

OTKA NN 79943 pályázat Gránát szétesési reakciójában kialakult szimplektitek képzési mechanizmusa, mikroszerkezet-fejlesztése és reakciókészsége.

Témavezető : Török Kálmán

A projekt során több, mint 100, a Bakony-Balaton-felvidék vulkáni területéről származó, kéreg eredetű xenolitban vizsgáltuk a gránát szétesési reakcióját. Felderítő fénymikroszkópos és scanning elektronmikroszkópos képek alapján megállapítottuk, hogy a gránát bomlásának a vizsgált mintákban két alapvető típusa van. A legelterjedtebb a gránát izokémikus bomlása, melynek során a gránátokon kelifites szegély fejlődik, melynek ásványos összetétele a prekursor gránát összetételétől függ. Emellett kvarc-tartalmú kőzetekben esetenként megfigyelhető a kvarc és a gránát közötti reakció, amely során ortopiroxén és plagioklász keletkezik, gyakran dupla korona-szerű megjelenésben.

Korábbi kutatások alapján (pl. Embey-Isztin et al. 2003, Török et al. 2005; Dégi et al. 2010) a gránát bomlása mindkét esetben a Pannon-medence kialakulásához köthető kéreg-kivékonyodást kísérő nyomáscsökkenés hatására indult meg. Amfibol-tartalmú mafikus granulitokban megfigyelhető amfibol olvadás alapján az extenzió során feltehetően legalább 100°C-os hőmérséklet-emelkedés is bekövetkezett az alsó kéregben (Török et al. 2005), ám ennek viszonya az extenziós nyomáscsökkenéshez nem volt megállapítható. Török et al. (2005) fluidumzárvány-vizsgálatok alapján rámutatott, hogy a mafikus granulitokban számos fluidum esemény köthető a Pannon-medence extenziójához, ám a fluidum-kezelési kölcsönhatások részletes vizsgálata nélkül ezek nem helyezhetőek pontosan a kéreg fejlődéstörténetében.

A gránát izokémikus bomlása során keletkezett ultrafinom-szemcsés reakciótermékek érzékenyen reagálnak a fiziko-kémiai környezet változásaira, különösen a fluidum- és olvadék-eseményekre. Ennek alapján kutatásaink során részletesen tanulmányoztuk a kelifites szegélyekben megfigyelhető mikroszerkezet-fejlesztést és utólagos reakciókat, melyek számos információt rejthetnek a Pannon-medence kialakulása során és azt követően zajlott folyamatokról.

A kelifites szegélyekben megfigyelt fluidumhatások azonosítására alsókéreg eredetű mafikus gránát granulit xenolitokban vizsgáltuk a fluidum-kezelési kölcsönhatásból származó reakciókat és az ezek során a reakciótermékekben megkeletkezett fluidumokat, valamint az egyes ásványfázisok víztartalmát.

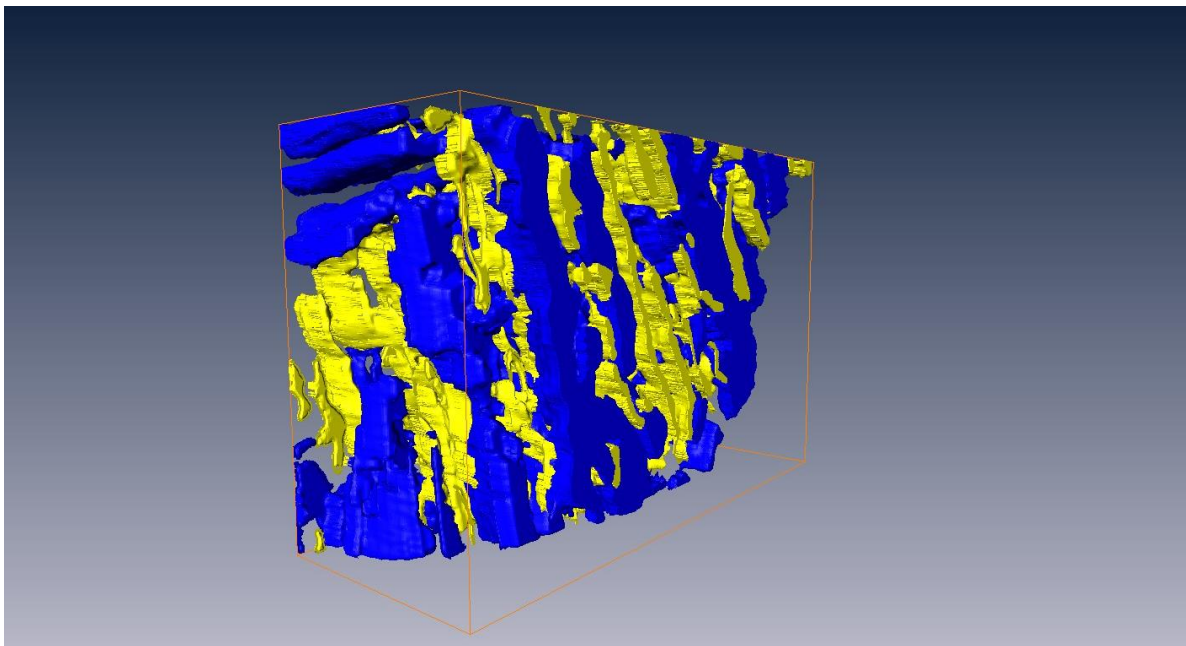
Gránát után képződött kelifites szegélyek összetétele, belső szerkezete és átalakulásai

A Bakony-Balaton-felvidék vulkáni területéről származó, kéreg eredetű xenolitokban a gránát összetétele a határok között mozog ($\text{Prp}_{0.1760.51}\text{Alm}_{0.3160.55}\text{Grs}_{0.1160.50}$). Kimutattuk, hogy a prekursor gránátok összetétele leképezi az izokémikus bomlási reakcióban keletkező ásványtársaság összetételében is. A piroxiban, illetve almandinban gazdagabb gránátok szétesési terméke a már korábban leírt ortopiroxén, spinell és anortit. Ahogy a gránátban a grosszulár-tartalom növekszik, úgy a szimplektit ortopiroxénjében is növekszik a Ca-tartalom, míg az ortopiroxének mellett megjelenik a pigeonit. A legnagyobb grosszulár-tartalmú gránátok ($X_{\text{Grs}} \sim 50$) szétesési terméke már klinopiroxén, anortit és magnetit (Török, 2012). Az ásványos összetételbeli különbségek ellenére a gránátok körül kifejlődött kelifites szegélyek belső szerkezete nem mutat összefüggést a prekursor gránát összetételével vagy képződési mélységével, inkább a mintát ért metasztatikus hatásoktól függ.

Az alsó kéreg mélyebb részéről (1,4 GPa, 870 °C) származó Sab-21 számú xenolitban a gránát szemcsék kivételesen jól fejlett kelifites szegélyeiben megtalálható a vizsgált xenolitokban megfigyelt gránát utáni reakciótermékek lényegében teljes skálája. Ezt a mintát választottuk ki tüzetesebb

vizsgálatra. A nagyfelbontású szekunder és visszaszórt elektronképek analízisét, a fókuszált ionsugaras *slice and view* technikával kapott 3D szerkezeti rekonstrukciónak és a visszaszórt elektron diffrakciós (EBSD) mérések eredményeinek értelmezésével valamint a nagyfelbontású elektronmikroszkóppal nyert szubmikrométeres lépték kémiai információkkal kombinálva a mintában található kelifites szegélyeken belül elkülönítettünk finomszemcsés szimplektiteket, újrakristályosodott szimplektiteket és beszivárgó olvadékokat, melyek mindegyike további aldoménekre osztható.

