

Poikilites és mozaikos peridotitxenolitok eredete és jelentősége a Pannon-medence nyugati részén

EMBEY-ISZTIN Antal¹, DOBOSI Gábor²

¹Magyar Természettudományi Múzeum Ásvány- és Kőzettár, 1083 Budapest, Ludovika tér 2., e-mail: embey@ludens.elte.hu

²Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatóintézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45., e-mail: dobosi@geochem.hu

The origin and significance of poikilitic and mosaic peridotite xenoliths in the western Pannonian Basin

Abstract

Peridotite xenoliths resulting from eruptions of alkali basaltic volcanoes in the western Pannonian Basin can be divided into two fundamentally contrasting groups. The geochemical characteristics of the abundant protogranular, porphyroclastic and equigranular nodules suggest that these samples originate from an old, consolidated and moderately depleted lithospheric mantle domain. In contrast, the geochemical features of the worldwide rare, but in the Pannonian Basin relatively abundant, poikilitic xenoliths attest to a more complex evolution. It has been argued that the origin of the peculiar chemistry of these xenoliths may be intimately linked to melt/rock reactions and chromatographic fractionation in a porous melt-flow system. The most likely site where such reactions could have taken place is the asthenosphere-lithosphere boundary. In this context, poikilitic xenoliths may provide petrological and geochemical evidence for reactions between magmatic liquids issued from the emerging and rising asthenosphere, and the solid mantle rocks of the lithosphere. These reactions are important agents for the thermal erosion of the lithosphere; thus they could have contributed considerably to the thinning of the lithosphere in the Pannonian region. Here it is suggested that in the Pannonian Basin there could be a strong relation between the unusual abundance of poikilitic mantle xenoliths and the strongly eroded lithosphere.

Keywords: Western Pannonian Basin, peridotite xenoliths, poikilitic, melt/rock reaction, thermal erosion, mantle lithosphere

Összefoglalás

Szöveti és geokémiai vizsgálataink alapján a dunántúli alkáli bazaltos vulkánok által felhozott peridotitxenolitok két egymással élesen szembenálló csoportot képeznek. A gyakoribb protogranuláris, porfiroklasztos és ekvigranuláris szövetű xenolitok geokémiai jellegei arra engednek következtetni, hogy ezek idős, konszolidált litoszféra köpenyből származnak, amely kis és közepes mértékű parciális olvadást és olvadékvesztést szenvedett. Ezzel szemben, a világszerte ritka, de a területünkön viszonylag gyakori poikilites xenolitok számos anomális geokémiai bélyege komplex fejlődésről árulkodik. Arra következtettünk, hogy a különleges geokémiai viszonyok porózus olvadékvándorlási rendszerben, kromatografikus frakcionáció, valamint olvadék-kőzet reakciók során jöhettek létre. Az olvadék-köpeny kölcsönhatás legvalószínűbb helyszíne a szilárd litoszféra köpeny és a felfelé nyomuló asztenoszféra határán lehetett. A poikilites xenolitok kőzettani és geokémiai bizonyítékként szolgálhatnak a felemelkedő asztenoszférából származó magmás olvadékok és fluidumok, valamint a szilárd litoszféra köpeny kőzeteinek kölcsönhatására. Ez a kölcsönhatás a litoszféra termális eróziójának fontos eleme, így jelentős mértékben járulhatott hozzá a Pannon-medence alatti litoszféra kivékonyodásához. Véleményünk szerint a Pannon-medencében szoros kapcsolat állhat fenn a poikilites kőzetzárványok szokatlan gyakorisága és a geodinamikai helyzet, nevezetesen az erősen erodált litoszféra között.

Tárgyszavak: Dunántúl, peridotitxenolitok, poikilites, olvadék/kőzet reakció, termális erózió, köpeny litoszféra

Bevezetés

Az alkáli bazaltos lávák által felhozott köpenyxenolitok fontos információkat hordoznak a felső köpenyben végbe menő folyamatokról, mint amilyen a parciális olvadás, magmaszegregáció, valamint az olvadék-kőzet kölcsönhatás, mint pl. a rejtett és modális metasomatózis. Világszerte a leggyakoribb xenolitfajta az úgy nevezett I. típusú lherzolit és harzburgit (FREY & PRINZ 1978), melyek szövete a protogranuláristól a köztes porfiroklasztoson keresztül az ekvigranulárisig változik. Ezt a tendenciát a köpenyközetek fokozatos deformációjával értelmezhetjük (MERCIER & NICOLAS 1975). Általánosan elterjedt vélemény szerint az I. típusú peridotitok egy összetételében homogén primitív köpeny részleges megolvadása után visszamaradt maradvékot képviselnek, melyet gyakorta inkompatibilis elemekben gazdag komponens utólagos feldúsulása (metsomatózis) módosít. A kumulát szövétű, jóval ritkább II. típusú, zömmel piroxenit xenolitokat alkáli bazaltok polibárikus szegregátumainak tartjuk.

Azonban, egy különleges poikilites szövétű peridotit-típus (ahol a szilikát fázisokban spinell zárványok találhatóak) eredete és jelentősége még ma is homályos. Bár mg-értékük és a Cr-gazdag piroxén alapján a poikilites peridotitok I. típusú xenolitok közé sorolandók, néhány szignifikáns kémiai eltérés genezisük speciális feltételeire utal (BERGER 1978; EMBEY-ISZTIN et al. 1989; DOWNES et al. 1992, GRÉGOIRE et al. 1997; XU et al. 1998, 2003a). A poikilites peridotitok eredetének magyarázatára többféle elképzelés született. MERCIER & NICOLAS (1975), valamint AVÉ LALLEMANT et al. (1980) javaslata szerint az ilyen peridotitok a deformációt követő szelektív izokémikus átkristályosodás (annealing) során alakulhattak ki normál peridotitokból, mintegy a feljebb említett dinamikus átkristályosodási trend folytatásaként („másodlagos szövet”). Azonban, geokémiai vizsgálatok rámutattak a poikilites peridotitok sajátos kémiai bélyegeire, és ezzel egyértelművé tették, hogy az átalakulás nem lehet izokémikus (EMBEY-ISZTIN et al. 1989, DOWNES et al. 1992, GRÉGOIRE et al. 1997, XU et al. 1998). A sajátos kémiai jelek, valamint magmás kumulátokéra emlékeztető szövet miatt BERGER (1978) és EMBEY-ISZTIN et al. (1989) arra a nézetre jutottak, hogy a poikilites peridotitok valójában metakumulátumok (átalakult kumulát kőzetek), melyek a szubkontinentális köpenyben bázisos, ultrabázisos olvadékból kristályosodtak. Végül, GRÉGOIRE et al. (1997) és XU et al. (1998) egy olvadék-kőzet kölcsönhatás modellt részesítettek előnyben, mely a litoszféra alján felgyülemlött magas olvadékfrakcióval számolt. A franciaországi Borée (Massif Central) xenolitjaira javasolt modell szerint a poikilites harzburgitok normál I. típusú peridotitokból (főleg lherzolitokból) alakultak át olvadék-kőzet kölcsönhatás következtében. Ezt a modellt tulajdonképpen VAN DER WAL & BODINIER (1996) munkája ihlette, mely szerint a Ronda (Spanyolország déli része) alpi peridotit masszívumban egy km-es nagyságrendű olvadékkal kapcsolatos átkristályosodott front képződött.

A dunántúli spinell peridotitxenolitok közül korábban szokatlanul nagy számban irtunk le jól fejlett poikilites szövétű kőzetzárványokat (EMBEY-ISZTIN et al. 1989, 2001; DOWNES et al. 1992). Jelen dolgozatban egy teljesebb geokémiai adatbázis alapján megpróbáljuk értelmezni e különleges xenolitcsoport geodinamikai jelentőségét térségünkben. Úgy véljük, hogy a Pannon-medencében kapcsolat állhat fel a poikilites kőzetzárványok szokatlan gyakorisága és a geodinamikai helyzet, nevezetesen az erősen erodált litoszféra között. Felhívjuk a figyelmet arra, hogy Borée szintén az asztenoszféra-litoszféra határ topográfiai kiemelkedésével esik egybe a Massif Central területén és a Ronda-masszívum átkristályosodási frontjának kialakulása LENOIR et al. (2001) munkája alapján a Betic-Albor-i domén alatti erős termális erózió kezdetével hozható összefüggésbe. A Pannon térség poikilites xenolitjai rávilágíthatnak az olvadékok lehetséges szerepére — különösképpen az olvadék-felhalmozódási rétegekre — a litoszféraerózió folyamatában.

Szöveti típusok

Vékonycsiszolatokon végzett megfigyelések alapján a dunántúli spinell peridotitzárványok szövete két jelentős mértékben különböző csoportra vagy sorozatra osztható fel (EMBEY-ISZTIN 1984; EMBEY-ISZTIN et al. 1989, 2001; DOWNES et al. 1992). A protogranuláris, porfiroklasztos és ekvigranuláris szövétű peridotitok (összefoglalóan a fősorozat) igen gyakoriak, akárcsak a világ legtöbb xenolithelőlhelyén. A másik csoportba sorolható poikilites xenolitok, melyek csak kevés más helyről ismeretesek, mint pl. Borée és Puy Beaunit, Massif Central Central (BERGER 1978, XU et al. 1998, DOWNES & DUPUY 1987, FÉMÉNIAS et al. 2001), valamint a Kerguelen-szigetek (GRÉGOIRE et al. 1997), nálunk különös módon viszonylag gyakorinak mondhatók.

Protogranuláris xenolitok

A fősorozaton belül a protogranuláris xenolitok a leggyakoribbak, különösen szentbékállai lelőlhelyen. Ebben a szöveti típusban a kristályszemcséknek görbe vonalú határai vannak. Az olivinnek és ortopiroxének mérete 2 és 6 mm között változik. A többnyire féreg alakú spinellszemcsék az olivin- és piroxén szemcsék közötti térben oszlanak el, és gyakorta társulnak orto- és klinopiroxénhez (I. tábla 1.). Deformált porfiroklasztos xenolitok bimodális szemcsemérettel a gércei lelőlhelynél gyakoriak, míg a finomszemcsés ekvigranuláris zárványok Szigligeten, de kisebb számban minden lelőlhelyen előfordulnak (EMBEY-ISZTIN 1984). A fősorozatú xenolitok többsége spinell lherzolit (>5% klinopiroxén), modális összetétel 55–73% olivin (ol), 17–29% ortopiroxén (opx), 5–17% klinopiroxén (kpx) és 2–4% spinell (sp). Kimerült harzburgitok 72–80% ol, 20–29% opx, 0,5–5% kpx és 1–2% sp összetétellel ritkábbak.

