

Olivinorientáció-vizsgálatok a nógrád–gömöri vulkáni terület déli részéről származó felsőköpeny eredetű xenolitokban

LIPTAI Nóra¹, Haemyeong JUNG², Munjae PARK², SZABÓ Csaba¹

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet, Közettani és Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidum Kutató Labor

²School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul, South Korea

Olivine orientation study on upper mantle xenoliths from Bárna–Nagykő, Nógrád–Gömör Volcanic Field (Northern Pannonian Basin, Hungary)

Abstract

A common way to gain information about the petrographic and geochemical features of the upper mantle is to study mantle xenoliths which are usually hosted in alkali basalts, such as kimberlites or lamprophyres. However, xenoliths can also bear the imprints of different physicochemical conditions of the represented mantle region. These can be interpreted by measuring the crystal preferred orientation (CPO) of the anisotropic rock-forming minerals: namely, olivine and pyroxenes. The first CPO measurements on xenoliths from the Carpathian–Pannonian region have been carried out over the past few years; up until now they have been practically missing from the Nógrád–Gömör Volcanic Field.

For the present study, following a set of detailed macroscopic and microscopic studies, 6 spinel lherzolite xenoliths were selected in order to determine the CPO in olivine grains. The samples were collected in the southernmost quarry of the Nógrád–Gömör Volcanic Field (Bárna–Nagykő) where textural and geochemical features appear in the widest variety. EBSD (electron backscattered diffraction) analyses of olivine were carried out and as a result it was possible to observe a correlation between texture types and crystal preferred orientations. Three of the chosen samples — which have porphyroclastic textures — showed so-called type-A CPO, whereas the other three xenoliths, with equigranular textures, exhibited a different kind of orientation. The latter can be interpreted as type-E, although type-D seems more probable. The different CPO types could be the result of differences in the amount of stress and water content of the mantle portion represented by the xenoliths. Based on this assertion, the study indicates that the xenoliths originate from different domains of the lithospheric mantle.

Keywords: upper mantle, xenolith, olivine, crystal preferred orientation, Northern Pannonian Basin, Hungary

Összefoglalás:

A felsőköpeny petrográfiai és geokémiai tulajdonságainak közvetlen vizsgálata alkáli bazaltokban, kimberlitekben vagy lamproffrokban megjelenő xenolitok tanulmányozásával lehetséges. A xenolitokból ezen kívül az általuk képviselt köpenyrész fizikai tulajdonságairól is információt kaphatunk az anizotróp kőzetalkotó ásványok (olivin, piroxének) kristálytani orientációjának (crystal preferred orientation – CPO) mérésével. A Kárpát–Pannon régióban előforduló xenolitokon csak néhány éve kezdődtek CPO-vizsgálatok, a nógrád–gömöri területről pedig mindezt hiányoztak.

Részletes makroszkópos és mikroszkópi tanulmányozás után 6 spinell lherzolit xenolitot választottunk ki, amelyekben az olivinek kristálytani orientációját vizsgáltuk meg. A minták a nógrád–gömöri vulkáni terület legdélebbi részéről, Bárna–Nagykő lelőhelyről származnak, ahol a xenolitok a legváltozatosabb szöveti és geokémiai sajátosságokat mutatják. Az olivinszemcsék kristályorientációjának mérését visszaszórt elektron diffrakció (electron backscattered diffraction – EBSD) használatával végeztük el, amelynek eredményeként elmondható, hogy a xenolitok szövete és a CPO-típus között összefüggés áll fenn: a porfiroklastos szövetű xenolitok olivinjei A-típusú tengelyeloszlást, míg az ekvigranulárisaké D- (esetleg E-) típusú tengelyeloszlás mutattak. A különböző orientációtípusok az adott köpenyrégióban jelenlévő, eltérő mértékű stressz, illetve víztartalom hatására alakulhatnak ki, amelyből következően feltételezhető, hogy a vizsgált xenolitok különböző tulajdonságokkal rendelkező felsőköpeny részekből származnak.

Tárgyszavak: felsőköpeny, xenolit, olivin, kristálytani orientáció, Nógrád–gömöri vulkáni terület