A gránát reliktumokkal általában a finomszemcsés szimplektitek érintkeznek, melyekben plagioklász, piroxén és spinell rövid távon rendezett, féregszer összenövése figyelhető meg. 4 aldoménre oszthatók. Az Smp0 aldomén ultrafinom-szemcsés, a mátrixot alkotó piroxénen belül a plagioklász szemcsék 150-200 nm-es karakterisztikus távolságban jelennek meg, míg a vele közel azonos mikroszerkezet Smp1 aldoménben ez az érték 400 nm. A fókuszált ionsugaras *slice&view* technikával kapott 3D mikroszerkezeti rekonstrukciók alapján megállapítottuk, hogy a 2D metszetek alapján korábban rudakként leírt spinel zárványok valójában két irányban nagyobb kiterjedésű hajlított lemezek (1. ábra). Irreverzibilis termodinamikai megfontolások alapján az Smp0 aldomén az Smp1 mikroszerkezet speciális formája, mely kizárólag speciális geometriai helyzetekben a megemelkedett lokális feszültség hatására jön létre. Az Smp1, Smp2 és TSmp aldoménekből a gránát reliktumtól távolodva folyamatos szemcseméret-növekedés és mikroszerkezet-változás figyelhető meg, mely a kezdetben nanométeres szemcseméretű, nagy felületi energiájú reakciótermék szilárd fázisú átkristályosodásának eredménye. Az Smp1-Smp2 átmenet fluidum-mentes mikroszerkezet-fejlésre utal, míg az Smp2-TSmp átmenetnél kimutatható kis mennyiségű, feltehetőleg vizes fluidum hatása, mely katalizálta a reakciót.



1. ábra Fókuszált ionsugaras *slice&view* technikával kapott 3D mikroszerkezeti rekonstrukció a finomszemcsés szimplektitekből Smp1 aldoménjében. Kék színnel a plagioklász, sárgával a spinell körvonalai láthatók. A cella leghosszabb oldala 10 µm, a rekonstrukcióhoz felhasznált képek egymástól 200 nanométeres távolságban készültek.

Az újrakristályosodott szimplektitekből RSmp1 aldoménje a finomszemcsés szimplektitekből *in situ*, közel izokémikus olvadásával és kristályosodásával jött létre, míg az RSmp2 aldomén az RSmp1 aldomén külső olvadék jelenlétében újrakristályosodott formája. A kelifites szegélyen belül található néhány mikronos gránát reliktumok körül megjelenő finomszemcsés szimplektiteket, melyek topotaktikus kapcsolatot mutatnak a szomszédos RSmp2 szimplektitekekkel. Ezen speciális esetekben elkülöníthető k

az alsó kéreg kivékonyodásakor valamint a xenolit felszínre kerülése során kialakult szimplektitek. Az RSmp2 aldomeénen belül több helyen két olvadék esemény együttes hatása is kimutatható.

Az olvadék-események nyomait a kelifites szegélyen belül jól kristályosodott korai piroxén-spinell-plagioklász olvadékszabcsék és a kés bbi, a befogadó bazalthoz köthet plagioklász, piroxén, titanomagnetit, apatit fázisokat tartalmazó olvadéksatornák rzik. Klinopiroxén-ortopiroxén termometria alapján az olvadékszabcsék 1000 °C körüli h mérsékleten kristályosodtak. A piroxén és spinell szemcsékben egyaránt megfigyelt komplex összetételi zónásság arra utal, hogy a kristályosodás zárt rendszerben történt egy kevert olvadékból, mely részben küls forrásból származott, részben a szimplektitek részleges megolvadásából keletkezett. Az olvadékszabcsék jellegzetesen zónás fázisain található ránövekedések összetételük alapján az olvadéksatornák képz déséhez köthet k. Az MC2 típusú olvadéksatorna, melyben bázisos-intermedier plagioklász, Mg-gazdag piroxén, titanomagnetit és apatit jelenik meg, feltehető en a befogadó bazalittal való kölcsönhatás korai fázisában alakult ki a granulit oxid fázisain megjelen titanomagnetit szegéllyel párhuzamosan (Dégi et al 2009). A pigeonitos összetétel szabálytalan zónásságot mutató piroxént tartalmazó MC1 olvadéksatornák ezt követ en kristályosodtak, míg a Mg-gazdag piroxén szegélyek extrém Fe- és Ti-gazdag szubmikronos ránövekedései felszín közeli nyomáson alakultak ki a xenolit magmával való felszínre kerülése során.

Az EBSD mérések értékelése során bebizonyosodott, hogy a korábbi tapasztalatokkal és a termodinamikai megfontolások alapján várttal szemben a kelifites szegélyben található piroxének kémiai összetételük alapján ugyan ortopiroxénnek mondhatók, azonban klinoensztatit kristályszerkezetük van. Emellett a plagioklász is egy ritkábban megjelen , ún. šfels anortitő kristályszerkezetben kristályosodik. A jelenség értelmezésére fázisdiagram peszudometszeteket készítettünk a Sab-21 sz. és a korábban vizsgált Sab-79 sz. bázisos granulit xenolit gránát összetételeire a PERPLE_X szoftverrel amit összevetettünk a piroxén változatok ásvány-stabilitási viszonyaival. Ennek alapján mindkét mintában ortopiroxénnek kellett képz dnie a gránát izokémikus bomlása során. A két mintának a Pannon-medence extenziójakor a kéregben elfoglalt különböz helyzete (1,43 GPa, 870 °C for Sab-21 and 1,58 GPa, 1000 °C) miatt a gránát bomlási reakció a Sab-21 sz. mintában kb. 0,1 GPa-val kisebb nyomáson következett be. A plio-pleisztocén vulkanizmus során a befogadó bazalt f t hatásának köszönhető en a xenolitok kb. 1150 °C-ig melegedtek. A Sab-21 mintában mért kisebb nyomáson ez a felf tés elegend volt az ortopiroxén átalakulására protopiroxénné, mely a xenolit h lése során klinopiroxénné alakult, míg a nagyobb nyomású mintában az ortopiroxén-klinopiroxén átalakulás kinetikai okokból nem ment végbe. A plagioklásznál megfigyelt kisebb moláris térfogattal rendelkező anortit-szerkezet megjelenése feltehető en összefügg a viszonylag nagy nyomáson (0,4-0,6 GPa) történt kristályosodással.

Vizsgálataink alapján a gránát granulit ásványegyüttes a Sab-21 sz. xenolitban 1,43 GPa nyomáson 870 °C h mérsékleten alakult ki az alpi orogenezis során kivastagodott alsó kéregben. A Pannon-medence extenziója során a gránát nyomáscsökkenés hatására izokémikus bomlást szenvedett, melyben finomszemcsés szimplektitek képz dtek. A reakciót legalább egy fluidum-esemény követte. Kis mennyiség katalizáló fluidum jelenlétében a finomszemcsés szimplektitek szilárd fázisban átkristályosodtak, míg nagyobb mennyiség fluidummal történ reakció során közel izokémikus, in situ olvadáson és újrakristályosodáson mentek át. Ezt követ en az alsó kéregben h mérséklet-emelkedés és parciális olvadás történt, ami a kelifites szegélyekben 1000 °C körüli h mérsékleten kritályosodott olvadékszabcsék és újrakristályosodott szimplektitek formájában rz dött meg. A befogadó bazalittal való kölcsönhatás a xenolitot 1150 °C-ig melegítette, ami ortopiroxén→protopiroxén átalakulást eredményezett a kelifites szegélyben. Az olvadéksatornákban megjelen különböz összetétel piroxének a befogadó bazalittal való kémiai kölcsönhatás három lépését rzik. A xenolitok felszínre emelkedése során bekövetkező nyomáscsökkenés hatására a gránát izokémikus bomlása újraindult. A felszínre kerülés után bekövetkező h lés során a kelifites szegélyekben megjelen protopiroxén klinoensztatit szerkezetet vett fel.

A kutatás eredményeib l készül cikkel egy-két hónapon belül küldjük be bírálatra.

Fluidum-k zet kölcsönhatás vizsgálata a Bakony-Balaton-felvidék alatti kéregben.