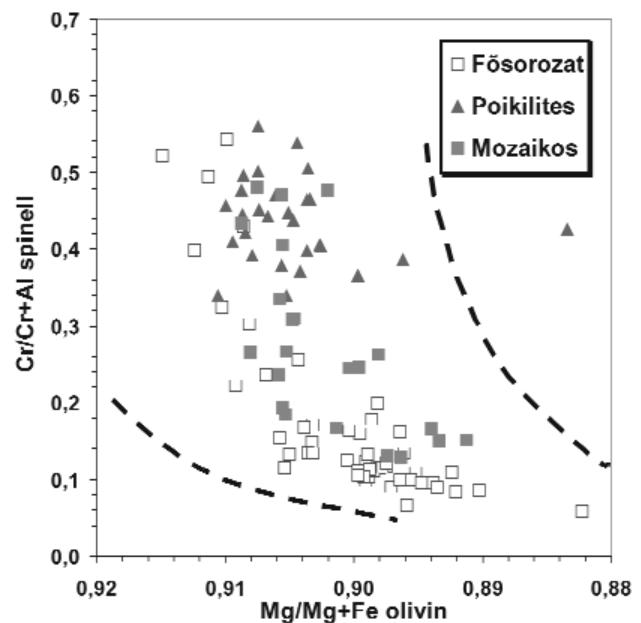
Poikilites xenolitok

Poikilites xenolitok gyakoribbak Szentbékállán, de megtalálhatók a Bondoró-hegyen, Szigligeten és Gércén is. Újabban a xenolitokban szegény Tihanyi-félszigetről is sikerült ezt a típust kimutatni (FALUS & SZABÓ 2004). A spinellt zárványként tartalmazó dunántúli peridotitxenolitokat két alcsoportra oszthatjuk. Egyikük durvaszemcsés (8–10 mm-ig menő szemcsemérettel), részben görbe vonalú, részben pedig egyenes vonalú szemcsehatárokkal (I. tábla 2, 3, 4, 5). Orto- és klinopiroxének elég gyakran, az olivinek ritkábban képeznek félig saját alakú kristályokat. Stresszhatást nem vagy alig mutatnak. Ásványreakciók sem figyelhetők meg. Az opak spinellszemcsék gyakorta alkotnak változó méretű sajátalakú kristályokat. Figyelemre méltó, hogy bár a kis spinellkristályok általában egyenletesen oszlanak el az egyes xenolitokban, helyenként nagyobb spinellszemcsékkel sűrűn telített horizontok is előfordulnak (I. tábla 4, 5). A nagyobb orto- és klinopiroxén-kristályokban helyenként megfigyelhető kis, kerekded olivin zárványok szintén a poikilites xenolitok sajátja, melyet a fősorozatban nem észlelhetünk (I. tábla 3). A másik alcsoportra egy erősen átkristályosodott finomszemcsés szövet jellemző (I. tábla 6). Az általában 1 mm alatti ekvigranuláris szemcséknek egyenes vonalú határai vannak, melyek gyakorta 120° hármaspontokba futnak össze. Az előző alcsoporttól való megkülönböztetés céljából erre a típusra a „mozaikos” kifejezést fogjuk használni. Az igen kis spinellszemcsék zárványként részben a szilikátokban és azon belül is főként az olivinekben található, részben pedig a hármaspontok közötti teret töltik ki. Szivacsos szövetű klinopiroxének gyakoribbak ebben az alcsoportban, mint bármely más szöveti típus esetében. A poikilites és mozaikos xenolitok modális összetétele határozottan változatosabb, de nagy átlagban átfedi a fősorozat mintáit (54–98% ol, 0–35% opx, 1–11% kpx, 1–3% sp). A harzburgitok azonban gyakoribbak (<5% kpx), mint a fősorozatban belül. Ennek ellenére, klinopiroxénben kifejezetten gazdag minták is akadnak. Néhány mintának meglehetősen szokatlan modális összetétele van. A mozaikos alcsoportban néhány ortopiroxén-mentes kőzet lényegében csak olivinből, nagyon kevés klinopiroxénből és spinellből áll. Kevés orto- és klinopiroxénben egyaránt gazdag poikilites olivinwebsterit anyagú xenolit is előkerült és egy hasonló zárványt BALI et al. (2007) is leírtak Szentbékálláról. Végül megjegyezzük, hogy a poikilites és protogranuláris szövettípusok között átmenetek is észlelhetők, azaz olyan kőzetpéldányok, melyekben a spinell részben intergranuláris, részben pedig zárványként van jelen. Munkánkban azonban az átmeneti típusokat elkerültük és csak a tisztán poikilites zárványokra koncentráltunk.

Az ásványok főelem-összetétele

A kőzetalkotó ásványfázisok kémiai jellegeit az 1–5. ábrán mutatjuk be. Első közelítésben a fősorozat és a

poikilites/mozaikos peridotitok összetétele hasonló, pl. az olivinek Mg/(Mg+Fe) hányadosának tartománya (Mg#) mindkét csoportban nagyjából azonos értékek között változik (I. ábra). Átlagban azonban a poikilites xenolitok olivinjének forszterit (Fo)-tartalma szignifikánsan magasabb. A mozaikos xenolitok szintén ezt a tendenciát mutatják, bár a fősorozattól kevésbé térnek el, mint a poikilites zárványok. Ennek ellenére egyetlen mozaikos dunitmintát leszámítva (G1005), a legmagasabb Fo-értékek a fősorozat erősen kimerült harzburgit mintáira jellemzők. A G1005 dunit olivinje extrém magas forszteritértéket mutatott (Mg# 0,94, EMBEY-ISZTIN et al. 2001). A poikilites/mozaikos xenolitok és a fősorozathoz tartozó xenolitok között a legjellemzőbb diagnosztikai különbség az, hogy az

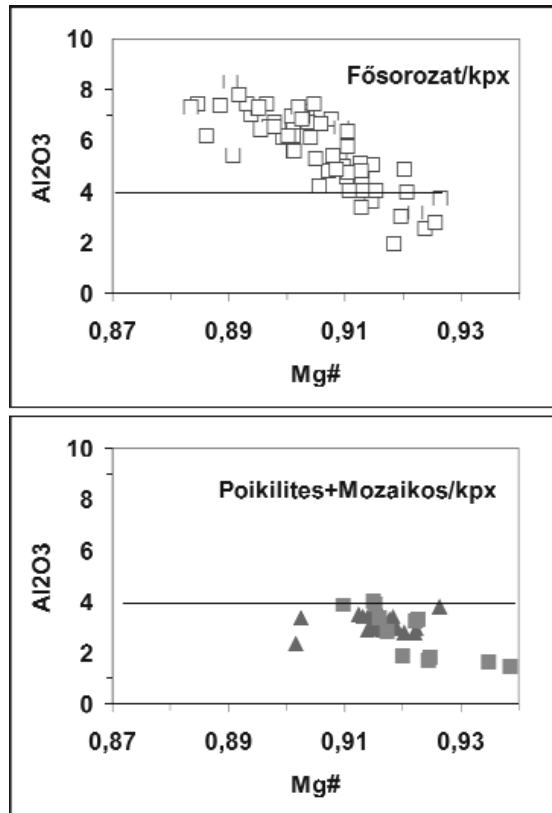


1. ábra. Az olivin Mg-értékének változása a koegzisztens spinellek Cr-értékével. A szaggatott vonalak ARAI (1994) olivin-spinell köpenysor (OSMA) határait jelzik, mely a parciális olvadási trendnek felel meg. Figyeljük meg a poikilites és mozaikos minták rendszeresen magasabb Cr-értékeit egy adott olivin Mg-értékhez viszonyítva. Az 1–6. ábrák részben közölt mikroszkopos elemzéseken (EMBEY-ISZTIN et al. 1989, 2001; DOWNES et al. 1992), részben pedig a szerzők publikálatlan mérésein alapulnak.

Figure 1. Co-variation of Mg-number in olivine with Cr-number in co-existing spinel. The dashed lines delineate the Olivine-Spinel Mantle Array (OSMA) representing a partial melting trend (ARAI 1994). Note the consistently higher Cr-numbers of poikilitic and mosaic samples at a given Mg-number of olivine. Diagrams in Figure 1–6 are based on partly published microprobe analyses (EMBEY-ISZTIN et al. 1989, 2001; DOWNES et al. 1992) and partly on unpublished analyses of the authors.

olivinek egy adott Fo-értékéhez viszonyítva, az előző csoport koegzisztens spinelljének szignifikánsan magasabb Cr# -értéke ($Cr\# = Cr/(Cr+Al)$) van, mint az utóbbiaknak (I. ábra).

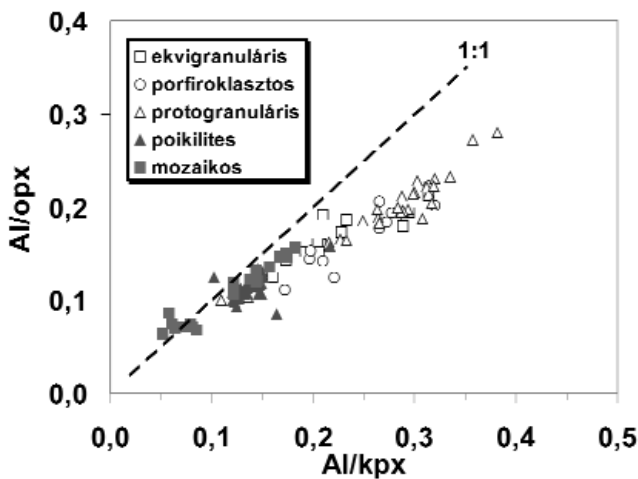
Signifikáns eltérés mutatkozik továbbá a két ellentétes csoport klino- és ortopiroxénjeinek Al-tartalmában is. Míg a fősorozat klinopiroxénjei alumíniumban gazdagok Al_2O_3 (többnyire $>>4\%$), addig a poikilites és különösen a mozaikos piroxénekre általában alacsony Al-tartalom jellemző (2. ábra). E csoportokra nem csak a nagyon alacsony Al-tartalom jellemző, hanem a koegzisztens klino-



2. ábra. Klinopiroxének Al_2O_3 - Mg-érték diagramja, fent: fősorozatú xenolitok (üres négyzetek), lent: poikilites (telt háromszögek) és mozaikos peridotitok (telt négyzetek)

Figure 2. Al_2O_3 vs. Mg-value diagrams for clinopyroxenes, top: main series xenoliths (open square), bottom: poikilitic (full triangle) and mosaic peridotites (full square)

és ortopiroxének közötti anomális Al-megoszlás is (3. ábra). Az I. típusú lherzolit- és harzburgit-xenolitokban a klinopiroxén lényegesen több alumíniumot tartalmaz, mint a koezisztens ortopiroxén (pl. VARNE 1977, NICKEL &



3. ábra. Az Al (6 O-ra számolva) megoszlása a koezisztens orto- és klinopiroxén-párok között

Figyeljük meg, hogy néhány mozaikos poikilites xenolit ortopiroxénjében több az Al, mint a klinopiroxénben

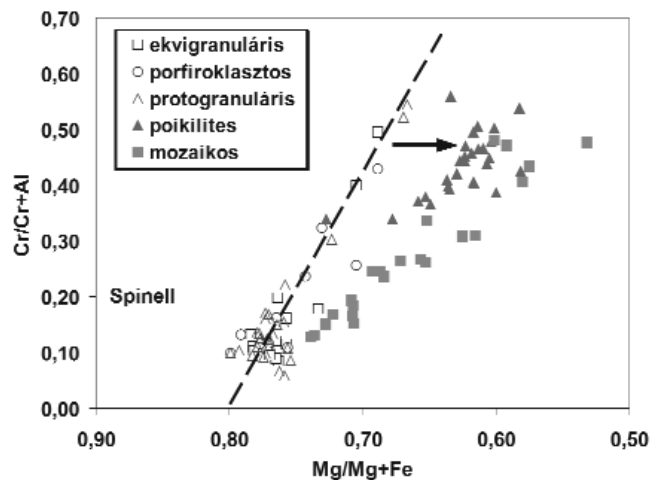
Figure 3. Distribution of Al (per formula unit) in co-existing ortho- and clinopyroxene pairs

Note that some mosaic and a poikilitic xenoliths have more Al in the orthopyroxene than in clinopyroxene

GREEN 1984, WIECHERT et al. 1997 & YING et al. 2006 és sokan mások). A dunántúli fősorozatú peridotitxenolitok tökéletesen megfelelnek ennek a szabálynak, azonban a poikilites és még inkább a mozaikos mintákban, a legtöbb esetben mind a klino- mind pedig az ortopiroxének hasonlóan alacsony Al-tartalmukkal tűnnek ki. Sőt, néhány mintában az orto- és nem pedig a klinopiroxén Al-tartalma nagyobb (3. ábra). Ez meglehetősen különös, és legjobb tudásunk szerint az említett anomáliát eddig még más helyről nem ismertették.

A fősorozatban a klinopiroxének Mg# és Al_2O_3 változói között negatív korreláció áll fenn (2. ábra), melynek oka a progresszív parciális olvadás (és/vagy metasomatikus elem dúsulás) lehet. A poikilites/mozaikos csoportban a korreláció sokkal kevésbé nyilvánvaló. A poikilites alcsoporton belül pedig egyáltalán nincs korreláció. A poikilites és mozaikos alcsoportokban más ásvány-kémiai jellemzők is a szokásos progresszív parciális olvadási trendtől való eltérésre mutatnak. Érdekes itt megemlíteni, hogy a fősorozattal ellentétben, a mozaikos és poikilites minták magas Cr/(Cr+Al) spinelljei Al és Cr-ban egyaránt szegény klinopiroxénhez társulnak. Továbbá, a poikilites és mozaikos xenolitok sokkal kevesebb nátriumot tartalmaznak, mint a fősorozatbeliek és a mozaikos xenolitok Ca-tartalma nagyobb, mint bármely más szöveti csoporté.

A spinellek esetében a Cr/(Cr+Al) és az Mg/(Mg+Fe) negatív korrelációban áll egymással. Feltűn azonban, hogy a dunántúli peridotitxenolitok két különböző korrelációs egyenes mentén koncentrálnak, a meredekebb vonal körül a fősorozatú, a kevésbé meredek mentén pedig a mozaikos és poikilites minták (4. ábra). Míg a fősorozatú spinellek DICK & BULLEN (1984) „óceáni mélységi peridotit mező” medián vonalához igazodnak, addig a poikilites és mozaikos mintáknál ettől a vonaltól jobbra helyezkednek el.