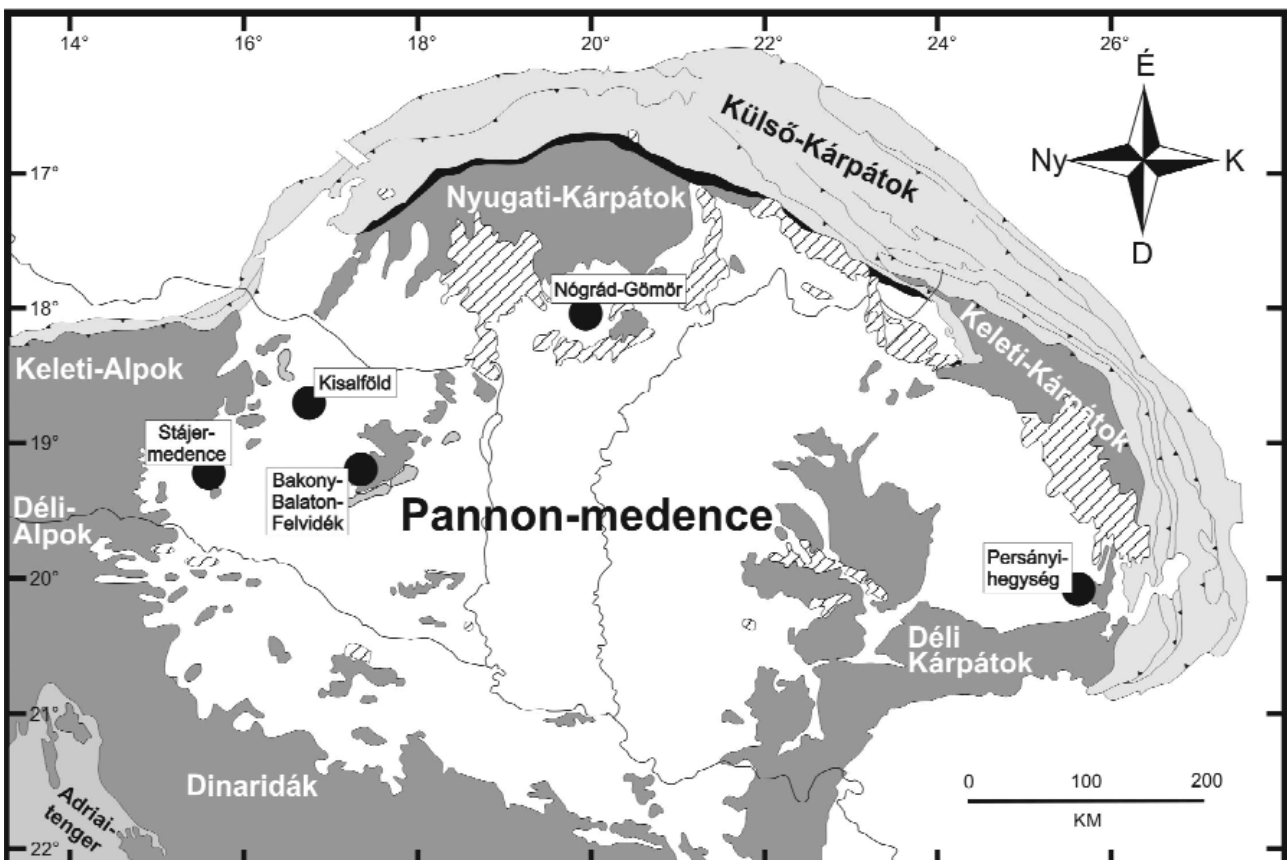
Bevezetés

A felsőköpeny petrográfiai és geokémiai tulajdonságainak vizsgálata felszínre került köpenykőzetek részletes tanulmányozásával lehetséges. A köpenykőzetek egyrészt masszív peridotittek formájában fordulhatnak elő felszínen vagy felszínközélen, másrészt változó mérettartományban megjelenő xenolitokként, amelyeket a köpeny parciális olvadásából keletkező mafikus magmák (alkáli bazaltok, kimberlitik, lamprofirók) szakítanak le a rideg falközetből a felemelkedés során. A xenolitok vizsgálatában előnyt jelent a masszív peridotitokhoz képest kisebb mértékű átalakultságuk. Azonban jobban ki vannak téve a felhozó magma kölcsönhatásának (DOWNES 2001). Felsőköpeny eredetű spinell peridotit xenolitok találhatóak a Cirkum-Mediterrán területen belül például a Betikai Kordillerákban (pl. BECCALUVA et al. 2004) és Szardínián (pl. ROCCO et al. 2012), a régió kívül pedig a Massif Central (pl. DOWNES 2001, LENOIR et al. 2000), vagy a Rajna-masszívum (pl. STOSCH & SECK 1980; WITT-EICKSCHEN 1993), továbbá Délkelet-Ausztrália (pl. O'REILLY & GRIFFIN 1988) és Délnyugat-USA (KIL & WENDLANDT 2004) területén, amelyekről részletes petrográfiai és geokémiai tanulmányok születtek.

A geokémiai tulajdonságok mellett a köpeny fizikai

állapotáról, elsősorban az uralkodó feszültségviszonyokról is információt kaphatunk egy, a köpenykutatásban viszonylag fiatal kutatási módszer, a visszaszórt elektron diffrakció használatával (electron backscattered diffraction — EBSD). Az EBSD-vizsgálatok geológiai alkalmazása lehetőséget ad az ásványok kristálytani orientációjának meghatározására, amellyel eldönthető, hogy a xenolitok egy ásványfázishoz tartozó szemcséinek kristálytani tengelyei mutatnak-e valamilyen irányítotttságot. Az ilyen jellegű orientáció megléte további információval szolgálhat az adott köpeny régióban lejátszott deformációs eseményekről, amelyeknek hatása makroszkópos és/vagy mikroszkópos vizsgálatokkal nem minden esetben figyelhető meg.