I. Fluidumok a kéreg különböző szintjein

A szimplektiteket ért fluidumhatások azonosítására a Bakony-Balaton-felvidék vulkáni területéről származó, alsókéreg eredetű mafikus gránát-granulit xenolitokban vizsgáltuk a fluidum-k-zet kölcsönhatásokat, illetve az egyes ásványfázisok víztartalmát. Korábbi fluidum-k-zet kölcsönhatást érintő vizsgálataink az alsó kéreg eredetű mafikus gránát-granulitok esetében főleg fluidumzárványok vizsgálatán alapultak. Ezek során több fluidummozgási eseményt különítettünk el a kéreg különböző szintjein (Török et al. 2005, Török, 2012). Ezekben a fluidummozgási eseményekben CO₂-dús fluidumokat mutattunk ki az alsó kéregtől a kéreg felső részéig különböző metamorf k-zetekben. A Bakony-Balaton-felvidék több alkáli bazaltos, illetve piroklasztit helyén található xenolitok segítségével meghatároztuk a kéreg jellegzetes metamorf k-zeteit az alsó kéregtől felfelé. A korábban ismert és leírt mafikus és metaszediment granulitok mellett Ca-gazdag klinopiroxén-plagioklász granulitokat, magmás szöveti reliktumokat tartalmazó felzikus granulitokat és mészszilikát k-zeteket határoztunk meg. Az ásványegyüttesek, illetve geotermo-barometria alapján meghatároztuk helyüket a kéregben és összeállítottunk egy elvi kéregoszlopot. Meghatároztuk az alsó és a felső kéreg extenzió eltti vastagságát. A megfigyelt reakciók és az egyes ásványok zónássága alapján a kéreg kiemelkedésének mértékére lehetett következtetni és kiszámoltuk az alsó, illetve a középső kéreg kivékonyodásának mértékét. Ezek szerint a kiszámolt vékonyodási faktor az alsó kéregre 2,25 és 3,4, a felső kéregre 1,3 és 1,56 között lehetett.

A kutatásról megjelent publikáció: Török, K. (2012) On the origin and fluid content of some rare crustal xenoliths and their bearing on the structure and evolution of the crust beneath the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (W-Hungary). *International Journal of Earth Sciences: Volume 101, Issue 6, Page 1581-1597, DOI: 10.1007/s00531-011-0743-2*

A fluidumok bezáródásának relatív korát ezen vizsgálatok esetében csak a k-zethez, illetve a bezáró ásványhoz képest tudtuk meghatározni, azonban a k-zet, illetve tágabb értelemben a kéreg fejlődéstörténetébe való beillesztésük nem problémamentes. Ha a kéreg fejlődéstörténetébe is be szeretnénk illeszteni a fluidummozgási eseményeket, akkor jellegzetes fluidum-k-zet kölcsönhatásból származó reakciókat és az ezek során a reakciótermékekben megőrzött fluidumokat kellett találnunk. A következőkben ilyen reakciók vizsgálatáról lesz szó.

II. Parciális olvadás az alsó kéregben a gránát stabilitási mezején belül.

A legkorábbi detektált fluidum-k-zet kölcsönhatás nyomainak a Mi-10 és Mi-19 számú összetett xenolitok közül, melyekben klinopiroxén-plagioklász granulit és mafikus kétopiroxén granulit sávok között fluidumzárványokban gazdag gránát-dús ortopiroxén-tartalmú granulit zóna jelenik meg. A gránát-dús k-zetrészben a gránátban és az ortopiroxénben biotit, a plagioklászban pedig kvarc reliktumokat találunk. A szöveti kép, a reakciók, valamint a kísérleti k-zettani adatok alapján (Skjerlie és Patiño-Douce, 1995) a k-zetben parciális olvadás történt. Ennek során egy biotitban, kvarcban és földpátban gazdag ásványegyüttes olvadt meg. Az olvadáskor a felzikus elegyrészek eltávoztak és gránátban gazdag sávok jöttek létre üledékes eredetű gránát-plagioklász szirtek és gránátos mafikus granulitok között. A gránátban gazdag sávokban plagioklász és ortopiroxén is található. Gránátokban és ortopiroxénben elsődleges, ortopiroxénben és plagioklászban másodlagos fluidumzárványokat mértünk mikrotermometriával és Raman-spektroszkópiával. A gránátokban az elsődleges fluidumzárványokban ($T_m = 56,5$ és $59,1^\circ\text{C}$; $T_{\text{hom}} = 22$ és $53,8^\circ\text{C}$) a szén-dioxid túlsúlya mellett kevés nitrogént (2,564,5 mól%) és vizet (3,367,8 mól%) detektáltunk. A biotit reliktumokat tartalmazó ortopiroxénben levő elsődleges fluidumzárványok tiszta szén-dioxidot és kevés vizet (0,563,1 mól%) tartalmaznak. Homogenizációs hőmérsékletük $34,-$ és $29,9^\circ\text{C}$ közé, olvadáspontjuk (T_m) pedig $56,6$ és $56,8^\circ\text{C}$ közé esik. Biotit reliktumokat nem tartalmazó ortopiroxénben található

másodlagos zárványokban a szén-dioxidra jellemző $56,6^{\circ}\text{C}$ -hoz közeli olvadási hőmérsékleteket mértünk ($56,6$ és $56,7^{\circ}\text{C}$), az elsődleges zárványokéhoz hasonló homogenizációs hőmérsékletek mellett (33 és $28,3^{\circ}\text{C}$). A gránátban elhelyezkedő másodlagos fluidumzárványok olvadási hőmérsékletei ($56,8$ és 57°C) és homogenizációs hőmérsékletei egy kicsit alacsonyabbak voltak ($38,1$ és $34,2^{\circ}\text{C}$), mint az ortopiroxénben mért másodlagos zárványok esetében. Egyes plagioklászokban rengeteg másodlagos, negatív kristály alakú zárványt találtunk. Ezek jelentősen eltértek az ortopiroxénben és gránátokban talált másodlagos zárványoktól az olvadási hőmérsékletük tekintetében. Jelentős olvadáspont csökkenést mutatott minden egyes mért zárvány ($57,9$ és $59,5^{\circ}\text{C}$), a homogenizációs hőmérsékletek az ortopiroxénben található másodlagos zárványok homogenizációs hőmérsékleteihez estek közel ($35,5$ és 29°C). A Raman spektroszkópiás mérések szerint az olvadáspont csökkenést főleg szén-monoxid (12 mól%) és egy kevés N_2 (1 mól% körül) okozza. Ezekre felül pedig kb. 7 mól % vizet detektáltunk.

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 ortopiroxénben 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 mennyiség víz van.

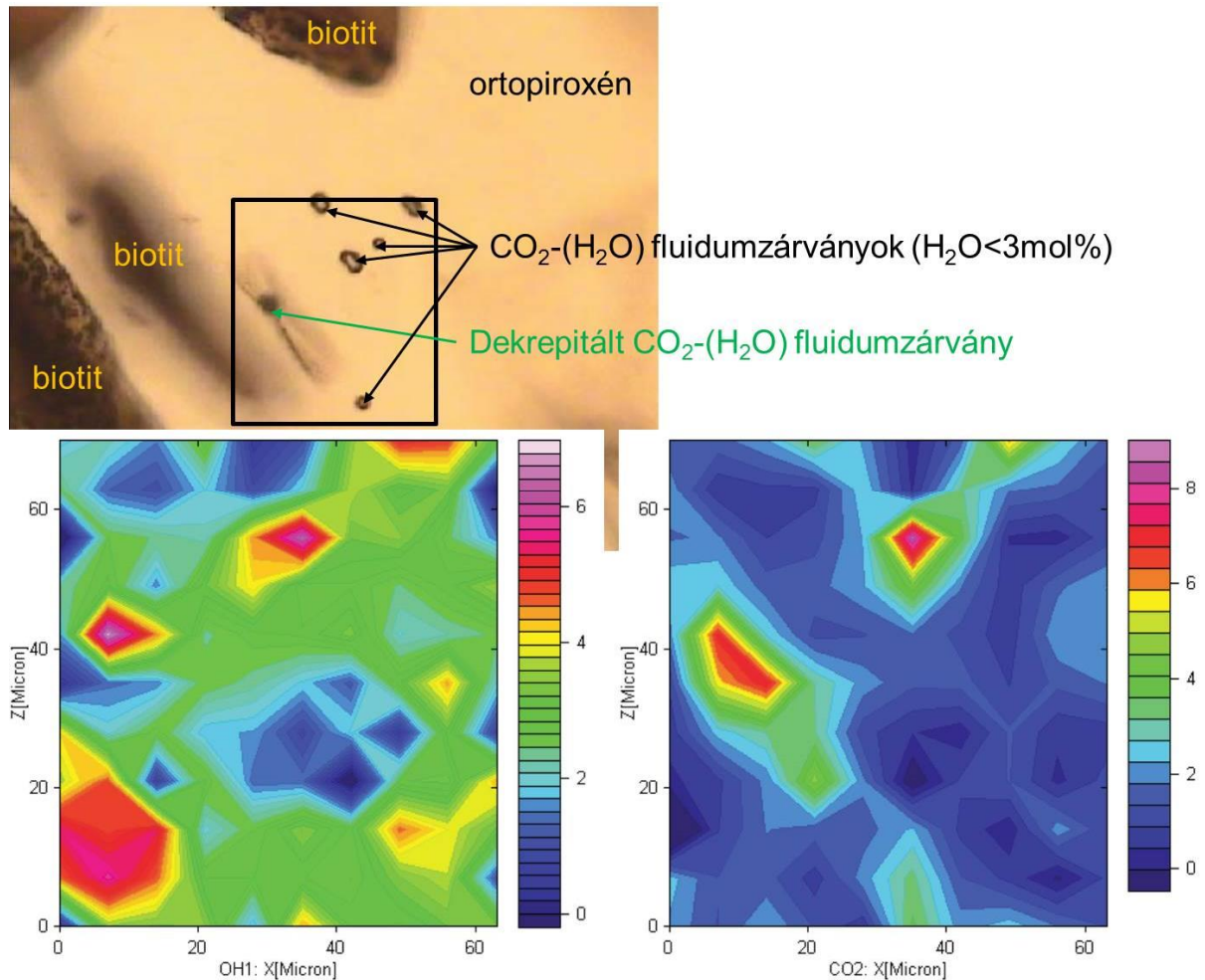
A Mi-10-es mintában a gránát-ortopiroxén-plagioklász szirtből gránátot, földpátot és ortopiroxént egyaránt elemezni tudtunk. A földpát esetében 262 ± 90 ppm víz tartalmat mértünk, amely több a Mi-19 xenolitban találhatóénál, azonban az elnyelési sáv itt sem jól meghatározott, hanem széles, diffúz, ami szintén felveti annak a lehetőségét, hogy fluidumzárványokban 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 3565 és 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 kizárólag 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 CO_2 - N_2 - H_2O 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.

