumok, csakúgy, mint a tinguaitokban (4. ábra).



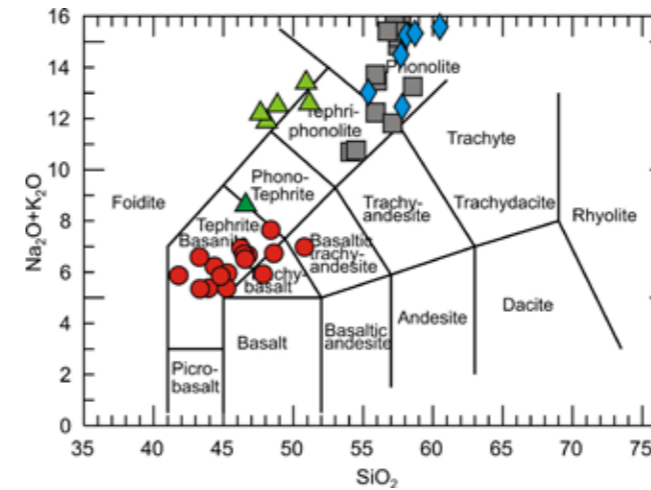
4. ábra – Ijolit szöveti képe (40x, 1N), VRG7338 sz. minta, Nagygát-patak, Ditrói Alkáli Masszívum

3. Teljes kőzet geokémia

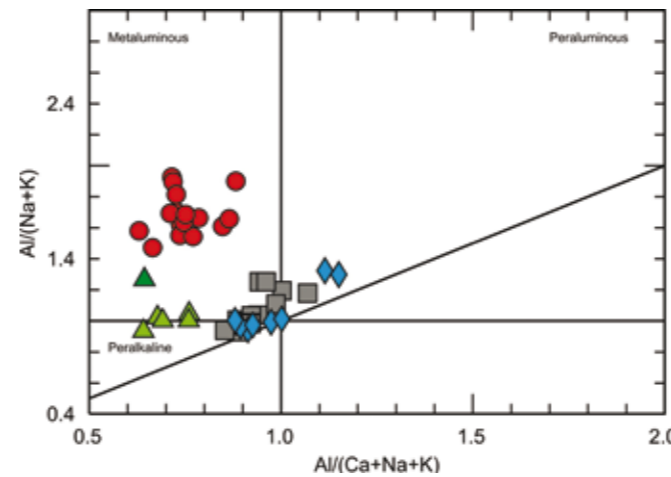
A Ditrói Alkáli Masszívum területén felszínre bukkanó tinguait telérekből 13 teljes kőzet kémiai elemzés készült, a telérek és a nefelinszenitek által megmintázott mafikus kőzettesteken pedig 6 elemzést végeztek a Stockholmi Egyetem Geológia Tanszékén, valamint a vancouveri AcmeLabs laboratóriumokban.

A ditrói tinguaitok tefri-fonolit – fonolit összetételnek felelnek meg. Közepes SiO₂ (54,1-58,5t%) és nagy alkália tartalmuk (Na₂O+K₂O=10,7-15,6t%) a nefelinszenitek összetételével szoros egyezést mutat (5. ábra). Nefelin normatívák (ne=7,1-24,8), ami Si-ben való telítettségüket jelzi. Al-telítettségük alapján peralkáli – peraluminos jellegűek (6. ábra). Könnyű ritkaföldfémekben (RFF) és inkompatibilis nyomelemekben rendkívül gazdagok (Lamax=336ppm, Zrmax=2274ppm, Nbmax=229ppm, Bamax=792ppm, Srmax=728ppm). Alkáli kőzetekre jellemzően nagy a Ti/V (99-108) és (La/Yb)N (17-57) elemek aránya, míg az Y/Nb (0,11-0,28) arány kicsi. Kondritra normált ritkaföldfém eloszlásuk a La-tól az Eu-ig erősen csökken, negatív Eu anomáliát nem mutatnak. A nehéz ritkaföldfémek mennyisége megnő a közép ritkaföldfémekhez képest (7. ábra).

A tinguait telérekbe zárt mafikus kőzetzárványok nefelinit (ijolit), míg a nefelinszenitekben megjelenő kőzettestek tefrit-bazanitos összetételűek. Az ijolit kőzetzárványok a tinguaitokhoz hasonlóan nagy alkália tartalommal rendelkeznek (Na₂O+K₂O=11,9-13,4t%). Ezzel ellentétben a bazanitik kőzettestek



5. ábra – A Ditrói Alkáli Masszívum területén felszínre bukkanó tinguait telérek (négyzet), a telérekbe (világoszöld háromszög: ijolit), illetve nefelinszenitekbe zárt mafikus kőzetzárványok (fűzöld háromszög: bazanitik), valamint összehasonlításképp a kamptonitok (kör) (Batki et al., 2014) és nefelinszenitek (kék rombusz) kémiai összetétele a TAS digaramon



6. ábra – A Ditrói Alkáli Masszívum területén felszínre bukkanó tinguait telérek, a telérekbe, illetve nefelinszenitekbe zárt mafikus kőzetzárványok, valamint összehasonlításképp a kamptonitok (Batki et al., 2014) és nefelinszenitek kémiai összetétele az A/NK vs. A/CNK digaramon Shand (1943) alapján (jelmagyarázat az 5. ábra szerint)

alkália tartalma (Na₂O+K₂O=8,6t%), sőt SiO₂ tartalma is kisebb az ijolitikénál (5. ábra). Az ijolitok peralkáli, a bazanitikok metaluminos jellegűek (6. ábra). A mafikus kőzetzárványok RFF és inkompatibilis nyomelem tartalma a tinguaitokhoz hasonlóan nagy (Lamax=187ppm, Zrmax=685ppm, Nbmax=212ppm, Bamax=1244ppm, Srmax=1329ppm). A (La/Yb)N arány (34-46) szintén nagy, míg az Y/Nb (0,14-0,22) arány kicsi. Kondritra normált ritkaföldfém eloszlásuk a La-tól az Eu-ig egyenesen csökken, negatív Eu anomáliát nem mutatnak. A bazanitikok nehéz ritkaföldfém tartalma azonban megnő a közép ritkaföldfémekhez képest, míg az ijolitiké tovább csökken (7. ábra).

4. Diskusszió és következtetések

A Ditrói Alkáli Masszívum területén felszínre bukkanó tinguait telérek mind ásványtanilag, mind geokémiailag nagy hasonlóságot mutatnak a masszívum nefelinszenitjeivel. A tinguaitok főlem

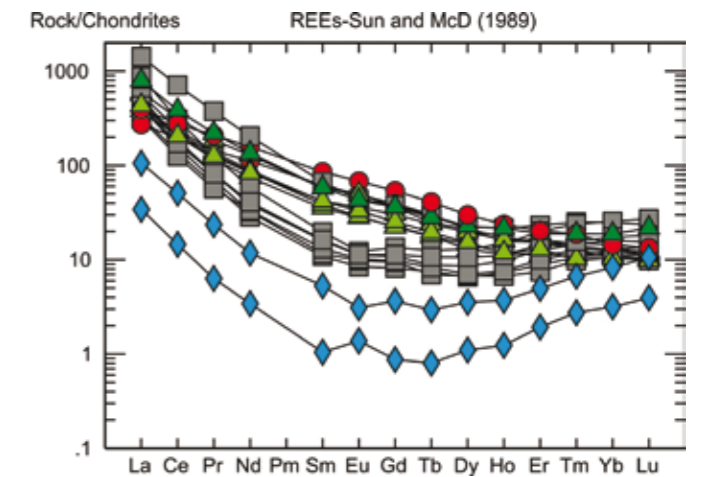
koncentrációja szinte megegyezik a nefelinszenitek kémiai összetételével (5. és 6. ábra), ritkaföldfém eloszlásuk pedig egyformán U-alakú lefutást mutat (7. ábra). Fentiek alapján a tinguaitok és a nefelinszenitek komagmás eredetűek.

A tinguait telérekbe ágyazódott ijolit kőzettestek megjelenése (2. ábra) és szöveti bélyegei arra utalnak, hogy a telérek felemelkedés közben kisebb-nagyobb darab kőzetanyagot ragadtak magukkal, amelyek kerekded formában szilárdultak meg. A nefelinszenitekben megjelenő bazanitik kőzetzárványok alakja hasonlít ugyan az ijolitikéhoz, azonban a vizsgált bazanitikok egy extenziós tektonikai környezetben, a köpenyből a magmakamrába érkező friss magma csomagokat is képviselhetik.

Az ijolitok kémiai összetétele alkália tartalmukat tekintve a tinguaitokkal és nefelinszenitekkel mutat rokonságot, míg SiO₂ koncentrációjuk alapján a kamptonitokhoz hasonlóan bazikusak (5. ábra). Ritkaföldfém eloszlásuk a kamptonitokkal mutat szoros egyezést (7. ábra).

A nefelinszenitekben megjelenő bazanitik kőzettestek geokémiailag a kamptonitokhoz állnak legközelebb (5-7. ábra), bár nehéz ritkaföldfém tartalmuk a tinguaitokhoz hasonlóan enyhe pozitív anomáliát mutat (7. ábra).

Az ijolit és bazanitik kőzetzárványok geokémiai tulajdonságaik alapján szoros genetikai kapcsolatban állhatnak a masszívum szülőmagmáját képviselő kamptonitokkal (Batki et al., 2014), valamint a bezáró kőzetekkel, a tinguaitokkal és a nefelinszenitekkel is. A petrogenetikai kapcsolat pontos feltáráshoz természetesen további részletes ásványkémiai, izotópgéokémiai és nem utolsósorban kormeghatározási vizsgálatokra van szükség.



7. ábra – A Ditrói Alkáli Masszívum területén felszínre bukkanó tinguait telérek, a telérekbe, illetve nefelinszenitekbe zárt mafikus kőzetzárványok, valamint összehasonlításképp a kamptonitok (Batki et al., 2014) és nefelinszenitek kondritra normált ritkaföldfém eloszlása Sun, McDonough (1989) alapján (jelmagyarázat az 5. ábra szerint)

Irodalomjegyzék

- Batki, A., Pál-Molnár, E., Bárdossy, A. (2004): Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, **45/2**, 21-28.
 Batki, A., Pál-Molnár, E., Markl, G., Wenzel, T. (2012): Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series, Szeged, 7, 12.
 Batki, A., Pál-Molnár, E., Dobosi, G., Skelton, A. (2014): Lithos, **200-201**, 180-196.
 Fall, A., Bodnar, R. J., Szabó, Cs., Pál-Molnár, E. (2007): Lithos, **95**, 331-345.
 Pál-Molnár, E. (1992): Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, **33**, 67-80.
 Pál-Molnár, E. (1994a): Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, **34**, 95-109.
 Pál-Molnár, E. (1994b): MTA SZAB Competition, Manuscript, 2-45.

- Pál-Molnár, E. (1994c): MTA SZAB Kiadványai, Szeged, 86 p.
- Pál-Molnár, E., Árva Sós, E. (1995): *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged, **36**, 101–116.
- Pál-Molnár, E. (2000): SZTE ÁGKT, Szeged, 172 p.
- Pál-Molnár, E. (2010a): In: Szakáll S., Kristály F. (Eds.), *Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania. Sepsiszentgyörgy, Csíkszereda*, 33–43.
- Pál-Molnár, E. (2010b): In: Szakáll S., Kristály F. (Eds.), *Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania. Sepsiszentgyörgy, Csíkszereda*, 63–88.
- Shand, S.J. (1943): Hafner Publishing Co., New York, 444 p.
- Streckeisen A. (1954): *Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, **34**, 336–409.
- Sun, S., McDonough, W.F. (1989): In: Saunders A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*, Geological Society Special Publication, **42**, 313–346.

Cu-Ni-PGE SZULFIDÉRCESÉDÉS KÉPZŐDÉSÉNEK HŐMÉRSÉKLETI ÉS GEOKÉMIAI FELTÉTELEI A SOUTH KAWISHIWI INTRÚZIÓ (DULUTH COMPLEX, MN, USA) CSARNOKITOSODOTT FEKÜJÉBEN

Benkó Zsolt^{1,2}, Aberra Mogessie¹, Molnár Ferenc³, Steve Hauck⁴, Mark Severson⁴

¹ Grazi Egyetem, Földtani Intézet, Graz, Ausztria

² Magyar Tudományos Akadémia Atommagkutató Intézet, Debrecen

³ Finn Geológiai Szolgálat, Espoo, Finnország

⁴ Minnesotai Egyetem, Természeti Erőforrások Kutató Intézete (NRRI), Duluth, Minnesota, USA

e-mail: zsoltenkoo@gmail.com

1. Bevezetés

A mezoproterozoós (1.1 Mrd) korú Duluth Komplexum három mafikus intrúziójának (South Kawishiwi intrúzió [SKI], Bathhtub intrúzió, Partridge River intrúzió) alsó, 100-300 m vastagságú, részben a fekézőzetekkel kontaminálódott egysége tartalmazza a világ egyik legnagyobb Ni és Cu készletét, jelentős platinafém (PGE: Pt, Pd, Ir, Os, Re, Rh) dúsulással. Ni, Cu és platinafém ércesedés azonban nem csak az intrúzió alsó egységéből ismert, hanem azt lokálisan az intrúzió csarnokitosodott monzonit és szaruszirtesedett agyagpala fekézőzetekből is kimutatták (Patelke, 2003).

Peterson (2010) elképzelése szerint az intrúzió csarnokitosodott fekézőjének Cu-Ni-PGE ércesedése lokálisan jelenik meg az intrúzióban található magmatsatornák alatt és részben a csarnokit parciális olvadása, részben pedig fluidumok közvetítésével az intrúzió kontaktzónájából került a fekébe.

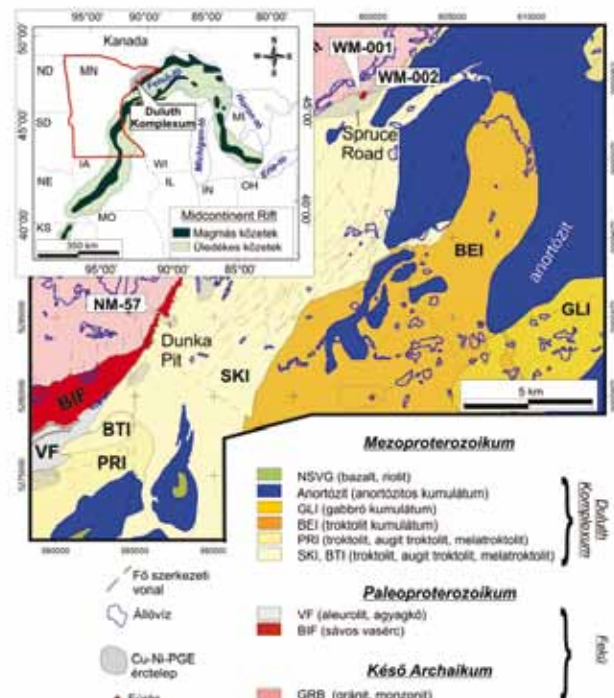
Egy, a fekébe mélyült ércesedett (WM-002, Spruce Road telep) és egy nem ércesedett fűrómag (NM-57, Dunka Pit telep; 1. ábra) petrográfiai és ásványgeokémiai vizsgálata alapján arra kerestük a választ, hogy a feké kontaktmetamorfózisa és részleges olvadása során az egyes fizikai-kémiai tényezők (hőmérséklet, fluidumok relatív halogénfugacitása) hogyan játszhattak szerepet az ércesedés létrejöttében.

2. Földtani háttér

A Duluth Komplexum Minnesotában (USA), a Felső-tó nyugati partján található és a Kansastól Minnesota államig húzódó mezoproterozoós Midcontinent Rift rendszer része. A Midcontinent Rift képződése a É-Amerikai Kontinens (elhalt) riftesedéséhez köthető, mely során egy átlagosan 3-5 km mély árokrendszer jött létre (1. ábra). A rift-völgyet üledékes kőzetsorozatokat és riftesedéshez köthető tholeiites geokémiájú mafikus-felzikus vulkáni és intrúzió kőzetek töltötték ki. A Duluth Komplexum troktoit-gabbro-anortozit kőzeteinek fedőjét szingenetikus, bazaltos összetételű kiömlési kőzetek adják. Feküjében késő-archai korú granitoid kőzetek (Giant's Range batolit), valamint az ezek fedőjét alkotó kora-proterozoós enyhén metamorf sávos vasérc (Biwabik Iron Formáció) és metapélit (Virginia Formáció) található. Az SKI a Duluth Komplexum 8 jelentősebb intrúziója közül az egyik, amelyikben Cu-Ni-PGE ércesedés található. Közvetlenül kumulát szövetű troktoitból, gabbroból, helyenként melatroktoitból áll. A

hintett vagy szemimasszív kalkopirit, kubanit és pirrotin gazdag Cu-Ni-PGE ércesedés az SKI alsó 100-300 m egységére korlátozódik.

A SKI fekéjét északnyugati pereme mentén a késő-archai monzonit-adamellit-granit kőzetek alkotják. Az intrúzió kontakt hatása a fekében mintegy 80-100 m mélységig tanulmányozható (Benkó et al., 2013) és az a granitoid kőzet amfibol és piroxén fáciesű szaruszirtesedését, valamint részleges megolvadását eredményezte. A kontaktmetamorfizálódott granitoid kőzetet piroxén és kevés kvarctartalma alapján csarnokitnak nevezzük.



1. ábra – A Duluth Komplexum földtani térképe (Röv.: NSVG: North Shore Volcanic Group; GLI: Gabbro Lake intrusion; BEI: Bald Eagle intrusion; PRI: Partridge River intrusion; SKI: South Kawishiwi intrusion; BTI: Bathhtub intrusion; VF: Virginia Formáció; BIF: Biwabik Iron Formáció; GRB: Giant's Range batolit)

A feké-intrúzió kontaktusától távolodva Benkó et al. (2013) három különböző ércsvány paragenézist különített el a Spruce Road érctelepen (SKI; 1. ábra): (1) a kontaktus közelében, 10 m

mélységig történő megolvadása és a különböző geotermométerek azt bizonyítják, hogy azt hosszabb időn keresztül, magasabb hőmérsékletű kontakthatás érte. A mélyebb átolvadáshoz hozzájárulhatott a szingenetikus fluidumok relatív fluorkoncentráció növekedése is. A fémek (Cu, Ni, etc.) szállításában pedig a mélységgel relatíve növekvő Cl fugacitásnak lehetett szerepe.

A hosszabb ideig tartó hőhatás a Spruce Road telepen feltehetően összefüggésbe hozható Peterson (2010) elméletével. Szerinte ezen a területen az intrúzió aljában egy magmaáramlási csatorna jött létre, amely hosszú ideig fűthette a fekézőzetet, annak jelentős olvadást okozva. A magmacsatornából ilyen módon a szulfidolvadék könnyebben migrálhatott az olvadt fekézőzetbe.

Ugyan a relatív F és Cl fugacitás változásának oka nem tisztázott és meghaladja a jelen kutatás kereteit, feltételezhető hogy az, a kontakt metamorfózis által gerjesztett, a fekézőben keletkező konvektív fluid áramlásokkal lehet kapcsolatban.

Köszönetnyilvánítás

Ez a kutatás Aberra Mogessie FWF-P23157-N21 számú kutatási pályázata támogatásával valósult meg.

Irodalomjegyzék

- Benkó, Z., Molnár, F., Mogessie, A., Severson, M., Hauck, S., Greg, A. (2013): Mineral deposit research for a high-tech world. 12th SGA Biennial Meeting, Uppsala, Sweden, 948–951.
- Gál, B., Molnár, F., Guzmics, T., Mogessie, A., Szabó, Cs., Peterson, D.M. (2013): Ore Geology Reviews, 54, 59–80.
- Hanley, J.J. (2005): Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 35, 35–56.
- Holtz, F., Pichavant, M., Barbey, P., Johannes, W. (1992): American Mineralogist, 77, 223–241.
- Manning, D.A.C. (1981): Contribution to Mineralogy and Petrology, 76, 206–215.
- Molnár, F., Watkinson, D.H., Jones, P.C. (2001): Economic Geology, 96, 1645–1670.
- Munoz, J.L. (1987): Micas. Reviews in Mineralogy, 13, 469–493.
- Naney, M.T. (1983): American Journal of Science, 283, 993–1033.
- Peterson, D.M. (2010): Guidebook for Post-Symposium Field Trip B2. 11th International Platinum Symposium, 97–116.
- Piccoli, P.M., Candela, P.A. (1994): American Journal of Science, 294, 92–135.
- Xiong, X-L., Zhao, Z-H., Zhu, J-C., Bing, R. (1999): Geochemical Journal, 33, 199–214.

SZILIKÁTOLVADÉK MOZGÁSA RÉSZBEN OLVADT FELZIKUS KÖZETBEN, EGY A SOUTH KAWISHIWI INTRÚZIÓ (DULUTH COMPLEX, MN, USA) FEKÜJÉBEN TALÁLHATÓ CU-NI-PGE ÉRCESEDÉS PÉLDÁJÁN

Benkó Zsolt^{1,2}, Aberra Mogessie¹, Molnár Ferenc³, Steve Hauck⁴, Mark Severson⁴

¹ Grazi Egyetem, Földtani Intézet, Graz, Ausztria

² Magyar Tudományos Akadémia Atommagkutató Intézet, Debrecen

³ Finn Geológiai Szolgálat, Espoo, Finnország

⁴ Minnesotai Egyetem, Természeti Erőforrások Kutató Intézete (NRRI), Duluth, Minnesota, USA

e-mail: zsoltbenkoo@gmail.com

1. Bevezetés

Részben olvadt mafikus és ultramafikus kőzetekben szulfidolvadékok mozgása intenzíven kutatott, de teljesen még nem tisztázott folyamat (Chung, Mungall, 2009). Intermediér és savanyú kőzetkörnyezetből ugyanakkor ilyen jellegű vizsgálat még egyáltalán nem készült.

A mezoproterozoós (1,1 Mrd) Duluth Komplexum, South Kawishiwi intrúziójának (MN, USA) csarnokitosodott (ortopiroxén és kvarc tartalmú gránit) és részben megolvadt fekéjében lokálisan, a feké intrúzió kontaktustól ~100 mélységig változatos szövétű és ásványtani összetételű Cu-Ni-PGE (PGE : platinafémek) ércesedés található. Molnár et al. (2010) kénizotópos vizsgálatai alapján az ércesedett alkotó fémek (Cu-Ni-PGE) és a kén a – világ második legnagyobb Cu-Ni készletét tartalmazó – mafikus intrúziójának kontaminálódott és alsó, ércesedett egységéből kerültek a fekébe. A fémek és a kén szállításának mechanizmusa azonban tisztázatlan maradt.

Petrográfiai megfigyelések alapján két érc típus képződésének a befogadó felzikus kőzet részleges megolvadásával való lehetséges kapcsolatát kívánjuk bemutatni.

2. Ércszövetek

A mafikus intrúzió és a feké határától tíz méter mélységig a döntően pirrotin, pentlandit és kalkopirit összetételű érc 5-10 cm átmérőjű enyhén nyúlt, hálózatos szövétű, éles peremű, szemimasszív egységekben jelenik meg. A gyakran csepp alakú szemimasszív egységekben parciálisan olvadt korrodált, szítaszövétű plagioklász valamint saját alakú orto- és klinopiroxén van jelen.

Az intrúzió-feké kontaktusának határától 50 m mélységig jelenik meg egy 2-3 cm vastagságú ér jellegű szövétváltozat. Az ér tengelyét kalkopirit, pirrotin és pentlandit alkotja, amelyet szimmetrikusan egy orto- és klinopiroxénből álló zóna követ. A piroxén döntően sajátalakú, néhány esetben annak magjában korrodált aktinolitot sikerült kimutatni. Egyes klinopiroxén kristályok legkülső peremén szintén aktinolitot, szintaxiális továbbnövekedés figyelhető meg. A piroxén-dús zónát egy plagioklászból, káliföldpátpából, kvarcból álló és változatos mennyiségű, de jellemzően a külső peremek felé növekvő mennyiségű biotitot tartalmazó zóna követi. A földpátok és a kvarc kis szemcseméretűek (50-300 µm), részben sajátalakúak, külső korróziós nyomok nélkül. A befogadó, csarnokit döntően antipertites szételegyedést mutató korrodált plagioklászból (0,3-1 mm), és kisebb (0,1-0,5 mm) piroxénből áll.

3. A szulfidolvadék mozgásának modellje

Chung és Mungall (2010) szerint Fe-gazdag, nagy sűrűségű szulfidolvadék cseppek mozgása mafikus mellékkőzetben csak akkor lehetséges, ha a szulfidcseppek mérete többszörösen meghaladja a részlegesen olvadt kőzetben a szilárd szilikátásványok közti távolságot. Szulfidolvadék szilikátolvadék jelenlétében ugyanis nem képes nedvesíteni a szilárd szilikátásványokat. Amennyiben azonban a szulfidcsepp mérete meghalad egy küszöbértéket, akkor a szulfidolvadék súlya meghaladja a szilikátásványok és szilikátolvadék közti kapillárisfeszültséget és a szulfidcsepp gravitációsan lesüllyed a részlegesen olvadt kőzetben. A pirrotin-gazdag ércesedés, esetében mind a kőzetben megfigyelt parciális olvadási bélyegek, mind pedig a szulfidomének csepp alakja alátámasztja, hogy a fent vázolt modell felzikus kőzetkörnyezetben is működhet.

Az ér szövétű ércesedés létrejöttében a csarnokit parciális olvadásának szerepe is igen valószínű: egy feltételezhetően már korábban képződött epidot/klorit/aktinolit ér ásványai a csarnokitosodott fekében – a SKI behelyezkedése során – a kontaktmetamorfózis hatására több lépésben először aktinolitá majd piroxéné alakultak és vízvesztésen estek át. A felszabaduló víz, az amúgy forró, de szilárd halmazállapotú csarnokitnak jelentősen csökkentette az olvadáspontját (50-120 °C-al; Holtz et al., 1992) és azt megolvasztva egy néhány milliméteres zónában egy részlegesen olvadt zónát hozott létre. Ez a szilikátolvadék később plagioklászá, káliföldpáttá és kvarccá kristályosodott. A Cu-gazdag, ezáltal kevésbé viszkózusabb és differenciált szulfidolvadék ebben a parciálisan olvadt zónában migrált az intrúzió-feké határától távolodva.

Köszönetnyilvánítás

Ez a kutatás Aberra Mogessie FWF-P23157-N21 számú kutatási pályázata támogatásával valósult meg.

Irodalomjegyzék

- Chung, H.Y., Mungall, J. (2009): Earth and Planetary Science Letters, **286**, 14–22.
Holtz, F., Pichavant, M., Barbey, P., Johannes, W. (1992): American Mineralogist, **77**, 1223–1241.
Molnár, F., Peterson, D., Arehart, G.B., Poulson, S., Hauck, S.A. (2010): Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series, **6**, 228.

AZ ÚRKÚTI MANGÁNÉRCESEDÉS RITKAFÖLDFÉM VIZSGÁLATAINAK EREDMÉNYEI

Bíró Lóránt¹, Polgári Márta², M. Tóth Tivadar¹, Vigh Tamás³

¹ Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

² MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

³ Mangán Kft., Úrkút

e-mail: birolori@gmail.com

Az úrkúti mangánércesedés kutatása több évtizedes múlttal rendelkezik. E kutatások kezdetben ásványtani-teleptani kutatások voltak, melyeket később részletesebb geokémiai és geobiológiai vizsgálatok követtek (Bíró et al., 2009, 2012; Polgári et al., 2012; Polgári et al., 2013a, 2013b). Ahogy a műszeres infrastruktúra és a tudomány fejlődött, úgy válhattak egyre részletesebbé, komplexebbé a kutatások. Ennek jó példája a mostani vizsgálatsorozat, melynél ez idáig kevésbé vizsgált ritkaföldfém (RFF) adatok feldolgozása az eddigi kutatásokhoz képest új irányt jelent.

Jelenlegi munkánk célja a teljes mangánérces rétegsor (Úrkúti Mangánérc Formáció – beleértve a közvetlen fekü (zöldesszürke mészmárga: Isztiméri Mészke Formáció Bocskorhegyi Tagozat) és fedő (Kisgerencei Márga és Eplényi Mészke Formációk) képződmények – RFF és nyomelem vizsgálatának genetikai szempontú jellemzése. A vizsgálatokhoz 39 db minta fő, illetve RFF-et is tartalmazó nyomelemzési adatait használtuk fel. A teljes kutatás során az említett RFF és nyomelemzési adatok feldolgozása az alábbi, az ércesedés körülményeire vonatkozó célokat foglalja magába:

1. Elemkorrelációk;
2. Paleoredox indikátorok: Ni/Co, V/Cr, V/(V+Ni), U/Th, δU , V/Al, U/Al, Mo/Al vs. TOC, V/Mo vs. Mo, valamint Mn*, Ce*;
3. Paleoproduktivitás indikátorai: Si*, P*, Ba* (hozzájárulás mértékei), valamint a Ba/Al, Cu/Al, és Ni/Al arányok;
4. Dúsulási tényezők (EF), valamint ezek korrelációi;
5. Elemfeleslegek (Xs), valamint ezek korrelációi;
6. RFF mintázatok és anomáliák: LRFF/MRFF/HRFF frakcionációinak mértékei (Nd/Yb, Pr/Sm, Sm/Yb, ΔSm), Ce, Eu, La, Gd, Y anomáliák;
7. Egyéb RFF diszkriminációs módszerek: La vs. Ce, Y/Ho, Y/Ho vs. La, La/Yb vs. La/Sm, Sm/Yb vs. Eu/Sm, Y/Ho vs. Eu/Sm, Y/Ho vs. Sm/Yb, Nd vs. Ce anomália.

A kapott indikátorok, mutatószámok komplex értelmezéséhez főkomponens analízist is alkalmaztunk, így a RFF mintázatokat kialakító hatások jobban meghatározhatóvá váltak.

Köszönetnyilvánítás

Bíró Lóránt publikációt megalapozó kutatása a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése országos program című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

Irodalomjegyzék

- Bíró, L., Polgári, M., M. Tóth, T., Kovács, J., Knauer, J., Vigh, T. (2009): *GeoLitera*, Szeged, 109 p.
- Bíró, L., Polgári, M., Pál-Molnár, E. (2012): *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, **7/3**, 109–117.
- Polgári, M., Hein, J.R., Tóth, A. L., Pál-Molnár, E., Vigh, T., Bíró, L., Fintor, K. (2012): *Geology*, **40/10**, 903–906.
- Polgári, M., Bíró, L., Pál-Molnár, E., Dobosi, G., Bajnóczi, B., Németh, T., Kovács Kis, V., Vigh, T. (2013a): *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, **8/4**, 139–146.
- Polgári, M., Hein, J.R., Németh, T., Pál-Molnár, E., Vigh, T. (2013b): *Sedimentary Geology*, **294**, 157–163.

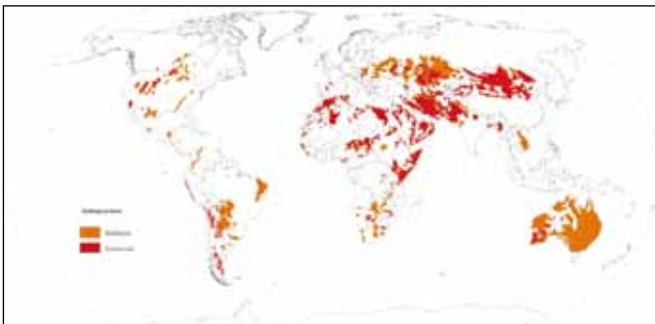
SZIKES ÜLEDÉKEK AGYAGÁSVÁNYTANI ÉS ELEM-ADSORPCIÓS TULAJDONSÁGAI

Bozsó Gábor

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: bozsogabor@geo.u-szeged.hu

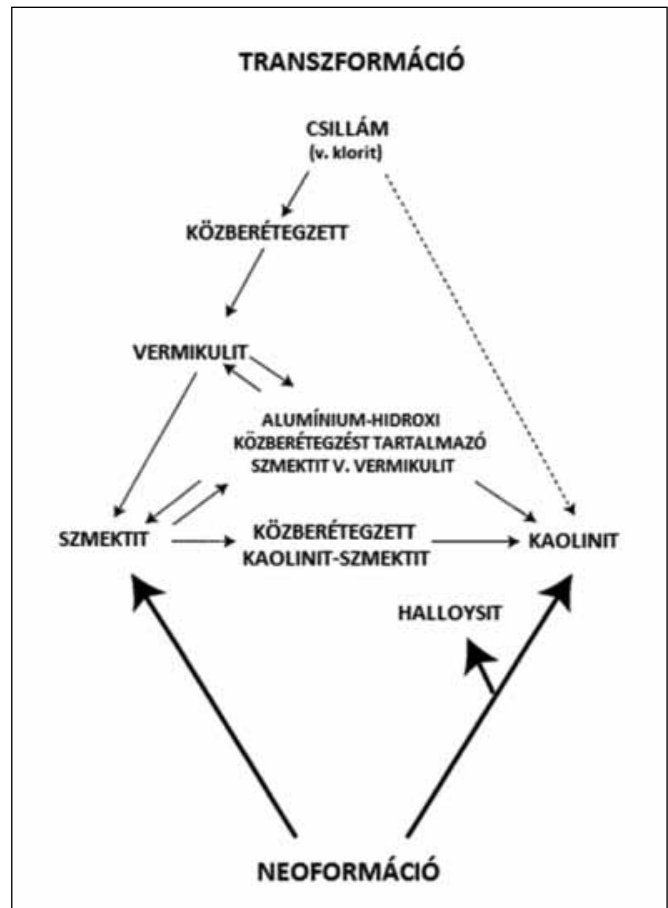
1. Bevezetés

A Kárpát-medence, de különösen – az édesvíz készletek mellett az egyéb természeti kincsekben szegény – Magyarország, megkülönböztetett jelentőségű, feltételesen megújuló természeti erőforrását a talajkészletek képezik. A természetes, elsősorban klimatikus és hidrológiai, valamint a mesterséges hatások miatt a talajdegradáció hazánkban kifejezetten jelentős (Várallyay, 1999). A talaj degradációs folyamatai közül a világszinten is nagy területeket érintő szikesedés (1. ábra) Magyarország termőterületeink legalább 10%-át érinti (Bozsó et al., 2008).



1. ábra – A szikes talajok földrajzi elhelyezkedése a Földön

A szikesedés számos olyan talajgeokémiai paramétert megváltoztat, amely döntően befolyásolja annak elem-háztartását és hidrológiai tulajdonságait. Általában elmondható, hogy a növekvő sótartalommal növekszik a talaj lúgossága, a kationok nagy többsége immobilissá válik, a talaj vízháztartása romlik, a talaj fizikai tulajdonságai szélsőségesen változnak, a nyári száraz időszakban gyakorlatilag művelhetetlen keménységűvé válnak a szikes talajok, míg az esős periódusokban nem tud elszivárogni az esővíz (Pál-Molnár et al., 2007). A talajok és üledékek víz-, és elem-háztartásáért felelős egyik fő talajalkotói az agyagásványok. A talajvízszint szezonális váltakozása és a felhalmozódott Na^+ -többlet miatt a talajszelvény agyagásványain (elsősorban a filloszilikátok közül a szmektit csoport aktív ioncserélő helyein) köztött Ca^{2+} Na^+ -ra cserélődik. A folyamat eredményeként drasztikusan romlik a vízháztartás, valamint a felvehető elemek mennyisége (Bergaya et al., 2006). Bár az agyagásványok képződésével és átalakulásával számos kutató foglalkozik és részben tisztázták a transzformációs folyamatok (2. ábra), azonban nincs arra vonatkozóan részletes információ, hogy milyen módon alakul a szikes területeken az agyagásványok képződése, átalakulása. Ugyanakkor az agyagásványok részletes ismerete a szikes területen esszenciálisan fontos az elem-adszorpciós folyamatok megértéséhez, mivel döntően ez a csoport határozza meg a felvehető elemek mennyiségét, végső soron a talaj termékenységét.



2. ábra – Lehetséges agyagásvány-átalakulási folyamatok a talajban, Wilson (1999) nyomán. (Neoformáció: vastag, folytonos nyílak; transzformáció: vékony, folytonos nyílak; nem-valódi transzformáció: szaggatott nyíl)

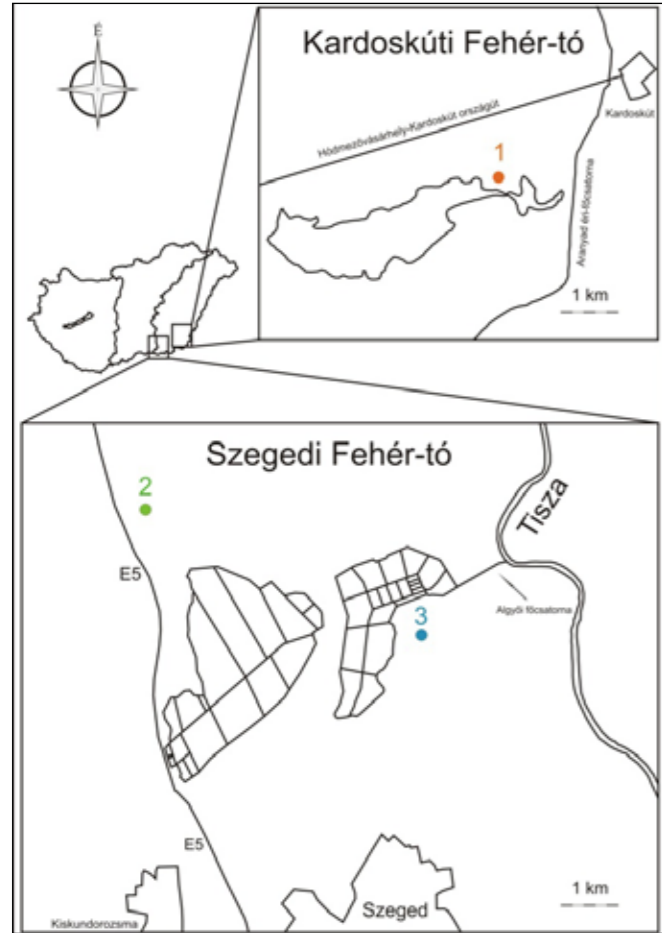
Ehhez szorosan kapcsolódik az a probléma is, hogy nem ismerjük részletesen azokat a geokémiai folyamatokat, amelyek meghatározzák egy szikes üledékben, vagy talajban a környezeti és agrogeokémiai szempontból fontos – sokszor szennyezőként számon tartott – elemek eloszlását, ad-, és deszorpciós folyamatait. Ezért jelen munkánkban röviden össze szeretnénk foglalni az előzőekben vázolt problémákra irányuló vizsgálati eredményeinket, főbb megállapításainkat.

1.1. A vizsgálati területek bemutatása

A kutatási célkitűzéseinknek megfelelően olyan szikes tavi rendszereket választottunk ki, amelyekben minden, a szikesedésre jellemző geokémiai és hidrológiai folyamat intenzíven és szezonálisan váltakozik. Ugyan a szikes tavi üledékek talajtani szempontból nem feleltethetők meg tökéletesen a talajoknak, azonban geokémiai

szempontból szinte teljesen megegyeznek, valamint a fiatal tavi üledékekben évente többször előforduló vízingerőzések tulajdonképpen egy gyorsított talajszikesedési folyamatnak tekinthető, így a vizsgálati eredmények mind üledékekre mind talajokra alkalmazhatóak.

A célkitűzéseknek megfelelően a vizsgálatokra (3. ábra) egy szoloncsákos (Kardoskúti Fehér-tó, 1. mintázási pont) és egy szolonycses (Szegedi Fehér-tó, 2. mintázási pont) tavi üledékszervényből (állandó növényzeti fedettség nélkül), valamint egy szolonycses (a Szegedi Fehér-tó közvetlen szomszédságában található, 3. mintázási pont) talajszervényből (állandó, alapvetően zombékos növényzeti fedettséggel) vettünk a tavaszi, nyári és őszi periódusban 4-4 méter mélységű talajminta oszlopokat.



3. ábra – A mintázási területek bemutatása

1.2. Alkalmazott vizsgálati módszerek

Az elsődleges geokémiai paraméterek (sótartalom (EC), kémhatás (pH)) (1. táblázat), a szemcseméret, valamint a teljes ásványos összetétel meghatározásának eredményei alapján választottunk ki összesen hat különböző sótartalommal, szemcseméret-eloszlással és kémhatással rendelkező szintet.

A reprezentatív minták kijelölésekor az volt a cél, hogy minimális és maximális sótartalmú és kémhatású rétegeket jelöljünk ki, és a vizsgálatok alapján megpróbáljuk megállapítani, hogy az agyagásványok eloszlására, mállási folyamataira milyen hatással van a sófelhalmozódás. Ezután a vizsgált szintekből 2 µm alatti szemcsemérettel rendelkező ülepített mintákat készítettünk részletes agyagásvány-vizsgálatokra. Az orientált, ezután pedig etilén-glikollal, majd 350 és 550 °C-on hőkezelt mintákat rendre röntgen-pordiffrakcióval (XRD) vizsgáltuk (Moore et al., 1997).

Az XRD felvételek készítése Rigaku Ultima IV típusú készülékkel, CuKα sugárforrással, hajlított grafit egykristály-monokromátor és szcintillációs detektor alkalmazásával történt (anódáram 40 mA, gerjesztő feszültség 50 kV, szögstartomány: 3–60° 2θ, léptetésköz: 0,05°, léptetés sebessége 1°/min).

1. táblázat – A vizsgált minták pH és EC értékei

	Nr.	Mélység (cm)	pH	EC [mS/cm]
Kardos-kút	1/1	0-10	10,5	5,5
	1/2	45-55	10,5	2,2
	2/1	15-25	10,4	3,4
	2/2	40-50	10,4	1
Szeged	3/1	35-50	8,7	18
	3/2	190-200	9,4	3

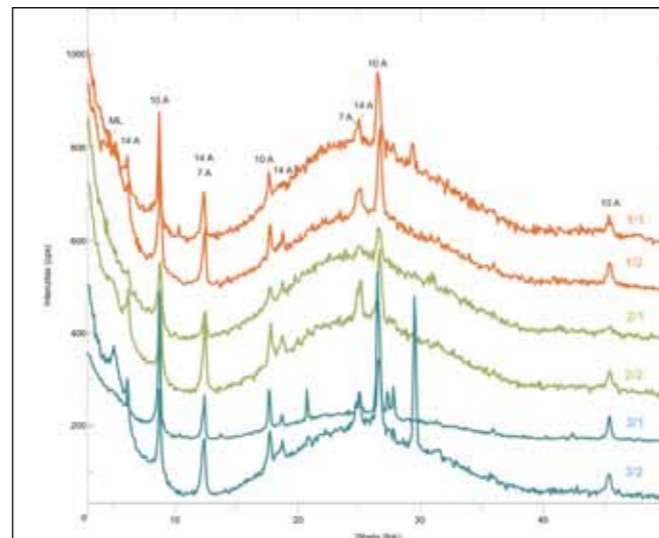
A 2 µm alatti szemcsemérettel rendelkező ülepített mintákon megvizsgáltuk az egyik leggyakoribb szennyezőnek számító réz adszorpcióját (Alloway, 2013). A kiválasztott hat darab reprezentatív mintát először 1 g/l koncentrációjú nátrium-oldattal kezeltük 48 órán keresztül, folyamatos kevertetés mellett, majd rendre 50, 100, 500, 1000 és 2000 mg/l koncentrációjú réz-oldatokkal kezeltük szintén 48 órán keresztül. 3800 1/min sebességgel 15 perc centrifugálás után vizsgáltuk a felülszó oldat réz koncentrációit, majd Langmuir-izotermák segítségével meghatároztuk a réz maximális adszorpcióját az egyes mintákra (Hinz, 2001). Az oldatok réz koncentrációját Rigaku Supermini hullámhossz diszperzív röntgen fluoreszcens spektrométerrel (Pd röntgensugár forrás, 50 kV gerjesztő feszültség, 4 mA anódáram) mértük.

2. Eredmények

2.1. A vizsgált szelvények agyagásványainak minőségi és mennyiségi jellemzői

A vizsgált minták 2 µm alatti, glikolozás utáni XRD spektrumait a 4. ábra szemlélteti.

Összességében elmondható, hogy területtől függetlenül, változó mennyiségben minden mintában található 10 Å-s (muszkovit-illit) fázis, melynek jelenlétét a 8,8°; 17,7°; 26,6° 2θ értékeknél meg-



4. ábra – A vizsgált minták etilén-glikolozás utáni XRD spektrumai

jelenő reflexiók mutatják, 14 Å-s (zömében duzzadó, szmektit) fázis, amelyet a 6,2°; 12,5°; 18,6°; 25,1° 2θ értékeknél található csúcsok jeleznek, valamint egyes esetekben kevert szerkezetek mutathatóak ki (2. táblázat). Emellett 7 Å-ös (kaolinit) fázist is találtunk, amely 24,9°-nál különíthető el egyértelműen a 14 Å-ös fázistól, mert a 12,5°-nál lévő csúcsa teljes átfedésben van vele.

2. táblázat – Az agyagásványok relatív mennyisége

	Nr.	Mélység (cm)	7Å	10Å	14Å	Duzzadó fázis
Kardos-kút	1/1	0-10	+	+++	+	.
	1/2	45-55	+	++	+	+++
Szeged	2/1	15-25	++	+++	++	.
	2/2	40-50	++	++	++	++
	3/1	35-50	+	+++	++	.
	3/2	190-200	+	++	+	+++

A megemelkedett, elnyúló háttér, a nagyobb mennyiségű szervesanyag-tartalomra utal. Megfigyelhető továbbá az is, hogy lényegi, minőségi eltérés csak a duzzadó szmektit esetében mutatható ki. Általában jobban rendezett szerkezetek alakulnak ki a mélyebb rétegekben található zónákban, míg minden felszíni mintában vagy nem volt kimutatható mennyiségű duzzadó agyagásvány, vagy inkább rosszul rendezett kevert szerkezeteket határoztunk meg.

Az eredmények alapján az látható, hogy a nagy sótartalmú (> 2 mS) rétegekben minden esetben minimális a duzzadó agyagásványok jelenléte, míg az alacsonyabb sótartalommal rendelkező szintekben vagy jól rendezett szmektit, vagy rosszul rendezett kevert szerkezetek alakulnak ki. Megállapítható továbbá az is, hogy általában ott alakulnak ki rosszul rendezett kevert szerkezetek, ahol a kémhatás erősen lúgos (pH>10), illetve ezek a minták rendre a nagy vízingerőzéssel rendelkező szintekben találhatóak.

Ugyanakkor jól megfigyelhető, hogy a kémhatás másodlagos szerepet játszik a rosszul rendezett szerkezetek esetében, elsősorban a magas sótartalom akadályozhatja a kialakulásukat. Jól látható az is, hogy a rendezett szmektit szerkezet csak a mélyebb, folyamatosan a talajvíz szintje alatt található zónában jelentkezik és az állandó vízingerőzések zónájában (0-100 cm) egyik mintaterületről származó minta esetében sem található meg. Az XRD felvételeken tapasztalható háttér megemelkedéséből arra következtethetünk, hogy a röntgen-amorf (szerves, vagy kolloidális szeretlen) fázisok mennyisége a nagy vízingerőzést szelvényekben jelentősen magasabb, mint az állandó vízborítással rendelkező szelvény esetében.

2.2. Az adszorpciók kísérletek eredményei

Az előző fejezetben bemutatott mintákat az 1.2. fejezetben ismertett módon kezeltük Na-, és Cu-oldatokkal. Az eredmények alapján elmondható, hogy függetlenül a filloszilikát-tartalomtól a mintákra egységesen jellemző a nátrium kezdeti gyors megkötődése a kis koncentrációknál. Azonban a nagyobb koncentrációknál általánosságban elmondható, hogy a kezdetihez képest csökken a nátrium adszorpciója, számos esetben már az 1000, 2000, illetve 5000 mg/l kiindulási koncentrációknál. Az izotermák lefutása minden esetben „L” típusú (Hinz, 2001), amiből arra következtethetünk, hogy a nátrium a kötőhelyekhez erősen adszorbeál kis koncentrációk esetén. Függetlenül a minták vizsgált ásványos összetételétől, elmondható, hogy a Na adszorpció mértéke minden esetben hasonló nagyságrendű volt.

3. táblázat – Az agyagásványok relatív mennyisége

Nr.	Cu maximális adszorpciója (mg/kg)	Cu maximális adszorpciója (mg/kg)	
		1 g/l-es Na adszorpció után	Változás (%)
1/1	26 633	20 300	-23,78
1/2	25 867	17 100	-33,89
2/1	22 800	22 500	-1,31
2/2	24 100	20 200	-16,18
3/1	22 467	14 600	-35,01
3/2	28 100	13 900	-50,53

A réz adszorpciójának vizsgálatok megállapítottuk, hogy mintától függetlenül minden esetben az adszorpció típusa „L” vagy „H” típusú (Hinz, 2001), ami a réz adszorpció helyekhez történő nagy affinitására utal. Megfigyelhető továbbá, hogy a mintákban a kezdeti maximális adszorpció értéke nem térnek el jelentősen, jellemzően a 20-30 g/kg tartományban maradnak.

A kardoskúti és a szegedi tavi üledékszervényben, mindkét szint esetén hasonló az adszorpció mértéke, a kardoskúti minták esetén némileg nagyobb, ez összefüggést mutat a szelvények agyagfrakcióinak mennyiségével. Egyedül a szegedi réti szelvény esetében figyelhető meg, hogy a felszíni mintában alacsonyabb az adszorpció mértéke, míg a 190-200 cm közötti szintben a mértek közül a legmagasabb a Cu megkötődésének nagysága.

Megvizsgálva e két minta duzzadó agyag-tartalmát egyértelműen látszik, hogy a nagyobb megkötődés a szmektit csoportnak tudható be. Nem figyelhető meg szignifikáns összefüggés a minták Cu maximális adszorpció értékei és pH és EC értékei között, tehát minden valószínűség szerint e két paraméter alárendelt szerepet játszik a réz adszorpciójában.

A vizsgált minták mindegyikénél jelentősen csökken a Cu maximális adszorpciója az 1 g/l Na koncentrációjú kezelés után. Jellemzően 30%-al kevesebb a réz maximális adszorpciója a kezelés után, de jelentősnek mondható 50%-os csökkenés is megfigyelhető. Általában jellemző, hogy a réz a talajalkotók közül legnagyobb affinitást a Mn-oxidok felé mutatja, ezt követik a szerves anyagok, az amorf Fe-oxidok-hidroxiidok, majd az agyagásványok (Bradl, 2004). Az agyagásványok kisebb szerepét jelzi Lukman (2013) megállapítása is, miszerint az agyagásványok adszorpció kapacitása a 6-10 pH tartományon belül folyamatosan csökken, egészen 10-es pH-ig, melyet követően emelkedés tapasztalható, bár nem éri el a 6-os pH-n mért értéket sem. Ugyanakkor jelen esetben az figyelhető meg, hogy az vizsgált szeparált agyagfrakciókban a duzzadó agyagásványok határozzák meg leginkább a réz adszorpciójának mértékét, függetlenül a kémhatástól vagy a sótartalomtól.

3. Összegzés

Az agyagásványok XRD felvételei, valamint a mért minták pH és EC értékei alapján összességében elmondható, hogy a magas sótartalom nem kedvez a rendezettebb agyagásvány-szerkezetek kialakulásának, a magas nátrium-tartalom akadályozza a képződést, a magas pH, valamint az állandó vízingerőzések miatt pedig rosszul rendezett, kevert agyagásvány-szerkezetek alakulnak ki. A félmennyiségi kiértékelés eredményei alapján a duzzadó fázis (szmektit vagy szmektit-gazdag illit/szmektit) és illit relatív mennyisége – a két összehasonlított mélység tartományban – ellentétes képet mutatott, amelynek több oka lehet. A duzzadó fázis relatív

csökkenése a nagy sótartalommal van összefüggésben, míg azokban a szintekben, ahol a relatív mennyiségében növekedés mutatkozott, illitből történő átalakulási folyamata feltételezhető.

Megállapítható, hogy az adszorpciós kísérletekben mind a nátrium, mind a réz kis koncentrációk esetén nagyon nagy affinitással kötődik az adszorpciós helyekre, míg nagyobb koncentrációk esetében ez korlátozottabbnak mutatkozik.

Elmondható, hogy alapvetően a nagyobb duzzadó agyagásvány-tartalmú mintákban nagyobb a réz megkötődése, a nátriummal való kezelése után pedig adszorpciójának csökkenése, de ebben az esetben sem látszódik szignifikáns összefüggés a minták kémhatása, sótartalma és a réz-adszorpció csökkenése között. Mindemellett valószínű, hogy a minták réz adszorpciójában a jelen kutatásban még nem vizsgált amorf vas és mangán-oxidok, -hidroxidok is jelentősebb szerepet játszhatnak.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése

országos program című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

Irodalomjegyzék

- Alloway, B.J. (2013): Springer, New York, 613 p.
- Bergaya F., Theng B.K.G., Lagaly G. (2006): Elsevier, Amsterdam, 1246 p.
- Bradl, H.B. (2004): *Journal of Colloid and Interface Science*, 277, 1–18.
- Bozsó, G., Pál-Molnár, E., Hetényi, M. (2008): *Cereal Research Communications*, 36, 1463–1466.
- Bozsó, G., Pál-Molnár, E. (2011): In: Unger, J., Pál-Molnár, E. (eds.): *Geoszférák 2010*. Geolitera, Szeged, 41–78.
- Hinz, C. (2001): *Geoderma*, 99, 225–243.
- Lukman S., Essa M.H., Mu'azu Nuhu D., Bukhari A., Beshneer C. (2013): *Journal of Environmental Science and Technology*, 6/1, 1–15.
- Moore, D. M., Reynolds, R.C. (1997): Oxford University Press, Oxford, 378 p.
- Pál-Molnár, E., Bozsó, G. (2007): *Cereal Research Communications*, 35, 889–892.
- Várallyay, Gy. (1999): *Agrokémia és Talajtan*, 48, 399–418.
- Wilson M.J. (1999): *Clay Minerals*, 34, 7–25.

AZ ÁSVÁNYOS ÖSSZETÉTEL HATÁSA KÜLÖNBÖZŐ, MÉSZKŐ ALAPKÖZETEN KÉPZŐDÖTT TALAJOK SZERVES ANYAGÁNAK TERMIKUS STABILITÁSÁRA

Czirbus Nóra, Nyilas Tünde, Raucsik Béla, Hetényi Magdolna

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: czirbus.nora@geo.u-szeged.hu

1. Bevezetés

A talajok szerves anyag készlete jelentős szénmennyiség raktározására képes, melyek talajban történő tartózkodási ideje széles skálán mozog a szerves anyag stabilitásától függően. A talaj szerves anyaga és a talaj bizonyos ásványi fázisai között fellépő különböző kötési formák nagymértékben megnövelhetik a szerves anyag stabilitását (Lützow et al., 2006, Tonon et al., 2010). A talaj szerves anyagának termikus stabilitásában szerepet játszó ásványi fázis hatásának megjelenését vagy éppen hiányát három különböző típusú talajmintán vizsgáltuk, amely egy fekete rendzina, egy vörös agyagos rendzina és egy agyagbemosódásos barna erdőtalaj A-szintjei szerves anyagának (SOM) és az ásványi mátrix elbontásával koncentrált, kémiai ellenálló szerves anyagának (ROM) Rock-Eval pirolízissel történő vizsgálatával, illetve a talajminták ásványos összetételének meghatározásával történt.

A vizsgált talajminták a Bükk-hegységből származnak, így az ágyazati kőzet minden esetben mészkő. Ennek ellenére a talajképző kőzet a három mintában eltérő. Míg a fekete rendzina közvetlenül a mészkő alapkőzeten fejlődött, addig a vörös agyagos rendzina talajképző kőzetét a mészkő és a repedéseiben megjelenő vörös agyagos málladéktakaró együttesen képezi, az agyagbemosódásos barna erdőtalaj esetén pedig a mészkőre rakódott meszes homokos szövetű üledék a talajképző kőzet. A talajminták karbonát-tartalma az azonos ágyazati kőzeten lévő talajképző anyagnak megfelelően változik, amelyet a minták kémhatása is jól tükröz.

A különböző talajképző anyag következtében a talajok ásványos összetétele is különbséget mutat. A két rendzina hasonló ásványi összetétellel jellemezhető, azonban a szilikátos ásványok a vörös agyagos rendzinában nagyobb arányban vannak jelen. A két talajminta domináns ásványa a kvarc, amely mellett plagioklász és káliciföldpát is megjelenik, az uralkodó agyagásvány a két mintában a kaolinit. A vörös agyagos rendzinában jelentős mennyiségű goethit illetve kis mennyiségben hematit is megjelenik, amely a két minta színbeli különbségét eredményezi. Az agyagbemosódásos barna erdőtalaj ásványos összetételében szintén domináns a kvarc, azonban az agyagásványok már nagyobb arányban fordulnak elő az előző két mintához képest. Uralkodók a 10 Å-ös fázisok (illit-muszkovit), amelyek mellett kis mennyiségben duzzadóképes fázis (szmektit, esetleg vermikulit) jelenléte is feltételezhető.

A talajminták A-szintjének szerves anyag tartalmában (TOC) mutatott különbség, vagyis a nagyobb TOC a fekete rendzinában (13%) illetve a kisebb TOC a vörös agyagos rendzinában (6,7%) és az agyagbemosódásos barna erdőtalajban (5%) az eltérő primer

biomasszából adódik, ugyanis a fekete rendzina füves vegetációval borított, amely nagyobb szerves anyag utánpótlást eredményez, mint a másik két talajminta területét jellemző lombhullató erdő. Ezt a Rock-Eval pirolízis által kapott minőségi mutatók (HI és HI/OI) és a pirogramok matematikai bontásának eredményeiből származtatott értékek (R) is jól alátámasztják.

A kezeletlen talajmintákra, illetve a savas kezelés során kapott koncentrált, kémiai ellenálló szerves anyag (ROM) vizsgálatára végzett Rock-Eval pirolízis eredményeit összehasonlítva, mind a minőségi mutatók változásából, mind pedig a pirolízis során kapott pirogramok matematikai bontásával megállapított különböző termikus stabilitású szerves anyag frakciók részarányának változásából következtethetünk az ásványi mátrix stabilizáló hatásának mértékére (Tambach et al., 2009, Carrie et al., 2012). Az ásványi mátrix elbontása során bekövetkező HI és a pirolizálható szén (PC) arányának változásából, illetve a különböző termikus stabilitású szerves anyagok részarányának változásából (I) megállapítható, hogy az ásványi mátrix által történő stabilizáló hatás a vörös agyagos rendzinában és az agyagbemosódásos barna erdőtalajban kimutatható, míg a fekete rendzina nem eredményezett erre utaló jeleket.

Az ásványos összetételük alapján feltételezhető, hogy a fekete rendzina nagy szerves anyag tartalma a nagy szerves anyag utánpótlásnak, illetve a Ca-humátok jelenlétének tudható be, ez a stabilizáló hatás azonban nem olyan erős, hogy a szerves anyag termikus stabilitására jelentős hatást gyakoroljon, ellentétben a másik két talajmintával, amelyekben a szerves anyagok ásványokkal történő kölcsönhatásának stabilizáló hatása már kimutatható. A vörös agyagos rendzina Fe-oxid, -hidroxid tartalmának, míg az agyagbemosódásos barna erdőtalajban a kis mennyiségben megjelenő duzzadó agyagásványoknak tulajdonítható a talaj szerves anyagának termikus stabilitásában bekövetkező változás.

Kutatásainkat a K 81181 sz. OTKA pályázat támogatásával végeztük.

Irodalomjegyzék

- Carrie, J., Sanei, H., Stern, G. (2012): *Organic Geochemistry*, **46**, 38–53.
Lützow, M.v., Kögel-Knebler, I., Ekschmitt, K., Matzner, E., Guggenberger, G., Marschner, B., Flessa, H. (2006): *European Journal of Soil Science*, **57**, 426–445.
Tambach, T.J., Veld, H., Griffioen, J. (2009): *Applied Geochemistry*, **24**, 2144–2151.
Tonon, G., Sohi, S., Francioso, O., Ferrari, E., Montecchio, D., Giocchini, P., Ciavatta, C., Panzacchi, P., Powlson, D. (2010): *European Journal of Soil Science*, **61**, 970–979.

KOGENETIKUS KALCIT ÉS FLUORIT TELÉREK STABIL- ÉS NEMESGÁZ-IZOTÓPÖSSZETÉTELE A NYUGAT-AUSZTRÁLIAI „SPEEWAH DOME” TERÜLETRŐL: BIZONYÍTÉKOK KÉREG ÉS KÖPENY EREDETŰ FLUIDUMOK KEVEREDÉSÉRE

Czuppon György¹, Demény Attila¹, Ramsay Rob², Özgenc Ismet³, Gwalani G. Lalou⁴, Rogers Ken⁴, Eves Alex⁵, Papp László⁶, Palcsu László⁶, Berkesi Márta⁷, Downes J. Peter⁸

¹ MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet, Budapest

² C/- Trident Capital Ltd, Perth, Ausztrália

³ Dokuz Eylul University, Department of Geology, Izmir, Turkey

⁴ Speewah Research Project C/- King River Copper Limited, Perth, Ausztrália

⁵ University of Western Australia, Crawley, Ausztrália

⁶ MTA ATOMKI Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratórium, Debrecen

⁷ ELTE Közöttan-Geokémiai Tanszék Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest

⁸ Western Australian Museum, Welshpool DC, Ausztrália

*e-mail: czuppon@geochem.hu

1. Bevezetés

A nyugat-ausztráliai „Speewah Dome” az egyik legjelentősebb fluorit előfordulás a világon. Az itt található fluorit teléretet és a hozzájuk kapcsolódó kalcit ereket először Alvin és társai (2004), majd Gwalani és társai (2010) vizsgálták a „Yungul” nevű lelőhelyen. Elsősorban a kalcit szénizotóp-összetétele és relatív magas nyomelem tartalma alapján a kőzetet karbonátitnak határozták meg. Azonban az újabb terepi, petrográfiai vizsgálatok (Yungul és Wilmott lelőhelyeken) azt sejtették, hogy ez a kalcit-fluorit előfordulás nem karbonátos magmatizmushoz, hanem hidrotermális tevékenységhez kapcsolódik. Annak érdekében, hogy megállapítsuk a fluorit-kalcit ásványegyüttes képződési körülményeit és az őket létrehozó fluidumok eredetét, meghatároztuk a kalcit stabilizotóp-összetételét, a kalcitban és fluoritban található fluidum-zárványok mikrotermometriás paramétereit, hidrogén- és oxigénizotóp-összetételét, H₂O és CO₂ tartalmát, nemesgáz elemi-, valamint izotóp-összetételét.

2. Mérési módszer

A kalcit stabil szén és oxigénizotóp összetételét Finnigan delta plus XP típusú vivőgázás tömegspektrométerrel, a fluidum-zárványban található víz stabilizotóp összetételét pedig LGR LWIA-24d típusú üreglecsengéses lézer analízátorral határoztuk meg az MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézetében. A fluidum-zárványok mikrotermometriás vizsgálatát az ELTE Litoszféra Fluidum Kutató Laboratóriumában, míg a nemesgázméréseket az MTA ATOMKI Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratóriumában végeztük.

3. Eredmények és értelmezés

A fluoritban található fluidum-zárványok δD és $\delta^{18}O$ értékei lineáris trendet alkotnak a globális csapadékvízvonaltól ki-

indulva, jelezve azt, hogy a fluoritban csapadózott fluidum meteorikus (csapadékvíz) eredetű. A relatív magas sótartalmát (~19–24wt% NaCl egyenért.) nagy valószínűséggel a földkéregben való tartózkodása során nyerte el. A kéregeredetű fluidum jelenlétét a kicsi ³He/⁴He izotóparány (<0,1Ra) szintén alátámasztja. Mindazonáltal, a fluidum-zárványok CO₂/³He (~3×10⁹) értéke köpeny eredetű fluidum hozzájárulását is jelzi. A kalcit szénizotóp összetétele, amely -4.5‰ és -6.5‰ között változik, szintén köpenyeredetű fluidum jelenlétét feltételezi. A kalcitban található fluidum-zárványok a fluorithoz hasonló sótartalommal (~19–24wt% NaCl egyenért.) és homogenizációs hőmérséklettel (150–450°C) rendelkeznek. Ennek alapján a kalcit és a fluorit teléretet egy köpeny eredetű, CO₂-ben gazdag és egy kéreg eredetű, H₂O-ban gazdag fluidum keveredése hozta létre. A keveredés eredményeképpen létrejött fluidum radiogén (kéreg eredetű) ³He/⁴He izotóparánnyal, kéregre-eredetre utaló δD értékkel, valamint köpeny értékhez hasonló CO₂/³He aránnyal jellemezhető. Mindazonáltal a kalcitban található fluidum-zárványok hidrogénizotóp összetétele, ³He/⁴He valamint CO₂/³He aránya sokkal nagyobb változékonyságot mutatnak, mint a fluoritban lévők. Ennek az elsődleges oka, hogy a keveredés során létrejött fluidum a kalcit képződése során nagymértékű kigázosodáson ment keresztül, amely δD érték csökkenéséhez és a CO₂/³He arány növekedéséhez vezetett. Ezt támasztja alá a kalciterekre jellemző „breccia”- jellegű szövet. Ezzel szemben a fluoritok képződése nyugodtabb környezetben ment végbe sávos szövetű teléretet hozva létre. Mindezek figyelembevételével a „Speewah Dome” területén található kalcit-fluorit előfordulás nagy valószínűséggel nem karbonátos magmatizmus eredményeképpen jött létre.