A Kárpát–Pannon régióban az uralkodóan spinell lherzolitos összetételű felsőköpeny xenolitok fiatal, pliocén–pleisztocén alkáli bazaltokban jelennek meg öt területen (Stájer-medence, Kisalföld, Bakony–Balaton-felvidék, Nógrád–Gömör, Persányi-hegység) (1. ábra), amelyek az elmúlt évtizedekben számos, részletes petrográfiai és geokémiai vizsgálatokat bemutató tanulmányhoz szolgáltatottak alapot. EBSD-vizsgálatokat azonban csak nemrég végeztek a Kisalföld, Bakony–Balaton-felvidék és Persányi-hegység területéről származó xenolitokon (FALUS 2004, HIDAS et al. 2007, FALUS et al. 2008, KOVÁCS et al. 2012). A másik két vulkáni terület xenolitjainak

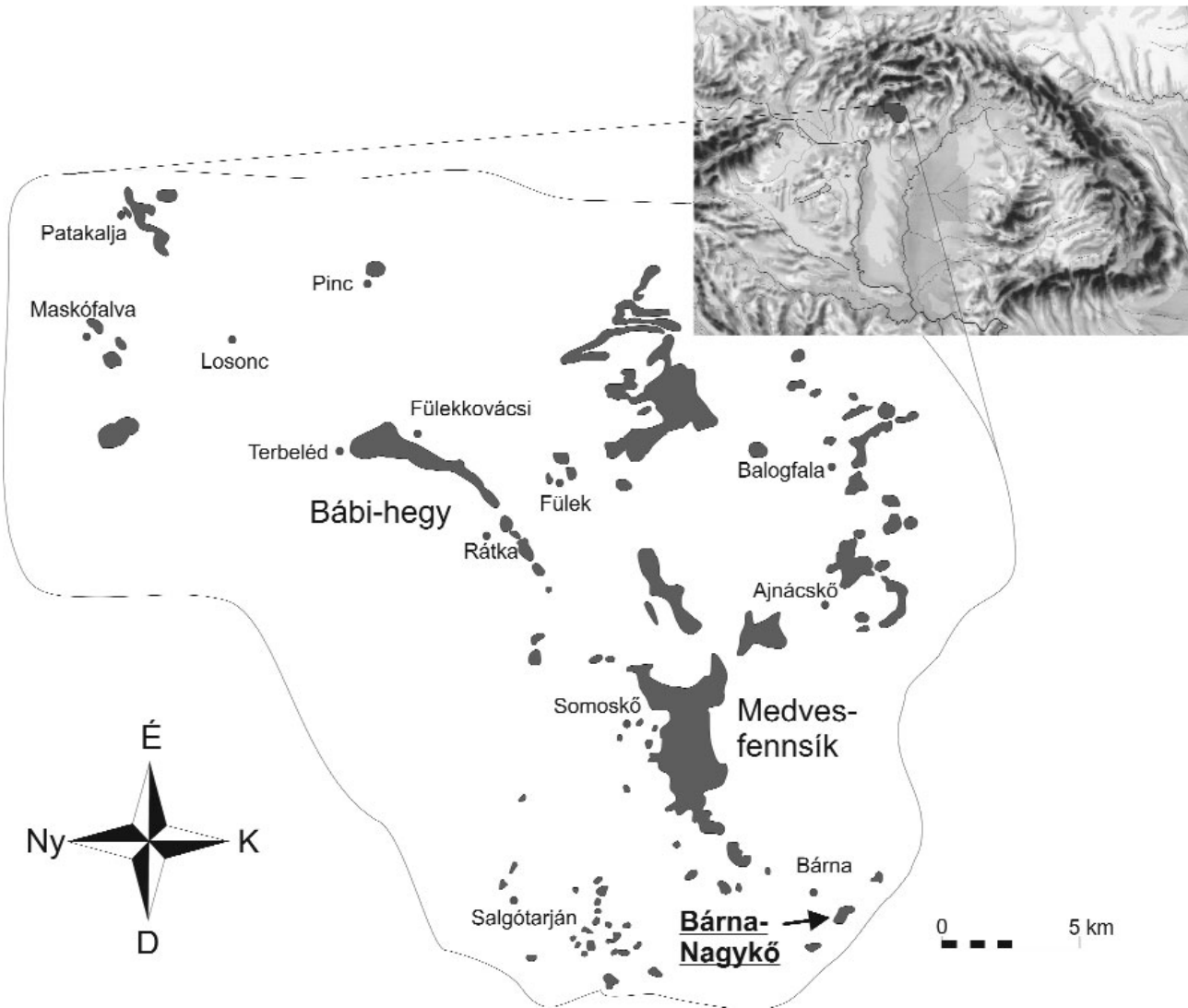


1. ábra. Mészalkáli vulkanitok (sávos), valamint felsőköpeny xenolitot tartalmazó plio-pleisztocén alkáli bazaltok (fekete) előfordulása a Kárpát-Pannon régióban (HARANGI 2001 után módosítva)