Ezen felül végeztünk területi IR méréseket is, amely során a víz és a szén-dioxid eloszlását is vizsgáltuk a Mi-19-es összetett alsókéreg xenolit fluidumzárványaiban, illetve azok környékén. Ennek során a zárványokat szinkrotron sugárforrásos vizsgálatnak vetettük alá a trieszti ELETTRA szinkrotron forrás SSSI infravörös sugárnyalábjának használatával. A berendezés lehetővé adott rá, hogy $7 \times 7 \mu\text{m}$ -os laterális felbontást érjünk el, ami nagyságrendi javulás a hagyományos infravörös sugárforrás használatával legjobb esetben elérhető $\sim 20 \times 20 \mu\text{m}$ -es felbontáshoz képest.

A felbontás lehetővé adott rá, hogy igen kis méretű 30 - $40 \mu\text{m}$ -es zárványokat is vizsgálni tudjunk. A vizsgálatok során legfőképpen a víz és CO_2 térbeli eloszlásának vizsgálatát tűztük ki célul. Az erre legalkalmasabb eljárás az, hogyha a víz-re jellemző 3400 cm^{-1} -nél megjelenő elnyelési sáv integrált területének, illetve a CO_2 -ra jellemző ~ 2300 - 2400 cm^{-1} közötti megjelenő sáv területének laterális eloszlását ábrázoljuk. Az eredmények arra utalnak, hogy a víz leginkább a zárvány falához közel helyezkedik el, míg a CO_2 a zárvány centrumában elhelyezkedő buborékban található (2. ábra).

A felvételeken jól látható a víztartalmú CO₂-dús zárványokból kidiffundáló víz, amely a zárványok közvetlen közelében nagyobb víztartalmat eredményez a befogadó ásványban (2. ábra). Ugyanígy a biotit közvetlen környezetében is magasabb a víz koncentrációja a bezáró ortopiroxénben. Ezzel szemben a szén-dioxid csak a fluidumzárványokban, illetve a zárványokat szegélyező dekrepitációs halóban figyelhető meg. Igen nagy jelentőséggel bír, hogy sikerült a víz jelenlétét kimutatnunk, hiszen ez megerősíti, hogy a xenolitokban olvadási folyamat zajlott, amelynek eredményeként az OH⁻ tartalmú fázisok fokozatosan felemésztettek és ennek során víztartalmú olvadék képződött. Ez az olvadék kapcsolatba hozható a szilikátolvadék- és fluidumzárványokkal is, amelyekben megfigyelhető ez a víztartalom is, annak ellenére, hogy a granulitban található egyéb szilikát ásványok víztartalma igen kicsi.



2. ábra A víz és a szén-dioxid laterális eloszlása a mikroszöpi fotón látható, ortopiroxénben megjelenő víztartalmú CO₂-gazdag fluidumzárványok körül.

A parciális olvadás pontosabb hőmérsékletét és nyomását a visszamaradt reziduális gránát-ortopiroxén-plagioklász együttes határoztuk meg Ai (1994), klinopiroxén-gránát termométerével és Eckert et al (1991) gránát-ortopiroxén-plagioklász geobarométerével. Ennek alapján az olvadási reziduum 1,2-1,3GPa nyomáson és 870-890°C hőmérsékleten kristályosodott. A kiszámolt hőmérséklet a reliktumokban mért biotit összetételéhez hasonló biotittal végzett olvasztási kísérletekben (pl. Nair és Chacko, 2002) meghatározott olvadáspontnál mintegy 100°C-kal kisebb. Peterson és Newton (1989, 1990) kísérletei megmutatták, hogy CO₂-H₂O fluidumot adagolva a flogopit + kvarc rendszerhez, annak olvadási hőmérséklete jelentősen lecsökken. A Mi-10 és Mi-19 sz. minták esetében megjelenő elsődleges fluidumzárványokban mért detektált CO₂-H₂O ±N₂ fluidum

beszivárgása csökkentette a biotitot tartalmazó ásványegyüttes olvadáspontját mintegy 100-130°C-kal, ami a k zet parciális olvadásához vezetett.

Az eredmények alapján ez a parciális olvadási folyamat az Alpokból történő kilökődés és a Pannon-medence extenziójának kezdetén történt, amely során törések, repedések keletkeztek az alsó kéregben. A keletkezett törések mentén megindulhatott a fluidumok és/vagy olvadékok áramlása is. Ezen fluidumvezet 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, könnyenillókban gazdagabb olvadék eltávozott a rendszerből és visszahagyott egy resztit ásványokban gazdag eróziósnal dehidratált zónát. Ha az olvadék helyben maradt volna, akkor kellene pl. káliumtartalmú ásványokat is találnunk, hiszen a biotit megolvadásával jelentős mennyiség kálium is felszabadult. A dehidratált zónában kisléptékű rehidratáció következett be a bezáródott fluidumzárványok víztartalmának diffúziója során.

Az infravörös spektroszkópiával 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 elemzetes 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 reliktumokat tartalmazó ortopiroxénben is a biotit környezetében. Ez felveti azt a lehetőséget, hogy az elemzésekben mért nagyobb víztartalom esetleg a fluidumzárványokból, illetve a biotitből származik, azaz az onnan diffúzióval távozó vizet látjuk az eredetileg vízben szegény gazdaásványban. Ezt a területi IR képek megerősítik (2. ábra).

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 ásványokban. A parciális olvadás során keletkezett, majd eltávozott olvadék a k zet víztartalmát ezzel lecsökkentette, visszahagyva egy vízben elszegényedett reziduumot.

Az elemzetes eredmények és következtetések a Török K., Kovács, I., Németh, B. (2014) CO₂-H₂O fluidum indukált parciális olvadás a Bakony-Balaton-felvidék alatti alsókéregben. In: Pál-Molnár E., Harangi Sz. (eds) K zettani folyamatok a földképenytől a felszínig. 5. K zettani és Geokémiai Vándorgyűlés 90-94. ISBN978-963-482-997-3 publikációkban található, de szándékaink szerint a témáról nagyobb lélegzetű publikációt is szeretnénk készíteni, amely elemzés alatt van.

III. Fluidum k zet kölcsönhatás a gránát stabilitási mezején kívül.

Míg az elemzés pontban vázolt fluidum-k zet kölcsönhatás eredményeként lejátszódott lokális parciális olvadás eredményeképpen gránátban dús resztit keletkezett, azaz a parciális olvadás a gránát stabilitási mezején belül játszódott le, addig a következő vizsgált fluidum-k zet kölcsönhatás során már a mafikus gránátos granulit ásványegyüttesből a folyamat során eltűnik a gránát, és klinopiroxénből, valamint plagioklászból álló erek, és kikristályosodott olvadéksomók jönnek létre. Ez, valamint a xenolitokból korábban felvázolt fejlődéstörténet azt mutatja, hogy a második fluidum-k zet kölcsönhatás a Pannon-medence extenziójának egy későbbi szakaszában játszódott le, már a gránát stabilitási mezejénél alacsonyabb nyomáson.

