

Poikilites szövetű felsőköpeny peridotit xenolitok eredete

A kutatás célkitűzései, az előzmények és vizsgálati módszerek

Bár a durvaszemcsés poikilites szövetű és a rokon finomszemcsés felsőköpeny származású peridotitok világszerte nagyon ritkák, a hazai köpenyxenolitok között viszonylag nagyobb számban találhatóak. Már korábbi közleményeinkben is rámutattunk ezeknek a zárványoknak anomális vonásaira (pl. Embey-Isztin et al. 1989, Downes et al. 1992), de mindeközül nem állt rendelkezésünkre elegendő korszerű módszerekkel szerzett fő- és nyomelem, valamint radiogen izotóp adat, e rejtélyes kőzetek genetikai problémáinak adekvát tárgyalásához és értékeléséhez. Jelen pályázati munka során éppen azt tűztem ki célul, hogy a Pannon medence alatti felső köpeny poikilites szövetű, valamint a nálunk és világszerte is sokkal gyakoribb fősorozatú peridotitok közötti petrográfiai, geokémiai és izotóp-geokémiai különbségeket behatóan tanulmányozhassam. Az új adatok birtokában a következő kérdésekre kerestem választ: (a) hogyan képződnek a poikilites és mozaikos szövetű peridotitok a köpenyben? (b) milyen kapcsolat van a „normál” és poikilites/mozaikos kőzetek között? (c) milyen kapcsolat van a poikilites és mozaikos szövetű peridotitok között? És végül, (d) mit árulnak el ezek a különleges peridotitok a köpeny természetéről, a felfelé áramló köpenyanyagáról, a litoszféra eróziójáról?

A pályázati munka során terepi gyűjtésekkel egészítettem ki a már korábban is jelentős peridotit xenolit gyűjteményemet, és ezáltal számos, a genetikai értékelést nagyban elősegítő új mintához jutottam (pl. friss klinopiroxén dús poikilites xenolitok). Az új mintákból elektronmikroszkópia, illetve lézer ablációs in situ kémiai analízisek végzéséhez alkalmas vékony csiszolatok készültek. Ezek, valamint a korábban készült mikroszkópi vékonycsiszolatok képezték az alapját a részletes fénymikroszkópiai munkának a különböző szövetű peridotitok petrográfiai jellemzőinek feltárásához, a később elvégzendő geokémiai, izotóp-geokémiai vizsgálatokra legalkalmasabb minták kiválasztásához, és a mennyiségi ásványos összetétel méréséhez, melyet első közelítésben integrációs asztal segítségével végeztem el. Az összes mintáról készült csiszolatot beszkeneltem, így a szövetek nagy felbontású képernyőn is tanulmányozhatóak voltak, illetőleg képanalizálásra képes szoftverek segítségével a szöveti kimérések, modális ásványos összetétel meghatározások a hagyományos módszerekhez képest pontosabban voltak elvégezhetőek. A peridotit xenolitok ásványfázisainak kémiai összetételét JEOL Superprobe 733 elektronmikroszkópjával, a MTA Geokémiai Kutató Intézetben, Dobosi Gábor közreműködésével határoztuk meg.

Nagy gondosságot és sok időt vett igénybe a tiszta klinopiroxén szeparátumok létrehozása. Tekintettel arra, hogy a szeparátumok Sr, Nd és Pb izotópok méréséhez, valamint a ritkaföldfémek és egyéb nyomelemek koncentrációinak meghatározásához kellettek, a legkisebb szennyeződés, zárvány vagy egyéb ásványtöredék értelmetlenné tette volna a ppm, sőt néhány esetben ppb nagyságrendű koncentrációk mérését. A teljes kőzet minták őrlését, a volfrám-szennyeződést kizárandó, achát malomban végeztük. A nyomelem gyakoriságok mérése a klinopiroxén szeparátumok esetében oldatos és szelektív lézer ablációs, (LA)-ICP-MS módszerrel is történt, az ortopiroxén esetében csak az utóbbi módszert használtuk. A teljes kőzetminták és nyomelem összetételének mérése oldatos ICP-MS (induktívan kapcsolt plazma tömegspektrometria) módszerével a Montpellier II. Egyetem Tectonophysique Laboratóriumában történt. A pontosságot UB-N nemzetközi standard ismételt méréseivel ellenőriztük. A Sr Nd és Pb szeparálása a klinopiroxén és teljes kőzet mintákból szintén Montpellier-ben történt. A feltárás előtt minden mintát 2, 5 N HCl-ben 30 percen keresztül és 60 °C-on kezeltünk. A Sr és Nd izotóp összetételt Finnigan Mat többcsatornás