Figure 1. Occurrences of calc-alkaline volcanic rocks (striped) and upper mantle xenolith bearing Plio-Pleistocene alkali basalts (black) in the Carpathian-Pannonian region (modified after HARANGI 2001): From left to right: Styrian Basin, Little Hungarian Plain, Bakony-Balaton Highland, Nógrád-Gömör, Persányi Mountains

kristályorientációs vizsgálatai pedig mindeztáig hiányoztak. Jelen tanulmány, amely részletes, az egész nógrád–gömöri területre kiterjedő kutatómunka első fázisát foglalja össze, a legdélebbi lelőhelyről, Bárna-Nagykőről (2. ábra) származó 6 reprezentatív xenolit főbb petrográfiai tulajdonságait és az EBSD-vizsgálatok eredményét foglalja össze.

legkorábban savanyú tufák és ignimbritek képződtek, amelyek a korai extenzióhoz és medenceképződéshez kapcsolódnak (LEXA et al. 2010). A középső-miocén–pliocén folyamán intermedier mészkáli típusú, kelet, majd dél-kelet felé fiataluló vulkáni képződmények alakultak ki a KPR keleti szegélyén zajló szubdukcióhoz köthetően (SZABÓ et al. 1992, PÉCSKAY et al. 1995, LEXA et al. 2010).



2. ábra. A nógrád–gömöri vulkáni terület alkáli bazalt vulkanitjainak elterjedése és a bárna-nagykői lelőhely helyzete

Figure 2. Location of alkali basaltic rocks and the Bárna-Nagykő quarry in the Nógrád-Gömör Volcanic Field. Settlements from the north to the south are the following: Patakálja = Podrečany, Pinc = Pinciná, Maskófalva = Mašková, Losonc = Lucenec, Fülekkovácsi = Filakovské Kováče, Terbeléd = Trebel'ovce, Balogfala = Blhovce, Füle = Fil'akovo, Rátka = Ratka, Ajnácskő = Hajnáčka

Földtani háttér

A nógrád–gömöri bazalt vulkánosság a Kárpát–Pannon régió (KPR) neogén vulkáni képződményeinek alkáli bazaltos csoportjába sorolható. A kora-miocéntől kezdődően változatos tér- és időbeli elterjedésű vulkáni tevékenység zajlott a KPR területén, amelyet kemizmus alapján négy csoportra osztanak (SZABÓ et al. 1992, HARANGI 2001, KOVÁCS & SZABÓ 2008, SEGHEDI & DOWNES 2011). A

Kis mennyiségben és elterjedésben káli-ultrakáli vulkáni kőzetek is előfordulnak a KPR délnyugati részén, a Kisalföldön, DK-Bánátban és Erdélyben, míg a negyedik csoportot az alkáli bazaltok képezik.

Az alkáli bazaltok (1. ábra) főleg pliocén–pleisztocén korúak; legidősebb képződményeik (~11 M év) a Pannon-medence nyugati régióiban található, a legfiatalabbak pedig a Persányi-hegységben, ahol mindössze néhány száz ezer évesek (BALOGH et al. 1986). Izotópgeokémiai, vala-

mint fő- és nyomelemvizsgálatok alapján forrásrégiójuk a Pannon-medence alatti asztenoszféra, amelyben az olvadékok a felboltozódás hatására bekövetkezett nyomásnövekedés eredményeként keletkeztek (EMBEY-ISZTIN et al. 1993). Az alkáli bazaltokban található felsőkőpeny eredetű xenolitok vizsgálatával a régió alatti köpenylitoszféra fizikai-kémiai tulajdonságai, a köpenyben lezajlott mechanikai, tektonikai, metasomatikus, olvadási, és egyéb folyamatok jelei nyomon követhetők.

A Nógrád–Gömörből származó xenolitok legnagyobb része kőzettanilag spinell lherzolit (SZABÓ & TAYLOR 1994, KONEČNÝ et al. 1995), ugyanakkor kisebb mennyiségben jelen vannak klinopiroxénben gazdag kőzetzárványok, amelyek kialakulása a legújabb kutatások szerint a kéreg alsó határánál megrekedt, kumulátumokat képező olvadékhöz köthető (KOVÁCS et al. 2004, ZAJACZ et al. 2007). A kőzetzárványok között található továbbá granulit xenolitok, amelyek a kéreg alsó részéről származnak. A bennük található, gránát szétesésével létrejött szimplektitek arra utalnak, hogy a granulit fáciesű metamorfózis az extenzió előtti, eredeti vastagságú kéregben zajlott le, amelyet felülírt a kivékonyodással járó nyomásnövekedés hatása (KOVÁCS & SZABÓ 2005).