4. Irodalomjegyzék

Alvin, M.P., Dunphy, J.M., Groves, D.I. (2004): *Mineralogy and Petrology*, **80**, 127–153.
Gwalani, L.G., Rogers, K.A., Demény, A., Groves, D.I., Ramsay, R., Beard, A., Downes, P.J., Eves, A. (2010): *Mineralogy and Petrology*, **98**, 123–141

AZ AMFIBOL GEOKÉMIAJA A VELENCEI-HEGYSÉG PALEOGÉN ANDEZITJEIBEN

Dobosi Gábor¹, Daridáné Tichy Mária^{2*}, Kiss Balázs¹, Király Edit²

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest

³ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

e-mail: gabor.dobosi@gmail.com

1. Bevezetés

A vulkáni működés megismerésében, a magmakamrában lejátszódó folyamatok és ezek fizikai paramétereinek meghatározásában különösen fontos a kőzetalkotó ásványok részletes kvantitatív vizsgálata. Míg a bazaltokban a klinopiroxén az egyik leggyakrabban vizsgált ásvány (pl. Dobosi, 1989), addig az intermedier vulkanitok (andezit, dácit) esetében az amfibol összetétele és zónássága nyújtja a legértékesebb információkat (ld. Kiss et al., 2014).

Jelen cikkben egy paleogén korú vulkán, a Kelet-velencei paleovulkán (Velencei-hg.) magmakamra folyamatainak megismeréséhez használjuk az amfibol fenokristályok összetételében és zónásságában rejlő információkat. A velencei-hegységi andezitek kőzetalkotó ásványainak, különösen amfibol fenokristályainak geokémiai vizsgálatát az 1980-as évek közepén kezdtük el, azonban Daridáné Tichy Mária betegsége, majd korai halála miatt a munka félbemaradt, és az eredmények publikálására sem került sor. Előadásunk a negyed évszázada végzett vizsgálatokat és azok korszerű értelmezését tartalmazza.

2. A Velencei-hg. paleogén vulkanizmusa

A terület sematikus földtani térképét az 1. ábra mutatja. A vulkanizmus ismertetése Darida-Tichy (1987) továbbá Gyalog és Horváth (2004) munkáiban található.

Paleogén korú intermedier vulkanitok elsősorban a Velencei-hg. keleti részén található (Kelet-velencei paleovulkán). A paleovulkánt kettészelő törésvonaltól, a Nadapi-vonaltól nyugatra a vulkáni felépítmény szinte gyökérrégióig lepusztult, innen csak a gránitba és a palába települő kisebb szubvulkáni testek (telérek, neckek) ismertek a felszínen. A törésvonaltól keletre geofizikai mérések mutatták ki az egykori rétegvulkán maradványait, amelynek átmérője kb. 12 km lehetett. A rétegvulkán központi részén egy kb. 3 km átmérőjű diorit intrúziót is sikerült azonosítani. A rétegvulkáni sorozatot a Kny-2. fúrás harántolta mintegy 1000 m vastagságban. A paleovulkán területén több kisebb szubvulkáni intrúzió található, ezek egyikét a Kny-3 fúrás tárta fel.

A Velencei-tó déli részén még több hasonló korú szubvulkáni testet (kis intrúziót) mutattak ki geofizikai mérésekkel és fúrásokkal. Ilyen intrúziók vannak pl. Gárdony (Ga-2 fúrás), illetve kissé távolabb Seregélyes (Sg-2 fúrás) térségében. Ez utóbbi területen egy paleovulkán maradványai is valószínűsíthetők. A Seregélyes

és Gárdony térségében található szubvulkáni testeknek a kora 38-41 millió évre tehető (késő eocén), míg a Kelet-velencei paleovulkán kiömlési és szubvulkáni kőzetei ennél fiatalabbak, 33-36 millió évesek (felső eocén - oligocén) a K/Ar mérések szerint (ld. Gyalog, Horváth, 2004)

3. Módszerek

A munka során felszíni (Sukoró, Nadap), valamint a Kny-2, Kny-3, Ga-2 és Sg-2 fúrásokból származó mintákat vizsgáltunk. Az elektron-mikroszondás vizsgálatok és mérések az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriumában készültek 1984 és 1987 között, JEOL Superprobe 733 típusú elektron-mikroszondával, hullámhossz felbontású spektrométerekkel, 20 kV gyorsítófeszültség és 36 nA sugáráram mellett.

A mérésekhez szintetikus és természetes szilikát és oxid sztenderdeket használtunk, a nyers adatokak pedig ZAF korrekciónak vetettük alá. Az elektronsugár alatt bomló ásványok (amfibol, biotit, földpátok) elemzése során kb. 10 mikron átmérőjűre nyitott elektronsugarat használtunk.

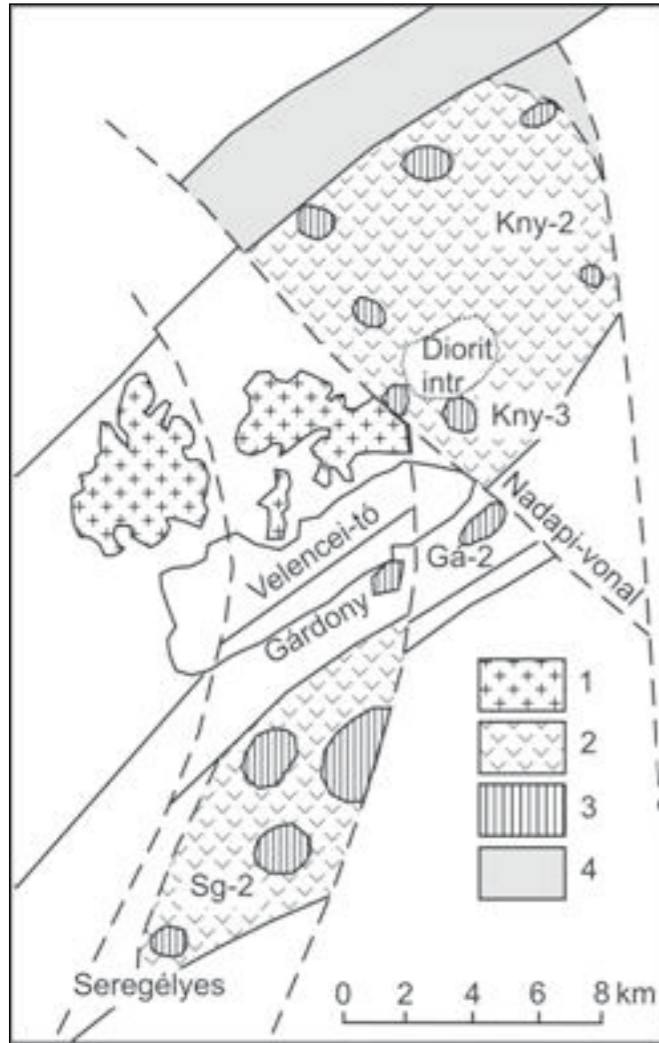
4. Petrográfia

A vizsgált kőzetek bazaltos-andezit és andezit összetételűek, szövetük porfíros. A fenokristály és mikrofenokristály generációban klino- és ortopiroxén, amfibol, biotit, plagioklász és Fe-Ti oxidok jelennek meg, az alpanyag általában többé-kevésbé bontott.

Az amfibol, piroxén és biotit fenokristályok üde megjelenésűek, a plagioklász, különösen a belseje azonban gyakran bontott, számos mintában egyáltalán nincs ép plagioklász.

A kőzettípusok között van piroxénandezit (általában orto- és klinopiroxénnel), piroxén-amfibol andezit, amfibolandezit, valamint amfibol-biotit andezit. Néhány kivételtől eltekintve szinte minden kőzetminta tartalmazott amfibolt.

Az amfibol fenokristályok és mikrofenokristályok mérete a milliméterestől a 100 mikronosig változik. Szinte mindig idiomorf megjelenésűek, az átalakulási szegély általában vékony (legfeljebb néhányszor 10 mikron), vagy teljesen hiányzik. Már optikai mikroszkóppal is megfigyelhető, hogy gyakran ugyanazon mintában zöld, és barnászöld színű amfibol együtt fordul elő. Zónásság főleg a barnászöld szemcsékben figyelhető meg.



1. ábra – A paleogén vulkáni képződmények sematikus térképe Gyalog és Horváth (2004) nyomán
Jelmagyarázat: 1. Velencei Granit, 2. paleogén rétegvulkáni képződmények, 3. szubvulkáni andezitek (kis intrúziók), 4. üledékes képződmények.

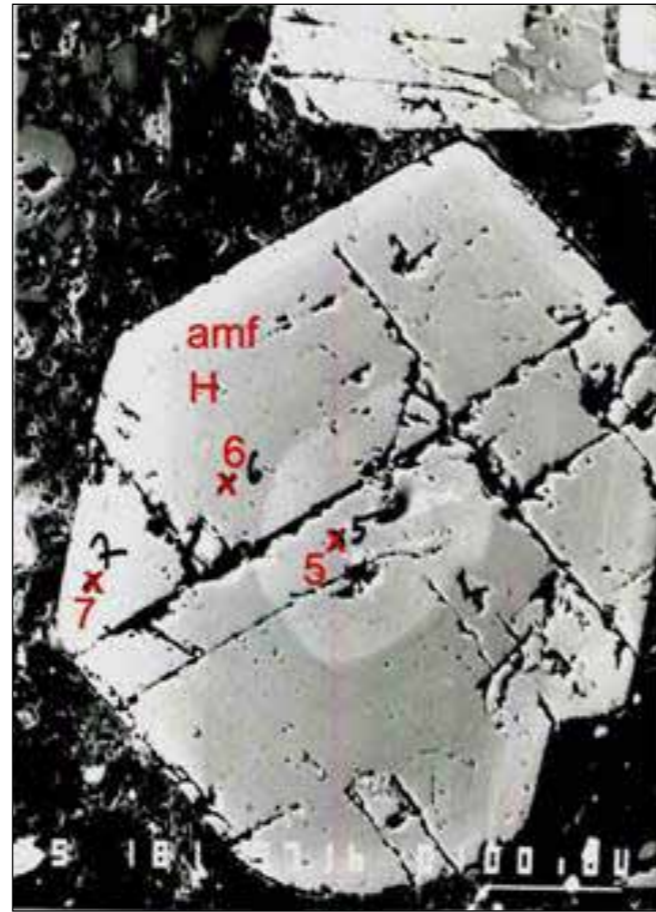
Ezeket a megfigyeléseket a visszazórt elektronképek megerősítik (2. ábra).

5. Mérési eredmények

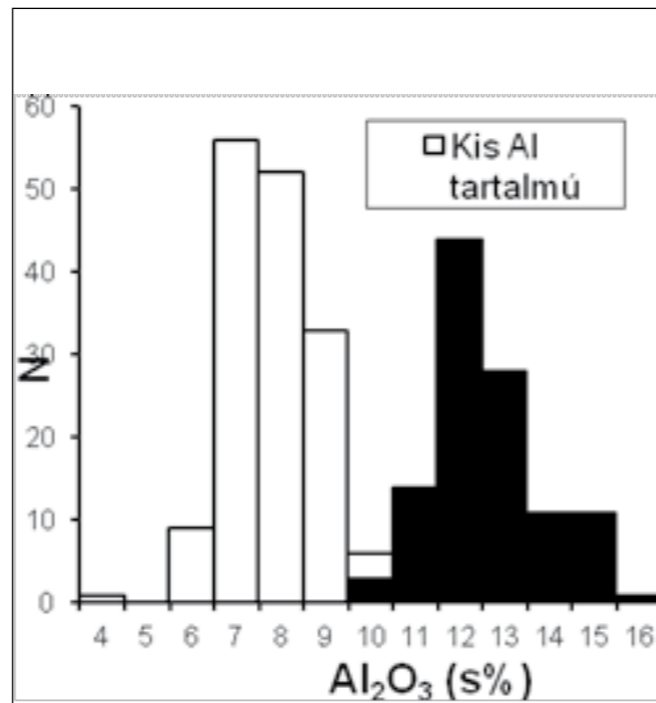
Az amfibol fenokristályok összetétele a teljes mintasorozaton belül tág határok között változik. A legnagyobb változás az Al_2O_3 , a TiO_2 és az Na_2O tartalomban van, a legfeltűnőbb sajátosság azonban az összetétel, különösen az előbb felsorolt 3 elem jellegzetes bimodális eloszlásában van. Az adatok egyértelműen két jól elkülönülő amfibol populációt mutatnak, amelyet jól mutat az Al_2O_3 eloszlása (3. ábra).

Az egyik amfibol csoport a *kis Al-tartalmú*, vagy L amfibol nevet kapja, ebben az Al_2O_3 tartalom 4,98 és 10,4 s% között változik, míg a másik csoport, a *nagy Al-tartalmú*, vagy H amfibol csoport, ahol az Al_2O_3 mennyisége 10,41-16,03 s% között van. A *kis Al-tartalmú* amfibolban a TiO_2 , Na_2O tartalom szignifikánsan kisebb, míg az SiO_2 és MnO tartalom nagyobb, mint a másik amfibol csoportban. Kisebbség a különbség az FeO_{tot} tartalomban (ez a *kis Al-tartalmú* amfibolban nagyobb), míg a két csoportban a MgO , CaO és K_2O mennyisége lényegében azonos tartományban változik.

A *nagy Al-tartalmú* amfibol Mg -értéke valamivel nagyobb (0,63-0,79), mint amit a *kis Al-tartalmú* amfibolban látunk (0,57-0,70),



2. ábra – Idiomorf zónás amfibol fenokristály visszazórt elektronképe



3. ábra – Az amfibol fenokristályok Al_2O_3 tartalmának hisztogramja

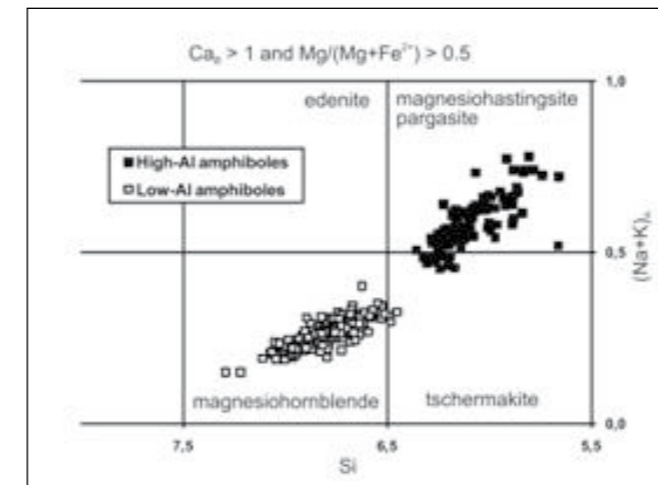
bár az átfedés elég jelentős.

Az amfibol nevezéktan (Leake et al., 1997) szerint a *kis Al-tartalmú* amfibol magnezio-hornblende, míg a *nagy Al-tartalmú* amfibol magnezio-hastingsit nevet kapja (4. ábra), mivel az $Fe^{3+} > Al^VI$.

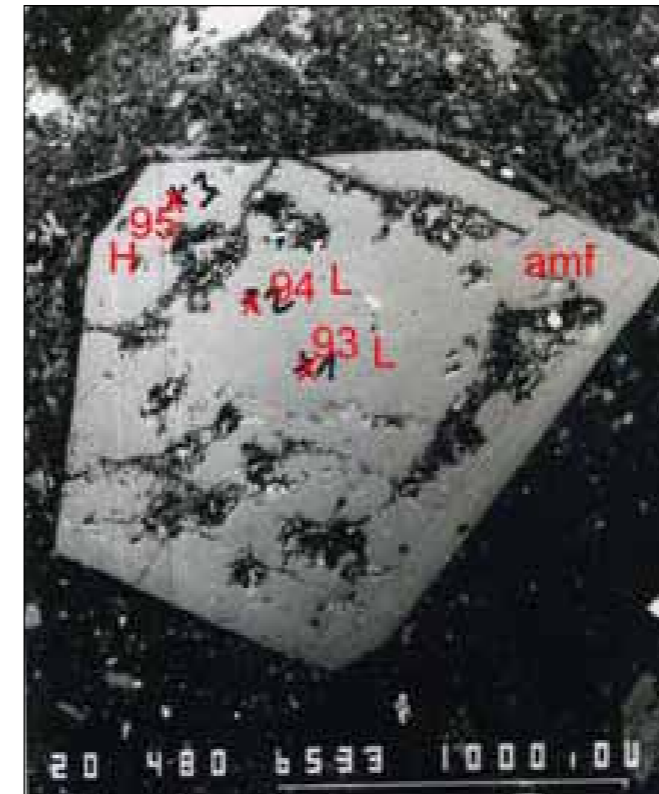
Nagyon fontos hangsúlyozni, hogy a kétféle amfibol gyakran fordul elő együtt, ugyanazon csiszolaton belül egymás mellett, mind a fenokristály, mind a valamivel kisebb mikrofenokristály generációban. A kétféle amfibol együttes előfordulása mind a kiömlési (Kny-2 fúrás), mind a szubvulkáni (felszíni minták és kisintrúziók) kőzeteire jellemző.

A Kelet-velencei paleovulkántól távolabb eső kis intrúziókban azonban csak kis Al-tartalmú amfibol fenokristályok találhatók (Sg-2 fúrás), vagy a nagy Al-tartalmú amfibol mennyisége alárendelt, és a mikrofenokristály generációra korlátozódik (Gá-2 fúrás).

Szintén fontos megjegyezni, hogy egy eset kivételével (ld. később) a kétféle amfibol külön kristályok formájában van, egy kristályon belül, továbbnövekedésként együtt nem figyelhetők meg, azaz kapcsolatuk a zónásság alapján nem tisztázható. Kivétel jelent egy rétegvulkáni ösztetből (Kny-2 fúrás) származó minta, ahol egyetlen olyan szemcsét



4. ábra – A kis és a nagy Al-tartalmú amfibolok nevezéktana az Si és az $(Na+K)_A$ diagram alapján (Leake et al. 1997)



5. ábra – Zónás amfibol fenokristály visszazórt elektronképe, ahol a kis-Al tartalmú kristálybelső (L) nagy Al-tartalmú szegély (H) követ

találtunk, amelyben a kis-Al tartalmú amfibol magra egy rezorpciót jelző zóna után nagy Al-tartalmú amfibol kristályosodik (5. ábra).

6. Diskusszió

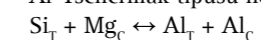
A két különböző Al_2O_3 tartalmú amfibol fenokristály nem lehetett egyensúlyban egymással, valószínűleg eltérő P-T viszonyok között, különböző összetételű olvadékokból kristályosodtak, majd magmakeveredés révén kerültek egymás mellé abba az olvadékba, amely végül a felszínre hozta őket. A magmakeveredés után további amfibol kristályosodás nem volt (Al_2O_3 zónásság hiánya), azonban nem történt számottevő rezorpció sem. A keveredés a többi ásványon sem összetétel eloszlásban, sem zónásságban nem észlelhető, bár a plagioklász gyakran részlegesen, vagy teljesen bontott. A továbbiakban a két olvadék kristályosodási körülményeit vizsgáljuk.

Az amfibol Al tartalmát már régóta a nyomással hozzák kapcsolatba, és több empirikus geobarométert fejlesztettek ki, amelyek az amfibol Al tartalmán alapulnak (Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987). Bár az amfibol barometriát eredetileg mészkáli plutonokra dolgozták ki, megjelentek a vulkáni kőzetre vonatkozó alkalmazások is (Johnson, Rutherford, 1989). Amennyiben a Velencei-hegység két különböző Al_2O_3 tartalmú amfibol fenokristály populációja különböző nyomáson történt kristályosodást jelez, akkor két különböző mélységben levő magmakamra jelenlétét feltételezhetjük a vulkán alatt. A mélyebben levőben kristályosodtak a nagy-Al tartalmú, míg a sekélyebb mélységben levő magmakamrában a kis-Al tartalmú amfibol fenokristályok. A két magmakamra között több kilométeres különbség, illetve több km mélységbeli különbség lehetett. A mélyebb magmakamrában levő, részben kristályosodott olvadék benyomult a fenti magmakamrába, ahol az intenzív keveredés nyomán létrejött hibrid magma tartalmazta a különböző környezetben kristályosodott amfibol szemcséket. Ezt valószínűleg gyorsan követte a kitörés, hiszen sem továbbnövekedés, sem jelentősebb rezorpció nem figyelhető meg az amfibol fenokristályokon. Hasonló modelleket más vulkáni területeken is kifejlesztettek, például a Kamcsatka félszigeten (Turner et al., 2013).

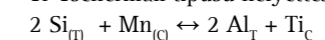
Ennek a modellnek a Velencei-hegység esetében ellentmond az 5. ábrán látható zónás szemcsé, amelynek nagy Al-tartalmú peremének nagyobb nyomáson, azaz nagyobb mélységben kellett kristályosodnia, mint a kristály belsejének, ez pedig több km-es süllyedést kívánna a kristály növekedése során. Bár vannak modellek, amelyek több km vertikális kiterjedésű magmakamrát tételeznek fel (Rutherford, Devine, 2008) ahol az ilyen mozgás elképzelhető, bár nem valószínű.

Az amfibol összetétele valójában komplex függvénye a magma kémiai összetételének és a fizikai körülményeknek, mint nyomás, hőmérséklet, oxigén- és vízfugacitás. A kémiai változatosság különböző típusú helyettesítésekkel írható le, amelyek közül a Ca-amfibolok esetében a következő négy a legfontosabb (Bachmann, Dungan, 2002):

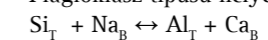
Al-Tschermak típusú helyettesítés:



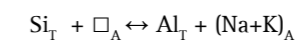
Ti-Tschermak típusú helyettesítés:



Plagioklász típusú helyettesítés:

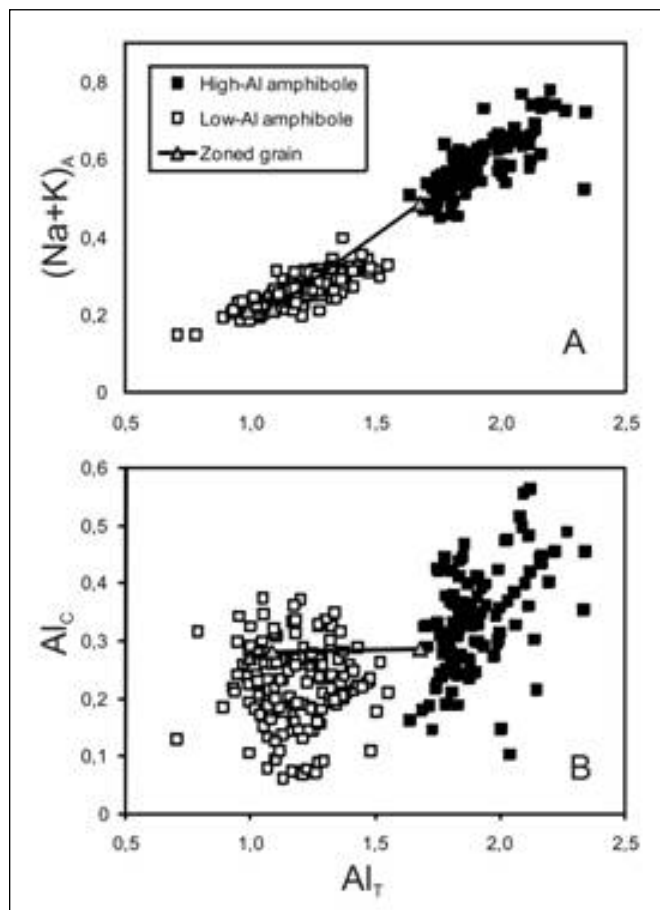


Edenit helyettesítés:



Az egyenletekben a T, C, B és A az amfibol különböző szerkezeti

pozícióit jelöli (ld. Leake et al., 1997), □ pedig vakancia. Mind a négy helyettesítés erősen érinti az Al tartalmat. A helyettesítések közül az Al-Tschermak típusú helyettesítés a nyomásra, a többi viszont főleg a hőmérsékletre érzékeny (Bachmann, Dungan, 2002). Amennyiben a tetraéderezs pozíciójú Al ionok számának függvényében a helyettesítésre jellemző másik elemet ábrázoljuk, úgy azok korrelációjából megállapítható, hogy melyik típusú helyettesítés



6. ábra – Az edenit típusú helyettesítésre jellemző $Al_T - (Na+K)_A$ (A), és az Al-Tschermak típusú helyettesítésre jellemző $Al_T - Al_C$ összefüggése (B) a Velencei-hegység andezitjeinek amfibol fenokristályaiban

játszik alapvető szerepet az amfibol összetételének változásában. A felsorolt helyettesítések közül az Al-Tschermak és az edenit típusúaknak megfelelő elem párok ábrázolása a 6. ábrán látható.

Az ábráról leolvasható, hogy az Al_T és az $(Na+K)_A$ között jó a korreláció, viszont gyakorlatilag semmi összefüggés nincs az Al_T és az Al_C tartalom között, ami arra utal, hogy az amfibol rácsába az Al elsősorban a hőmérséklettől függő edenit típusú helyettesítéssel épül be, addig a nyomástól függő Al-Tschermak típusú helyettesítés nem játszik szinte semmilyen szerepet.

A két amfibol populáció kialakulásában ezek szerint inkább a hőmérséklet, semmint a nyomás szerepe lehetett a meghatározó.

Mindezek alapján feltételezhetjük, hogy a magmakamrában kristályosodó andezit olvadékba egy nagyobb hőmérsékletű, bázisosabb andezit, vagy bazaltos andezit olvadék nyomult, amely a nagy Al-tartalmú amfibolt tartalmazta. A két olvadék keveredése egy olyan hibrid magmát eredményezett, amely két különböző amfibol populációt tartalmazott, majd ez a magma tört a felszínre.

Ez a magmakeveredés kimutatható a Kelet-velencei paleovulkán kiömlési és szubvulkáni kőzeteiben, nyomai megvannak a Ga-2 fúrással harántolt kis intrúzió kőzeteiben is, azonban nem mutatható ki a területileg távolabb eső Seregélyes környéki kőzetekben (Sg-2 fúrás).

A tényleges kép ennél lényegesen összetettebb lehetett, hiszen mindkét kis intrúzió idősebb a rétegvulkáni sorozatnál.

A bázisosabb olvadék szerepét a rétegvulkáni összletben az is alátámasztja, hogy a kétféle amfibolt tartalmazó lávákra bázisosabb piroxénandezit települ, amely már nem tartalmaz amfibolt, azaz a vulkanizmus piroxénandezit kiömlésével zárulhatott.

5. Összefoglalás

A Velencei-hegységben található paleogén korú andezites összetételű kiömlési és szubvulkáni kőzetek amfibol fenokristályainak vizsgálata révén betekintést nyerhettünk a kiömlést megelőző magmafejlődési folyamatokba.

A két különböző összetételű amfibol populáció együttes megjelenése különböző hőmérsékletű olvadékok keveredésére utal.

A felállított modell szerint a kisebb hőmérséklet kristályosodó andezit magmába nagyobb hőmérsékletű, részben kristályos bazaltos andezit olvadék nyomulhatott, majd az így képződött magma tört a felszínre.

Irodalomjegyzék

- Bachmann, O., Dungan, M.A. (2002): *American Mineralogist*, **87**, 1062–1076.
- Darida-Tichy, M. (1987): *Geologica Carpathica*, **38**, 19–34.
- Dobosi, G (1989): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**, 112–121.
- Gyalog, L., Horváth, I. (2004): *A Velencei-hg. és a Balatonfő földtana*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989): *Geology*, **17**, 837–841.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E. (1986): *American Mineralogist*, **71**, 1297–1313.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B. (1987): *American Mineralogist*, **72**, 231–239.
- Kiss, B., Harangi, Sz., Ntaflós, T., Mason, P.R.D., Pál-Molnár, E. (2014): *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **167**, 986, 1–27.
- Leake, B.E., IMA Subcommittee on Amphiboles (1997): *Canadian Mineralogist*, **35**, 219–246.
- Rutherford, M.J., Devine, J.D. (2008): *USGS Professional Paper*, 1750, 703–725.
- Turner, S.J., Izbekov, P., Langmuir, C. (2013): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **263**, 108–121.

A RAMAN MIKROSKÓPIA JELENTŐSÉGE A KONDRIT METEORITOK VIZSGÁLATÁBAN

Fintor Krisztián

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: efkrisz@gmail.com

1. Bevezetés

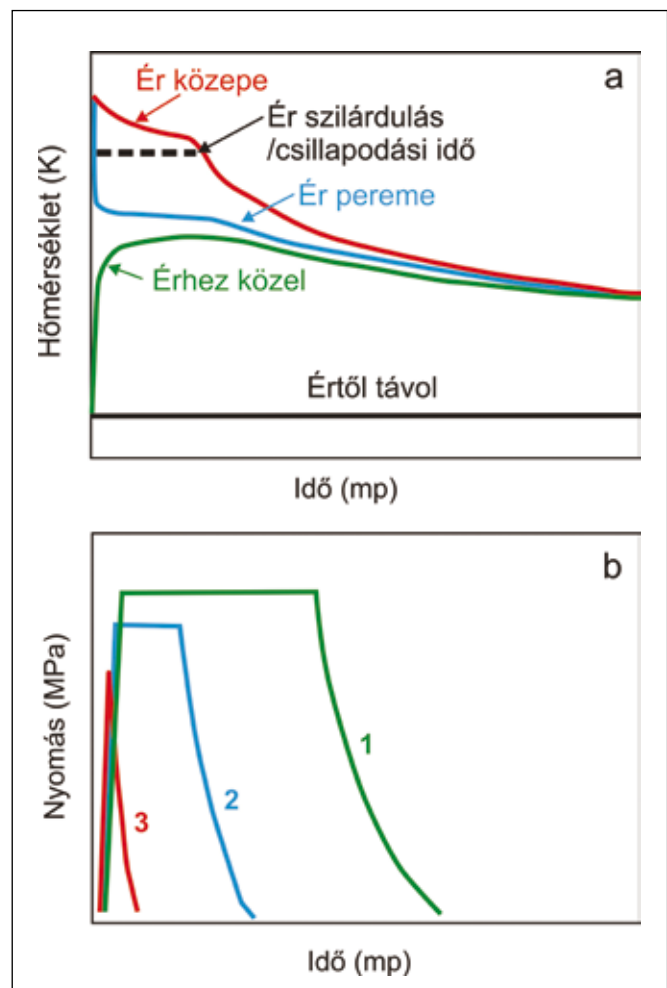
A földre érkező extraterrestrikus anyagok kőzettani szempontból legjelentősebb hányadát a kondritos meteoritok alkotják, melyek három leglényegesebb csoportját a szenes, a rendes és az enstatit kondritok képviselik (Weisberg et al., 2006). Mivel a kondritok a földi kőzetektől merőben eltérő körülmények között képződtek, gyakran tartalmaznak speciális P - T - X körülmények között képződött ásvány együtteseket, melyek vizsgálata hozzájárulhat a Naprendszer és benne Földünk keletkezésének alaposabb megértéséhez. Habár naponta is nagyon sok meteorit érkezik a Földre csak nagyon kevés a feldolgozásra alkalmas minták száma és mennyisége. A korlátozott mintamennyiség miatt előnyt élveznek azok a vizsgálati eljárások, amelyek nagyon kis mintamennyiségből és lehetőleg minimális roncsolással képesek hasznos mérési eredményeket produkálni. Viszonylag kevés azoknak a módszereknek a száma, amelyek ötvözni képesek a roncsolás mentességet, a kis mintamennyiséget és az olcsó és könnyű minta előkészítést. Ezen módszerek közül kiemelendő a Raman mikroszkópia, mely lehetőséget nyújt tört felszínű tömbi minták, felületi- illetve vékonycsiszolatok roncsolásmentes analizésére akár 1 μm -es mérési pontból, miközben minta előkészítést egyáltalán nem vagy csak minimális mértékben igényel.

Jelen tanulmányban a Raman mikroszkópia által nyújtott lehetőségeket mutatom be a kondrit meteoritok vizsgálatában, a szerzőtársaimmal végzett kutatási eredmények felhasználásával.

2. A kondritok ásvány-kőzettani jellemzői

A kondrit meteoritokat kondrumok, tűzálló zárványok, valamint mátrix anyag építi fel. Ásvány-kőzettani szempontból a kondrumok illetve a tűzálló zárványok jelentik a leglényegesebb alkotókat. Mindkét összetevő típus nagyon magas hőmérsékleten (kondrumok: $< \sim 1450\text{-}1350\text{ K}$; tűzálló zárványok: $< \sim 1700\text{ K}$) közvetlenül a szoláris ködből kondenzálódott nagyon alacsony ($P = \sim 10^{-3}\text{-}10^{-5}$ bar) nyomásviszonyok között. A tűzálló zárványok közül a Ca-Al gazdag zárványok a szoláris köd legkorábban kondenzálódott anyagcsomói, így ezek hordozzák a legtöbb információt a Naprendszer korai állapotáról. Gyakori, hogy nagyon finomszemcsés felépítésűek és az őket felépítő hasonló kémiai összetételű ásványok miatt csak mikro léptékű fázisanalitikával vizsgálhatók kielégítően.

A meteoritok szülő égitestjeinek kőzetei kozmikus ütközések során sok metamorfózist szenvedhetnek, amely gyakran a kőzetek részleges megolvadását okozza. A keletkező olvadék megszilárdulva olvadék zsebeket illetve olvadék ereket hozhat létre a kőzetanyagban. Az így keletkező ún. sokk



1. ábra – Sokk erek hőmérséklet-nyomás profiljai (Sharp, DeCarli (2006) után módosítva) a) Hőmérséklet vs. idő profil az ér közepére, peremére, és a mellékkőzetre egy $\sim 600\ \mu\text{m}$ vastag ér esetében; b) Nyomás-idő profil három jellegzetes relaxációs scenario-val. (1) A nyomás fluktuáció meghaladja a relaxáció teljes idejét; (2) a nyomás fluktuáció rövidebb mint a relaxáció időtartama; (3) a nyomás fluktuáció sokkal rövidebb mint a relaxáció időtartama.

erek a pár μm -es től a több mm vastagságúig változhatnak, és jellegzetes sokk metamorf ásványegyütteseket tartalmazhatnak. A sokk erek ásványegyüttesének összetétele elsősorban az olvadékot előidéző sokk hullám P - T viszonyainak a környező 'intakt' kőzet P - T viszonyaira való csökkenésének sebességétől függ. A sokk hullám relaxációsebességének függvényében keletkező ásványos összetétel csak mikro fázis analitikai technikákkal vizsgálható hatékonyan.

3. Minták és módszerek

A tanulmányban bemutatott eredmények a következő minták vizsgálatából származnak: NWA 5011, NWA 2086, NWA 4863, Tenham Bud-2. A mérések Thermo Scientific DXR Raman mikroszkóppal történtek a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani tanszékének Raman mikroszkóp laboratóriumában. A mérési beállítások az egyes minták esetében némileg eltértek, de valamennyi mérés 532 nm lézer alkalmazásával történt, 1-10 mW lézer teljesítménnyel, és 50X illetve 100X objektív alkalmazásával.

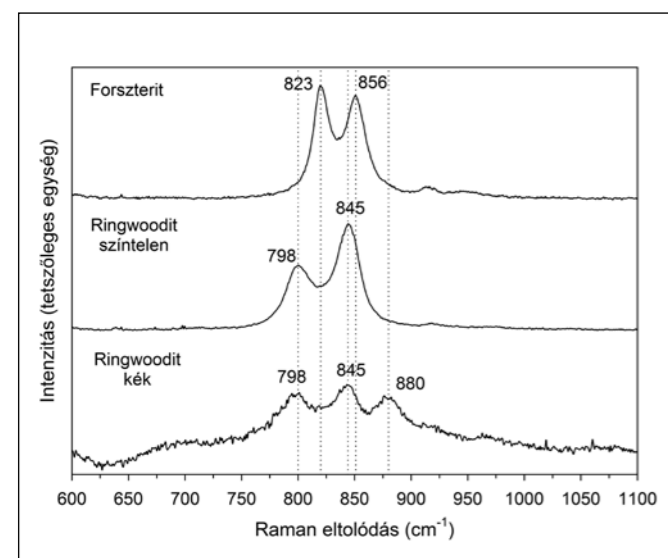
4. Eredmények

4.1. Sokk erek vizsgálata rendes kondritokban

Az olvadási erek összetétele a meteorit anyagából származik, de a sokkmetamorfózis fokának illetve a *P-T* relaxáció mértékének és sebességének függvényében, a kiindulástól eltérő ásványtípusok, polimorf módosulatok, valamint a kristálytani rendezettség különböző fokain álló ásványok alkotják őket.

NWA-5011, Tenham Bud-2

A rendes kondritok egyik leggyakoribb ásványos összetevője az olivin forsterit szélsőtárgja. Ha a sokk hullám során kialakuló magas nyomás meghaladja a ~15 GPa-t és fennáll a relaxáció teljes ideje alatt, akkor egyensúlyi kristályosodás során a forsteritből ringwoodit képződik. A ringwoodit (γ -Mg₂SiO₄) az olivin spinel szerkezetű polimorf módosulata. Nagy és tsai (2013a, 2013b) az NWA 5011 és Tenham Bud-2 minták sokk ereiben jelentős mennyiségű ringwooditot mutattak ki, melyek legjellegzetesebb Raman sávjaik 798 cm⁻¹ (ν_{as} SiO₄) és 845 cm⁻¹ (ν_s SiO₄) alapján egyértelműen elkülönülnek a forsterittől (823 cm⁻¹ és 856 cm⁻¹) (ábra). A ringwoodit kristályokon belül kékeslila, illetve szintelen kristálydomének figyelhetők meg. Ezek a színváltozatok Raman színeképekben is különböznek egymástól. Míg a szintelenek esetében 798 és 845 cm⁻¹ értékeknél határozott éles csúcsok láthatóak, addig a kék kristály doménekben közel azonos nagyon kis intenzitású széles három sáv a jellemző ~798 cm⁻¹, ~840 cm⁻¹, és ~880 cm⁻¹ értékeknél.

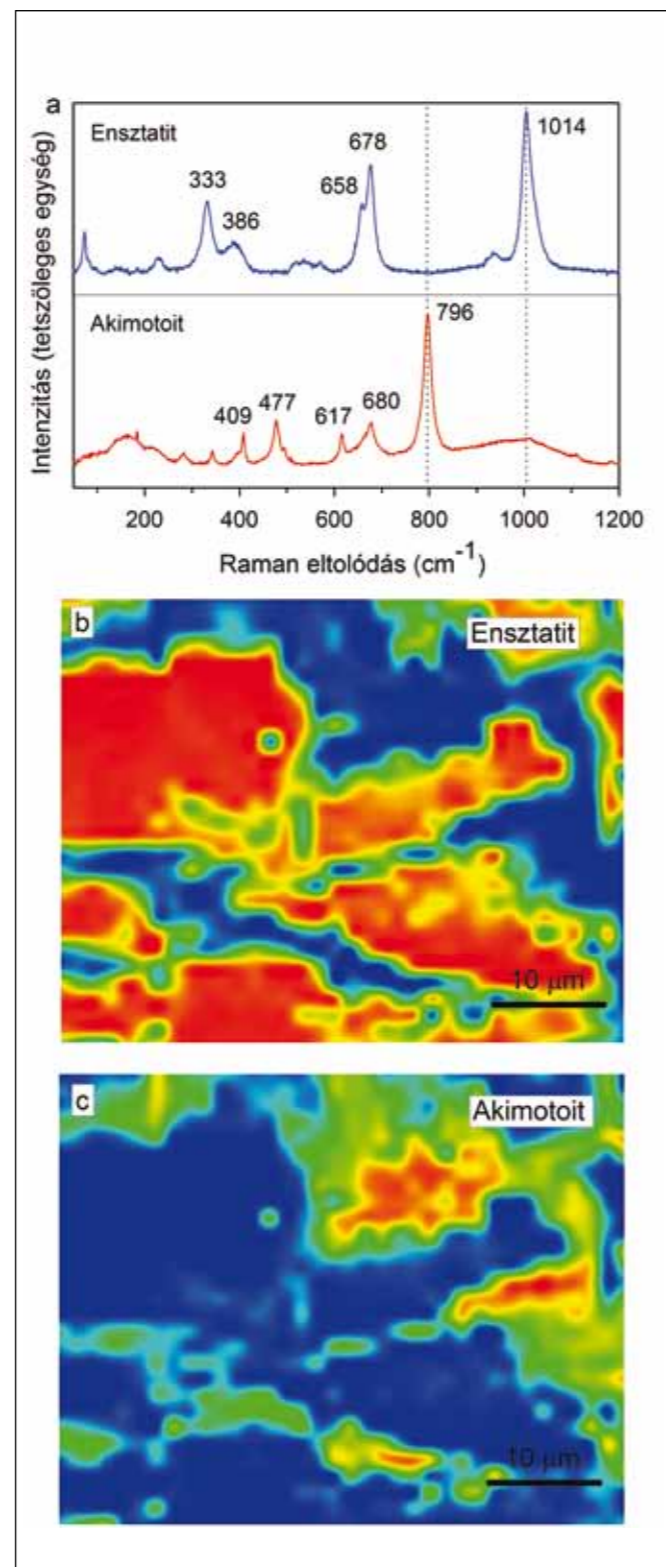


2. ábra – Az NWA 5011 és Tenham Bud-2 sokk ereiben megfigyelhető Mg₂SiO₄ módosulatok Raman spektrumai

A ~880 cm⁻¹ megjelenő csúcs szerkezeti kristálykémiai magyarázata ma is aktív kutatások tárgya.

Egy másik jellegzetes sokk erekhez kötődő átalakulás a piroxén-akimotoit konverzió. Ez a jelenség 21-25 GPa közötti sokknyomás értékeknél figyelhető meg.

Az akimotoit az enstatit kémiaileg azonos összetételű (MgSiO₃), de eltérő kristályrendszerű ásvány, amely az ilmenitre jellemző trigonális rendszerben kristályosodik.

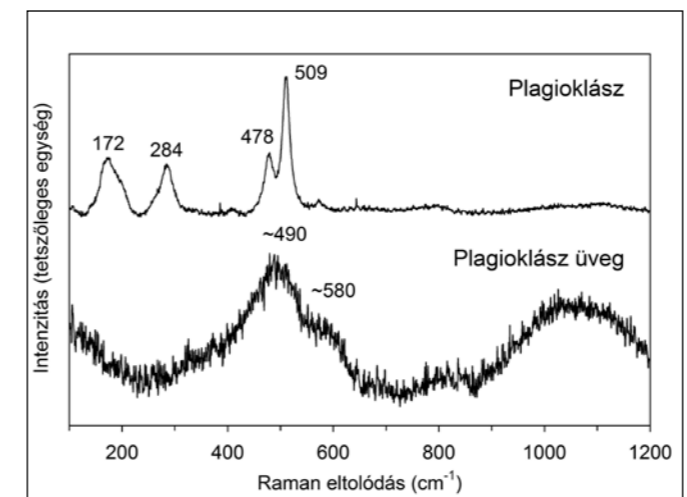


3. ábra – Piroxén-akimotoit együttes az NWA 5011 L6-os kondritból (Nagy et al., 2011). a) enstatit és akimotoit Raman spektrumai; b) az enstatit 1014 cm⁻¹ sávjának intenzitás térképe; c) a repedések mentén megjelenő akimotoit 796 cm⁻¹ sávjának intenzitás eloszlása

Megjelenése az enstatit kristályok hasadási és repedési nyomvonalai mentén jellemző, és a sokk okozta két lépcsős nyírással szinkron folyamatként értelmezhető (Tomioaka, Fujino 1999). Kimutatása csak mikro fázisanalitikai eszközökkel lehetséges, jelenléte pedig a sokk metamorfózis által elért nyomásviszonyokról ad információt. Az enstatit legintenzívebb Raman sávjai ~ 1014-1033 cm⁻¹ (ν_s Si-O_{tbl}), ~663-685 cm⁻¹ (ν_s Si-O_{tbl}) élesen elkülönülnek az akimotoit spektrumától ahol ~796 cm⁻¹ értéknél jelentkezik a legkarakterisztikusabb Raman sáv (3/a ábra). A Raman spektrumukban jelentkező markáns különbség alapján az akimotoit előfordulása és szöveti helyzete nagyon jól kiterképezhető (3/b, c ábra) (Nagy et al., 2011, Pál-Molnár et al., 2013).

NWA 4863

Ha a nyomás fluktuáció nagyon gyorsan (~10⁻⁹ mp) relaxálódik, akkor a keletkezett olvadék a sokk hullám előtti nyomásviszonyokon kristályosodik ki. Ilyen folyamat nyomait mutatták ki Bencsik et al. (2013) az NWA 4863-as LL6-os kondrit sokk érhálózatában. Az erek mikroszövete bizonyítja az olvadást, ugyanakkor az ereket felépítő fő ásványfázisok az olivin és az ortoensztatit Raman spektrumai alacsony nyomásviszonyok közötti kristályosodást bizonyítanak. Az erekben és azok mentén megjelenő plagioklászok is ezt bizonyítják, ugyanakkor ritkán amorf plagioklász üveg zárványok (ábra) megfigyelhetők az ér belsejében.



4. ábra – Az NWA 4863 sokk ereiben megfigyelhető plagioklászok a) az érben és a mellékközvetben megfigyelhető plagioklász földpátok jellegzetes Raman spektruma; b) az érben elszört fészkekben megjelenő amorf plagioklász cseppek jellemző Raman spektruma.

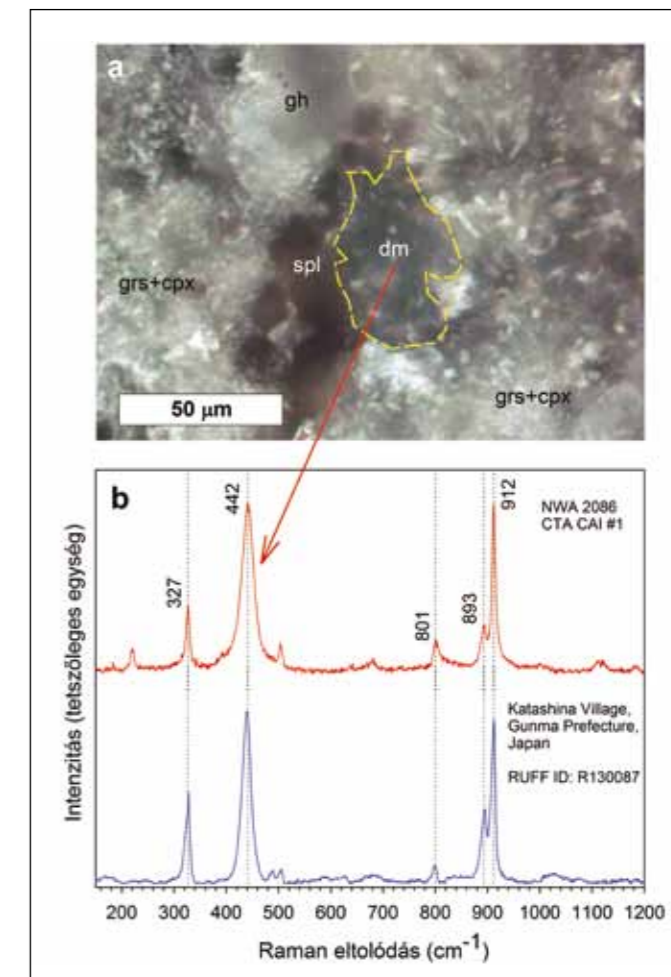
4.2 Ritka ásványfázisok kimutatása

A meteoritokban fellelhető a Földön csak ritkán és speciális körülmények között képződő ásványok jelentős része kötődik a szoláris kőd legkorábban kondenzálódott anyagcsomóihoz a Ca-Al-gazdag zárványokhoz. A zárványokat felépítő döntően Ca-Al-Ti-, és Mg-Al- oxidok, alárendelten Ca-Al- illetve Mg- szilikátok a szoláris kőd legmagasabb hőmérsékletű régiójában a Naphoz közeli forró tartományokban kondenzálódtak (Larimer, 1967; Grossmann, 1972). A Ca-Al gazdag zárványokból, újonnan leírt ásványfázisok jelentősen módosíthatják a szoláris kőd kondenzációs folyamataival kapcsolatban jelenleg uralkodó tudományos nézeteket.

NWA 2086

Fintor et al. (2013a) az NWA 2086 CV3 szenes kondritban található kompakt A-típusú Ca-Al gazdag zárványban a CaAl₂Si₂O₈ hexagonális kristályrendszerben kristályosodott változatát a dmisteinbergitet mutatták ki Raman mikroszkóp segítségével. A dmistein-

bergit lemezes sugaras elrendeződésű kristály szemcsehalmazként jelent meg a gehlenit, spinel illetve grosszulár+klinopiroxén ásványegyüttesek között (5/a ábra), és legjellegzetesebb Raman sávjai ~912, ~893, ~442, és ~ 327 cm⁻¹ értékeknél jelentkezték (5/b ábra).



5. ábra – Dmisteinbergit azonosítása Raman mikroszkóppal (Fintor et al., (2013b) után módosítva) a) dmisteinbergit kristályhalmaz az NWA 2086 Ca-Al-gazdag zárványban, rövidítések: gh – gehlenit, grs – grosszulár, spl – spinel, cpx – klinopiroxén, dmi – dmisteinbergit; b) az ásvány Raman spektruma, alatta egy Japánból származó referéncia minta Raman spektrumával (Downs, 2006)

A dmisteinbergit az anortit egy hexagonális rendszerben kristályosuló polimorf módosulata. A dmisteinbergit képződése – kísérleti ásványtani eredmények alapján – túlhűt olvadékból megy végbe 1100 és 1000 °C hőmérsékletek között, ebben a tartományban ez a domináns módosulat az anortittal szemben (Abe, Sunagawa 1995), ugyanakkor kimutatták már hidrotermás körülmények közötti képződését is (Borghum et al., 1993). Ma et al. (2013) szintén kimutatták a dmisteinbergit jelenlétét egy az Allende meteoritban megjelenő Ca-Al gazdag zárványban, és az ásványok szöveti jellegzetességei alapján azt primer magmás eredetűnek találták. Az NWA 2086-ban előforduló dmisteinbergit stabil oxigén izotópos vizsgálata (Fintor et al., 2014) azt bizonyította, hogy az itt talált dmisteinbergit hidrotermás hatásra képződött.

A primer olvadékból kondenzálódott dmisteinbergit jelenléte arra utal, hogy a szoláris kőből való kondenzáció során jelentős mértékű túlhűt olvadék fázis létezett a szoláris kőd naphoz közeli tartományában. A hidrotermás eredetű dmisteinbergit, pedig a meteoritok szülő égitestjeiben lezajlott vizes átalakulások jellegzetességeiről nyújthat új információkat.

A dmisteinbergit eddigi Ca-Al-gazdag zárványokon belüli előfordulásai mind az anortitához közeli szöveti helyzetet mutattak, ami arra utal hogy korábban pusztán kémiai összetétel alapján anortitként interpretálták az előfordulásait. Az új ásványfázis Raman mikroszkópos kimutatása, felhívja a figyelmet a módszer hatékonyságára az ilyen vizsgálatok során.

Irodalomjegyzék

- Abe T., Sunagawa I. (1995): *Mineralogical Journal*, **17/6**, 257–281.
- Bencsik, A., Fintor, K., Nagy, Sz., Pál-Molnár, E., Gyollai, I. (2013): *Meteoritics and Planetary Science*, **48 (S1)**, A55.
- Borghum, B.P., Bukowski, J.M., and Young, J.F. (1993): *Journal of the American Ceramic Society*, **76**, 1354–1356.
- Downs R. T. (2006): The RRUFF Project: Program and abstracts of the 19th General Meeting of the International Mineralogical Association in Kobe, Japan, #003–13.
- Fintor, K., Nagy, Sz., Walter, H. (2013a): 44th Lunar and Planetary Science Conference, 18–22.
- Fintor, K., Park, C., Krot, A., N., Nagy, Sz., Pál-Molnár, E. (2013b): *Meteoritics & Planetary Science*, **48**, proceeding of METSOC 2013: 76th Annual Meeting of the Meteoritical Society, At Edmonton, Alberta, Canada
- Fintor, K., Park, C., Nagy, Sz., Pál-Molnár, E., Krot, A..N. (2014): *Meteoritics & Planetary Science*, **49/5**, 812–823.
- Grossmann, L. (1972): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **36**, 597–619.
- Larimer, J.W. (1967): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **31**, 1215–1238.
- Ma, C., Krot A.N., Bizzaro, M. (2013): *American Mineralogist*, **98**, 1368–1371.
- Nagy, Sz., Pál-Molnár, E., Fintor, K., Gyollai, I., Bérczi, Sz., Józsa, S., Gucsik, A., Veres, M., Bendő, Zs. (2011): 34th Symposium on Antarctic Meteorites, Tokyo,
- Nagy, Sz., Pál-Molnár, E., Nishido, H., Fintor, K., Gyollai, I., Bérczi, Sz. (2013a): Proceeding of 4th Symposium of Polar Science - ordinary session of Antarctic meteorites.
- Nagy, Sz., Fintor, K., Pál-Molnár, E., Gyollai, I., Veres, M. (2013b): 44th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, March 18–22.
- Pál-Molnár, E., Nagy, Sz., Fintor, K., Gyollai, I., Bendő, Zs. (2013): *Mineralogical Magazine*, 77/5.
- Sharp, T.G., de Carli, P.S. (2006): University of Arizona Press, Tucson, 653–677.
- Tomioka, N., Fujino, K. (1999): *American Mineralogist*, **84.**, 267–271.
- Weisberg, M.K., McCoy, T.J., Krot, A.N. (2006): University Press, Tucson, 19–52.

A SZEGEDI DOLOMIT FORMÁCIÓ KÖZETEINEK REPEDÉSCEMENTÁCIÓ VIZSGÁLATA ÜLLÉS TÉRSÉGÉBEN

Garaguly István, Schubert Félix, Varga Andrea

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: garagulyistvan@gmail.com

1. Bevezetés

A Szegedi Dolomit Formáció a Szegedi-medence aljzatának leg-általánosabban elterjedt középső-triász képződménye, melyben több szénhidrogéntelep is feltártak (pl. Szeged–Móraváros, Üllés). Nagyfokú töredezettségének köszönhetően jelentős szerepe lehetett a területen lezajlott fluidummigrációban. Szénhidrogénföldtani jelentőségének ellenére Horváth (1990) tanulmánya óta nem készült átfogó kőzettani és geokémiai vizsgálat a képződményről.

Jelen kutatás során három Üllés környéki fúrás összesen hat magmintájának részletes vizsgálatát végeztük el (Üllés-18, -35 és -61 jelű fúrások). Petrográfiai megfigyeléseink során sikerült beazonosítani a korábban leírt repedéskitöltő képződményeket; ezek relatív sorrendjét további két törési és két sztilolitiképződéssel járó eseménnyel egészítettük ki. Több képződményhez kapcsolódóan is szilárd bitumen indikációt figyeltünk meg.

A repedéskitöltő dolomit típusok közül az egyik legjellegzetesebb és legáltalánosabban elterjedt az úgynevezett nyereg dolomit típus, melynek kristályai 0,2–2 mm méretű hajlott kristálylapokkal és hullámos kioltással jellemezhetők. Mikroszkópos vizsgálataink során a nyereg dolomithoz kapcsolódóan vizes- és olajtartalmú fluidumzárvány együtteseket is megfigyeltünk, és elvégeztük ezek mikrotermometriai és UV-mikrospektroszkópos vizsgálatát.

A zárványpetrográfiai leírás során külön genetikai csoportba soroltuk a nyereg dolomitok felhős magzónájának és tiszta szegélyzónájának elsődleges vizes- és olajzárványait. Az elsődleges zárványegyütteseken kívül megfigyeltünk egy, a kristályok képződését követően kialakult másodlagos olajzárvány együttest is.

A vizes- és olajzárványok mikrotermometriai vizsgálata alapján azok minimum csapdázódási hőmérséklete 145–180 °C között lehetett, ami egybevág a korábbi termometriai eredményekkel (Póka et al., 1987) és a recens réteghőmérsékletekkel. A vizes zárványok végső jégolvadási hőmérsékletéből számított NaCl ekvivalens sótartalmak 3,8–6 m/m% között szórta. Az alkalmazott kvalitatív vizsgálati módszerekkel nem sikerült jelentős különbségeket ki-

mutatni a morfológiailag eltérő zónák vizes zárványai között.

Az olajzárványok mikrotermometriai és UV-mikrospektroszkópos vizsgálati eredményei alapján megállapítható, hogy a vizsgált repedésekben – időben egymástól elkülönülve – legalább három különböző kémiai összetételű kőolaj is megjelent.

A mag- és szegélyzóna vizes- és olajzárványainak homogenizációs hőmérsékletei közötti különbségek azt sejtetik, hogy a magzónából a szegély felé haladva csökkent a migráló szénhidrogének metántelítettsége. Az olajzárvány együttesek közötti további kémiai különbségeket támasztják alá az UV-spektroszkópos vizsgálatok eredményei is (1. ábra).

Az olajzárványok fluoreszcens színe a magtól a szegély felé haladva fokozatosan a kék szín felé tolódik el, ami a szénhidrogének növekvő termikus érettségére (és/vagy alacsonyabb degradáltságukra) utal.

A nyereg dolomit kristályainak kialakulását követően megjelenő repedésekben csapdázott másodlagos olajzárványok zöldessárga fluoreszcens színe alacsonyabb kémiai érettségre utal. Ez az utolsóként kialakult olajzárvány együttes UV-fluoreszcens paraméterei alapján nagy hasonlóságot mutat a közeli bazalt anyagú repedezett rezervoárból termelt nyersolajjal, melynek anyakőzete korábbi biomarker vizsgálatok alapján (Szabó et al., 2012) az Endrődi Marga Formáció lehetett.

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

Irodalomjegyzék

- Horváth A. (1990): Egyetemi doktori értekezés, kézirat, ELTE, Budapest.
Póka, T., Árkai, P., Sajgó, Cs., Horváth, Z.A, Tóth, M.N., Völgyi, L. (1987): Acta Geologica Hungarica, **30/1–2**, 197–229.
Szabó, B., Schubert, F., Volk, H. Ahmed, M. (2012): AAPG Datapages, Search and Discovery, Article #40917.

KÁRPÁTALJA MAGMÁS KÉPZŐDMÉNYEINEK GEOKÉMIAI MEGKUTATOTTSÁGA

Gönczy Sándor¹, Dobosi Gábor^{2,3}, Kozák Miklós⁴, Papp István⁴

¹ II. Rákóczi Ferenc Kárpátaljai Magyar Főiskola, Beregszász, Ukrajna

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

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

⁴ Debreceni Egyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék, Debrecen

e-mail: gonczysanyi@gmail.com

1. Bevezetés

Kárpátalján magmás eredetű képződményeket mintegy 1700 km² felszíni kiterjedésben találunk. E komplexumok két, földrajzilag jól elkülönülő sávra koncentrálnak. Az egyik a Vihorlát-Gutin vulkáni vonulat, a másik a Beregszászi-dombság. Néhányan megkülönböztetnek a két vonulat között egy ún. átmeneti sávot, amelyet a Csap-munkácsi-síkságon kibukkanó, vulkáni eredetű dombok (Kápolna-hegy, a Hömlöc, és a Fekete-hegy) képviselnek (Malejev, 1964; Merlics, Szpitkovszkaja, 1974; Radzivil et al., 1986; Seghedi et al., 2001).

A külső és belső vulkáni vonulat megkülönböztetését több érv is indokolja, hiszen mind a vulkanizmus kora, mind a szerkezeti-földtani háttér, mind a kemizmus különbözik.

A külső vonulathoz morfológiailag a Vihorlát – Popricsnij, a Makovica, a Szinyák, a Borló és a Nagyszőlősi-hegység tartozik (1. ábra). Szarmata – alsó-pannóniai korú, elsősorban bázisos és intermedier komplexumok alkotják (2. ábra). A Vihorlát – Borló között kialakult vulkáni centrumok a Pienini-szirt-övhöz, a Nagyszőlősi-hegység centrumai az Avasi és Nagyszőlősi törésvonalakhoz köthetők.

A belső vonulat felszíni vetülete a Beregszászi-dombság és az Avas-hegység. Elsősorban savanyú magmatitokból és vulkanitokból áll, melyek képződése az ottngangi-kárpáti korszakoktól indul, paroxizmusát a szarmatában éri el. Szerkezetiileg a Csap – Beregszász – Nagybánya vonal mentén jelölhetjük ki a futását. A Csap környéki vulkáni komplexumokat mintegy 500-1000 m vastag üledék fedi, így csak fúrásokból ismerjük valamelyest. A vonulat további részét a Beregszászi-dombság képviseli, ami az Avasban folytatódik. Meg kell még jegyezni, hogy az Avasban mind a külső, mind a belső vonulat jegyei megtalálhatók.

2. A vulkanizmus általános áttekintése

A Vihorlátnak egy alig több mint 100 km²-es része nyúlik át Ukrajnába, amit szovjet-ukrán szakirodalom Vihorlát-Popricsnij néven ismer. A terület nagy részét andezit láva és tufa borítja, csak az É-i részen, ahol a terület érintkezik a Magura takaróval és a Pienini-szirt-övvvel találkozunk 18-20 millió éves bázisos intrúziókkal, 15 millió éves riolitokkal és gránátos riolituffakkal. Ehhez hasonlóan, a szomszédos Makovica területén is savanyú vulkanitok borítják a nem vulkáni aljzatot, majd erre andezit láva és tufa települt. Az itt működött vulkánok egyes parazitacentrumaihoz köthetően csekély kiterjedésben savanyú produktumokat találunk, amelyek a vulkanizmus befejező szakaszában képződtek.

A Szinyák területéről már hiányoznak a vulkanizmus kezdeti savanyú komplexumai. Elsősorban intermedier láva és tufa alkotja,

illetve a vulkanizmus befejező stádiumának van egy elhanyagolható kiterjedésű dácitos differenciátuma.

A Borló területéről a szakirodalom bázisos piroklasztokat, bazalt és andezit lávafolyásokat ír le (Szoboljov et al., 1955; Tolsztoj et al., 1974). Ha azonban megnézzük a Borló területéről rendelkezésünkre álló főelem geokémiai adatokat, nem találunk egyetlen bazaltos mintát sem. Az említett tanulmányokban részletes petrográfiai leírás adják a „bazaltoknak” olivin kristályokat mutatva ki bennük. Ugyanakkor a hegység területén, a savanyú andezitekben is találtak olivint (Lazarenko et al., 1963).

Az elmondottak alapján arra lehet következtetni, hogy a korabeli közetnevezéktan annak ellenére, hogy számadatokat tekintve megegyezik a TAS határértékeivel (Malejev, 1980) az olivintartalmú andezites mintákat a bazaltok közé sorolta.

A fúrásokból ismert Csap környéki magmás eredetű képződmények szelvénye savanyú piroklasztokkal indul, majd durva, bázisos tufával folytatódik, amely felfelé folyamatos finomodást mutat. Az első explóziók után bazaltos andezit majd andezit lávaömlések következnek.