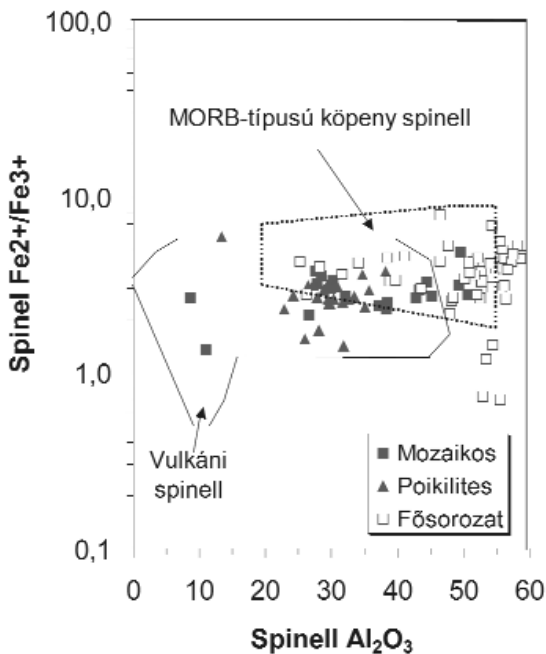
4. ábra. Fe/Mg és Cr/Al megoszlás a különböző szöveti peridotitxenolitok spinelljeiben

A szaggatott vonal DICK & BULLEN (1984) óceáni „abisszikus peridotit” mezőjének medián vonala

Figure 4. Fe/Mg and Cr/Al distribution in spinels in peridotite xenoliths of different texture types

The broken line represents the median of the oceanic “abyssal peridotite field” of DICK & BULLEN (1984)

Ebből következik, hogy egy adott $Cr/(Cr+Al)$ érték mellett — a fősorozatú spinellekhez képest — a poikilites és mozaikos peridotitok spinelljei vasban lényegesen gazdagabbak és magnéziumban pedig szegényebbek. Bár a poikilites és mozaikos típusokban a spinell számított Fe_2O_3 tartalma nagyobb, mint a fősorozatban, az Al és Cr helyettesítése Fe^{3+} ionok által nem magyarázza meg a különbséget. A poikilites kőzetekhez hasonlóan a fősorozatban az Mg/Fe arány lényegesen magasabb (rendre átlagban 3,1 és 1,7). Úgy tűnik tehát, hogy a poikilites kőzetek spinelljei speciális fiziko-kémiai körülmények között képződtek, mely hasonlíthat a bázisos-ultrabázisos olvadékokban uralkodó körülményekhez. Mindenesetre, KAMENETSKY et al. (2001) diszkriminációs diagramjában a fősorozat tagjai a „MORB-típusú köpeny spinell” mezőbe esnek, a poikilites és mozaikos minták viszont a „vulkáni spinell” (azaz olvadékból kristályosodott) mezőben találhatóak (5. ábra).

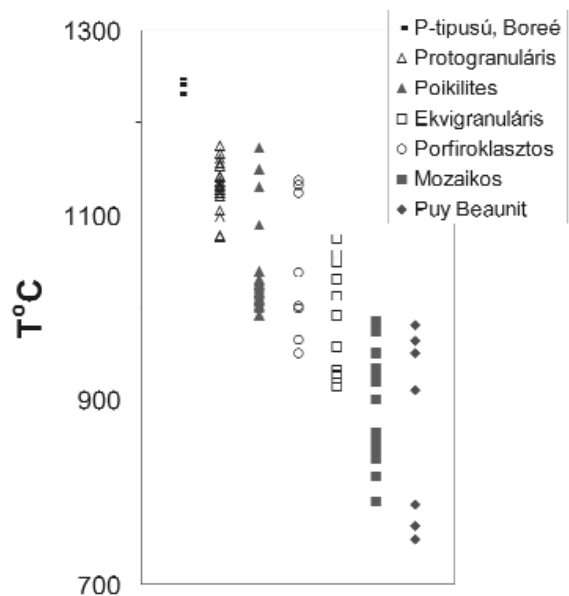


5. ábra. A fősorozatú és a poikilites/mozaikos peridotitxenolitok elhelyezkedése KAMENETSKY et al. (2001) diszkriminációs diagrammjában

Figure 5. Plot of main series and poikilitic/mosaic peridotite xenoliths in the discriminative diagram of KAMENETSKY et al. (2001)

Termobarometria

Az egyensúlyi hőmérsékleteteket a két-piroxén és az ortopiroxén Ca-tartalmán alapuló termométer (BREY & KÖHLER 1990) használatával becsültük meg (6. ábra). A fősorozaton belül a legkevésbé deformálódott protogranuláris zárványok mutatták a legmagasabb hőmérsékleti tartományt (1077–1175 °C), a fokozatosan növekvő deformációt jelző porfiroklasztos és ekvigranuláris xenolitok egyensúlya alacsonyabb hőmérsékleteken állt be (rendre 950–1132 és 914–1074 °C). Meglehetősen nagy hőmér-



6. ábra. A hazai peridotitxenolitok két-piroxén egyensúlyi hőmérsékleti tartománya

A PUY DE BEAUNIT (H. DOWNES publikálatlan elemzéseiből számolva) és BORÉE (XU et al. 1998) hőmérsékleti értékeit összehasonlítás céljából ábrázoltuk

Figure 6. Range of two pyroxene equilibrium temperatures of Pannonian peridotite xenoliths

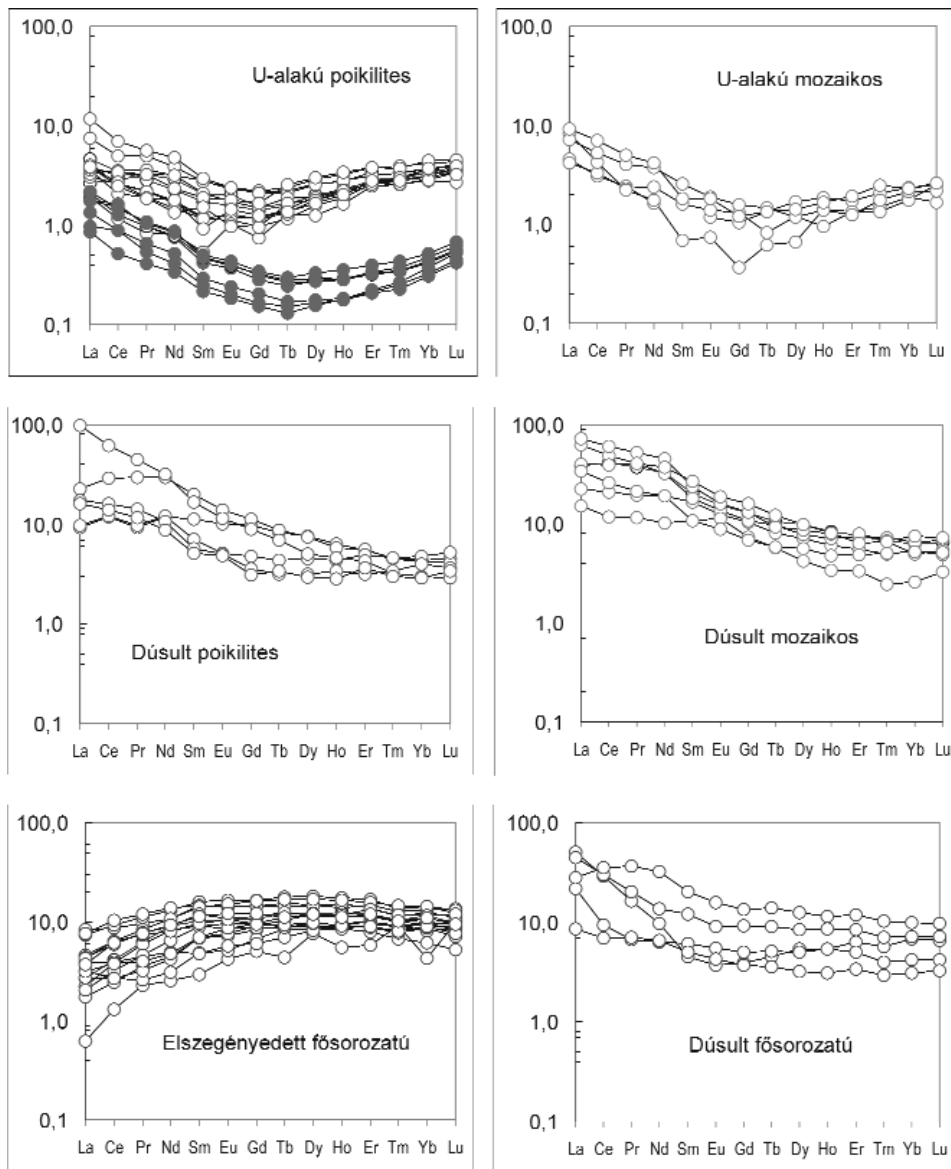
For comparison, temperature values of poikilitic xenoliths from PUY DE BEAUNIT (calculated on the basis of unpublished analyses of H. DOWNES), and BORÉE (XU et al. 1998) are given

séketi eltérést észleltünk a durvaszemcsés poikilites, valamint az erősen átkristályosodott mozaikos minták között (6. ábra). Míg a poikilites kőzetek esetében számolt maximum hőmérséklet (1172 °C) nem különbözik a protogranuláris xenolitok megfelelő értékétől, a mozaikos xenolitok nagyon alacsony hőmérsékleti tartományt mutattak (790–985 °C). A meredek, óceáni típusú geotermikus gradiens, valamint az elvékonyodott litoszféra alapján az észlelt hőmérséklettartományt azt valószínűsíti, hogy a xenolit mintáink megközelítőleg a teljes köpenylitoszféra szelvényét megmintázták (EMBEY-ISZTIN et al. 2001). Így a legalacsonyabb hőmérsékletű xenolitok a köpeny tetejéről, a MOHO közeléből származhatnak, mely a Pannon-medencében csak 25–30 km mélyen található (ROYDEN et al. 1983). Ezzel szemben a legmagasabb hőmérsékletek 55–60 km mélységet jeleznek, mely nincs messze az asztenoszféra-litoszféra határától. Egy alternatív magyarázat lehet azonban az is, hogy a számított hőmérséklet értékek diffúziós folyamatok blokkolási hőmérsékleteit jelzik, mivel a T értékek mindkét csoportban a szövettel mutatnak korrelációt (magasabb T a durvább szemcsés kőzetekben). Orogén peridotitokban ezt már régen felismerték és diffúzió sebesség becslésére is felhasználták (pl. FABRIÉS 1979). Jelen esetben a durvaszemcsés poikilites xenolitok megőrizhették magas egyensúlyi hőmérsékletüket, az erősen átkristályosodott mozaikos kőzetek a hűlés során új egyensúlyba juthattak, vagy a kisebb szemcseméret miatt, vagy pedig az átkristályosodás hatására.