A nógrád–gömöri vulkáni területen elszórt kibukkanásokban Patakaljától Bárnáig (2. ábra) elsősorban bazanit lávaközetek és piroklasztitok találhatóak (JUGOVICS 1971, KONEČNÝ et al. 1995), azonban a Fülektől keletre eső előfordulások nem tartalmaznak felsőkőpeny xenolitot. A xenolit tartalmú vulkanitok kora északról (6,4 M év) dél felé (2,6–3,0 M év) fiatalodik (BALOGH et al. 1986). A régió köz-

pontjában a két legnagyobb bazaltplató, a Bábi-hegy és a Medves-fennsík helyezkedik el. A munkánk során vizsgált 6 mintát a legdélebbi lelőhelyről, Bárna–Nagykőről gyűjtöttük 2003-ban.

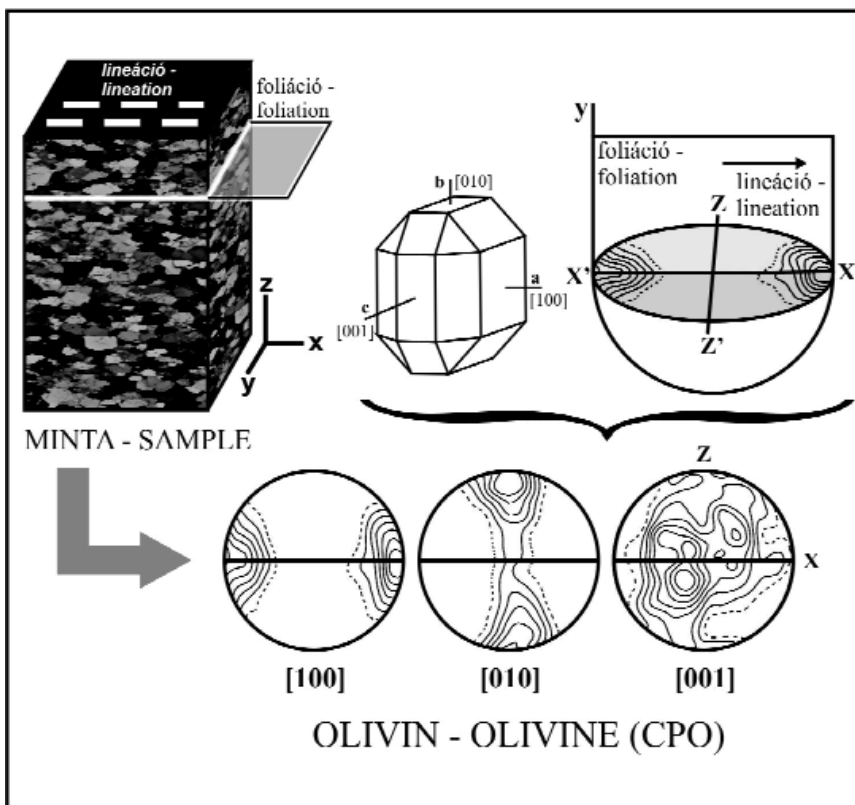
Alkalmazott technikák

A petrográfiai vizsgálatokat az ELTE-TTK-n működő Litoszféra Fluidum Kutató Laboratóriumban végeztük, egy Nikon Eclipse LV100 POL típusú kőzetani polarizációs mikroszkóppal, a vékonycsiszolati képeket a mikroszkópra szerelt Nikon CoolPIX E950 digitális fényképezőgéppel készítettük. A petrográfiai vizsgálatok két legfőbb célja a szöveti besorolás, illetve a modális összetétel meghatározása volt. Ez utóbbihoz a csiszolatokat HP Scanjet 2400 scannerrel 1200 dpi felbontással digitalizáltuk, majd az egyes ásványok területi arányát Corel PhotoPaint 14 szoftverrel határoztuk meg.

Az EBSD-vizsgálatokat a Szöuli Nemzeti Egyetemen működő Föld- és Környezettudományi Iskola tulajdonában lévő, NordlysII detektorral felszerelt JEOL 6380 típusú pásztázó elektronmikroszkóppal végeztük. Ahhoz, hogy utólagos korrekciók és forgatás nélkül pontosan meg tudjuk határozni a kristálytani orientációt, illetve össze tudjuk hasonlítani az egyes minták eredményeit, irányított csiszolatkészítésre volt szükség. Ehhez a xenolitokban makroszkóposan is megfigyelhető, megnyúlt spinellek által kirajzolt lineáció adta a támpontot. A foliáció, illetve a lineáció irányát a mintákba több irányból belevágvá