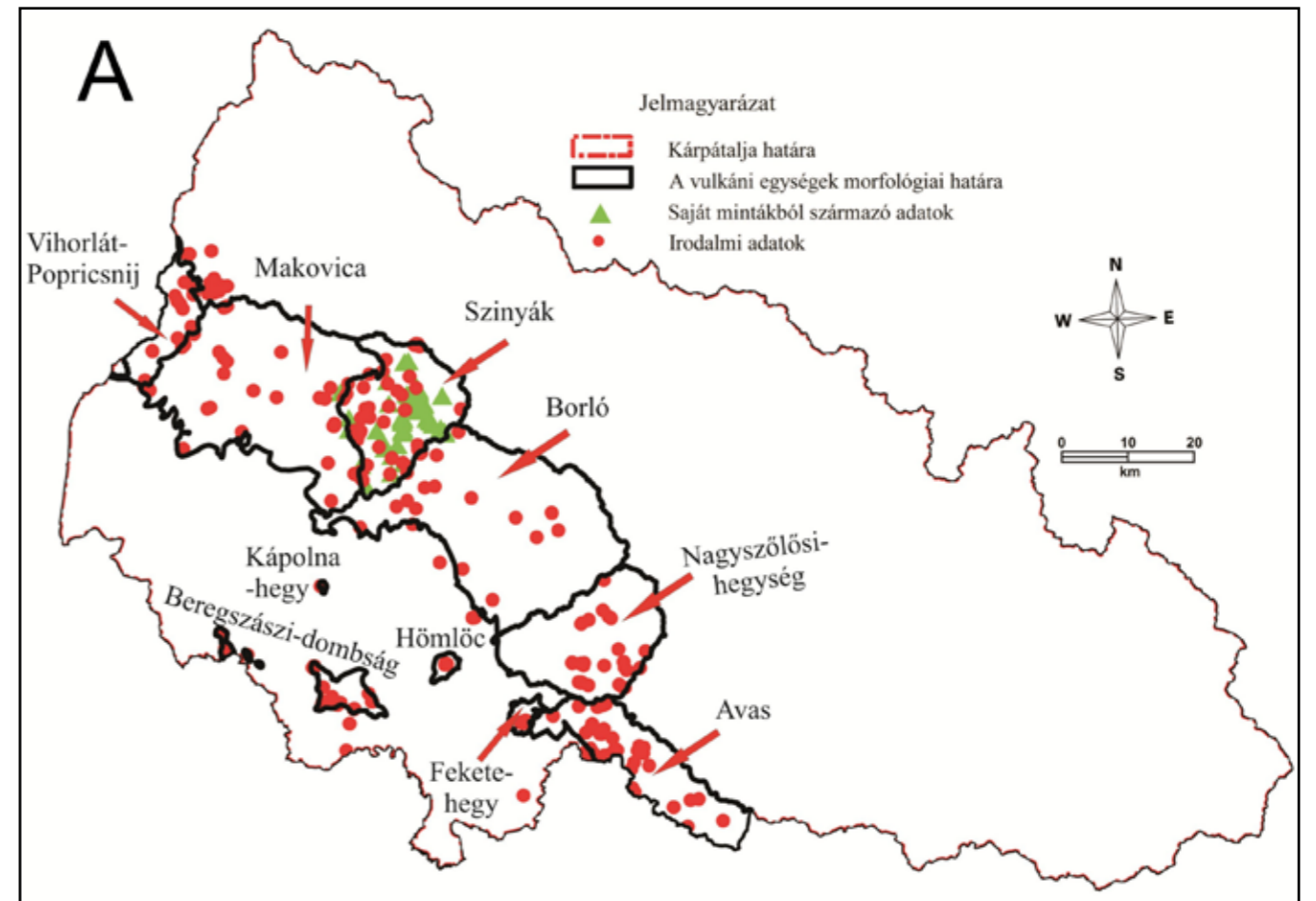
A Beregszászi-dombság területén explóziós tevékenységgel kezdődik a vulkáni aktivizáció. Bazaltos andezittől a dácitig találunk itt tufahorizontokat és lávafolyásokat. E képződményeket vastag riolituffa rétegek fedik, majd lávadombok képződtek.

Az Avas magmatizmusát legalább három részre kell bontani. Megkülönböztetnek egy savanyú explóziós, egy idősebb extrúziós – intrúziós és egy fiatalabb vulkáni extrúziós sorozatot. A közöttük levő kapcsolatról azonban megoszlanak a vélemények. A savanyú explóziós kiterjedések termékeit a nemzetközi szakirodalom Novoszelicai tufákként ismeri. Gyakorlatilag az egész Kárpátaljai-süllyedék területén megtalálhatók. Az idősebb extrúziós – intrúziós komplexumok Visk környékén jellemzők, ahol egy ÉNy-DK-i irányú törésvonal mentén több nagyobb granodiorit, diorit, kvarc diorit tömzs és a hozzájuk tartozó bazaltos andezit, andezit és savanyú andezit szubvulkáni testek és intrúziók sorakoznak.

A fiatal vulkáni extrúziós sorozatot egy konglomerátum réteg választja el az idősebbtől. Olivin tartalmú bazaltos andezittel induló sorozatra riolit dombok épülnek, majd rövid szünet után újabb aktivizáció következik be, ahol bazaltos andezit és andezit lávafolyásokat savanyú extrúzióvulkánok törnek keresztül, melyekből a finális vulkanizmus savanyú andezit és riodácit lávafolyásai táplálkoznak (Danyilovics, 1963; Radzivil et al., 1986).

3. A geokémiai megkutatottság

A főelem adatbázis kialakításához átnéztük a szakirodalmat 1950-2013 között. Ennek eredményeképpen 293 adatot találtunk



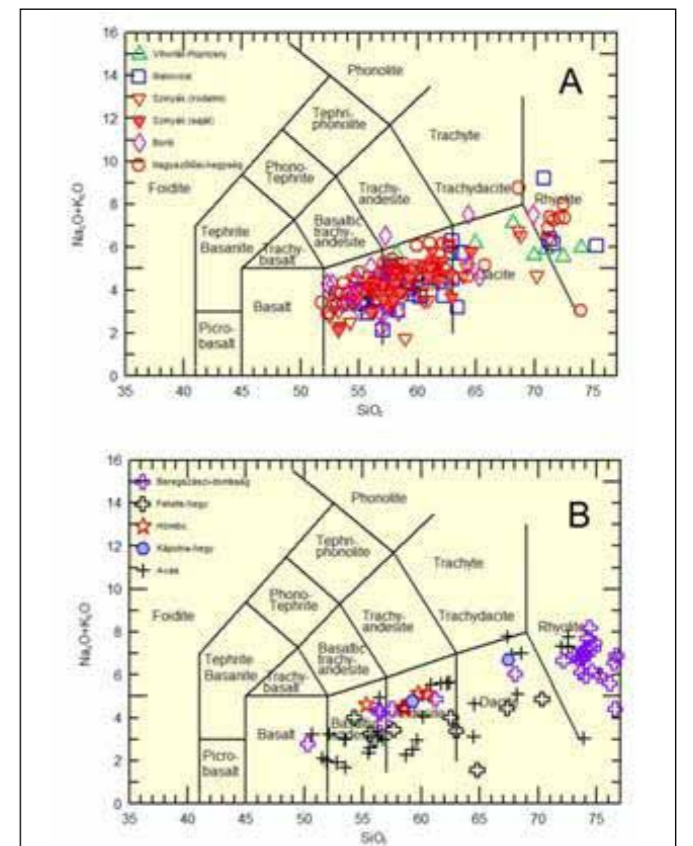
1. ábra – Kárpátalja magmás képződményeinek fő- (A) és nyomelem-adatainak (B) eloszlása

(Danyilovics, 1963; Lazarenko et al., 1963; Malejev 1964, 1980; Merlics, Szpitkovszkaja, 1974; Rózsa, 1993; Seghedi et al., 2001; Tolsztoj et al., 1974, 1976; Zolotuhin, 1960). Ehhez a Debreceni Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékének laboratóriumában 59, a Szinyák hegység területéről származó kőzetmintából készítettünk elemzéseket (1. táblázat).

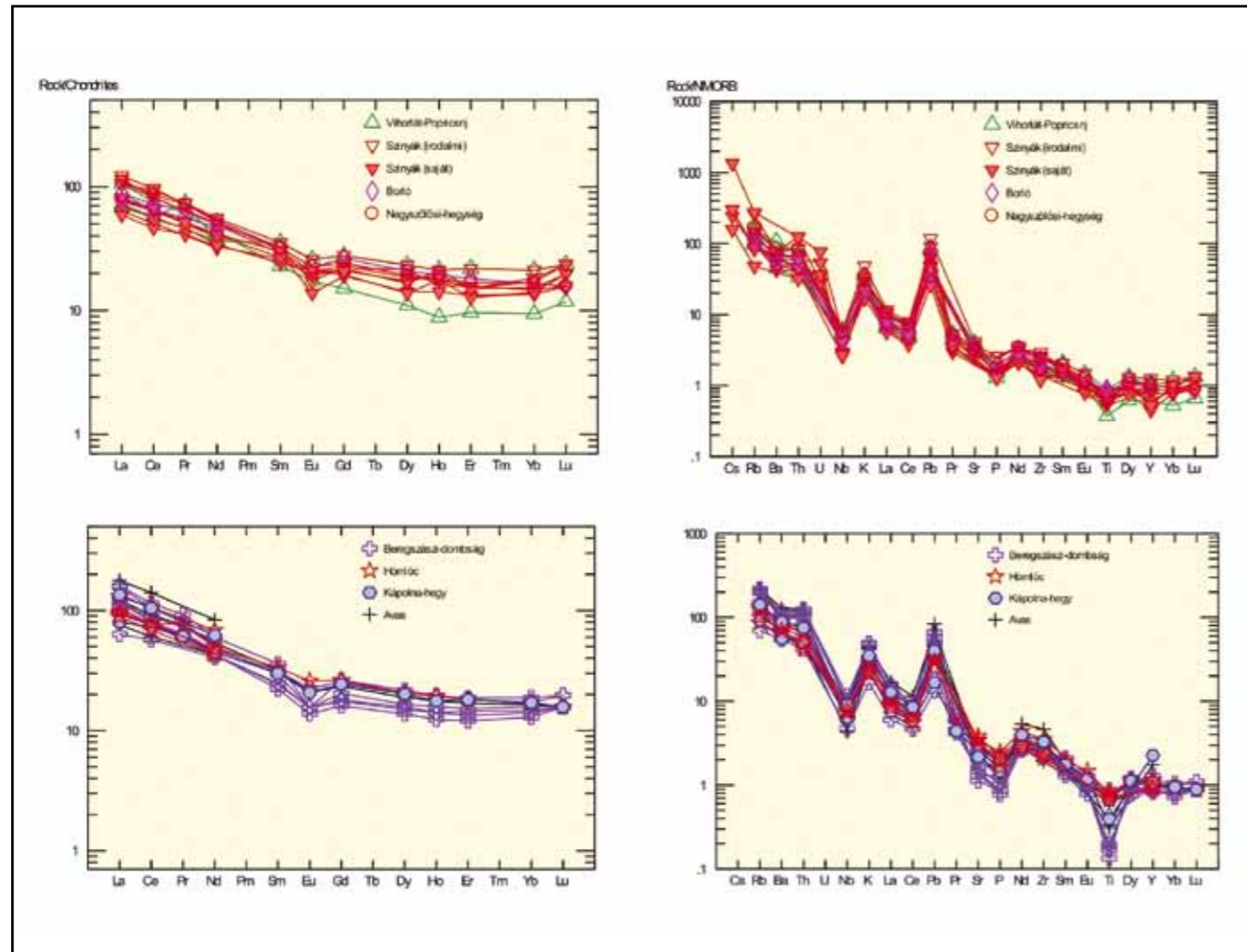
A szakirodalomból származó főelem adatsoroknál azokkal a problémákkal szembesültünk, hogy nem lehet pontosan meghatározni a mintavételezés helyét és a meghatározás módszerét. A felhasznált publikációk közül csak egy munka közöl módszereket (Tolsztoj et al., 1976), bár megjegyzi, hogy nincs egységesen kidolgozott és általánosan használt eljárás.

Valószínű azonban, hogy az elemzések túlnyomó többsége a Magyarországon és a volt szocialista országokban elvileg egységesen használt nedveskémiai módszerrel készültek. Ezen kívül gyakran találtunk olyan mértékű mérési hibával terhelt adatokkal is, ami erősen korlátozza a felhasználhatóságukat (pl. Σ 98 v. 102%).

A nyomelemek és ritkaföldek esetében sokkal nagyobb hiányszámok tapasztalhatók (3. ábra). Habár több száz szakirodalmi adat áll rendelkezésre (Tolsztoj et al., 1974), ezek gyakorlatilag használhatatlanok. A 70-es évek elején készültek, amikor a mérési technikák nem voltak kidolgozottak, ezen kívül itt is megvannak azok a problémák, amelyek a főelem adatoknál. Az elmúlt három évtizedben Kárpátalja magmás komplexumairól alig néhány publikáció látott napvilágot nemzetközi téren. Ezek közül egy (Seghedi et al., 2001) közölt elemzéseket, melyekhez hozzáadódik a Szinyák területéről származó kőzetmintákból a MÁFI-ban általunk készített öt adatsor.



2. ábra – Kárpátalja magmás képződményeinek fő- (A) és nyomelem-adatainak (B) eloszlása



3. ábra – A Kárpátalja magmás képződményeinek nyomelem és ritkaföld mintázata

Összességében azt a konklúziót vonhatjuk le, hogy a kárpátaljai magmatitok viszonylag gyenge geokémiai megkutatottsággal rendelkeznek. A főelemek, a Szinyákot kivéve, inkább csak területi átlagok bemutatására alkalmasak, hiszen sem az adatelőállítás módszerét sem a mintavételezés helyét és módját nem ismerjük. A nyomelemek és ritkaföld adatok tekintetében pedig minimális megkutatottságról beszélhetünk, igaz a meglévő adatok jól használhatóak. 3. ábra

Köszönetnyilvánítás

„A kutatás a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése konvergencia program című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.”

1. táblázat – A magmatitok geokémiai adatainak szerkezetmorfológiai egységenkénti megoszlása Kárpátalján

Szerkezetmorfológiai egység	Főelem geokémiai adat (db)	Nyomelem és ritkaföldfém adat (db)	Az egység területe (km ²)	Ebből magmás (km ²)	1 km ² -re jutó főelemsor	1 km ² -re jutó nyomelem és ritkaföld
Vihorlát Popricsnij	30	4	104,7	100,5	0,3	0,04
Makovica	36	0	645,5	563,2	0,1	0,00
Szinyák	115	11	279,8	193,4	0,6	0,06
Borló	28	2	695,6	462,3	0,1	0,00
Nagyszőlősi-hegység	34	1	319,2	177,9	0,2	0,01
Avas	48	3	255,1	125,5	0,4	0,02
Beregszászi-dombság	40	12	54,9	48,0	0,8	0,25
Szigethegyek	21	6	30,7	30,5	0,7	0,20
Összesen	352	39	2385,5	1701,3	3,2	0,58

Irodalomjegyzék

Данилович, Л. Г. (1963): АН УРСР, Київ. 94 р.
 Лазаренко, Е.К., Лазаренко, Э.А., Барышников-Малыгина, ОА. (1963): Издательство Львовского Университета. 614 р.
 Малеєв, Е.Ф. (1964): Наука, Москва.
 Малеєв, Е.Ф. (1980): Справочник. Недр, Москва. 240 р.
 Мерлич, Б.В., Спитковская, С. М. (1974): Вища школа, Львов, 173 р.
 Радзивилл, А.Я., Радзивилл, В.Я., Токовенко, В.С. (1986): Наукова думка, Киев, 158 р.
 Rózsa, P. (1993): Épitőanyag, 45/6, 204–209.

Seghedi, I., Downes, H., Pécskay, Z., Thirwall, F.M., Szakács, A., Prychodko, M., Matthey, D. (2001): Lithos, 57, 237–262.
 Соболев, В.С., Костюк, В.П., Бобричевич, А.П., Горбачевская, О.Н., Спитковская, С.М., Фишкин, М.Ю. (1955): АН УССР, Киев. 248 р.
 Толстой, М.И., Гасанов, Ю.Л., Жуков, Н.Н., Молякко, В.Г., Остафийчук, И.М., Продайвода, Г.Т., Серга, А.Ю., Сухорада, А.В. (1974): Мин.геол. УССР, 962 р.
 Толстой, М.И., Гасанов, Ю.Л., Молякко, В.Г., Остафийчук, И.М., Продайвода, Г.Т., Серга, А.Ю., Сухорада, А.В., Толстой, М.И. (1976): Вища Школа, Киев 188 р.
 Золотухін, В.В. (1960): АН УРСР, Київ.

FELSZÍN ALATTI VIZEK BECSÜLT EREDETE ÉS FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE A MOHÁCSI-SZIGETEN

Hágen András

Újvárosi Általános Iskola, Baja
e-mail: hagen13@freemail.hu

A Mohácsi-sziget változatos aljzatmorfológiája nyomon követhető a felszín alatti vizeken is. Nyolc minta (B-27, B-28, Csát-1, K-47, K-49, K-50 és a Vár-1) geokémiai szempontjait vizsgáltam meg.

A fúrások ivóvíz-, termásvíz-, és szénhidrogén kutatások miatt létesültek.

Előzetes kutatások alapján tudjuk, hogy a B-27-es kút nehézizotóp vizsgálata ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) kimutatta, hogy a víz eredete melegebb (paleo)meteorikus beszivárgásokra utal. A legnagyobb beszivárgási hőmérséklet NaCl víztípust jeleznek. Nagy valószínűséggel a váripusztai „sós víz” megjelölés is ezt jelzi. A Dávodi-medencében csak becsülten lehetett megállapítani, hogy a vizek fosszilis- és paleometeorikus vizek keveredése során jöttek létre, alacsony klorid tartalommal.

A B-27 és a Vár-1-es minták kémiai összetétele alapján azt állapíthatjuk meg, hogy a klorid tartalom a magassággal folyamatosan csökken. A klorid vetők mentén keveredik a felszín alatti vízzel.

A kiemelt aljzaton magasabb a vizek oldott anyag tartalma, különösen kationokban (Ca, K, Mg, Na), és csekélyebb mértékben anionokban (Cl, SO_4) is.

A Vár-1-es fúrás szeparált gáz tartalmából a metán emelkedik ki, ami nagy valószínűséggel antropogén okokra vezethető vissza (szerves trágyázás, elhullott állatok föld alá temetése).

Magyarország és az EU környezetvédelmi politikája miatt nagy valószínűséggel csökkent a talajba kijuttatott toxikus anyag tartalma (műtrágyázás, elhullott állatok elhantolása), és így sokkal kisebb mértékben szennyeződik a felszín alatti vizek oldott anyag tartalma.

É-MAGYARORSZÁGI FÚRÁSOKBAN VÉGZETT SZERVES KÖZETTANI VIZSGÁLATOK EREDMÉNYEI A GRAFIT KUTATÁS TÁMOGATÁSÁRA

Hámorné Vidó Mária

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest
e-mail: vido.maria@mfgi.hu

1. Bevezetés

A grafit kutatási projekt keretében két fúrás mintáit vizsgáltuk szerves kőzettani módszerrel A Szendrői-hegység környezetéből. A kutatás célja a fúrások által harántolt kőzetmintákban a szerves eredetű anyag átalakultságának, a metamorfózis mértékének meghatározása volt. A vizsgálathoz 9 minta polírozott felületi csiszolati előkészítése és optikai ércmikroszkópos elemzése történt. A mintákat Leica DM-RX kutatómikroszkópon 50x olajimmerziós objektívvel, 546nm hullámhosszon, 2 µm átmérőjű mérő diafragma alkalmazásával, MPV-SP mikrofotométer rendszerrel végeztük. A vizsgálat a szerves szemcsék reflexió maximumát célozta, ahol lehetőség volt rá a maximum mellett az adott ponthoz tartozó minimumokat is mértük a bireflexió jellemzésére.

2. A szerves anyag metamorfózisa

A szerves kőzetban közismert, hogy a szerves anyag a betemetődést követően a hőmérséklet és nyomás növekedésének hatására időben átalakul, kémiai összetétele és szerkezete változik. A változás a kiindulási anyag kémiai összetételétől függően más és más pályát ír le. A 200-220 °C hőmérséklet alatti változások lineárisnak tekinthetők a lignin-cellulóz nagy mennyiségben tartalmazó edényes növények fosszilizálódott maradványaiban – 4% random vitrinitreflexióig. Ezeket a sejtfal szerkezetet mutató szöveti maradványokat a szerves kőzetban a macerál csoportok között a vitrinitekhez sorolja.

1. táblázat – A grafit és az átmeneti fázisok közötti fizikai kémiai kapcsolat

Fázisok	d 002 (Å)	Rmax %	H/C
Grafit	3,354-3,37	>9,0	0,005-0,1
Szemi-grafit	3,37-3,38	8,3-9,0	0,10-0,15
Meta-antracit	3,38-3,4	5,0-6,8	0,15-0,20
Antracit	>3,4	2,0-5,0	>0,20

Jelmagyarázat: d 002 (Å) rácsállandó távolsága, Rmax% – Az 546 nm hullámhosszon, olajimmerzióban mért maximális vitrinit-reflexió értéke, H/C – a hidrogén szén atom aránya (Kwiecinska, Petersen, 2004 után módosítva)

Az átalakulást kémiaiilag az aromatizálódás, a széntartalom növekedése 91-95%-ra, a könnyen illók és ezzel párhuzamosan

a hidrogén mennyiség csökkenése kísérik, amely az antracit állapotban 1-2% körüli. A kémiai átalakulás szerkezeti változásokat okoz, mely az egyre nagyobb fokú rendezettséggel az optikai reflexió képesség növekedésével jár (1. táblázat).

A maximális reflexió képesség egyenletes növekedése a vitrinit estében a grafitosodást megelőző átmeneti zónában megváltozik (1. ábra). A szénüléssel egyenletesen 5-5,3 % vitrinitreflexió értékig a változás lineáris Koch és Günther (1995) több száz mintán mért értékelése szerint. Ebben a fázisban az aromás C-gyűrűket tartalmazó, egymással gyenge van der Waals kötésekkel kapcsolt réteges szerkezet kialakulása folyik, ahol a szerves anyag kondenzációjával az aromás, gyűrűs szerkezetű óriás molekulák és csoportok kialakulása és további növekedése jellemző.

Az átmeneti zónában az 5-6,8 % közötti maximális reflexiójú termikus érettségi szakaszon a meta-antracit állapotban és a kristályos szerkezet kialakulásával a szemi-grafit fázistól, 95% C tartalomtól kezdetét veszi. Itt a bireflexió erősen szór, változó mértékű, de növekedést mutat. A minimális reflexió értékek közötti különbség általában 4-2 % a vitrinit típusú szerves anyagokra (1. ábra). A meta-antracit és szemi-grafit közötti különbséget az optikai módszerrel önmagában nem lehet elkülöníteni.

Koch, Günther (1995) mérései alapján megállapítható hogy a 6,8-8,3% közötti maximális vitrinitreflexió érték között nincsenek maximum értékek, ami a szerkezeti változás állapotát jól lehatárolja, vagyis grafit csak 8,3-9% fölött fordul elő. Ennek kristályszerkezete azonban még nem feltétlenül rendezett állapotot mutat. A hexagonális szerkezetet mutató lemezek között amorf szerves anyag is előfordulhat.

A röntgen diffrakciós mérések alapján rendezett szerkezetű grafit (002) a 8% fölötti tartományból ismert, ahol 9 % fölötti maximális reflexió mellett a minimális reflexió viszonylag kis szórással 0,5-0,8 % között változik, de mindig 1% alatti és ahol a rendezett kristályszerkezet következtében a rácsállandó 3,37-3,354 Å.

3. A Felsővadász-1. és a Szendrőlád-6. sz. fúrásokban vizsgált szerves anyag tulajdonságai

A Felsővadász-1. sz. fúrás 4 mintája közül 1, míg a Szendrőlád-6. sz. fúrás 5 mintája közül 2 tartalmazott mérhető szerves anyagot. Bár a felületi polírozott csiszolaton a szerves anyag jelenléte feltételezhető, a puha grafitos anyag a polírozott felületről legtöbbször kikenődött, csak a karbonát, kvarc szemcsék közötti védettebb kiemelkedések mentén sikerült mérhető szemcséket találni.



1. ábra – Szl-6. fúrás (278 m) 369. sz. minta – Tömeges megjelenésű „grafit” – meta-antracit ércásványokkal
A grafitos, vékonyfonatos nyalábszerű szövet egyik része gyűrt. A szélei felé kiékelődő szerves szemcsét kalcit veszi körül. Készült ráeső, poláros fényben, olajimmerzióban, 20x objektív nagyítással.

A mintákra jellemző, hogy a szerves anyag vékony szálak szövetű, hálószerű vagy fonatos kötegekben megjelenő, erősen irányított sok esetben breccsásodott, vagy mikrogűrődést mutató, általában a kvarc, karbonát és pirit szemcsék közé becsípődött kőzetfoszlányok formájában látható. A keményebb kőzetanyagba beékelődött vagy kikenődött szerves lencsék és breccsa szemcsék mérete 5–20 µm átmérőtől néhányszor 100-µm átmérőjű és 1–2 mm hosszú elnyúlt kötegekig változik (1. ábra).

A helyenként 1 µm-nél vékonyabb, akár 50–100 µm hosszan elnyúlt szerves anyag típusa feltehetően tengeri eredetű, alacsonyabb rendű szervezetek lebontásából képződött nagyon finom laminált alginit, amorfinit, metamorfizált apró szemcsés megjelenésű, többször mozaikos reflexióval rendelkező, erős bireflexióval jellemezhető anyaga. Az amorfinit típusú liptinit alkotók az eredeti finomtörmelékhez köthetők, melyet később főleg pirites kiválású hidrotermális telérek jártak át. A szerves anyagban dús vékony réteglapok a metamorfózis során kenőanyagként viselkedtek, melyet a mikrorödök, és gyűrődések (1. ábra) és a breccsásodásra kiékelődésre való hajlam jellemez.

A mérhető „vitritit” szemcsék is mozaikosak, unduláló kioltásúak, méretük: 20–50 µm X 2–15 µm. A Felsővadász-1. fúrásban a mértékadónak tekinthető érték $R_{max}=4,69\%$ -kal a 262,8 m-ből származik. Az alacsonyabb szerves anyag tartalmú mintákban a kisebb 1–2 µm X 10–30 µm-es lencsés, hálószerű szöveti kifejlődésében legtöbbször a mozaikos reflexió figyelhető meg, ahol a szövetben az erősen reflektáló részek a mikrinitre emlékeztető, erősen reflektáló pontok formájában láthatók.

A Szendrőlád-6 fúrásban a nagyobb kötegekben koncentrált fonatos, vagy gyűrt szerves anyag erős bireflexiót mutat. Az

átlagos reflexió maximumok $R_{max} = 5,923\%$ és $R_{max} = 5,793\%$ értékkel 0,2–0,3-as szórás mellett jelentkeznek. A közel 6 %-os reflexió maximumok mellé 0,7% körüli minimum tartozik (2. ábra).

4. Korábbi kutatások eredménye és következtetések

1990-ben Árkai (1990) és Lantai (1990) már végeztek vizsgálatokat felszíni mintákon a grafit tartalom, szénültség meghatározására a Szendrői Fillit és Tapolcsányi Formáció mintáin. A részletes szerves kőzettani leírások alapján már Lantai is megállapította, hogy a jelentős bireflexióval rendelkező szerves eredetű szemcsék vékony, szálak, kötegekben előforduló képződmények, melyek 1–2 µm-es kisebbik átmérője miatt a mérés többnyire nem végezhető el. Szénültségét tekintve Lantai az általa mért mintában (Irotai árok 7. sz. minta) 6,27–4,54 % közötti maximumokat mért az egyes szemcséken, ahol a minta átlagértéke $R_{max} = 5,47\%$. Ugyanezen ponton a minimum átlagértéke 0,88 %, ami nagyon hasonló az általunk mért Szl-6 mintákhoz (2. ábra).

Lantai (1990) értékelésében megemlíti, hogy az optikailag azonosítható szemcsék és a szerves geokémiai módszerrel meghatározott teljes szerves széntartalom TOC % között jelentős különbség adódik, amit a polirozott felületen, a kvarc, karbonát szemcsék érintkezési határfelületei mentén észlelt kinyalódás, úgynevezett „grafit zászlócskák” gyakori jelenléte igazolt. Hasonló jelenséget figyeltünk meg mi is a szendrőládi mintákban, ahol a röntgen adatok szerint 10–4% körüli grafit tartalom mellett, mérhető szemcsét és jelentősebb dúsulást nem tapasztaltunk.

A kutatásunk mintáiban a vékony, hálószerűtől a fonatosan megjelenő, tömeges szerves anyagig találtunk példákat. A legtöbb és tömegesen előforduló metamorfizált liptinitet (feltehetően tengeri eredetű, alacsonyabb rendű szervezetek lebontásából és metamorfizálódásával képződött nagyon finom szövetszerű laminált alginitet, amorfinitet apró szemcsés megjelenés jellemzi, helyenként a korábbi bitumenizációhoz kapcsolható, izotróp mikrinitet előfordulásával. Az alacsonyabb szerves anyag tartalmú mintákban a kisebb 1–2 µm X 10–30 µm-es lencsés kifejlődésében legtöbbször mozaikos reflexió figyelhető meg, ahol a mozaikos szövetben az erősen reflektáló 1 µm-es szemcsék a mikrinitet.

A maximális reflexióképesség alapján a minták szerves anyaga meta-antracit, szemigrafit állapotú. A nagyobb kötegekben koncentrált fonatos, vagy gyűrt szerves anyag erős bireflexiót mutat.

Ez a nagymértékű eltérés a minimum és maximum értékek között a vitritit eredetű meta-antracitok esetében nem jellemző. Ilyen fokú bireflexiót általában a grafit állapotban figyelhetünk meg. A szendrőládi fúrás mintáiban mért bireflexió adatokat Koch, Günther (1995) diagramján ábrázolva (2. ábra) az eltérés a vitritit eredetű meta-antracit és a liptinit eredetű metamorfizált szemcsék bireflexiója között nyilvánvaló.

Figyelembe véve Alpern, Lemos de Sousa (1970) által ismert összefüggést, a vitritit és liptinit szénülését illetően, vagyis, hogy a liptinit a szénülés során az antracit állapotban már nem csak kémiai, de fizikailag is egységesebb szerkezetű, amit a vitritit reflexióját meghaladó fény-visszaverő képessége is mutat. A nagyobb reflexió jelzi, hogy a liptinit eredetű szerves anyag a szénülés, termikus érés során könnyebben, gyorsabban elveszti a hidrogén tartalmú és egyéb heteroatomos gyököket, miáltal a szerkezete egyre inkább rendezettebb lesz az aromatiszációval. A liptinitet általában kisebb molekulákat hoznak létre a szénülés során a vitritinethez képest tekintve, hogy a baktériumok, algák, védőszövetek méretei is általában kisebbek a lignin-cellulóz kiindulási alapanyagú vitritinethez képest. A magasabb széntartalom, a homogén szerkezet a macerálon belül a mikrokörnyezet rendezettségéhez járul hozzá.

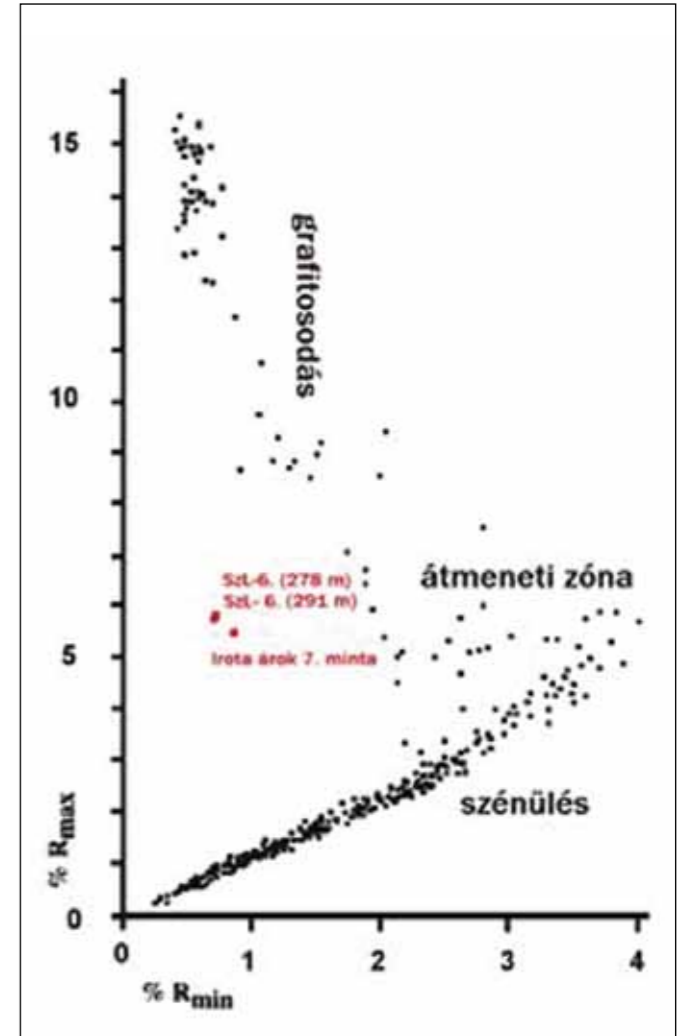
A macerál elnyúlt alakja, a kis átmérő, amely hosszan követhető csak korlátozott kiterjedésű rendezettséget hozhat létre még tömeges megjelenés esetén is a kőzetben. Az egyedi macerál mérete és térfogati eloszlása hatással van a mérhető maximális reflexióra is.

A szerkezeti rendezettségre vonatkozóan fontos Árkai (1990) megállapítása. A szerves kőzettant kiegészítő koncentrált mintákon végzett röntgen diffrakciós mérés alapján Árkai (1990) szerint a szerkezeti rendezettségi fok grafit-d1 (mérsékeltlen rendezetlen szerkezetű grafit) kategóriába tartozik.

5. A szerves anyag típusa és a reflexió képesség közötti kapcsolat értékelése

A két fúrásunk és Lantai Csaba korábbi mérési eredménye alapján egy sajátos kőzettani kép rajzolódik ki. Az irotai fillit mintákban a szerves anyag nem szárazföldi edényes növények metamorfózisával képződött, hanem a kiindulási anyag liptinit volt, melyet az amorfinit, laminált alginit és a mikrinit szöveti jellege megerősít. Ennek ismeretében a képződés helye, anoxikus nyílt vízi, feltehetőleg tengeri környezet lehetett a fekete pala mellett nagyobb mennyiségben előforduló rétegetten is megjelenő karbonátos szövet alapján.

A szárazföldi eredetű szerves anyag metamorfózisát és az optikai, szerkezeti változások lefolyását számos gazdaságosan művelt antracit előfordulás vizsgálatai alapján ismerjük. Az idősebb, vitri-



2. ábra – A minimális és maximális vitrititreflexió közötti változás a szénülés és grafitosodás során (Koch, Günther, 1995 után, módosítva)
A piros pontok a Szendrőlád-6. sz. fúrás és az Irota árokból származó minták (Lantai, 1990) mért értékeit mutatják

nitet nem, vagy csak korlátozottan tartalmazó üledékes rendszerek metamorfózisáról ismereteink korlátozottak.

Az Irota környéki fúrások és felszíni minta adatai alapján úgy tűnik, hogy a liptinitek szénülése és grafitosodása a szénülés alacsonyabb stádiumaihoz hasonlóan más utat jár be a vitritinethez képest, köszönhetően a kiindulási anyag kémiai összetételének. Az illóanyag folyamatos leadásával a liptinitek szövege fokozatosan hálószerű, mikrinit szemcsés formát mutat, melyet a vizsgált mintáinkban a meta-antracit. „szemi-grafit” állapotban is sikerült felismerni a mozaikos szövetben.

A szénülés során jól ismert, hogy a liptinitek reflexiója túlhaladja a vitrititét a kőzetekben. Az optikai változások mellett az előrehaladott szerkezeti-, kristályszerkezeti rendezettség már a meta-antracit, szemigrafit fázisban megkezdődhet. A liptinit eredetű szerves anyagban az aromás makromolekulák rendeződését a grafit rács szerkezet felé már 6% körüli átlagos maximális reflexiónál észleltük, amit a nagyfokú bireflexió megjelenése igazolhat (2. ábra).

Adataink következetesen ugyanazt az átalakulást mutatták a két fúrásban és Lantai (1990) korábbi vizsgálatában. Ugyanakkor az ásványos felépítésben a szerves anyag a röntgen diffrakciós vizsgálatok szerint még rendezetlen a grafit, d1-002 (Árkai, 1990) állapotú. Optikai megfigyeléseket később további vizsgálatokkal kívánjuk megerősíteni.

Köszönetnyilvánítás

Megköszönöm a “CriticEl” nevű TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV -2012-0005 számú projekt támogatását, és a Miskolci Egyetem Ásványtani-Földtani Intézet kollégáinak, különösen Földessy Jánosnak és Zajzon Norbertnek a mintagyűjtésben és előkészítésben nyújtott segítséget.

Irodalomjegyzék

- Alpern, B., Lemos de Sousa, J.M. (1970): Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 271, 956–959.
- Árkai, P. (1990): MBFGA Kézirat, T16946, 168–179.
- Koch, J., Günther, M. (1995): Fuel, **74/11**, 1687– 1691.
- Kwieceńska, B., Petersen, H.I. (2004): International Journal of Coal Geology, **57**, 99–116.
- Lantai, Cs. (1990): MBFGA Kézirat, T16946, 155–166.

AZ ÚRKÚTI MANGÁNÉRC ÁSVÁNYTANI, KÖZETTANI ÉS GEOKÉMIAI VIZSGÁLATA (ÚRKÚT, DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG)

Horváth Attila¹, Zajzon Norbert¹, Vigh Tamás²

¹Miskolci Egyetem Ásványtani-Földtani Intézet, Miskolc

²Mangán Kft., Úrkút

e-mail: attila0514@gmail.com

1. Bevezetés

A Bakony-hegység déli részén található Úrkút közelében a XX. század eleje óta bányásznak mangánércet. Jelenleg évi 40–50 kt érckihozattal történik a karbonátos mangánérc termelése, amelyet őrlés után az acéliparban használnak fel.

Az Úrkúti Mangánérc Formáció (ÚMF) a tűzköves Isztiméri Mészköre (a csárdahegyi előfordulást nem számítva) települő feketepala sorozat, amelyben két rodokrolit szint található (Főtelep és II. telep). A formációt barna, vasas tűzkőpad zárja le.

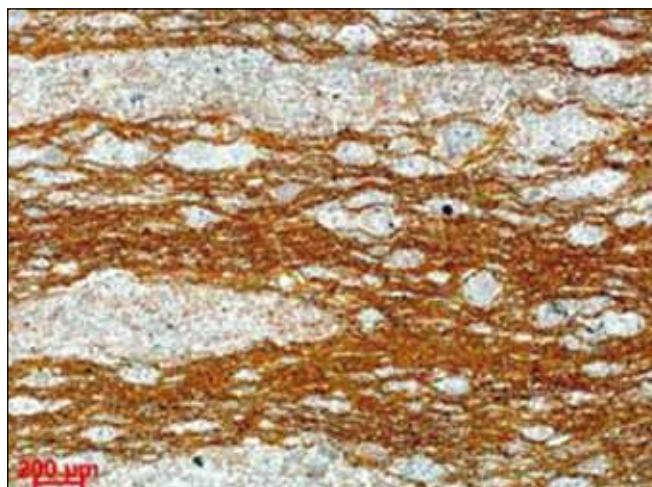
A telep tengeri üledékes, feketepala környezetben található, hidrotermás eredetű, mikrobiális úton keletkezett karbonátos mangánércnek tekinthető (Polgári et al, 2012).

1.1. Ásványos összetétel

A minták ásványos összetételét XRD-vizsgálatokkal határoztuk meg, amelyeket a karbonátok és agyagásványok esetében EDX elemzésekkel egészítettünk ki. Az érchen legnagyobb mennyiségben a karbonátok jelennek meg (42 és 90% között). A fő karbonátfázis a Ca-rodokrozit, de gyakori a rodokrozit, a Fe-Mn-dolomit, Fe-dolomit, dolomit és Fe-Mg-kalcit is. Lényeges összetevő lehet még a szmektit (0–25 wt%) és a goethit (0–18 wt%) is, a röntgenamorf anyag mennyisége 0 és 10 wt% között változik. A zöld színű érchen (2 elemzés) a szeladonit mennyisége számottevő (19–38 wt%). A fekete (1 minta) és a barna érc (2 minta) több goethitet tartalmaz a többihez viszonyítva. A fekete karbonátos mangánércben és a II. telepből származó mintákban Mn-oxid ásvány is előfordul (manganit). Az ércminták közül a kvarc csupán a sötét karbonátos érchen (1 minta) jelentkezett (9 wt%).

1.2. Petrográfia

A karbonátos mangánérc finom- vagy durvasávós megjelenésű lehet, márga és agyagmárga lemezek alkotják. A sávok-lemezek vastagsága általában 0,1–10 mm. Az uralkodóan karbonátos anyagú, vas-oxi-hidroxidokat és agyagásványokat alig tartalmazó világos lemezek elvékonyodva a sávokkal párhuzamos megnyúlt fészketek (1 mm – 1 cm hosszúak, <2 mm vastagok) vagy lencsékét alkotnak. Az esetek többségében a lemezességet a goethit vagy az agyagásványok jelenléte határozza meg. A goethit lemezek leginkább 1 mm-nél kisebb vastagságúak, az egyes karbonátszemcséket, -aggregátumokat mintegy bekérgezőszerűen, hajladozóan körülölelik (1. ábra). Polgári et al. (2012) szerint mikrobiális ciklusok nyomait őrzik. A karbonátszemcse-aggregátumok nagyobb szemcseméretű kristályokból állnak, lekerekítettek, a rétegzés irányának megfelelően gyengén elnyúltak lehetnek. Ritkán koncentrikus szerkezetűek,



1. ábra – Vörösbarna karbonátos mangánérc mikroszkópi képe
Barna: goethit, világos: karbonátok, 1N.

a kevés goethit és agyagásvány vagy a szemcseméret változásának megfelelően.

1.3. Geokémia

A karbonátos mangánérc teljeskémiái elemzési eredményeiből kitűnik, hogy a Post Archaean Australian Shale-hez viszonyítva (PAAS – Taylor, McLennan 1985) a következő nyomelemek dúsulnak: a Co, a Se, az Sn, a W és a RFF-ek, míg a Cr, V, Th, U, Nb, Zr elszegényednek.

A karbonátos érchen a RFF-ek és a P, Fe jó korrelációja apatit és vas-oxi-hidroxid hordozó fázisokra utal. A RFF-ek PAAS-ra normált eloszlása tükrözi az ércképződés közben működő folyamatokat. A pozitív Ce-anomália (CePAAS/(0,5LaPAAS+0,5PrPAAS) – Bau, Dulski 1996) az oxigénszegény tengervíz hatására jöhetett létre, míg a középső RFF-ek dúsulása (harang alakú eloszlás) biogén dúsító hatást feltételez. Erre a mintázatra néhány mintában rátevéődik a pozitív Eu-anomália (Euanom = EuPAAS / (2/3 SmPAAS + 1/3 TbPAAS) – Bau, Dulski 1996), amely magas hőmérsékletű hidrotermás fluidumokra jellemző. Mindezekből kitűnik, hogy a mangánérc összetett folyamatok eredménye.

Irodalomjegyzék

Bau, M., Dulski, P. (1996): Precambrian Research, **79**, 37–55.

Polgári, M., Hein, J.R., Vigh, T., Szabó-Drubina, M., Főrizs, I., Bíró, L., Müller, A., Tóth, A.L. (2012): Ore Geology Reviews, **47**, 87–109.

Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1985): Blackwell, Oxford, 312 p.

A PÉCS-SZABOLCSI, PÉCS-VASASI ÉS NAGYMÁNYOKI SZENES ÖSSZLET GEOKÉMIAJÁNAK ÖSSZEHASONLÍTÁSA

Horváth Réka¹, Less György¹, Majoros Péter²

¹Miskolci Egyetem Ásványtani-Földtani Intézet, Miskolc

²Wildhorse UCG Kft., Pécs

e-mail: horvathreka88@gmail.com

1. Bevezetés

A kőszenekhez kötődő nyomelem dúsulásokat világszerte régóta kutatják. Vizsgálataink során a Mecseki Kőszén Formációhoz kötődő nyomelem anomáliákat vizsgáltuk a CriticEl projekt keretein belül.

A Mecseki Kőszén Formáció képződése a késő-triász legvégén kezdődött, a széntelepes összlet zöme azonban a liászban rakódott le. A kőszénösszlet vastagsága a szinszediment félárok szerkezet miatt jelentős területi különbségeket mutat, északon 150–200 m, míg délen elérheti az 1200 m-es vastagságot is. A kőszénmedence peremén, a kőszénképződés idején karbon gránit mállása zajlott. A területen a kréta időszakban alkáli bazalt vulkanizmus zajlott, a széntelepes összlet települését teleptelésekkel megzavarva. A fejlődéstörténet későbbi szakaszában a területet erős szerkezeti deformációk érték (Nagy, 1969).

A Mecseki Kőszén Formációhoz kötődő nyomelem dúsulások vizsgálata az 1950-es évekig nyúlik vissza. Szakirodalmi adatok alapján három vizsgálati terület kijelölése történt meg (Pécs-Szabolcs, Pécs-Vasas és Nagymányok), ahol a szenes összletet mintáztuk, majd ICP-MS, ICP-OES, XRD, XRF és SEM-EDX vizsgálatoknak vetettük alá. A kapott eredményekből kitűnik a Nb, Ta, Hf, Zr és ritkaföldfémek dúsulása.

A vizsgált területek közül a kőszénben Pécs-Szabolcson találtak a legmagasabb Nb, Ta, Hf és Zr koncentráció értékeket, míg Nagymányokon mutatkoztak a legalacsonyabb értékek. A ritkaföldfémek területi eloszlásában jelentős különbségek nem tapasztalhatóak. Célunk a nyomelem-eloszlást kialakító geológiai-geokémiai tényezők felderítése.

2. Geokémiai eredmények

Az ICP-MS, ICP-OES és XRF vizsgálatok kimutatták, hogy elsősorban a feketekőszén, az agyagos feketekőszén illetve az agyagó dúsítja a nyomelemeket. Megállapítható továbbá, hogy a nyomelemek (Nb, Ta, Zr, Hf, RFF) a Pécs-Szabolcsi területen dúsulnak a legnagyobb mértékben. A vizsgált kőzettípusok közül a legmagasabb értékeket a <60% fényességű kőszenek esetében tapasztalunk. Ezen kívül magas értékeket mutatott a 60–90% fényességű kőszén és az agyagkő is. A kőszén mintákat a feketekőszén világátlagra normalva (Seredin & Finkelman, 2008) számítottam a dúsulási tényezőt, mely elérheti Nb esetében a 30-szoros értéket, tantálnál 28, Hf-nál 10 Zr esetében pedig >12-szeres (az átlag koncentráció értékek a fent említett elemek sorrendjében <60% fényességű szeneknél 122; 8,35; 12,23; >433,5 ppm). Agyagkő esetében az üledékes kőzetek

világátlagra normalva ugyanez az érték Nb-nál 23-szoros, Ta tekintetében 12, Hf esetében pedig 4,5 (a mért elemkoncentrációk pedig sorrendben: 176,25; 11,7; 17,48 ppm).

A pécs-vasasi alkáli bazalt és metabazalt a világátlagnak megfelelő mennyiségű nyomelemet tartalmazott, dúsulást egyik elem esetében sem tudunk kimutatni. A kőszén viszont a fent említett elemekben dúsult, de a szabolcsi területen mértnél kisebb mértékben (a feketekőszén világátlaghoz viszonyított dúsulás Nb esetében 13-szoros, Ta-nál 11, Hf-nál 6 és Zr-nál 10, ez sorrendben 51,71; 3,04; 7,64 és 358,82 ppm értéket jelent).

Nagymányok felé haladva a Nb, Ta, Hf és Zr mennyisége tovább csökken, a dúsulási tényező a vasasival közelítőleg megegyező, kis csökkenés azonban kimutatható (a dúsulási tényező a fenti elemek sorrendjében: 13; 11; 4; 8 és a koncentráció értékek 51,05; 3,32; 5,04 és 294,52 ppm).

Mikroszondás vizsgálatokkal sikerült néhány, μm nagyságrendű, magas Nb tartalmú rutil szemcsét, cirkon töredéket és feltehetően kálföldpát bomlásából származó kaolinitet kimutatni. Ritkán, kis mennyiségben és parányi méretekben (10 μm) zónás, Ca-Ce-Nd-La-tartalmú RFF-karbonátokat is észleltünk, melyeket a félkvantitatív EDX-elemzés alapján a szinkizit-csoport tagjaként azonosítottunk.

Területenként vizsgálva a RFF-ek eloszlását, jelentős eltérések nem tapasztalhatóak. Mindhárom vizsgált területen markáns negatív európium anomália azonosítható. Ebből a jelenségből feltételezhetjük, hogy a kőszénmocsárba a RFF-ek a gránitos lepusztulási területről (Seredin, Finkelman, 2008), folyóvízi szállítással kolloidként juthattak, ahol a redoxpotenciál és pH változása miatt agyagásványokon megkötődtek (Birk, White, 1991). Továbbá alárendelten magas nyomelem tartalmú nehézásványok (pl. rutil, cirkon) szállítódtak a medencébe törmelékként a mikroszonda vizsgálatok tanúsága szerint.

A nyomelemek eredete tehát a fenti elmélettel magyarázható, ám ennek pontosítására további vizsgálatok és a mintavétel egyéb mecseki kőszénterületekre való kiterjesztése szükséges a területi eloszlás részletezése céljából.

Irodalomjegyzék

- Birk, D., White, J.C. (1991): *Journal of Coal Geology*, **19**, 219–251.
Nagy, E. (1969): *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*, **51/2**, 289–319.
Seredin, V.V., Finkelman, R.B. (2008): *International Journal of Coal Geology*, **76**, 253–289.

OLIVIN KRISTÁLYOK DIFFÚZIÓS MODELLEZÉSE A KISSOMLYÓ VULKÁNI KÖZPONT (KEMENESALJAI VULKÁNI TERÜLET) PÉLDÁJÁN

Jankovics M. Éva^{1,2}, Harangi Szabolcs^{1,3}, Theodoros Ntaflou⁴

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, „Vulcano” Kutatócsoport, Szeged

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzet-Geokémiai Tanszék, Budapest

⁴ Department für Lithosphärenforschung, Universität Wien, Austria

e-mail: jeva182@gmail.com

1. Bevezetés

A vulkanológia egyik legfontosabb kérdése a vulkáni működés és a kitoréseket megelőző mélybeli magmás folyamatok időbelisége, vagyis az, hogy mennyi idő alatt zajlanak le ezek az események, milyen időléptékben kell gondolkoznunk e folyamatokat (pl. magmáfeláramlás, magmadifferenciáció és -keveredés, a kitorést követően megelőző folyamatok) illetően.

Ezek számszerűsítése az egyik legkorszerűbb fejlődés a vulkanológiában és a magmás kőzetekben (pl. Turner, Costa, 2007). A magma sekély mélységbeni mozgásának időbelisége elsősorban a valósidejű geofizikai mérésekkel (monitoring rendszer) tudunk következtetni, viszont erre csak az aktív tűzhányókon van lehetőség. A magmás folyamatok sebességének és a tartózkodási időnek a meghatározásához hatékony eszköznek bizonyult az U-Th nemegyensúlyi sorok rövidéletű izotópjainak precíz mérése (pl. Condomines et al., 2003; Cooper, Reid, 2008), azonban e módszer kizárólag a 300 ezer évnél fiatalabb vulkáni kőzetek esetén lehet használni.

Egy kiegészítő kronológiai módszertan a vulkáni kőzetek ásványaiban észlelhető kémiai változások kinetikus modellezése, amely bármilyen korú kőzet esetében alkalmazható (pl. Jurewicz, Watson, 1988; Klügel, 2001; Costa et al., 2003; Costa, Chakraborty, 2004). A zónás kristályok összetételei profiljai (nagy felbontású „in situ” vonalelemzések) felhasználhatók arra, hogy meghatározzuk ezen ásványszemcsék magmás hőmérsékleten eltöltött tartózkodási idejét, amennyiben ismerjük a megfelelő diffúziós sebességeket és az adott zónásságot felelős folyamatok függetlenül megállapíthatók. Ily módon az időbeli információ közvetlenül összekapcsolható a zónás ásvány által rögzített magmás folyamattal.

Kutatásunk során a kemenesaljai Kissomlyó vulkáni központ három különböző kitorési egységében található olivin kristályok részletes vizsgálatával foglalkoztunk, amelynek során célunk az volt, hogy feltárjuk az olivineket létrehozó mélybeli magmás folyamatokat, és megbecsüljük azok időbeliségét.

2. Vizsgált lelőhely és kőzetminták

A Kissomlyó kitorési központ a Pannon-medence nyugati részén, a Kemenesaljai Vulkanus Területen található, amely a Kárpát-Pannon térség miocén-kvarter poszt-extenziós monogenetikus alkáli bazalt vulkáni területei közé tartozik. A Kissomlyó egy összetett vulkáni centrum, amelyet különböző kitorési egységek építenek

fel. A rétegsor legidősebb egységét a freatomagmás kitorések által létrehozott tufagyűrű piroklasztit rétegei képviselik, amelyre egy üledékes réteg, majd egy párnaláva egység (sok helyen a párnaláva az üledékek keveredve jelentik meg) települ.

A tufagyűrű és az arra települő párnaláva egység között található, tavi környezetben képződött üledékes réteg a két kitorési fázis közötti szünetre utal (ez nagyságrendileg ezer évekre becsülhető; Martin, Németh, 2005). A rétegsorban a párnaláva egységet oszlopos lávakőzet követi, amely a már szárazföldi körülmények között képződött kráteren belüli lávafolyásokat képviseli. Ennek 40Ar/39Ar kora 4,63 millió év (Wijbrans et al., 2007). Továbbá, a vulkáni felépítmény tetején egy fröccskúp (Királykő) is található. Az összetett vulkanológiai felépítés és a vulkáni működés felújulása ugyanazon a helyen arra utal, hogy a Kissomlyó kitorési centrum bonyolult fejlődéstörténettel jellemezhető.

A terepi munka során sztratifráciailag kontrollált (vagyis időbeliséget kifejező) mintavételezést végeztünk: kőzetmintákat vettünk a különböző kitorési egységekből (piroklasztit, párnaláva, oszlopos lávakőzet, lávafröccs-salak).

Ezek közül részletes vizsgálatra a tufagyűrű piroklasztitokban található juvenilis bazaltfragmentumokat és szideromelán kőzetűvegszilánkokat (első kitorési egység), oszlopos lávakőzetet (második kitorési egység), valamint salakos bombákat (harmadik kitorési egység) választottunk.

3. Az olivin kristályok szöveti és kémiai jellemzői

A vizsgált bazaltos kőzetek glomeroporfiros szövetrel jellemezhetők, a bennük található porfiros elegyrészek (olivin, klinopiroxén, plagioklász) közül az olivinek mutatják a legnagyobb szöveti és kémiai változékonyságot, így a magmás rendszerben zajlott folyamatok elsősorban e kristályok részletes elemzésével tárhatók fel.

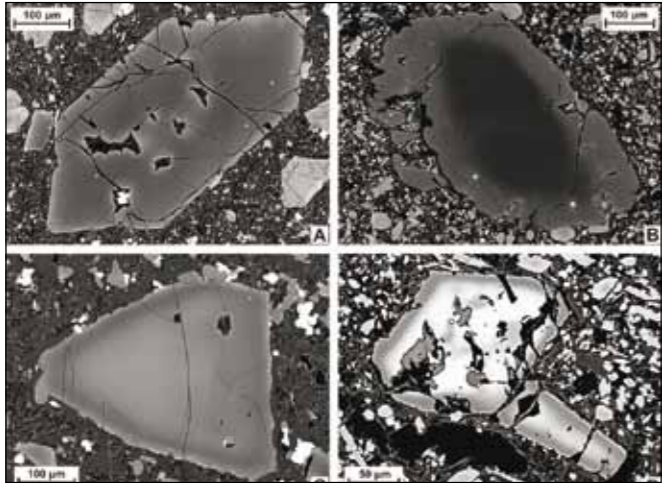
Az olivin kristályok mindhárom kitorési egységben változatos megjelenésűek (1. ábra): előfordulnak vázkristályosak, saját alakúak, félig saját alakúak (és gyakran glomerokristályokat alkotnak), és három különböző zónássági típussal jellemezhetők (1-es és 2-es típusú normál zónásság, illetve reverz zónásság). Ezek közül leggyakoribbak az 1-es típusú normál zónásságot mutató olivinek (1/A ábra), amelyek esetében a zónásság progresszív/fejlődő, vagyis az olivin összetétele a magjától a pereme felé haladva fokozatosan változik: Fo- és NiO-tartalma nő, míg CaO-tartalma folyamatosan csökken (2. ábra). E kristályok magjának Fo-tartalma 81-87 mol%,

peremüké pedig 75-85 mol%.

A 2-es típusú normál zónás olivin kristályok (1/B ábra) esetében lépcsős zónásság figyelhető meg, vagyis a mag és a rákövetkező zóna között jelentős összetételbeli különbség van: a mag összetételéhez képest a rákövetkező zónában erőteljesen lecsökken a Fo- és a NiO-tartalom, a CaO koncentrációja pedig jelentősen megnő (3. ábra). Ezeknek az olivineknek a magja lekerekített, nem saját alakú, és 87-91 mol% Fo-t tartalmaz, peremük (Fo79-85) pedig gyakran vázkristályos.

A reverz zónás olivinek (1/C, D ábra) esetében szintén lépcsős a zónásság, magjuk Fo-tartalma 66-85 mol%, amelyet vagy egy (30-100 µm vastagságú) normál zónás perem (amely egy 20-60 µm vastag, Fo83-86 összetételű növekedési zónából és egy 10-40 µm vastagságú, Fo81-84 összetételű peremből áll) vagy csak egy vékony (10-40 µm vastagságú) Mg-gazdagabb perem (Fo82-84) vesz körül. A reverz zónás olivinek magja félig saját alakú vagy lekerekített (ritkán foltos zónás), peremük pedig gyakran vázkristályos. A magjukhoz képest a rákövetkező zónában nagyobb a Fo- és a NiO-tartalom, a CaO-tartalom pedig nagyobb vagy hasonló (4. ábra).

A 2-es típusú normál zónás és a reverz zónás olivinek esetében a megfigyelhető zónásság már nem az eredeti lépcsős lefutást mutatja, mivel azt a diffúzió módosította, részben „kisimitotta”.



1. ábra – A kissomlyói mintákban található különböző megjelenésű olivinek (BSE képek): 1-es típusú normál zónás (A), 2-es típusú normál zónás (B) és reverz zónás kristályok (C, D)

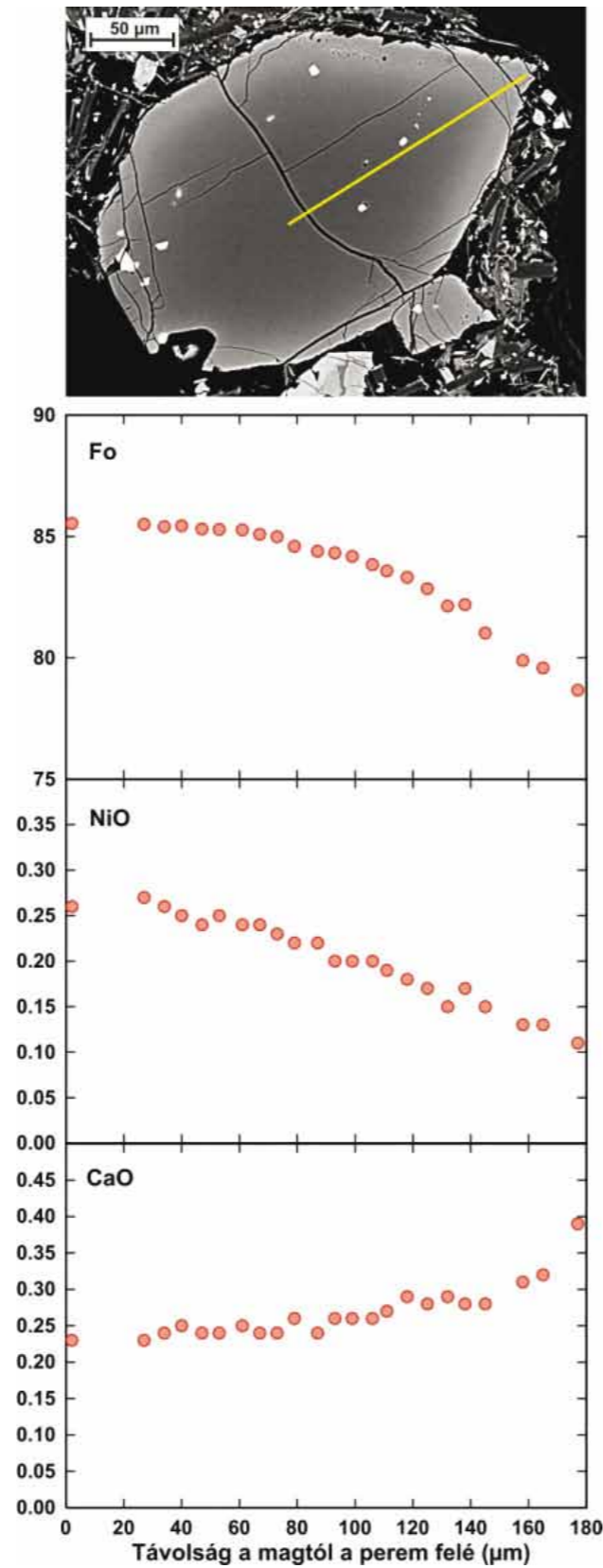
4. Az olivineket létrehozó magmás folyamatok

Az 1-es típusú normál zónásságot mutató olivinek szöveti és kémiai tulajdonságai alapján a hordozó magmában kristályosodott fenokristályokat képviselik, amelyek frakcionációs kristályosodás során fejlődtek.

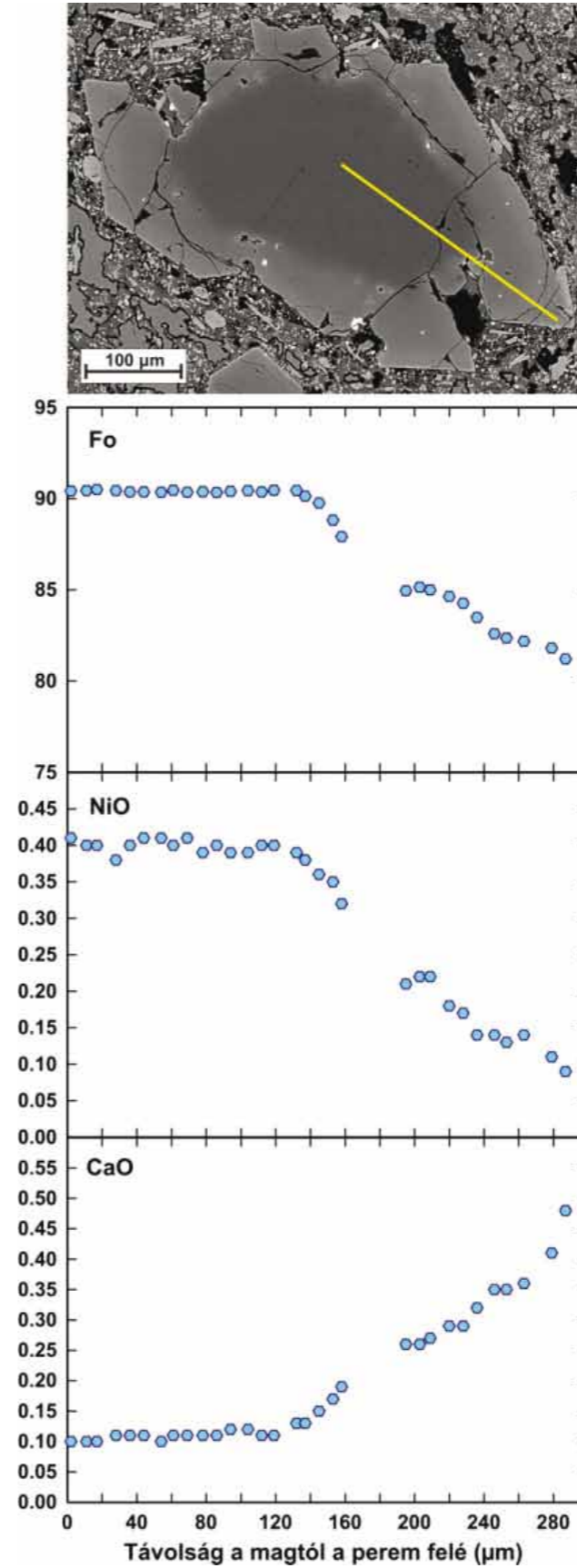
A 2-es típusú normál zónássággal rendelkező olivinek magja xenokristályként értelmezhető, amelyek összetételük alapján valószínűleg a litoszféraköpenyt alkotó peridotit falközetből származnak. E feltépett xenokristályokra a hordozó magmából olivin fenokristályok növekedtek, amelyek a 2-es típusú normál zónás olivinek peremét képviselik.