Nyomelemek

Szeperált klinopiroxén szemcsék nyomelem összetételének vizsgálata felfedte a nagy ionsugarú, litofil elemek (LILE) dúsulása/elszegényedése és a szöveti típusok közötti összefüggéseket (7–9. ábrák). Ezek összhangban vannak a korábbi, kevesebb számú mintából kapott eredményekkel (EMBEY-ISZTIN et al. 1989, DOWNES et al. 1992 és SZABÓ et al. 1995). A klinopiroxének és ortopiroxének nyomelem-spektrumát részletesebben DOBOSI et al. (2010) tárgyalja. Poikilites és mozaikos xenolitok vagy könnyű ritkaföldekben (LREE) dúsult kondrit-normalizált, vagy pedig U-alakú mintát mutatnak. Ez utóbbinak a középső ritkaföldfémeknél

(Eu-Dy) minimuma van és mind a könnyű, mind pedig a nehéz ritkaföldeknél relatív dúsulást mutat (7. ábra). Két (nem ábrázolt) poikilites xenolit gyengén felfelé konvex mintát eredményezett. Ezzel szemben a protogranuláris nem deformált fősorozatú xenolitok nagy többsége LREE-elszegényedett görbét mutatott, változóan meredek Sm-Nd-Pr-Ce-La inflexióval. A deformált porfiroklasztos és ekvigranuláris zárványok többnyire LREE-ben gazdagodtak. A LREE-dúsult fősorozatú, valamint a hasonló poikilites és mozaikos minták a ritkaföldfém görbék lefutása alapján nehezen különíthetők el egymástól, azonban az adatokat Yb-La diagrammban ábrázolva (8. ábra) a két csoport egyértelműen szétválik egymástól,



7. ábra. A Pannon-medence klinopiroxénjeinek (üres körök) és teljes kőzet peridotit (telt körök) mintáinak kondritnormalizált REE gyakoriságai

Az elemzések a Géosciences Montpellier (EMBEY-ISZTIN et al. in prep.), valamint a Memorial University (Kanada) laboratóriumaiban (DOBOSI et al. 2010) készültek. A CI kondrit értékek SUN & McDONOUGH (1989) munkájából származnak

Figure 7. Chondrite-normalized REE abundances in clinopyroxenes (open symbols) and whole rock peridotite samples (full symbols) from the Pannonian Basin

The analytical work was performed in the laboratories of Géosciences, Montpellier (EMBEY-ISZTIN et al. in prep.) and the Memorial University, Canada (DOBOSI et al. 2010). CI chondrite values from SUN & McDONOUGH (1989)

8. ábra. A dunántúli peridotitxenolitok klinopiroxénjeinek Yb-La diagrammja
Figure 8. Yb-La diagram of clinopyroxenes from Pannonian peridotite xenoliths

mivel a poikilites és mozaikos xenolitoknak a fősorozathoz képest alacsonyabb HREE koncentrációja van. Különösen az U-alakú minták Yb és Lu koncentrációi alacsonyak.

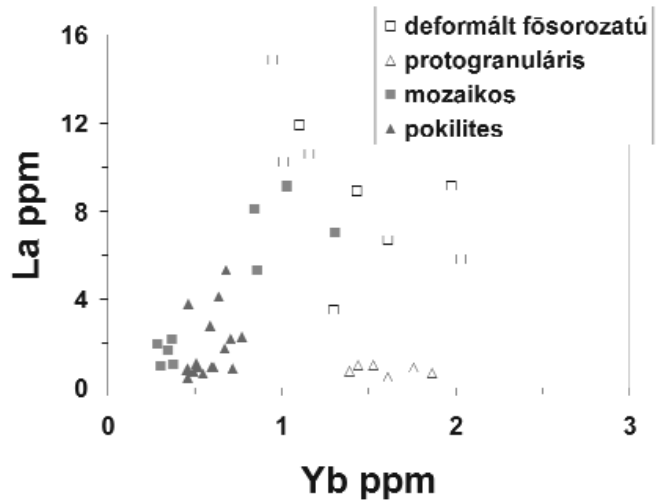
A ritkaföldekkel szemben a többi inkompatibilis elem kevésbé egyértelműen korrelál a szöveti típusokkal (9. ábra,

9. ábra. A fősorozatú, poikilites és mozaikos xenolitok klinopiroxénjeinek SUN & McDONOUGH (1989) primitív köpenyre normált inkompatibilis nyomelem diagrammja. Analitikai munka: lásd a 7. ábrát

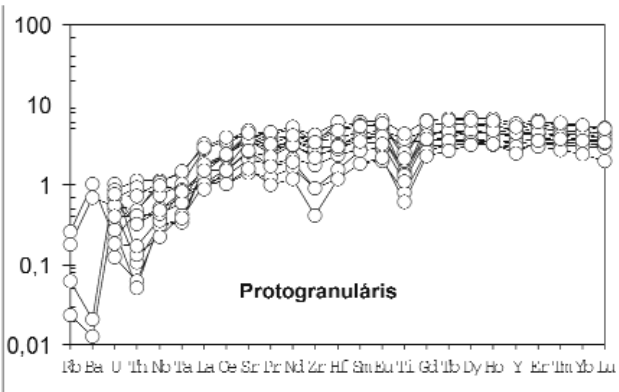
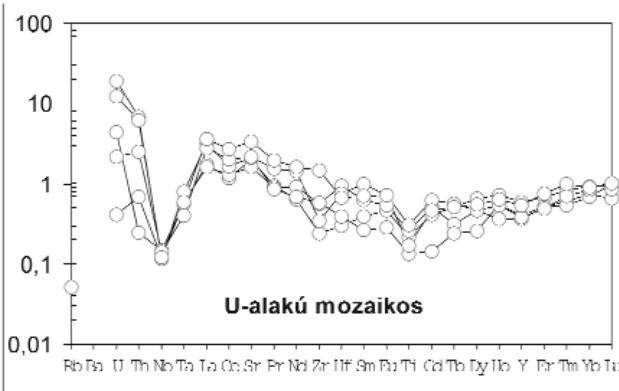
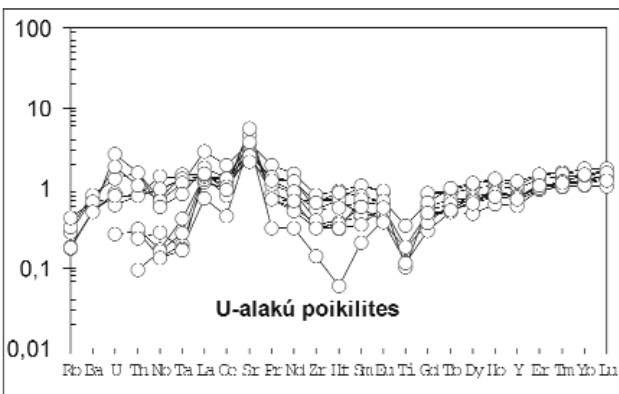
a) U-alakú poikilites, U-alakú mozaikos és protogranuláris xenolitok, b) Dúsult poikilites, dúsult mozaikos és dúsult fősorozatú xenolitok

Figure 9. Incompatible trace-element abundances main series, poikilitic and mosaic xenolithic clinopyroxenes, normalized to primitive mantle values of SUN & McDONOUGH (1989). Analytical work: see Figure 7

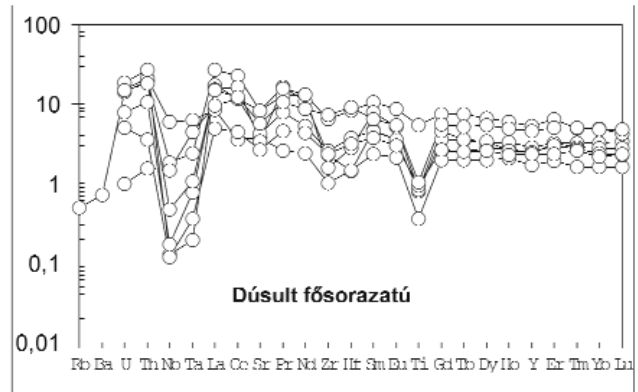
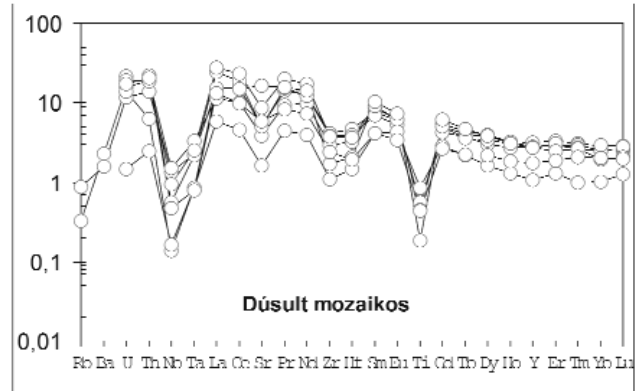
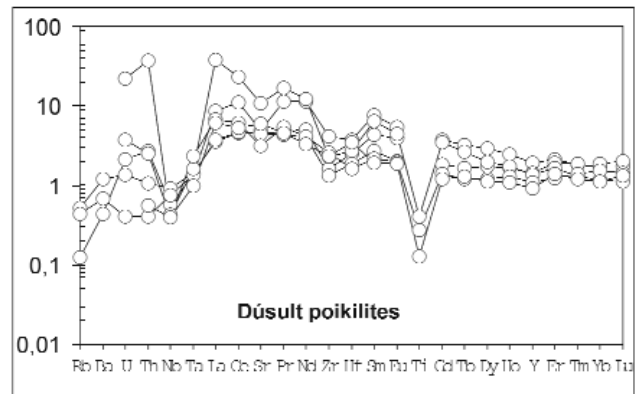
a) U-shaped poikilitic, U-shaped mosaic and protogranular xenoliths, b) Enriched poikilitic, enriched mosaic and enriched main series xenoliths



a)



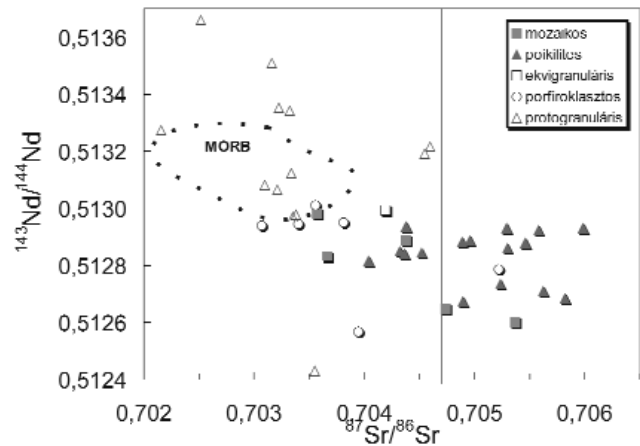
b)



a, b). Megjegyzendő azonban, hogy U-alakú mintájú xenolitok nyomelemtartalma lényegesen alacsonyabb, mint a többi zárványé. Továbbá, ezekben a zárványokban a Ce és Pr elemekhez viszonyítva határozott pozitív Sr-anomália mutatkozik, de az U-alakú mintát mutató mozaikos xenolitokban a Sr csak kevésbé dúsul a szomszédos elemekhez képest. Ezzel szemben a LILE-gazdag poikilites, mozaikos és fősorozatú minták egyöntetűen negatív Sr-anomáliát jeleznek. Általában ezek a xenolitok a primitív köpeny-normált kiterjesztett sokelemes diagramban változatosabb mintákat mutatnak (9. ábra, b). Változóan mély Ti, Zr, Hf, valamint Nb- és Ta-anomáliák általánosan elterjedtek, de a LILE-gazdag mintákban erősebben mutatkoznak, mint az elszegényedett kőzetekben. Általában a teljes kőzetmintákban a nyomelemgörbék lefutása, alacsonyabb gyakorisági értékek mellett, a klinopiroxénekét utánozza (7. ábra). Kivételt képez a könnyű ritkaföldekhez képest magasabb Ba-, U-, Th-, Nb- és Ta-, valamint a sekélyebb negatív Zr-Hf-anomália. A különbségek talán arra vezethetők vissza, hogy ezeknek az elemeknek egy része akcesszorikus fázisokban, olvadékcsoportokban és szemcsehatárokat bevonó komponensekben van jelen. Az utóbbit BODINIER et al. (1996) és BEDINI & BODINIER (1999) a Kelet-Afrikai-rift peridotitxenolitjaiban bizonyították, miután spinellkristályok felületén Ti-oxidokból álló vékony reakciós bevonatot, valamint flogopitot találtak, melyek Nb-Ta és Rb-Ba elemekben dúsultak.