A fluidum-k zet kölcsönhatások tanulmányozásához első lépésként mintegy 500 xenolitból készült vékonycsiszolat részletes átnézésével kiválasztottuk kettőt (Sab38, Mi26), amelyek elsőleges olvadékkzárványokat tartalmaztak. Szöveti vizsgálattal elkülönítettünk olyan szilikátolvadékkzárványokat, amelyek a granulit fácies eredeti k zetalkotó ásványaiban (plagioklász, klinopiroxén és titanit) csapdázódtak és olyan zárványokat is megfigyeltünk, amelyek későbbi fluidumok zet

kölcsönhatásból keletkezett ásványokban (plagioklász, ilmenit, klinopiroxén, titanit) csapdázódva jelennek meg. Mindkét típusról elmondható, hogy szövetileg az adott gazdaásványhoz viszonyítva els dleges keletkezés nek látszik. Ezek után a zárványok petrográfiai megfigyelése és leírása következett, majd mikrotermometriai méréseket végeztünk ahol lehetett, amelyeket Raman analízissel és infravörös spektroszkópiával egészítettünk ki.

Mind a k zetalkotó, mind pedig a mátrix plagioklászra negatív-kristály alakú, 10690 m méret szilikátolvadék-zárványok jellemz ek, amelyet színtelen üveg és többnyire egyfázisú fluidum buborék alkot. A nagyobb (>5 m) fluidum buborékokon azok sötét színe miatt nem sikerült mikrotermometriai vizsgálatokat végezni. Ezek összetételét Raman spektroszkópiával határoztuk meg: CO₂+CO tartamúnak bizonyultak.

Klinopiroxén gazdaásványban - mind a k zetalkotó és mind a mátrix ásvány esetén - szabálytalan alakú, 10620 m méret szilikátolvadék-zárványok jelennek meg. A megfigyelt zárványok hasonló összetétel ek, mint a plagioklász gazdaásvány esetén, azaz k zetüveg és szobah mérsékleten kétfázisú fluidum buborék(ok) alkotják, azonban a k zetüveg nem színtelen, hanem barna szín . A fluidum buborékon mért olvadáspontok (-56,6 °C) CO₂ jelenlétére utalnak. A homogenizációs h mérsékletek (Th = 29,9 °C) azt mutatják, hogy a CO₂ kis s r ség , ami összefügghet azzal a megfigyeléssel, hogy e zárványtípus mindig dekrepitálódott. Raman spektroszkópia segítségével pontosítottuk a fluidum buborék összetételét: CO₂+H₂O alkotja. Elektronmikroszondás vizsgálatok igazolták, hogy a klinopiroxén gazdaásvány egyes szilikátolvadék-zárványaiban ilmenit leányásvány is el fordul.

A titanitban a klinopiroxének barna k zetüveg zárványaihoz hasonló szilikátolvadék-zárványok láthatók. Szöveti helyzet l függetlenül, mind a granulit fácieshez tartozó titanitokra, mind pedig a mátrixásványként megjelen gazdaásványra negatív-kristály alakú, 10 m körüli szilikátolvadék-zárványok jellemz ek. Barna k zetüvegb l ± szobah mérsékleten egyfázisú fluidum buborékból állnak. Mikrotermometriai vizsgálatokat a buborékok kis mérete miatt (<1 m) nem sikerült végezni.

Az ilmenit gazdaásványban 20650 m méret k zetüvegb l álló szilikátolvadék-zárványok figyelhet k meg. Elektronmikroszondás vizsgálattal és visszaszórt elektronképes felvételek kiértékelésével néhány olvadékszárványban olykor Cl-apatitot, illetve néhány, szubmikronos mérete miatt azonosíthatatlan kristályos fázist is észleltünk.

Elvégeztük a szilikátolvadék-zárványok (SMI) buborékjának Raman mikrospektroszkópiai vizsgálatát. Ennek során 88 lemért zárványon 328 mérést végeztünk. A vizsgálatok nagy részét szobah mérsékleten, illetve egy részüket 150°C-ra melegítve végeztük (Berkési et al., 2009), Linkam f thet tárgyasztal segítségével. A melegítési kísérletek során van lehet ség a kis mennyiség víz kimutatására. Ezen felül az olvadékszárványokkal társult els dleges fluidumzárványok mikrotermometriai, valamint Raman spektroszkópiai vizsgálata is megtörtént.

A plagioklászokban csapdázódott szilikátolvadék zárványok fluidum buborékjai a Sab38-as minta esetében CO₂ + CO (7,6 mol%-ig) tartalmúak, míg a Mi26-os minta esetében a tiszta CO₂-tól a CO₂ (80-92 mol%) + CO (8-17 mol%) ± N₂ (3 mol%-ig) ± H₂O (<1 mol%) kevert fluidum található bennük.

A klinopiroxének esetében a szilikátolvadék-zárványok buborékjai CO₂ + H₂O dominánsak, ± tartalmazhatnak CO-ot és N₂-t. Víztartalmuk 11,9 mol%-ig változik. A titanitokban csapdázódott olvadékszárványok buborékja, ha van, CO₂-domináns, de emellett tartalmazhat CO-ot (26,6%-ig) és N₂-t (9,9 %-ig) is.

Els dleges fluidum zárványok (FI) el fordulnak SMI között, azokkal együtt, illetve SMI jelenléte nélkül gránát befogadó ásványban. A mikrotermometriai mérések kevert, CO₂-dús fluidumra utalnak. Raman spektroszkópia alapján a CO₂ mellett N₂, CO, CH₄, H₂S és víz jelenléte igazolható. Lényeges, hogy az els dleges fluidumzárványok összetétele is mintáról mintára változhat.

A k zetalkotó ásványok víztartalmát infravörös spektroszkópiával határoztuk meg, hogy kiderítsük a víz viselkedését a fluidum k zet kölcsönhatás során. A fluidumzárványokat nem tartalmazó földpátok a granulit mellékk zetben és a klinopiroxén-plagioklász erekben és csomókban egyaránt nagyon kevés vizet tartalmaztak (általában 0-59 ppm; ritkábban efölötti értékeket is mértünk, maximum 240 ppm-ig klinopiroxén-plagioklász csomókban). A klinopiroxén-plagioklász erekben és csomókban található fluidum- vagy olvadékszárványt tartalmazó földpátokban jellegzetes zónás vízeloszlást tapasztaltunk. A szegélyen a víztartalom a kimutatási határ közelében, míg az olvadék- és fluidumzárványok közelében 600 ppm feletti értékeket is mutatnak. A klinopiroxének víztartalmában nincs különbség a zárványtartalom szerint, általában maximum 200ppm körüli víztartalmakat mértünk.

A xenolitok és erek, csomók modális összetételének és a k zetalkotó ásványok víztartalmának ismeretében meghatároztuk a k zetek víztartalmát. A klinopiroxén-plagioklász csomók és a befogadó gránát granulit esetében az el bbi víztartalma 413 ± 124 ppm, utóbbié pedig 77 ± 23 ppm volt. A klinopiroxén-plagioklász erek és a befogadó gránát granulit esetében ezek az értékek rendre 278 ± 83 ppm és 55 ± 17 ppm voltak. A kiszámolt értékekb l látszik, hogy egy parciális olvadás által víz szempontjából kimerített mafikus gránát granulitot a kés bbi fluidum k zet kölcsönhatás által létrehozott ásványegyüttes részlegesen és lokálisan rehidratált.

A kutatás részletesen a Németh B, Török K, Kovács I, Szabó Cs, Abart R, Dégi J, Mihály J & Németh Cs (2015) Melting, Fluid Migration and Fluid-Rock Interactions in the lower crust beneath the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field: a Silicate Melt and Fluid Inclusion Study. Mineralogy and Petrology (elfogadott). cikkünkben került részletes kifejtésre.

Granulit xenolitok víztartalmának meghatározása infravörös spektroszkópiával.