tömegspektrométeren mértük, a NBS-987 Sr standard, valamint a La Jolla Nd standard felhasználásával. Az ólom izotóp-összetételt Lyon-ban az École Normale Supérieure többcsatornás mágneses-szektorú ICP MS készülékével határoztuk meg. Végezetül hozzá kell tennem, hogy Dobosi Gábor, a MTA Geokémiai Kutató Intézetének munkatársa, akivel szoros együttműködésben dolgozom, igen jelentős számban végzett (LA)-ICP-MS in situ méréseket a kanadai St John's Egyetemen a jelen pályázatban is vizsgált peridotitxenolit mintákon. Ez a körülmény nagymértékben növelte az alább ismertetett eredmények megbízhatóságát és megalapozottságát.

A kutatás főbb eredményei

A felsőköpeny viszonylag sekélyebb részét több mint 90%-ban alkotó protogranuláris-porfiroklastos-equigranuláris szövetű fősorozatú peridotitok, valamint a Balaton-felvidéken ezek mellett talált jóval ritkább poikilites és mozaikos szövetű peridotit xenolitok kémiai jellegei között számos jellegzetes és szisztematikus eltérést, anomáliát sikerült kimutatni. Bár mindkét sorozatra a magas Mg-érték ($100 \times \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) és Cr-tartalom jellemző és ennél fogva az un. I. Típusú vagy Cr-diopszid csoportba sorolhatók be, bizonyos fő- és nyomelemek gyakoriságában, az egyes ásványfázisok kémiai összetétele közötti korrelációkban, valamint az izotóp-összetételben lényeges eltéréseket tapasztaltunk.

1. A fősorozatú peridotitokhoz képest az olivin Mg-értéke és a koegzisztens (vele egy kőzetben előforduló) spinell Cr/Al hányadosa közötti jól ismert összefüggés a poikilites/mozaikos xenolitokban nem érvényesül. Egy adott Cr/Al hányadoshoz képest az olivinnek jelentősen kisebb, de azon belül erősen változó Mg-értéke van. Az olivin Mg-értéke és Ni-tartalma között sem mutatkozik pozitív korreláció.
2. A klinopiroxének Na_2O -tartalma szignifikáns mértékben kisebb a poikilites/mozaikos zárványokban ($< 1\%$), mint a fősorozatú peridotitok esetében (többnyire $> 1\%$). Hasonló a helyzet a klinopiroxén Al_2O_3 tartalmával: a fősorozatban ez, a minták túlnyomó többségében $\gg 4\%$, míg a poikilites/mozaikos kőzetekben mindössze 1,5-4 %. A klinopiroxén Ca-tartalma a poikilites és különösen a mozaikos zárványok esetében magasabb, mint a fősorozatban.
3. A poikilites/mozaikos xenolitok ortopiroxénjében is szignifikáns mértékben kevesebb alumíniumot mértünk, mint a fősorozatú ortopiroxének esetében.
4. A spinellek összetételében nagyon jelentős különbséget állapítottunk meg. Míg a fősorozatnál az alacsony Cr- és Fe-, valamint magas Al- és Mg- tartalmú változatok dominálnak, addig a poikilites és mozaikos xenolitoknál ennek éppen az ellenkezőjét tapasztaltuk. E két csoportban a magas Cr/Al és alacsony Mg/Fe arányú spinellek nincsenek kémiai egyensúlyban a koegzisztens szilikátfázisokkal (lásd 1. pont). Genetikai szempontból fontos, hogy a spinellek sztöchiometriai úton számított $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ aránya lényegesen magasabb a poikilites/mozaikos mintáknál, mint a fősorozat esetében.
5. A vizsgálatok során kiderült továbbá, hogy a fősorozat kőzetei és a poikilites/mozaikos csoport kőzetei nemcsak kémiai összetételben különböznek egymástól, hanem bizonyos kémiai elemek megoszlása a koegzisztens ásványfázisok között más és más törvényszerűséget követ. Példaként említhetjük, hogy bár a spinellek Cr/Al hányadosa és Mg-értéke között mindkét csoportban negatív korreláció áll fenn, a korrelációs egyenlet meredekségében jelentős mértékű az eltérés. Hasonlóképpen, ha az Al megoszlását