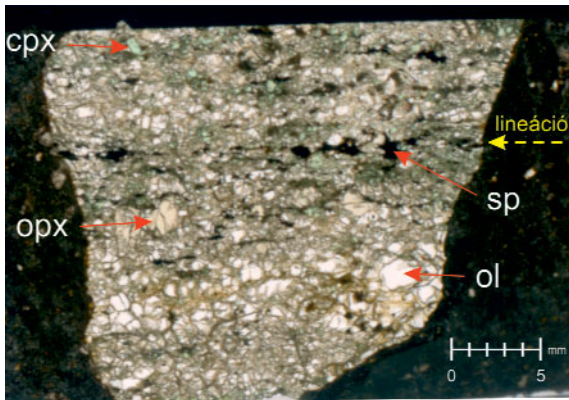
határoztuk meg. A megfelelő vizsgálatokhoz a korábbi kutatások által leggyakrabban használt „xz”-tengelyek irányai szerint készítettük el a vékonycsiszolatokat (x képviseli a lineációval párhuzamos, z pedig a foliációra merőleges irányt; 3. ábra), az elkészült csiszolaton tehát a hosszabbik szegéllyel éppen párhuzamosan figyelhető meg a lineáció (4. ábra). A csiszolatkészítés során nehéz a pontos irányítottságot elérni, így néhány fokban szögeltérés a mérés után kapott tengelyirányokban is előfordulhat.

A mérések kivitelezéséhez a hagyományos polírozási eljárásokon kívül Si-kolloidos kezelést is alkalmaztunk a tökéletes felszín kialakításához. A vékonycsiszolatokat a mintatartóra történő rögzítés előtt



3. ábra. Az „xz” viszonyítási sík elhelyezkedése a foliációhoz és a lineációhoz képest az olivin példáján (KONC 2013 után módosítva)

Figure 3. Position of the “xz” plane according to the foliation and lineation on the example of olivine (modified after KONC 2013)



4. ábra. A porfiroklastos szövétű NBN0321 xenolit vékonycsiszolati képe a spinellek (fekete) által kirajzolt lineációval

Figure 4. Thin section image of NBN0321 xenolith with visible lineation outlined by spinel grains (black)

szénszalaggal („carbon tape”) ragasztottuk körbe, amely a xenolit felszínén felhalmozódó többlettöltések elvezetésére szolgált. A mintatartó a műszeren belül 70 fokos szögben volt megdöntve, a gyorsítófeszültség 20 kV, a munkatávolság 15 mm volt. Az EBSD-mérés alapja, hogy az elektronnyalábból a mintába lépő elektronok az adott ásványszemcse különböző rácssíkjairól rugalmasan szóródnak. A szóródás iránya a Bragg-egyenlet által meghatározott módon eltérő attól függően, hogy melyik rácssíkról lépnek ki az elektronok. A többféle irányú szóródás interferencia kialakulásához vezet; ez a detektálás során sötét és világos sávokként, ún. Kikuchi-vonalakként (5. ábra) jelenik meg a detektorként alkalmazott foszforernyőn (MAITLAND & SITZMAN 2006). Mivel a Kikuchi-vonalak ásványonként, illetve orientációként eltérőek, a megfelelő programmal felszerelt műszer az ásványfázist és a kristálytani tengelyek térbeli helyzetét is azonosítani tudja. A mérés során szemcsénként egy, kézzel kijelölt pontból történt az adatfelvétel, amelyet úgy választottunk ki, hogy a szemcsén belül több helyen megnézett átlagos szögeltérés (mean angular deviation — MAD) értékek közül a legkisebbet választottuk ki, és csak akkor fogadtuk el, ha 0,9 alatt volt, mivel ez biztosítja az ásványok azonosításának pontosságát. A megfelelő reprezentativitás érdekében mintánként átlagosan 200–250 különböző méretű olivinszemcsén végeztük el a kristálytani orientáció meghatározását a HKL Channel 5 szoftvercsomag használatával.

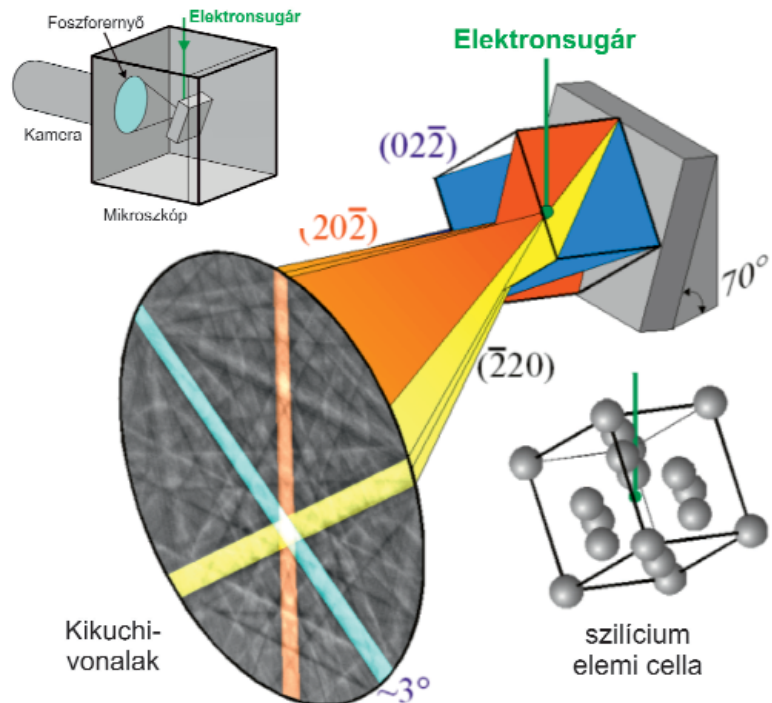
Az olivinen mért kristálytani tengelyek irányainak bemutatására ugyanezen program alkalmazásával generált pólusábra-sorozat szolgál. A pólusábrák a sztereografikus projekciók elvén alapulnak, azzal a különbséggel, hogy területtartó vetületet alkalmaznak. Az adatpontok nagy száma miatt gyakran nehéz