Mintegy 20 db kiválasztott metabázit (mafikus gránát granulit) és metapelites (f leg gránátot és sillimanitot tartalmaz) xenolit névlegesen vízmentes k zetalkotó ásványán végeztünk további infravörös spektroszkópiás pontméréseket, hogy publikációra alkalmas mennyiség adattömeget kapjunk. A kétoldalon polírozott 200-300 μm vastag k zetlemezek elkészítése után mérések történtek a száraz, OH-tartalmú ásványokat nem tartalmazó mafikus gránát granulitokon és a metapelites granulitok k zetalkotó ásványain. A mafikus granulitokban piroxéneket, gránátot és plagioklászt mértünk, míg a metapelites granulitokban sillimanit, gránát, plagioklász, kvarc és rutil víztartalmát vizsgáltuk. A száraz, azaz OH tartalmú ásványoktól mentes granulitok után megmértük az amfibol tartalmú granulit zárványokat is és megállapítottuk, hogy ezekben a k zetekben a vízmentes szilikátokban is nagyobb a víztartalom, mint a száraz granulit ásványaiban. A mennyiségi IR elemzések azt mutatják, hogy a gránátok esetében a víz koncentrációja minden esetben kimutatási határ alatt van, kivétel a fluidumzárványokat tartalmazó gránátok. Ilyen kis vízkoncentrációkat tudomásunk szerint eddig nem publikáltak gránátokból, granulitok esetében. A földpátok 65-240 ppm közötti vízmennyiséget tartalmaznak, de ennek a víztartalomnak egy része lehet, hogy mikrofluidumzárványok formájában van jelen az ásványokban. Összehasonlítva a plagioklászokat kelet-kínai granulitok plagioklászainak víztartalmával (65-900 ppm, Xia et al., 2006; Yang et al., 2008), a BBFVT-r l származó minták szárazabbak, a mért átlag víztartalmuk kisebb. A klinopiroxének 116-324 ppm vizet tartalmaznak, ami többnyire kevesebb, mint a kelet-kínai granulitokból publikált 200-2360 ppm vízmennyiség (Xia et al., 2006; Yang et al., 2008).

A vizsgált metapélit illetve metabázit eredete alsó-kéregb l származó granulitok esetében megállapítható, hogy ásványaik, a sillimanittól eltekintve, jóval szegényebbek szerkezetileg kötött vízben, mint a kelet kínai területr l származó hasonló granulitok. A sillimanitok esetében azonban elképzelhet , hogy a többi ásványhoz viszonyított magas érték csak a számított kioltási együttható és a feltehetően túlbecsült integrált területb l fakadnak. Az ásványi alkotók víztartalma alapján - különösen figyelembe véve, hogy a gránát szinte minden esetben száraz ó a teljes k zetre számolt össz-

szerkezetileg kötött víztartalom jóval 100 ppm alatt marad. Ez lényegesen alacsonyabb, mint a kelet kínai granulitok esetében meghatározott 150-1120 ppm koncentráció (Xia et al., 2006, Yang et al., 2008) és összevethető a felső-köpeny eredetű kzetekben tapasztalható koncentrációkkal (25-174 ppm) (Peslier et al., 2006; Li et al., 2008; Grant et al., 2007). Ennek az alacsony koncentrációnak az lehet az oka, hogy a Balaton-felvidékre származó alsó-kéreg eredetű granulitok igen jelentős mértékben parciális olvadáson mehettek keresztül, amely során a víztartalmú fázisok (biotit) szinte teljesen eltűntek. A geokémia és az ásványos összetétel is alátámasztja ezt, hogy a parciális olvadás olyan mértékű volt, hogy már szinte csak a legnagyobb olvadáspontú ásványok maradtak vissza (gránát, piroxének, plagioklász a mafikus kzetekben és gránát, sillimanit a metaszedimentekben). Illókat (H₂O és CO₂) pedig csak a relik biotit lamellák és fluidum és olvadék zárványok belsejében találhatunk. A jelentős mértékű parciális olvadás feltehetően a Pannon-medence extenziójához köthető, ahogyan azt a korábbi jelentésünkben leírtuk. A sillimanit esetében tapasztalt infravörös spektrumok magas hőmérséklet-egyensúlyba kerülésre utalnak, hiszen a kísérletileg 900 °C fok felé hevített minták mutatnak az esetünkben megfigyelt ásványokhoz hasonló karakterisztikát (Beran et al., 1989; Karanth et al., 1991). A xenolitok átlagos modális összetétele: 60% klinopiroxén, 30% gránát és 10% plagioklász. A minták modálisan maximum mintegy 5 % egyéb, járulékos ásványt is tartalmaznak, de ezeket a fázisokat nem elemeztük. Ezt az átlagösszetételt felhasználva, a teljes szerkezetileg kötött vízmennyiség a xenolitokban 150 ppm alatt van. Ez jelentősen kisebb víztartalom, mint a kínai granulit xenolitok átlag víztartalma, amely 150-950 ppm közt változik (Xia et al., 2006; Yang et al., 2008).

Az IR mérések összegzéséeként az egyik legfontosabb új eredmény a víz kimutatása az eddig vízmentesnek vélt CO₂ dús fluidumokban és ásványokban. Idközben a Raman spektroszkópiában kidolgozott melegítési módszer segítségével is megerősítettük, hogy az alsókéregben migráló általában CO₂ dús fluidumok több-kevesebb vizet is tartalmazhatnak. Az alsó kéreg olvadását modellező kísérleti petrográfiai munkák mind felhívják a figyelmet, hogy már kis mennyiségű vizes fluidum jelentősen megváltoztatja a parciális olvadás hőmérsékletét. Az IR mérések, a petrográfia és a fluidum-, valamint olvadékszárny-vizsgálatok alapján körvonalazódik, hogy az alsó kéreg víztartalom szempontjából is heterogén képet mutat. Vannak nagyon száraz mafikus és metapelites granulitok és vannak OH-t tartalmazó ásvánnyal kiegészült nagyobb víztartalmú mafikus granulitok, melyek egy részben lokálisan parciális olvadással száraz granulitok lett. A parciális olvadást fluidumok generálták, melyek fluidum és olvadékszárnyok formájában bezáródtak a kzetalkotó ásványokba. Az eredetileg víztartalmú fluidum-, vagy olvadékszárnyból a víz részben kidiffundált és újra megemelte ezen ásványok víztartalmát. A fluidumzárványokat bezárt új ásványok magasabb víztartalma hozzájárult a parciális olvadás során jelentősen dehidratálódott alsó kéreg kismértékű és lokális rehidratációjához.

Az IR spektroszkópiás eredmények publikálása folyamatban van.

A fluidum-kzet kölcsönhatás során bezáródott olvadékszárnyok f - és nyomelemösszetételének vizsgálata.

Az előző fejezetben említett xenolitokban található olvadékszárnyok f - és nyomelemösszetételét is meghatároztuk, hogy képet kapjunk az alsó kéregben migráló és fluidum-olvadék-kzet kölcsönhatást okozó olvadékok kémiai sajátosságaival. Először elektronmikroszkóppal meghatároztuk a szilikátolvadék-zárványok (SMI) kzetüveg fázisainak f elem összetételét, majd a kapott adatokat összevetettük irodalmakból ismert hasonló p-T körülmények között (p~3620 kbar; T~700-1100 °C) végzett olvasztási kísérletek kzetüveg fázisainak összetételével, hogy meghatározhassuk az különböző gazdaásványokat kristályosító olvadékok eredetét.

A bakonybalaton-felvidéki granulit fázis xenolitok gazdaásványai közül a klinopiroxénben és plagioklászban csapódott elsődleges szilikátolvadék-zárványok kzetüvegei hasonló, trachyandezites-dácitos-riolitos összetételt mutatnak. Ez az összetétel legközelebb azokhoz a riolitos-dácitos összetételekhez esik, amit biotit-kvarc-plagioklász ásványgyűttes olvasztásával (Patiño-

Douce és Beard, 1995) vagy metagrauwaacke olvasztásával nyerhetünk (Montel és Vielzeuf 1994; 1997). Ilyen összetétel olvadékokat azonban el lehet állítani mafikus granulitok megolvasztásával (Springer és Seck, 1997) is, ekkor az olvadék riolitos összetétel lesz. Az ilmenitben csapdázódott SMI kzetüveg összetétele trachybazaltostól trachydácitosig változik, ami olyan a kzetüvegekhez állnak legközelebb, ahol a megolvasztott kzet H_2O és CO_2 jelenlétében megolvasztott alkáli bazalt volt (Kaszuba és Wendlandt, 2000).