A szeparált klinopiroxének Sr-Nd-Pb izotópösszetétele

A dunántúli peridotitxenolitokból szeparált klinopiroxének Sr-Nd-Pb izotópösszetétele meglehetősen tág határok között változik és a szöveti típusokkal korrelációt mutat (10. ábra). Egy Bondoró-hegyi xenolit kivételével, mely alacsony $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ hányadossal tűnik ki, a protogranuláris zárványok a Sr-Nd izotópdiaagram elszegényedett negyedében helyezkednek el, a MORB-mezőn (ZINDLER & HART 1986) belül, sőt részben még a fölött is, mely egy nagyon elszegényedett rezervoárra utal ($\epsilon_{\text{Nd}} = +8,3 - +19,9$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70215–0,70455 — 10., 11. ábra). A fősorozat deformált porfiroklasztos és ekvigranuláris xenolitjainak szignifikáns mértékben alacsonyabb $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\epsilon_{\text{Nd}} = +2,9 - +7,3$) és magasabb $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70307–0,70522) izotóphányadosai vannak. A poikilites és mozaikos peridotitok még fokozottabb Sr-izotópdúsulást mutatnak ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70357–0,70599, $\epsilon_{\text{Nd}} = +6,7$ tól –0,8 ig). Következésképpen e xenolitok többsége a Sr-Nd diagram jobb felső negyedében található, mely a teljes Földhöz (=primitív köpeny) képest Sr-izotópban dúsult, de Nd-izotópösszetételét tekintve még elszegényedett (10. ábra). A kevésbé dúsult poikilites és mozaikos xenolitok a pliocén alkáli bazalt mező közelében helyezkednek el, az erő-



10. ábra. A hazai peridotitxenolitok $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagrammja

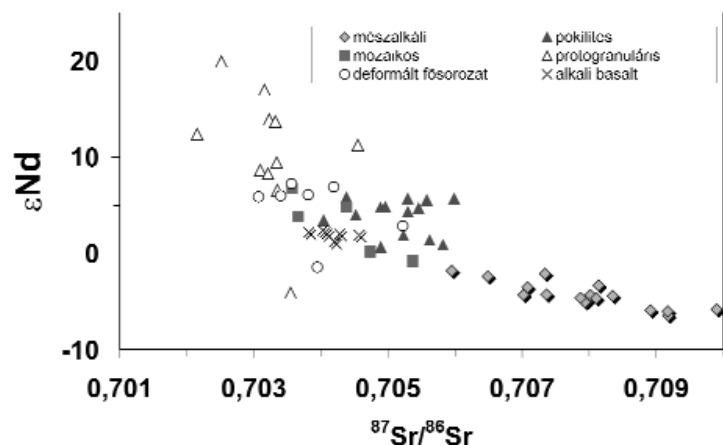
Az új eredmények (Géosciences Montpellier, EMBEY-ISZTIN et al. in prep.), DOWNES et al. (1992) adataival, valamint egy poikilites mintával (BALI et al. 2008) kiegészítve

Figure 10. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram of the Pannonian peridotite xenoliths (Géosciences Montpellier, EMBEY-ISZTIN et al. in prep.)

In addition to the new results, Sr- and Nd-isotope analyses by DOWNES et al. (1992), and one poikilitic sample of BALI et al. (2008) are also included

sebben dúsultak a miocén mészkálii vulkanitok mezeje felé irányulnak, azonban a Nd-izotóphányadosuk magasabb (11. ábra).

A jelentős átfedések miatt, a különböző csoportokba tartozó peridotitxenolitok $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ hányadosa és a szövet között nincs jó korreláció. Ezzel szemben, a $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotópadatok és szövet között a korreláció jónak mondható, mivel a protogranuláris kőzetek $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ hányadosa a legalacsonyabb és a mozaikos minták a leginkább radiogén értékeket mutatják. (12. ábra). A $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagramban a különböző szövetű dunántúli peridotitxenolitok meglehetősen átfedik egymást és jellemző rájuk, hogy egy adott $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ értékhez képest túl magas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ arányuk van és így az NHRL, valamint a STACEY & KRAMERS (1975) által meghatározott 4,55 milliárd éves Geochron közötti térben helyezkednek el.

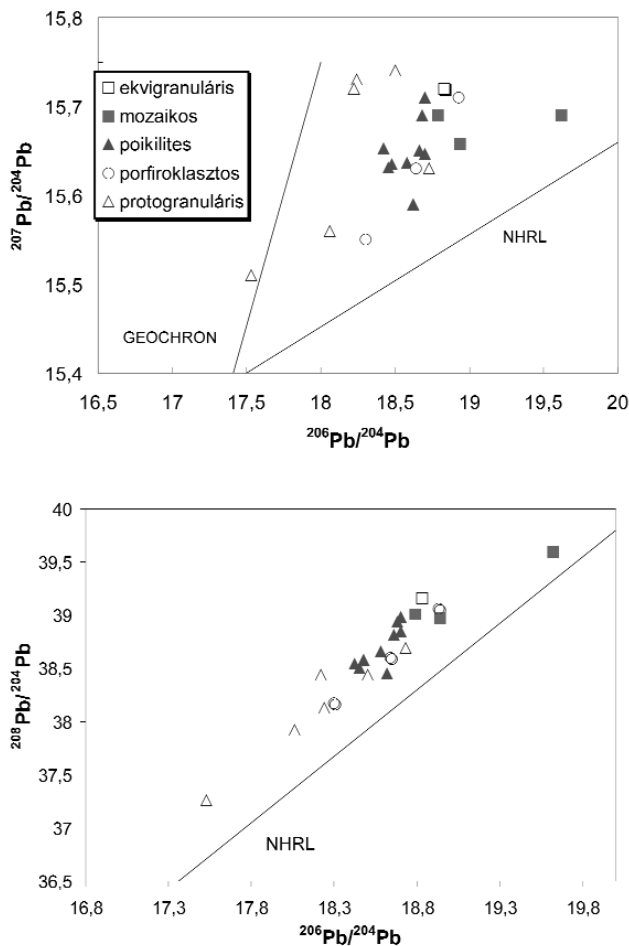


11. ábra. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵ_{Nd} diagramm. Adatok forrása mint a 10. ábránál

A Balaton vidéki alkáli bazaltok: EMBEY-ISZTIN et al. (1993); Miocén mészkálii kőzetek: SALTERS et al. (1988), HARANGI et al. (2007)

Figure 11. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus ϵ_{Nd} diagram. Data sources for peridotites as in Figure 10

Alkali basalts of the Balaton region, EMBEY-ISZTIN et al. (1993); Miocene calc-alkaline rocks SALTERS et al. (1988), HARANGI et al. (2007)



12. ábra. A hazai peridotitxenolitok $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ és $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagramja (EMBEY-ISZTIN et al. in prep.), ROSENBAUM et al. (1997) adataival kiegészítve. NHRL (HART 1984) és a 4,55 milliárd éves Geochron (STACEY & KRAMERS 1975)

Figure 12. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ és $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams of the Pannonian peridotite xenoliths (EMBEY-ISZTIN et al. in prep.) Lead isotope data of ROSENBAUM et al. (1997), are also included. Straight lines: NHRL (HART 1984) and 4.55 Ga Geochron (STACEY & KRAMERS 1975)

Azonosságok és különbségek a világ más lelőhelyeiről származó poikilites peridotitxenolitokkal

A hazai poikilites és mozaikos xenolitok változó mértékben mutatnak hasonlóságot és eltérést az irodalomban ismertetett hasonló szövetű xenolitokkal. Az ilyen zárványok jellemzésénél a legtöbb szerző kiemeli a Cr-gazdag spinell és a viszonylag alacsony mg-értékű olivin társulását és/vagy egyéb nem egyensúlyi állapotra utaló bélyeg észlelését, melyet a parciális olvadási trendtől való eltéréssel magyaráznak (BERGER 1978; GRÉGOIRE et al. 1997; XU et al. 1998, 2003b). Újabban a közönséges I. típusú peridotitok, valamint a poikilites kőzetek REE és inkompatibilis elem görbéiben, valamint az izotóphányadosokban megmutatókozó különbségeket is megemlítik. A hazai zárványok néhány különleges ásványkémiai bélyege azonban nem ismeretes a legtöbb távoli lelőhelyről leírt

zárványból. Példaként említhetjük a klinopiroxének jellegzetesen alacsony Al-tartalmát és ennek az elemnek anomális megoszlását az orto- és klinopiroxén között. Borée, (Massif Central, Franciaország) lelőhelyről származó „poikiloblasztos” (= poikilites) xenolitokban mindkét piroxénnek kiemelkedően magas Al-tartalma van és a társult „granular” (= I. típusú) peridotitxenolitokhoz hasonlóan a két piroxén közötti Al-megoszlás szabályszerű (XU et al., 1998). Ugyanez áll a Kerguelen-szigetekről leírt poikilites harzburgitokra és dunitekre (GRÉGOIRE et al. 1997), valamint az északkelet-kínai Huinan lelőhelyről származó „másodlagosan átkristályosodott reakciós harzburgitokra” is (XU et al. 2003a). A spinellek $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) - \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ diagramjában (4. ábra) e lelőhelyek xenolitjai sokkal inkább a főszorozatú xenolitok (közönséges I. típusú peridotit) trendje mentén helyezkednek el mintsem a mi poikilites és mozaikos trendünkön (nincs ábrázolva). A legjobb tudásunk szerint csak a francia Massif Central Puy Beaunit lelőhelyéről származó peridotitxenolitok egy része osztozik a hazai poikilites és mozaikos zárványok e különleges ásványkémiai jellegeivel. Az ún. „másodlagosan átkristályosodott” Puy Beaunit lelőhelyű xenolitokon végzett, de nem publikált elemzésorozat (H. DOWNES szívessége), valamint néhány saját elemzés alapján megállapíthatjuk, hogy e zárványok spinelljei ugyanazokat a különleges bélyegeket mutatják, mint a hazai poikilites és mozaikos minták. Figyelemre méltó, hogy a Puy Beaunit lelőhelyen a klinopiroxének szintén alacsony Al-tartalmat mutatnak. Úgy tűnik tehát, hogy Puy Beaunit kivételével, a hazai poikilites és mozaikos xenolitok bizonyos ásványkémiai bélyegei nem mutathatók ki más lelőhelyek hasonló szövetű mintáin. Említést érdemel azonban, hogy alacsony Al-tartalmú klinopiroxént I. típusú protogranuláris és porfiroklasztos xenolitokból is leírtak már, melyeket karbonátos olvadékokkal történt reakció termékeként értékelték (pl. YAXLEY et al. 1991, DAUTRIA et al. 1992, RUDNICK et al. 1993).

Diszkusszió, következtetések

A dunántúli fiatal alkáli bazaltos kőzetekben található peridotitzárványok két egymástól elütő csoportot alkotnak. A xenolit populáció többsége, melyet itt főszorozatúnak nevezünk, a világviszonylatban is szélesen elterjedt I. típusú peridotitxenolitokhoz hasonló szöveti és geokémiai bélyegeket mutat (cf. WILSHIRE & SHERVAIS 1975, FREY & PRINZ 1978, STOSCH & SECK 1980, MENZIES 1983). Ezzel szemben a ritkább poikilites/mozaikos peridotitok olyan sajátos szöveti és geokémiai jellegzetességeket mutatnak, melyeket csak néhány más lelőhelyen figyeltek meg (pl. Borée és Kerguelen-szigetek). A két szembenálló litológiai változat térbeli viszonya a felső köpenyben fontos, megoldatlan kérdés. A peridotit masszívumokkal ellentétben, a köpeny megmintázása vulkáni erupcióknak köszönhetően, szükségképpen véletlenszerű és töredékes. Sehol sem kerültek elő olyan összetett zárványok, melyek e két típus

között kontaktust mutatnak. Egy, közvetett bizonyítékként értékelhető, unikum számba menő összetett zárványt azonban sikerült találni a szigligeti bazalttufából. Ez a xenolit különböző szövetű, fősorozatú és poikilites kőzet-törödékeket, ezen kívül II. típusú Al-augit és amfibol megakristályokat tartalmaz. Mindez azt sugallja, hogy mind a közönséges I. típusú, mind pedig a poikilites xenolitok azonos mélységből származhatnak és a köpenyben valószínűleg egymás mellett helyezkedtek el. A II. típusú Al-augit és amfibol megakristályok a végső erupciónál valamivel korábbi alkáli bazaltos magmatevékenység következtében képződött olvadékból váltak ki (DOBOSI et al. 2003). Ez az összetett zárvány tehát arra enged következtetni, hogy a poikilites peridotitok képződése a pliocén bazaltos vulkanizmustól független, és annál idősebb folyamat eredménye lehet.