A reverz zónás olivinek kialakulása nem vázkristályos növekedéssel magyarázható, vagyis magjuk nem ugyanabból az olvadékból kristályosodott, mint a rákövetkező zóna és perem, mivel CaO-tartalmuk nem a frakcionációs kristályosodásnál megszokott módon

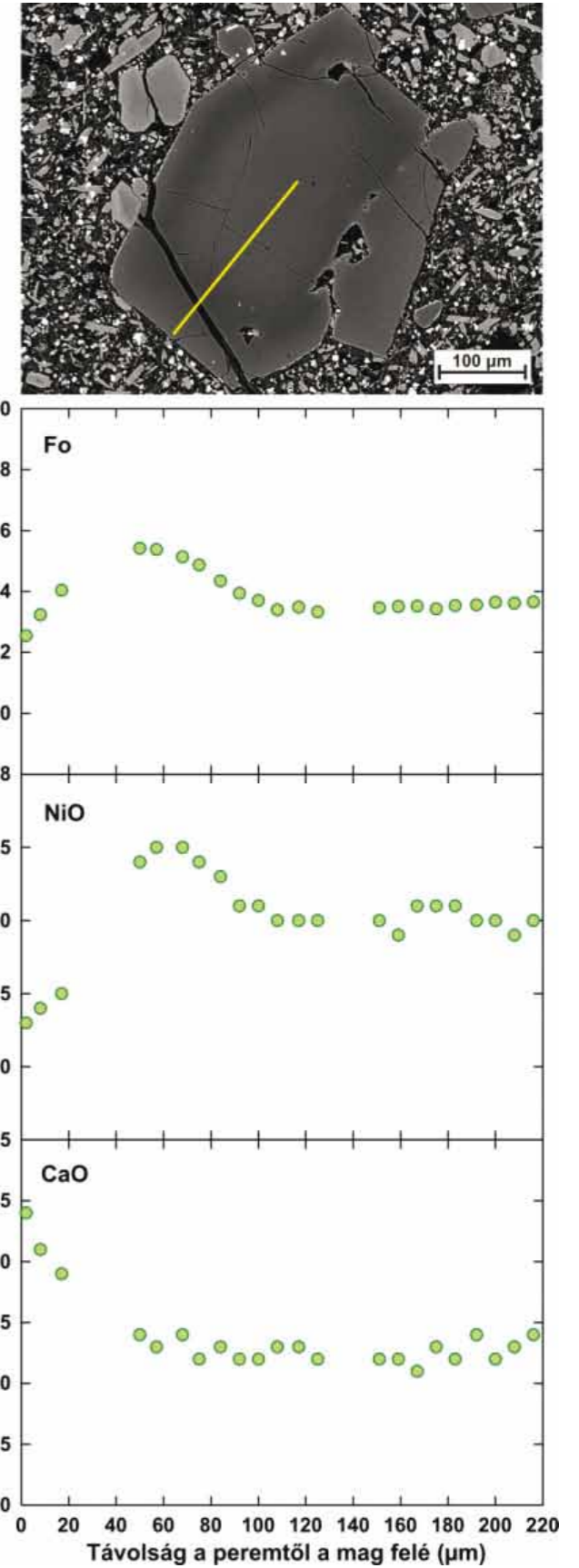
viselkedik: a magban az alacsony Fo- és NiO-tartalom mellett nem a perem összetételéhez hasonló, magas CaO-tartalmat észlelünk, hanem alacsonyat (4. ábra). Miután az olivin Ca-tartalma elsősorban az azt kristályosító olvadék összetételét tükrözi (Jurewicz, Watson, 1988), ezek az olivin magok egy másik, a hordozó magmától eltérő



2. ábra – 1-es típusú normál zónás olivin BSE képe (sárga vonal: a kémiai elemzés helye) és a mért koncentráció (Fo: mol%, NiO és CaO: t%) profilok



3. ábra – 2-es típusú normál zónás olivin BSE képe (sárga vonal: a kémiai elemzés helye) és a mért koncentráció (Fo: mol%, NiO és CaO: t%) profilok



4. ábra – reverz zónás olivin BSE képe (sárga vonal: a kémiai elemzés helye) és a mért koncentráció (Fo: mol%, NiO és CaO: t%) profilok

összetételű, fejlettebb olvadékból kristályosodtak, majd belekerültek a primitívebb összetételű hordozó magmába, amiből egy normál zónás perem kristályosodott rájuk (frakcionációs kristályosodás). E reverz zónásság kialakulása a következővel magyarázható: egy fejlettebb magmatározóba egy primitívebb magma érkezett a mélyből, amely aztán frakcionációs kristályosodáson ment keresztül (pl. Kahl et al., 2011; Martí et al., 2013).

5. A diffúziós modellezés lépései

Az olvinek zónássága által mutatott kémiai sztratigráfiából nemcsak az események sorát olvashatjuk ki, de azok időbeliségére is információt kaphatunk a diffúziós modellezés segítségével (pl. Costa, Chakraborty, 2004; Costa et al., 2008). Az olivin kristályok többlépcsős fejlődési története során magas hőmérsékleten kémiai diffúzió zajlik, amely az olivin különböző részei közötti koncentrációkülönbség(ek) kiegyenlítésére törekszik, vagyis az egyedi összetételi platókból álló kezdeti kémiai profil módosul, egyre inkább „kisimul” az idő előrehaladtával. A vulkáni kitorés során a magma gyors kihűlése „befagyasztja” a diffúzió által módosított koncentrácioprofil, és ezt mérjük az olvinek kémiai elemzése során.

Az olvinek koncentrácioprofilját modellezve megkaphatjuk az adott kristályt létrehozó folyamatok időléptékét, amely során számos tényezőt kell figyelembe venni. Először meg kell határozni a kezdeti koncentráció-eloszlást és a határköörülményeket: előbbi a kémiai profil diffúzió előtti, eredeti alakját jelenti, utóbbi pedig az elemek kicserélődésének módjára utal az ásvány és környezete között. Továbbá, szükség van az olivinben mért fontosabb elemek (Fe–Mg, Ni, Mn, Ca) diffúziós együtthatójára a hőmérséklet, a nyomás, az oxigénfugacitás, az olivinösszetétel és a kristálytani orientáció függvényében, amelyeket számos kísérletben határoztak meg (pl. összefoglalva Chakraborty, 2010 által).

Első lépésként a különböző zónássági típusú olvinekből nagy felbontású vonalelemzéseket (traverzek) végeztünk elektronmikroszondával, amelynek során 8–10 μm -es lépésközben mértük a kristályok kémiai összetételét két, egymásra közel merőleges irányban.

Mivel az olivinben a diffúzió anizotróp, fontos meghatározni a vizsgált kristályok orientációját, hogy a diffúziós egyenletben a megfelelő diffúziós együtthatókkal számoljunk. Az orientációs vizsgálatokhoz visszaszórt elektron diffrakciót (EBSD) használunk, amelynek során meghatározzuk az adott olivin kristályok a-, b- és c-tengelyének irányát. Az egyes tengelyek és a mért traverzek által bezárt szögek ismeretében kiszámoljuk azokat a diffúziós együtthatókat, amelyek az adott traverzek irányában használandók. Az EBSD mérésekhez rendkívül alapos minta-előkészítést végeztünk, ugyanis e módszerrel a vékonycsiszolat legfelső 50 nm-éből kapunk információt az orientációra vonatkozóan.

Mivel a diffúziós együtthatók exponenciálisan függenek a hőmérséklettől, ezen intenzív paraméternek (annak a hőmérsékletnek, amelyen a diffúzió zajlott) a meghatározása kulcsfontosságú a modellezéshez. Emellett fontos az oxigénfugacitás meghatározása

is, amely szintén befolyásolja a Fe–Mg, Ni, Mn és Ca diffúziós sebességét az olivinben.

Mindezek ismeretében megoldható a diffúziós egyenlet, amelynek kiszámolásához (egy véges differencia algoritmus) Girona, Costa (2013) megalkotott egy számítógépes programot (DIPRA=Diffusion Process Analysis). E program segítségével egyszerűbben értelmezhetők az olivin kémiai zónássági profilok, egyidejűleg modellezhetjük a Fe, Mg, Ni, Mn és Ca elemek diffúzióját, amelynek során változtathatjuk az előbb említett fontos bemenő paramétereket, illetve tesztelhetjük azok hatását a kapott időértékekre.

Mindezek eredményeként megkaphatjuk a különböző zónásságú olvinek kialakulásáért felelős folyamatok időléptékét, vagyis azt, hogy például mennyi időt tölthettek a xenokristályok a hordozó magmában (a magmába való bekerülésüktől a kitorésig), és mennyi idő telhetett el a primitív magma magmatározóba való benyomulása és a kitorés között.

Köszönetnyilvánítás

Jankovics M. Éva publikációt megalapozó kutatása a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése országos program című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

Irodalomjegyzék

- Chakraborty, S. (2010): *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **72**, 603–639.
- Condomines, M., Gauthier, P. J., Sigmarsson, O. (2003): *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **52**, 125–174.
- Cooper, K. M., Reid, M. R. (2008): *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **69**, 479–554.
- Costa, F., Chakraborty, S., Dohmen, R. (2003): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**, 2189–2200.
- Costa, F., Chakraborty, S. (2004): *Earth and Planetary Science Letters*, **227**, 517–530.
- Costa, F., Dohmen, R., Chakraborty, S. (2008): *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **69**, 545–594.
- Girona, T., Costa, F. (2013): *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **14/2**, 422–431.
- Jurewicz, A. J. G., Watson, E. B. (1988): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, 186–201.
- Kahl, M. S., Chakraborty, S., Costa, F., Pompilio, M. (2011): *Earth and Planetary Science Letters*, **308**, 11–22.
- Klügel, A. (2001): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **141**, 1–14.
- Martin, U., Németh, K. (2005): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **147**, 342–356.
- Martí, J., Castro, A., Rodríguez, C., Costa, F., Carrasquilla, S., Pedreira, R., Bolos, X. (2013): *Journal of Petrology*, **54/7**, 1349–1373.
- Turner, S., Costa, F. (2007): *Elements*, **3**, 267–272.
- Wijbrans, J., Németh, K., Martin, U., Balogh, K. (2007): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **164**, 193–204.

A "CLUMPED" IZOTÓP TERMOMÉTER BEMUTATÁSA, VALAMINT A MÓDSZER KALIBRÁCIÓJA RECENS TRAVERTÍNÓK ÉS MÉSztUFÁK SEGÍTSÉGÉVEL

Kele Sándor^{1,2}, Stefano M. Bernasconi², Tobias Kluge³, Cédric M. John⁴, Enrico Capezzuoli⁵, Isabel M. Millan², Nele M. Meckler², Martin Ziegler², Sebastian F. M. Breitenbach², Kurt Hanselmann², Mehmet Özkül⁶, Ali Gökğöz⁶, Deák József⁷, Hao Yan⁸, Zaihua Liu⁸

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

² ETH Zürich, Geological Institute, Zürich, Switzerland

³ University of Heidelberg, Institute für Umweltphysik, Heidelberg, Germany

⁴ Imperial College London, UK

⁵ University of Siena, Department of Earth Sciences, Siena, Italy

⁶ Pamukkale University, Department of Geological Engineering, Denizli, Turkey

⁷ Gwis Ltd, Dunakeszi

⁸ State Key Lab. of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, China
e-mail: keles@geochem.hu

A szárazföldi karbonátok (travertínók, mésztufák, cseppkövek, tavi üledékek) alkalmasak a paleoklíma rekonstrukciójára. Stabil oxigénizotópos ($\delta^{18}\text{O}$) értéküket gyakran használják a kiválási hőmérséklet és a csapadékvíz $\delta^{18}\text{O}$ értékének meghatározására, felhasználva a kalcit-víz oxigénizotóp frakcionáció hőmérsékletfüggését (McCrea, 1950). A módszer azonban számos hibalehetőséget rejt magában, mivel feltételezi, hogy a karbonátkiválás egyensúlyi körülmények között ment végbe, valamint a számításokhoz szükséges kalcit-víz oxigénizotóp frakcionációs faktor jelenleg is vita tárgyát képezi (Coplen, 2007). A számolt hőmérséklet bizonytalanságát tovább növeli, hogy a számításokhoz szükséges a mészkövet lerakó víz $\delta^{18}\text{O}$ értékének ismerete, ami idős karbonátok esetén nem ismert.

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. A Δ_{47} értékeken alapuló hőmérsékleti kalibrációk bizonytalansága jelenleg még viszonylag nagy. Az eddig kalibrációk főként laboratóriumi körülmények között kivált karbonátokon (pl. Ghosh et al., 2006; Tang et al., 2014), biogén karbonátokon (pl. Henkes et al., 2013) és elméleti számításokon (pl. Guo et al., 2009) alapultak. A travertínók és mésztufák Δ_{47} -T kalibrációja mindezidáig nem történt meg, holott ezek a karbonátok tág hőmérsékleti határok között és változatos pH, vezetőképesség, ásványos összetétel (kalcit, aragonit) és kiválási sebesség mellett képződnek, így a hőmérsékleti kalibráció mellett alkalmasak az említett tényezők Δ_{47} értékre gyakorolt hatásának tanulmányozására is.

Jelen munka során 51 db, részben kalcitos, részben aragonitos összetételű recens travertínó és mésztufa minta stabil és "clumped" izotópos összetételét határoztuk meg. A vizsgált minták az 5–95 °C hőmérsékleti tartományban képződtek és a világ számos pontjáról (pl. Pamukkale, Törökország; Yellowstone, USA; Baishuitai, Kína; Magyarország, Toszkána, Olaszország, Svájc stb.) lettek begyűjtve. A mérések az ETH Zürich laboratóriumában, automata Thermo Fisher Scientific Kiel IV készülékkel és Thermo Fisher Scientific MAT 253 dual inlet tömegspektrométer segítségével készültek (Meckler et al., 2014).

A forráskilépési pontok környékéről, valamint a kisebb tavacszkákból begyűjtött travertínók, mésztufák és barlangi karbonátok Δ_{47} értékei erős ($r^2 > 0.95$) hőmérsékletfüggést mutatnak és a korábbiaktól eltérő meredekségű, valamint jóval nagyobb hőmérsékleti tartományt (5–95 °C) átfogó hőmérsékleti kalibrációs görbét jelölnek ki. Az előzetes eredmények alapján a Δ_{47} értékek függetlenek a víz pH-jától, valamint az ásványos összetételtől, de enyhe függést mutatnak a kiválási sebességgel. A recens travertínókon alapuló empirikus Δ_{47} -T hőmérsékleti kalibrációs görbe a karbonátok széles skáláján, és számos kutatási területen (pl. paleoklimatológia, rezervoár geológia) alkalmazható. Az előadásban a saját eredmények mellett sor kerül a "clumped" izotóp módszer rövid ismertetésére és alkalmazhatóságának bemutatására.

Köszönetnyilvánítás

A munka SCIEX posztdoktori ösztöndíj (ClumpIT; Nr.: 13.071-2, ETH Zürich) keretei között készült. További támogatók: Dr. Demény Attila és az OTKA (101664) projekt, az MTA Bolyai János kutatási ösztöndíja, valamint a Qatar Carbonates and Carbon Storage Research Centre (Qatar Petroleum, Shell és Qatar Science & Technology Park).

Irodalomjegyzék

- Coplen, T.B. (2007): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**, 3948–3957.
Eiler, J.M. (2007): *Earth and Planetary Science Letters*, **262**, 309–327.
Ghosh, P., Adkins, J., Affek, H., Balta, B., Guo, W.F., Schauble, E.A., Schrag, D., Eiler, J.M. (2006): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, 1439–1456.
Guo W., Mosenfelder, J.L., Goddard, W., Eiler, J.M. (2009): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**, 7203–7225.
Henkes, G.A., Passey, B.H., Wanamakaer, A.D., Grossman, E.L., Ambrose Jr., W.G., Caroll, M.L. (2013): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **106**, 307–325.
McCrea, J.M. (1950): *Journal of Chemical Physics*, **18**, 849–857.
Tang, J., Dietzel, M., Fernandez, A., Tripathi, A.K., Rosenheim, B.E. (2014): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **134**, 120–136.
Meckler, A.N., Ziegler, M., Breitenbach, S.F.M., Milan, I., Bernasconi, S. (2014): *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, **28**, 1705–1715.

KIS ÉRETTSÉGŰ SZERVES ANYAGBAN BEKÖVETKEZŐ VÁLTOZÁSOK VIZSGÁLATA RAMAN-SPEKTROSZKÓPIA ALKALMAZÁSÁVAL

Király Attila, Schubert Félix, M. Tóth Tivadar

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék
email: kiralyata@gmail.com

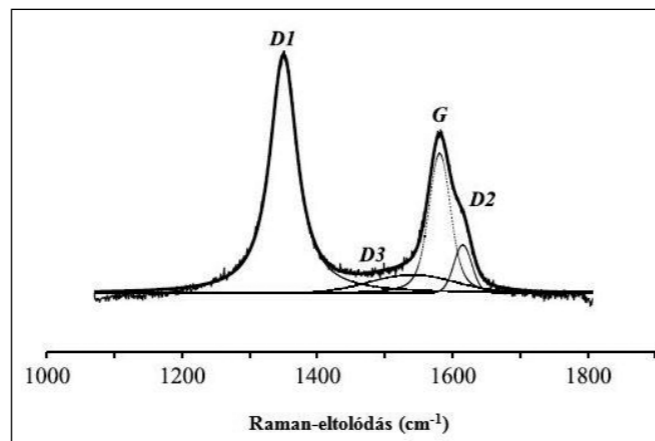
A földtörténeti múltban kialakult üledékgyűjtőkben az üledékes kőzetekkel egyidejűleg különböző összetételű és mennyiségű szerves anyag rakódhatott le megfelelő üledékképződési körülmények között. Ezen szerves anyagok vizsgálata kiemelt fontosságú, hiszen a medencék hő-történeti rekonstrukciójának kialakítására alkalmasak, valamint megfelelő hőmérsékleti tartományban összetételű és a hőmérséklettől függően különböző szénhidrogéneket képesek leadni. Vizsgálatukra számos módszer létezik, mint például a vitrinit-reflexió (R_0), vagy a Rock-Eval pirolízis. Valamennyi eljárásnak megvannak azon korlátai, melyek miatt felmerül a kérdés, hogy létezik-e olyan módszer mely alkalmas a szerves anyag érettségének vizsgálatára, de megbízhatóbb, mint a már létező és széles körben alkalmazott módszerek.

Jelen tanulmányban a kis érettségű – diagenezis és katagenézis állapotú – szerves anyag Raman-spektroszkóp alapú vizsgálatát végeztük el. Kutatásunk során célunk az volt, hogy nagy érettségű szerves anyagoknál már bizonyítottan alkalmazható Raman-alapú vizsgálati módszert kiterjesszük kis érettségű szerves anyagok vizsgálatára is. Az eljárás alkalmazhatóságának vizsgálatához egy alföldi kútforrás 20 különböző mélységből származó mintájának 541 szerves anyagát mértük le Thermo DXR Raman mikroszkóp segítségével.

Az eredmények alapján megállapítható, hogy létezik korreláció a kis érettségű szerves anyagok Raman-spektrumaiból származó származtatott paraméterei (G és D csúcs területének aránya, a csúcspozíció távolságának változása) (1. ábra) és a vitrinit-reflexió között, ami - a nagyobb érettségű szerves anyagok esetén - már korábban bizonyított volt. Továbbá korreláció figyelhető meg a G és D1 csúcs alapszélességének aránya, valamint a G és D csúcs csúcspozíciójának változása és a vitrinit-reflexió között. A dolgozat rávilágított, hogy kis érettségű szerves anyagok esetén a különböző paraméterek együttes vizsgálata erősebb korrelációt mutat a vitrinit-reflexióval, mint a paraméterek külön-külön korrelációja. A korrelációk, valamint multidimenziós skálázás és lineáris regresszió segítségével létrehozható egy egyenlet, mely kapcsolatot teremt három származtatott paraméter és a vitrinit-reflexió között:

$$R_0 = -1,832 + 0,311 \cdot \left(\frac{D_{\text{terület}}}{G_{\text{terület}}}\right) + 0,010 \cdot (G \text{ csúcs} - D \text{ csúcs}) + 0,052 \cdot \left(\frac{D_{\text{alap}}}{G_{\text{alap}}}\right)$$

Mivel a szerves anyag Raman-spektruma nem érzékeny az impregnációra és szerkezeti változásai is lassúak kis érettség esetén (Kelemen et al., 2001), ezért kisebb mennyiségű szerves anyag is elegendő az érettség meghatározásához.



1. ábra – Kis érettségű szerves anyag Raman-spektruma (Beysac et al., 2002, módosítva)

Kutatásunk során kiderült, hogy a kis érettségű szerves anyag érzékeny a lézerteljesítményre. 1 mW-nál nagyobb energia esetén könnyen degradálódott, míg kisebb (0,5 mW) lézerteljesítmény mellett nem tudtuk elérni olyan jel/zaj arányt, mely mellett a spektrum értelmezhető lett volna. A spektrum értelmezése során valamennyi esetben azonosítható volt egy ismeretlen csúcs 1250 cm^{-1} környékén, amely eredetének meghatározásához további vizsgálatok szükségesek. Feltételezéseink szerint a csúcs lehet valamilyen mérés során bekövetkező degradáció eredménye, vagy azon D4-es csúcs, mely kis rendezettségű, így nagyon kis érettségű szerves anyag esetén jelenik meg az irodalom szerint.

Irodalomjegyzék

- Kelemen, S.R., Fang, H.L. (2001): *Energy & Fuels*, **15**, 653–658.
Beysac, O., Goffe, B., Chopin, C., Rouzaud, J.N. (2002): *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 859–871.

ÖSSZEHASONLÍTÓ MÉRÉSEK LA-ICP-MS-SEL

Király Edit¹, Ó. Kovács Lajos², Bertalan Éva¹, Kovács István János¹, Zajacz Zoltán³, Török Kálmán¹, Németh Bianka⁴

¹Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

²Magyar Bányászati és Földtani Hivatal, Budapest

³Torontói Egyetem, Toronto

⁴Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest

e-mail: kiraly.edit@mfgi.hu

1. Bevezetés

A Magyar Földtani és Geofizikai Intézetben (MFGI) 2005 óta van lézerablációs feltét, amely egy GVOP pályázaton nyert ICP-MS-sel együtt került beszerzésre. 2013 szeptemberében új lendületet vett a lézerablációs elemzés: kevertgázos rendszert installáltunk. A NIST612 üvegsztenderd többszöri visszamérésével állapítottuk meg méréseink jóságát és megbízhatóságát, valamint számos, más laborban elemzett mintát megmértünk, hogy össze tudjuk hasonlítani méréseinket más laborok eredményeivel. Mivel elsősorban ásványok in situ nyomelemzésére szeretnénk felkészültek lenni, ezért a sztenderden kívül olivin-, ortopiroxén-, klinopiroxén-, amfibol-, plagioklász-, mikroklin- és gránátelemeztéseket hasonlítottunk össze. A referenciaásványokat, amelyekkel az összehasonlítást végeztük, a Londoni Természettudományi Múzeumban (NHM), a zürichi Szövetségi Technológiai Intézetben (ETH), a Brit Geológiai Szolgáltatnál (BGS, Keyworth), a Kínai Tudomány- és Műszaki Egyetemen (Hefei), valamint Canberrában, az Ausztrál Nemzeti Egyetemen (ANU) elemezték.

Ezekről az összehasonlító-elemzésekről számolunk most be, majd röviden az azt követően mért alsókéregzárványok nyomelemeloszlásáról.

2. Műszeradottságok

Az ICP-MS egy kvadrupol tömegspektrométer, típusa Perkin Elmer Elan DRC II, amelyhez egy New Wave UP213 lézerablációs feltét van csatolva. A rendszer eddig Ar-gázzal működött, míg 2013 végén installáltunk egy Ar-nal kevert He vivőgáz anyagbeviteli rendszert, amely szabályosabb ablálást, enyhébb elemfrakcionációt és tökéletesebb részecskeszállítást eredményezett.

A Londoni Természettudományi Múzeumban egy Agilent 7500cs tömegspektrométerhez csatlakoztatott UP193FX lézerablációs feltéttel zajlottak a mérések. Az ETH Zürichben a spektrométer meg egyezik az MFGI-ben használttal, a lézerablációs készülékük egy korábbi sajátfejlesztésű feltét. A Brit Geológiai Szolgáltatnál kétféle New Wave lézerablációs feltét (excimer 193 és UP266) és két különböző spektrométer (NU Instruments AttoM SC-ICP-MS és Agilent 7500 Series) állt rendelkezésre. Hefei-ben ArF excimer 193 lézerablációs készülék (Coherent GeoLas pro) van kombinálva a nálunk is használatos Perkin Elmer Elan DRC II tömegspektrométerrel. Az ausztrál egyetemen szintén ArF excimer 193 lézert és egy Agilent 7500 tömegspektrométert használtak.

Ha nem izotóparányok méréséhez, hanem nyomelemeloszlásokhoz használják a La-ICP-MS technikát, akkor többnyire kvadrupol MS-t használnak. (Ez a széles koncentrációbeli különbségeket jobban tudja kezelni.) A két legelterjedtebb MS-típus, melyet lézerablá-

cióval társítanak, a Perkin Elmer ELAN DRC II. – ami nekünk is van – és az Agilent 7500, míg a lézerablációs feltétekből a New Wave a piacvezető.

A műszerek technikai paraméterein túl beállítások, az alkalmazott módszerek, a rendszer egészének összehangolása, valamint az elemzési értékek kiszámításának módja határozza meg a mérés jóságát.

3. Módszer

A NIST612 sztenderdet a He beüzemelését követően minden mérési napon megmértük, és ismeretlenként számoltuk ki az abszolút koncentrációkat, külső sztenderdként a NIST610-et, belső sztenderdként a teljes oxidösszetételt használva. Ugyanígy jártunk el az ásványok esetében is, ahol a lehetőségekhez mérten megpróbáltunk ugyanabba a szemcsébe és pozícióba visszamérni az esetleges inhomogenitások elkerülése érdekében.

Az összehasonlításához "box-and-whiskers" (SPSS, 1998) diagramokat használtunk, ahol a „whisker”-ek a 10-es és 90-es percentilisig nyúlnak, a „box” alját az 1., a tetejét a 3. kvartilis definiálja, a benne lévő jel pedig a medián.

Ez az ábrázolási mód nagyszerűen használható nagyszámú mérés esetén az adott sztenderd vagy ásvány egyes elemkoncentrációinak tömör, statisztikus megjelenítésére; kis számú – 10 alatti – mérés esetén kevésbé hatékony. Óvatosan kell alkalmazni azoknál az elemeknél is, ahol a várható koncentráció a kimutatási határon vagy az alatt van, mert ilyenkor még kevesebb elemzésből és csak a kimutatási határ felett lévő értékek jelennek meg, ami a nagyobb koncentrációk irányába való eltolódást eredményezi. Ilyen adatok statisztikai értékelése természetesen másféle diagramok alkalmazása esetén is külön figyelmet igényel.

Az alsókéregből származó 11 db mafikus gránát-granulit és gránát-sillimanit tartalmú metapelit xenolitból nyomelemeket mértünk gránátból, klinto- és ortopiroxénből, plagioklászából, kálföldpátból, szillimanitból, biotitból, amfibolból és rutilból az alsókéreg fontos ásványainak nyomelemeloszlás-vizsgálatára.

4. Összehasonlítás

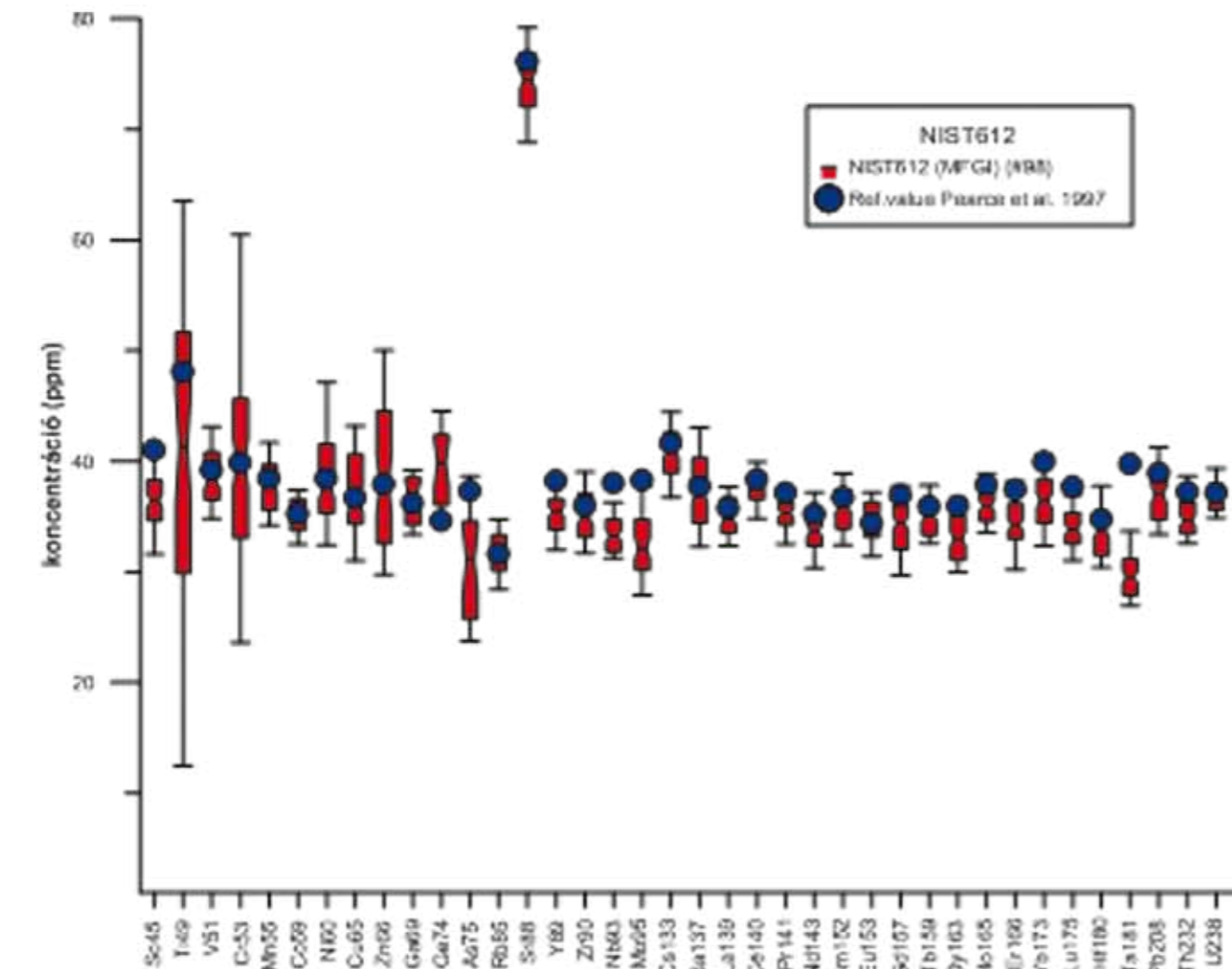
A NIST612 üveg referenciaértékeinek a Pearce et al. (1997) által megadott értékeket vettük, bár vannak ettől eltérő koncentrációértékek is az irodalomban (Rocholl et al., 2000). Néhány elem (Nb, Ta, Mo) általánosan rosszabbul mérhető, nemcsak lézerablációs ICP-MS-sel, hanem más módszerrel (ICP-AES, AAS, EPMA, INAA) is.

98 db NIST612-es mérésből az 1. ábra mutatja a mérések viszonyát a referenciaértékekhez, az átláthatóság kedvéért a fő-

elemeket mellőzve. Méréseink alapvetően jó egyezést mutatnak a referenciával, van azonban néhány elem (Ti, Cr, Zn és As), amelyek elemzése jobban szórnak, ill. amelyet (As) alulmértünk. Ezeknek az elemeknek minden izotópján van spektrális zavarás, ezért ezen csak külön erre a célra optimalizált mérésel tudunk némileg javítani. Nb-ból, Mo-ból és Ta-ból is szisztematikusan alacsonyabb értékeket kaptunk, mely bizonytalanságot számos irodalom (Pearce et al., 1997, Jochum et al., 2007) ismerteti; oka egyelőre nem teljesen tisztázott. Az As-t, a Cr-ot és a Mo-t Eggins, Shelley (2002) inhomogénnek találta a NIST612-ben.

Az ortopiroxén-elemzéseket a londoni NHM méréseivel vetettük össze. Hasonlóan az olivinhez, a többi vizsgált ásványnál kisebb mennyiségben tartalmaz nyomelemeket (2. ábra). A két labor közötti eltérés 1 ppm alatt szignifikáns. Az eltérést a mi műszerünk érzéketlensége okozza a londoni műszerhez képest: magasabbak a kimutatási határaink. Az ábra tehát jól illusztrálja, hogy az 1 ppm alatti koncentrációk megbízhatatlanok. Teljesen más képet fest azonban a kínai egyetemmel összehasonlított klinopiroxén- (3. ábra), és a zürichi mérésekkel egybevett amfibol elemzés (4. ábra).

5. ábra A mikroklínben található nyomelemek összehasonlítása a Brit Geológiai Szolgálatnál excimer 193-as lézerrel mért elemzésével Belső sztenderdként a teljes oxidos összetételt, külsőként a NIST610-et használtuk. A „box-and-whiskers” diagramon a



1. ábra – A NIST612 sztenderd többszöri visszamérésének eredménye. Belső sztenderdként a teljes oxidos összetételt, külsőként a NIST610-et használtuk. A „box-and-whiskers” diagramon a „box”-ot az 1. és 3. kvartilis definiálja, a befűződés a mediánt jelzi, a „whisker”-ek a 10-es és 90-es percentilisekig nyúlnak. Az elemzések száma a jelmagyarázatban.

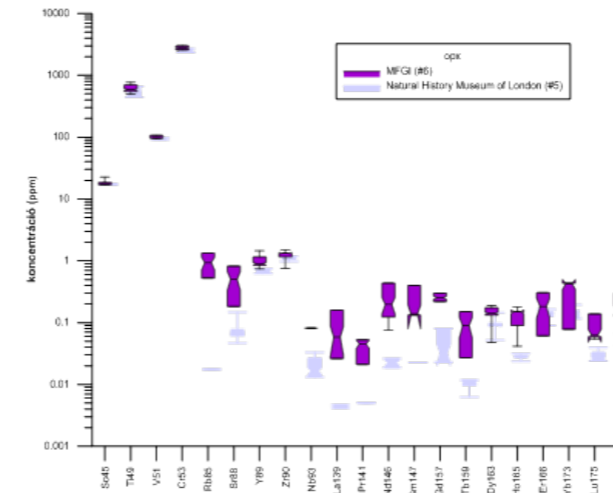
„box”-ot az 1. és 3. kvartilis definiálja, a befűződés a mediánt jelzi, a „whisker”-ek a 10-es és 90-es percentilisekig nyúlnak. Az ábrához felhasznált elemzések száma a jelmagyarázatban.

A klinopiroxének nemcsak a kínai, de a londoni és a zürichi összehasonlításban is nagyon jól visszaadják a nemzetközi laborokban mért eredményeket. Kontroll amfibol elemzések csak Zürichből voltak, de leszámítva a Cs-ot, igazán szép egybeesést kaptunk. A Cs-koncentráció az amfibolban a kimutatási határ környékén mozgott, azaz a mi műszerünk magasabb kimutatási határa okozza a jelentős eltérést. Mindkét ásvány jó egyezést mutat a nálunk bizonytalanabbul mérhető Ti-ra és Ta-ra is. Összehasonlítottuk a különböző lézerrel készült mikroklín-elemzéseket is. Az 5. ábrán azt a néhány nyomelemet tüntettük fel, amelyek a mikroklínben megtalálhatók. A Ca-ban megfigyelhető változékonyság a mikroklín inhomogenitására utal, nem elemzésből származó eltérés. A többi elem itthoni analízise azonban nagyszerűen visszaadta a Brit Geológiai Szolgálatnál mért nyomelem-összetételt.

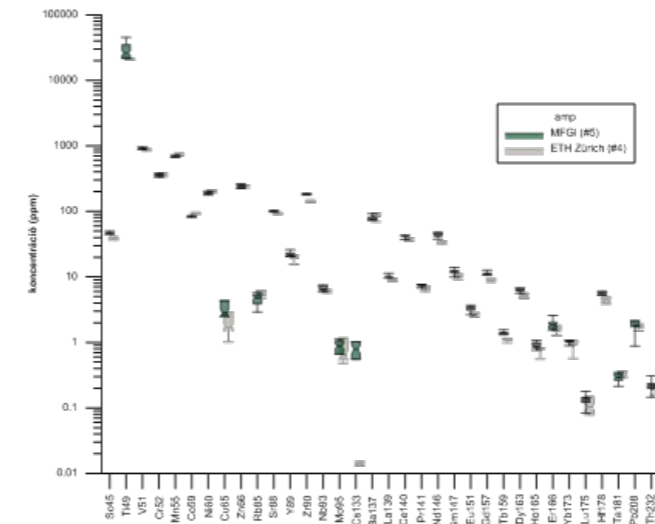
Az alsókéreg ásványainak nyomelemeloszlását az átlagos alsókéreg-összetételre normáltuk (Rudnick, Gao, 2003). Az egyes ásványfázisok az alsókéregre jellemző nyomelemeloszlási trendeket mutatják mind az RFF-lefutás tekintetében, mind a többi nyomelem vonatkozásában.

4. Konklúzió

A La-ICP-MS-hez újonnan összeállított He-Ar kevertgáz rendszer jóságát és megbízhatóságát teszteltük az üvegsztenderd többszöri visszamérésével és az ismert nyomelem-tartalmú ásványok elemzésével. Az összehasonlításokból kiderült, hogy a műszeregyüttest, egészséges kritikával, használhatjuk in situ, ppm-szintű nyom-



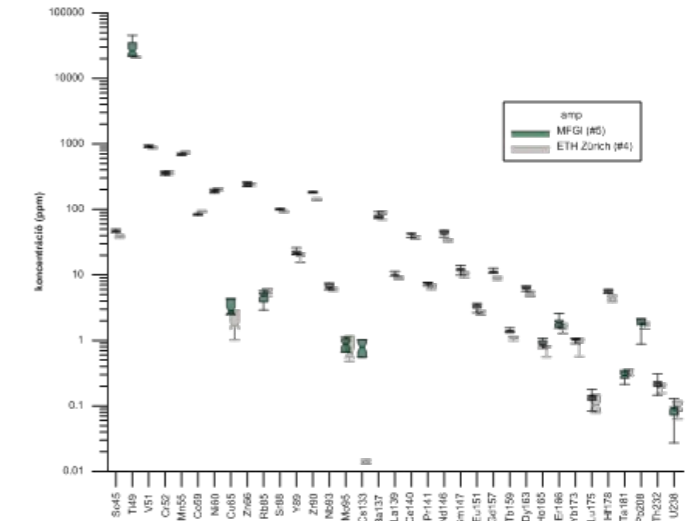
2. ábra – A londoni Természettudományi Múzeumban mért ortopiroxén nyomelem-összetételének összehasonlítása az MFG-ben mért elemzésekkel. Belső sztenderdként a teljes oxidos összetételt, külsőként a NIST610-et használtuk. A „box-and-whiskers” diagramon a „box”-ot az 1. és 3. kvartilis definiálja, a befűződés a mediánt jelzi, a „whisker”-ek a 10-es és 90-es percentilisekig nyúlnak. Az elemzések száma a jelmagyarázatban.



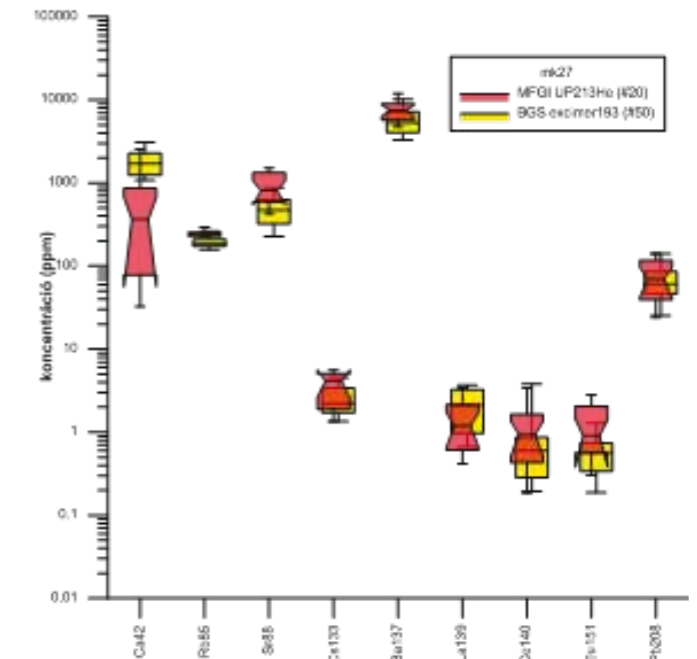
4. ábra – Amfibolelemzések összehasonlítása az ETH Zürichben mért elemzésekkel. Belső sztenderdként a teljes oxidos összetételt, külsőként a NIST610-et használtuk. A „box-and-whiskers” diagramon a „box”-ot az 1. és 3. kvartilis definiálja, a befűződés a mediánt jelzi, a „whisker”-ek a 10-es és 90-es percentilisekig nyúlnak. Az elemzések száma a jelmagyarázatban.

megbízható főelem-összetételeket mér, így nagy előrelépést jelent, hogy az ásvány teljes oxidösszetételére normalva a nyomelem-koncentrációkat nem szükséges előzetes elektron-mikroszondás vizsgálat a belső sztenderd meghatározásához, és a módszer robusztussága miatt jobb eredményeket kapunk, mintha egy elemre számolnánk az abszolút koncentrációkat.

2014 februárjától élesben is használjuk a műszert, jelenleg köpeny- és alsókéregzárványok ásványainak elemzésére.



3. ábra – Klinopiroxén-elemzések összehasonlítása kínai mérésekkel. Belső sztenderdként a teljes oxidos összetételt, külsőként a NIST610-et használtuk. A „box-and-whiskers” diagramon a „box”-ot az 1. és 3. kvartilis definiálja, a befűződés a mediánt jelzi, a „whisker”-ek a 10-es és 90-es percentilisekig nyúlnak. Az elemzések száma a jelmagyarázatban.



5. ábra – A mikroklínben található nyomelemek összehasonlítása a Brit Geológiai Szolgálatnál excimer 193-as lézerrel mért elemzésével. Belső sztenderdként a teljes oxidos összetételt, külsőként a NIST610-et használtuk. A „box-and-whiskers” diagramon a „box”-ot az 1. és 3. kvartilis definiálja, a befűződés a mediánt jelzi, a „whisker”-ek a 10-es és 90-es percentilisekig nyúlnak. Az ábrához felhasznált elemzések száma a jelmagyarázatban.

elem-meghatározásra, az eredmények pedig használhatók petrogenetikai következtetések levonásához. Szerencsére a La-ICP-MS

5. Köszönetnyilvánítás

Az alsókéregzárványok vizsgálatát az OTKA 79943 sz. projektje (TK) keretében végezzük.

Irodalomjegyzék

Eggs, S. M., Shelley, J.M.G. (2002): *Geostandards and Geoanalytical Research*, **26**, 269–286

Jochum, K.P., Stoll, B., Herwig K. (2007): *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **22**, 112–121

Pearce, N.J.G., Perkins, W.T., Westgate, J.A., Gorton, M.P., Jackson, S.E., Neal, C.R., Chenery, S.P. (1997): *Geostandard Newsletter*, **21**, 115–144.

Rocholl, A., Dulski, P., Raczek I. (2000): *Geostandard Newsletter*, **24**, 261–274

Rudnick, L.R., Gao, S. (2003): In: *Treatise on Geochemistry*, **3**, 1–64.

SPSS (1998): *SPSS Base 8.0 Applications Guide*, SPSS Inc. USA, 40–41

AZ AMFIBOL NYOMELEMÖSSZETÉTELÉNEK JELENTŐSÉGE A PETROGENETIKAI VIZSGÁLATOKBAN A CSOMÁDI DÁCIT PÉLDÁJÁN

Kiss Balázs¹, Harangi Szabolcs^{1,2}, Christoph Hauzenberger³

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzetan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Department of Earth Sciences Mineralogy & Petrology, Karl-Franzens-University, Graz
e-mail: geobalazs@gmail.com

A vulkáni kőzetek nyomelem összetételét régóta alkalmazzák a petrogenetikai kutatásokban a magmás folyamatok jellemezésére és modellezésére, a magma forrásrégiójának meghatározására. A vulkáni ívek andezites-dácitos tűzhányóin felszínre törő magmák azonban jellemzően különböző eredetű kristályok és olvadékok keveréke. A magmakeveredésnek köszönhetően a felszínre törő magma kémiai összetétele elfedi a magmatározó rendszert tápláló magmák diverzitását, a szülő magmák geokémiai jellemzőit. Azonban a különböző fenokristály populációk, amelyek a keveredés eredményeként kerültek a magmába, megőrizhetik ezeket az információkat. Az in-situ geokémiai módszerek fejlődése révén lehetőség nyílt a nyomelemek egyedi fenokristályokon belüli vizsgálatára, így a nyomelem geokémiai adatokat összeköthetjük a petrográfiai megfigyelésekkel. Az egyedi fenokristályon belül a magtól a perem irányába észlelhető nyomelem összetételbeli változások a magma kémiai összetételének változását jelzik. Tehát összekötve a nyomelem geokémiai információkat a petrográfiai megfigyelésekkel, például a visszaoldódási felszínekkel meghatározhatjuk a magmafejlődés útvonaltól beleértve a nyílt rendszerű magmás folyamatokat pl.: magma keveredést, kumulátum remobilizációt, újratöltődést. Az amfibol kiemelt jelentőségű lehet ezen vizsgálatokban, ugyanis a kristályrácsába számos petrogenetikailag fontos nyomelemet képes beépíteni, így felhasználható az olvadék összetételének a becslésére, amelyből kristályosodott. Jelen tanulmányban azt teszteltük, hogy miként használható fel az amfibol nyomelem összetétele a tűzhányókat tápláló magmák jellemezésére.

Vizsgálatainkhoz a Csomád különböző kitorési fázisaiból származó lávadóm kőzeteket és horzsaköveket használtunk. A Csomád a Kárpát-Pannon térség legfiatalabb tűzhányója, amelynek működése során homogén dácitos összetételű magmák törtek a felszínre. A dácit leggyakoribb mafikus ásványa az amfibol, amelyek kémiai összetételük alapján a Ca-amfibolok csoportjába tartoznak. Az amfibolokat változatos nyomelemkémiai összetétel jellemzi, akár egy mintán vagy egy kristályon belül is. A Sr (50-800 ppm), a Ba (30-500 ppm), a Cr (10-3200 ppm), az Eu-anomália, (Eu/Eu* = 0.6-1.3) jelentős változékonyságot mutat, ami arra utal, hogy az amfibolok különböző összetételű olvadékokból kristályosodtak. A fenokristályok magjában mért nyomelem összetétel alapján 3

csoport különíthető el, amely vélhetően 3 magmát képvisel. Az 1-es csoportba tartozó amfibolokat kis Ba és Sr koncentráció (<200 ppm), negatív Eu-anomália, és a vizsgált amfibolokkal összevetve nagy La/Zr arány jellemzi, ami arra utal, hogy ezen amfibolok egy frakcionált Si-gazdag olvadékból kristályosodtak. A 2-es csoportot kis Ba, nagy Sr tartalmú, Cr (1400-3200 ppm) és Ni (1400-2200 ppm) gazdag amfibolok képviselik, amelyek a tusnádfürdői piroklasztit horzsaköveiben fordulnak elő. A 3-as csoportba tartozó amfibolokat nagy Ba és Sr tartalom jellemzi, a Cr (500-1000 ppm) és Ni (<350 ppm) tartalmuk kisebb, mint a 2-es csoportban. A 2-es és 3-as csoport amfiboljai esetében nem mutatható ki negatív Eu-anomália, ami a nagy Cr tartalommal együtt arra utal, hogy primitívebb mafikus magmát képviselnek, amelyet megerősít a nagy MgO (16-22 t%) tartalmuk is. Fontos kihangsúlyozni, hogy az 1-es csoportot az összes vizsgált mintában sikerült kimutatni, míg a 2-es és 3-as csoport egy-egy kitorési fázishoz kapcsolódik. Számos mintában található reverz zónás amfibolok, amelyeknek a magja az 1-es csoportba esik, míg a perem a 2-es és 3-as csoporthoz hasonló összetételű, az egyetlen különbség a kisebb Cr- és Ni-koncentráció. Ezen kristályok jelenléte arra utal, hogy a kitorést megelőzően jelentősen változott, az olvadék összetétele, amely friss mafikus magma benyomulására utal.

Az amfibol nyomelem vizsgálatok arra utalnak, hogy a Csomádot változatos összetételű mafikus magmák táplálják, amire a 2-es és 3-as csoport eltérő összetételű amfiboljai utalnak. Elkülöníthető egy Ba és Sr gazdag komponens (3-as csoport), és egy Ba szegény, Sr gazdag komponens (2-es csoport). Az 1-es csoport amfiboljainak viszonylag homogén összetétele a különböző mintákban azt sugallja, hogy a tűzhányó alatt egy hosszú életű felzikus kristálykása alakulhatott ki, amelyben a földpátok és az akcesszóriák kristályosodása kontrolálta az olvadék összetételét, amelyből az amfibolok kiváltak. Ezzel összhangban van, hogy az 1-es csoport amfiboljai megjelennek mikrodiorit zárványokban is. Ezek a zárványok szövetileg a mélységi magmás kőzetekre emlékeztetnek, de a kristályok között hólyagüreges kőzetűveg található, ami arra utal, hogy egy kristálykását képviselnek. A kitoréseket mafikus magmabenyomulások előzték meg. Ezen magmabenyomulásoknak fontos szerepe lehetett a kitorés megindításában.

KENYÉRBOMBÁK SZEREPE A KÜRTŐ- ÉS KITÖRÉSMODELLEK FELÁLLÍTÁSÁNÁL

Lajkó Miklós^{1,2}, Kiss Balázs^{1,2,3}, Harangi Szabolcs^{1,2}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék „Vulcano” Kutatócsoport
e-mail: lajkom@stcable.net

1. Vulkaní bombák és kenyérbombák

Vulkaní bombának nevezhető minden olyan piroklaszt, amely átmérője nagyobb 6cm-nél és lekerekített morfológiát mutat (Morrissey, Mastin, 2000). A kenyérbombák esetében a korábbiakhoz járul egy a kilökődés utáni hirtelen dermedés a külső tartományban, majd a földet érést követően a külső perem felrepedése (Wright et al, 2007). Az így előállt belső szövet egy sötét külső és egy világos belső részből áll, akárcsak egy kenyér esetében. A vulkáni kenyérbombák jellemzően egy adott kitöréstípushoz kapcsolhatóak, a Volcanoi-típusú kitörésekhez. Ebben az esetben olyan robbanásos típusú kitörésről beszélünk, ahol a magma nagy viszkozitása nagy illótartalommal is párosul (Morrissey, Mastin, 2000), az illók permeábilis csatornákon keresztül közlekednek (Klug, Cashman, 1996). A kitörés kezdete előtt a rendszert lefolytja egy kőzetdugó, amelyen keresztül a magmából kivált gázok csak korlátozott mértékben képesek eltávozni, miközben repesztik és tágítják a kőzetdugót. A nyomást egy pont után nem képes elviselni a kőzettest és szétrobban az alulról érkező túlnyomástól. A kitörést elindító kezdeti illótartalom megugrásának okai ismeretlenek azonban szükséges feltételezni a jelenlétét. A kőzetdugó szétrobbanásával megkezdődik a kitörés. Habár a rendszer már nincs lefolytva, a kivált gázok nehezen haladnak a nagy viszkozitás miatt így újabb robbanás következik be, amely az elsőtől kisebb energiájú. Időben előre haladva kettő robbanás között minden esetben eltelik pár perc, amely idő alatt kritikus illótartalom gyűlik össze a kürtő felső részén. Egy kitörési

fázist így több elkülönülő diszkrét robbanással jellemezhetünk. A diszkrét robbanások eredményeként születnek a még képlékeny állapotban levegőben haladó, kürtőből származtatható kenyérbombák.

1.1. Kenyérbombák a Csomád tűzhányónál

A Kárpát-Pannon régió legfiatalabb tűzhányójának (Csomád-Ciomadul) oldalában haladó patakok medréből előkerültek olyan 10-25 cm-es átmérőjű dácitblokkok, amelyek már 1989-ben valószínűsíthetően vulkáni bombának számítottak (Szakács, Jánosi, 1989). Az elkülönítő jellemzők: 1. Hálózatot alkotó felszíni repedések, amelyek külsőleg megfigyelhető szélessége az 1mm-től akár az 1cm-ig terjedhet egy mintán belül is. 2. Közepesen/jól kerekített mintákról beszélhetünk Vizsgálati célból a mintákat 1989-ben elvágták és különböző megjelenésű belső szöveti megjelenést tapasztaltak. A minták egy része kapcsolható a klasszikus szöveti megjelenéshez, ezekben az esetekben beigazolódott, hogy kenyérbombákról van szó, azonban a mintákat akkor nem kapcsolták kitöréstípushoz. A jelenlegi kutatási szinten a Csomád tűzhányó patakjainak hordalékából kerültek elő (1. ábra), egy részük törött állapotban (1. ábra).

2.1. Új módszer a bombák vizsgálatánál



1. ábra – Repedt dácit blokkok a Csomád tűzhányó oldalában folyó Dizsnó-patak hordalékából (bal oldali kép) Egyes minták kettőtört állapotban találhatóak, ahol az alap lekerekített morfológia nem vizsgálható, a klasszikus kenyérbomba felépítésnél várt perem azonban megfigyelhető (jobb oldali kép).

Vulkáni bombákat pár tűzhányó esetében vizsgáltak eddig alaposan, nincs általánosan elfogadott módszer a vizsgálatukra. A felszíni repedéseik, valamint a szöveti bélyegeik alapján elindulva kezdtük a munkát. A repedéshálózatok a minták egyes oldalain vizsgálhatóak, egységes kép azonban nem adható róluk, így felszínüket

nyúlásra alkalmas átlátszó fóliával bevontuk, majd a repedések vonalait átrajzoltuk a fóliára. A fólia nyújthatósága miatt pontos hossz és szögmérések nem végezhetőek, azonban a hálózatok már teljesen síkba fejthetőek, repedések egymáshoz való viszonya alapján csoportosíthatóak. Bizonyos esetekben jelentkeznek a fekete



2. ábra – Ágas-bogas repedésrendszer (bal oldali kép) repülést követő becsapódás okozta stressz eredménye Hülési zsugorodás okozta termális kontrakció eredményeként létrejött polygonális repedésrendszer (jobb oldali kép).



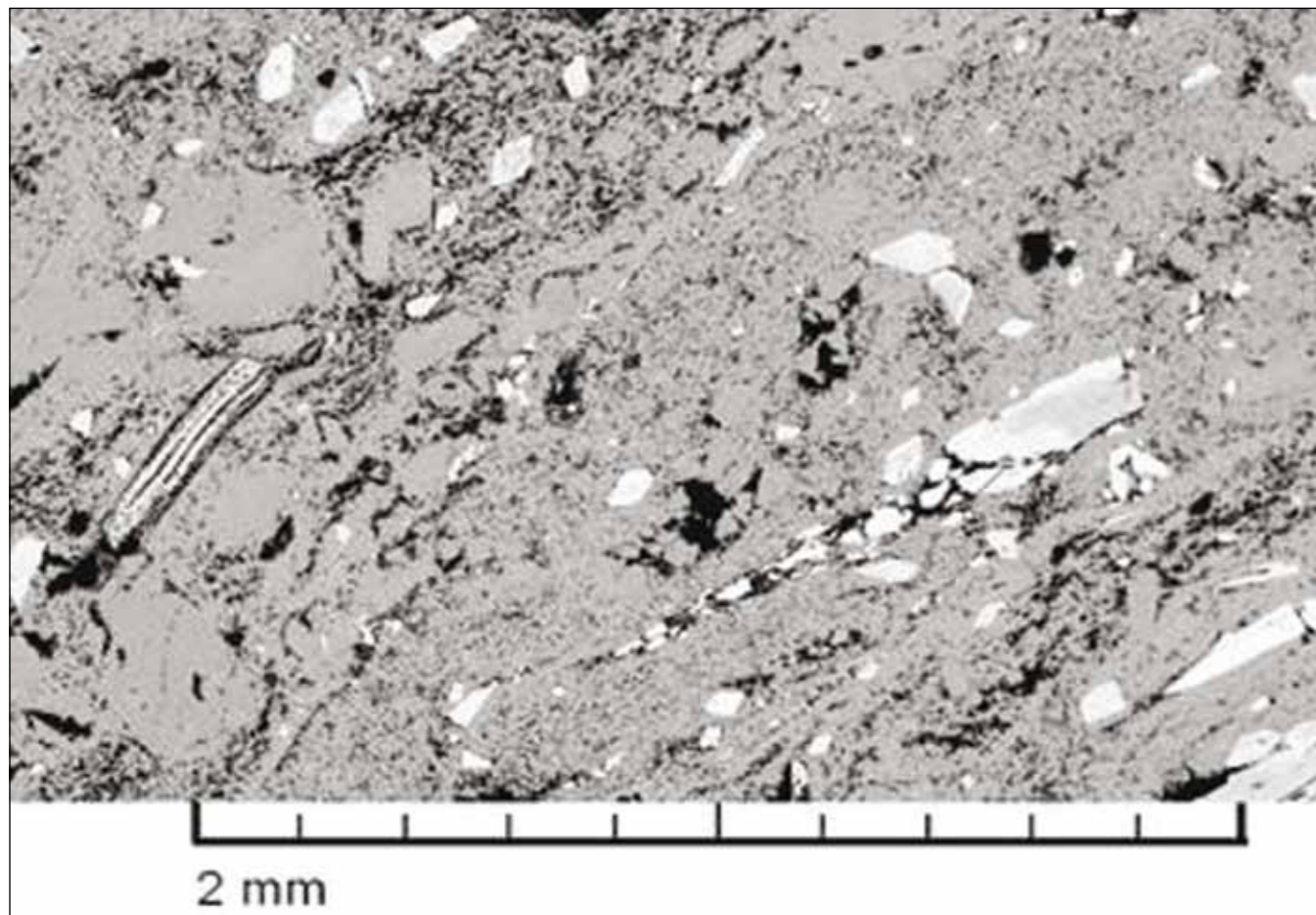
3. ábra – Klasszikus mag-perem szöveti belső elrendeződés (bal felső kép), sávós típus (jobb felső kép), homogén szövetű (bal alsó kép) és foltos-sávós bomba (jobb alsó kép)

felszín alatti átmérőnél jelentősebb kisebb vastagságú perem és a belső mag, de nem látható a minták több mint a felénél. Ezáltal biztos, hogy nem szükségszerű szöveti megjelenés a klasszikus mag-perem belső állapot, így szöveti csoportokat is kialakítottunk, majd a két csoportot összekapcsoltuk.

2.2. Csoportosítás

Két fő repedéshálózatot különítettünk el: I ágas-bogas repedésrendszer, II. poligonális repedésrendszer (2. ábra). Az I. típus repedései mentén gyakoriak a törött kristályok, amelyek azt sejtetik, hogy a repedések mechanikai hatásra alakultak ki, repülés utáni becsapódáskor. A II típusba sorolt repedéshálózatok hűlési zsugorodás eredményeként jöhettek létre. Mindkét repedésrendszer esetében megfigyelhető felülbélyegzés. A repedések változó mértékben V átmetszetre nyíltak szét, és a V alakú repedéssel párhuzamosan az alapanyagban szétnyílt mikrorepedések is láthatók. Mindez arra utal, hogy a vizsgált bombák a szétrepedés után felfújódtak és kitéptek Szöveti megjelenésük alapján az alábbi csoportokba soroltuk: 1 mag-perem típus, 2 sávós típus, 3. foltos sávós és 4. homogén szövétű bombák (3. ábra). A mag-perem típusú bombáknál egy külső fekete (perem) és egy belső fehér/szürke (mag) rész található koncentrikus elrendezésben. A perem vastagsága 0.5 cm-6 cm között változik. A repedések keresztmetszetben vizsgálva a perem alsó határáig (vastagságtól függetlenül) terjednek a mag határán elvégződnek. A mag képlékeny állapotban volt a repedések létrejöttkor, nem volt képes a rideg alakváltozásra. A sávós bombákat további két altípusra oszthatjuk, fő ismertető jelük, hogy a sötét

és világos részek lineáris elrendezésben jelennek meg. A sávós bombák egyik altípusában fekete és fehér/szürke sávok, míg a másik altípusban sötét és világosszürke sávok váltakoznak. A repedések függetlenek a sávoktól, azokra merőlegesen és párhuzamosan is megjelenhetnek egy mintán belül. Sávós mintáknál nem nyílnak ki a repedések a felszín felé közeledve, egységesen szűk 1-2 mm-es szélességgel jellemezhetők. A foltos-sávós minták estében szürke mátrixban fehér színű foltok láthatók. A repedések lehatolhatnak a minta közepéig, „V” alakot formálnak. A homogén szövétű bombák mátrixa egységes árnyalatú és két altípusú van: fekete homogén szövétű bombák és szürke homogén bombák. A különböző árnyalatok eltérő mértékben felhabzott területet képviselnek. Repedések nem követhetők keresztmetszeti nézetben. A fekete részekben az elektronmikroszkópos vizsgálatokkal is csak néhány mikrométeres hólyagüreget találtunk. Míg a szürke és fehér területek különböző mennyiségű hólyagüreget tartalmaztak. Az alapanyag mikrolitjaiban azonban nem találni különbséget, ami arra utal, hogy a különböző árnyalatok ugyanannak a magának az eltérő mértékben felhabzott részét képviselik. Ez alól azonban kivétel a sávós-foltos típus, amely esetében az eltérő foltokban a mikrolitok aránya és alakja is markáns különbséget mutat, ami arra utal, hogy a most egymás mellett lévő foltokban megjelenő részek eltérő mélységben megrekedt magmát képviselnek, amelyek a kitörést megelőzően nem sokkal kerültek egymás mellé. A foltok-sávok határzónájában törött és elnyírt fenokristályok figyelhetők meg. Mindez alapján a foltos sávós bombák a kürtőben zajlott friss magmabenyomulást és magmakeveredést igazolják (4. ábra). Ez a folyamat járulhatott hozzá a vulcanói robbanáshoz, amely során a bombák képződtek



4. ábra – Elnyírt fenokristály a foltok-sávok határzónájában, amely magmakeveredés indikátoraként jelenti a foltos-sávós bombáknál

3. Új bomba és új kitörési mechanizmus

A klasszikus mag-perem szerkezetek mellett, a homogén illetve sávós bombákkal korrelálható szöveti megjelenést korábban már dokumentáltak más tűzhányókról, elsősorban a Guagua Pichinca-ról (Wright et al, 2007). Foltos sávós bombát korábban nem dokumentáltak egyetlen esetben sem. Valamint tudomásunk szerint korábban friss magma kürtőbe nyomulását és kürtőbeli magmakeveredést nem írtak le a vulcanói robbanások előidézőjeként. A bombák vizsgálatával a kitörés előtti kürtő állapot is rekonstruálható és meghatározható, hogy a bombák milyen relatív mélységből származnak. A fekete hirtelen befagyott peremek és sávok aránya a bombákban arra utal, hogy a csomádi bombák különböző kürtőmélységből származnak. A fekete részek nagy aránya arra utal, hogy

az adott bomba sekély kürtőmélységben elakadt, nagymértékben kigázósodott magmát képvisel. Míg a fekete részek hiánya a homogén szürke bombákban azt sejteti, hogy nagyobb kürtőmélységben elakadt kisebb mértékben kigázósodott magmaanyagot reprezentálnak számunkra.

Irodalomjegyzék

- Klug, C., Cashman, K.V. (1996): Bulletin of Volcanology, **58**, 87–100.
Morrissey, M., Mastin, L. (2000): Encyclopedia of Volcanoes, 463–474
Szakács, A. János, Cs. (1989): Dări de Seamă ale Institutul Geologic și Geofizică, **74/1**, 181–189.
Wright, H.M.N., Katharine V. Cashman, K.V., Rosi, M., Cioni, R. (2007): Bulletin of Volcanology, **69/3**, 281–300.