elkülöníteni, hány pont esik egy adott részre, ezért az ábrákon kontúrvonalak, illetve színek érzékeltetik a különböző tengelysűrűségekkel rendelkező területeket. A szakirodalomban elfogadott ábrázolásmód szerint a program arról készíti térképet, hogy egy adott területre hány-szorosa a tengelysűrűség annak az értéknek, amit akkor kapnánk, ha a tengelyek teljesen egyenletes eloszlást mutatnának (KOCKS 1998). A pólusábra-sorozatban külön ábrák mutatják be az olivin három kristálytani tengelyének ([100], [010], [001]) eloszlását. A tengelyek által kirajzolt fő irányok a pólusábrákról könnyen leolvashatók: minél sűrűbb a kontúrvonalak elhelyezkedése, illetve minél nagyobbak a hozzájuk rendelt értékek, annál nagyobb az adott területre eső, azaz hasonló irányban elhelyezkedő tengelyek aránya.

Mintakiválasztás és petrográfia

Jelen tanulmányban vizsgált xenolitok a nógrád–gömöri terület legdélebbi lelőhelyéről, Bárna–Nagykőről származnak (2. ábra), amely a többi lelőhelyhez képest a legnagyobb változatosságot mutatja mind szöveti, mind geokémiai tulajdonságokban (SZABÓ & TAYLOR 1994). A minták kiválasztása során fontos szempont volt a lehető legkisebb mértékű átalakultság mind felszíni folyamatok, mind a felhozó alkáli bazalttal való kölcsönhatás tekintetében, hogy a vizsgálatokkal a lehető legpontosabb képet kapjuk a felsőköpeny eredeti állapotáról.

A 2,5–4,0 cm méretű xenolitok kőzettanilag spinell lherzolitok; kőzetalkotó ásványaik: olivin, ortopiroxén, klino-



5. ábra. Az EBSD-rendszer működési elve és a Kikuchi-vonalak képe a kalibrációhoz használt szilícium példáján (DAY & TRIMBY 2004 után módosítva)

Figure 5. Working scheme of the EBSD system and the image of the Kikuchi lines on the example of silicon, used for calibration (after DAY & TRIMBY 2004)

piroxén és spinell. Ezen belül az olivin aránya döntő, 76–86 tf% közé esik, míg az orto- és klinopiroxének 5–15, illetve 5–10 tf%-ban jelennek meg, a spinellek aránya pedig mindössze 1–2 tf% (I. táblázat). Az NBN032A és NBN0321 xenolitokban megfigyelhető az olivinben, illetve piroxénekben gazdag sávok elkülönülése. Az olivinek néhány szemcséjén minden mintában hullámos kioltás észlelhető, amely arra utal, hogy a xenolit deformációs hatásnak volt kitéve. Az ortopiroxénben — két xenolitban (NBN032A, NBN0311) — klinopiroxén szételegyedési lamellák jelennek meg, az NBN032A esetében klinopiroxénben megjelenő spinell szételegyedési lamellákat is megfigyeltünk. A spinellek zárványként és intersticiális helyzetben is előfordulnak, ez utóbbiak megnyúlt alakja definiálja a xenolitban megfigyelhető lineációt, illetve foliációt (4. ábra).