Szöveti és geokémiai jellemzői alapján, a protogranuláris peridotitxenolitok a térség alatti idős litoszféra protolitot képviselhetik. E xenolitok többségében a szilikátok mg-értéke alacsony, vagy közepes, a spinellek alumíniumban gazdagok és krómban szegények ($Cr/(Cr+Al) < 0,2$). Ez az összetétel mérsékelt parciális olvadással és bazaltolvadék kivonódásával áll összhangban. A fősorozatú peridotitoknak csak egy kis része mutat fokozatosan nagyobb mg-értéket és Cr-gazdagodást a spinellben, mely nagyobb mértékű elszegényedésre utal (1. ábra). A protogranuláris xenolitok túlnyomó többsége könnyű ritkaföldekben és nagy ionrádiuszú litofil elemekben mérsékelt elszegényedett és a sokelemes diagramokban meglehetősen sima görbét mutat, a nagy térerejű elemek (HFSE) csekély mértékű negatív anomáliájával. Ennek következtében olyan köpenytartományt képviselhetnek, melyet jelentősebb mértékű metasomatikus változás nem módosított. Izotóphányadosai alapján a protogranuláris minták erősen elszegényedtek miután a MORB-mezőben és részben jóval e fölött helyezkednek el (10. ábra), és az ϵ_{Nd} maximuma eléri a kiugróan magas +19,9-es értéket (11. ábra). Könnyű ritkaföldekben elszegényedett kontinentális xenolitokból gyakorta jeleznek magas ϵ_{Nd} értékeket (pl. STOSCH & LUGMAIR 1986, McDONOUGH & McCULLOCH 1987, XU et al. 2003b). Az ilyen radiogén $^{143}Nd/^{144}Nd$ összetételek a reziduális peridotitok idő-integrált izotópfajlódását tükrözik. Miután az ehhez szükséges idő geológiai léptékben mérve is nagyon hosszú, az izotópfajlódás egy konvekciós rezervoárban jöhet létre, mint amilyen a kontinentális litoszféra köpeny. Protogranuláris xenolitjainkon végzett Sm-Nd modell korszámítások azt mutatják, hogy ezek a kőzetek egy olyan köpenyrészből származnak, mely könnyű ritkaföld elszegényedési folyamat következtében a primitív köpeny (teljes Föld) Nd-fejlődési vonalától ~2 milliárd éve tértek el.

A protogranuláris xenolitok egyszerű fejlődésével szemben, a poikilites és mozaikos xenolitok komplikált és sajátos geokémiai jellegeinél fogva bonyolultabb fejlődést valószínűsítene:

(1) Egyrészt hasonlítanak a világ más poikilites xenolitjaira, melyek néhány, csak erre a szöveti változatra tipikusan

jellemző geokémiai bélyeggel rendelkeznek, mint pl. a spinell egy adott $Cr/(Cr+Al)$ értékéhez viszonyított alacsony forszterit arány az olivinben (1. ábra). Ezt a bélyeget magas olvadék/kőzet arányú olvadék-kőzet kölcsönhatásaként értelmezték (XU et al. 1998, 2003b). További hasonlóságként említhetjük az ilyen típusú zárványok alacsony REE tartalmát is. Figyelembe véve e peridotitok alacsony mg-értékét, az alacsony REE tartalmuk nehezen magyarázható olvadék kivonódással. Ezek a paradox jellemzők is könnyebben értelmezhetők nagy porozitású olvadékban dúsult doménekben történő olvadék-kőzet kölcsönhatással. Mint azt GARRIDO et al. (2007) kimutatták, ez utóbbi folyamat (Ca-)boninitos olvadék és ezzel kapcsolatos piroxenitek képződésével hozható kapcsolatba, különböző geodinamikai helyzetben, beleértve a litoszféra köpenynek a felnyomuló asztenoszféra által történt erózióját. Itt jegyezzük meg, hogy egy szentbékállai peridotitból BALI et al. (2007) egy olivin-websterit eret ismertettek, melynek alacsony REE tartalma volt és ezért azt boninitos olvadékkal hoztak összefüggésbe.

(2) Másrészt azonban, a hazai zárványoknál olyan geokémiai jellegek is megfigyelhetők, melyek másutt hiányoznak. Ilyen a piroxének feltűnően alacsony Al-tartalma, mely más poikilites sorozatból még nem ismertettek. Ennek az anomáliának lehetséges magyarázataként a karbonátolvadék által okozott metasomatózis jöhet szóba. Elterjedt vélemény ugyanis, hogy az alacsony Al, karbonátolvadékkal beállt ásványi egyensúly egyik bizonyítéka (pl. HAURI et al. 1993, RUDNICK et al. 1993). A mozaikos minták gyakorta szivacsos szerkezetű klinopiroxénjeinek Al_2O_3 -tartalma a legalacsonyabb (részben <2,5%), ugyanígy az Na_2O (<1%) és ez a legmagasabb CaO-koncentrációval párosul (>22%). Az említett bélyegeket Mongólia (IONOV et al. 1994, WIECHERT et al. 1997) és az északi Ahaggar, Algéria (DAUTRIA et al. 1992) (nem poikilites vagy mozaikos!) peridotitxenolitjainak klinopiroxénjeiben is észlelték, és úgy gondolták, hogy ennek oka karbonátos metasomatózis által indukált kezdeti parciális megolvadás lehetett. A karbonátos hatás további indikációja lehet a klinopiroxének LREE dúsulása, melyhez a ritkaföldekhez viszonyított negatív HFSE (Ti, Zr, Hf, Ta)-anomália társul (7., 9. ábra) (DAUTRIA et al. 1992, HAURI et al. 1993, IONOV et al. 1993, RUDNICK et al. 1993). Végül az U-alakú REE görbéjű poikilites minták klinopiroxénjeinél észlelt pozitív Sr-anomália szintén karbonátolvadék hatását jelezheti. Itt jegyezzük meg, hogy néhány fősorozatba tartozó hazai peridotitxenolitban kalciterek találhatóak, melyek egy része a stabilizotópos vizsgálatok szerint hidrotermális mállási termék, más része azonban szubdukált kéregből származó mobilizált üledékes eredetű karbonát lehet (DEMÉNY et al. 2010).

Problematikusnak tűnik azonban, hogy a poikilites és mozaikos peridotitxenolitok klinopiroxénjei, — függetlenül attól, hogy kezdeti megolvadás jeleit mutatják-e, vagy teljesen épek — Na-ban szegények, beleértve a könnyű REE dúsult mintákat. Ez a körülmény karbonátban gazdag olvadék szerepét nem támasztja alá, miután ez az ágens, Na

dúsulást szokott eredményezni (pl. YAXLEY et al. 1998). Továbbá az akcesszorikus apatit, valamint a wehrilit felé eltolódó litológiai hiánya szintén ugyanezt erősíti meg (DALTON & WOOD 1993). Néhány poikilites és mozaikos peridotit mintának feltűnően magas az ortopiroxén/klinopiroxén aránya (~5). Ez a tény viszont Si-gazdag olvadéknak, illetve vizes fluidumnak a peridotit olivinjével történő reakciójára vezethető vissza (pl. KELEMEN et al. 1992). Az elemgyakorisági anomáliák és a frakcionáció oka azonban magából a kromatografikus folyamatból is levezethető. Különösen a reaktív porózus beszűrődéssel összekapcsolt áramlási folyamatok okozhatnak drámai változásokat az átáramló metasztatikus olvadék összetételében (VERNIÈRES et al. 1997, BEDINI et al. 1997). Ilyen fluidumok, az olvadék-kőzet reakció következtében, csökkenő olvadék tömegarány hatására az asztenoszféra-litoszféra határán keletkezhetnek (BEDINI et al. 1997) és az olvadék felhalmozódási doméneken túl vándorolhatnak (VAN DER WAL & BODINIER 1996, XU et al. 1998). A kis volumenű olvadékok vándorlása kromatografikus frakcionáció útján történhet. A különböző meredekségű és lefutású LREE-dúsult, valamint U-alakú és enyhén felfelé konvex görbék, valamint a viszonylag magas Nd-izotóphányadosok megőrződése dúsult Sr-izotóphányadosok mellett, leginkább reaktív porózus olvadékvándorlás alatt történő kromatografikus frakcionációval értelmezhető. Számos szerző (pl. NAVON & STOLPER 1987, BODINIER et al. 1990, GODARD et al. 1995, VAN DER WAL & BODINIER 1996, PICCARDO et al. 2007) mutatott rá arra, hogy ez a mechanizmus alkalmas az elemgyakoriságok és az izotóp-heterogenitások kialakulásának értelmezésére. Továbbá, a Sr-Nd izotópszétválást (*IO. ábra*) már korábban a Spitzbergák köpenyxenolitjain is észlelték és metasztatizis során lejátszódó kromatografikus kémiai frakcionációt magyarázták (IONOV et al. 2002).

A dunántúli peridotitxenolitok metasztatizisát okozó olvadék/fluidum természetének behatárolása nehezebb problémának tűnik. A xenolitok erupciójáért felelős fiatal alkáli bazaltokban Nb, Ta és Zr elemeknél pozitív anomália mutatkozik (EMBEY-ISZTIN et al. 1993, EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995), ezért a jelöltek közül kizárhatók. Az sem valószínű, hogy a miocén szubdukcióhoz kapcsolható, erős pozitív Pb-anomáliával, valamint kisebb Zr-maximummal rendelkező andezitos olvadékok (DOWNES et al. 1995) számításba jöhetnének. Úgy tűnik tehát, hogy a felszíni vulkanizmushoz köthető olvadékok (alkáli bazaltok és mészkalkáli andezitek) geokémiai jellemzői nem szolgálhatnak magyarázatul a poikilites és mozaikos peridotitxenolitok sajátosságaira. Felszínen nem tanulmányozható, más természetű olvadékok, fluidumok hatásának feltételezése joggal tűnhet ad hoc felvetésnek, de mint láttuk, a xenolitok egyes, ha nem is az összes, geokémiai jellemzői boninites, illetve karbonátdús olvadékok hatásával összeegyeztethetők. Még az is lehetséges, hogy e két ágens egymástól függetlenül, egymást felülbélyegezve hatott. Mégis valószínűbbnek tartjuk, hogy a változatos metasztatikus módosulásokért csak egy fajta olvadék-fluidum rendszer lehetett felelős, mivel a kromatografikus

frakcionáció széleskörű és drámai változásokat képes okozni.

Az olvadék-kőzet reakció magyarázatul szolgálhat a különleges szöveti típus kialakulásához is. A Massif Central poikilites peridotitzárványait már MERCIER & NICOLAS (1975) is a közönséges I. típusú peridotitok deformációs ciklusának végállomásaként, átkristályosodással és szemcseméret növekedéssel (annealing) magyarázta. A szemcsehatárok nedvesedése, különösen a magas olvadék/kőzet aránnyal végbemenő reakciók esetében ezt a folyamatot nagyban segítheti, ezen kívül kézenfekvő magyarázatot ad az átalakulás nem izokémikus jellegére is. Az azonban elgondolkodtató, hogy a jelek szerint a peridotitok metasztatizisa, mely nagyon gyakori jelenség, az esetek messze túlnyomó többségében nem jár együtt az itt ismertetett poikilites szövet kialakulásával. Az ilyen szempontból részletesen tanulmányozott peridotit masszívumokban (pl. Ronda, Lherz, Lanzo) a miénkhez hasonló szövetet nem írtak le, és ez a xenolitok között is világszerte ritka. Mindez a poikilites kőzetek képződésének nagyon ritka, speciális feltételeit tükrözheti. Ilyen lehet a porózus olvadékvándorlás során történő olvadék/kőzet arány helyenkénti szokatlan mértékű megnövekedése. Úgy gondoljuk, hogy az olvadék-kőzet reakció nem zárja ki olyan vékonyabb diffúz erek létezését, melyekben az olvadék a mellékkőzettel léphet reakcióba. A tipikus euhydrális spinellzárványos poikilites peridotitok talán ilyen olvadék-gazdag környezetben alakultak ki. Ez lehetőséget adhatott kumulusz, vagy legalábbis kvázi-kumulusz folyamatokra, ami a szöveti jellemzők kézenfekvő magyarázata lehet. Azonban ha ez a feltevés igaz, akkor a poikilites kőzetek genezise további komplikációkkal jár. Ugyanis ellentmondás mutatkozik a poikilites szövet kialakulása (mely magas olvadék/kőzet arányt feltételez), valamint az alacsony olvadék/kőzet arányt feltételező geokémiai bélyegek (pl. a változatos lefutású LREE görbék, a Sr-Nd izotóprendszer szétválásának), kialakulása között. A dilemma feloldásának lehetséges módja lehet, ha feltételezzük, hogy e különleges zárványok képződése legalább két fázisban történt. Az első fázisban a peridotit és az olvadék közötti reakció magas olvadék/kőzet arány mellett játszódhatott le, mely lehetővé tette vékony és diffúz olvadékok kialakulását. Ezt a fázist majd egy másik követte, és ezúttal az előzőleg kristályosodott poikilites peridotitok már az olvadék felgyülemelési zónán jóval túl helyezkedtek el. Ennek következtében a reakciók alacsony fluidum/kőzet arány mellett mentek végbe és így hozhatták létre az erősen mobilis elemek és az izotóphányadosok jellegzetes változásait.