vizsgáljuk a koegzisztens orto- és klinopiroxén ásványok között, akkor azt tapasztaljuk, hogy a fősorozat a világszerte jól ismert trendet követi, azaz a koegzisztens piroxén párok közül a klinopiroxénben jelentősen magasabb az Al koncentrációja, mint az ortopiroxénben. Ezzel szemben a poikilites/mozaikos szövetű peridotitokban az Al vagy 1:1 arányban oszlik meg a két piroxénásvány között, vagy pedig – ami különösen a mozaikos típusnál gyakori – az ortopiroxénben több az Al, mint a klinopiroxénben. Ez újdonság, legjobb tudásom szerint ilyen esetet még nem írtak le a szakirodalomban.

6. A ritkaföldfémek gyakorisági adatai alapján megállapíthattuk, hogy a fősorozat protogranuláris szövetű peridotitzárványai zömmel könnyű lantanida veszteséget szenvedtek el, aminek oka egy korábbi részleges megolvadás és a bazaltos olvadék távozása lehetett.
7. A fősorozat deformált, tektonizált porfiroklasztos és equigranuláris szövetű xenolitjai viszont leggyakrabban könnyű lantanida dúsulást mutatnak. Ez a dúsulás, egy az elszegényedést követő, metasomatikus hatás eredménye kell legyen, ugyanis jó néhány könnyű lantanida elszegényedett xenolitot is azonosítottunk ebben a csoportban.
8. A poikilites/mozaikos xenolitokra a protogranuláris mintáknál jellemző egyszerű könnyű lantanida elszegényedés teljes hiánya és igen változatos lefutású és meglehetősen szokatlan alakú ritkaföldfém görbék jellemzőek. Egy részük a deformált xenolitokéhoz hasonló könnyű lantanida dúsulást mutatja, más részük görbéje a középső lantanidáknál egy minimumot ér el (U-alkú görbe). Néhány minta azonban éppen ellenkezőleg, a középső lantanidáknál enyhe mértékű maximumot mutat (felfelé domború).
9. A teljes nyomelem spektrumot ábrázoló sokelemes diagramokban a protogranuláris xenolitok viszonylag sima görbéket képeznek, melyek a Zr és Hf elemeknél mérsékelt negatív anomáliát mutatnak. Ezek azonban csak szeparált klinopiroxén mintákban voltak feltűnőek, a teljes kőzetmintákon végzett elemzések nem, vagy alig mutatják ezt az anomáliát. A könnyű lantanidákban és egyéb inkompatibilis elemekben (Rb, Ba, U, Th, stb.) dúsult deformált, valamint poikilites/mozaikos minták sokkal tagoltabb görbéket képeznek, ahol a Zr, Hf anomália mellett a Nb, Ta elemeknél is jelentősebb minimumot találtunk. A teljes kőzetminták azonban itt se mutatnak jelentős anomáliákat. Az U-alakú mozaikos, de még fokozottabban a poikilites klinopiroxén mintáknál pozitív Sr-anomáliát is észleltünk, mely anomália a teljes kőzetmintákon nem látszik.
10. A Sr-Nd izotóp rendszerben a protogranuláris xenolitok a „Teljes Föld” (kémiai differenciációt nem szenvedett eredeti Föld anyag) izotóp arányaihoz képest erősen elszegényedtek (igen alacsony Sr és nagyon magas Nd izotóparányok). A deformált xenolitok ehhez képest magasabb Sr és alacsonyabb Nd arányt mutatnak, de nagyobb részük továbbra is az izotóp diagram elszegényedett negyedében marad.
11. A Sr-Nd izotóp diagramban a poikilites/mozaikos xenolitok látványosan különülnek el a fősorozat és azon belül is a protogranuláris peridotitoktól. A poikilites és mozaikos szövetű minták $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ izotóparánya jelentősen magasabb, így a Teljes Föld értéket jóval meghaladva, a Sr dúsult negyedébe találhatók. Különös módon azonban a Sr izotóphányadosok növekedését nem követi az ilyenkor törvényszerű csökkenés a $143\text{Nd}/144\text{Nd}$ izotóp arányok esetében, vagyis e tekintetben a mintáink továbbra is az elszegényedett negyedben maradnak. Ez a jelenség a Sr-Nd izotóprendszer szétkapcsolódásaként értékelhető.