ÚJ CIRKON U-PB GEOKRONOLÓGIAI ADATOK A MIOCÉN SI-GAZDAG VULKANIZMUS IDŐBELISÉGÉNEK PONTOSÍTÁSÁHOZ

Lukács Réka^{1,2}, Harangi Szabolcs^{1,3}, Olivier Bachmann⁴, Marcel Guillong⁴, Soós Ildikó¹, Dunkl István⁵, Fodor László⁶

¹MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest;

²Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék „Vulcano” Kutatócsoport, Szeged

³ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

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

⁵Sedimentology & Environmental Geology, Geoscience Center, University of Göttingen

⁶MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrkutatási Kutatócsoport

e-mail: reka.harangi@gmail.com

1. Bevezetés

A Kárpát-Pannon térségben a miocén során nagy térfogatú Si-gazdag dácitos-riolitos magma robbanásos kitöréseivel jellemezhető vulkanizmus zajlott, amelynek termékei, összesült és összesülést nem mutató, horzsakőgazdag piroklasztár-üledékek (ignimbritek), valamint szórt piroklasztitrétegek a Pannon-medence nagy részéről ismertek. Ez a vulkanizmus az eddigi adatok (Hámor et al. 1980; Márton, Pécskay, 1998) szerint kb. 7 millió éves időintervallumot fed le, amellyel egy időben a Pannon-medencében jelentős geodinamikai változások történtek. A kb. 20 millió évtől 13 millió évig terjedő időszak a Pannon-medence fő szin-rift fázisa, amely során a litoszféra jelentős mértékű elvékonyodását feltételezik (Horváth et al. 2006). Mindemellett, ebben az időintervallumban két jelentős blokkforgási eseményt is kimutattak a térségben (Márton, Fodor 1995). Később, a Pannon-medence fejlődésének poszt-rift fázisában jelentős süllyedés történt a vulkanizmus által érintett területeken is, így a vulkáni termékek nagy része fiatal üledékekkel fedett, ezért csak fúrások segítségével tanulmányozhatók.

A miocén Si-gazdag vulkanizmus üledékei felszinen a Pannon-medence északi-északkeleti részén bukkannak elő (Noszky 1912, Pantó 1962, Varga 1981, Capaccioni et al., 1995, Szakács et al., 1998, Harangi et al., 2005). Településük, valamint K-Ar radiometrikus koradatok alapján ezeket hagyományosan három, jól elkülönülő szintbe sorolják (Noszky 1941, Schréter 1950, Hámor et al. 1980, Hámor 1985, Ravasz, 1987, Póka, 1988): alsó riolittufa (Gyulakeszi Riolittufa Formáció; 19,6±1,4 M év), középső riolittufa (Tari Dácittufa Formáció; 16,4±0,8 M év), felső riolittufa (Galgavölgyi Riolittufa Formáció; 13,7±0,8 M év, illetve a Bükkalján: Harsányi és Felnémeti Riolittufa Formációk (Gyalog, Budai 2004)). Ezen felül, a csereháti Alsóvadász-1 fúrás szarmata-pannóniai rétegsor határán Radócz (1969) elkülönített egy kora pannóniai korú ún. „legfelső riolittufa” egységet (Csereháti Vulkanit Formáció – Császár, Haas 1983, később Csereháti Riolittufa Formáció – Jámor, 1996), valamint az eggenburgi emeletbe definiáltak egy ún. „legelső riolittufa szintet” is, ami Istenmezejai Riolittufa Formációként jelent meg Gyalog, Budai (2004) litosztatográfiai összefoglalásában.

A felszínen a legteljesebb, mintegy 7 millió évet átfogó vulkáni rétegsor a Bükk déli előterében, a Bükkalján tanulmányozható (pl. Schréter 1939, 1950; Pantó 1963; Balogh, 1964; Varga, 1981; Capaccioni et al., 1995; Márton, Pécskay 1998; Póka et al., 1998; Szakács et al., 1998; Harangi et al., 2005; Pentelényi, 2002, 2005; Radócz, Gyarmati 2005; Lukács et al., 2007, 2009;

Lukács, 2009; Czuppon et al., 2012), ami kulcsfontosságúvá teszi e terület részletes kutatását. A vulkáni képződmények azonban itt is elszórtan jelennek meg, a feltárások az egykori rétegsoroknak csak töredékét mutatják és legtöbbször hiányoznak a kőzetkontaktusok, valamint a faunával definiált üledékes mellékközetek.

Az eddigi besorolások paleomágneses és K-Ar geokronológiai (Márton, Pécskay 1998, Márton et al., 2007), vulkanológiai (Szakács et al., 1998), kőzettani és geokémiai (Harangi et al., 2005, Lukács et al., 2007), illetve földtani térképezési (Balogh 1964, Pentelényi 2002, 2005; Gyalog, Budai 2004) adatok alapján történtek. A Bükk előterében több mint 1500 fúrás mélyült, amelyek segítségével a vulkáni képződmények rétegtanilag kontrollálható módon is tanulmányozhatók (pl. Radócz, Gyarmati 2005; Lukács et al. 2010).

Ebben a tanulmányban három fúrásból, rétegtanilag relatív jól meghatározható képződményekből származó mintákat vizsgáltunk, amelyek segítségével kísérletet teszünk a fúrási mintákból származó cirkonok U-Pb kormeghatározása alapján a terület vulkáni fejlődéstörténetének pontosítására.

2. Vizsgálati módszerek

A piroklasztitokban előforduló cirkon kristályokat nehézasvány leválasztással a 63-125 µm-es szitafrakcióból nyertük ki. Az egyes minták cirkonjait epoxipogácsákba ágyaztuk, majd polirozással feltártuk őket ahhoz, hogy a cirkonok belső szöveti megjelenését is tanulmányozhassuk. A visszaszórt elektronképekkel (BSE) és kádódlumineszcens képekkel (CL) is jellemzett kristályok közül választottuk ki a kormérésre alkalmas kristályokat és a kristályokon belül a mérendő mintaterületeket.

Az U-Pb korméréseket a zürichi ETH, Földtudományi Tanszékének (Department of Earth Science, ETH Zurich) laboratóriumában végeztük egy Resonetics Resolution 155-ös lézeralblációs rendszerrel kiegészített Thermo Element XR SF-ICP-tömegspektrométerrel.

Az elemzésekhez használt analitikai körülmények részletes leírása Guillong et al., (2013) cikkében található meg. A lézeres ablációk 30µm-os átmérővel 40 másodpercig történtek (kb. 15 µm-os mélységig). A kiértékelések az Iolite 2.5 és a VizualAge szoftverek felhasználásával történtek.

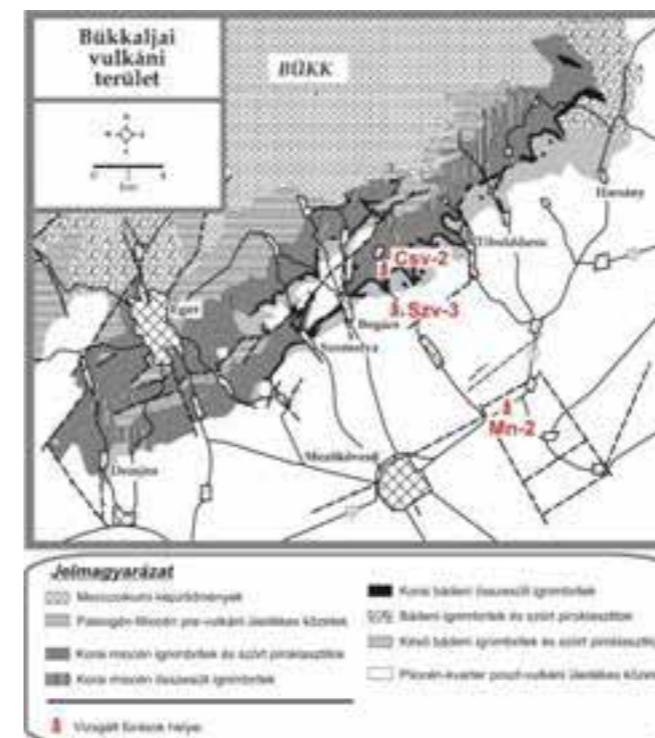
3. A vizsgált képződmények bemutatása

A miocén Si-gazdag vulkáni kitörések időbeli fejlődésének nyomon követéséhez a Bükk előterében mélyített fúrások közül három esetben végeztünk részletes vizsgálatot (1. ábra). A fúrások kiválasztását alapvetően a lehetőségek, azaz a fellelhető maganyag mennyisége és minősége határozta meg.

A Tard község közelében lévő Szekrény-völgyben mélyített Szv-3 sz. fúrás maganyaga a miocén piroklasztitokat kb. 450 m (160-611 m között) vastagságban tárta fel holocén, pannon és szarmata üledékes képződmények alatt (2. ábra).

A Pelikán P. és Pentelényi L. által újraértelmezett fúrásleírás alapján a miocén piroklasztitok a Harsányi Riolittufa, a Tari Dácittufa és a Gyulakeszi Riolittufa Formációk képződményei. Ez a fúrás tehát a Bükkalján meglévő mindhárom elkülönített korszint képződményeit tartalmazza. A leírás szerint a Gyulakeszi Riolittufa formációnak tekintett egységben, a 474,5-539,1 m közötti mélységben összesült piroklasztitot fúrtak, amelyet a Kisgyőri Tagozatba soroltak. A Cserépváralja-2 sz. (Csv-2) fúrás maganyaga 282 m vastagságban tartalmazza a Gyulakeszi Riolittufa Formációt (2. ábra). A fúrás feltárta a diszkordáns határátmenetet a fekü Zagypálfalvai Formációból a piroklasztit felé, alatta pedig korai miocén és oligocén üledékes képződmények voltak. Ezért a piroklasztos maganyag legelső része feltehetően a vulkanizmus kezdetét rögzíti. A harmadik fúrás a Vatta-Maklár árok belső, déli peremén mélyített Mezőnyárád-2 sz. (Mn-2) fúrás, amely közel 1000 m (995-1993 m között) vastagságban tárta fel a miocén piroklasztitokat. A Pelikán P. által újraértelmezett fúrásleírás szerint mindhárom koregység megtalálható volt a fúrásban pannon üledékek és a Zagypálfalvai Formáció között. Az újraértelmezett leírás és a maganyag hiányos volta miatt az egyes piroklasztit koregységek elkülönítését a korábbi adattári leírások alapján feltételeztük (2. ábra).

A cirkon geokronológiai vizsgálatokhoz felhasznált kőzetek mintavételi helye a 2. ábrán látható. A cirkonokat a



1. ábra – A Bükkalja vulkáni képződményei és a környezetében mélyített vizsgált fúrások elhelyezkedése

magminták teljes kőzetéből szeparáltuk, a piroklasztitokban jellemzően megjelenő litikus kőzetek elkerülése mellett.

4. U-Pb koradatok

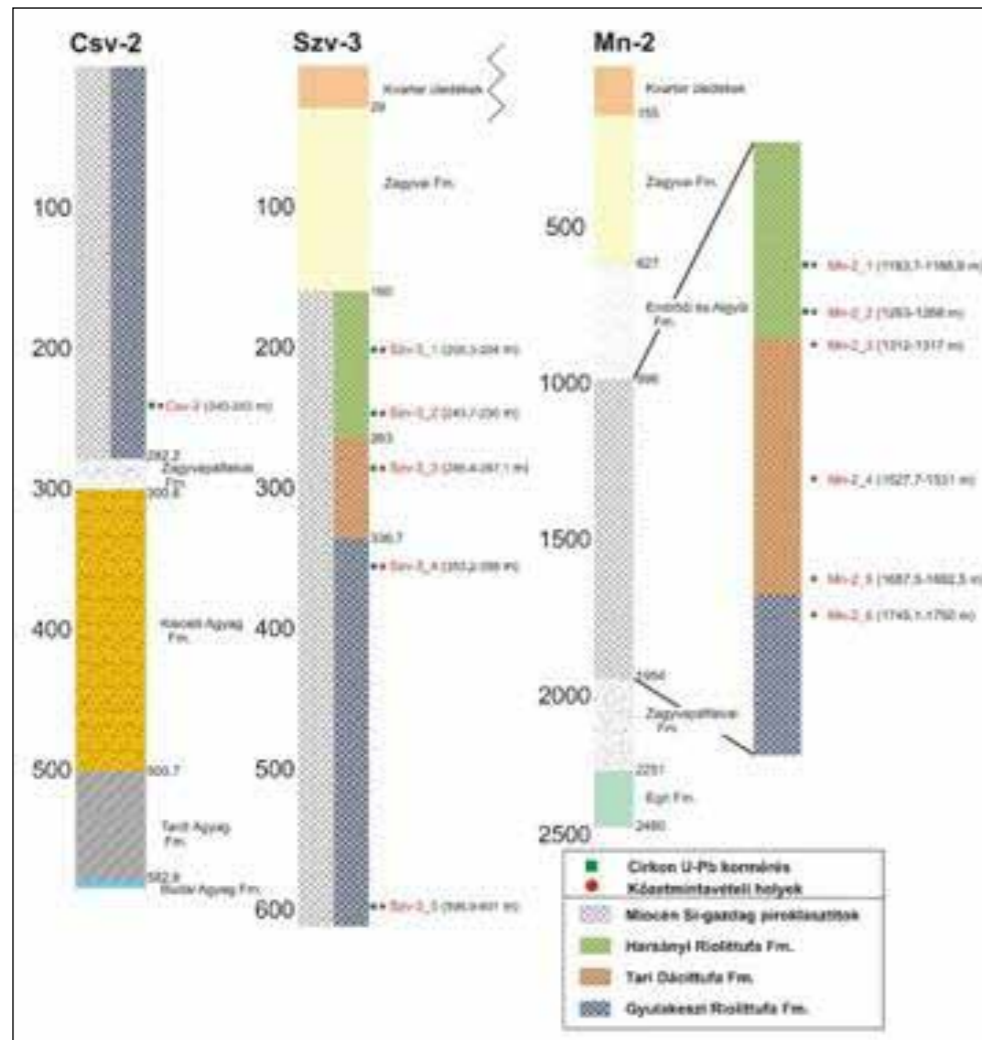
Az egyes minták cirkonkristályain 50-60 pontmérést végeztünk, amelyekből mintánként eltérő mennyiségű, kb. 30-40 elemzést használtunk fel az értelmezéshez. A pontmérések helyét a CL képek segítségével ellenőriztük, elsősorban kristályperem méréseket, kisebb mennyiségben mag korméréseket készítettünk. A mag-perem mérések között általában nem találtunk szisztematikai különbséget, amely feltehetően abból adódik, hogy a kb. 15 µm mélységű ablációk miatt valójában keverék korokat mértünk, és (néhány kivételtől eltekintve) nem tudtunk csak perem illetve csak mag méréseket végezni.

Az egyes pontelemzések kiértékelése után az adatokat szigorú feltételek (238U <5 millió cps, integrációs időintervallum> 10s) alapján szűrtük meg és csak a 10%-nál kisebb 206Pb/238U-207Pb/235U diszkordanciát mutató, azaz a konkordáns elemzéseket használtuk fel a statisztikus koradat értékeléshez. A kiugróan idős korokat (80-700 Ma) adó adatokat, amelyek idős kristálymagokat képviselhetnek, nem vettük figyelembe a statisztikai feldolgozások során. Az adatok statisztikus kiértékeléséhez az Isoplot 3.75 (Ludwig 2012) szoftverbe beépített súlyozott átlagot használtuk, illetve a >5 MSDW értékkel rendelkező minták (feltehetően többkomponensű kor eloszlás) esetében kiszámoltuk a lehetséges időkomponenseket is a Sambridge-Compston algoritmus segítségével (Isoplot Unmix ages, Sambridge, Compston 1994).

Az Szv-3 sz. fúrásból származó minták koradatai a hármas formációbesorolással szemben két fő időszakra oszthatóak. A felső két minta késő bádeni korokat ad (Szv-3_1: 14,12±0,096 Ma és Szv-3_2: 14,60±0,085 Ma kristályosodási súlyozott koradatátlagok), míg az alsó három minta kora bádeni korokkal jellemezhető (Szv-3_3: 16,70±0,16 Ma, Szv-3_4: 16,68±0,11 Ma, Szv-3_5: 16,98±0,14 Ma súlyozott koradatátlagok). A felső három minta (Szv-3_1-3) összhangban van a korábbi formációbesorolások koráival, míg az alsó két minta (Szv-3_4-5) esetében a Gyulakeszi Riolittufa Formációba való korbesorolás (19,6±1,4 M év) nem állja meg a helyét.

Az átlag korok mind az öt esetben viszonylag nagy MSWD értékekkel jellemezhető, ami azt jelenti, hogy a minták korbéli szórása geológiai és nem analitikai okokkal magyarázható, azaz feltehetően többkomponensűek a koreloszlások. A lehető legkevesebb számú legjobb eloszlásilleszkedést adó időkomponensek meghatározásával meghatároztuk a legfiatalabb, legvalószínűbb korcsoportokat a minták esetében, amelyek az egyes képződmények által képviselt kitörések korához a legközelebbi kort adhatják.

Ezek alapján a legfiatalabb két képződmény kitörési korai 14,01±0,05 és 14,40 ±0,05 M évekhez állhatnak a legközelebb. A kora bádeni korú képződmények esetében a felső kettő (Szv-3_3-4) kora az időkomponensek szerinti felbontás alapján is hasonló, így a két képződmény egykorúnak tekinthető, kitörési koruk a 15,98±0,09 és 16,19±0,07 M évekhez közelíthet. A legelső minta (Szv-3_5) átlag cirkon kristályosodási kora 16,98±0,14 M évet ad, a legfiatalabb időkomponens 16,68±0,05 M évet, amelyek arra utalnak, hogy ez a képződmény 400-600 ezer évvel idősebb kitörést képviselhet a felette lévő két mintavételi pont képződményeihez képest. A Csv-2 sz. fúrás piroklasztit egységének alsó részéből származó minta cirkon koradatai 18,51±0,21 Ma átlag kristályosodási kort adnak MSWD=28 érték mellett, amely szintén arra utal, hogy többkomponensű koreloszlást adnak a koradatok. A komponensek meghatározásával a legfiatalabb korcsoport 18,22±0,05 M év,



2. ábra – A Csv-2, Szv-3 és Mn-2-es fúrások rétegsora a mintavételi helyekkel.

amely a kitöréshez legközelebbi kornak tekinthető. Az Mn-2 sz. fúrás esetében két mélységből vettünk mintát. A sekélyebb mélységből származó minta átlagkora $14,72 \pm 0,13$ Ma, a többkomponensű koreloszlást jelző minta legfiatalabb korcsoportja $14,40 \pm 0,05$ Ma. Mindezek alapján ez a képződmény korrelálható az Szv-3-as fúrás legfelső mintája alatti (Szv-3_2) minta piroklasztijával. Az Mn-2 sz. fúrás mélyebbről származó mintájának átlagkora az előzőhöz képest idősebb korokat ad (átlagkor: $15,00 \pm 0,12$ Ma; legfiatalabb korcsoport kor: $14,65 \pm 0,06$ Ma). Az Mn-2 sz. fúrásból származó, egymástól 80 m mélységkülönbséggel megjelenő két képződmény kora között néhány százezer éves különbség feltételezhető.

5. Következtetések

Elsőként végeztünk in-situ U-Pb kormeghatározást a Pannonmedence Si-gazdag vulkáni képződményeiből származó cirkon kristályokon. Vizsgálataink eredménye rámutat arra, hogy a Bükkalján megjelenő miocén Si-gazdag vulkáni képződmények kora, és a korábban végzett K-Ar kormérésekből levont formációbesorolás újraértelmezésre szorul. Az Szv-3 sz. fúrásból vizsgált piroklasztitok cirkon alapú kormeghatározása szerint a Bükkalja vulkanizmusa több kitöréshez kapcsolódik, amelyek között akár néhány száz-ezer éves szünetek is lehettek. A fúrásban korábban Gyulakeszi Riolitufa formációba sorolt képződmények az új eredmények

tükrében jóval fiatalabb korú vulkanizmushoz és legalább két kitöréshez kapcsolódhatnak. Fontos megjegyezni továbbá, hogy ezidáig alapvetően dácitos összetételű kőzeteket soroltak a 16-17 millió év körüli vulkanizmushoz, amelyeket a Tari Dácittufa formációba soroltak. Az Szv-3 sz. fúrás alsó két mintája azonban riolitos összetételű, és megjelenésében a Gyulakeszi Riolitufa formációba sorolt nem összesült és összesült piroklaszt-ár üledékekhez hasonlít. Mindez felhívja a figyelmet arra, hogy a közettani (és geokémiai) alapú formációba való sorolások sok esetben tévesek lehetnek, és koruk akár több millió évvel különbözhet a jelenlegi besorolás alapján feltételezhető. Vizsgálatainkkal sikerült meghatározni a Bükk előterében megjelenő képződmények által képviselt vulkanizmus legvalószínűbb kezdetét a Csv-2 sz. fúrás mintája alapján, amely minta az oligocén-kora miocén üledékes képződményekre diszkordánsan települő legidősebb piroklasztit. A koradatok szerint a Bükkalján a vulkanizmus ~18,2 M évvel ezelőtt indulhatott meg a korábban feltételezett 20-21 Ma évekkal szemben.

A térségben a legfiatalabb vulkáni kitörés ~14,0 M évvel ezelőtt lehetett. Mindezek alapján a Bükkalja vulkanizmusa kb. 4 millió

éves időintervallumra tehető, a K-Ar korokból levont 7 millió éves intervallummal szemben. A cirkon adatok (idősebb korcsoportok jelenléte) mindezek mellett arra is rámutatnak, hogy a terület magmatizmusa akár 7 millió évig is fennállhatott és feltételezhetően magas hőáramú, aktív magmatizmussal volt jellemezhető.

Köszönetnyilvánítás

A kutatás szakmailag a K81530 számú OTKA projekthez kapcsolódik.

Lukács Réka kutatómunkája a TÁMOP 4.2.4. A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése országos program című kiemelt projekt által nyújtott személyi támogatással valósult meg. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

Irodalomjegyzék

- Balogh, K. (1964): A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, **48/2**, 720.
 Capaccioni, B., Coradossi, N., Harangi, R., Harangi, Sz., Karátson, D., Sarocchi, D., Valentini, L. (1995): Acta Volcanologica, **7/2**, 119–124.
 Császár, G., Haas, J. (1983): MÁFI, Budapest.
 Czuppon, Gy., Lukács, R., Harangi, Sz., Mason, PRD., Ntaflós, T. (2012): Lithos, **148**, 71–85.

- Guillong, M., von Quadt, A., Sakata, S., Peytchevaa, I., Bachmann, O. (2013): Journal of Analytical Atomic Spectrometry, **29**, 963–970.
 Gyalog, L., Budai, T. (2004): MÁFI Évi Jelentés 2002-ről, 195–232.
 Hámor, G. (1985): Geologica Hungarica series Geologica, **22**, 307.
 Hámor, G., Ravasz-Baranyai, L., Balogh, K., Árva-Sós, E. (1980): MÁFI Évi Jelentés 1978-ről, 65–73.
 Harangi, Sz., Mason, P.R.D., Lukács, R. (2005): Journal of Volcanology and Geothermal Research, **143**, 237–257.
 Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., Cloething, S. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (2006): Geological Society London Memoirs, **32**, 191–207.
 Jámor, Á. (1996): A MÁFI alkalmi kiadványa, **187**, 76.
 Ludwig, K.R. (2012): Berkeley Geochronological Center, Special. Publication. **No. 5**, 75.
 Lukács, R. (2009): PHD, ELTE, 158.
 Lukács, R., Harangi Sz., Ntaflós, T., Koller, F., Pécskay, Z., (2007): Földtani Közönlöny, **137/4**, 359–515.
 Lukács, R., Harangi, Sz., Mason, P.R.D., Ntaflós, T. (2009): Central European Geology, **52/1** 51–72.
 Lukács, R., Harangi, Sz., Radócz, Gy., Kádár, M., Pécskay, Z., Ntaflós, T. (2010): Földtani Közönlöny, **140/1**, 31–48.
 Márton, E., Fodor, L. (1995): Tectonophysics, **242**, 99–114.
 Márton, E., Pécskay, Z. (1998): Acta Geologica Hungarica, **41**, 467–476.
 Márton, E., Zelenka, T., Márton, P. (2007): Central European Geology, **50/1**, 47–57.

- Noszky, J. (1912): Koch emlékkönyv, 67–90.
 Noszky, J. (1941): A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1936–38-ról, **1**, 531–545.
 Pantó, G. (1962): Acta Geologica. Academiae Scientiarum Hungaricae, **6/3–4**, 307–331.
 Pantó, G. (1963): Bulletin of Volcanology, **25**, 175–181.
 Pentelényi, L. In: Baráz, Cs. (2002): A Bükki Nemzeti Park, Eger, 205–216.
 Pentelényi, L. (2005): In: Pelikán, P., Budai, T. MÁFI kiadvány, 110–125.
 Póka, T. In: Royden, L. H., Horváth, F. (1988): American Association of Petroleum Geologists Memoir, **45**, 257–277.
 Póka, T., Zelenka, T., Szakács, A., Seghedi, I., Nagy, G., Simonits, A. (1998): Acta Geologica Hungarica, **41/4**, 437–466.
 Radócz, Gy. (1969): MÁFI Évi Jelentés 1967-ről, 281–285.
 Radócz, Gy., Gyarmati, P. (2005): Földtani Közönlöny, **153/3**, 361–371.
 Ravasz, Cs. (1987): Annual report of the Hungary Geological Institute, **70**, 275–279.
 Sambridge, M.S., Compston, W. (1994): Earth and Planetary Science Letters, **128**, 373–390.
 Schréter, Z. (1939): MÁFI Évi Jelentés, **1933–35**, 511–532.
 Schréter, Z. (1950): Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai, Adattár, 1950-es Jelentés, Szén 102.
 Szakács, A., Zelenka, T., Márton, E., Pécskay, Z., Póka, T., Seghedi, I. (1998): Acta Geologica Hungarica, **41/4**, 413–435.
 Varga, Gy. (1981): MÁFI Évi Jelentés 1979-ről, 499–509.

A HORVÁTHERTELEND—1 FÚRÁS PALEOZOOS RÉTEGSORÁNAK JELENTŐSÉGE A NYUGAT-MECSEK FÖLDTANI FELÉPÍTÉSÉNEK PONTOSÍTÁSÁBAN

Mészáros Előd¹, Varga Andrea¹, Schubert Félix¹, Máthé Zoltán²

¹ Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

² MECSEKÉRC Környezetvédelmi Zrt., Pécs

e-mail: meszaros.elod@gmail.com

1. Bevezetés

Hazánk jelenleg aktuális, talán legjelentősebb környezetföldtani/földtani problémája a nagy aktivitású radioaktív hulladékok tárolására alkalmas geológiai képződmény azonosítása. Erre a célra eddig legalkalmasabb kőzettestnek a Bodai Agyagkő Formáció (BAF) mutatkozott, mellyel számos kutató, több aspektusból foglalkozott. A képződmény két elterjedési területe ismert, mely közül egyik a Nyugat-Mecseki antiklinális, míg a másik a Gorica-i blokk térsége.

A BAF az antiklinális területén – többek között felszíni kibukásának köszönhetően – számos kutatási program célképződménye volt, míg a Gorica-i blokk területén még alapszelvénye, az Ibafa-4 (Ib-4) fúrás sem érte el a képződmény bázisát (Konrád, Hámos, 2006). Fontos jellemzője ez utóbbi területnek, hogy szűkebb földtani környezetéről is szegényes információk állnak rendelkezésünkre. A földtani információhiány miatt kaphat nagy hangsúlyt az Ib-4 fúrástól légvonalban mindössze 3,8 km-re található Horváthertelend-1 (Hh-1) mélyfúrás rétegsora, mely az előbb említett fúrástól markánsan eltérő paleozoos(?) rétegsorral rendelkezik, és fontos információkat hordozhat a terület földtani felépítéséről és fejlődéstörténetéről.

2. A Horváthertelend-1 fúrás felépítése és jelentősége

A Hh-1 fúrást az egykori Mecseki Ércbánya Vállalat (MÉV) mélyítette 1986-ban a „Hidrogenetikus Urán-érc Kutatási Program” keretében. A fúrás néhány rövidebb szakasz kivételével maggal mélyült, és talpmélysége a felszín alatt 852 m-en található. Rétegsorát uralkodóan konszolidálatlan, félig konszolidált miocén üledékek alkotják, melyek alatt azonban 720 m mélységtől kezdődően (diskordanciával) idősebb – korábban a szilur Szalatnaki Agyagpala Formációval, részben a felső-karbon Tésényi Homokkő Formációval azonosított – törmelékes üledékes, illetve metaüledékes kőzetek jelennek meg (Császár, 2005; Barabás, 2010).

720 m-től kezdődően egy világos-, illetve sötétszürke, erősen deformált agyagkő, aleurolit és kvarcgazdag litikus grauwacke-kvarcwacke sorozatból álló szakasz következik, amelyben markánsan elkülönülő vörös lencsék azonosíthatók, amelyek alakja gyakran szigmoidális, határukon nyomásoldódási foliációra hasonlító szerkezetek láthatók. A képződmény alsó határa ~785 m mélyen húzható meg. Ezután a 785–815 m közötti mélység-intervallumra korlátozódó maghiányos, zúzott zónát követően,

az előzőtől is eltérő jellegű kőzetegyüttes jelenik meg. A szakasz meglehetősen heterogén: kovával jól cementált, nagy mennyiségű mátrixot tartalmazó durvaszemcsés homokkő és apró-nagykavicsos konglomerátum, továbbá mátrixszegény, karbonátcementes, durvakavicsos konglomerátum kőzettípusok egyaránt elkülöníthetők benne (Máthé, 1986).

A petrográfiai vizsgálatok során kiderült, hogy a felső „finomtörmelékes” összletben megjelenő vörös lencsék mállott, jól osztályozott arkózalencsék, melyek földpát utáni agyagásvány-pszemomorfozából, kvarcból és opacitosodott biotitból állnak. Kontaktusuk a befogadó agyagkővel tektonikus, abba nyírás eredményeként kerülhetek a rozsdabarna felületek mentén, melyek cementanyaga feltehetőleg részben a „lencsék” mállásából származó limonit (főként goethit). A kőzetben megjelenő nyírás szalagok, a lencsék peremén megjelenő intenzíven felőrölt zónák, valamint a teljesen eltérő üledékes környezetű kőzettípusok alapján, a „finomtörmelékes” kőzettest nagy valószínűséggel tektoniként kezelendő (Mészáros, 2014).

A durvatörmelékes összletben a kovacementes és a karbonátcementes kőzettípusok váltakoznak. A képződmény felső szakaszában döntően karbonáttal cementált konglomerátum dominál, mely anyagában nagyon gyakran jelennek meg jól koptatott, fekete bitumenes mészkőkavicsok, illetve egy átfúrt vastagságban 15 cm átmérőjű, világosszürke, cukorszövetű dolomitkavics. Az alsó szakaszban a sötétszürke, kovacementes konglomerátum és homokkő uralkodik, melyben karbonátos kavicsanyagot eddig nem sikerült azonosítani.

Ezek alapján nem zárható ki egy jelentősebb, széles deformációs zóna jelenléte a Hh-1 fúrásban, melynek magzónáját a „finomtörmelékes”, kárzónáját pedig a durvatörmelékes összlet irányában feltételezhetjük. Látható továbbá, hogy az egyes képződmények genetikája és korrelációja további körültekintő vizsgálatokat igénylő feladat.

Ez a munka a PD 83511 számú OTKA téma és az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj (BO/27/11) támogatásával készült.

Irodalomjegyzék

- Barabás, A. (2010): Doktori (PhD) értekezés, Pécs.
Császár, G. (2005): ELTE Eötvös Kiadó, Budapest.
Konrád, Gy., Hámos, G. (2006): Acta GGM Debrecenica, 1, 33–38.
Máthé, Z. (1986): Kézirat, MECSEKÉRC Zrt. Adattár, Pécs
Mészáros, E. (2014): OFKD dolgozat, Pécs

A CSOMÁD LEGUTOLSÓ KITÖRÉSEINEK KORA CIRKON (U-TH)/HE, VALAMINT RADIOKARBON ÉS OPTIKAI LUMINESZCENS KORMEGHATÁROZÁS ALAPJÁN

Molnár Kata¹, Harangi Szabolcs^{1,2}, H. Lukács Réka^{2,3}, Dunkl István⁴, Kiss Balázs^{2,3}, Molnár Mihály⁵, Novothny Ágnes⁶, Axel K. Schmitt⁷

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Közvetlen-Geokémiai Tanszék, Budapest

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

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

⁴ Georg-August Universität, Göttingen

⁵ MTA ATOMKI, Hertelendi Ede Laboratórium, Debrecen

⁶ Eötvös Loránd Tudományegyetem Természetföldrajzi Tanszék, Budapest

⁷ UCLA Department of Earth, Planetary, and Space Sciences, Los Angeles, USA
e-mail: mkata90@gmail.com

1. Bevezetés

A Kárpát-Pannon régió legutolsó vulkánkitöréseinek a helyszíne a Kelemen-Görgény-Hargita vulkáni vonulat délkeleti elvégződésénél található Csomád tűzhányó. A robbanásos kitörések során két mély kráter alakult ki a lávadóm komplexumon belül. A vulkáni hamufelhő esetenként több kilométer magasságba emelkedhetett és az uralkodó széliránynak megfelelően a vulkántól északra, illetve délkeletre sodródott. A hullott piroklasztos üledék egykori homokfejtések falában figyelhető meg, akár több mint 20 km távolságban is. E mellett, vélhetően továbbra is folytatódhattak lávadóm kitüremkedések, amelyek összeomlásával horzszaköves blokkokban gazdag piroklaszt-ár üledék alakultak ki. Ezek közül két feltárásban a vulkáni üledékben szenesedett növénymaradványokat is találtunk. Az alábbiakban különböző kormeghatározási módszerekkel pontosítjuk a legutolsó kitörések korát, a cirkon kormeghatározást pedig cirkon szöveti és geokémiai megfigyelésekkel egészítjük ki. A cirkon összetétel adatokat felhasználjuk a cirkon (U-Th)/He korok korrekciójában.

2. Vizsgált feltárások, alkalmazott módszerek

Jelen munka keretében 4 proximális piroklaszt-ár és egy disztális piroklaszt szórás lelőhelyét vizsgáltunk és ahol lehetett, több módszerrel igyekeztünk meghatározni a kitörés korát. A szenesedett növénymaradványok (Tusnádfürdő és Sepsibükszád közeli feltárások) kiváló lehetőséget adtak a nagy pontosságú radiokarbon mérésekre. Az optikai lumineszcens (OSL) mérésekkel üledékes kőzetek esetén azt az időpontot határozhatjuk meg, amikor az ásvány szemcsék utoljára fény hatásának voltak kitéve, azaz, amikor megtörtént az eltemetődésük. Ehhez a megfelelő protokoll betartásával vettünk mintákat a vulkántól legtávolabb lévő (Kézdivásárhely határában található), bizonyíthatóan a Csomád kitöréséhez kapcsolódó tefraüledék alatti és feletti homokos üledékből. A cirkon kormeghatározás esetében az (U-Th)/He kor a cirkon 1800C záródási hőmérséklet alá való hűlésének idejét adja meg, ami megfelelhet a kitörési kornak. A fiatal vulkáni működést tekintve véve szükség volt a kapott (U-Th)/He koradatok nem egyensúlyi állapot miatti korrekciójára. Ezt megelőzően el kellett végeznünk az alfa-korrekciót is, amelynek során figyelembe vettük a vizsgált cirkon minták kémiai összetételbeli zónásságát is. Mindehhez, meghatároztuk a cirkonok kémiai összetételét, ezen belül az U és Th koncentrációt. E mellett vizsgáltuk a cirkonok belső zónássági jelleget és különös figyelmet fordítottunk a kristályok legkülső részének jellemzésére.

3. Eredmények

Radiokarbon kormeghatározással a legfiatalabb kort a sepsibükszádi piroklaszt-ár üledékben talált szenesedett növénymaradványokon kaptunk (32 ka), míg a tusnádfürdői előfordulás esetében 43 ka kort kaptunk. A cirkonok esetében a kémiai összetételbeli adatokat is figyelembe vevő alfa-korrekció után az U-Th kormérések eredményei alapján végeztük el a nem egyensúlyi állapotból adódó korrekciót és így határoztuk meg a kitörési korokat. A sepsibükszádi és tusnádfürdői feltárások esetében hibahatáron belül visszakaptuk a radiokarbon korokat. A legfiatalabb korokhoz hasonló, 34 ka (U-Th)/He kort adtak a verespataki feltárásban, egy piroklaszt-ár üledék horzszakö blokkjából separált cirkonok is. A kézdivásárhelyi tefra esetében 37 ka (U-Th)/He cirkon kort kaptunk, azaz e nagy erejű robbanásos kitörés, ami hozzájárulhatott a Szent Anna kráter kialakulásához, nem a legutolsó kitörés volt. Ezután még volt lávadóm kitüremkedés és további robbanásos kitörés is. A 37 ka kort megerősítették az OSL vizsgálat eredményei is, ami a tefra réteg alatti homok-üledékre 46 ka, a tefra feletti üledékre pedig 33 ka kort adott.

4. Következtetések

Kutatásunk során rámutattunk különböző kormeghatározási eszközök fiatal vulkáni kitörések idejének meghatározására való alkalmazhatóságára. A Csomád legutolsó kitöréseinek kora 32-34 ka, amelyek részben lávadóm kitüremkedéshez és lávadóm összeomlási eseményhez, részben kisebb robbanásos kitörésekhez kapcsolódtak. A vélhetően a Szent Anna krátert is létrehozó, legalább subpliniusi robbanásos kitörés némileg korábban mehetett végbe (37 ka). A verespataki minta kora (34 ka) alapján valószínűsíthető, hogy a Mohos kráter is nem sokkal a Szent Anna krátert létrehozó kitörés előtt jöhetett létre.

Köszönetnyilvánítás

Lukács Réka kutatómunkája a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 Nemzeti Kiválóság Program című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

RINGWOODITOK KATION RENDEZETLENSÉGÉNEK SPEKTROSKÓPIAI VIZSGÁLATA

Nagy Szabolcs¹, Fintor Krisztián¹, Pál-Molnár Elemér^{1,2}, Dódy István³

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

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, Budapest

e-mail: sz.j.nagy@gmail.com

1. Bevezetés

A ringwoodit az olivin egyik nagynyomású polimorf módosulata, amely leginkább az L-típusú kondritokban jelenik meg. Az NWA 5011 meteoritban a fázisátalakulások a sokkerekben belül gyakran nem tökéletesen mentek végbe. A változó ideig tartó sokknyomás impulzus és posztokk hőmérséklet az olivin elégtelen fázisátalakulását okozta, amely részben a kation rendezetlenségben nyilvánult meg. Ez lehetőséget ad új, illetve metastabilis fázisok kialakulására különböző szerkezeti rendezetlenségekkel. A korábbi mikro-Raman vizsgálataink során találtunk egy új csúcsot az NWA 5011 meteorit ringwooditjaiban, amelyet később Acosta-Maeda et al. (2013) is megerősített. E tanulmányban megpróbálunk egy lehetséges magyarázattal szolgálni az új ismeretlen csúcs természetére és eredetére vonatkozóan.

2. Eredmények

A mikro-Raman vizsgálatok számára egy 150 μm átmérőjű ringwoodit szemcsehalmozatot választottunk ki. Az összes felvett spektrum felvétele azonos körülmények mellett történt, amely jelen esetben 532 nm hullámhosszúságú lézert, 600 másodperces detektálási időt, és 1 μm átmérőjű detektálási területet jelent. A vizsgálat a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén történt. A mérendő területen domain-szerű szöveti jelleg volt a meghatározó, az egyedi szemcsék leginkább szintelen, illetve kékes árnyalatban jelentek meg. Mindkét területről (szintelen és kék) 3-3 spektrumot vizsgáltunk. A felvett spektrumok intenzitása a két eltérő területről nagyban különbözik egymástól. A kémiai vizsgálatok azonban semmilyen kémiai heterogenitást sem mutattak ki. A markáns intenzitásbeli különbség különösképpen a normalizált spektrumokban látványos. Egy új csúcs, amely kizárólag a kék színű területről felvett 3 spektrumban jelenik meg, felveti a kék színű területekhez kötődő szerkezet specifikusságot. Ennek a csúcsnak a pozíciója 880 cm^{-1} -nél jelentkezik. A 880 cm^{-1} csúcs pozíció nem köthető semmiféle olivinnel kapcsolatos szerkezethez sem.

Az ismeretlen csúcs (880 cm^{-1}) több spektrum analízise alapján un. „soft bond strength” (gyenge kötése) természetű, amelynek intenzitása a lézer energiájának módosításával változik.

A kation eloszlás változékonysága a spinellekben nem ismeretlen jelenség. Például az alacsony Ti-tartalmú peridotit komplexumokban a hűlés során Al-kromit képződés megy végbe. A hőmérséklet csökkenésével az Fe^{3+} tartalom növekszik a spinellben, mivel a hűlés során nő az oxidációs fok, de a normál és inverz spinellek közötti elegyedési hézag megjelenésével végül az Fe^{3+} elkülönülve a magnetitben kristályosodik.

A felvett spektrumokban a 880 cm^{-1} csúcs intenzitása befolyásolja a ringwoodit szimmetrikus és aszimmetrikus SiO_4 vibrációs csúcsok megjelenését és intenzitását. Minél intenzívebb az új csúcs, annál kevésbé intenzív a szimmetrikus és aszimmetrikus SiO_4 vibrációkhoz kapcsolódó csúcspár, néhány esetben pedig teljesen vagy részben el is tűnik. Ez utóbbi jelenség leginkább a 844 cm^{-1} csúcsra jellemző, a 796 cm^{-1} csúcs végig megmarad, de erősen legyengült intenzitás jellemző rá.

3. Következtetések

A 880 cm^{-1} csúcs magyarázatára két lehetőség áll rendelkezésre. Az egyik, ha a Fe^{2+} a kation rendezetlenség következtében nem csak az oktaéderek kation pozícióiban foglal helyet, hanem egy részét áthelyeződik tetraéderek pozícióiba is. Ez egyúttal a SiO_4 tetraéderek folyamatos deformáltságát indukálja, amely normálból – inverz szerkezetbe – pontosabban inverz komponens is tartalmazó szerkezetbe rendeződik. Az elméleti tökéletes inverz spinell szerkezethez azonban a kationok mennyiségének meg kellene oszlaniuk 50-50%-ban mind az oktaéderek, ill. tetraéderek pozíciók között, amely a SiO_4 tetraédereket SiO_6 oktaéderekké módosítaná. A Si-tetraéderek Si-oktaéderekké való átalakulását azonban a raman spektrumok nem támasztják alá, így feltételezhető hogy a Fe^{2+} mennyisége a tetraéderek pozícióiban nem éri el azt a mennyiséget, amely a Si-tetraédereket Si-oktaéderekké alakíthatná. Elméletileg azonban lehetséges egy arányszám, ahol az oktaéderek és tetraéderek pozícióiban helyet foglaló kationok meghatározhatják a Si-tetraéderekből Si-oktaéderbe történő átrendeződést.

A második lehetőség a $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ -ba való átalakulásával illetve az oxidáltsággal van kapcsolatban. A Mg^{2+} nem vegyértékváltó kation, ezért az oxidáltság (a hűlési sebesség) nem érinti. Minél nagyobb az oxidáltság foka annál több Fe^{2+} alakul át Fe^{3+} kationná. Ebben az esetben az igen gyors hűlés következtében nagyszámú Fe^{2+} alakulhat Fe^{3+} kationná, az azonban nem világos, hogy csak a vegyértékváltás miként befolyásolja a szerkezet destabilizációját.

A kation megoszlás Si-tetraéderekre vonatkozó hatását „szintetikus raman spektrumokkal” fogjuk igazolni. Az inverz ringwoodit szerkezet komponens jellegű jelenléte azonban a meteoritokban fennálló P-T-t viszonyok mellett feltehetőleg lehetséges.

Irodalomjegyzék

Tayro, E., Acosta-Maeda, E.R.D., Scott, S.K., Sharma, A.K.M. (2013): American Mineralogist, **98**, 859–869.

RINGWOODIT SZEMCSEHALMAZOK SZÖVETI VIZSGÁLATA SOKKEREK BEN: KÖVETKEZTETÉS A HŐMÉRSÉKLET HETEROGENITÁSÁRA ÉS A FÁZISÁTALAKULÁS KINETIKÁJÁRA

Nagy Szabolcs¹, Józsa Sándor²

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

² Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzetan- Geokémiai Tanszék, Budapest

e-mail: sz.j.nagy@gmail.com

1. Bevezetés

A nagynyomású fázisátalakulások vizsgálata a meteoritokban hozzájárulnak a Föld belsejében lezajló fázisátmenetek megértéséhez. A szöveti vizsgálatok lehetőséget adnak a P-T-t viszonyok jobb megismerésére. A meteoritokban megfigyelhető nagynyomású fázisok kialakulásában két igen fontos tényező játszik szerepet: (1), a soknyomás impulzus relatíve hosszú ideig tartó fennmaradása és (2), a hőmérséklet nagyon magas értéke, amely a rekonstruktív fázisátalakulások kinetikus gátja fölötti aktiválási energiát szolgáltatja. Az átalakuláshoz szükséges korábbi kötések felbomlása és az új kötések kialakulása csak megfelelő aktiválási energiával történhet, amelynek fő hajtómotorja a hőmérséklet. Ebben a tanulmányban összefoglaljuk a ringwoodit szemcsehalmozokon végzett szöveti megfigyeléseinket, és következtetünk a megfigyelt szöveti jelenségek kialakulásához szükséges P-T-t viszonyokra.

2. Eredmények

A ringwooditok szöveti vizsgálatára az NWA 5011 meteorit egy 5 mm vastagságú sokkerés és az érrel határos fél-milliméter vastagságú ún. kondritos részt használtuk. A ringwoodit szemcsehalmozok kialakulásához szükséges hőmérséklet így kb. 5,5 mm széles sávban tette lehetővé a ringwoodit szemcsehalmozok létrejöttét. A ringwoodit szemcsehalmozokban az egyedi szemcsék az ér közepétől a kondritos rész felé való távolság függvényében egyre kisebbek. Az érben megjelenő halmazok teljes egészében átalakultak, relikium olivin komponens nélküliek. Az alábbiak szerint a következő jellegzetes szövet típusokat különböztethetjük meg:

Teljesen átalakult változatok:

(1) *Granuláris ringwoodit szemcsehalmoz kerekded szemcsékkel*
Ez a típus tartalmazza a legnagyobb egyedi szemcséket egy szemcsehalmozon belül. A szemcsék mérete 1-15 μm közötti. Megjelenésük kizárólag az érben lehetséges azoknak is inkább a belső részeiben, az ér peremeken csak nagyon ritkán fordulnak elő. Az érrel határos kondritos zónában azonban teljesen hiányoznak. A szemcsék alakja kerekded, a szemcsehatárok jól kivehetőek, amelyek a teljesen szintelen egyedi szemcsék esetén is halványkék árnyalatúak. A szemcsehatárok lefutása szabálytalan puzzle-szerű. A szemcsehalmoz relatíve kevés, de jól fejlett kristálycsírából képződött egyedi szemcse alkotja.
(2) *Mikrogranuláris ringwoodit szemcsehalmoz kerekded szemcsékkel*
A mikrogranuláris változat egyedi szemcséi szintén kerekded for-

májúak, azonban alsó mérettartományuk optikai mikroszkóppal pontosan nem behatárolható. A felső határ 1 μm körüli. Ezek a szemcsehalmozok teljes egészében átalakultak, olivin relikium nélküliek. Mivel az ér határzónájában, ill. azon túl helyezkednek el, a halmazt nagyon sok kristálycsíra alkotja, ami meghatározza sötét-kék színüket, ami a, nagy sűrűségű, vékony szemcseközi anyaggal van összefüggésben.

(3) *Granuláris ringwoodit szemcsehalmoz kerekded és oszlopos szemcsékkel.*

Ez a típus kizárólag a kondritos részben figyelhető meg. A szemcsehalmoz közepében jelennek meg a legtöbbször halvány-kék kerekded szemcsék, amelyeket oszlopos szemcsék vesznek körül. A kerekded egyedi szemcsék mérete 1-2 μm azonban az oszlopos szemcsék hosszirányban elérhetik a 10 μm -t is. Ez a típus megjelenésre teljesen hasonló az acéliparból ismert oszlopos megjelenésű ausztenithez, amelyet gyors hűtéssel hoznak létre.

Részben átalakult változatok:

(4) *Lamellás megjelenésű mikrogranuláris ringwoodit szemcsehalmoz.*

A lamellás megjelenésnek kétféle változata ismeretes. Az egyik az ún. egyirányú, ill. a háló-szerű vagy többirányú megjelenés. Az egyirányú változat tulajdonképpen egy összetett változat, mivel a lamellák az ér és az olivin szemcse peremen létrejövő vastagabb-keskenyebb sávból haladnak az olivin belseje felé. A lamella nyúlványok elvégződésüknél kiemelkednek. A háló-szerű változat az eredeti olivin szemcsét teljesen beborítja. A lamellák vastagsága max. 3 μm , s a gazdaszemcsével való szemcsehatárak lefutása nem egyenes.

(5) Deformációkhoz kötődő kristálycsírá sodás.

Az ebbe a kategóriába sorolható változatok, az ér közepétől eső legtávolabbi pozícióban helyezkednek el. Megjelenésük inkább szélesebb sávokban (deformációs sávok) figyelhető meg.

Az egyes típusok megjelenését a hőmérséklet heterogén eloszlásában kell keresnünk. Az ér közepén fennálló kritikus hőmérsékleti gradiens lehetővé teszi a nagy kristályok kialakulását, azonban a perem felé haladva a rövid kristályosodási idő miatt több csíra képződik. A típusok kialakulásában szerepet kap az eredeti szemcse mérete is, mert a nagyobb szemcse hosszabb ideig képes tárolni a hőt. A hőmérsékleten kívül az átalakulásból származó alakváltozás és a feszültség különbség is hatással van az átalakulás kinetikájára. Ha az előbbi három tényezőt egy modellben ábrázoljuk, akkor két szimultán reakció felelős az átalakulásért, nevezetesen az inkoherens szemcsehatár csírá sodás, és a koherens szemcsén belüli csírá sodás, amelyek kombinációja meghatározza a ringwoodit szemcsehalmozok szöveti típusait.

SZILIKÁTOLVADÉK-ZÁRVÁNYOK KÉMIAI (FŐ- ÉS NYOMELEM) ELEMZÉSE ALSÓKÉREG EREDETŰ GRÁNÁT-GRANULIT XENOLITOKBÓL (BAKONY -- BALATON-FELVIDÉK)

Németh Bianka^{1,2}, Török Kálmán¹, Zajacz Zoltán³, Szabó Csaba²

¹ Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Torontoi Egyetem, Toronto

e-mail: nemeth.bianka@mfgi.hu

1. Bevezetés

Különleges, szilikátolvadék-zárvány tartalmú mafikus gránát-granulit xenolitok fő- és nyomelem összetételét vizsgáltunk a Bakony-Balaton-felvidék vulkáni területről. Két olyan xenolitot találtunk (Mi26 és Sab38), amelyek szilikátolvadék-zárványokat tartalmaznak a kőzetalkotó plagioklászban és klinopiroxénben, valamint az akcesszóriaként megjelenő ilmenitben.

A két xenolit igazi kuriózum, hiszen először találtunk közvetlen bizonyítékot a területről a mélykéregben játszódó fluidum-kőzet kölcsönhatásokra szilikátolvadék-zárványok formájában.

2. Petrográfia

A vizsgált alsókéreg xenolitok nem-egyensúlyi szöveteük, ami lényeges eltérés a korábban tanulmányozott egyensúlyi szövetű mintáktól. Fő kőzetalkotó ásványként a vizsgált xenolitokban plagioklász és klinopiroxén, valamint gránát utáni szimplektit jelenik meg. Továbbá előfordul ortopiroxén, kvarc, titanit, apatit, rutil, ilmenit néha rákristályosodott magnetit peremmel.

A Sab38 xenolit két jól elkülöníthető részre (fal és ér) osztható. A falközet (korábbi egyensúlyi granulitos ásványtársulás), 24 tf.% gránátot, 38 tf.% klinopiroxént és ugyanennyi plagioklászt tartalmaz. Az ér kb. 50-50 tf.% klinopiroxénből és plagioklászból áll. A falközetben a gránát xenoblasztos és többnyire szimplektitként jelenik meg. A plagioklász és a klinopiroxén is gyakran xenoblasztos elegyrész. Egyenes szemcsehatárú ásványtársulások, amelyek a korábbi egyensúlyi kristályosodást jelzik, csak ritkán figyelhetők meg.

Vizsgálataink tárgyát képező, elsődleges szilikátolvadék-zárványok csak az érben levő plagioklászban és klinopiroxénben figyelhetők meg. A plagioklász gazdaásvány táblás megjelenésű, mérete elérheti a 0,9 mm-t is. Az összes plagioklász mintegy 45 tf.%-át adják. A szilikátolvadék-zárvány mentes plagioklász kis mérettel (<150 μm) és amöboid alakkal jellemezhető. A szilikátolvadék-zárványt tartalmazó, és az azt nem tartalmazó klinopiroxének közt nincs petrográfiai különbség. Az ér mellett megfigyelhető a titanit széteséséből keletkező ilmenit-klinopiroxén összenövés. A Mi26 xenolit modális összetétele 50 tf.% gránátból, 33 tf. % klinopiroxénből és 16 tf. % plagioklászból áll, az 1 tf. % maradékot akcesszóriák (ortopiroxén, titanit és ilmenit) alkotják.

A legtöbb gránát ebben a xenolitban is szabálytalan alakú szimplektitként fordul elő. Ritkán megfigyelhető néhány, egyensúlyi szövetet mutató domén is, ami gránátból és klinopiroxénből áll. A szilikátolvadék-zárványt tartalmazó klinopiroxének és plagioklászok által alkotott domének 33 tf.%-át adják a xenolitnak. A két ásvány megoszlása a doméneken belül azonos. A domének körül is megfigyelhetők a titanit szétesési reakcióból származó klinopiroxén-ilmenit összenövések, valamint szembeötlő a gránátok hiánya. Utóbbiak - pszeudomorfozáként - távolabb jelennek meg.

A szemcsehatárokon megjelenő vékony kőzetüvegfilm, valamint a -olvadékzsebek a legutolsó olvadék-kőzet kölcsönhatás bizonyítéka, , amelyeket a xenolitot felszínre hozó bazalt okozott.

3. Zárványpetrográfia

A vizsgált mintákban fluidum- (FI) és szilikátolvadék zárványok (SMI) figyelhetők meg. Jelen vizsgálat tárgyát csupán az SMI-k képezik.

Két, eltérő típusú SMI különíthető el, amely plagioklászban csapdázódott. Az egyik szintelen kőzetüvegből áll (70-100 tf. %), míg a másik egy illó-gazdag sötét zárvány, amiben a kőzetüveg alárendelten jelenik meg (max. 30 tf. %). Emiatt a továbbiakban G- (kőzetüveg) és V- (illó) típusú zárványként lesznek említve. A plagioklászban csapdázódott SMI buborékja szobahőmérsékleten sötét színű. A G-típusú zárványok általában 15-30 μm méretűek. Mind a G-, mind a V-típusú zárványok negatív kristály alakkal jellemezhetőek. A peremük szabálytalan, csipkézett, dekrepitáció nyomai csak a V-típus esetében figyelhető.

A klinopiroxénben csapdázódott SMI barna üvegből (95-100 tf. %) ± buborékból állnak, amelyek dekrepitalódtak. Általában kerekded alakúak és szabálytalan, csipkézett peremmel jellemezhetőek. Méretük 20-30 μm. Az SMI-ben megfigyelhető buborék szobahőmérsékleten kétfázisú, amit egy folyadék és egy gáz fázis alkot az előző a dominanciájával (60 tf. %).

Elsődleges SMI ilmenitben is csapdázódott, kerekdedek vagy ovális alakkal. Szegélyük folyamatos, dekrepitáció nyomát nem mutatják. Kőzetüvegből ± buborékból állnak. Méretük 30 μm körüli.

4. Főelem ásványkémia

A gránátok pirop-almandin-spessartin szilárd oldatnak tekinthetők, kevés spessartinnal. Kémiájukat tekintve a két minta gránátjai kissé eltérnek egymástól. A Mi26 xenolitban Py_{20,8}Alm_{57,3}Gro_{20,7}Sps_{1,14} összetétellel jellemezhető, míg a Sab38 minta falközet részében a gránát Py_{27,9-29,7}Alm_{49,3-51,00}Gro_{18,3-18,6}Sps_{2,4-2,8} összetételű.

A piroxének túlnyomó többsége klinopiroxén. A Mi26 xenolitban a zárványmentes (En_{32,96-36,04}Wo_{42,31-45,50}Fs_{20,12-22,98}) és a zárványtartalmú (En_{34,23-34,98}Wo_{42,75-43,89}Fs_{21,80-22,37}) piroxéneknek hasonló összetételük van. A Sab38 xenolitban az SMI-tartalmú, érben megjelenő klinopiroxéneknek van a legnagyobb ferrosillit tartalmuk (En_{32,40-32,96}Wo_{41,29-41,87}Fs_{25,25-26,32}). Az érben megjelenő SMI-mentes piroxéneknek kisebb Fs tartalmuk van (En_{35,08-36,57}Wo_{44,44-45,38}Fs_{18,74-19,92}), mint azoknak, amelyek a falközetben jelennek meg (En_{34,31-36,83}Wo_{41,86-44,07}Fs_{19,23-23,83}).

A Mi26 xenolitban a klinopiroxének Al₂O₃-tartalma 2,2-3,7 tömeg% között változik. Az SMI-tartalmú piroxének zónásak közvetlen a SMI mellett. A SMI körül egy 1-2 μm széles sávban nagy Si-tartalmat figyeltünk meg a tetraédes pozícióban (Si=2,00-1,97), valamint megemelkedett mg-számot (#mg(Fe⁰)=0,74-0,76). Az SMI-től távolabb több Al kerül IV pozícióba (Si=1,94) és a mg-szám is csökken (#mg(Fe⁰)=0,76-0,61).

A Sab38 xenolit plagioklász-klinopiroxén érben a klinopiroxének Al₂O₃-tartalma 3,1-3,7 tömeg% között változik. A falközetben ehhez képest nagyobb Al₂O₃-tartalmat mértünk, 4,0-4,5 tömeg% közötti értékekkel.

Ortopiroxén szintén a Sab38 minta falközet részében jelenik meg, az alábbi összetétellel: En_{51,40-53,77}Wo_{2,23-2,57}Fs_{43,69-46,15}.

A földpátok kémiai összetétele erősen összefügg a szöveti helyzetükkel. A Mi26 xenolit SMI-tartalmú plagioklászai kisebb albit-tartalommal rendelkeznek (Ab_{40,3-49,9}An_{47,5-57,9}Or_{1,8-3,3}), mint az SMI-mentes plagioklászok (Ab_{49,3-56,5}An_{39,7-47,5}Or_{2,5-4,3}). A klinopiroxén-ilmenit összenövések plagioklászai Ab_{49,3-50,0}An_{46,3-47,5}Or_{3,2-3,8} összetétellel jellemezhető.

A Sab38 xenolit érben megjelenő SMI-tartalmú (Ab_{60,6-66,5}An_{26,6-36,1}Or_{3,4-7,2}) és SMI-mentes plagioklászok (Ab_{64,5-65,2}An_{27,6-29,3}Or_{6,3-7,2}) inkább albitosnak mutatkoznak, míg a falközetben a granulitos ásványtársuláshoz tartozó plagioklászok anortitban gazdagabbak (Ab_{51,1-53,1}An_{45,2-46,8}Or_{1,8-2,1}). A klinopiroxén-ilmenit összenövés plagioklászai a legkisebb albit-tartalommal rendelkeznek (Ab_{44,6-52,6}An_{44,0-52,0}Or_{3,4-3,5}).

A Mi26 xenolit SMI-tartalmú ilmenitjei figyelemreméltó mennyiségben tartalmaznak MgO-t (3,2-3,8 tömeg%). Így a végtagok a következőképp oszlanak meg: Ilm_{0,82-0,86}Gk_{0,12-0,14}.

A Sab38 xenolitban az SMI-tartalmú ilmenitek hasonló összetételt mutatnak és viszonylag jelentős mennyiségben tartalmaznak MgO-t és MnO-t (2,7-3,5 tömeg%, és 0,7-1,2 tömeg%), így a végtagok megoszlása Ilm_{0,83-0,87}Gk_{0,1-0,13}.

5. Olvadékszárványok főelemösszetétele

Az olvadékszárványok üvegének főelemösszetétele a gazdaásványtól függetlenül hasonló. A SMI totál értékei 100%-tól kisebb mindhárom gazdaásvány esetében (plagioklász, klinopiroxén és ilmenit), a következő értékekkel: 97,0±0,9 wt. % (Mi26; Pl; n=49); 96,7±1,4 wt. % (Sab38; Pl; n=5); 95,0±1,0 wt. % (Mi26; Cpx; n=10); 95,6±0,3 wt. % (Sab38; Cpx; n=6); 98,9±1,0 wt. % (Mi26; Ilm; n=9); 98,3±0,8 wt. % (Sab38; Ilm; n=11).

A totál alkália-szilícium diagramon (1. ábra) ábrázolva a kőzet-üvegek összetételét plagioklász és klinopiroxén gazdaásványokban

csapdázódott szilikátolvadék-zárványok esetében trachitos-dácitos-riolitos összetételt mutat. Az ilmenitekben csapdázódott szilikátolvadék-zárványok kőzetüvegének összetétele a trachibazaltostól a trachidácitos összetételig változik.

6. Kőzetalkotó ásványok nyomelem összetétele

Mind az SMI-tartalmú és mind az SMI-mentes plagioklászok nyomelemeloszlása mindkét xenolitban hasonló (2a,b,c. ábra). A B, La, Sr és Eu csúcscsal jelenik meg, míg a Th, Ce és Zr esetében minimum látható (2a. ábra). Kisebb különbségek adódnak, pl. a Ba esetén, ami csúcsként jelentkezik az SMI-mentes plagioklászban, míg az SMI-tartalmú plagioklászban a csúcs az U-nál figyelhető meg. A Mi26 xenolit plagioklászai (mind a SMI-mentes mind a SMI-tartalmú szemcsék) Nb szegénységet mutatnak a Sab38 xenolithoz képest, amiben a SMI-mentes plagioklászok esetében a Ta-nál jelentkezik a minimum. A Mi26 xenolitban mind a SMI-tartalmú, mind pedig a SMI-mentes plagioklászokban Pb pozitív, a Ho negatív anomáliával jelentkezik, míg a Sab38 xenolit plagioklászai a Sr pozitív, az Y negatív anomáliát mutat. A plagioklászok esetén a Ho utáni elemek elemzése a kis koncentrációk miatt bizonytalan, ezért a Y, Er és Lu anomáliák nem értelmezhetőek. A ritkaföldfémek La-Lu-ig (Ho-ig) fokozatos kimerülést mutatnak, némi dúsulással az Eu környékén (2b ábra). LIL elem gazdagodás is megfigyelhető, amit a pozitív B és Rb anomália jelez (2c ábra).

A klinopiroxének sokkal egységesebb nyomelem mintázatot mutatnak, mint a plagioklászok (2d,e,f. ábra). Mindkét xenolitban mind a SMI-tartalmú és mind az SMI-mentes klinopiroxénben is pozitív anomália figyelhető meg B, U, Ce, Nd és Sm esetén, míg minimumot mutat Ba, Sr és Eu esetén (2d. ábra). A ritkaföldfémek eloszlása a Sm-nél gyenge dúsulást mutat (2e. ábra). Különbség figyelhető meg a SMI-tartalmú és a SMI-mentes klinopiroxének között: a Mi26 xenolit klinopiroxénjeiben nagyobb mennyiségben jelenik meg a Ba és az Pb, mint a Sab38 granulit klinopiroxénjeiben (2f. ábra).

7. Olvadékszárványok nyomelem összetétele

Minden SMI nyomelem összetétele közel azonos lefutású a gazdaásványtól függetlenül (2g,h,i. ábra). Rb, U, La esetén minden esetben pozitív, míg Sr esetén negatív anomáliát lehet megfigyelni (2g. ábra). A RFF koncentráció lefutása La-tól Lu-ig folyamatosan csökkenést mutat (2h. ábra). A LIL elemek gazdagodást mutatnak, ami főleg a Rb esetében feltűnő (2i. ábra).