A poikilites peridotitxenolitok geodinamikai jelentősége

A világszerte elterjedt nagyszámú peridotitxenolit lelőhely közül csak néhány helyen fordulnak elő a hazai poikilites kőzetekhez geokémiailag és szöveti szempontból

is hasonló minták. Érdeemes tehát megvizsgálni, hogy milyen közös vonást találhatunk ezeknek a régióknak geodinamikai, tektonikai viszonyaiban. Tektonikai adottságait tekintve a Pannon-medencéhez legközelebb a Massif Central vulkáni területe áll, mely alatt a kéreg és a litoszféra a hazaihoz hasonló mértékben vékonyodott ki. Érdekesként említjük meg, hogy a kivékonyodást a Limagne-síkságon végzett Eötvös-féle torziós inga mérésekkel, első ízben magyar geofizikus, PEKÁR Dezső állapította meg (SZILÁRD 1974). A poikilites zárványairól ismert Borée és Puy Beauanit vulkánok vidéke tehát az asztenoszféralitoszféra határ jelentős topográfiai kiemelkedésével esik egybe. A Kerguelen-szigetekkel való analógia természetesen távolibb, de a kivastagodó óceáni plató alatti forró pont itt is asztenoszféra felemelkedést okozott (GRÉGOIRE et al. 1997). A spanyolországi Ronda peridotit masszívumban részletesen tanulmányozott átkristályosodási front kialakulása hasonlóképpen a Betic-Albor-i domén alatti asztenoszféralitoszféra határon történt erős termális erózió kezdetével hozható összefüggésbe (LENOIR et al. 2001). A poikilites xenolitok geodinamikai jelentősége tehát abban áll, hogy

kőzettani és geokémiai bizonyítékot szolgálnak a felemelkedő asztenoszférából származó magmás olvadékok és fluidumok, valamint a szilárd litoszféra köpenyközetekének kölcsönhatására. Ez a kölcsönhatás a felemelkedő asztenoszféra köpeny feletti litoszféra termális eróziójában és parciális olvadásában kulminálódott és jelentős mértékben járulhatott hozzá a litoszféra kivékonyodásához. Úgy véljük, hogy a Pannon-medencében szoros kapcsolat állhat fel a poikilites közetzárványok szokatlan gyakorisága és a geodinamikai helyzet, nevezetesen az erősen erodált litoszféra között. A Pannon térség poikilites xenolitjai rávilágítanak az olvadékok lehetséges szerepére — különösképpen az olvadék felhalmozódási rétegekre — a litoszféra erózió folyamatában.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki BALI Enikőnek és FALUS Györgynek értékes kritikai észrevételeikért. Munkánkat a T37382 sz. (E-I. A.) és T35031 (D. G.) OTKA pályázat támogatta

Irodalom — References

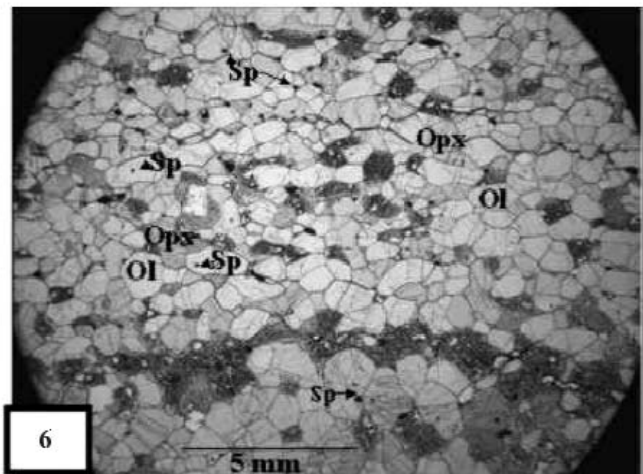
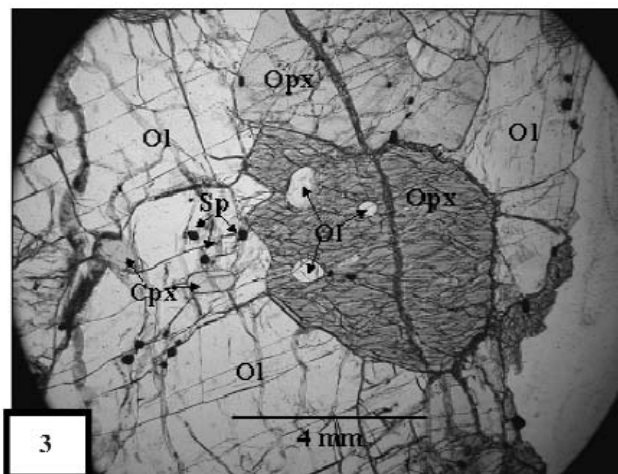
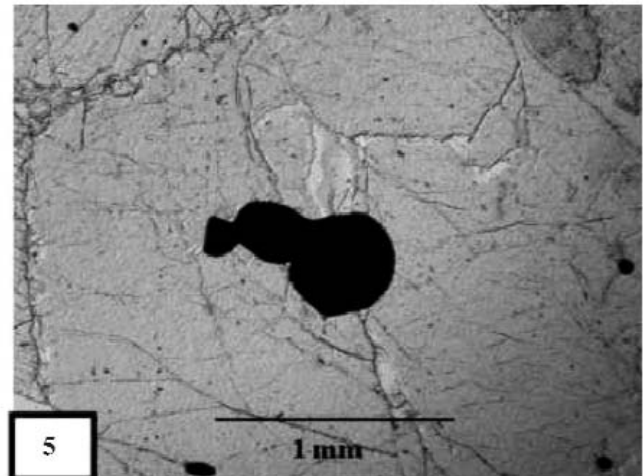
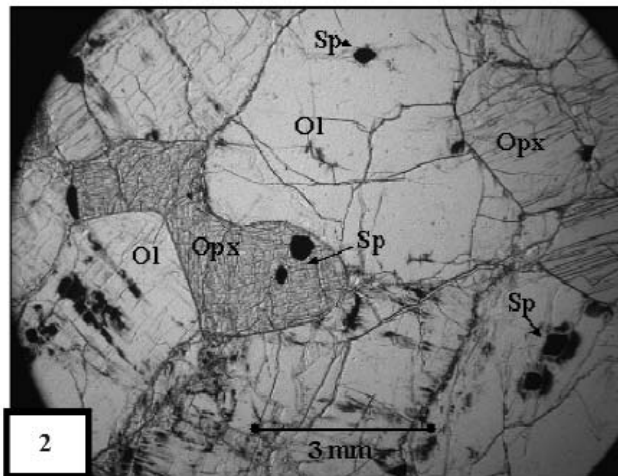
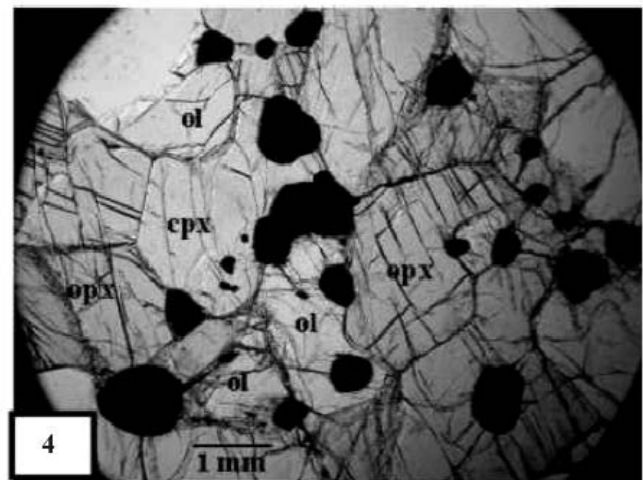
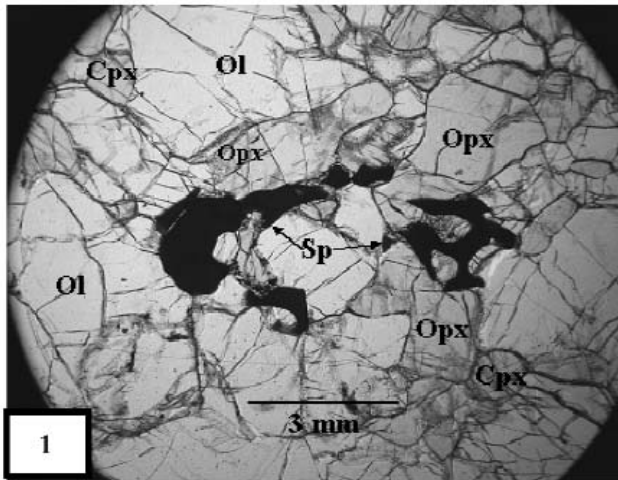
- ARAI S. 1994: Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation — *Chemical Geology* **113**, 191–204.
- AVE LALLEMANT, H. G., MERCIER, J.-C.C., CARTER, N. L. & ROSS, J. V. 1980: Rheology of the upper mantle: Inferences from peridotite xenoliths — *Tectonophysics* **70**, 85–113.
- BALI, E., FALUS, GY., SZABÓ, CS., PEATE, D. W., HIDAS, K., TÖRÖK, K. & NTAFLÓS, T. 2007: Remnants of boninitic melts in the upper mantle beneath the central Pannonian Basin? — *Mineralogy and Petrology* **90**, 51–72.
- BALI, E., ZANETTI, A., SZABÓ, CS., PEATE, D. W. & WAIGHT, T. E. 2008: A micro-scale investigation of melt production and extraction in the upper mantle based on silicate melt pockets in ultramafic xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary). — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **155**, 165–179.
- BEDINI, R.M., BODINIER, J.-L., DAUTRIA, J.-M. & MORTEN, L. 1997: Evolution of LILE-enriched small melt fractions in the lithospheric mantle: a case study from the East African Rift. — *Earth and Planetary Science Letters* **153**, 67–83.
- BEDINI, R. M. & BODINIER, J.-L. 1999: Distribution of incompatible trace elements between the constituents of spinel peridotite xenoliths: ICP-MS data from the East African Rift — *Geochim Cosmochim Acta* **63**, 3883–3900.
- BERGER, E.T. 1978: Origine cumulative des enclaves de péridotites — structure poecilitique et tabulaire — gros grains, comparaison avec les tectonites: Conséquences sur l'interprétation de la structure du manteau supérieur, ses relations avec la croûte inférieure et l'origine des basaltes alcalins. — *Bulletin of Mineralogy* **101**, 506–514.
- BODINIER, J.-L., VASSEUR, G., VERNIERES, J., DUPUY, C. & FABRIES, J. 1990: Mechanisms of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. — *Journal of Petrology* **31**, 597–628.
- BODINIER, J.-L., MERLET, C., BEDINI, R. M., SIMIEN, F., REMAIDI, M. & GARRIDO, C. J. 1996: Distribution of niobium, tantalum, and other highly incompatible trace elements in the lithospheric mantle: The spinel paradox. — *Geochimica Cosmochimica Acta* **60**, 545–550.
- BREY, G. P. & KÖHLER, T. P. 1990: Geothermobarometry in four phase lherzolites II. New thermometers, and practical assessment of existing thermometers. — *Journal of Petrology* **31**, 1353–1378.
- DALTON, J. A. & WOOD, B. J. 1993: The composition of primary carbonate melts and their evolution through wall rock reaction in the mantle. — *Earth and Planetary Science Letters* **119**, 511–525.
- DAUTRIA, J.-M., DUPUY, C., TAKHERIST, D. & DOSTAL, J. 1992: Carbonate metasomatism in the lithospheric mantle: peridotitic xenoliths from a melilititic district of the Sahara basin. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **111**, 37–52.
- DEMÉNY, A., DALLAI, L., FREZZOTTI, M.-L., VENNEMANN T. W., EMBEY-ISZTIN, A., DOBOSI, G. & NAGY, G. 2010: Origin of CO₂ and carbonate veins in mantle-derived xenoliths in the Pannonian Basin — *Lithos* **117**, 172–182.
- DICK, H. J. B. & BULLEN, T. 1984: Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **86**, 54–76.
- DOBOSI, G., DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A. & JENNER, G. A. 2003: Origin of megacrysts and pyroxenite xenoliths from the Pliocene alkali basalts of the Pannonian Basin (Hungary). — *Neues Jahrbuch für Mineralogie und Petrologie, Abhandlungen* **178**, 217–237.