12. Szemben a Sr-Nd izotóprendszerrel, a különböző Pb izotóp diagramokban a fősorozat és a poikilites/mozaikos csoport xenolitjai nem különíthetők el egyértelműen egymástól. Néhány protogranuláris mintának azonban egy adott $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ arányoz képest kiemelkedően magas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ aránya van és, bár jelentős az átfedés, a fősorozat xenolitjai inkább az alacsonyabb, a poikilites és mozaikos minták inkább a magasabb $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ arányok irányába tolódnak el.
13. Bár az előzőekből kitűnik, hogy a poikilites és mozaikos xenolitok geokémiai és izotóp-geokémiai jellegeik alapján szoros rokonságban állnak egymással, a behatóbb vizsgálat bizonyos különbségekre is fényt derített a két típus között. Már maga a szövet is különbözik, a poikilites változat durvaszemcsés és reliktumként felismerhetők benne olyan részletek, melyek magmás kumulátumok szövetére emlékeztetnek. Ezzel szemben a mozaikos szövet finomszemcsés és intenzív átkristályosodást mutat, de az előzőhöz hasonlóan ebben is található szilikát ásványokba ágyazott spinell zárványok. Ami a kémiai eltéréseket illeti, a mozaikos szövetű minták fősorozathoz viszonyított anomális vonásai bizonyos esetekben még erősebbek, mint a poikilites mintáké. A mozaikos xenolitok klino- és ortopiroxénjeiben, valamint gyakorta a spinellben is szignifikáns mértékben kevesebb a Cr mint a poikilites minták hasonló ásványaiban. Hasonló a helyzet a klinopiroxének Na- és Al-tartalmával is. A legváratlanabb eredmény azonban az volt, hogy a mozaikos xenolitok egyensúlyi hőmérséklete mintegy $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ -al alacsonyabb, mint a poikilites zárványoknál számított hőmérséklet.

Következtetések

1. A poikilites szövetű peridotitok képződésére korábban különféle hipotéziseket, modelleket állítottak fel. Vizsgálati eredményeink alapján átértékeljük az eddig javasolt modelleket és megállapítottuk, hogy (A) a Mercier és Nicolas (1975) féle izokémikus átkristályosodási modell nem képes megmagyarázni azokat a jelentős kémiai különbségeket, melyek a fősorozatú és a poikilites/mozaikos xenolitok között fennállnak. Bár az átkristályosodási modell a spinell szemcsék bezáródására a különböző szilikát ásványokba magyarázatot szolgáltat, a kumulát jellegű relikт szövet nehezen értelmezhető ezzel a mechanizmussal. (B) A Berger (1978) féle kumulát modell összhangban van e szöveti jellegekkel, de az előző pontokban részletezett anomális kémiai és izotóp jellegekkel nem egyeztethető össze. (C) A Xu et al. (1998) által felállított átszivárgásos-reakciós modell a nyomelem és izotóp-geokémiai eredményekkel jól harmonizál, de a főelem-geokémia adatokkal, valamint az elemegoszlási viszonyokkal már sokkal kevésbé. A szöveti átalakulás tekintetében ez a modell sem különbözik az (A) alatt ismertetett modelltől. Felismerve a felsorolt modellek előnyeit és hátrányait a poikilites szövetű peridotit xenolitok képződésének értelmezésében, egy új modell felállítását javasoltuk, mely bizonyos tekintetben a B és A modellek ötvözetének tekinthető.
2. A fősorozatú, valamint a poikilites/mozaikos peridotit xenolitok gyakoriságának arányaiból arra következtethetünk, hogy az utóbbi csoportba tartozó kőzetek a köpeny litoszférában kisebb testeket (ereket, teléreket, lencsüket) képezhetnek. Bár, intruzív kontaktust megőrző összetett xenolitot nem találtunk, egy különleges összetett xenolit indirekt bizonyítékot szolgáltat erre nézve is. Az egyensúlyi hőmérsékletből és az átlagos hőáram értékből kiindulva a poikilites kőzetek a Pannon medence kivékonyodott köpenylitoszférájának az aljából, a mozaikos változatok pedig a köpeny-kéreg határ közeléből származhatnak.