8. Fluidum-kőzet kölcsönhatás

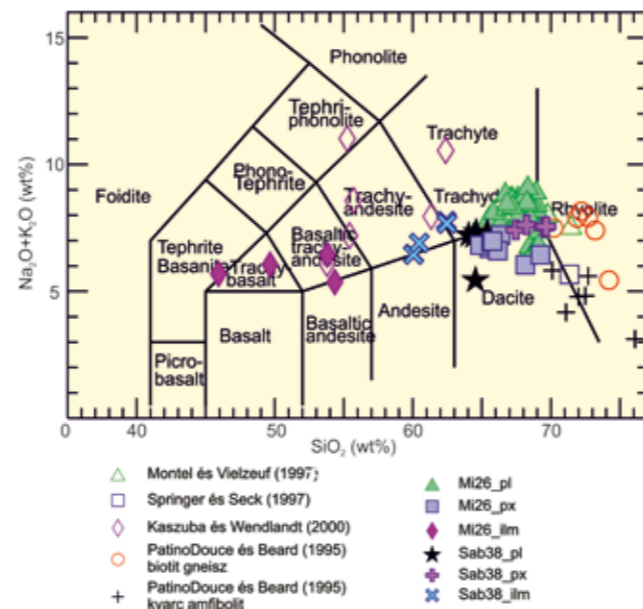
A Sab38 granulit klinopiroxén-plagioklász ér részében világos szöveti felülbélyegzés látszik, ami az eredeti gránát-granulitos ásványtársulást érte, amit a gránát eltűnése jelez. Az ilmenit-klinopiroxén±plagioklász összenövések az ér közelében reakcióra utalnak, amely a titanit és a perkoláló olvadék között játszódott le. Szövetileg a két plagioklász generáció - ami az érben jelenik meg - mutatja, hogy az SMI-mentes plagioklászok relikv ásványként jelennek meg az újabb, SMI-tartalmú ásványok mellett, azaz még a korábbi granulitos ásványtársuláshoz tartoznak, míg az SMI-tartalmú plagioklászok a fluidum-kőzet kölcsönhatás közben keletkeztek.

A Mi26 granulitban a fluidum-kőzet kölcsönhatást az SMI-

tartalmú klinopiroxén-plagioklász ásványegyüttessel jellemzett domének reprezentálják. Ezekből a doménekből hiányzik a gránát, és távolabb is csak beöblösödő, atoll-szerű szimplektitesedett reliktumokat találunk. Ez azt sugallja, hogy az SMI-tartalmú új plagioklászok és klinopiroxének kisebb nyomáson, már a gránát stabilitási mezéjén kívül képződtek. Ugyanezt a nyomáscsökkenést erősítik meg a még granulitos domének erősen szimplektitesedő gránatreliktumai is (Török, 2005). A klinopiroxén-ilmenit-plagioklász összenövésék megjelenése, ami a Sab38 granulitban a klinopiroxén-plagioklász erek mellett van, illetve a Mi26 granulitban az SMI-tartalmú domének közelében, azt mutatja, hogy kis mennyiségű olvadék beszivárgott a falközetbe és kölcsönhatásba lépett azzal. Az itt megjelenő plagioklászok a leginkább anortitos összetétellel jellemezhetők. Ez a Ca-többlet jöhetett a titanitból, valamint a nyomáscsökkenés miatt széteső gránátból is (Johannes, Koepke, 2001). Az SMI-tartalmú, újonnan keletkezett plagioklászok (mind a klinopiroxén-plagioklász érben, mind a klinopiroxén-plagioklász doménekben) jellemezhetők a legnagyobb albittartalommal, ami a beszivárgó trachidácitos-dácitos-riolitos olvadék Na-tartalmának tudható be. A piroxének főelem-összetételében szintén különbség mutatkozik a szöveti helyzet alapján. A Sab38-as mintában a falközetben megjelenő klinopiroxének Al_2O_3 -tartalma nagyobb, mint az újonnan keletkezett SMI-tartalmú klinopiroxéneké. Ez annak köszönhető, hogy a klinopiroxének a nyomás növekedésével a stabilitás megőrzése érdekében több Ca-tschermak komponenszt építenek be (Newton et al., 1977). Ez szintén azt mutatja, hogy a fluidum-közet kölcsönhatás kisebb nyomáson történt, mint ami az eredeti gránát-granulit stabilitási mezeje volt.

A TAS diagramon ábrázolva a különböző olvadékok összetételét és a feltételezett forrásukat - kísérleti munkák alapján - jól látszik (1. ábra), hogy a klinopiroxénekben és plagioklászokban csapdázódott riolitos-dácitos olvadék keletkezhet biotit-kvarc-plagioklász ásványtársulású metagrauwacke vagy gneisz, esetleg kvarc-amfibolit parciális megolvasztásával (Vielzeuf, Montel, 1994; Montel, Vielzeuf, 1997; Patinó-Douce, Beard, 1995), vagy mafikus granulit parciális megolvasztásával is (Springer, Seck, 1997). Az ilmenitben csapdázódott olvadékok kőzetüvegének összetétele olyan kompozíciókhoz esik legközelebb, amelyek alkáli bazalt olvasztásával "állíthatók elő", ha CO_2 és H_2O is jelen van (Kaszuba, Wendlandt, 2000). Az irodalomban jelzett nyomelemdatok azt sugallták, hogy egy, az alsókéreg eredetű száraz granulitos kőzetekben általában karakterisztikus Eu, B és Cs kimerülés várható (Leeman, Reid, 1992), csakúgy, mint a LIL elemek kimerülése granulitokban. Az utóbbi jellemvonást általában a felzikus magmás protolittól örökölte át a granulit, és ez a jel granulit fáciesre jellemző olvadék-kivonódás során csak kevésbé változik (Rollinson, Tarney, 2005). Az általunk vizsgált mintákban csapdázódott SMI-k gazdagodtak Cs-ban, B-ban és főleg Rb-ban az eredeti gránát granulitához képest, ami egy LIL elemekben gazdag olvadék jelenlétére gyaníthatja. Ilyen olvadékok általában a szigetivekre jellemző magmák, ahol a LIL elemek a nagyobb fluid áramláshoz kapcsolódnak (Saunders et al., 1991), hiszen a LIL elemek fluidum mobilisak és így szükségképpen az olvadék fázissal mozognak együtt. A LIL elemekben való gazdagodás azt is jelzi, hogy a vizes olvadék eredetileg egy víztartalmú ásványfázis olvadásához köthető (pl. biotit és/vagy amfibol), főleg az olvadékok relatív nagy K_2O és Na_2O -tartalma miatt. Ehhez képest a granulit fáciesű ásványtársulás LIL elemekben kimerülést mutat. Ez a devolatilizációhoz köthető, amely egy általános jelenség a granulit fáciesű kőzetek parciális olvadása esetén (Rollinson, Tarney, 2005). A klinopiroxének nyomelemei közül a B és a ritkaföldfémek for-

dulnak elő az átlagos alsókéreg összetételhez képest nagyobb koncentrációban, valamint az SMI-tartalmú klinopiroxénekben dúsult a Cs, Rb, Th és U-ban az SMI-mentes klinopiroxénekhez viszonyítva, ami azt mutatja hogy ezek az elemek az olvadék fázissal kompatibilisek, és hogy a fluidum-közet kölcsönhatás során az eredetileg kimerült granulit újra-gazdagodott a fluidmobilis elemekben. Ez az újra-gazdagodás azonban inkább lokális volt az olvadék vándorlásához kapcsolódott az alsókéregben, amit az olvadékszárványok más Bakony-Balaton-felvidéki granulit xenolitokban való hiánya is sejtet, a fenti petrográfiai és geokémiai bizonyítékok mellett.



1. ábra – Totál alkália – szilícium (TAS) diagram a Mi26 és Sab38 xenolitokból származó plagioklászban, klinopiroxénben és ilmenitben csapdázódott szilikát-olvadékszárványok kőzetüvegének főelem-összetételének bemutatására. A szilikátolvadékszárványok kémiai összetétele kitöltött szimbólumokkal van jelölve, míg az összehasonlításra szolgáló kísérleti munkák eredményei kitöltetlen jelekkel szerepelnek.

10. Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA 79943 sz. projektje (TK) keretében végezzük.

Irodalomjegyzék

- Johannes, W., Koepke, J. (2001): Austrian Journal of Earth Sciences, **48**, 581–590.
 Kaszuba, J.P., Wendlandt, R.F. (2000): Journal of Petrology, **41**, 363–386.
 Leeman, W.P., Sisson, V.B., Reid, M.R. (1992): Geochimica et Cosmochimica Acta, **56/2**, 775–788.
 Montel, J.M., Vielzeuf, D. (1997): Contributions to Mineralogy and Petrology, **128**, 176–196.
 Newton, R.C., Charlu, T.V., Kleppa, O.J. (1977): Geochimica et Cosmochimica Acta, **41**, 369–377.
 Patinó-Douce, A.E., Beard, J.S., (1995): Journal of Petrology, **36**, 707–738.
 Rollinson, H. R., Tarney, J. (2005): Lithos, **79**, 61–81.
 Rudnick, L.R., Gao, S. (2003): 3.01 - Composition of the Continental Crust, 1–64, In: Treatise on Geochemistry, Vol. 3: The Crust.
 Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney, J. (1991): Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A **335**, 377–392.
 Springer, W., Seck, A.H. (1997): Contribution to Mineralogy and Petrology, **127**, 30–45.

Török, K. (1995): Acta Vulcanologica, **7/2**, 285–290.

Vielzeuf, D., Montel, J.M. (1994): Contributions to Mineralogy and Petrology, **117**, 375–393.

1. ábra: Totál alkália – szilícium (TAS) diagram a Mi26 és Sab38 xenolitokból származó plagioklászban, klinopiroxénben és ilmenitben csapdázódott szilikát-olvadékszárványok kőzetüvegének főelem-összetételének bemutatására. A szilikátolvadékszárványok kémiai összetétele kitöltött szimbólumokkal van jelölve, míg az összehasonlításra szolgáló kísérleti munkák eredményei kitöltetlen jelekkel szerepelnek.

2. ábra: Diagram sorozat a nyomelemek eloszlásáról az átlagos alsókéreg értékekre normalva (Rudnick és Gao, 2003). Az x-tengelyen a mért elemek vannak feltüntetve, az y-tengelyen a

koncentráció arányok logaritmikus skálában. Az „a”, „b” és „c” diagramokon a SMI-mentes és SMI-tartalmú plagioklászok átlagos alsókéregre normált nyomelemeloszlása látható: „a” - sokelemes diagram, „b” RFF diagram, „c” - LIL elem diagram. Színek: zöld vonal – SMI-mentes plagioklász a Sab38 xenolitban; sárga vonal – SMI-mentes plagioklász a Mi26 xenolitban; kék vonal – SMI-tartalmú plagioklász a Mi26 xenolitban; barna vonal – SMI-tartalmú plagioklász a Sab38 xenolitban. A „d”, „e” és „f” diagramokon a klinopiroxének nyomelem eloszlása látható: „d” sokelemes diagram, „e” - RFF diagram, „f” - LIL elem diagram. Színek: piros vonal – plagioklász gazdaásvány a Sab38 xenolitban; sárga vonal – klinopiroxén gazdaásvány a Sab38 xenolitban; kék vonal – plagioklász gazdaásvány a Mi26 xenolitban; szürke vonal – klinopiroxén gazdaásvány a Mi26 xenolitban.

ISZTRIAI AMPHORÁK ÉS FELTÉTELEZETT NYERSANYAGAIK NEHÉZÁSVÁNYAINAK ÖSSZEHASONLÍTÁSA

Obbágy Gabriella¹, Józsa Sándor¹, Szakmány György¹, Bezeczky Tamás²

¹ ELTE Közéttan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² Institute for the Study of Ancient Culture of the Austrian Academy of Sciences, Austria
e-mail: obbagy.gabriella@gmail.com

1. Bevezetés

Az amphorák a Római Birodalomban mindenhol tömegesen használt egyes élelmiszerek (pl. olívaolaj, bor) nagybani kereskedelmének legfőbb szállítóedényei voltak. Vizsgálatokkal tehát betekintést nyerhetünk az egykori gyártási technológia fejlettségébe, illetve a szállítási és kereskedelmi útvonalhálózat működésrendjébe, ami által az akkori társadalmi és gazdasági viszonyokat is jobban megismerhetjük.

A régészeti legjobban dokumentált amphoragyártó műhely az Isztriai-félsziget déli részén, Fažanában található és a Laecanius család működtette. Az i.e. 10-5 és i.sz. 78 között itt termelt olajat saját készítésű amphorákban, hajókon exportálták Észak-Itáliába és az Alpok-menti provinciákba. Horvátország, Ausztria, Svájc, Szlovénia és Magyarország területéről több mint 50 helyről kerültek elő a műhelyből származó kétepcés amphorák.

2. Korábbi archeometriai kutatási eredmények

A Laecanius-amphorákat már számos régészeti és geológiai vizsgálatnak alávetették. A polarizációs mikroszkóppal végzett összetételi és szöveti vizsgálatok eredményei alapján az edények nyersanyaga és a gyártási technológia tulajdonképpen változatlan maradt a műhely működése során. A röntgendiffrakció (XRD) vizsgálatok szerint az edények kiégetési hőmérséklete 750 és 900 °C közé tehető. A korábbi petrográfiai és mikromineralógiai vizsgálatok során megállapították, hogy az amphorák az Isztriai-félsziget déli felén, felszínen nagy tömegben kinyerhető vörös agyag, az ún. terra rossa, és kevés tengeri üledék keveréke lehetett.

A legújabb petrográfiai vizsgálatok (Szakmány et al., 2013) szerint a fažanai amphorák gyártásához az Isztriai-félsziget közel 2/3-át borító terra rossa és az Adriai-tenger üledéke mellett a félsziget északi felén, és a félsziget közvetlen környezetében elterjedt agyagos-homokos-meszes üledékes kőzetösszetétel – a flis – kőzeteit is felhasználták. A nyersanyagok pontos keverési aránya azonban még nem tisztázott.

3. Vizsgálati módszerek

Az itt bemutatott mikromineralógiai vizsgálatokat újfajta, fordított megközelítéssel végeztük, ami a lehetséges nyersanyagok nehézásványainak pontos feltérképezésével indul. A minta-előkészítés során a területről begyűjtött flis és terra rossa mintákat savazás és nedves szitálás után nehézfolyadékkal leválasztottuk (63-125 µm és 125-250 µm közötti frakció),

majd a kapott nehézásványokból preparátumot készítettünk. A nehézásványok mennyiségi és minőségi meghatározását sztereomikroszkóppal, polarizációs mikroszkóppal és elektronmikroszkóppal végeztük.

4. Eredmények

A nehézásvány-preparátumok vizsgálata alapján megállapítható, hogy a durvább szemcseméretű frakció mindkét esetben főleg antigén opakásvány-szemcsékből áll, a finomabb szemcseméretű részleg viszont annál sokkal változatosabb: a terra rossa mintákat főleg az epidot-csoport tagjai, gránátok és kékes-zöld amfibolok alkotják, míg a flisben epidot és amfibol csak nyomokban található, a króm-spinell viszont jelentős mennyiségű. Kis mértékben mind a flis, mind a terra rossa tartalmaz cirkont, turmalint és rutilt is, ezek alakja és színe azonban alapvetően eltér egymástól. A terra rossára az idiomorf-hipidiomorf, míg a flisre a hipidiomorf-xenomorf megjelenésű ásványok jellemzők. Az egyes ásványok mennyiségi és minőségi eltérései mellett az is megfigyelhető, hogy az összes nehézásvány tömegének aránya a teljes kőzettömeghez képest a terra rossában általában egy nagyságrenddel nagyobb, vagyis körül-belül tízszer akkora, mint a flisben.

5. Következtetések

A nyersanyagok nehézásványainak megismerése után már tudjuk, milyen bélyegeket keressünk az amphorák nehézásványain. A terra rossára és a flisre jellemző karakterisztikus nehézásványok megjelenéséből és a két fő nyersanyagban egyaránt előforduló ásványok eltérő bélyegeinek megfigyeléséből következtethetünk arra, hogy az amphorák egyes ásványai melyik típusú nyersanyagból származnak. A nehézásványok összközethez viszonyított arányát figyelembe véve az is kiszámítható, hogy a nyersanyagokat milyen arányban keverték az amphorák gyártása során.

Az amphorák nehézásványként legnagyobb mennyiségben az epidot csoport tagjait tartalmazzák, ezek nagy valószínűség szerint szinte kivétel nélkül a terra rossából kerültek az edényekbe. A króm-spinell nagy valószínűséggel a flisre utal. A gránát, turmalin, cirkon, rutil és staurolit viszont már mindkét nyersanyagból származhat. Az előzőekben részletezett különbségeik azonban bizonyíthatják eredetüket.

Irodalomjegyzék

Szakmány, Gy., Józsa, S., Bezeczky, T. (2013): Abstract of European Meeting on Ancient Ceramics, Padova, Italy, 64.

A MECSEKALJA-ZÓNA DEFORMÁCIÓTÖRTÉNETI ÉS SZERKEZETI REKONSTRUKCIÓJA EGYEDÜLÁLLÓ KVARCSZEMCSÉK ALAPJÁN

Skultéti Ágnes, M. Tóth Tivadar, Fintor Krisztián, Schubert Félix

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: skulteti.agi@gmail.com

Számos helyen az intenzív deformáció következtében a nyírási zónák kőzetei kiváló repedezett fluidum rezervoárként működnek, így a nyírási zónák kőzeteinek petrográfiai és szerkezeti ismerete kiemelkedő fontosságú. Ezen képződmények többnyire felszíni kibúvásokból, illetve fúrómag minták alapján ismertek, melyek nem szolgáltatnak folytonos információt a nyírási zóna kőzeteiről, míg furadékkanyag nagyobb gyakorisággal rendelkezésre áll az aljzatból.

Az általunk vizsgált terület Magyarország Dél-Dunántúli régiójában, a Mecsek hegység előterében elterülő Mecsekalja-zóna részét képezi. A Szentlőrinc-1 fúrás közel 2 km-es mélységből furadékkanyagot hozott a felszínre, mely lehetőséget nyújt a nyírási zóna képződményeinek átfogó vizsgálatára.

A furadékkanyag minták 80-20% arányban mm-es nagyságrendű ásvány- és kőzetszemcséket, főként önálló kvarcszemcséket tartalmaznak. A kvarc a földkéreg leggyakoribb kőzetalkotó ásványaként széleskörű nyomás és hőmérséklet viszonyok között jelen van. A rendelkezésünkre álló furadékkanyag kvarcszemcséi mikroszerkezetükben információt hordoznak az őket ért deformációs folyamatokról (Passchier, Trouw, 2005). A Raman spektroszkópia lehetőséget nyújt az eltérő mikroszerkezetű kvarcszemcsék, illetve kvarcszemcse domének elkülönítésére. Munkánk során elkülönítettünk három eltérő mikroszerkezeti megjelenésű kvarcszemcsét: egyszéles, unduláló kioltást mutató (T0), alszemcsékre tagolódó (T1), és kisméretű rekrisztallizált szemcsékre tagolódó szemcséket (T2), illetve olyan vegyes szemcséket, melyek a fenti szélső tagok különböző arányú kombinációjából állnak (Skultéti et al., 2014).

A három szélső szemcsét a dinamikus rekrisztalizáció különböző mechanizmusai hozták létre, ennek megfelelően azok eltérő deformációs állapotot képviselnek. Így a T0-T1-T2 által meghatározott spektrális tér egyben egy virtuális deformációs térnek is tekinthető. Mivel minden egyes kvarcszemcse egy kicsit máshol tart a T0-T1-T2 szélső deformációs állapotok által meghatározott deformációs folyamatban, így együtt egy deformációs fejlődési pályát határoznak meg, mely egy adott kőzettérfogatra jellemző. A munkánk során létrehozott virtuális deformációs tér az általunk vizsgált terület deformáció történetének rekonstrukcióját teszi lehetővé.

Az általunk kidolgozott módszer lehetővé teszi képlékeny nyírási zónák azonosítását a kristályos aljzatban egyedülálló kvarcszemcsék mikroszerkezete alapján. Megfigyelhető, hogy a képlékeny nyírási zónák és a geofizikai adatok alapján kirajzolt töréses nyírási zónák egybeesnek, közel azonos mélység intervallumban találhatóak (1. ábra).

Ennek magyarázatára több elképzelés lehetséges, az első elképzelés szerint azt feltételezzük, hogy ezek a képlékeny és töréses nyírási zónák egymástól független deformációs események eredményei, vagyis a korábban kialakuló képlékeny nyírási zónák által létrehozott gyengésségi zónák reaktíválódtak és ezért a töréses nyírási zónák ugyanott jöttek létre.

A második elképzelés szerint azt feltételezzük, hogy a képlékeny

és töréses nyírási zónák összekapcsolódnak, egy deformációs esemény eredményei, vagyis idővel a képlékeny nyírási zónák alakultak át töréses nyírási zónákká. Ebben az esetben ez egy elválasztó vetőnek tekinthető: a képlékenyen deformált mély litoszférabeli képződmények a kontinentális extenzió következtében kiemelkedtek a felettük elhelyezkedő sekélyebb litoszférabeli képződmények alól, így felszín közeli pozícióba kerültek, ahol töréses deformációt szenvedtek (Lister, Davis, 1989). Ennek eredményeként lényegesen eltérő metamorf fokú képződmények kerültek egymás mellé. Ezen szerkezetek jelenléte nem ismeretlen a Pannon-medencében, kialakulásukat többnyire a medence középső-miocén kinyílásához kapcsolódó extenzióval társítják.

Irodalomjegyzék

- Lister, G.S., Davis, G.A. (1989): *Journal of Structural Geology*, **11**, 65–94.
Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. (2005): Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 366 p.
Skultéti, Á., M. Tóth, T., Fintor, K., Schubert, F. (2014): *Journal of Raman Spectroscopy*, **45/4**, 314–321.

A DITRÓI ALKÁLI MASSZÍVUM SZIENITJEINEK U-PB IZOTÓP KORA

Sogrik Edina¹, Batki Anikó²

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

²MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

e-mail: sogrik.edina@geo.u-szeged.hu

1. Bevezetés

A Ditrói Alkáli Masszívum keletkezésének kora természetesen már az eddigi kutatások (Streckeisen, Hunziker, 1974; Anastasiu, Constantinescu, 1979; Pál-Molnár, Árva-Sós, 1995) során is központi kérdés volt. A masszívumban változatos kőzetegyüttes bukkan felszínre az ultrabázitoktól, a gabbrón, dioriton, monzoniton, szieniten át a gránitig, illetve a nefelinszienitig (Pál-Molnár, 1992; Pál-Molnár, 1994a, 1994b, 1994c). A masszívumról alkotott petrogenetikai modellek ezt a kőzettani változatosságot két vagy több egymást követő magmás folyamattal magyarázták (pl. Kräutner, Bindea, 1998; Pál-Molnár, 2000). A K/Ar és Ar/Ar kormeghatározási módszerek a mafikus kőzetek (hornblendit, gabbró) és a szienitek kora között 135 millió év különbséget adtak. A szieniteken teljes kőzetből, valamint biotit és földpát ásványfázisokon mért K/Ar és Ar/Ar adatok (Popescu, 1985; Streckeisen, Hunziker, 1974) pontossága azonban a magmatizmust követő, utólagos metasomatózis hatása (Fall et al., 2007) miatt megkérdőjelezhető.

A masszívum szienitjei gyakran tartalmaznak akcesszórius titanitot, apatitot és cirkont, amelyek U-Pb izotópos kormeghatározási módszerrel pontos koradatokat adhatnak. Jelen munka célja a Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó szienitek titanit, apatit és cirkon fázisain mért U-Pb radiometrikus koradatok ismeretése, valamint a szienitek keletkezési idejének újra értelmezése a kapott vizsgálati eredmények függvényében.

2. Földtani háttér

A Ditrói Alkáli Masszívum a Gyergyói-havasokban (Keleti-Kárpátok) található. Földtanilag a Keleti-Kárpátok négy szerkezeti egysége közül a Központi Keleti-kárpáti takarórendszerhez tartozik (1.A ábra). A főként prealpi metamorfotikból felépülő, nyírással eredetű takarók (Infrabukovinai, Szubbukovinai és Bukovinai), az alpi hegységképződés során keletkeztek (Balintoni, 1997). A masszívum allochton kőzettestként a Bukovinai takaró részét képezi és annak több prealpi kőzetsorozatával, elsősorban a Putna takaró Tölgyesi sorozatával érintkezik (Balintoni, 1997). A komplexumot részben a Kelemen-Görgény-Hargita vulkáni öv neogén-kvarter andezites piroklasztitjai és lávafolyásai, részben pedig pliocén-pleisztocén üledékek fedik (Codarcea et al., 1957; Streckeisen, Hunziker, 1974). Kőzettanilag az É-i és Ny-i részen ultramafikus és mafikus kőzetek (hornblendit, gabbró, diorit), szienitek és gránitok bukkanak felszínre, míg a masszívum központi területén főként nefelinszienitek dominálnak. Mindezen kőzeteket számos telér -lamprofir, tinguit, mikroszienit - szeli át (Batki et al., 2004, 2014).

A szienitek a masszívum É-i, ÉNy-i és DNy-i részén bukkanak felszínre (1.B ábra), keletkezésüket tekintve talán a komple-

xum legkevésbé ismert kőzetei. Már a korábbi kutatási eredmények is rámutattak arra, hogy a különböző szövétű és ásványos összetételű szienit típusokat nehéz genetikailag értelmezni (Streckeisen, 1952; Codarcea et al., 1957; Ianovici, Ionescu, 1964; Anastasiu, Constantinescu, 1977; Jakob, 1982; Pál-Molnár, 2010b). Keletkezésük megértését tovább nehezíti, hogy folyamatos átmenet képeznek a monzonitok és gránitok, valamint a nefelinszienitek között, sőt koruk sem teljesen tisztázott. Pál-Molnár (2010b) szerint a masszívum kőzeteivel kogenetikusak és egy köpeny eredetű bázikus szülőmagma differenciációs termékei.

3. Analitikai módszerek

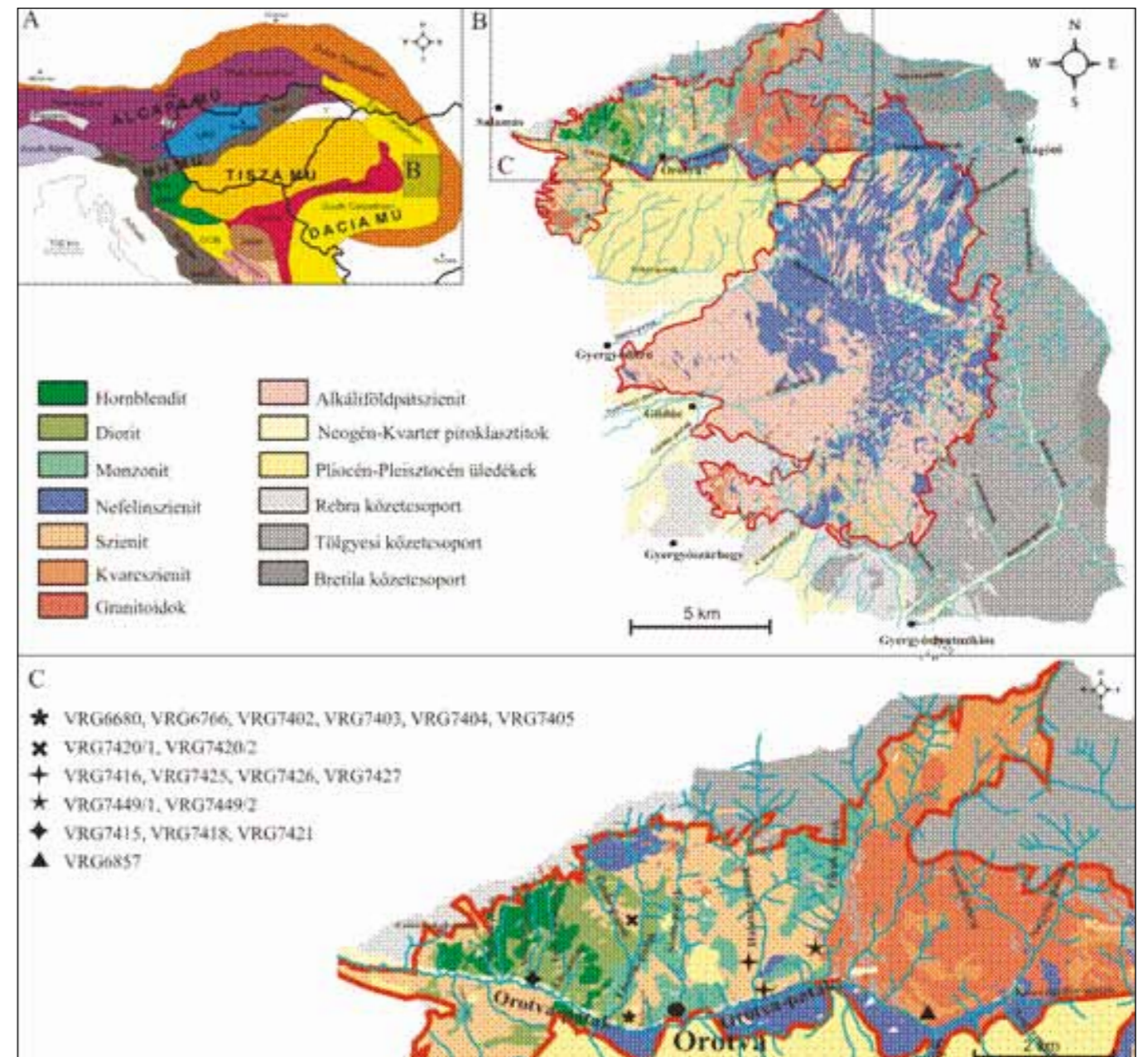
A szieniteket a masszívum északi részéről, az Orotva-patak völgyéből gyűjtöttük (1.C ábra). A kőzetek őrlése és porítása után az ásványfrakciókat mágneses szeparátorral különítettük el. Ezt követően nehézfolyadékos leválasztást alkalmaztunk a nehézásványok dúsításához. Végül kézi válogatással kiválasztottuk a mérésre felhasznált ásványszemcséket.

Izotóp összetétel meghatározás titanit, cirkon és apatit egykristályokból készültek. Az elemzéseket a Frankfurter Johann Wolfgang Goethe Egyetem, Földtudományok Intézet Ásványtani tanszékén végeztük LA-ICP-MS módszerrel. A lézersugár átmérője a titanitoknál 75µm, a cirkonoknál 33µm, az apatitoknál 50µm, míg a kráter mélysége ~15µm volt. A mérések és kiértékelések során a cirkonokhoz a Plesovice és a 91500 standardokat, a titanitokhoz pedig a Namaqualand standardot használtuk.

4. Eredmények

4.1. Kőzettan

A Ditrói Alkáli Masszívum szienitjei holokristályosak, finom és közepes szemcsés, irányított illetve irányítatlan szövétű kőzetek. A hipidiomorf szemcsés ekvigranuláris és inekvigranuláris megjelenés egyaránt jellemző rájuk. Fő kőzetalkotó ásványaik a káliföldpát, a plagioklász, az amfibol és a biotit. A piroxén ritka. Akcesszóriusan megjelenik titanit, apatit, cirkon és magnetit. Másodlagos ásványok az epidot, a muszkovit, a klorit, a kalcit és különböző vastartalmú oxidok és szulfidok (magnetit, hematit, ilmenit, pirit), melyek a mafikus fenokristályok és a földpátok rovására jöttek létre. A kőzetalkotók közül a felzikus elegyrészek dominálnak, míg a mafikus ásványok mennyisége 2-22tf % között változik. Az akcesszórius ásványok mennyisége a szienitekben 0-5tf%. Leggyakoribb közülük a titanit, mely egészen nagy, 3-4mm közötti szemcseméretben is előfordul. Legtöbbször idiomorf kristályalakban, világosbarna színben, gyakran ikresedett szemcsék formájában jelenik meg (2.



1. ábra – Az Alpi-Kárpáti-Dinári régió vázlatos földtani térképe (Pál-Molnár, 2010a); B. A Ditrói Alkáli Masszívum földtani térképe; C. Mintavételi helyek a Ditrói Alkáli Masszívum északi részén

ábra). A kőzetalkotó ásványszemcsék között, valamint biotit, illetve amfibol zárványaként egyaránt előfordul. További gyakori akcesszóriák az apatit és a cirkon. Az apatit szintelen, áttetsző, idiomorf alakban fordul elő, maximum 1mm körüli méretben. A cirkon szintelen vagy rózsaszínes áttetsző, prizmás és lekerekített formájú. Szemcsemérete maximum 1-1,5mm. Mindkettő megjelenik az ásványközi térben, valamint amfibol, biotit, titanit, és földpát zárványaként is (2. ábra).

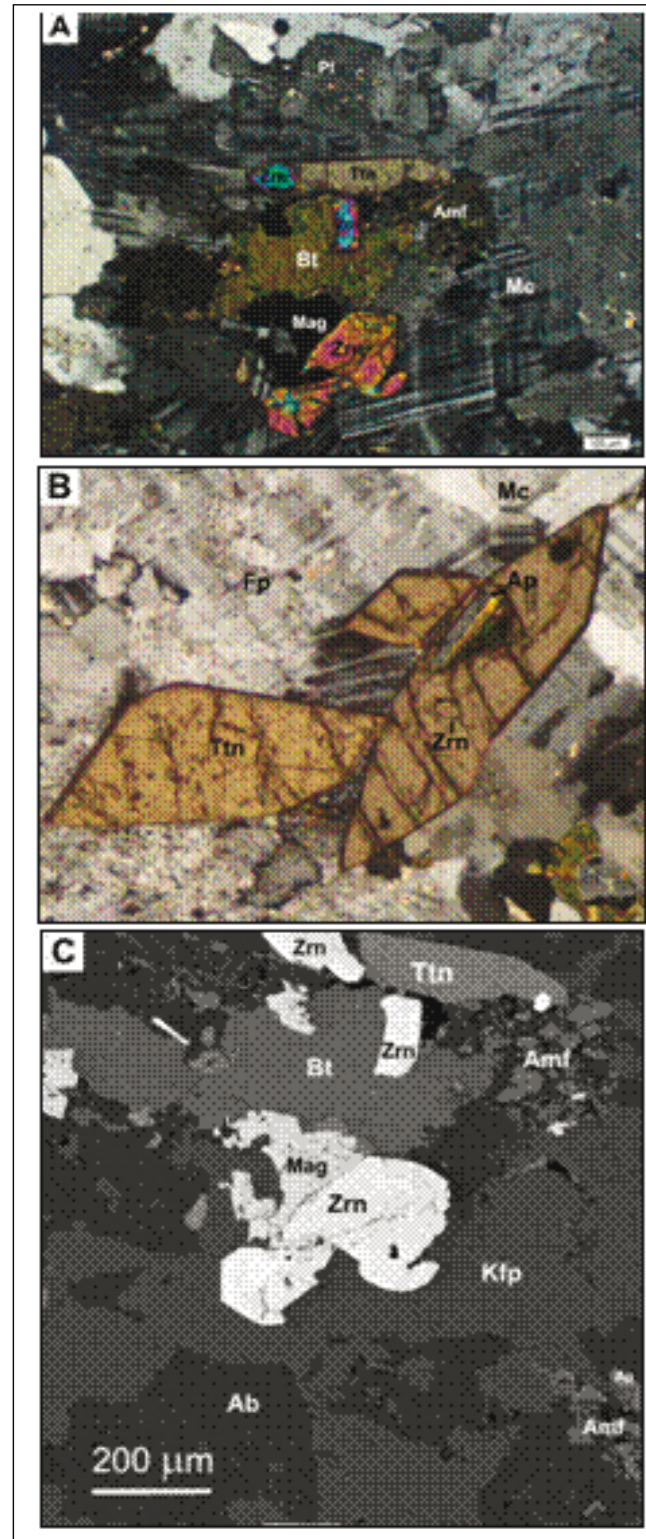
4.2. Koradatok

A Ditrói Alkáli Masszívum északi részén felszínre bukkanó szienitek titanit kristályjaiból 32 db, cirkonokból 41db és apatitokból 7 db U-Pb izotópos elemzés készült. Az Pb tartalom a titanitban 2-7ppm, a cirkonban 2-8ppm, míg az apatitban 3-12ppm. A titanit U tartalma 17-65ppm, a cirkoné 45-481ppm, az apatité pedig 15-89ppm. Az U-Pb kormeghatározás a titanitokra 218,9±1,4 millió évet (3.A ábra), a cirkonokra 218,6±1,3 millió évet (3.B ábra), az apatitokra pedig 218,1±2,3 millió évet adott (3.C ábra).

5. Diskusszió és következtetések

Az első átfogó radiometrikus kormeghatározást a Ditrói Alkáli Masszívum kőzeteiről K/Ar módszerrel Bagdasarian (1972) végezte. Eredményei szerint a mafikus kőzetek kora 196-160 millió év, a nefelinszieniteké 152 millió év, míg a szienitek, granodioritok és gránitok kora 142-121 millió év. A magmatizmust lezáró hidrotermális tevékenység korát 115 millió évben határozta meg. Az ezt követő, teljes kőzetből és különböző ásványfrakciókból, K/Ar és Ar/Ar módszerrel végzett kormeghatározások a masszívum korára hasonló, 200-120 millió év közötti eredményeket adtak (Streckeisen, Hunziker, 1974; Kräutner et al., 1976; Mánzatu et al., 1981). A teljes kőzetből mért Rb-Sr izotóp koradatok alapján szintén változatos eredmények születtek. Popescu (1985) szerint a 200 millió éves ultrabázikus kőzeteket egy 160 millió éves szienit intrúzió követte. Zincenco és munkatársai (1994) a széles tartományban mozgó adatokat újraértelmezte, s a korkülönbséget egy lassú lehülési folyamattal magyarázta, majd a masszívum korát 201 millió évben határozta meg.

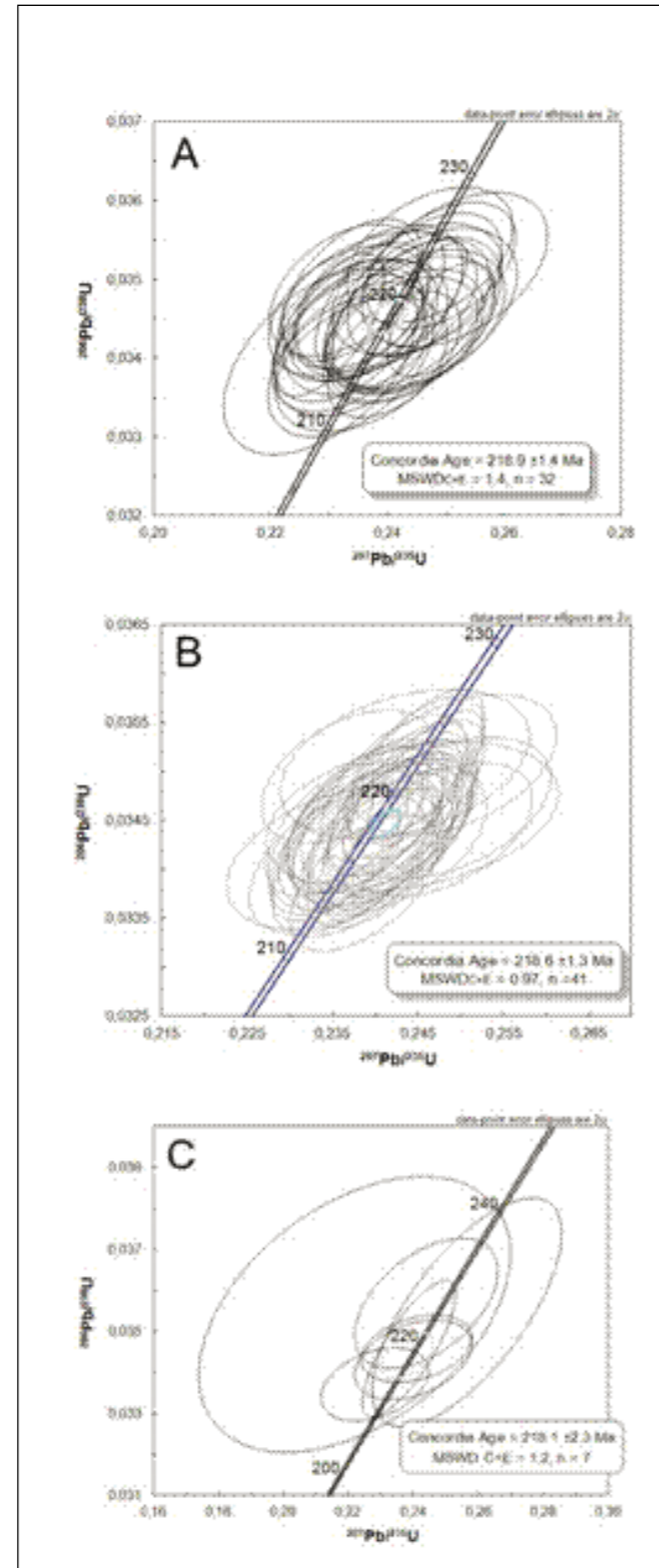
Pál-Molnár és Árva Sós (1995) több mint 30, szeparált hornblendit, biotit, nefelin, és földpátfrakcióból mért K/Ar koradata is körülbelül 100 millió év különbséget adtak a mafikus kőzetek (220–200 millió év) és a szienitek (107–102 millió év) kora között. A hornblendit és gabbró 220–200 millió éves korát erősíti



2. ábra – A. A szienitben előforduló akcesszórius ásványok vékonycsiszolati képe (+N); B. Szienitben található titanit szemcsék benne cirkon és apatit zárvánnyal, vékonycsiszolati kép (+N, 100x); C. A szienitben előforduló akcesszórius ásványok visszaszórt elektron képe
Rövidítések: Ab=albit, Amf= amfibol, Ap=apatit, Bt=biotit, Fp=földpát, Kfp=kálföldpát, Mag=magnetit, Mc=mikroklin, Pl=plagioklász földpát, Ttn=titanit, Zrn=cirkon

Dallmeyer és munkatársai (1997) 2 db Ar/Ar izotópos elemzése is. Pană és munkatársai (2000) a szienitek korát 229 millió évben határozták meg négy cirkon csoporton mért U-Pb izotópos módszer alapján.

A masszívum keletkezését bemutató petrogenetikai modellek (Streckeisen, Hunziker, 1974; Kräutner, Bindea, 1998; Pál-Molnár, 2000; Morogan et al., 2000) elsősorban az eddig felsorolt koradatokra támaszkodnak. A masszívum mafikus kőzetei és a szienitek közötti nagy különbség miatt előtérbe kerültek a két magmás



2. ábra – A Ditrói Alkáli Masszívum szienitjeinek titanit (A) cirkon (B) és apatit (C) egykristályain mért U-Pb izotóp korokat ábrázoló konkordia diagramok

eseményt leíró keletkezési modellek (Pál-Molnár, Árva Sós, 1995; Pál-Molnár, 2000; Pál-Molnár, 2010b), jelen munka eredményei azonban ezt nem igazolják.

A szienitek titanit, cirkon és apatit kristályain mért U-Pb koradatok konzekvensen 218 millió év körüli értéket mutatnak, a cirkon (>900 °C) és az apatit (450 °C) Pb-ra vonatkozó záródási hőmérsékletei közötti nagy különbség ellenére (Cherniak, Watson, 2001; Chamberlain, Bowring, 2000).

A mért U-Pb radiometrikus koradatok alapján kijelenthető, hogy a Ditrói Alkáli Masszívum szienitjei közel egykorúak az ultrabázitokkal, dioritokkal, nefelinszenitekkel, valamint a gránitokkal és a korábbi petrogenetikai modellekkel ellentétben keletkezésük egy magmás folyamathoz kapcsolódik.

Irodalomjegyzék

- Anastasiu, N., Constantinescu, E. (1977): Dări de Seamă ale şedinţelor Institutul de Geologie şi Geofizică, LXIV, 13–36.
Anastasiu, N., Constantinescu, E. (1979): Raport geologic, Arhiva IGP SMS, Manuscript.
Bagdasarian, G.P (1972): Studii şi Cercetării de Geologie, Geofizică şi Geografie, Seria Geologie, **17/1**, 13–21.
Balintoni, I. (1997): Cluj-Napoca, Carpatica
Batki, A., Pál-Molnár, E., Bárdossy, A. (2004): Mineralogica-Petrographica. Szeged, **45/2**, 21–28
Batki, A., Pál-Molnár, E., Dobosi, G. Skelton, A. (2014): Lithos, **200–201**, 180–196.
Cherniak, D.J, Watson, E.B. (2000): Chemical Geology, **172/1–2**, 5–24.
Chamberlain, K.R., Bowring, S.A (2000): Chemical Geology **172**, 173–200
Codarcea, A., Codarcea, D.M., Ianovici, V. (1957): Buletin Ştiinţific, Secţia de Geologie şi Geografie, **11/3–4**, 385–446.
Dallmeyer, R.D., Kräutner, H.G., Neubauer, F. (1997): Geologica Carpathica, **48/6**, 347–352.

- Fall, A., Bodnar, R.J., Szabó, Cs., Pál-Molnár, E. (2007): Lithos, **95**, 331–345.
Ianovici, V., Ionescu, J. (1964): Studii şi Cercetării de Geologie, Geofizică şi Geografie, Seria Geologie, **9/2**, 417–422.
Jakab, Gy. (1982): Teza de doctorat, Universitatea Alexandru Ioan Cuza, Iaşi, Manuscript.
Kräutner, H.G., Kräutner, Fl., Tănăsescu, A., Neaţu, V. (1976): Un exempleles Carpatice Orientales. Annuarul Institutului de Geologie şi Geofizică, **50**, 167–229.
Kräutner, H.G., Bindea, G. (1998): Slovak Geological Magazine, **4**, 213–221.
Mănzatu, S., Vájdea, E., Romanescu, O., Iosipenco, N. (1981): Arhiva IGG Bucureşti, Manuscript.
Morogan, V., Upton, B.G.J., Fitton, J.G. (2000): Mineralogy and Petrology, **69**, 227–265.
Pană, D., Balintoni, I., Heaman, L. (2000): Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, **XLV/1**, 79–89.
Pál-Molnár, E. 1992: Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, **33**, 67–80.
Pál-Molnár, E. (1994a): Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged, **34**, 95–109.
Pál-Molnár, E. (1994b): MTA SZAB, Manuscript, 2–45.
Pál-Molnár, E. (1994c): MTA SZAB Kiadványai, Szeged, 86 p.
Pál-Molnár, E., Árva Sós, E. (1995): Acta Mineralogica-Petrographica. Szeged, **36**, 101–116.
Pál-Molnár, E. (2000): SZTE ÁGKT, Szeged, 172 p.
Pál-Molnár, E. (2010a): In: Szakáll S., Kristály F. (Eds.), Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania. Sepsiszentgyörgy, Csíkszereda, 33–43.
Pál-Molnár, E. (2010b): In: Szakáll S., Kristály F. (Eds.), Mineralogy of Székelyland, Eastern Transylvania, Romania. Sepsiszentgyörgy, Csíkszereda, 63–88.
Popescu, G. (1985): Arhiva GEOLEX Harghita, Miercurea Ciuc, Manuscript.
Streckeisen, A. (1952): Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **32**, 251–309.
Streckeisen, A., Hunziker J.C. (1974): Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **54**, 59–77.
Zincenco, D., Petrescu, M., Popescu, C., Prodănescu, I, Zincenco, C. (1994): Arhiva Bucureşti, Manuscript.

TEFRA RÉTEGEK JELLEMZÉSE A PULAI ALGINIT RÉTEGSORBAN

Soós Ildikó¹, Harangi Szabolcs^{1,2}, Lukács Réka^{1,2}, Németh Károly³

¹ MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem Közéttan-Geokémiai Tanszék, Budapest

³ Volcanic Risk Solution, Massey University, Új-Zéland

e-mail: ildiko.soos14@gmail.com

A Bakony-Balaton-felvidék alkáli bazalt monogenetikus vulkáni területén található pliocén korú Pula maar leginkább az egykori maar tóban képződött alginit rétegek, valamint az ott talált ősmaradványok miatt vált ismertté. Németh et al. (2008) az alginit rétegsor középső részén egy 35 cm vastag, vékony tefra laminából álló egységet írtak le, amit a maar tóban lezajló hullámszerű turbidites áthalmazási eseményhez kötöttek.

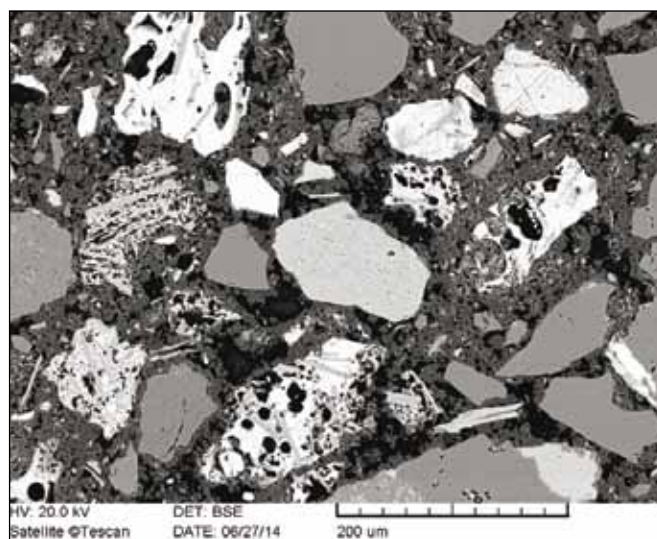
Az alábbiakban e különleges egység tefra lamináit jellemezzük, különös tekintettel az üvegszilánkok megjelenésére és kémiai összetételére. A terepi megfigyelések és a begyűjtött kézipéldányokból készült vékonycsiszolatok részletes tanulmányozásával 37 tefra laminát különítettünk el, amelyek jól nyomon követhetők a feltárás hosszában.

A tefra laminák egy része párhuzamos településű, alsó kontaktusuk általában éles, felső pedig némileg diffúz. Több esetben normál gradáció figyelhető meg. Vastagságuk néhány tized millimétertől 15-20 milliméterig változik. Az egység alsó és felső részén a tefra laminák deformált, konvolut megjelenésűek. A tefra laminákban üde üvegszilánkok figyelhetők meg változó relatív mennyiségben. Ezek mellett gyakoriak a tört kristályok (elsősorban kvarc és muszkovit (>90tf%), ami mellett jóval kevesebb (<10 tf%) kalcit és dolomit, helyenként klinopiroxén és plagioklász). A juvenilis törmelékek között 4 típust különítettünk el: (1) kristályszegény, karéjos peremű, kevés hólyagüreget tartalmazó üde üvegszilánkok; (2) kristályszegény, blokkos megjelenésű, hólyagüreget nem tartalmazó üde üvegszilánkok; (3) mikrolit kristályban gazdag, hólyagüregeket is tartalmazó üvegszilánkok; (4) majdnem teljes egészében kristályos vulkáni szemcsék. Az üvegszilánkok a BSE képek és a kapott kémiai összetétel adatok alapján üdék, palagonitos átalakulást nem mutatnak. A mikrolitos kristályok többnyire plagioklászok, elvértve jelenik meg klinopiroxén és nagyon ritkán olivin. A hólyagüregek mérete és mennyisége is változó még az ugyanazon rétegen belül található üvegszilánkokban is.

A tefra laminák megjelenésében jellemző különbségek állapíthatók meg: 1) van, amelyikben mind a négy juvenilis törmelék típus előfordul, 2) van, amelyikben csak az 1-típusú üvegszilánk dominál, míg 3) másokban jellemző a kristály törmelék gazdagság, az üvegszilánkok alárendeltek.

Az üvegszilánkok kémiai összetételük alapján három csoportba sorolhatók: trachibazalt és egymástól elkülönülő két fonotefrit csoport. Az utóbbiak esetében jellemző geokémiai bélyeg a magas P_2O_5 (>1 tf%) tartalom, míg a trachibazaltok esetében ez a koncentráció 0.5 és 1.0 tf% között mozog. A két fonotefrit csoport jól elkülönül SiO_2 , MgO, CaO, Al_2O_3 és alkália tartalomban. Figyelemre méltó, hogy az SiO_2 -szegény fonotefrites üvegszilánkok egyetlen, a rétegsorban jól elkülöníthető, vezérszintként is tekinthető tefra laminát jellemez az egység középső részén, míg a másik fonotefrites üvegszilánk populáció az egység felső részén lévő tefra laminában jelenik meg.

Ebben a laminában újra megfigyelhetők az SiO_2 -szegény fonotefrites üvegszilánkok is. A többi vizsgált tefra lamina mind trachibazaltos üvegszilánkot tartalmaz.



1. ábra – A pulai alginit rétegsorban megjelenő egyik tefra lamina jellemző BSE képe különböző megjelenésű üde üvegszilánkokkal és xenokristályokkal

Előzetes vizsgálati eredményeink alapján a következő fő következtetésekre jutottunk: (1) A tefra laminák jellegzetes, egymástól elkülönülő tulajdonságot mutatnak, ami megnyilvánul az elválló üvegszilánk kémiai összetételben, az üvegszilánkok alaki megjelenésében és relatív mennyiségében, továbbá a kapcsolódó kristálytörmelékekre. Mindez felveti azt a lehetőséget, hogy a tefra laminák jórészt elsődleges leülepedésű, hullott piroklasztos üledékek, amelyek távolabbi vulkánok robbanásos kitéréséből származhatnak. (2) Az üvegszilánkok megjelenése és a kapcsolódó idegen eredetű kristályok elsősorban freatomagmás kitérés mechanizmust sejtetnek. (3) A tefra laminák korrelációja környező bazalt vulkánok anyagával hozzájárulhat a kitérés kor pontosításához, az heves robbanásos kitérés eddig nem dokumentált disztális üledékeinek azonosításához, ezáltal tefra vezérszintek kijelöléséhez, továbbá esetlegesen egy időben működött vulkánok kimutatásához.

Irodalomjegyzék

Németh, K., Goth, K., Martin, U., Csillag, G., Suhr, P. (2008): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 441–456.

ÚJ MAGYARORSZÁGI ÁSVÁNYFAJOK A DUNA PLEISZTOCÉN KAVICSÖSSZLETÉBŐL ÉS FÖLDTANI JELENTŐSÉGÜK

Spránitz Tamás, Váczi Benjámín, Józsa Sándor

Eötvös Loránd Tudományegyetem Közettan-Geokémiai Tanszék, Budapest
e-mail: spratom.elte@gmail.com

A pleisztocén kor nagy eljegesedései és a glaciálisok közötti időszakok nagy felszínformáló hatást gyakoroltak többek között a Kárpát-Pannon térségben is. A magasabb térszínre jellemző nagymértékű lepusztulás eredményeként keletkező törmelékanyag a sík területeken rakódott le. A Dél-Pesti-síkság kavicsösszlete ezt a törmelékanyagot képviseli, amelynek eredete, szállítódási módja és iránya, a kavicsstakaró szerkezete a XIX. század vége óta foglalkoztatja a kutatókat. Mindezek megismerése hasznos információkkal szolgál a korabeli folyóhálózatnak és felszínalakító tevékenységének a megismeréséhez, amiből klimatikus viszonyokra is lehet következtetni. A kavicsösszletben található kőzetek forrásterületének meghatározására a petrográfiai vizsgálatok kitűnően alkalmasak. A ritka, különleges kőzetek pontos származási területe könnyebben lehatárolható. A Dunavarsány - Délegyháza környéki kavicsbányákban ezt a pleisztocén kavicsanyagot bányásszák. Feküjét pannon tavi és mocsári üledéksor képviseli, míg a fedője jól osztályozott holocén eolikus képződményekből áll. Az általunk vizsgált dunavarsányi kavicsanyag a litosztratigráfiai jól kijelölhető Pestvidéki Kavics Formációhoz, annak Csepeli Tagozatához tartozik, amely a Budapest, valamint Százhalombatta-Ócsa és Adony-Dabas közötti területen 8-35 km szélesen követhető a Duna bal partján. A túlnyomórészt durvakavics mérettartományba tartozó frakción kívül elszórtan fél méteres átmérőt is meghaladó, gyakran teljes mértékben szögletes kőzetblokkok is előfordulnak. A vizsgálódásunk céljára kiválasztott két különleges, Magyarországon eddig le nem írt és vizsgált ásványfázisokat tartalmazó kőzetcsoport a klinohumitos dolomitos márvány és a dumortierites gneisz. Ez a márványfajta eddig egyetlen nagy kőzetblokkként került elő a dunavarsányi kavicsbányában. Fő ásványfázisai a klinohumit mellett a dolomit, kalcit, olivin, spinell, apatit, tremolit, klorit és flogopit. A gneisz minták két típusba sorolhatók. Az egyik típus a kőzetalkotó

kvarc, földpátok és biotit mellett andaluzitot, sillimanitot és muszkovitot tartalmaz, amelyek között a dumortierit többnyire elszórtan helyezkedik el. A másik típusú gneiszben nem található andaluzit, a dumortieritek egy, a kőzetben megjelenő durvább szemcsés pegmatitos érben helyezkednek el, több mm-es cordieritek társaságában. A petrográfiai vizsgálatok mellett Raman-spektroszkópiával azonosítottuk a karakteres ásványfázisokat, majd pásztázó elektronmikroszkópos elemzést végeztünk. Ezen vizsgálatok és a vonatkozó szakirodalmak alapján az ausztriai Wachau térsége bizonyult a legközelebbi lehetséges lepusztulási területnek. Az említett terület Duna menti feltárásaiból (Loja, Ebersdorf-Klein-Pöchlarn) begyűjtött mintáinkat korreláltuk a dunavarsányi mintákkal. A kutatás során így igazolni tudtuk, hogy az általunk vizsgált dunavarsányi mintaanyag származási helyének valóban a fent említett terület feleltethető meg. A klinohumitot tartalmazó márvány és a dumortieritet tartalmazó gneiszek a Cseh Masszívum ausztriai részén megtalálható bonyolult litológiai kőzetsorozatokhoz tartoznak, előbbi a Drosendorf, utóbbi a Gföhl Gneisz egységhez.

A kiválasztott minták nagy mérete (márvány esetében 80, gneiszek esetében átlagosan 30 cm-es átmérő), durvakavicsokhoz képest gyenge koptatottsága, valamint a forrásterülettől számított több mint 300 km-es légvonalbeli távolság alapján a klasszikus folyóvízi görgetve szállítás kevésbé bizonyul elképzelhetőnek. Mindez a már több szerző által felvetett folyóvízi jég általi szállítódás valószínűségét erősíti. Elképzeléseink szerint a pleisztocén enyhébb, kevésbé fagyos időszakaiban a Duna völgyét szegélyező hegyekről, sziklákról, a felszínen fellazult és kimozdult, esetleg hosszabb-rövidebb szárazföldi szállításon is átesett kisebb nagyobb kőzetdarabok, kőzettömbök a folyó vastag jegére gurultak, hullottak. Ezután már a folyóvízi jégen „utaztak, tutajoztak” tovább, és olvadtak ki később az Ős-Duna alsóbb szakaszain.

„ZÖLDKŐ” NYERSANYAGÚ CSISZOLT KŐESZKÖZÖK NYERSANYAGÁNAK AZONOSÍTÁSI LEHETŐSÉGEI, KORLÁTAI MAGYARORSZÁGI LELETANYAGOKBAN

Szakmány György¹, Bendő Zsolt¹, Péterdi Bálint²

¹ ELTE TTK Közéttan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² MFGI Földtani és Geofizikai Gyűjteményi Főosztály, Budapest

e-mail: gyorgy.szakmany@geology.elte.hu

1. Bevezetés

Az őskori csiszolt kőeszköz lelet együttesekben világszerte jelentős szerepe van a zöld színű vagy zöldes árnyalatú nyersanyagokból készült kőeszközöknek. Így van ez Kárpát-medencei leletanyagokban is. Számos kőzettípusból készült kőeszköz tartozik ide, úgymint a kontakt metabázitok, a nagynyomású metaofiolitok (Na-piroxenitiek és eklogit), a nefrit, a serpentin, a zöldpala, egyes amfibolit típusok és a hornfels.

Előadásunk fő témaköréi a kontakt metabázitok, a különböző típusú nagynyomású metaofiolitok és a nefritek. Ezeket az archeometriai irodalom korábban és összefoglalóan „zöldpala” vagy „zöldkő” technikai néven említette, ugyanakkor egyre inkább igény van a pontosabb kőzetnéven történő említésre velük kapcsolatban.

Jelenlétük kiemelten gyakori a magyarországi „zöldkő” nyersanyagú csiszolt kőeszközök között, elsősorban a Dunántúlon, de megtalálhatók a Dunától keletre eső őskori leletanyagokban is. Ezeknek a „zöldkőeknek” a vizsgálata azért kiemelkedő fontosságú, mert nyersanyaguk a Kárpát-medencében nem található meg. Egyes esetekben a nyersanyag forrásterülete jelentős, akár 1000 km-t is meghaladó távolságban található.

A „zöldkő” nyersanyagú kőzeteknek egymáshoz nagyon hasonló megjelenésük ellenére számos változatuk létezik, amelyeket finomszemcsés szövetség miatt makroszkóposan nem egyszerű elkülöníteni egymástól. Az egyes típusok elkülönítését gyakran nehezíti, hogy az ép kőeszközök kizárólag roncsolásmentesen vizsgálhatóak, roncsolásos vizsgálatok csak az erősen sérült példányokon végezhetők.

A fentiek miatt vizsgálataink során az ép kőeszközök esetében kizárólag roncsolásmentes eljárásokat használtunk, egyes töredékes eszközök esetében a petrográfiai mikroszkópos módszert is alkalmaztuk elsősorban a roncsolásmentes vizsgálatok eredményeinek pontosítása érdekében. Az alapvető vizsgálatokon kívül (lupe, sztereomikroszkóp, MS mérés) elsősorban az ELTE Közéttan-Geokémiai Tanszékén kifejlesztett „eredeti felszín vizsgálati módszerre” támaszkodtunk (Bendő et al., 2012, 2013). Ez a vizsgálat teljesen roncsolásmentes módon teszi lehetővé a kőeszközök szöveti tulajdonságainak és ásványkémiai összetételének vizsgálatát. Teljes kőzet kémiai vizsgálatokat a szintén teljesen roncsolásmentes PGAA segítségével végeztünk (Szakmány et al., 2011).

Előadásunk a bemutatott kőeszköz típusok összetétele, szöveti jellegzetességeik, a tulajdonságok hasonlósága – különbsége mellett kiemelten foglalkozik a felhasznált módszerek lehetőségeivel, korlátaival.

Elsősorban a makroszkópos, a polarizációs mikroszkópos és a roncsolásmentes elektronmikroszkópos vizsgálati módszerekkel megfigyelhető tulajdonságokkal, illetve azzal, hogy ezek használata mennyiben és hogyan járul hozzá az egyes zöldkő típusok elkülönítéséhez, nyersanyaglelőhelyük lehatárolásához vagy akár azonosításához.

2. Nyersanyag típusok

2.1. Kontakt metabázitok

A kontakt metabázitokból készült kőeszközök nagy területen elterjedtek voltak Közép és Kelet-Közép Európában, a neolitikumban és a rézkorban (Christensen et al., 2006). A hosszú, túszerű amfibolkristályok egymást átszövő hálózata rendkívüli szívósságot kölcsönöz a kőzetnek, ami az említett terület egyik legjobb minőségű munkaeszközévé tette (2. ábra). Ez indokolja igen nagy területű elterjedését is, ami a „Železný Brod” típus esetén különösen nagy, a forrástól 600-700 km-re is megtalálhatók ilyen nyersanyagból készült kőeszközök. Még a kisebb elterjedésű „Želešice” típus is gyakran 200-400 km-re jutott el a forrásrégiótól.

Ezek a kőzetek kontakt (termális) metamorfózis során jönnek létre bázisos összetételű kisteknites metamorfitek (pl. zöldpala) és magas hőmérsékletű magmás hatótestek érintkezési felületén.

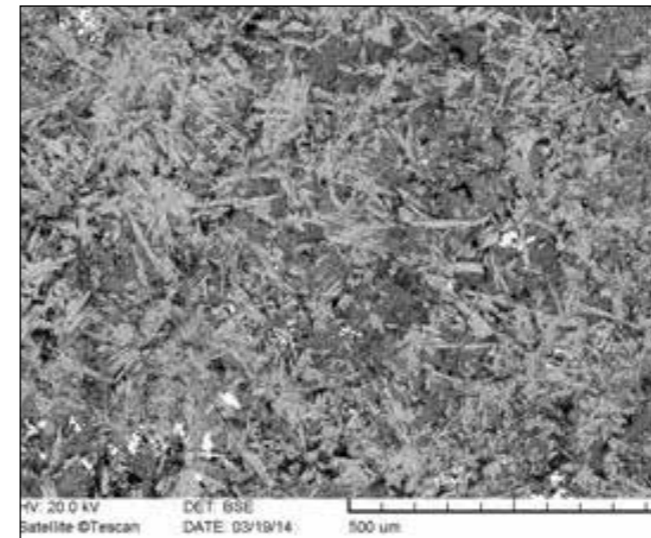
Archeometriai szempontból fontos előfordulási területeik a Cseh masszívum északi (Krkonoše-Jizera Kristályos Egység) valamint déli részén (Želešice) vannak (Šída, Kachlík, 2009).



1. ábra – Rézkori, nagyon szép kidolgozású „Železný Brod” típusú nyersanyagból készített kőeszköz egy alsónyékű vezérsírból (#3060, Zalai-Gaál et al., 2011).