A petrográfiailag a granulitos fácieshez sorolható kzetalkotó titanitban csapdázódott szilikátolvadék-zárványok hasonló trachyandezites összetételű, azaz vélhetően alkáli bazaltos eredetet mutatnak, mint az ilmenit gazdaásvány esetében látunk. A mátrixásványként megjelenő titanit szilikátolvadék-zárványai azonban riolitos összetételűek, ami kvarc-amfibolit olvadással képződött (Patiño-Douce és Beard, 1995) kzetüveg összetételéhez, vagy egy mafikus granulit olvadása során keletkezett kzetüveg összetételéhez (Springer és Seck, 1997) állnak legközelebb.

Nyomelem vizsgálatok eredményei

Az előző fejezetben Raman spektroszkópiával és elektronmikroszondával vizsgált szilikátolvadék-zárvány tartalmú mafikus gránát-granulit xenolitokat vizsgáltunk nyomelemgeokémiai. A xenolitok a kzetalkotó plagioklászban és klinopiroxénben, valamint az akcesszóriaként megjelenő ilmenitben tartalmazzák a szilikátolvadék-zárványokat. A kzetalkotó ásványok, a homogenizálatlan szilikátolvadék-zárványok, valamint az őket befogadó gazdaásványok nyomelem vizsgálatát Zürichben az ETH-n, végeztük el. A szilikátolvadék-zárványok, az őket befogadó gazdaásványok és a zárványokat nem tartalmazó kzetalkotó ásványok nyomelem eloszlása segít megérteni és rekonstruálni a mafikus gránát-granulitok és az alsó kéregben jelenlevő olvadékok eredetét, valamint rámutat azokra a kémiai változásokra, amelyeket egy, a kzetbe beszivárgó fluidum és/vagy olvadék okoz.

A rendszer 193 nm hullámhosszú ArF excimer (excited dimer) lézer sugárforrást tartalmaz, amelyhez egy ELAN 6100 DRC quadropole tömegspektrométer van kapcsolva. A kimeneti energia 70 mJ, és az ismétlési frekvencia 10 Hz. A lézersugárban az energiasűrűség homogén eloszlású volt (Heinrich és mts., 2003). A sugárméret 20 és 80 μm között volt. Az egyes elemekre a dwell time (tartózkodási idő) 10 ms volt. Külső standardnek NIST SRM 610 üveg standardet használtunk, míg belső standardnek a korábban a Bécsi Egyetemen (University of Vienna) végzett elektronmikroszondás mérések (EMPA) fém elem összetételéből választottunk egy olyan elemet, ami nem szeret beépülni, vagy csak igen kis mértékben épül be az adott elemzett fázis kristályrácsába. Ez mindhárom gazdaásvány (plagioklász, klinopiroxén és ilmenit) esetén a K_2O -ból számolt K volt ppm-ben megadva.

A nyomelem mérésekhez nem homogenizált, de természetes módon üveg \pm buborék összetételű szilikátolvadék-zárványokat használtunk, amelyeket a befogadó ásványokkal együtt abláltunk el. Az adatok kiértékeléséhez a SILLS nevű szoftvert használtuk (Guillong és mts., 2008). A kvantifikáláshoz Zajacz és Halter (2007) metodikáját használtuk. A kapott adatokat aztán számszerűvé tettük, és az elemkoncentrációkat adtuk meg.

A sikeres mérések száma: Mi26-os mintából plagioklász ásványból 62, klinopiroxénből 127 mérés, míg plagioklászban csapdázódott szilikátolvadék-zárványból 44, klinopiroxénben csapdázódott szilikátolvadék-zárványból 16 mérés lett jó. A Sab38-as mintából ugyanez 14 sikeres mérést jelent plagioklászban, 23-at klinopiroxénben, míg plagioklászban csapdázódott szilikátolvadék-zárványból 12, klinopiroxénben csapdázódott szilikátolvadék-zárványból 9 sikeres mérést jelent, azaz összesen 85 mérés történt plagioklászban, 50 klinopiroxénben, és 81 szilikátolvadék. Az ilmenitből 1 és a bennük csapdázódott szilikátolvadék-zárványból készültek mérésekről a kiértékelések során kiderült, hogy nem használhatóak. Ez 6 ásványt és 8 olvadék-zárvány mérést jelent.

K zetalkotó ásványok nyomelem összetétele

Az ásványok nyomelem adatai azt mutatják, hogy minden plagioklász (gazdaásvány, és zárványmentes k zetalkotó egyaránt) mindkét mintában nagyon hasonló lefutást mutat, kisebb különbségekkel. Az elemzések Gd-ig értelmezhetők, utána az elemkoncentráció annyira lecsökken, hogy kimutatási határ közelébe kerül, így az elemzések nagy bizonytalansággal terheltek. A plagioklászokra jellemző, hogy csúcs jelenik meg a B, La, Sr és Eu elemeknél, míg minimumokkal jellemezhetők a Th, Ce és Zr a szomszédos elemekhez viszonyítva.

Kisebb különbségek adódnak, pl. a Ba esetén, ami csúcsként jelentkezik a szilikátolvadék zárványmentes szemcsében, míg a szilikátolvadék zárványtartalmúak esetén a csúcs az U-nál figyelhető meg. A Mi26-os minta plagioklászai (mind a szilikátolvadék zárványmentes mind a szilikátolvadék zárványtartalmú szemcsék) Nb kimerülést mutatnak a Sab38-as mintához képest, amiben a szilikátolvadékmentes plagioklászok esetében a Ta-nál jelentkezik a minimum. A Mi26-os minta esetén mind a szilikátolvadék zárványtartalmú, mind pedig a zárványmentes plagioklászoknál Pb pozitív anomália, és Ho negatív anomália jelentkezik, míg a Sab38-as minta plagioklászainál Sr pozitív anomália és Y negatív anomália jelentkezik. A RFF-ek La-Lu-ig (Gd-ig) folyamatos kimerülést mutatnak, némi közepes RFF dúsulással (Eu anomália). LILE gazdagodás is megfigyelhető a pozitív B és Rb anomáliáknál.

A klinopiroxének sokkal egységesebb nyomelem mintázatot mutatnak, mint a plagioklászok. Mindkét mintából (Mi26 és Sab38) mindkét típusú (szilikátolvadék zárványtartalmú és zárványmentes) klinopiroxéneknél is pozitív anomáliát figyeltünk meg B, U, Ce, Nd és Sm esetén, míg minimumot Ba, Sr és Eu esetén. A RFF-ek La-Lu-ig közepes RFF-ekben dúsulást mutat (Sm-anomália). Kisebb különbségek megfigyelhetők a szilikátolvadék zárványtartalmú és a zárványmentes klinopiroxének közt, pl. a Rb esetében, ami magasabb koncentrációban jelenik meg a szilikátolvadék zárványtartalmú klinopiroxénekben, mint a zárványmentesekben. A Mi26-os minta klinopiroxénjeiben nagyobb mennyiségben jelenik meg a Ba és az Pb, mint a Sab38-as minta klinopiroxénjei esetében (3. ábra).

Olvadékszárványok nyomelem összetétele

Minden SMI nyomelem összetétele körülbelül azonos lefutású, gazdaásványtól függetlenül. Rb, U, La esetén mindenhol relatív pozitív anomáliát, míg Sr esetén minimumot tapasztalunk a szomszédos elemekhez viszonyítva. A RFF koncentráció lefutása La-tól Lu-ig folyamatosan csökkenést mutat. A LILE elemek közül mind a f leg gazdagodás figyelhető meg, f leg a Rb esetén (3. ábra).