3. Szöveti elemzések alapján a köpeny legősibb állapotát a protogranuláris szövetű zárványok őrizték meg. Ezekre jellemző a könnyű lantanida elszegényedés, mely kombinálva a magas Nd, alacsony Sr izotóp arányokkal, arra enged következtetni, hogy e köpeny kőzetek nagyon régen, a proterozóikumban részlegesen megolvadtak és az olvadék kivonódott a rendszerből.
4. A szöveti változások (deformáció a fősorozat peridotitjaiban, poikilites/mozaikos kőzetek képződése), valamint az inkompatibilis elemek dúsulása, a különleges nyomelem spektrumok keletkezése lényegesen később, de az alkáli bazalt vulkanizmust megelőző időkben jöhetett létre. Az egyes események sorrendje, az esetleges ok és okozati összefüggések tisztázása tekintetében kevés fogódzónk van. Minden esetre a deformáció és az inkompatibilis elem dúsulás között kapcsolat állhat fenn, és a dúsult xenolitok nyomelem görbéiben tapasztalt hasonlóság talán arra utal, hogy a fősorozatban történt metasomatózis, valamint a poikilites/mozaikos kőzetek keletkezése térben is időben nem vált nagyon szét.
5. Petrográfiai, geokémiai és izotóp-geokémiai adataink alapján a poikilites és mozaikos xenolitok, a fősorozattal ellentétben, nem követik a parciális olvadási trendet és keletkezésük komplex folyamat volt. Ebben a folyamatban az olvadék-peridotit kölcsönhatás fontos szerepet játszott. Az olvadék az asztenoszférában keletkezhetett, összetétele valószínűleg mafikus és ultramafikus volt. A lassan átszivárgó olvadékot, a mellékkőzet magas Mg-értékű, és Ni-tartalmú olivinje pufferolta. Az anomális kémiai tulajdonságok kialakulásában egyaránt szerepet játszott a porózus, kromatografikus olvadékvándorlás, az olvadék és szilárd peridotit közötti kémiai kölcsönhatás, a rejtett metasomatózis, a visszaoldódás és a kumulusz fázisok képződése is (telér-kumulát). Ilyen értelemben a poikilites xenolitok képződése a litoszféra eróziójának lehet a jele. A mozaikos peridotitok hasonló mechanizmussal jöttek létre, de a kölcsönhatás a MOHO közelében történhetett.

A kutatás témakörét érintő eddig már megjelent, illetve közlésre elfogadott publikációk jegyzéke:

Dobosi G., Downes H., Embey-Isztin A., Jenner G.A: Origin of megacrysts and pyroxenite xenoliths from the Pliocene alkali basalts of the Pannonian Basin (Hungary)., N. Jb. Min. Abh. 178, 217-237, 2003

Demény A., Vennemann T.W., Hegner E., Nagy G., Milton J.A., Embey-Isztin A., Homonnay Z., Dobosi G.: Trace element and C-O-Sr-Nd isotope evidence for subduction-related carbonate-silicate melts in mantle xenoliths (Pannonian Basin, Hungary)., Lithos 75, 89-113., 2004

Dobosi, G. és Embey-Isztin A.: A Pannoni-medence alatti alsókéreg jellemzői és eredete a granulit xenolitok alapján – áttekintés. Characteristics and origin of the lower crust beneath the Pannonian Basin – review, Földtani Közlöny 134/4, 481-498, 2004

Embey-Isztin, A és Dobosi, G.: A Föld kémiai összetétele és differenciációja - Composition and differentiation of the Earth, Magyar Kémiai Folyóirat 109-110 Évf., 4. szám, 2004

Demény A., Vennemann T.W., Homonnay Z., Milton J.A., Embey-Isztin A., Nagy G.: Origin of amphibole megacrysts in the Pliocene-Pleistocene basalts of the Carpathian-Pannonian region., *Geologica Carpathica* 56: (2) 179-189, 2005

Embey-Isztin A., és Dobosi, G. Composition of olivines in the young alkali basalts and their peridotite xenoliths from the Pannonian Basin. *Annls. Hist.-nat. Mus. Natn. Hung.* 98. Nyomdában 2007

Megjegyzés: A téma főeredményeit ismertető publikációnk az év során készül el, de azokat már részletes előadás keretében ismertettem 2007. február 13-án a MTA X. Osztály Geokémiai és Ásvány-kőzettani Bizottságának tagjai előtt.