A kontakt metabázit nyersanyagú kőeszközök elsősorban a Dunántúlon, annak is az északi részén nagyon gyakoriak (1. ábra), valamivel ritkább, de még mindig jelentős észak-keleten, legkisebb mennyiségben pedig az Alföld délkeleti területén fordul elő. A két nagy dunántúli kőeszköz-gyűjtemény (Mihálydi és Ebenhöch gyűjtemények) több száz kontakt metabázit nyersanyagú kőeszközt tartalmaz (Füri et al., 2004; Friedel et al., 2008, 2011).

Ezeknek a kőzeteknek a szövete egymáshoz nagyon hasonló, elkülönítésük az ásványfázisok, és azok összetétele alapján lehetséges. A két leggyakoribb típus („Železný Brod” ill. „Želešice” típusok) elkülönítése a mágneses szuszeptibilitás alapján is lehetséges, utóbbi jelentősen magasabb MS értéket mutat a nagy magnetit-tartalma miatt (Bradák et al., 2009; Szakmány, 2009).



2. ábra – Az 1. ábrán bemutatott kőeszköz szöveti képe visszazórt elektronképen. Jól láthatók a kőzetet hálózatosan átszövő nyúlt amfibolok, amiknek a szívósságát köszönheti.

2.2. Nefrit

Esztétikus megjelenése (3. ábra) és az egymást átszövő vékony szálaból álló, tömött szövet (4. ábra) biztosította szívóssága kiváló csiszolt kőeszköz nyersanyaggá teszi a nefritet, ezért széles körben elterjedt nyersanyag volt Európában, a neolitikumban és a rézkorban, annak ellenére, hogy a nefrit-testek kis mérete miatt nem volt nagy tömegben használt nyersanyag (Péterdi et al., 2014).

Magyarországi régészeti leletanyagban nefritet csak viszonylag kis számban, egy kivételtől eltekintve eddig csak dunántúli lelőhelyekről ismerünk (3. ábra).

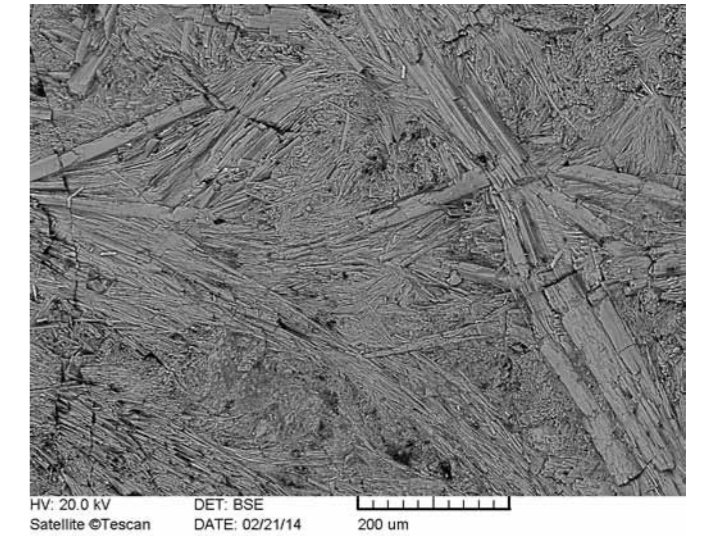


3. ábra – Nefrit nyersanyagú kőeszközök különböző dunántúli lelőhelyekről (bf: Ikervár, ba: Balatonszemes, j: Gérce, Nemeshegy)

3. ábra Nefrit nyersanyagú kőeszközök különböző dunántúli lelőhelyekről (bf: Ikervár, ba: Balatonszemes, j: Gérce, Nemeshegy)

Mivel a Kárpát-medencében és közvetlen környezetében nem ismerünk nefrit-lelőhelyet, így ez a nyersanyag (vagy a késztermékek) biztosan nagy távolságról, luxus-imporként érkezett a mai Magyarország területére. A különböző nefrit anyagú kőeszközök forrásterületének elkülönítését elsősorban irodalmi adatok alapján próbáljuk meg, legfontosabb meghatározó bélyegeik alapján (szín, ásványos és teljes kőzet kémiai összetétel, szöveti megjelenés, jelleg-

zetes mállási, felületi elváltozások). Ezek alapján egy-egy régészeti lelet lehetséges nyersanyagforrásainak száma leszűkíthető, egyes esetekben akár pontosan be is azonosítható. Munkánkat azonban jelentősen megnehezíti, hogy kevés, és sok esetben régi irodalmi adat áll rendelkezésünkre, ráadásul több esetben az irodalomban bemutatott lelőhelyek – a nefritestek meglehetősen kis mérete miatt – már nem találhatóak meg, ill. egyes esetekben el is pusztultak (Péterdi et al., 2014).



4. ábra – Diablasztos szövétű „tisztá” nefrit (Lh: Orci); visszazórt elektronkép.

2.3. Nagynyomású metaofiolitok

Nagynyomású metaofiolit (jade-kő és eklogit) nyersanyagú csiszolt kőeszközök Észak- és Nyugat-Európában széles körben elterjedtek a neolitikumban, ezzel szemben a közép- és kelet-európai leletanyagokban viszonylag kevésbé ismertek (Pétrequin et al., 2011). Az utóbbi időben azonban egyre többet azonosítottunk belőlük magyarországi régészeti leletanyagokban (5. ábra). Ezek általában háromszög alakú, gyakran nyúlt, kisméretű, lapos kőeszközök, színük különböző árnyalatú zöld. A jade-kő anyagúak jelentősen nagyobb számban kerültek elő, mint az eklogitból készültek.

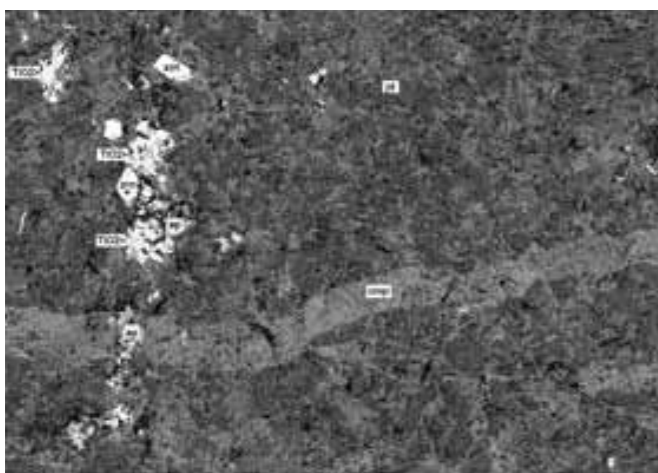
Ezeknek az eszközöknek a többsége ceremonális jelentőséggel bírt, ezért közöttük kiemelkedően sok a nagyon szép, jól polírozott, teljesen ép kőeszköz, melyek esetében kizárólag roncsolásmentes vizsgálatok végezhetőek el.

A Kárpát-medencében ez a nyersanyag típus sem található meg, ami, az eszközök formavilágát is figyelembe véve, arra utal, hogy ezek az eszközök kereskedelmi útvonalakon, késztermékként érkeztek a mostani lelőhelyükre (Szakmány et al., 2013).

A vizsgálati eredmények azt mutatják, hogy a két leggyakoribb elegyrész, a jadeit és az omfacit egymáshoz képest változó arányban fordul elő a kőeszközökben. Ezen túlmenően viszonylag jelentős mennyiségű akcesszórius ásvány (cirkon, monacit, allanit, TiO₂-változat: feltehetően rutil, valamint ritkábban xenotim és barit) is található bennük (6. ábra). Az eklogitban ezen felül gránát jelenik meg. A vizsgált kőeszközök PGAA elemzésével az összes főelem mérhető emellett néhány nyomelemet lehetett kimutatni. Az eredmények azt mutatják, hogy a vizsgált nagynyomású metaofiolitos kőeszközök kémiai összetétele egymáshoz hasonló, de kisebb eltérések azért észlelhetők. Összefoglalva elmondhatjuk, hogy a magyarországi kőeszközök nyersanyagának összetétele hasonló az olaszországi Piedmont területén előforduló elsődleges és másodlagos helyzetű nagynyomású metaofiolitokéhoz (D'Amico et al., 2003; Szakmány et al., 2013).



5. ábra – Kévert omfacitit-jadeitit anyagú kőeszköz Zengővárkonyból (N/81).



6. ábra – Jadeitit anyagú kőeszköz szöveti képe. Az uralkodóan jadeitből álló piroxént vékony omfacitit szegély veszi körül. Ugyancsak láthatók a járulékos elegyrészek (cirkon, apatit, TiO_2 változat), valamint egy omfacitból álló ér is (Gorzsá-11 minta).

3. Konklúzió

Több mint száz magyarországi kőeszközt vizsgáltunk meg, melyek jelentős részben pontosan dokumentált ásatásokból származnak, kisebb részük pedig szórványlelet. Az itt bemutatott kőeszközök nyersanyagai jól ismert geológiai lelőhelyekről származnak.

A kontakt metabázitok jelentős része a mai Csehország két lelőhelyéről származik (Krkonosé-Jizera Kristályos Egység északon ill. Želešice délen).

A nagynyomású metaofiolitok a mai Olaszország északnyugati területeinek hegyvidéki területeiről (Mon Viso, Voltri), illetve az ezek lepusztulásából származó, a hegylábaknál és a Pó-síkságon felhalmozódott üledékekből kerültek ide.

Az eddig megvizsgált nefritek több nyersanyagforrásból származnak, legtöbbször forrása valószínűleg a lengyelországi Jordanów (Alsó Szilézia). Egyes leletek nyersanyagához leginkább a svájci Oberhalbstein (Graubünden kanton) területén található nefrit előfordulások anyaga hasonlít (7. ábra). Néhány lelet nyersanyagforrását még nem sikerült azonosítani.

Eredményeink azt mutatják, hogy a „zöldkő” kőeszközök vizsgálatánál a nyersanyag típus meghatározásánál csak több, egymást kiegészítő vizsgálati módszer együttes használata adhat megfelelő eredményt. A módszerek közül a roncsolásmentes elektronmikroszkópos „eredeti felület vizsgálatok” kiemelkedő jelentőségűek, de ezeket a petrográfiai mikroszkópos vizsgálatok még inkább pontosíthatják. Ezeket kiegészítve más módszerekkel végzett vizsgálatok (pl. mágneses szuszceptibilitás vizsgálatok, kőzetkémiai összetételi elemzések, röntgendiffrakciós vizsgálatok, Raman-spektroszkópia stb.) további értékes információkkal pontosíthatják az eredményeket. További fontos eszköz a nyersanyag lelőhelyek azonosítására, pontosítására egyes potenciális nyersanyaglelőhelyekről gyűjtött geológiai minták roncsolásos, nagy pontosságú vizsgálata.

Fontos kiemelni, hogy a roncsolásmentes vizsgálati módszerekkel



7. ábra – A régészeti lelőhelyek és a nyersanyaglelőhelyek. Zöld körök: Dunántúl, Alattán, Gorzsa.
1a: Krkonosé-Jizera Kristályos Egység (CZ)
1b: Želešice (CZ)
2a: Mon Viso, Susa, Orco, Aosta (I)
2b: Voltri (I)
2c: Nagynyomású metaofiolitokat tartalmazó üledékek (I)
3a: Gogolów-Jordanów Masszívum (PL)
3b: Oberhalbstein (CH)

kapott eredmények általában nem érik el a roncsolásos vizsgálatok pontosságát, ráadásul a roncsolásmentes vizsgálati eszköztár meglehetősen szűkös a hagyományos, roncsolásos vizsgálatokkal szemben. További korlátozó tényező, hogy számos potenciális lelőhely nincs, vagy csak részlegesen került eddig feldolgozásra (modern) közettani és geokémiai módszerekkel. Ezeknek a lelőhelyeknek a kinyomozása, azonosítása, elégtelen szakirodalmi adatok híján meglehetősen nehézkes.

Köszönetnyilvánítás

Munkánkat az OTKA K 100385 sz. pályázata támogatta. Szeretnénk köszönetet mondani Kasztovszky Zsoltnak, T. Biró Katalinnak, Kristály Ferencnek és Zajzon Norbertnek munkánkhoz nyújtott értékes segítségükért.

Irodalomjegyzék

- Bendő, Zs., Oláh, I., Péterdi, B., Horváth, E. (2012): 39th International Symposium on Archaeometry, 136.
Bendő, Zs., Oláh, I., Péterdi, B., Horváth, E. (2013): Archeometriai Műhely, **10/1**, 51–66.
Bradák, B., Szakmány, Gy., Józsa, S., Přichystal, A. (2009): Journal of Archaeological Science, **36**, 2437–2444.
Christensen, A.M., Holm, P.M., Schuessler, U., Petrasch, J. (2006): Applied

Geochemistry, **21/10**: 1635–1655

D’Amico, C., Starnini, E., Gasparotto, G., Ghedini, M. (2003): Periodico di Mineralogia, 17–42.

Füri, J., Szakmány, Gy., Kasztovszky, Zs., T. Biró, K. (2004): Slovak Geological Magazine, **10**, 97–104.

Friedel, O., Bradák, B., Szakmány, Gy., Szilágyi, V., T. Biró, K. (2008): Archeometriai Műhely, **V/3**, 1–11.

Friedel, O., Bradák, B., Szakmány, Gy., Szilágyi, V., T. Biró, K. (2011): In: Turbanti-Memmi, I. (Ed.): Proceedings of the 37th International Symposium on Archaeometry, 2008, Siena, Italy, 211–219.

Péterdi, B., Szakmány, Gy., Judik, K., Dobosi, G., Kasztovszky, Zs., Szilágyi V., Maróti

B., Bendő Zs., Gil, G. (2014): Geological Quarterly, **58/1**, 181–192.

Pétrequin, P., Errera, M., Cassen, S., Gauthier, E., Hovorka, D., Klassen, L., Sheridan, A. (2011): Acta Archaeologica Academiae Scientiarum Hungaricae, 62, 243–268.

Šída, P., Kachlík, V. (2009): Journal of Geosciences, **54**, 269–287

Szakmány, Gy. (2009): Archeometriai Műhely, **6/1**, 11–29

Szakmány, Gy., Kasztovszky, Zs., Szilágyi, V., Starnini, E., Friedel, O., Biró, K. T. (2011): European Journal of Mineralogy, **23**, 883–893.

Szakmány, Gy., T. Biró, K., Kristály, F., Bendő, Zs., Kasztovszky, Zs., Zajzon, N. (2013): Archeometriai Műhely, **10/1**, 83–92.

Zalai-Gaál, I., Gál, E., Köhler, K., Osztás, A. (2011): Mitteleuropas, 63, Varia Neolithica, **7**, 65–83.

A GYŰRŰFŰI RIOLIT FORMÁCIÓ KŐZETTANI JELLEMZÉSE A GYŰRŰFŰ ÉS DINNYEBERKI KÖZÖTTI FELSZÍNI FELTÁRÁSOK ALAPJÁN

Szemerédi Máté¹, Varga Andrea¹, Lukács Réka^{2,3}

¹ Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

³ Szegedi Tudományegyetem ÁGKT „Vulcano” Kutatócsoport, Szeged

1. Bevezetés

A dél-dunántúli, nagy vastagságú paleozoos rétegsorban a permii Gyűrűfői Riolit Formáció az egyetlen vulkáni kőzetasszociáció. A Mecsek nyugati előterében, Gyűrűfű községtől D-re, pleisztocén lösz és pannóniai képződmények alól kibukkanó „kvarcporfir” (nem hivatalos paleovulkáni elnevezés az átalakult riolitokra) tömbök hosszú ideje ismertek voltak (Szederkényi, 1962; Fülöp, 1994). A múlt század második felének uránérckutató fúrásai alapján sikerült a formáció felszín alatti elterjedését is behatárolni. A dél-dunántúli előfordulások a következők: Nyugat-Mecsek, a Villányi-hegység északi előtere, a Máriakémed–Bári vonulat és az ún. Batai terület (Barabásné Stuhl, 1988).

A nyersanyagkutató jelentésekben és az ezekre épülő összefoglaló tanulmányokban a nyugat-mecseki felszíni feltárásban a Gyűrűfői Riolitot lávakőzetként dokumentálták (Szederkényi, 1962; Barabásné Stuhl, 1988; Fülöp, 1994) annak ellenére, hogy Pantó Gábor már a kutatások korai szakaszában felvetette a piroklasztit (ignimbrit) eredetét. Varga (2009) petrográfiai és geokémiai vizsgálati eredményekre hivatkozva a formáció kőzetanyagában jelenlévő, irányítottan elhelyezkedő, deformált (egykori fiammékra emlékeztető) horzsakövek alapján ismét felvetette a piroklaszt-ár eredetét. Jelen kivonatban bemutatott kutatómunkánk a szükségessé vált reambuláció első fázisát képezi. A felszíni feltárásból származó kőzetanyagból szeparált cirkonkristályok korhatározása, illetve az adatok értelmezése folyamatban van.

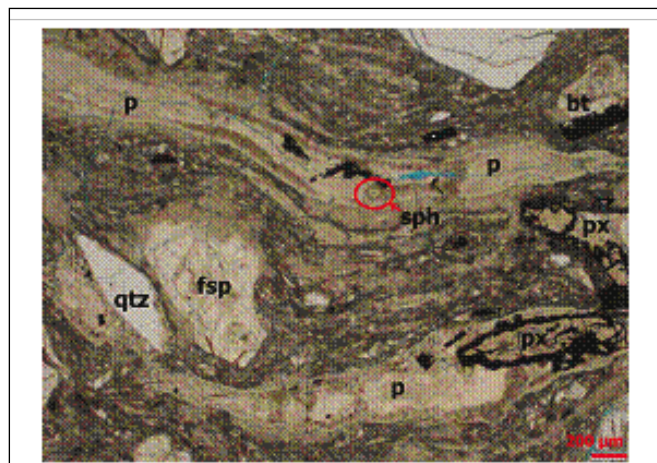
2. Mintagyűjtés

A vizsgált minták gyűjtésére 2012-ben került sor a Nyugat-Mecsekben, a Gyűrűfű és Dinnyeberki települések közötti területen. A kőzetanyag egyrészt a formáció korábban is jól ismert és dokumentált felszíni feltárásából (Gyűrűfűtől délre, az egykori Istenkúti erdészház közeléből) származik, másrészt a Dinnyeberkiből Gyűrűfűre vezető út több pontján, kis kiterjedésű szálkibúvásokból, illetve helyben maradt törmelékből mintáztunk. Az egyes mintavételi helyekhez tartozó kőzeteket mind makroszkópos, mind mikroszkópos kőzettani módszerekkel jellemeztük.

3. A kőzettani vizsgálatok eredménye

A különböző mintavételi helyről származó, szürkéslila színű kőzetek makroszkópos bélyegei a fő fenokristályok típusa és azok mérete, illetve a kristályok és az alapanyag egymáshoz viszonyított aránya alapján megegyeznek a korábbi megfigyelésekkel. Már makroszkóposan szembetűnő azonban, hogy a fő kőzetalkotó ásványok mérete viszonylag széles skálán változik, azok rosszul osztályozottak, gyakran erősen töredezetek, illetve szilánkosak. Gyakoriak továbbá az egymással párhuzamosan futó, fehér színű klasztok, amelyek deformált, átalakult horzsakövek.

A mikroszkópos vizsgálat során számos, a piroklaszt-ár üledékekre jellemző szöveti bélyeget azonosítottunk (1. ábra). Általánosan elter-



1. ábra – A felszíni feltárás (Istenkút) kőzetanyagának mikroszkópos képe (1N)

Rövidítések: p = átalakult, ellapult horzsakövek; sph = szferolit; qtz = kvarc; fsp = földpát; bt = biotit, illetve px = piroxén utáni pszeudomorfózáék

jedtek az erősen átalakult, helyenként kristályokat tartalmazó, nagy hőmérsékleten devitrifikálódott horzsakövek (axiolitos szegéllyel és belsejükben szferolitokkal), illetve valamennyi minta alapanyagában átalakult üvegszilánkok ismerhetők fel.

Az erősen átalakult (devitrifikálódott és agyagásványosodott) permii képződményt a genetikai vizsgálatok érdekében miocén korú piroklaszt-ár üledékekkel (különböző mértékben összesült bükkaljai ignimbritek) szintén összehasonlítottuk.

Eredményeink azt mutatják, hogy a Gyűrűfői Riolit Formáció felszíni feltárásának kőzetanyaga horzsakő- és hamuár üledékként (ignimbrit) rakódott le. A nagy mennyiségű fiammévá vált horzsakövet tartalmazó kőzet tulajdonképpen egy átalakult, összesült, kristálygazdag horzsakőtartalmú lapillitufa. A névadó terület, Gyűrűfű környezetében tényleges lávakőzetet eddig nem sikerült azonosítani, ami a litosztratiográfiai megnevezés átgondolására hívja fel a figyelmet.

Ez a munka a PD 83511 számú OTKA téma és az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj (BO/27/11) támogatásával készült (VA). Lukács Réka kutatómunkája a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 Nemzeti Kiválóság Program című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

Irodalomjegyzék

Barabásné Stuhl, Á. (1988): MÉV jelentés (J-3278/IV), Pécs.

Fülöp, J. (1994): Akadémiai Kiadó, Budapest.

Szederkényi, T. (1962): MÉV jelentés (J-0100), Pécs.

Varga, A. (2009): Doktori (PhD) értekezés, ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest.

SAVANYÚ PIROKLASZTIT-LÁVA SOROZATOK VULKANOLÓGIAI ÉS GEOKÉMIAI KORRELÁCIÓJA A TOKAJI-HEGYSÉG ÉSZAKI RÉSZÉN

Szepesi János¹, Lukács Réka^{1,2}, Soós Ildikó¹

¹MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

²Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék Vulcano Kutatócsoport, Szeged
email:szepeja@gmail.com

1. Bevezetés

A Tokaji-hegység területe intenzív savanyú (dácit, riolit) és intermediér mészkáli vulkanizmus helyszíne volt a Miocén bádeni-pannon emeleteiben. Bimodalitásának egyediségét a két sorozat közel azonos felszíni elterjedése adja, amely több mint 200 éve vonzza a kutatókat. A vulkáni összetétel rétegtani tagolása, a képződmények részletes leírása a nyersanyagkutatás célfeladatai között az 1960-70-es években valósult meg (Zelenka, 1964; Pantó in Bóczán et al 1966; Perlaki, 1972; Pentelényi, 1972; Gyarmati, 1977). A továbbiakban a terepi adatokra támaszkodva, távérzékelés és légifotó kiértékelés alapján lehatárolták a legfontosabb vulkáni központokat (Zelenka, 2000; Zelenka et al., 2012).

A Tokaji-hegység északi része változatos vulkáni szerkezeteket foglal magába, amely az alaphegység keleti oldalán (Vilyvitány-Füzérkajata) történő felszíni kibukkanása miatt szinte a teljes fejlődéstörténeti spektrumot átfogja (14–11 millió év). A legfontosabb vulkáni központok Zelenka et al. (2012) alapján a következők: a Nagy-Milic rétegvulkáni szerkezet (piroxén-amfibol dácit), Fekete-hegy (riolit) rétegvulkán, a Tolvaj-Hársas lávadómcsoport (riodácit) Telkibánya-Hollóháza kaldera (andezit-riolit). A Hegyköz területén nem különítették el vulkáni centrumot.

Vulkanosztratigráfiai szempontból (Gyarmati, Szepesi, 2007) a felszíni formakincset a szarmata-pannon korú Szerencsi és Vizsolyi Riolituffa, valamint a Baskói és Amadévári Andezit Formáció kőzetei képviselik (1. ábra), a bádeni emeletben képződött Sátoraljaújhelyi Riolituffa és a Füzérkajatai Andezit Formáció kőzeteit az északkeleti hegység rész (Vilyvitány, Felsőregmec, Sátoraljaújhely) feltárásain kívül csak fúrásokkal érték el.

A vizsgált terület centrumában található a Telkibányai érces terület, ahol a Baskói Andezit Formáció piroxén andezit kőzeteiben egy szubvulkáni kőzettest benyomulását szulfidgazdag Au-Ag ércesedés kifejlődése kísérte, amely az elbontási zónákban intenzív kálimetaszomatózissal járt együtt.

2 Problémafelvetés

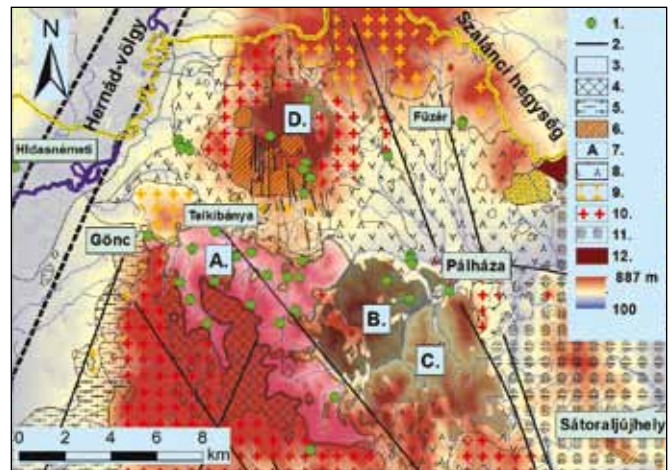
A terepi és fúrásadatok alapján több a vulkanosztratigráfiát érintő kérdés merült fel:

a. A Hernád-völgyben mélyült Hidasnémeti-1 fúrás több szintben tárt fel bizonytalan eredetű tufabetelepüléseket. Korrelálhatóak ezek a felszíni bádeni-szarmata-pannon rétegsorokkal?

b. A terület központi részén található a telkibányai szulfidgazdag Au-Ag ércesedés. A szubvulkáni test fölött megszakad a Hernád-völgy mentén és Hegyközben nagyobb vastagságú ár és hullott

piroklasztit sorozat. Egy vagy különböző centrumból származnak a kifejlődésükben nagyon hasonló képződmények?

c. A kalderaformáló ignimbrit kiterjedéseket (2. ábra) intenzív lávadóm építő tevékenység követte, amelyből kisebb, perlites litoklasztokban gazdag piroklaszt sűrűségárak is képződtek. Területileg van a különbség az egyes lávadóm területek geokémiai jellege között? A piroklaszt sűrűségárak litoklasztjai korrelálhatóak-e a közeli lávadómok anyagával?



1. ábra – A vizsgálati terület vázlatos földtani térképe a geokémiai mintavételi pontokkal

Jelmagyarázat: 1. geokémiai mintavételi pontok, 2. törések; Pleisztocén: 3. kavics, homok, agyag; Szarmata-Pannon: 4. andezit (Amadévári And. F.), 5. ignimbrit (Vizsolyi Riolituffa F.), 6. kálitrachit (Telkibányai Metaszomatit T.), 7. riolit lávadóm csoportok: A: Telkibányai, B: Fekete-hegyi, C: Pálházai D: Hollóháza. 8. hullott tufa és ignimbrit (Szerencsi R. tufa F.), 9. dácit-riodácit (Hollóháza Dácit T.), 10. andezit (Baskói And. F.) Bádeni (összevonva), 11. ignimbrit és andezit (Sátoraljaújhelyi Riolituffa és Vágáshutai Dácit F.); Paleozoikum 12. csillámpala, homokkő, porfiroid (Vilyvitányi Csillámpala, Füzérkajatai Porf. F.).

3. Vizsgálati módszerek

A Telkibányai lávadóm sorozat terepi feldolgozása korábban megtörtént (Szepesi, 2009), a további rétegtani és geokémiai korrelációhoz újabb terepi mintavételezést végeztünk, amely érintette a piroklasztit-láva sorozatok legfontosabb feltárásait (1. ábra, Hegyköz, Abaújvár, Pálháza, Nagybózsza). Lehetőség volt a Hidasnémeti-1. számú fúrás anyagának felhasználásra, amelyhez összehasonlító adatként Sátoraljaújhely, Mikóháza és Vizsoly feltárásaiból tör-



2. ábra – Jellemző piroklasztit-epiklasztit rétegsor a telkibányai Tatár-völgyből
A. ignimbrit; B. paleo völgykitöltő horzsaköves epiklaszt breccsa, a felső részén durva (Ø 10-20 cm) perlit kavicsokkal; C. vulkanogén homokkő- horzsakő tartalmú konglomerátum; D. kovásodott pados vulkanogén homokkő.

tént mintavétel.

A nagy vastagságú (200-300 m) lávadóm sorozatok esetében, mivel ezek valószínűsíthetően több fázisban képződtek, a völgytalpi és tetőszinti részekben egyaránt történt mintavétel. A feldolgozás során a lávák litofáciéseiből, piroklasztitok esetében a litoklasztokból, ahol az anyag megtartása engedte a tufa mátrixból is vékonycsiszolat készült.

A tufasorozat geokémiai elemzése litium metaborátos feltárást követően teljes közetből készültek (Acme Laboratories Vancouver, ICP-MS). A válogatásnál fontos volt az elemzésre került minta homogenitása. A piroklasztitok esetében igyekeztünk litoklaszt mentes mintákat vizsgálni. A lávadóm minták elemzése az MFGI geokémiai laboratóriumában készültek (ICP-AES, ICP-MS). A tufa és lávasorozat geokémiai összehasonlító elemzéséhez több elemes (kondrit és NMORB normált) diagramokat használtunk fel.

4. Fácieskörnyezetek és litofáciések

A vulkáni fáciések vizsgálata döntő jelentőségű az elsődleges és másodlagos vulkáni folyamatok rekonstrukciója szempontjából. A fáciések elrendezésében tapasztalható törvényszerűségek alapján elkülöníthetőek a kürtőközei (proximális) és a távolabbi (disztális) részek. Ezek együtt jellegzetes fációs környezeteket alkotnak, amelyek kifejlődéséből meghatározható a kitörések jellege, a vulkáni felépítmény típusa (rétegvulkáni szerkezet, kaldera), időbeli fejlődése. A savanyú vulkáni kőzetek monografikus feldolgozását – a legfontosabb rétegtani egységek definiálásával és vulkanológiai jellemzésével – Perlaky (1972) végezte el. A nagyobb központok fejlődéstörténeti rekonstrukciója (pl. Vizsolyi tufa, Szerencs riolit kaldera) a proximális és disztális fáciések elkülönítésével hiányos maradt. Lávadóm eredetű piroklasztitokat (sűrűségárak, blokk és hamuárak) a vulkanológia akkori ismeretanyaga alapján nem definiáltak, ezeket az áthalmazott tufák közé sorolták.

A nagytömegű perlités lávadóm kifejlődés miatt több ciklusban folyt nyersanyagkutatás (Telkibánya, Pálháza; Perlaky, 1972; Gyarmati, 1981; Zelenka, 2001, 2006). A perlit és a nem perlit-esedett riolit lávafáciéseket általában külön testekként értelmezték, ezt később vulkanosztatigráfiai is szétválasztották (Kishutai és Pálházi Tagozat). A közelmúltban több kisebb egységen részletes fáciestani vizsgálat történt (Zelenka, 2006; Szepesi, 2009; Németh et al., 2008). A területen a terepi és fúrásadatok alapján összhangban a vulkáni fációsanalízis módszertani publikációval (Cas, Wright, 1987; Németh, Martin, 2007) a 3. ábrán látható fációs környezetek

3. ábra – A vulkáni egységek legfontosabb litofáciési, szöveti jellemzői, előfordulásai

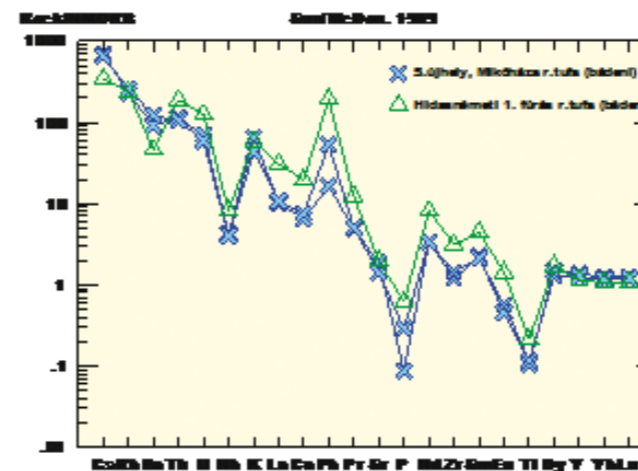
fációs környezet előfordulás	térbeli kapcsolat	proximális fáciések	disztális fáciések	szöveti jellemzők
savanyú lávadómok és lávaárak (Telkibánya Pálháza, Hollóháza, Fekete-hegy csoport)	több szintben kifejlődött láva dóm mezők, tetőszinteken az erózió miatt kürtőig lepusztulva	oszlopos elválású, fluidális, gyakran litofizás riolit, perlit	törmelék dominán-cíájú perlit breccsa (in situ auto breccsa), a tömeges perlit felé fokozatos átmenettel	alapanyag> 90% plag+ +szan+q+bi (amf+gr), riolit: devit-rifkált, mikro-poikilites szferulitos, felites perlit: hidratált horzsás perlités üveg
lávadóm eredetű piroklasztitok Abaújházi-völgy, Tatár-völgy, Kishuta, Nagybózsva	változó vastagságú sűrűségárak, (m-10m) a láva dómok hegylábi részén az egykori völgyekben	nem össze-sült, rosszul osztályozott törmelék vagy mátrix dominanciájú auto-breccsa	finom vagy durvább szemcsés hamutufa, litoklasztokban és horzsakő lapilliben gazdag rétegekkel	litoklasztok perlitok: horzsás, obsz jell, vörös alapanyag> 95 % (plag+q+bi) mátrix: kisebb litoklasztok, kristály és üveg törmelék
hullott tufák és ignimbritok (Abaújházi völgy, Telkibánya Hegyköz,)	nagy vastagságú (m-10 m) litoklasztos hamu és horzsakő ár takarók	rosszul osztályzott nem össze-sült, lito-klasztokban gazdag lapillitufa gáz kifúvási csatornákkal	finomabb szemcsés horzsakő tartalmú hamutufa	litoklasztok (≤cm), horzsakő, obszidián, perlit), mátrix: kristály (q, plag, bi) és horzsakő üveg törmelék
epi-klasztitok szárazföldi: (Abaújházi-völgy, Gönci-patak) sekély tengeri Hidasnémeti-1. fúrás,	völgyekben fluviális meder üledék- sekély-tengeri környezetben lagunáris tufit, agyag	sűrűség árak lekerekített litoklasztjai (perlit, riolit), fluviális mono- vagy polimikt konglomerátum,	közepesen vagy jól osztályozott dácit-riolit lapilli tufa, tufit,	litoklasztok (1-15 cm): görgetett perlit riolit, andezit ellapult, bentonitosodott horzsakövek, karbonát tartalmú mátrix puhatestű életnyomok

különíthetőek el.

5. Geokémiai korreláció

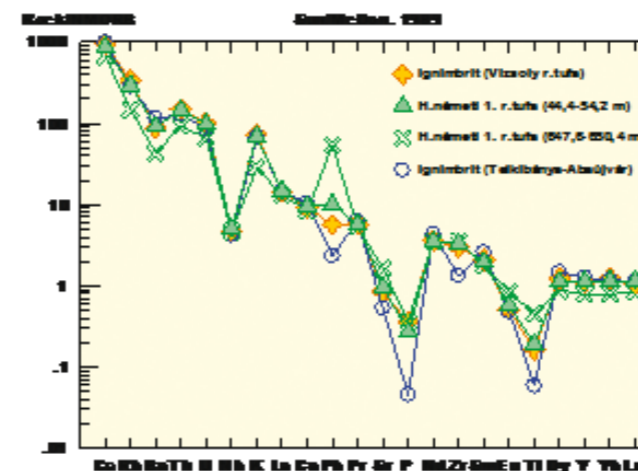
A kőzet sorozat geokémiai alapú osztályozásához sokáig csak főleg adatbázis állt rendelkezésre (Gyarmati, 1980). Később a korszerű petrogenetika alapját képező anyagvizsgálati módszereket (nyom és ritkaföld elemzések, Nd, Pb, Sr, O izotóp vizsgálatok) egyre szélesebb körben alkalmazták, de ezek többnyire a régió olvadék generációs folyamataival foglalkozó átfogó tanulmányok részét képezték (Downes et al., 1995; Seghedi et al., 2004). A Bükkalja területén használt összehasonlító kőzet és ásványkémiai módszerek (Harangi et al., 2005) alkalmazására nem nyílt lehetőség. A hegység területére vonatkozó utolsó geokémiai értékelés, prompt gamma és neutron aktivációs geokémiai adatokkal (Kiss et al., 2010) a savanyú és intermedier vulkanitok petrogenézisét és a hidrotermális működés kapcsolatrendszerét vizsgálta. Egy savanyú vulkáni központ geokémiai alapú vulkanosztatigráfiai tipizálásához adatbázisunk az első a Tokaji-hegységben.

A Hidasnémeti 1. számú alapfúrás a vizsgálati terület Ny-i szélén mélyült. Az 1539 méter vastagságú, döntően sekélytengeri körülmények között felhalmozódott rétegsor, több szintben harántolt savanyú piroklasztit (dácit-riolit tufa, tufit) rétegeket, amelyek közül az 1534-1538 és 1432-1463 méter közöttieket nanofauna alapján az alsó- bádénai emeletbe sorolták be. A hegység K-i oldalán az alaphegységre települő változatos savanyú piroklasztit (lapillitufa) rétegek szintén a bádénai emeletet képviselik, de geokémiai jellegük eltér (4. ábra). A magmintákból mért La_N/Yb_N (8,5-16,4) és az Eu/Eu^* (0,39-0,56) értékek is magasak, míg ugyanezek a mutatók a K-i hegység rész előfordulásai esetében (Sátoraljaújhegy, Mikóháza) a szarmata tufák értékeihez állnak közelebb ($La_N/Yb_N=4,4-5,1$ $Eu/Eu^*=0,24-0,3$).



4. ábra – A Hidasnémeti-1 fúrás bádénai rétegeinek és a Mikóházi és Sátoraljaújhegyi bádénai tufák NMORB-ra normált nyomelem eloszlása

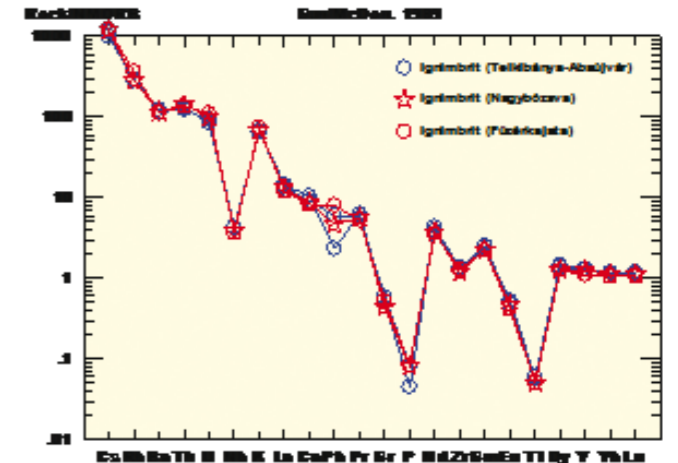
A fúrás legfiatalabb tufaszintje (44,4-54,2 m) egy üde horzsaköves lapillitufa, amelyet korábban Csereháti Riolit tufa Formációba soroltak. A Hernád-völgy szarmata-pannon emeletbeli tér és időbeli kapcsolatrendszerét nézve azonban hozzá legközelebb a Szerencsi Riolit tufa Formáció nyugati hegységperemi (Abaújházi-Telkibánya) előfordulásai találhatóak legközelebb. De akár a Vizsolyi Riolit tufa Formáció ignimbrit takaróinak északi elvégződése is valószínűsíthető. A nyomelem eloszlási adatok (5. ábra) utóbbira utalnak. A



5. ábra – A Hidasnémeti-1 fúrás szarmata-pannon rétegeinek, valamint a Szerencsi és Vizsolyi Riolit tufa Formáció ignimbritjeinek (horzsakő) NMORB-ra normált nyomelem eloszlása

nehezen mintázható, üledékek kevert szarmata tufaszint (647-650m) nem mutatott hasonlóságot a felszíni feltárásokkal (Abaújházi).

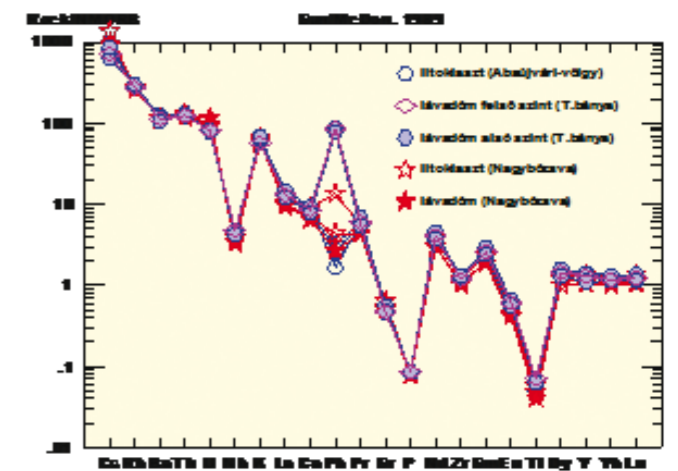
A Tokaji-hegység legutóbbi palaovulkáni értékelése a közelmúltban zárult le (Zelenka et al. 2012). A kutatásunk tárgyát képező északi riolit területen (1. ábra) a lávadóm csoportokat többnyire önálló központokként definiálták, de a Hegyközi tufa területére kitörési centrumot nem jelöltek.



6. ábra – Az ignimbrit előfordulások horzsaköveinek NMORB-ra normált nyomelem eloszlása

A geokémiai elemzések alapján az egymástól távolabb eső (Abaújházi-Telkibánya-Hegyköz) piroklasztit előfordulások horzsaköveinek elemösszetétele nem mutat nagy különbségeket, valószínűleg egy kitörési fázist és ugyanazt a magmatározót képviselik (6. ábra).

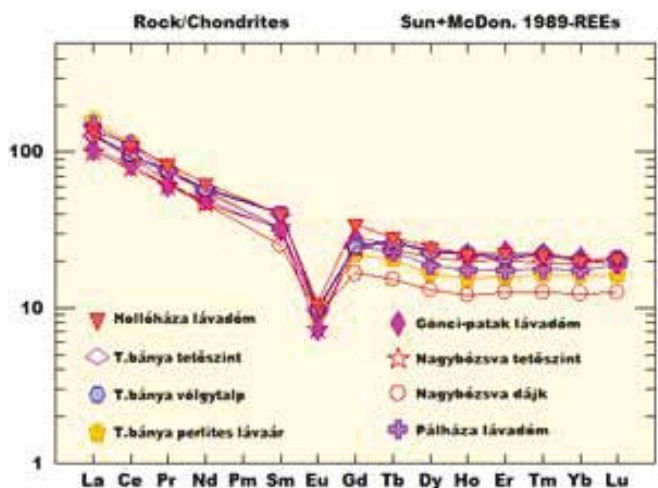
A terepbejárások során nagy vastagságú, korábban áthalmazott tufaként értelmezett litoklasztokban (perlitváltozatok, riolit) gazdag piroklaszt sűrűségárakat sikerült felismerni (Abaújházi-völgy, Nagybózsva, Kishuta). A vékonycsiszolat vizsgálatok megerősítették a litoklasztok (perlitváltozatok, riolit) közeli lávadóm eredetét, amit a geokémia is igazolt (7. ábra). Elterések csak a Pb koncentrációkban jelentkeztek, ahol a Telkibányai lávadómok kiugróan magas (100xNMORB) értékeket adtak.



7. ábra – A piroklaszt ár üledékek litoklasztjainak és közeli lávadómok NMORB-ra normált nyomelem eloszlása

A lávadóm sorozatok nagy területen jellegzetes felszínformáló tényezők a Gönci-patak völgyétől Pálházáig. A publikált radiometrikus adatok több egymást követő dómfázisra utalnak (Pálháza)

13,5, Hollóháza 13,4, Kishuta 1- fúrás 12,0 Telkibánya 11,8-11,2 millió év; Pécskay et al., 1987; Pécskay, Molnár, 2002). Ezt erősítette meg a dómok nyom és ritkaelem mintázata, amely 2 geokémiailag is elkülöníthető csoportba sorolta az elfordulásokat. Az elsőben a könnyű ritkaföldek intenzív dúsulása (La/Yb_N 7,9-9,4) és kisebb nehéz ritkaföldfém koncentrációk mellett az Eu anomália kevésbé markáns ($Eu/Eu^*=0,34-0,45$) (8. ábra). Ide tartozik a pálházai Som-hegy, Páska-tető, a bózsvai dájék és a telkibányai perlitese lavaár. A második homogénebb, nagyobb elemszámú csoportot a telkibányai (alsó és felső szint) és a hollóházi lávadómok alkotják, ahol a nagyobb nehéz ritkaföldfém koncentrációk mellett a könnyű ritkaföldfémek dúsulása már kevésbé kifejezett ($La/Yb_N=5,8-6,6$).



8. ábra – Lávadómok kondritra normált ritkaföld eloszlása

Következtetések

A Tokaji-hegység északi részén nagy vastagságú savanyú piroklasztitot és lávaközet tartalmazó kézetsorozat fejlődött ki a Miocénben (15-9,6 millió év). A bádeni emelet képződésményeit a K-i hegységhez feltárásain kívül csak fúrásokkal érték el. Míg az alaphegységre települő tufaösszletben voltak szárazföldi kifejlődésű fáciesek, ezek a Hidasnémeti-1 fúrás döntően szubmarin rétegsorából hiányoznak. Az elem mintázatban tapasztalható különbségek az eltérő felhalmozódási környezet (szárazföld-sékélytenger) és más forrásanyag lehetőségét is felvetik, ami további vizsgálatokat igényel.

A szarmata-pannon savanyú sorozat (Szerencsi Riolit tufa Formáció) legváltozatosabb kifejlődése a Tokaji-hegység északi részére esik. Ez a Kárpát-medence legnagyobb összefüggő perlit-riolit dominanciájú területe ahol a savanyú lávák felületi kiterjedése meghaladja a 80 km^2 -t, térfogatuk eléri a 100 km^3 -es nagyságrendet. Vastagságuk a Kishuta-1 fúrás rétegsora alapján 600 méter fölötti.

A Föld savanyú vulkáni területeit analógiaként használva ekkora tömegű piroklasztit nagyméretű kaldera (ash flow caldera) szerkezetekhez kapcsolódva kerül felszínre (Taupo – Új-Zéland, La Primavera – Mexikó, Laguna Del Maule – Chile). A regionális feszültségtér és törésrendszer befolyásolta kaldera beszakadást gyakran követi friss olvadék beáramlás, amely felszínen felboltozódáshoz (updoming – resurgence, Cole et al 2005) vezet. A folyamatot poszt- kaldera lávadóm aktivitás és sok esetben intenzív hidrotermális mineralizáció kíséri (Valles kaldera – Új Mexikó, Long Valley – Kalifornia).

Geokémiailag igazolták az érces terület két oldalán található tufaösszletek azonos származását. Így felmerül annak a lehetősége, hogy a piroklasztit előfordulásokat és a lávadóm csoportokat egy nagyobb kaldera szerkezethez (Hernád-völgy-Hegyköz) kapcsoljuk, melynek mérete is ($0\sim 30 \text{ km}$) összhangban áll a nemzetközi analógiákkal. A terület központi részén található a telkibányai szulfid-szegény Au-Ag ércesedés, ahol a szubvulkáni test benyomulása a kalderaképződés követő felboltozódási (resurgence) eseményként értelmezhető. Ennek és a regionális felszínfejlődési viszonyoknak köszönhetően a kalderafenék megemelkedett és az elmúlt 10 millió évben jelentős mértékben erodálódott. Az ércesedés területén a piroklasztit rétegsor lepusztult vagy roncsokban maradt meg. A legfiatalabb lávadóm építő tevékenység (Telkibánya, Nagybózsza) időben párhuzamosan zajlott a hidrotermális elváltozásokkal. Dómokhoz kapcsolódó piroklasztit árákat korábban nem írtak le, de ezek a litoklasztokban gazdag képződésmények jól azonosíthatóak a környező völgyekben és geokémiailag jellegük is nagy hasonlóságot mutat a környező lávatestekkel.

A választott módszerrel egy nagy területet lefedő geokémiailag adatbázist hoztunk létre, amellyel a terepi munka és a fúrásfeldolgozás során felmerült kérdések jelentős részét sikerült megválaszolni. A kaldera szerkezet igazolása további vulkáni fáciestani, geokémiailag és geokronológiai vizsgálatokat igényel majd.

Irodalomjegyzék

- Cas, R.A.F., Wright, J.V. (1987): Allen and Unwin, London, 528 p.
- Cole, J.W., Milner, D.M., Spinks, K.D. (2005): *Earth Science Reviews*, **69**, 1–26.
- Downes, H., Pantó, Gy., Póka, T., Matthey, D.P., Greenwood, P.B. (1995): *Acta Vulcanologica*, **7/2**, 29–41.
- Gyarmati, P. (1977): *MÁFI Évkönyv*, **58**, 1–195.
- Gyarmati, P. (1980): Kézirat. Magyar Geológiai Szolgálat, 120 p.
- Gyarmati, P. (1981): Kézirat. Országos Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, No. 9476.
- Gyarmati, P., Szepesi, J. (2007): Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, 15–44.
- Harangi, Sz., Mason, P.R.D., Lukacs, R. (2005): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **143**, 237–257.
- Kiss, P., Gmélíng, K., Molnár, F., Pécskay, Z. (2010): *Central European Geology*, **53**, 377–403.
- Németh, K., Martin, U. (2007): *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary*, **207**, 1–220.
- Németh, K., Pécskay, Z., Martin, U., Gmélíng, K., Molnár, F., Cronin, S.J. (2008): *Geological Society, London, Special Publications*, **302**, 63–86.
- Pantó, G. (1966): *MÁFI évi jelentése az 1965. évről*, 345–349.
- Pantó, G. (1966): In: Boczán, B., Franyó, F., Frits, J., Láng, S., Moldvay, L., Pantó, G., Rónai, A., Stefanovits, P., M-34-XXXIV Sátorajújhely MÁFI, Budapest, 1–132.
- Pentelényi, L. (1972): Kézirat. MÁFI Adattár, 1–460.
- Perlaki, E. (1972): Kézirat, MÁFI Adattár, 1–256.
- Pécskay, Z., Balogh, K., Székyné, F.V., Gyarmati, P. (1987): *Földtani Közlöny*, **117**, 237–253.
- Pécskay, Z., Molnár F. (2002): *Geologica Carpathica*, **53**, 303–314.
- Seghedi, I., Downes, H., Szakacs, A., Mason, P., Matthew, R.D., Thirlwall, F., Rosu, M.F., Pécskay Z., Marton, E., Panaiotu, C. (2004): *Lithos*, **72**, 117–146.
- Szepesi, J. (2009): *Miskolci Egyetem közleményei, Bányászat*, **78**, 171–193.
- Zelenka, T. (1964): *Földtani Közlöny*, **94**, 33–52.
- Zelenka, T. (2000): *Földtani Kutatás*, **37/4**, 13–17.
- Zelenka, T. (2006): Kézirat. Miskolci Egyetem, 1–41.
- Zelenka, T., Gyarmati, P., Kiss, J. (2012): *Central European Geology*, **55/1**, 49–84.

OLVADÁSI MODELLEK BAZALTOS RENDSZEREKBEK ÉS A NYOMELEMEK VISELKEDÉSE AZ OLVADÁS SORÁN

Taracsák Zoltán^{1,2}, Harangi Szabolcs^{1,2}

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzettan-Geokémiai Tanszék, Budapest

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

e-mail: ursus92@hotmail.com

A felső köpeny részleges olvadásával keletkező bazaltos magmáknak jelentős szerepe van a Föld fejlődéstörténetében. Az elmúlt évszázad második felében több modell született, melyek segítségével az olvadás folyamatát próbálták bemutatni, valamint a keletkező magmák összetételét kvantitatívan meghatározni. A három fő modell az egyensúlyi olvadás, a frakcionációs olvadás (Gast, 1968; Shaw, 1970), valamint a dinamikus (vagy más néven kritikus, vagy folyamatos) olvadás (pl. Langmuir et al., 1977; Maaløe, 1982; Albaréde, 1995). Egyensúlyi olvadás során az olvadék állandó egyensúlyt tart a megolvadó kőzettel, és csak az olvadás befejeztével távozik el az ásványszemcsék közül. Frakcionációs olvadás során az olvadék csak rövid ideig tart egyensúlyt a megolvadó kőzettel, szinte azonnal elkülönül attól, így csak az utolsó olvadékcseppek tartanak egyensúlyt a visszamaradó kőzettel. Később, a sok kisebb olvadékcsoomag összeállhat, egy nagyobb olvadéktömeget képezve (aggregált olvadék). A dinamikus olvadás, az előző két modellel ellentétben már nem pontszerű olvadást feltételez. E modell szerint az olvadás egy úgynevezett olvadási oszlopban megy végbe, melyben a megolvadó agyag felfelé áramlik, miközben különböző olvadási folyamatokon megy keresztül (Langmuir et al., 1977). Ennek következménye, hogy az olvadási oszlopban felfelé haladva egyre nagyobb mennyiségű olvadék van jelen. A dinamikus olvadási modell emellett figyelembe veszi azt is, hogy a forrás rendelkezik egy állandónak tekinthető térfogati porozitással. Ennek következménye, hogy az olvadék csak akkor tud elkülönülni a kőzettől, ha az mennyisége eléri egy adott mértéket (a kritikus tömeg porozitás értékét, Zou, 1998). Ekkor az olvadéknak csak egy része tud távozni a rendszerből, tehát mindig marad vissza olvadék is a szilárd fázis mellett (Langmuir et al., 1977).

A különböző olvadási modellek a keletkező magmák nyomelem összetételére is hatással vannak. A frakcionációs olvadás során az inkompatibilis nyomelemek nagyobb mértékben dúsulnak, mint egyensúlyi olvadás esetén. Az olvadékban az inkompatibilis nyomelemek dinamikus olvadás során gazdagodnak legnagyobb mértékben. Mind a három modell esetén megkülönböztethetünk modális és nem modális olvadást is (előbbi során a megolvadó kőzet modális összetételével megegyező arányában lépnek olvadékfázisba az ásványok, utóbbiban ez az arány eltérő), mely szintén befolyásolja az olvadék nyomelem összetételét.

Célunk a különböző olvadási modellek a magma nyomelem összetételére gyakorolt hatásának bemutatása, valamint annak vizsgálata, hogy milyen hatással lehetnek lokális köpeny heterogenitások (mind kémiai, mind kőzettani jellegű) a keletkező olvadékok összetételére.

Irodalomjegyzék

- Albaréde, F. (1995): *Introduction to Geochemical Modelling*, 543 p.
Gast, P.W. (1968): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **32**, 1057–1086
Langmuir, C.H., Bender, J.F., Bence, A.E., Hanson G.N., Taylor, S.R. (1977): *Earth and Planetary Science Letters*, **36**, 133–156
Maaløe, S. (1982): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**, 43–57
Shaw, D.M. (1970): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **34**, 237–243
Zou, H. (1998): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62/11**, 1937–1945

CO₂-H₂O FLUIDUM INDUKÁLT PARCIÁLIS OLVADÁS A BAKONY-BALATON-FELVIDÉK ALATTI ALSÓ KÉREGBEN

Török Kálmán¹, Kovács István János¹, Németh Bianka^{1,2}

¹ Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest

e-mail: torok.kalman@mfgi.hu

1. Bevezetés

A Bakony-Balaton-felvidéki bazaltokban, illetve bazalt piroklasztitokban több lelőhelyen (Szigliget, Káptalantóti (Sabarhegy), Mindszentkállya, Szentbékkállya, Kapolcs (Áldozótető), Balatoncsicsó (Fenyves-hegy) található mafikus alsó kéreg xenolitok rendkívül változatosak ásványos összetételüket és szöveti megjelenésüket tekintve. A xenolitokban az ásványok többnyire egyenes határral érintkeznek egymással, azaz tipikus szöveti egyensúlyt mutatnak. Azonban nagyon sok xenolitban vannak olvadásos reakciókra utaló OH-tartalmú ásványreliktumok (főleg amfibol, sokkal ritkábban biotit) és nem egyensúlyi szövetet mutató kisebb-nagyobb domének. A parciális olvadás folyamatát és okát vizsgáltuk három összetett mindszentkállai (Bakony-Balaton-Felvidék Vulkáni Terület, BBFVT) granulit xenolitban, ahol üledékes és mafikus magmás eredetű kőzetek kontaktusa és az ott lejátszódó olvadás tanulmányozható. A nem egyensúlyi doméneket és biotit reliktumokat tartalmazó xenolitok szöveti, ásványkémiai, geotermo-barometriai, valamint fluidumzárvány és fluidumtartalom vizsgálata az alsó kéreg fejlődésének fontos állomásait, mint parciális olvadás, olvadék és fluidumvándorlás, fluidum-kőzet kölcsönhatás tárja fel.

2. A vizsgált minták leírása

Három összetett granulit xenolitot vizsgáltunk Mindszentkálláról (Mi-10, 19, 77). Ezek közül a Mi-10-es minta sávozottságot mutat. Az 1. sáv gránát + plagioklász + rutil, a 2. gránát + ortopiroxén + plagioklász + rutil (biotit reliktumokkal gránátban és ortopiroxénben, valamint kvarc zárványok plagioklászban) a 3. pedig gránát + klinopiroxén + plagioklász + ortopiroxén + rutil ásványos összetételt mutat. Mindhárom sávban nagyon gyakoriak a nem egyensúlyi szövettípusok.

A Mi-19 xenolit hasonló sávozottságot mutat, de csak a gránát+plagioklász és a gránát+plagioklász+ortopiroxén tartalmú sáv figyelhető meg. Jellemző viszont, hogy a 2. sávban elkülönül egy gránátban gazdagabb és egy ortopiroxénben gazdagabb sáv. A biotit reliktumok főleg ortopiroxénben találhatók fluidumzárványokkal együtt.

A Mi-77 xenolit nem sávozott, de itt is egy mafikus granulit (gránát, klinopiroxén, ortopiroxén, plagioklász) és egy üledékes eredetű granulit (gránát, plagioklász, kevés spinellel és relikt biotittal) érintkezik egymással.

3. Szöveti vizsgálatok

Az alsó kéreg eredetű xenolitokban számos szöveti bizonyíték, és reakció utal arra, hogy az alsó kéreg kőzetei parciális olvadást szenvedtek. Az alábbiakban összefoglaljuk a legfontosabb, olvadásra és az olvadásához kapcsolódó reakciókra utaló szöveti bélyegeket:

a. Migmatitszerű megjelenés egyes mafikus granulitokban. Egyes mafikus gránát granulitok nagyon heterogén, migmatitszerű megjelenésűek, azaz elkülöníthetünk bennük resztitásványokban (gránát és piroxén) gazdagabb és az olvadékból kivált plagioklászban gazdagabb sávokat. Nagyon gyakran ezekben a felzikus sávokban kikristályosodott ásványok durvább szemcsések, és több bennük a nem egyensúlyi szövetet mutató domén, mint a gránátban gazdagabb resztites jellegű sávokban.

b. A parciális olvadás hatására metapelit, metabázit kontaktuson nagyon gyakran egy gránátban dús gránát-ortopiroxén-plagioklász szirt keletkezik. Ezt a jelenséget megfigyelték laboratóriumi körülmények között (Skjerlie, Patiño-Douce, 1995) és a természetben is, pl. az Ivrea Verbano zónában mafikus és metapelites granulit kontaktusán (Rivalenti et al., 1997). Ez figyelhető meg a Mi-10 és 19 minták sávozott megjelenésében és ásványos összetételében, ahol szintén megjelenik a bázisos és üledékes eredetű granulit között egy gránátban gazdag ortopiroxént és plagioklászt is tartalmazó sáv.

c. Kikristályosodott egykori olvadékzsebek, melyekben az ásványok szemcsemérete jelentősen kisebb, mint a környező kőzetben. Az egykori olvadékzsebekben legtöbbször klinopiroxént és plagioklászt találunk. Ritkábban ortopiroxén, gránát és ilmenit is előfordul. További jellemzőjük a kikristályosodott olvadékzsebeknek a nem egyensúlyi szövet, amely szintén szembeállítható a mátrix egyensúlyi szövetével.

d. Ilmenit - klinopiroxén ± plagioklász ± ortopiroxén szimpлектitek. Az ilmenit – klinopiroxén ± plagioklász ± ortopiroxén szimpлектitek olyan gránátos granulitokban alakultak ki, ahol a titanit, mint jellegzetes akcesszórikus elegeység megtalálható. A titanit reakcióba lép az olvadékkal és a legtöbb esetben ilmenit és klinopiroxén keletkezik. Az ásványegyütteshez gyakran plagioklász és ritkábban ortopiroxén is társul. Esetenként a relikt titanit, illetve elvéve a relikt amfibol is megfigyelhető az ásványegyüttesben.

e. Ásványreliktumok

Az OH⁻ tartalmú ásványok a parciális olvadás során részben vagy egészben átalakultak OH⁻ mentes szilikátokká. Bár a vizsgált mintákban a biotitok a jellemző reliktumok, a BBFVT mafikus granulit xenolitjaiban messze az amfibol a legelterjedtebb OH⁻ tartalmú ásvány. A biotit reliktumokat legtöbbször gránátban, ritkábban ortopiroxénben találhatjuk. Ahol OH⁻ tartalmú ásvány reliktumokat találunk, ott gyakoriak a nem egyensúlyi szövetek is.

A szöveti megfigyelések összefoglalásaképpen elmondhatjuk,

hogy a parciális olvadást a gyakori OH⁻ tartalmú ásványreliktumok mellett a nem egyensúlyi szövetek jellemzik. Ezek a szöveti bélyegek teszik lehetővé a folyamat felismerését egyszerű petrográfiai vizsgálattal, hiszen az alapvetően szöveti egyensúlyt mutató granulitokban kis szigetekként jelentkeznek a nem egyensúlyi domének. Ez alapján már a petrográfiai vizsgálattal meg lehet állapítani, hogy a relatíve finomabb szemcsés nem egyensúlyi domének ásványai fiatalabbak, mint a durvább szemcsés egyensúlyi részek ásványai. A vizsgált mintákban a parciális olvadás során a biotit, kvarc és földpát tartalmú ásványegyüttesekből gránátban gazdag ortopiroxént és plagioklászt tartalmazó resztit jellegű ásványegyüttes jött létre.

3. Fluidumzárvány petrográfia

A vizsgált mintákban megfigyeltünk elsődleges, és másodlagos fluidumzárványokat. A szobahőmérsékleten többnyire egy fázisú fluidumzárványok mérete általában 5-15 µm volt és többnyire egy fázisúak voltak. Ritkábban szobahőmérsékleten két fázisú, folyadékot és gázt is tartalmazó zárványokat is megfigyeltünk. Nagyon sok fluidumzárvány sötét volt, illetve a felnyílás (dekrepitáció) egyértelmű szöveti jeleit mutatta.

Elsődleges fluidumzárványokat találtunk gránátokban, helyenként nagyon nagy mennyiségben. A zárványok főképp a gránátok magjában találhatóak elszórt csoportokban, vagy esetenként álmásodlagos sorokat alkotva. A gránátok szegélye többnyire zárványmentes volt. Elsődleges zárványokat találtunk még ortopiroxénben, biotit reliktumokkal együtt. Másodlagos intergranuláris, illetve transzgranuláris fluidumzárvány sorokat elsősorban plagioklászban figyelhetünk meg, de előfordultak ortopiroxénben és gránátban is.

4. Fluidumzárványok mikrotermometriás és Raman spektroszkópiás mérése

A Mi-10-es és a Mi 77-es mintákban csak a gránátokban találtunk elsődleges fluidumzárványokat, melyekben a fagyasztás utáni melegítés során a szén-dioxidra jellemző -56,6°C-hoz közeli olvadási hőmérsékletek mellett mérhattunk attól jelentősen eltérőket is, egészen -59,1°C-ig. Ez azt jelenti, hogy a -56,6°C-hoz közeli olvadási hőmérsékletet mutató fluidumzárványokban viszonylag tiszta szén-dioxid van, és a többi zárványban pedig a Raman spektroszkópiás mérések alapján 2,5-4,5 mól% nitrogén csökkenti a szén-dioxid olvadáspontját. A két gáz mellett a zárványok 3,3-7,8 mól% vizet is tartalmaznak. A csökkenő olvadási hőmérsékleteknek megfelelően a homogenizációs hőmérsékletek is csökkennek. A homogenizációs hőmérsékletek a Mi-10-es minta esetében -40°C és -53,8°C között vannak, a Mi-77-es minta esetében ennél magasabbakat mértünk, -30 és -22 °C között. A Mi-19-es mintában változatosabb a fluidumzárvány populáció, itt a biotit reliktumokat tartalmazó ortopiroxénekben találtunk elsődleges zárványokat. Ezek az olvadáspontjuk és a Raman spektroszkópia alapján tiszta szén-dioxidot és kevés vizet (0,5-3,1 mól%) tartalmaznak, olvadáspontjuk pedig -56,6 és -56,8°C közé esik.