Az eredmények értelmezése

Az irodalmi nyomelemdatok azt sugallták, hogy egy, az alsókéreg k zetekben általában karakterisztikus Eu, B és Cs kimerülés várható (Leeman és Reid, 1992), csakúgy, mint a LILE elemek kimerülése granulitok esetén. Utóbbi mintát általában a felzikus magmás protolittól örökölte át a k zet, és ez a minta granulit fáciesre jellemző olvadék-kivonódás során csak kevéssé változik (Rollinson és Tarney, 2005). Az általunk vizsgált mintákban csapdázódott szilikátolvadék zárványok gazdagodtak Cs-ban, B-ban és f leg Rb-ban, ami egy LILE-gazdagodott olvadék jelenlétét mutatja. Ilyen olvadékok általában a szigetívekre jellemző vulkanizmus magmái, ahol a LILE elemek a nagyobb fluid áramláshoz kapcsolódnak (Saunders és mts., 1991), ami azt mutatja, hogy a LILE elemek fluidmobilisak, és így szükségképpen az olvadék fázissal mozognak együtt. A LILE elemekbeli gazdagodás azt is mutatja, hogy a vizes olvadék eredetileg egy víztartalmú ásványfázis olvadásához köthet (pl. biotit és/vagy amfibol), f leg az olvadékok relatíve nagy K_2O és Na_2O -tartalma miatt. Ehhez képest a granulit fácies ásványtársulás LILE-kimerülést mutat. Ez a devolatilizációhoz köthet, amely egy általános jelenség a granulit fácies k zetek parciális olvadása

esetén (Rollinson és Tarney, 2005). A plagioklászok nyomelemtartalmából a Rb a K-ot tudja helyettesíteni, míg az Eu a K-ot és a Na-ot is. A klinopiroxének nyomelemei közül a B és a RFF-ek fordulnak el az átlagos alsókéreg összetételhez képest nagyobb koncentrációban, valamint a szilikátolvadék zárvány tartalmú klinopiroxének relatíve dúsultak Cs, Rb, Th és U-ban a -mentes klinopiroxénekhez viszonyítva, ami azt mutatja hogy ezek az elemek az olvadék fázissal kompatibilisek, és hogy a fluidum-k zet kölcsönhatás során az eredetileg kimerült granulit újra-gazdagodott a fluidmobilis elemekben. Ez az újra-gazdagodás azonban sokkal inkább lokális volt az olvadék útja mentén, mint regionális a teljes alsókéregben, amit az olvadékzárványok más Bakony-Balaton-felvidéki mintákban való hiánya is jól mutat.



3. ábra Diagramok a nyomelemek eloszlásáról az átlagos alsókéreg értékekre normálva (Rudnick és Gao, 2003). Az x-tengelyen a mért elemek vannak feltüntetve, az y-tengelyen a koncentráció értékek logaritmikus skálával. Az első oszlopban a szilikátolvadék zárványok üvegének nyomelemösszetétele van feltüntetve, az alábbi módon: Az *š* *ä* *ö* képen sokelemes diagram, a *š* *b* *ö* képen a RFF sorozat, a *š* *c* *ö* képen a LILE elemek. A színkód a következő : piros vonal - plagioklász gazdaásványban a Sab38-as mintában; sárga vonal ó klinopiroxén gazdaásványban a Sab38-as mintában; kék vonal ó plagioklász gazdaásványban a Mi26-os mintában; szürke vonal ó klinopiroxén gazdaásványban a Mi26-os mintában. A második oszlopban a plagioklászok átlagos alsókéregre normált nyomelemeloszlásai láthatók, SMI-mentes és SMI-tartalmú ásványok esetén, mindkét mintából. A *š* *d* *ö* képen a sokelemes diagram, az *š* *e* *ö* képen a RFF lefutás, az *š* *f* *ö* képen a LILE eloszlás látható. A színkód a következő : zöld vonal ó SMI-mentes plagioklászok, a Sab38-as mintából; sárga vonal ó SMI-mentes plagioklászok a Mi26-os mintából; kék vonal ó SMI-tartalmú plagioklászok a Mi26-os mintából; barna vonal ó SMI-tartalmú plagioklászok a Sab38-as mintából. A harmadik oszlopban a klinopiroxének nyomelem lefutásai láthatók, a korábbiakhoz hasonlóan a *š* *g* *ö* ábrán a sokelemes diagram, a *š* *h* *ö* képen a RFF lefutás, és az *š* *i* *ö* képen a LILE eloszlás. A színkód megegyezik a második oszlopban a plagioklászokra is alkalmazott színkóddal.

Az el zetes eredmények és következtetések a Németh, B., Török, K., Zajacz, Z., Csabó, Cs., (2014) Szilikátolvadék-zárványok kémiai (f - és nyomelem) elemzése alsókéreg eredet gránát-granulit xenolitikból (Bakony-Balaton-felvidék). In: Pál-Molnár E., Harangi Sz. (eds) K zettani folyamatok a földképenyt l a felszínig. 5. K zettani és Geokémiai Vándorgy lés. 68-72. ISBN978-963-482-997-3 publikációnkban jelent meg. A részletes cikk el készülében van.

Irodalomjegyzék:

- Ai, Y (1994) *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115, 467-473.
- Beran, A., Rossman, G. R. and Grew, E. S. (1989) *American Mineralogist* 74, 812-817.
- Berkési M, Hidas K, Guzmics T, Dubessy J, Bodnar RJ, Szabó Cs, Vajna B, Tsunogae T (2009) *Journal of Raman Spectroscopy* 40:1461-1463.
- Dégi J, Abart R, Török K, Bali E, Wirth R, Rhede, D (2010) *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159:2936314, DOI 10.1007/s00410-009-0428-z.
- Dégi J, Abart R, Török K, Rhede D, Petrishcheva, E (2009) *Mineralogy and Petrology*, 95(3), 2196-234 (DOI: 10.1007/s00710-008-0035-0).
- Ai, Y (1994) *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115, 467-473.
- Eckert, JO, Newton, RC, Kleppa, OJ (1991) *American Mineralogist*, 76, 148-160.
- Embey-Isztin A, Downes H, Kempton P, Dobosi G, Thirlwall M (2003) *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144:6526670.
- Guillong, M., D. L. Meier, M. M. Allan, C. A. Heinrich, B. W. D. Yardley (2008) In: Sylvester, P. (Ed.). *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Vancouver, B. C., Mineralogical Association of Canada, Short Course 40, 3286333.
- Heinrich C. A., Pettke T., Halter W. E., Aigner-Torres M., Audetat A., Gunther D., Hattendorf B., Bleiner D., Guillong M. and Horn I. (2003) *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 347363497.
- Johannes, W., Koepke, J. (2001) *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 581-590.
- Karanth R.V., Mathew G. and Gundu Rao T.K. (1999) *Gondwana Research*, 2 (1,) 89-94.
- Kaszuba, J.P., Wendlandt, R.F. (2000) *Journal of Petrology* 41, 3636386.
- Li, Z. X.A., Lee, C.T.A., Peslier, A.H., Lenardic, A. & Mackwell, S.J. (2008) *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 113, doi:10.1029/2007JB005540.
- Montel, J.M., Vielzeuf, D. (1997) *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128, 176 ó 196.
- Nair, R., & Chacko, T. (2002) *Journal of Petrology*, 43/11, 2121-2142.
- Patinõ-Douce, A.E., Beard, J.S., (1995) *Journal of Petrology*, 36, 7076738.
- Peslier, A.H. & Luhr, J.F. (2006) *Earth and Planetary Science Letters* 242, 302-319.
- 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.
- Rollinson, H. R., Tarney, J. (2005): *Lithos* 79, 61-81.
- Rudnick, L.R., Gao, S. (2003) *Treatise on Geochemistry* Editors-in-Chief: Heinrich D. Holland and Karl K. Turekian. Vol. 3: The Crust; ISBN: 978-0-08-043751-4
- Saunders AD, Norry MJ, and Tarney J, (1991) *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* 335, 377-392.
- Skjerlie, K.P., Patiño-Douce, A.E. (1995) *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122, 62-78.
- Springer, W., Seck, A.H. (1997) *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127, 30-45.
- Török K, Dégi J, Marosi Gy, Szép A (2005) *Chemical Geology* 223:936108.
- Török, K. (2012) *International Journal of Earth Sciences: Volume 101, Issue 6, Page 1581-1597, DOI: 10.1007/s00531-011-0743-2*
- Vielzeuf, D., Montel, J.M. (1994) *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 117, p. 3756393.
- Xia QK, Yang XZ, Deloule E, Sheng YM, Hao YT (2006) *Journal of Geophysical Research*, 111 (B11202) DOI:10.1029/2006JB004296.
- Yang XZ, Xia QK, Deloule E, Dallai L, Fan QC, Fend M (2008) *Chemical Geology* 256 (1-2):33-45.
- Zajacz Z, Halter W, (2007) *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 102161040.