- DOBOSI, G., JENNER, G. A., EMBEY-ISZTIN, A. & DOWNES, H. 2010: Cryptic metasomatism in clino- and orthopyroxene in the upper mantle beneath the Pannonian region. — In: COLTORTI, M., DOWNES, H., GRÉGOIRE, M. & O'REILLY, S. Y. (eds): Petrological evolution of the European lithospheric mantle. *Geological Society, London, Special Publications* **337**, 177–194.
- DOWNES, H. & DUPUY, C. 1987: Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France. — *Earth and Planetary Science Letters* **82**, 121–135.
- DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A. & THIRLWALL, M. F. 1992: Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **109**, 340–54.
- DOWNES, H., PANTÓ, GY., PÓKA, T., MATTEY, D. P. & GREENWOOD, P. B. 1995: Calc-alkaline volcanics of the Inner Carpathian arc, northern Hungary: new geochemical and oxygen isotopic results. — *Acta Vulcanologica* **7**, 29–41.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1984: Texture types and their relative frequencies in ultramafic and mafic xenoliths from Hungarian alkali basaltic rocks. — *Annls hist-nat Mus natn hung* **76**, 27–42.
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H. G., DIETRICH, H. & POULTIDIS, H. 1989: Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths in alkali basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. — *Journal of Petrology* **30**, 79–105.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D. E., UPTON, B. G. J., DOBOSI, G., SCHARBERT, H. G. & INGRAM, G. A. 1993: The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. — *Journal of Petrology* **34**, 317–343.
- EMBEY-ISZTIN, A. & DOBOSI, G. 1995: Mantle source characteristics for Miocene-Pleistocene alkali basalts, Carpathian-Pannonian Region: a review of trace element and isotopic composition. — *Acta Vulcanologica* **7**, 155–166.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOBOSI, G., ALTHERR, R. & MEYER, H-P. 2001: Thermal evolution of the lithosphere beneath the western Pannonian Basin: evidence from deep-seated xenoliths. — *Tectonophysics* **331**, 283–305.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOBOSI, G., BODINIER, J-L., JENNER, G. A., BOSCH, D., POURTALES, S. & BRUGUIER, O. (in prep): Origin and significance of poikilitic peridotite xenoliths in the western Pannonian Basin: Geochemical and petrological evidences.
- FABRIÉS, J. 1979: Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **69**, 329–336
- FALUS GY. & SZABÓ CS. 2004: Felsőkőpeny eredetű xenolitok Tihanyról: nyomkövethető litoszféafejlődés a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területén? Upper mantle xenoliths from Tihany: traceable lithospheric evolution in the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field?). — *Földtani Közlemények* **134/4**, 499–520.
- FÉMÉNIAS, O., MERCIER, J-C. C. & DEMAÏFFE, D. 2001: Pétrologie des xénolites ultramafiques du puy Beauunit (Massif Central français: un gisement atypique du manteau sous-continentale). — *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences — Series IIA — Earth and Planetary Science* **332**, 535–542.
- FREY, F. A. & PRINZ, M. 1978: Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. — *Earth Planet Sci Letters* **38**, 129–76.
- GARRIDO, C. J., BODINIER, J-L., DHUIME, B., BOSCH, D., CHANEFO, I., BRUGUIER O., HUSSAIN, S.S, DAWOOD, H. & BURG J.-P. 2007: Origin of the island arc Moho transition zone via melt-rock reaction and its implications for intracrustal fractionation of island arcs: Evidence from the Jijal Complex (Kohistan complex, northern Pakistan). — *Geology* **35/8**, 683–686.
- GODARD, M., BODINIER, J-L. & VASSEUR, G. 1995: Effects of mineralogical reactions on trace element redistributions in mantle rocks during percolation processes: a chromatographic approach. — *Earth and Planetary Science Letters* **133**, 449–461.
- GRÉGOIRE, M., LORAND, J. P., COTTIN, J-Y., GIRET, A., MATTIELLI, N. & WEIS, D. 1997: Xenoliths evidence for a refractory oceanic mantle percolated by basaltic melts beneath the Kerguelen archipelago. — *European Journal of Mineralogy* **9**, 1085–1100.
- HARANGI, SZ., DOWNES, H., THIRLWALL, M. & GMÉLING, K. 2007: Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Relationships of Miocene Calc-alkaline Volcanic Rocks in the Western Carpathian Arc, Eastern Central Europe. — *Journal of Petrology* **48**, 2261–2287.
- HART, S. R. 1984: A large scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. — *Nature* **309**, 753–757.
- HAURI, E. H., SHIMUZU, N., DIEU, J. J. & HART, S. R. 1993: Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. — *Nature* **365**, 221–227.
- IONOV, D. A., DUPUY, C., O'REILLY, S. Y., KOPYLOVA, M. G. & GENSHAFT, Y. S. 1993: Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism. — *Earth and Planetary Science Letters* **119**, 283–297.
- IONOV, D. A., HOFMANN, A. W. & SHIMIZU, N. 1994: Metasomatism-induced Melting in Mantle Xenoliths from Mongolia. — *Journal of Petrology* **35/3**, 753–785.
- IONOV, D. A., MUKASA, S. B. & BODINIER, J-L. 2002: Sr-Nd-Pb isotopic compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen: numerical modeling indicates Sr-Nd decoupling in the mantle by melt percolation metasomatism. — *Journal of Petrology* **43**, 2261–2278.
- KAMENETSKY, V. S., CRAWFORD, A. J. & MEFFRE, S. 2001: Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. — *Journal of Petrology* **42**, 655–671.
- KELEMEN, P. B., DICK, H. J. B. & QUICK, J. E. 1992: Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. — *Nature* **358**, 635–644.
- LENOIR, X., GARRIDO, C. J., BODINIER, J-L., DAUTRIA, J-M. & GERVILLA, F. 2001: The recrystallization front of the Ronda peridotite: evidence for melting and thermal erosion of subcontinental lithospheric mantle beneath the Alboran Basin. — *Journal of Petrology* **42**, 141–158.
- MCDONOUGH, W. F. & MCCULLOCH, M. T. 1987: The southeast Australian lithospheric mantle: isotopic and geochemical constraints on its growth and evolution. — *Earth and Planetary Science Letters* **86**, 327–340.
- MENZIES, M. 1983: Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. — In: HAWKESWORTH, C. J. & NORRY, M. J. (ed.): Continental Basalts and Mantle xenoliths. pp. 92–110 Cheshire, Engl. Shiva, 272 p.
- MERCIER, J-C. C. & NICOLAS, A. 1975: Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalt xenoliths. — *Journal of Petrology* **16**, 454–487.

- NAVON, O. & STOLPER, E. 1987: Geochemical consequence of melt percolation: the upper mantle as a chromatographic column. — *Journal of Geology* **95**, 285–307.
- NICKEL, K. G. & GREEN, D. H. 1984: The nature of the uppermost mantle beneath Victoria, Australia as deduced from ultramafic xenoliths. — In: KORNPORST, J. (ed.). *Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships*. 161–78.
- PICCARDO, G. B., ZANETTI, A. & MÜNTENER, O. 2007: Melt/peridotite interaction in the Southern Lanzo peridotite: Field, textural and geochemical evidence. — *Lithos* **94**, 181–209.
- ROSENBAUM, J. M., WILSON, M. & DOWNES, H. 1997: Multiple enrichment of the Carpathian-Pannonian mantle: Pb-Sr-Nd isotope and trace element constraints. — *Journal of Geophysical Research* **102**, 14947–14961.
- ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F., NAGYMAROSY, A. & STEGENA, L. 1983: Evolution of the Pannonian basin system: 2. Subsidence and thermal history. — *Tectonics* **2**, 91–137.
- RUDNICK, R. L., McDONOUGH, W. F. & CHAPPELL, B. W. 1993: Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics. — *Earth and Planetary Science Letters* **114**, 463–476.
- SALTERS, V. J. M., HART, S. R. & PANTÓ, GY. 1988: Origin of late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian Arc, Hungary. — In: HORVÁTH F. & ROYDEN L. H. (eds): *The Pannonian Basin. AAPG Memoir* **45**, 279–92.
- STACEY, J. S. & KRAMERS, J. D. 1975: Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. — *Earth and Planetary Science Letters* **26**, 207–221.
- STOSCH, H. G. & SECK, H. A. 1980: Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **44**, 457–470.
- STOSCH, H. G. & LUGMAIR, G. W. 1986: Trace element and Sr and Nd isotope geochemistry of peridotite xenoliths from the Eifel (West Germany) and their bearing on the evolution of the subcontinental lithosphere. — *Earth and Planetary Science Letters* **80**, 281–298.
- SUN, S. S. & McDONOUGH, W. E. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. — In: SAUNDERS, A. D. & NORRIS, M. J. *Magmaism in the Ocean Basins. — Geological Society Special Publication* **42**, 313–345.
- SZABÓ, CS., VASELLI, O., VANNUCCI, R., BOTTAZZI, P., OTTOLINI, L., CORADOSSI, N. & KUBOVICS, I. 1995: Ultramafic xenoliths from the Little Hungarian Plain (Western Hungary): a petrologic and geochemical study. — *Acta Vulcanologica* **7**, 249–263.
- SZILÁRD J. 1974: A gyakorlati célú Eötvös-inga mérések mérési módszerének kifejlesztése – emlékezés dr. Pekár Dezsőre, az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet első igazgatójára. — *Magyar Geofizika* **15**, 135–140.
- VAN DER WAL, D. & BODINIER, J.-L. 1996: Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melts flow. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **122**, 387–405.
- VARNE, R. 1977 On the origin of spinel lherzolite inclusions in basaltic rocks from Tasmania and elsewhere. — *Journal of Petrology* **18**, 1–23.
- VERNIÈRES, J., GODARD, M. & BODINIER, J.-L. 1997: A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and magma transport in the Earth's upper mantle. — *Journal of Geophysical Research* **102**, 24771–24784.
- WIECHERT, U., IONOV, D. A., & WEDEPOHL, K. H. 1997: Spinel peridotite xenoliths from the Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **126**, 345–364.
- WILSHIRE, H. G. & SHERVAIS, J. W. 1975: Al augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from the western United States. — *Physics and Chemistry of the Earth* **9**, 257–72.
- YAXLEY, G. M., CRAWFORD, A. J. & GREEN, D. H. 1991: Evidence of carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia. — *Earth and Planetary Science Letters* **107**, 305–317.
- YAXLEY, G. M., GREEN, D. H. & KAMENETSKY, V. 1998: Carbonatite Metasomatism in the Southeastern Australian Lithosphere. — *J Petrology* **39**, 1917–1930.
- XU, Y.-G., MENZIES, M. A., BODINIER, J.-L., BEDINI, R. M., VROON, P. & MERCIER, J.-C. C. 1998: Melt percolation and reaction at a top plume: evidence from the poikiloblastic peridotite xenoliths from Borée (Massif Central, France). — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **132**, 65–84.
- XU, Y.-G., MENZIES, M. A., THIRLWALL, M. F., HUANG, X.-L., LIU, Y. & CHEN, X.-M. 2003a: "Reactive" harzburgites from Huinan, NE China: Products of the lithosphere asthenosphere interaction during lithospheric thinning? — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67**, 487–505.
- XU, X., O'REILLY, S. Y., GRIFFIN, W. L. & ZHOU, X. 2003b: Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China. — *Chemical Geology* **198**, 163–188.
- YING, J., ZHANG, H., KITA, N. & MORISHITA SHIMODA, Y. G. 2006: Nature and evolution of Late Cretaceous lithospheric mantle beneath the eastern North China Craton: Constraints from petrology and geochemistry of peridotitic xenoliths from Jūnan, Shandong Province, China. — *Earth and Planetary Science Letters* **244**, 622–638.
- ZINDLER, A. & HART, S. 1986: Chemical geodynamics. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **14**, 493–571.

Kézirat beérkezett: 2010. 10. 20.

I. tábla—Table I



1. Tipikus protogranuláris xenolit — *Typical protogranular xenolith.*

2 & 3. Durvaszemcsés poikilites peridotitxenolitok — *Coarse poikilitic peridotite xenoliths.*

4. Spinell és piroxén gazdag réteg poikilites xenolithban — *A detail of a spinel and pyroxene rich layer in a poikilitic xenolith.*

5. Viszonylag nagy idiomorf spinell zárványok olivinben — *Relatively large idiomorph spinel crystals included in olivine.*

6. Tipikus mozaikos szövet — *Typical mosaic texture.*

Jelmagyarázat: Cpx = clinopyroxén, Ol = olivin, Opx = ortopyroxén, Sp = spinelle — *Legend: Cpx = clinopyroxene, Ol = olivine, Opx = orthopyroxene, Sp = spinelle*