Másodlagos zárványokat a Mi-19-es mintában észleltünk, több ásványban. Biotit reliktumokat nem tartalmazó ortopiroxénben található másodlagos zárványokban a szén-dioxidra jellemző -56,6°C-hoz közeli olvadási hőmérsékleteket mértünk (-56,6 – - 56,7°C), az elsődleges zárványokéhoz hasonló homogenizációs hőmérsékletek mellett (-33 – - 28,3°C). A grá-

nátban elhelyezkedő másodlagos fluidumzárványok olvadási hőmérsékletei (-56,8 – - 57°C) és homogenizációs hőmérsékletei egy kicsit alacsonyabbak voltak (-38,1 – - 34,2°C), mint az ortopiroxénben mért másodlagos zárványok esetében. Egyes plagioklászokban rengeteg másodlagos, negatív kristály alakú zárványt találtunk. Ezek jelentősen eltértek az ortopiroxénekben és gránátokban talált másodlagos zárványoktól az olvadási hőmérsékletük tekintetében. Jelentős olvadáspont csökkenést mutatott minden egyes mért zárvány (-57,9 – -59,5°C), a homogenizációs hőmérsékletek az ortopiroxénben található másodlagos zárványok homogenizációs hőmérsékleteihez estek közel (-35, 5 – -29°C). A Raman spektroszkópiás mérések szerint az olvadáspont csökkenést főleg szén-monoxid (12 mól%) és egy kevés N₂ (1 mól% körül) okozza. Ezeken felül pedig kb. 7 mól % vizet detektáltunk.

5. Infravörös spektroszkópia

Az infravörös spektroszkópia segítségével sikeresen elemeztük az ortopiroxént és a földpátot a Mi-19-es mintában, illetve az említett két fázist, és a gránátot az Mi-10-es mintában.

A Mi-19-es mintában a víz mennyisége az ortopiroxénekben átlagosan 61±20 ppm. A főbb elnyelési sávok 3565, 3510 és 3395 cm⁻¹-nél találhatóak. A földpát spektrumán nincsenek egyértelműen azonosítható elnyelési sávok, csak a 3550-3600 cm⁻¹ közötti tartományban van egy kisebb váll, amely esetleg utal arra, hogy a földpát szerkezetében kötve is megtalálható a víz. Becslésünk alapján a földpátban 60 ppm körüli mennyiségű víz van.

A Mi-10-es mintában a gránát-ortopiroxén-plagioklász szirtből gránátot, földpátot és ortopiroxént egyaránt elemezni tudtunk. A földpát esetében 262±90 ppm víztartalmat mértünk, amely több a Mi-19 xenolitban találhatónál, azonban az elnyelési sáv itt sem jól meghatározott, hanem széles, diffúz, ami szintén felveti annak a lehetőségét, hogy fluid zárványokban lévő vízből származik. A fluidumzárványokat tartalmazó gránát esetében a legnagyobb intenzitás 3600-3650 cm⁻¹ körül jelentkezik, és a koncentráció 733±250 ppm, azonban itt is származhat a jel egy része fluidumokból. A fluidumzárványokat nem tartalmazó gránátban a víztartalom kimutatási határ alatt van. Az ortopiroxén főbb elnyelési sávjai 3565és 3395 cm⁻¹-nél találhatóak, valamint egy váll is megjelenik 3510 cm⁻¹-nél. A zárványokat nem tartalmazó ortopiroxén víztartalma 84±24 ppm körül alakul.

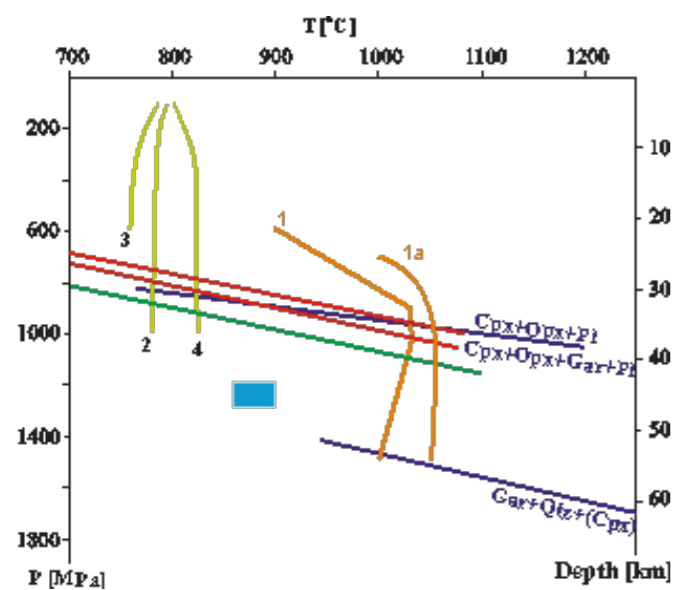
A fentiek alapján megállapítható, hogy a Bakony-Balaton-felvidékről származó granulitok kőzetalkotó, névlegesen vízmentes ásványai, a Mi-10-ben lévő, fluidumzárványokat tartalmazó gránát kivételével, viszonylag kevés (<150 ppm), de még a kimutatási határ feletti mennyiségben tartalmaznak vizet. A CO₂-N₂-H₂O fluidumzárványokat tartalmazó gránátban a mért víztartalom magasabb a fluidumzárványok környezetében, mint a gránát szegélyén. Ez arra utalhat, hogy a gránát víztartalmához jelentősen hozzájárul a fluidumzárványokból kifelé diffundáló, illetve a dekrepitáció során kijutó víz.

Az itt vizsgált xenolitokat összehasonlítva az irodalomban a granulitokról rendelkezésre álló adatsorral (Yang et al., 2008), ahol az ortopiroxén 200-2300 ppm, a földpát 50-900 ppm és a gránát 30-1500 pp, vizet tartalmaz, megállapítható, hogy a Bakony-Balatonfelvidéki granulitok ásványai ehhez képest vízben lényegesen szegényebbek. Fontos azonban kiemelni, hogy míg az Észak Kínai Kraton területéről származó granulit xenolitok nem mutatnak olvadásra, vagy magas hőmérsékletű átalakulásra utaló nyomot, addig a hazai területen számos parciális olvadásra utaló jellel találkozhatunk.

6. A parciális olvadás p - T körülményei

A parciális olvadás hőmérsékletét első közelítésben kísérleti munkák alapján tudjuk meghatározni. Ehhez a biotitot tartalmazó ásványegyüttesek kísérletekkel jól meghatározott reakcióit hívhatjuk elsősorban segítségül. A KMASH rendszerben a biotit olvadása kb. 800°C körül következik be fluidmentes környezetben, kvarc jelenlétében (pl. Peterson, Newton, 1989, 1990). Ez a viszonylag alacsony hőmérséklet azonban ellentmondásban van a természetben előforduló, a kísérleti adatoknál akár 100–300°C-kal is magasabb egyensúlyi hőmérsékletet mutató biotittartalmú granulitokkal. Az ellentmondás feloldása a kémiai rendszer bővítésében keresendő. A természetes biotitok a granulit fáciesű kőzetekben mindig tartalmaznak titánt és/vagy fluort. A későbbi kísérletek figyelembe vették ezt a két elemet és azt találták, hogy a Ti és a F beépülése a biotitba magasabb hőmérsékletek felé tolják el annak olvadáspontját (pl. Nair, Chacko, 2002). A vizsgált xenolitokban található biotitok összetétele többé kevésbé hasonlít a Nair és Chacko (2002) kísérleti munkájában használt biotithoz, ezért az ott publikált reakciók a hőmérséklet becslésére jól használhatók. Az 1. ábra szerint az ortopiroxén megjelenése jelzi a reakció kezdetét, és valamivel magasabb hőmérsékleten a biotit eltűnése a végét. A kísérletekben a reakció során kb. 900 MPa-nál nagyobb nyomáson az ortopiroxénen kívül gránát és olvadék keletkezik a kiinduló biotit + kvarc + plagioklász együttesből. A nyomás növekedésével pedig a gránát mennyisége is növekszik. A vizsgált xenolitokban a parciális olvadás egyértelműen 900 MPa-nál nagyobb nyomáson mehetett végbe, amit a képződött gránát tanúsít. A gránát helyenként nagy mennyisége azt mutatja, hogy a nyomás ezt a minimális értéket jelentősen meghaladhatta.

Ahhoz, hogy meg tudjuk becsülni a parciális olvadás pontosabb hőmérsékletét és nyomását, meg kell tudnunk határozni a parciális



1. ábra – A parciális olvadás p - T körülményei

Jelmagyarázat: 1. Opx megjelenése; 1a Bi elfogyása, Nair and Chacko (2002); 2. $Phl+Qtz = En+Olvadék$ (Peterson, Newton, 1989) tiszta vízzel (Phl – flogopit, En – enstatit, Qtz – kvarc); 3. $Phl+Qtz = En+Olvadék$ (Peterson, Newton, 1989) H_2O+CO_2 ; $X_{H_2O} = 0,5$; 4. $Phl+Qtz = En+Olvadék$ (Peterson, Newton, 1989) fluidmentes környezetben.

A kék négyszög a biotit reliktuos grt-opx-pl szirt geotermo-barometriával számolt p - T körülményeit mutatja.

A piros vonalak a Mi-19 xenolitban mért CO_2 zárványok legkisebb és legnagyobb sűrűségű fluidumzárványából számolt izochorjai. A zöld vonal a Mi-10 xenolitban mért legtisztább CO_2 zárvány izochorja.

olvadás során képződött ásványegyüttest. Az együttesben egyensúlyban levő ásványok összetételét megmérve és az összetételi adatokat ismert és jól kalibrált geotermométerek és geobarométerek egyenleteibe behelyettesítve jutunk a konkrét p - T értékekhez.

A kiválasztott mafikus gránát granulit és gránát-ortopiroxén-plagioklász szirtek hőmérsékletét Ai (1994), nyomását pedig Eckert et al., (1991) alapján számoltuk.

A kiszámolt p - T adatok (1,2–1,3GPa; 870–890°C) azt mutatják (1. ábra), hogy a xenolitok hőmérséklete a kísérleti úton meghatározott reakciók hőmérséklete alatt marad. A munkánkban felhasznált kísérleteket azonban mind fluidum mentes környezetben végezték. Ha azonban olyan kísérleteket veszünk, ahol a fluidumok hatását vizsgálták, magyarázatot kaphatunk a fent vázolt eltérésre. Ilyen kísérleteket végeztek Peterson és Newton (1990), akik vizsgálták a flogopit + kvarc rendszer olvadását fluidum mentes, vizes és víz+szén-dioxidos környezetben. Az találták, hogy a fluidum mentes környezetben olvad legnagyobb hőmérsékleten a biotit+kvarc együttes, a víz hozzáadása pedig csökkenti az olvadás hőmérsékletét. A legalacsonyabb olvadási hőmérsékletet akkor kapták, amikor vizet és szén-dioxidot is adtak a rendszerhez (1. ábra). Esetünkben ez azt jelenti, hogy az elsődleges fluidumzárványokban detektált $CO_2-H_2O \pm N_2$ fluidum jelen volt az olvadáskor, és lecsökkentette az OH^- tartalmú ásványokat tartalmazó ásványegyüttes olvadáspontját mintegy 100–130°C-kal.

7. Az eredmények interpretációja

A kéregben parciális olvadást kétféle folyamattal indukálhatunk. Az egyik egy hőmérséklet emelkedés, amely az adott kőzet bizonyos ásványainak/ásványegyütteseinek olvadáspontját meghaladja. A másik lehetőség, hogy a kőzet bizonyos ásványainak/ásványegyütteseinek olvadáspontját fluidumok hozzáadásával csökkentjük. Ez a két folyamat külön-külön, vagy együtt is hathat.

A fluidumzárvány vizsgálatok és a Raman spektroszkópia egyértelműen kimutatta egy CO_2 -gazdag víztartalmú fluidum jelenlétét, amely a kísérleti irodalmi adatok szerint is hatékonyan csökkenti a biotitot és kvarcot tartalmazó ásványegyüttesek olvadáspontját. Egyes fluidumok a szén-dioxidon kívül még más gázokat, mint pl. nitrogént és szén-monoxidot is tartalmaztak.

Bár a legnagyobb sűrűségű fluidumzárványokból számolt izochorok (1. ábra) kisebb nyomást mutatnak, mint a geobarometriai számolások, de a szöveti bélyegek világosan mutatják, hogy az elsődleges fluidumzárványok a parciális olvadás során létrejött ásványegyüttesel együtt képződtek. A fluidumzárványok kisebb sűrűsége azt mutatja, hogy a legnagyobb sűrűségű zárványok felnyílhattak és egy magasabb kéregpozícióban jutottak újra egyensúlyba. Az elsődleges és másodlagos zárványok hasonló homogenizációs hőmérsékletei azt mutatják, hogy az újra egyensúlyba jutás egy kicsit kisebb mélységben a másodlagos zárványok által jelzett fluidum áramlási esemény tájékán következhetett be kb. 36–38 km mélységben.

Mikor történhetett ez a fluidum beáramlási esemény? Egy nyugatomban levő alsókéregben a fluidumok a kőzettel egyensúlyban vannak és egymástól elszigetelten helyezkednek el, azaz nem alkotnak összefüggő fluidumrendszert. Összetételüket a helyi p - T - X viszonyok szabályozzák. Ahhoz, hogy fluidumok áramoljanak be a rendszerbe, valamilyen tektonikai folyamatnak kell történnie. Esetünkben legnagyobb valószínűséggel ez a folyamat az Alpokból történő kilökődés és a Pannon-medence extenziója volt, amely során törések, repedések keletkeztek az alsó kéregben. A keletkezett törések mentén megindulhatott a fluidumok és/vagy olvadékok áramlása is. Ezen fluidumvezető csatornák mentén a fluidum hatására bekövetkezhetett a parciális olvadás is. Mivel az olvadékból

kikristályosodott termékek közül csak a resztit fázisok találhatók meg, joggal feltételezhetjük, hogy az alkáliákban, könnyen illókban gazdagabb olvadék eltávozott a rendszerből és visszahagyott egy resztitásványokban gazdag erősen dehidratált zónát. Ha az olvadék helybén maradt volna, akkor kellene pl. káliumtartalmú ásványokat is találnunk, hiszen a biotit megolvadásával jelentős mennyiségű kálium is felszabadult. A dehidratált zónában kisléptékű rehidratáció következett be a fluidumzárványok víztartalma révén.

A mikrotermometriával nem detektálható víz kimutatására az infravörös spektroszkópiát hívtuk segítségül. Ezzel a technikával az első víztartalom adatokat szolgáltatjuk Magyarországon az alsó kéreg névlegesen vízmentes ásványainak víztartalmáról, de világviszonylatban is kevés egyelőre az ilyen adat. Az infravörös spektroszkópiai adatok még egyelőre nem adnak lehetőséget a nagyobb léptékű következtetések levonására, de néhány előzetes megállapítás a többi eredmény fényében levonható.

1. A fluidumzárványokat bezáró ásványok víztartalma nagyobb, mint a szomszédos szemcséké, amelyekben nincsenek fluidumzárványok. Hasonlóan magasabb víztartalmat mérhetünk a biotit reliktuokat tartalmazó ortopiroxénben is a biotit környezetében. Ez felveti azt a lehetőséget, hogy az előbbieken mért nagyobb víztartalom esetleg a fluidumzárványokból, illetve a biotitból származik, azaz az onnan diffúzióval távozó vizet látjuk az eredetileg vízben szegény gazdaásványban.

2. Az irodalmi adatokhoz képest, a vizsgált minták víztartalma kisebb. Ezt a parciális olvadás egyik bizonyítékának is tekinthetjük, hiszen a víz sokkal szívesebben oldódik a szilikátolvadékokban, mint az OH^- -t nem tartalmazó ásványokba. A parciális olvadás során keletkezett, majd eltávozott olvadék a kőzet víztartalmát ezzel lecsökkentette, visszahagyva egy vízben elszegényedett reziduumot.

8. Köszönetnyilvánítás

A szerzők megköszönik az OTKA támogatását, amely az NN79943 (TK) sz. és PD101683 (KI) pályázatok keretében valósult meg.

9. Irodalomjegyzék

- Ai, Y (1994): Contributions to Mineralogy and Petrology, **115**, 467–473.
 Eckert, J.O., Newton, R.C., Kleppa, O.J. (1991): American Mineralogist, **76**, 148–160.
 Skjerlie, K.P., Patiño-Douce, A.E. (1995) Contributions to Mineralogy and Petrology, **122**, 62–78.
 Rivalenti, G., Mazzuchelli, M., Barbieri, M.A., Parenti, M., Schmid, R., Zanetti, A. (1997) European Journal of Mineralogy, **9**, 1053–1071.
 Nair, R., Chacko, T. (2002) Journal of Petrology, **43/11**, 2121–2142.
 Peterson, J.W., Newton, R.C. (1989): Journal of Geology, **97**, 465–485.
 Peterson, J.W., Newton, R.C. (1990): American Mineralogist, **75**, 1029–1042.

AGYAGÁSVÁNYTANI ÁTALAKULÁSOK REVÍZIÓJA A MAKÓI-ÁROKBAN (ENDRŐDI FORMÁCIÓ)

Tóth Ferenc, Raucsik Béla, Varga Andrea

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: ferio831@gmail.com

1. Bevezetés

A Makói-árok egyedi geológiai paramétereit, az abban felhalmozódott jelentős vastagságú neogén törmelékeny összletre jellemző eltéréseket, továbbá a területen zajló szénhidrogén-kutatás aktuálissá és szükségessé teszi a Makói-árok diagenetikus viszonyainak átfogó újraértelmezését. Az agyagásványok diagenetikus szerkezeti változásai (pl. illit/szmektit átalakulás) a szénhidrogén-kutatás szempontjából indikatív jelentőséggel bírnak, ezért az Endrődi Marga Formáció kutatásának első lépéseként az agyagásványok revíziós vizsgálatát végeztük el.

2. Földtani háttér

A Makói-árok egyike a Pannon-medence legfiatalabb és legmélyebb részmedencéinek. Változatos vízmélység mellett (200–1000 m) jöttek létre az Endrődi Formációt felépítő, nagy karbonát-tartalmú márga és agyagmárga rétegek, helyenként viszonylag nagy TOC-tartalommal (~0,75 g/g%), melyek vastagsága az árok központi részén eléri az 1000–1500 m-t. Az Endrődi Formációra jellemző túlnyomós zónákban a korábbi kutatások szokatlan szmektittartalom-növekedést jeleztek a kevert szerkezetű, duzzadóképes illit/szmektit (I/S) agyagásványokon belül (Szalay, 1988; Hámor-Vidó, Viczián, 1993). Merőben más elképzelés szerint az előbb említett I/S nem létezik, hiszen a korábbi vizsgálatok tévesen a vermikulitot szmektitként azonosították (Lovas, 2004).

3. Módszertan

Az agyagásványok részletes vizsgálatára 16 fúró-magmintát választottunk ki a Hód-I, Makó-6 és Makó-7 kutak túlnyomós zónáiból (Hód-I: 10 db, 4538–5481 m; Makó-6: 2 db, 4548 és 5049 m; Makó-7: 4 db, 4756–5477 m mélységtartományból). A <2 µm alatti szemcsefrakció röntgen-pordiffrakciós (XRD) vizsgálatát Rigaku Ultima IV típusú műszerrel végeztük. A preparátumok etilén-glikolos telítésen, majd 350 és 550 °C-os hőkezelésen estek át. A duzzadó komponensek rétegtöltésének meghatározása (így a szmektit és a vermikulit elkülönítése) Mg- és K-telítés, majd glicerines kezelés alapján történt. Mintaként 6 XRD spektrumot vettünk fel.

4. Eredmények

A minták szeparált agyagfrakciójában az illit_±muszkovit, a klorit és a 7 Å-ös kandit fázis az uralkodó elegyrész. A nem rétegszilikátok közül az albit, a dolomit, a pirit és a kvarc dominál. A minták mindegyike tartalmaz duzzadó komponenst, mely azonban nem diszkrét szmektit, hanem valamilyen közberétegzett, kevert szerkezetű fázis, amelyben csekély a szmektit hányad. A K-telítés és a glicerines szolvatálás megerősítette, hogy a mintában található duzzadó fázis a vermikulit és a szmektit közötti átmeneti rétegtöltésű agyagásvány lehet, vermikulit-hoz közeli összetétellel. A 350 °C-os és az 550 °C-os hőkezelés alátámasztotta, hogy a duzzadó fázis a klorittal alkot közberétegzést.

5. Következtetések

Eredményeink alátámasztják Lovas (2004) megállapítását, mi szerint az I/S anomália nem valós, a túlnyomós zónán belül a vermikulit összetételéhez közel álló duzzadó fázis (ún. kis-töltésű vermikulit) azonosítható. A talajokban gyakran előforduló vermikulit rétegszilikát a biotitból vezethető le oly módon, hogy az oktaédes Fe (II)-t Fe (III) helyettesíti oxidatív körülmények között. Lovas (2004) a saját mintáiban ténylegesen jelenlévő ásványfázisok *in situ* szerkezeti és kémiai összetétel szerinti meghatározása során idiomorf, azaz autigén keletkezésű illit és vermikulit jelenlétét igazolta. Ennek alapján valószínűsíthető, hogy a vermikulit a betemetődés későbbi szakaszában, oxidatív geokémiai viszonyok között keletkezhetett. Ugyanakkor, jelen vizsgálati fázisban nem zárható ki egyértelműen, hogy a vermikulit az áthalmazódás során, törmelékeny elegyrészként került-e az üledékbe. Ezen állítások más irányú alátámasztása, illetve annak a szénhidrogén potenciálra gyakorolt hatása további kutatásokat igényel.

A korábbi adatok felhasználásával feltételezzük, hogy az Endrődi Formáció közeteire jellemző – megnövekedett mennyiségű – duzzadó rétegszilikát jelenléte nem a túlnyomás okozta gátolt dehidratáció eredménye, hanem azt az Endrődi Formáció lepusztulási területének ásványtani összetételében történt változások okozhatták. A diagenezis szerepének feltárása további vizsgálatokat igényel.

Köszönetnyilvánítás

Jelen munkát a TXM Olaj- és Gázkutató Kft., a MOL Nyrt. és a K 108375 témaszámú OTKA kutatás támogatta.

Irodalomjegyzék

- Hámor-Vidó, M., Viczián, I. (1993): Acta Geologica Hungarica, **36/1**, 197–209.
Lovas, A. (2004): T 32450 sz. OTKA kutatási zárójelentés.
Szalay, Á. (1988): American Association of Petroleum Geologists Memoir, **45**, 347–355.

A KULCSI FELSZÍNMOZGÁSOS TERÜLET ÜLEDÉKEINEK GEOKÉMIAI JELLEMZÉSE

Udvardi Beatrix^{1,2}, Kovács István², Bertalan Éva², Besnyi Anikó², Horváth Zsolt², Falus György², Szabó Csaba¹, Fancsik Tamás²

¹ ELTE Közvetlen-Geokémiai Tanszék Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium, Budapest

² Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest

e-mail: udvbeatrix@gmail.com

1. Bevezetés

Az utóbbi évtizedben jelentősen megnőtt a csuszamlások által okozott káresemények száma Magyarországon, amelyek többsége a Duna magaspárt szakaszait érintette. Bár rengeteg tanulmány született a magaspártok menti csuszamlások kiváltó okairól és stabilizálási módszereiről, máig nem ismerjük teljes körűen a felszínmozgások ásványtani, geokémiai és hidrogeológiai viszonyait.

A felszínmozgások természetes és mesterséges tényezők kombinációjaként alakulnak ki, amelyeket elsősorban a vízszint fluktuáció, a csapadék időbeli és térbeli eloszlása, valamint a vízzel szorosan kölcsönható földtani közeg tulajdonságai határoznak meg (Varnes, 1984, dunai magaspártok esetében legutóbb Újvári et al., 2009). Igazoltan nem elhanyagolható hatása az antropogén tevékenység szerepe (Preuth et al., 2010). Az utóbbi években született tanulmányok már külön felmerülő problémaként említik meg az éghajlatban bekövetkező hatások eredményeként felszaporodó felszínmozgásokat (Dragoni, Sukhija, 2008; Green et al., 2011). Közvetlen kapcsolat is kimutatható az éghajlatváltozás és a felszínmozgások térbeli eloszlása között (Soldati et al., 2004). Éppen ezért számos nemzetközi program (DORIS, LAMPRE) indult a felszínmozgások tér és időbeli változásainak nyomon követésére (Magyarországról vonatkozásában legutóbb Ventisette et al., 2013).

A Duna menti magaspártok lokális viszonyairól elsősorban a helyreállítást célzó mérnökgeológiai tanulmányok és vízföldtani céllal mélyült fúrások jelentései nyújtanak információt, amelyek fő hatótényezőként a csapadék és a felszín alatti vízáramlások jelentőségét hangsúlyozzák (Horváth, Scheuer, 1976; Farkas, 1983, 1984; Egri, Párdányi, 1986; Szabó, 2003). Azonban számos kérdés még megválaszolást igényel ezek közvetlen bizonyításához. Gyakran hangzik el a csapadék mellett a Duna felé áramló felszín alatti víz szerepe, azonban a víz származását illető hidrogeokémiai vizsgálatokról szinte egyáltalán nem esik szó, mindössze a fúrásokban, kutakban észlelt vízszintről vannak részletesebb ismereteink. További kérdésként merül fel az üledékek mállottsági állapota. A felszínmozgásos üledékek ásványos és geokémiai tulajdonságainak vizsgálata rendkívül ritka még nemzetközi szinten is, mert nagy mintaszámot és részletes terepi, laboratóriumi vizsgálatokat igényelnek. Sok esetben azonban bár alapinformációkat kapunk, a stabilizálási munkálatokban is segítséget nyújthatnak. Ezen munkák rávilágítanak az agyag frakció (Wan, Kwong, 2002, Wang, Sassa, 2003, Yalcin, 2007) és agyagásványok szerepére (Vacondios et al., 2007, Jian et al., 2009, Wang et al., 2011), valamint a rétegszilikátok orientálódásának (Summa et al., 2011), a víz üledék közötti kölcsönhatásnak (Wen, Chen, 2007; Bogaard et al., 2007) és az üledék mállottságának (Calcaterra, Parise, 2010; Che et al., 2012) a csuszamlás kialakulásában betöltött szerepére.

Munkánk során Kulcs lakott területét érintő csuszamló üle-

dékek mállottsági állapotát jellemeztük geokémiai eszközökkel. A terület ideális, hogy az üledék fő- és nyomelem összetételét is megvizsgáljuk, mivel a területen több évtizede vannak mozgások, amelyeket eredeti, természetes állapotában figyelhetünk meg. Ezen túlmenően a víz - mint földtani hatótényező a csuszamlások fejlődésében - kiemelten érvényesül a csapadék, a Duna vízszint ingadozása és az antropogén vízhasználat (szennyvíz szikkasztás, víznyomócsövek károsodása, mezőgazdasági területek öntözése) révén (FTV, 1979; Farkas, 2011). Ez utóbbi hatását a település déli részén (régii nevén Üdülőtelep) végzett korábbi vízkémiai eredmények sejtetik (FTV 1979).

2. A mintaterület és a mintavételezés bemutatása

Kulcson négy területen következtek be jelentős károkat okozó mozgások (FTV, 1979). A csuszamlások sajátossága, hogy fakadásokkal határoltak és a mozgási zóna alsó határa a magasparton egy felső íves és a Duna parton vagy a Duna medrében kimetsződő alsó sík szakaszra tagolódik.

A négy terület közül a Sótér sétány legdélebbi, Duna felőli oldalán végeztünk terepbejárást és a csuszamlás tengelyére 6 fúrásból álló 30 m széles és 100 m hosszú keresztiszelvényt létesítettünk. Ettől a területtől délebbre a településen már nem következtek be jelentős csuszamlások, azonban már korábban potenciálisan mozgásveszélyes területté nyilvánították a település e részét is, mert a lassú mozgásra utaló jelenségek ott is megfigyelhetők (Farkas, 2011).

A fúrások a korábban feltételezett csúszszóznát is harántolva, a Duna partján 3-7 m mélységig hatoltak. A mintavételezést mélység szerinti felbontásban a folyópart hosszában is kibukkanó szürke fluviális üledékből, az alatta elhelyezkedő lösz-paleotalaj sorozatból, vörösgyagból és a vékony vályogos betelepülésekkel tagolt homokból vételeztük. Minden fúrás mindegyik üledékegységéből vettünk mintát és a szemmel látható üledékváltások határáról.

3. Alkalmazott módszerek

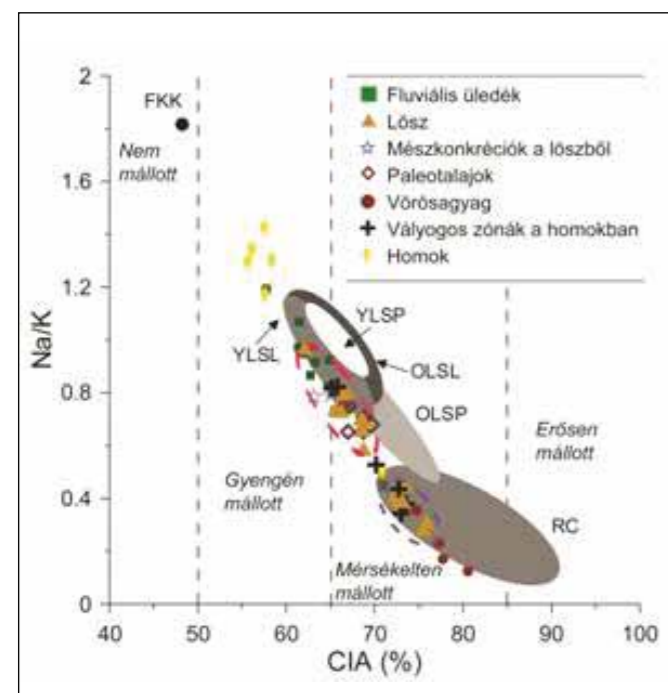
A minták főelem összetételét ICP-AES, míg a nyomelemeket ICP-MS technikával, porítás, szitálás (<63 µm), homogenizálás és lítium-metaborátos feltárást követően határoztuk meg a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet 9.1, 10.1, 11.8 és 11.12 belső szabványai alapján. Az adatok kiértékeléséhez referencia adatként az átlagos felsőkontinentális kéreg elemösszetételét (Rudnick, Gao, 2003) és

hazai löszterületek (Kovács et al., 2007, 2008; Újvári et al., 2008, 2014; Varga et al., 2011), valamint két felszínmozgásos terület (Wen, Chen, 2007; Summa et al., 2011) kémia elemzését használtuk fel. A kémiai mállottság értékeléséhez a Na/K arányt (Chen et al., 2008) és a kémiai mállási indexet (CIA, Nesbitt, Young, 1982) alkalmaztuk. A CIA számolásához a főelemek karbonát mentesítését McLennan (1993) képlete (ha $CaO > Na_2O$, akkor $CaO^* = CaO - Na_2O$, ha $CaO < Na_2O$, akkor $CaO^* = CaO$) alapján végeztük el. Mivel az üledék laza szerkezetű, nedvesebb szakaszai a löszben jelentkeztek, ezért a mobilis elemek (Rb, Sr, Ba) esetében a hidrolízis intenzitására utaló indexeket (Chen et al., 2008) is meghatároztuk. Referenciának a paksi idős löszök (OLS) átlagos összetételét használtuk fel Újvári et al. (2014) munkája nyomán.

3.1. Az üledékek mállási intenzitásának jellemzői a geokémiai indikátorok alapján

A minták geokémiai összetételében a SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , Fe_2O_3 és K_2O dominálnak. A magyarországi löszökhöz képest a Na_2O kisebb, míg a K_2O nagyobb mennyiségben van jelen, illetve MgO gazdagodás is megfigyelhető.

Az egyes mintacsoportok a kémiai mállottság szempontjából folyamatos sorozatot mutatnak. A CIA értékek 56 % és 80 % között szórnak (1. ábra).



1. ábra – A kémiai mállási index (CIA) és a Na/K arány változása a kulcsi fűrészmintákban

A löszök két csoportját a szaggatott körvonalú ellipszisek jelölik. A referenciaként használt idős hazai képződmények: fiatal lösz (YLSL) és paleotalajok (YLSP): Újvári et al., 2008, Újvári et al., 2014. Idős lösz (OLSL) és paleotalajok (OLSP): Varga et al., 2011, Újvári et al., 2014. Vörösagyagok: Kovács et al., 2007, 2008. A felső kontinentális kéreg (FKK): Rudnick, Gao, 2003. A mállottsági állapotok beosztását Chen et al. (2008) munkája nyomán jelöltük.

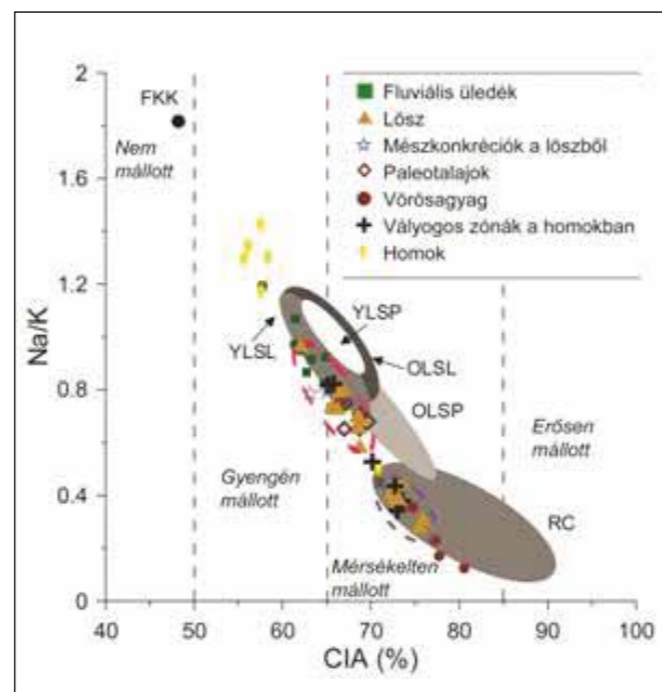
A legkisebb értékeket a fűrészekkel legmélyebben harántolt homok (56-58 %, egy minta spirál fűrészlőről vételezett, ezért mutathatja a többi homokmintától eltérő nagyobb CIA értéket: 71 %) esetében találtuk, míg a legnagyobb kémiai mállottság a lösz bázisát adó

vörösagyagban (75-81 %) észlelhető. A vályogzónákból származó minták nagyobb CIA értékei jól elkülönülnek homoktól.

A kulcsi lösz a felső kontinentális kéreghez (FKK) képest jóval mállottabb, CIA indexe a többi mintához képest szélesebb tartományban változik és két csoportra tagolható. A fűrészek sekélyebb szakaszán (~2-3 m) kisebb (62-69 %), míg közvetlenül a paleotalajok, illetve vörösagyag környezetéből vett lösz minták (~3-5 m) esetében nagyobb (72-76 %) a CIA index. Ezek a mélyebb helyzetű löszminták már túlnyúlnak az ismert idős hazai löszök CIA indexén is. A paleotalaj minták a kisebb Na/K arányú paksi idős paleotalajokhoz (Újvári et al., 2014) hasonlóak.

Az A-CN-K diagram alapján a mállási trend kisebb meredekségű a hazai löszterületek referencia adataihoz képest és az illit irányába mutat (2. ábra). Az irodalomból ismert hazai vörösagyagok adataival összevetve a kulcsi vörösagyag az illit CIA indexéhez közelít.

Szemléltetésként (az adatok szorosabb összevetését és a következtetések levonását a szórványos irodalmi adatok még egyelőre nem teszik lehetővé, ez csak azonos csuszamlás típus, hatótényezők, azonos üledékes környezet és más tényezők figyelembevételével adna mélyebb betekintést a mállottság felszínmozgásban betöltött szerepére) az irodalomban fellelhető két lösz, lösszerű üledékben előforduló felszínmozgás fűrészből származó adatait (Wen, Chen, 2007; Summa et al., 2011) is megjelenítettük a diagramon.



2. ábra – A minták mállottsági állapota az A-CN-K diagramon

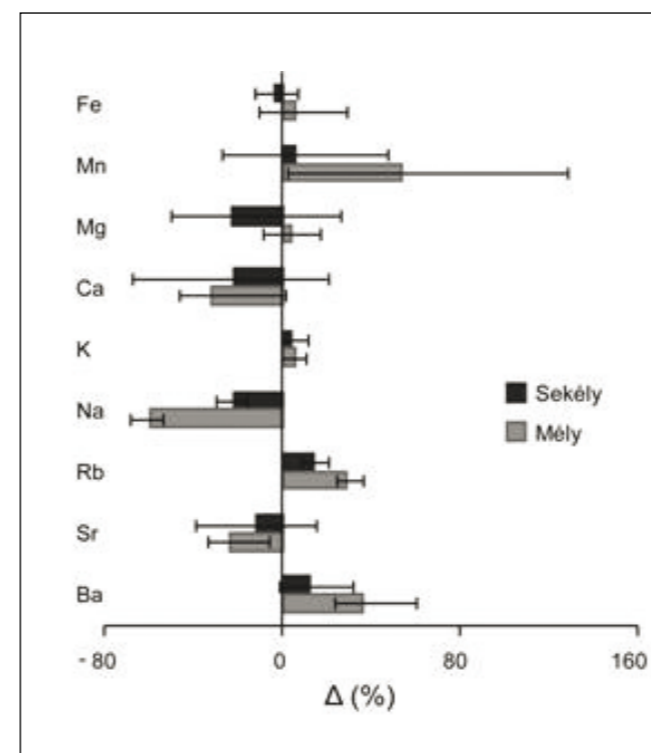
A háromszög csúcsaiban a CIA index számolása szerint, a számlálóban szereplő egyes főelemek (A: Al_2O_3 , C: CaO és Na_2O , K: K_2O) vannak.

A jelkulcs és a referenciák az 1. ábra szerint értendőek. Ásványok rövidítése: Pl: plagioklász, Kfp: K-földpát, Mu: muszkovit, Il: illit, Kln: kaolinit, Chl: klorit, Gi: gipsz, Sm: szmektit.

Megfigyelhető, hogy a mállási trend mindkét esetben a kulcsi fűrészekhöz hasonlóan az illit irányába mozdul el. A kínai löszterületről származó mintasorozatnál egy kissé mállottabb karakterrel, mint a kulcsi sorozat esetében.

3.2. A kulcsi lösz idős löszátlaghoz viszonyított elemarányai

Az idős löszhöz képest a két csoportra osztott kulcsi lösz min-



3. ábra – A kulcsi löszminták két csoportjának Chen et al. (2008) alapján számított elemarányai az idős löszhöz – mint referenciához – képest, ahol számításainkhoz immobilis elemként, az alumíniumot használtuk

táiban az egyes elemek Δ értéke széles tartományban változik, de az elkülönítés bélyegei a CIA értékén túl így is szembetűnők (3. ábra). A Ca és kísérőeleme a Sr, valamint a Na is szegényedést mutat az idős löszhöz képest. A Mg bár széles tartományban változik, átlagértéke a sekély, paleotalajok és vörösagyag feletti löszben jóval kimerültebb, mint a mélyebb helyzetű löszben, ahol gyenge dúsulást mutat. Ugyanakkor Ca-ban és Na-ban a mélyebb lösz jobban kimerült, mint a sekélyebb. A csillámokban dúsuló Rb és Ba a kulcsi mélyebb löszben kétszer nagyobb, mint a sekélyebb löszben.

A sekély lösz a fűrészek felső szakaszát (~2-3 m) képezi, míg a paleotalajok és vörösagyag alatt lévő lösz a fűrészekben ~3-5 m között. Az átlagértékeket oszlopok, míg a mintacsoportokban lévő minimum és maximum értékeket a vonalak jelölik.

A vegyértékváltó elemek (Fe, Mn) közül a minták átlaga gyenge kimerülést mutat a lösz felszínhez közelebbi szakaszán, míg a mélyebb részen enyhén dúsul. A Mn a mélyebb mintákban nagyobb koncentrációban jelenik meg, mint a sekélyebb helyzetű löszben. A kémiai összetétel az üledék genetikáját tükrözi vissza, azonban érdemes megemlíteni, hogy a területen a csapadék, a Duna és a magaspart hátréből érkező vizek találkozási pontjánál évtizedek óta vannak csuszamlások. Évszakosan a különböző eredetű vizek keveredési arányának függvényében különböző kölcsönhatások játszódhatnak le. Ha a csapadék mennyisége jelentős, a cementáló mátrixot, karbonátokat erintő oldódás előtérbe léphet, amely az üledék állékonysága ellen hat, főleg ha jelentősebb oldott szén-dioxid van a rendszerben. A csuszamlások korai célzott vízvizsgálatai alapján a területen előforduló források ellenben enyhén lúgos pH-jú (~pH 8) Ca-Mg- HCO_3 típusú víz jelenlétét igazolták (FTV, 1979). A vizadatok alapján a kalcit kicsapódása is lehetséges.

Hazai löszpusztulási kísérletek arra utalnak, hogy a löszön át-szivárgó csapadék oldó hatása mintegy ötszörös a felszínen lefolyó víz oldó hatásához képest és elsősorban a Ca és a Mg nagyarányú kioldódását idézi elő (Kerényi, Kocsisné, 1990).

Más laboratóriumi vizsgálatok alapján a lösszerű üledékek csuszamlását (nyíróhatását) követően elsősorban a $Mg > K > Na$ sorrendben mennek oldatba a kationok a porüstér összeomlásával (Shoaei, 2013). Azonban azt is fontos hangsúlyozni, hogy ezek a tapasztalatok mind monoionos vizsgálatokon alapulnak és nem veszik figyelembe az ionok kompetícióját.

4. Összefoglalás

(1) A vizsgált csuszamlásos területen az üledékeket közepes kémiai mállás jellemzi.

(2) A lösz, paleotalajok és vörösagyag a hazai idős löszös képződményekre jellemző kémiai paraméterekkel rendelkeznek.

(3) A fűrészek felső szakaszán a lösz kevésbé mállott, mint a paleotalajok és a vörösagyag bázisán. Az idős löszökhöz képest a karbonátokat alkotó elemekben (Ca, Mg, Sr) és Na-ban kimerültek, míg a csillámokra jellemző elemekben (K, Rb, Ba) dúsultak.

Irodalomjegyzék

- Boogard, T., Gugliemi, Y., Marc, V., Emblanch, C., Bertrand, C., Mudry, J. (2007): Bulletin de la Societe Géologique de la France, **178/2**, 113–126.
- Calcaterra, D., Parise, M. (2010): Engineering Geology Special Publications, **23**, 105–130.
- Che, V.B., Fontijn, K., Elburg, M., Ernst G.G.J., Kervyn, M., Elburg, M., Van Ranst, E., Suh, C.E. (2012): Geoderma, **170**, 378–389.
- Chen, Y., Li, X., Han, Z., Yang, S., Wang, Y., Yang, D. (2008): Journal of Geographical Science, **18**, 341–352.
- Del Ventisette, C., Ciampalini A., Manunta M., Calò F., Paglia L., Ardizzone F., Mondini A.C., Reichenbach P., Mateos RM., Bianchini S., Garcia I., Füsü B., Villó Deák Z., Radi K., Graniczny M., Kowalski Z., Piatkowska A., Przylucka M., Raetzo H., Strozzi T., Colombo D., Mora O., Sanchez F., Herrera G., Moretti S., Casagli N., Guzzetti F. (2013): Remote Sensing, **5/8**, 3896–3917.
- Dragoni, W., Sukhija, B.S. (2008): Geological Society Special Publication, 1–12.
- Egri, Gy., Párdányi, J. (1968): Műszaki Tervezés, **7**, 19–4.
- Farkas, J. (1983): Mélyépítéstudományi Szemle **8**, 355–361.
- Farkas, J. (1984): Mélyépítéstudományi Szemle **34**, 281–286.
- Farkas, J. (2011): Mérnökgeológiai Jelentés, Farkas Geotechnikai Kft., Budapest, 1–166.
- FTV (1979): Mérnökgeológiai Jelentés, Budapest, 1–42.
- Green, T.R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J.J., Allen, D.M., Hiscock, K.M., Treidel, H., Aureli, A. (2011): Journal of Hydrology, **405**, 532–560.
- Horváth, Zs., Scheuer, Gy. (1976): Földtani Közöny **106**, 425–440.
- Jian, W., Wang, Z., Yin, K. (2009): Engineering Geology, **108**, 86–95.
- Kerényi, A., Kocsisné Hodos, E. (1990): Földrajzi Értesítő, **49/1-4**, 29–54.
- Kovács, J. (2007): Geochemistry International, **45/10**, 1056–1063.
- Kovács, J., Varga, Gy., Dezső, J. (2008): Geological Quarterly, **52/4**, 369–382
- McLennan, S.M. (1993): Journal of Geology, **101**, 295–303.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M. (1982): Nature, **299**, 715–717.
- Preuth, T., Glade, T., Demoulin, A. (2010): Geomorphology, **120/1**, 38–47.
- Rudnick, R.L., Gao, S. (2003): In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), 3, Elsevier-Pergamon, Oxford-London, 1–64.
- Shoaei, Z. (2013): Ecopersia, **1/3**, 219–233.
- Soldati, M., Corsini, A., Pasuto, A. (2004): Catena, **55/2**, 141–161.
- Summa, V., Tateo, F., Gianossi, M.L., Bonelli, C.G. (2011): Catena, **80**, 75–85.
- Szabó, J. (2003): Natural Hazards and Earth System Sciences, **3**, 43–52.
- Újvári, G., Mentés, Gy., Bányai, L., Kraft, J., Gyirmóthy, A., Kovács, J. (2009): Geomorphology, **109/3-4**, 197–209.
- Újvári, G., Varga, A., Balogh-Brundtad, Zs. (2008): Quaternary Research **69/3**, 421–437.
- Újvári, G., Varga, A., Raucsik, B., Kovács, J. (2014): Quaternary International, **319**, 22–37.
- Vacondios, I., Konstantopoulou, G.J., Karadassi, St.J. (2007): Bulletin of the Geological Society of Greece, **40**, 1–8.

- Varga, A., Újvári, G., Raucsik, B. (2011): *Quaternary International*, **240/1–2**, 71–86.
- Varnes, D.J. (1984): *UNESCO Natural Hazards Series*, 3, Párizs, 1–63.
- Wan, Y., Kwong, J. (2002): *Engineering Geology*, **65**, 293–303.
- Wang, G., Sassa, K. (2003): *Engineering Geology*, **69**, 109–125.
- Wang, H.B., Zhou, B., Wu, S.R., Shi, J.S., Li, B. (2011): *Natural Hazards Earth System Sciences*, **11**, 1829–1837.
- Wen, B., Chen, H. (2007): *Earth Science Frontiers*, **14/6**, 98–106.
- Yalcin, A. (2007): *Applied Clay Science*, **38**, 77–85.

AZ NWA-2086 CV3 KONDRIT NAGY MÉRETŰ FEHÉRZÁRVÁNYÁNAK FÁZISANALITIKAI ÉS SZÖVETI VIZSGÁLATA

Walter Heléna¹, Fintor Krisztián¹, Pál-Molnár Elemér^{1,2}, Nagy Szabolcs¹

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

² MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, Budapest

e-mail: walterhelena88@gmail.com

1. Bevezetés

A Ca-Al-gazdag zárványok a Naprendszer legidősebb szilárd anyagai (Ireland, Fegley, 2000; MacPherson, 2003). Olyan, magas hőmérsékleten keletkezett ásványokból állnak, amelyek rendkívül hajlamosak a víz hatására végbemenő átalakulásokra, ezért lényeges indikátorai lehetnek a víz jelenlétének és hatásainak kimutatására a meteoritokban. A kutatásunk célja, hogy az NWA 2086 CV3 típusú kondritban található nagyméretű Ca-Al-gazdag zárvány részletes vizsgálatával fényt derítsünk a meteoritban lejáratott fluidum vezérelt átalakulásokra.

2. Alkalmazott módszerek

A vizsgálatokhoz THERMO Scientific DXR konfokális Raman mikroszkópot (mérési beállítások: 532 nm lézer, 10 mW teljesítmény, 50X objektív, 1 perc/mérési pont) és a Hitachi S4700 téremissziós pásztázó elektronmikroszkópot (25 keV; 10 μ A) használtuk. A Raman mikroszkóppal történő térképezés során az egyes mérési pontok közötti távolság 50 μ m volt.

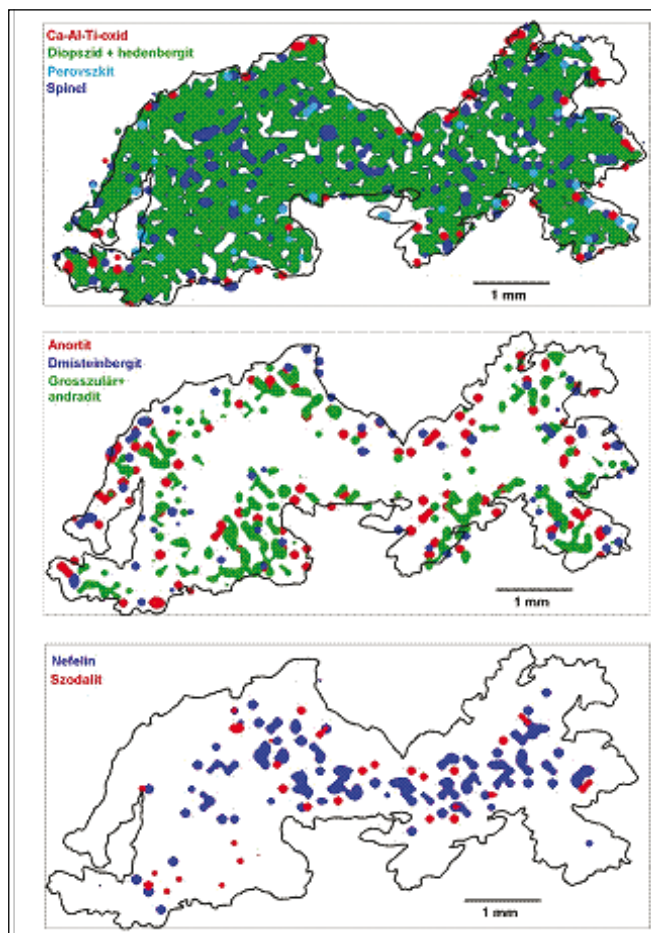
3. Eredmények

3.1. Raman mikroszkópia

A zárvány uralkodó ásvány együttesét a diopszid+ hedenbergit képviseli (1. ábra), míg a spinel és a perovszkit lényegesen kisebb mennyiségben fordulnak elő. A zárvány-mátrix határon a spinel mellett egy Raman spektrum alapján pontosan be nem azonosítható Ca-Al-Ti oxid fázist sikerült kimutatnunk (1. ábra). A zárvány egy szélesebb peremi sávjában anortit+dmisteinbergit és grosszulár+andradit együttesekből álló perem figyelhető meg (1. ábra). Ezzel szemben a zárvány magjában egy szodalit premmel rendelkező nefelin dús mag alkotja az uralkodó ásvány együttest (1. ábra).

3.2. Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok

A Ca-Al-Ti oxid fázis az EDS spektrumok és a Ca/Al arány alapján hibonitnak tekinthető. A zárvány peremeken a hibonit a spinellel összenövésben, abban táblás zárványok formájában fordul elő. A spinel – ellentétben a hibonittal – önállóan, a zárvány belsőbb területein is előfordul. Ezen együttesek körül a grosszulár+andradit együttes finomszemcsés bekéregződést alkot. Ebben a kéregben figyelhetők meg az anortit+dmisteinbergit finomszemcsés aggregátumai. A diopszid főként az előbbi együtteseket veszi körbe vékony kéregként, míg a hedenbergit a pórusterekben fennőtt kristályokként fordul elő. A nefelin tömeges, néhol táblás, míg a szodalit szálas-rostos megjelenésű.



1. ábra – A Raman térképezés eredményei

4. Diskusszió, következtetések

Az eddigi vizsgálatok eredményei alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy a spinel \pm hibonit + perovszkit elsődleges ásványok, míg a Di \pm Hd + Grs \pm Adr + Dmi + An + Nph + Sdl másodlagos eredetűek. Az egyes ásványfázisok morfológiája és szöveti elrendeződése egy eredetileg melilit-tartalmú, spinel-gazdag fehér zárvány metasomatikus átalakulásának az eredménye, mely nagy valószínűséggel még a szülő aszteroidán belül érte a meteoritot.

Irodalomjegyzék

Ireland, T.R., Fegley, B. (2000): International Geology Review, **42**, 865–894.

MacPherson, G.J. (2003): In: Davis, A.M. (Ed): Elsevier-Pergamon, Oxford, 201–241.

A TOKAJI HEGYSÉGI ZEOLITOS RIOLITTUFÁK KÖZETTANA ÉS VULKANOLÓGIAI FELÉPÍTÉSE

Zelenka Tibor

Miskolci Egyetem Ásvány-Földtani Intézet, Miskolc
e-mail: zelenka.tibor@gmail.com

A Tokaji hegység ÉK-i részén Sátoraljaújhely, baglyaskai kőfejtőben felsőbádeni riódácittufa, míg a hegység DNy-i részén Rátka- Mád-Bodrogkeresztút között alsó- felső szarmata, a Központi Huták területén Újhuta Flórika forrásnál összesült ignimbrites felsőszarmata riolit ártufa fejtőkben található. Tömegükben zeolitosodott piroklasztitok.

A Tokaji hegység DNy-i részén, mintegy 120km²-en fűrésos és bányászati kutatással kimutatott kb 1400m összvastagságú (Zelenka, 1964) 5 tufaszint közül 3 tufaszintben a II.(Rátka –Koldú, Rátka-vasúti), a III. (Mád –Harcsa, Mezőzombor- Hangács, Bodrogkeresztúr – Kakas) és a IV.(Mád- Suba) tufaszintekben ismertek zeolitos riolit ártufa fáciesek egyenként 100-200m vastagságban.

Magyarországon, 1963-ban ismerték fel a trasz tulajdonságú riolittufák tömeges zeolittartalmát röntgen vizsgálatokkal (Nemecz, Varjú, 1963; Varjú, Mándy, 1963), melyet 50 -70 %-ra becsültek. A terület részletes vizsgálatai ásványtanilag a tufákban két fő zeolittípust mutattak ki a Tokaji hegységben (Mátyás, 1977)

Riódácitos tengeri csökkentsósvízi környezetben felhalmozódott nagyobb alkáliatartalmú mordenites a III. tufaszint durvahorzsaköves riolittufájában (Mád Harcsatető, Mezőzombor Hangács, Bodrogkeresztúr- Kakas) Riolitos édesvízi kalcium hidrokarbonátos klinoptilolitos a II. IV. tufaszint tömör horzsaköves riolittufájában (Rátka – Koldu, -Vasúti kőfejtők, Mád -.Suba oldal, Újhuta-Flórikaforrás). A szárazulati környezetben felhalmozódott ártufáknak alig van zeolittartalma.

Kőzettanilag a tufák 90-95%-át vulkáni üvegtörmelékek alkotják, melyben a horzsakövek két típusa (makrocsoves, mikrocsöves), üvegszilánkok (sarló, táblás) és üveges kötőanyag van. E mellett biotit, kvarc, szanidin, plagioklász kristályok, kristálytöredékek csak 5-6%-t tesznek ki. Ezeken kívül változó mennyiségben (5-25%) felszakított alaphegységi, mellékkőzet és főleg vörös riolit zárványok és lapillik található.

Az összesülés következtében az üveges cementált, kemény kötött szövetű kőzet a zeolittartalom miatt enyhén zöldesfehér színű. Az oxidációs zónában a horzsakövek agyagásványos alkotói elbomlanak és ezért néhol kipreparálódnak a tufavázból, onnan kihullva „darázköves – lyukacsos” szerkezetet mutatnak. A ma is víz alatt lévő tufás szakaszok szürke,sötétebb zöld árnyalatúak, de tömött szövetűek, a primer zónára jellemzően néhol finomszemű pirittel hintettek.

Tektonikailag a Tokaji hegység szubdukciós eredetű idős ÉK-DNy-i, ÉÉK-DDNy/75-85°-os törésekkel és fiatalabb É-D-i és K-Ny-i oldalirányú feltolódási síkokkal átjárt erősen összetört ék szerkezet. Ezek helyzete, metszéspontjai valószínűleg meghatározták az egykori riolitos – riódácitos kalderák és lávadómok (Zelenka et. al., 2012), a több ciklusú magmafeláramlás helyét a hegység peremén.

Vulkanológiailag az egykori riolit dómokból a kezdeti kitöréskor az előtér síkságán többszörösen váltakozva 0,4-2,5-m vastag tufitos alapi torlóár és riolitzárványos felszíni torlóár üledékek közel vízszintes települnek, majd a freatomagmás kitöréskor a vulkáni lejtők oldalán (Mátyás, 1977) 20-25°-néhol 37°-al települő 30-80m vastag fekvő és saját kőzet zárványos „coignimbrit” breccsás piroklasztárak, végül felül 20-40m vastag kristálytörmeléken riolit lapillis összesült piroklasztit árai halmozódtak fel. Az ignimbrites árok befejezését a hamu-felhő totóár tufitos-kavicsos 1-5 m-es padjai adják (Zelenka 1997).

Irodalomjegyzék

- Mátyás, E. (1977): Bányászati és kohászati lapok, *Bányászat*, **110/12**, 837–842
Nemecz, E., Varjú, Gy. (1963): *Földtani Közlöny*, **93**, 77–91.
Varjú, Gy., Mándy, T.(1963): *Földtani Közlöny*, **93**, 92–106
Zelenka, T. (1964): *Földtani Közlöny*, **XCIV**, 33–52.
Zelenka, T. (1997): *Földtani Kutatás*, **XXXIV/1**, 4–8.
Zelenka, T., Gyarmati, P., Kiss, J. (2012): *Central European Geology*, **55/1**, 49–83.

KÖZETTANI ÉS VULKANOLÓGIAI EREDMÉNYEK A TOKAJI-HEGYSÉG PIROKLASZTITJAIN ÉS KÖZETÜVEGES KÉPZŐDMÉNYEIN

Zelenka Tibor

Miskolci Egyetem Ásvány-Földtani Intézet, Miskolc
e-mail: zelenka.tibor@gmail.com

Nagyszerkezeti helyzet

A Tokaji hegységben a Kárpátok és a Pannon medence határán a lemez egységek szubdukciója hatására az ópaleozoós-mezozoós alaphegység közötti pull-appart medencében a középső és felső miocénben Ny-ÉNy-i rotációval kb. 1000-2500 m vastag mészkálai intermedier és savanyú bimodális vulkanitok képződtek.

Földtani felépítés

A hegység K-i részén a felsőbádeni –szarmata sekélytengeri üledékek és dácitos –riolitos szubvulkáni testek és a freatomagmás piroklasztitok együtt 1000 m vastagúak. A hegység Ny-i részén a folyamatosan süllyedő szigettenger képződményei már 2500 m vastagságúak.

Itt felsőbádeni vízalatti hialoklasztitos –peperites rétegvulkáni andezitek és riolitos dómok, piroklasztitok találhatók. Az alsó szarmatában főleg riolit kalderák freatomagmás ignimbrít árai, riolit, perlit dómjai képződtek. A központi zónában több É-D irányban települő andezites rétegvulkán-szubvulkáni testéhez utóvulkáni epitermális nemesfém és színesfém, csekély Hg érce-sedés kapcsolódott.

A felső szarmatában riolit dómok, freatomagmás ignimbritek és utóvulkáni geizirtavi agyagásványos-kovavas-kovaföldes üledékek képződtek. A Pannon határon dácitos rétegvulkánokkal, végül olivines bazaltos andezittel zárult a vulkanizmus a tengeri Pannon elöntés előtt.

Felzikus vulkanitok és piroklasztitok üvegei

Ezek nagy SiO_2 (65%-75%) és alkália tartalmú $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (5-8%) természetes vulkáni üvegek, melyek illó tartalma az eredeti magma forrásától, vagy a szigettengeri felhalmozódási (vízi, szárazulati) környezettől függő.

A dácitos-riolitos-riolitos lávák a kiterjedt kürtőben üveges lávabreccsák, felette száraz tömör mikrolitos üvegek” dugót” képeznek.

A víz alatti benyomulásnál hirtelen lehűlt szárazláva (0,5% H_2O) a diszperz víztartalomtól sötét üveges globulit, tichit, longulit kristálycsírás obszidiánná, vagy nagy víztartalmú (5-8% H_2O) barnás breccsás horzsaköves szurokkő üveggé alakult.

A tömör lavadugóból kifolyó plasztikus láva a szinerézissel elkülönült illó anyagtól folyási irányban sávós textúrájú, majd az elkülönülő könnyenillóktól felzites litoid-szferolit csomós, végül az eltávozó könnyen illóktól litofizás (hólyagos) szövetű.

A vízbefolyt lávaár perlitese, míg a frontján lávahólyagos-láva-horza képződik. A hialoklasztit üveges kötőanyagú lávabreccsa. A lávaár fáciések üveg anyaga a devitrifikációtól felzitesedik. Savanyú piroklasztitok a Tokaji-hegységben főleg a kalderákhoz kötött tufaár fáciések vannak jelen az irodalomból ismert kiterjedési és felhalmozódási formákkal.

Jellemzőik

Hullott fáciések: 30-45% üveges kötőanyag, 40-60% táblás üvegszilánk, 15-30% makrohorzsakő, 5-8% ép kristály;

Tufites fáciések: 50-70% devitrifikált kötőanyag, 10-20% devitrifikált üvegszilánk és horzsakő, 5% kristály;

Nem összesült ártufa (ignimbrít) fáciések: 30% üveges devitrifikált kötőanyag, 15% devitrifikált üvegszilánk, 40% devitrifikált makrocsoves-hólyagos horzsakő;

Összesült ártufa (ignimbrít) fáciések: 35-50% üveges kötőanyag, 35-60% tompított, deformált üvegszilánk, 10-15% mikrocsöves lapított plasztikusan deformált horzsakő, 3-5% felemésztett szélű kristálytöredék.

Az ártufákban autohidrotermális és epigenetikus, hidrotermális (vízi közeg) hatására az üveges alkotók elsősorban a szegély részekben μ -os méretű zeolittá, agyagásványokká, kalcedonná, krisztobalittá, vagy tridimitté alakulnak át.

NÉVMUTATÓ

A.

Alex, Eves
Apró Mihály

B.

Bachmann, Oliver
Batki Anikó
Bendő Zsolt
Benkó Zsolt
Berkesi Márta
Bernasconi, M. Stefano
Bertalan Éva
Besnyi Anikó
Bezeczy Tamás
Bíró Lóránt
Bozsó Gábor
Breitenbach, F.M. Sebastian

C.

Capezzuoli, Enrico
Csillag Gábor
Czirbus Nóra
Czuppon György

D.

Daridáné Tichy Mária
Deák József
Demény Attila
Dobosi Gábor
Dódony István
Downes, J. Peter
Dunkl István

F.

Falusi György
Fancsik Tamás
Fintor Krisztián
Fodor László

G.

Garaguly István
Gönczy Sándor
Gökgöz, Ali
Guillong, Marcel
Gwalani, G. Lalou

H.

Hanselmann, Kurt
Harangi Szabolcs
Hauck, Steve
Hausenberger, Christoph
Hágen András
Hámorné Vidó Mária
Hetényi Magdolna
Horváth Attila
Horváth Réka
Horváth Zsolt

J.

Jankovics M. Éva
John, M. Cédrik
Józsa Sándor

K.

Kele Sándor
Király Edit
Kiss Balázs
Kluge, Tobias
Kovács István János
Kozák Miklós

L.

Lajkó Miklós
Less György
Liu, Zaihua
Lukács Réka

M.

M.Tóth Tivadar
Majoros Péter
Máthé Zoltán
Millan, M. Isabel
Meckler, M. Nele
Mészáros Előd
Mogessie, Aberra
Molnár Ferenc
Molnár Kata
Molnár Mihály

N.

Nagy Szabolcs
Németh Bianka
Németh Károly
Novothny Ágnes
Ntaflos, Theodoros
Nyilas Tünde

O.

Obbágy Gabriella

Ó

Ó. Kovács Lajos

Ö.

Özgenic, Ismet
Özku, Mehmet

P.

Palcsu László
Pál-Molnár Elemér
Papp István
Papp László
Péterdi Bálint
Polgári Márta

R.

Ramsay, Rob
Raucsik Béla
Rogers, Ken

S.

Schmitt, K. Axel
Schubert Félix
Severson, Mark
Skultéti Agnes
Sogrik Edina
Soós Ildikó
Spranitz Tamás
Szabó Csaba
Szakmány György
Szemerédi Máté

T.

Taracsák Zoltán
Tóth Ferenc
Török Kálmán

U.

Udvardi Beatrix

V.

Varga Andrea
Vácsi Benjámín
Vigh Tamás

W.

Walter Heléna

Z.

Zajacz Zoltán
Zajzon Norbert
Zelenka Tibor
Ziegler, Martin

Y

Yan, Hao