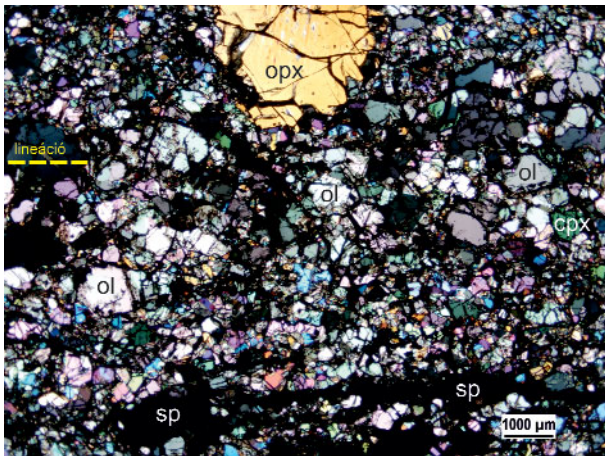
Az ásványos összetétel mellett a xenolitok szöveti tulajdonságainak meghatározása a petrográfiai elemzések egyik legfőbb alapja, ugyanis a szemcsék mérete, alakja, egymáshoz való viszonya utalhat az adott köpenyrész fizikai körülményeire, illetve az ott zajló folyamatokra. A xenolitok szöveti besorolásához MERCIER & NICOLAS (1975) rendszerét vettük alapul, amely szerint a szövettípus az elszendvedett deformációs hatás mértékének megfelelően változik. A MERCIER & NICOLAS (1975) által elkülönített négy fő szövettípus közül a vizsgált minták két csoport jellemzőit mutatták, amelyek dominanciáját a terület eddigi tanulmányai (pl. SZABÓ & TAYLOR 1994) is megállapították. Közepesen erős deformáció eredményeként alakulhat ki a kettős szemcsepopulációval leírható porfiroklastos szövet, amelyben a nagy méretű porfiroklastok mellett kisebb, egyes szemcsehatárral rendelkező neoblastok jelennek meg. Ha a deformációs hatás intenzitása tovább nő, a porfiroklastok teljes szétesésével ekvigranuláris szövet jön létre, azaz egységesen kis méretű, szemcsék, amelyek egyes határai gyakran egymással 120°-ot zárnak be ún. hármaspontokban. Esetenként a szemcsék egységesen megnyúlt alakja is kirajzolhat foliációt (táblás ekvigranuláris szövet).

A fent vázolt szöveti fejlődési sort azonban átkristályosodási folyamatok felülírhatják, amennyiben az adott köpenyrészre ható stressz csökken vagy megszűnik, és a kőzetek nyugodt, esetleg lassan felfűtődő környezetbe kerülnek. Az így létrejövő másodlagos szövettípusok tulajdonságai megegyeznek az elsődleges típusokéval, viszont a szemcseméretnövekedés eredményeként a szilikátokban a spinellek zárványként jelenhetnek meg (MERCIER & NICOLAS 1975). Mivel az átkristályosodási események elkülönítése a gyakorlatban szinte egyáltalán nem kivitelezhető, a vizsgált nógrád–gömöri xenolitokban esetében a mintázás pillanatában fennálló deformációs viszonyokat tükröző szövettípust vettük figyelembe. Eszerint a jelen tanulmányban tárgyalt 6 bárna–nagyközi xenolit közül három (NBN032A, NBN0311, NBN0321) porfiroklastos (6. ábra), három (NBN035, NBN0316, NBN0319) pedig ekvigranuláris szövetű (7. ábra). Az előbbieken a porfiroklastok elsősorban ortopiroxének,

I. táblázat. A nógrád–gömöri xenolitok petrográfiai tulajdonságai
Table 1. Petrographic properties of the studied xenoliths

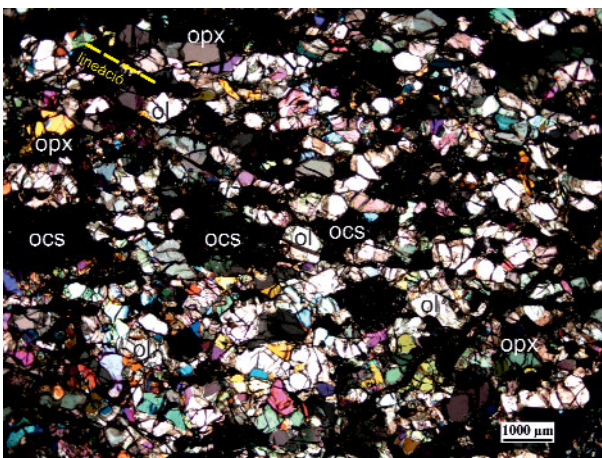
Xenolit	Kőzet	Közetszövet	Modális összetétel (%)				Olivin szemcseméret (mm)	Ortopiroxén		Klinopiroxén szemcseméret (mm)	Spinell		Olvadékesonó
			ol	opx	epx	sp		szemcseméret (mm)	2. populáció		1. populáció	megjelenés	
NBN032A	Iherzolit	porfiroklastos	86	8	5	1	1,0-0,1	szemcseméret (mm)	0,4-0,1	0,2-0,05	i,zy	1,5-0,1	X
NBN0311	Iherzolit	porfiroklastos	86	5	8	1	0,7-0,2	2,2-1,0	0,5-0,2	1,5-0,1	i,zy	1,5-0,1	X
NBN0321	Iherzolit	porfiroklastos	84	6	8	2	1,8-0,1	1,5-1,0	0,6-0,1	0,8-0,1	i,zy	0,8-0,1	X
NBN035	Iherzolit	ekvigranuláris	80	11	8	1	2,4*; 1,0-0,1	0,5-0,1		0,8-0,2	i,zy	1,2-0,1	X
NBN0316	Iherzolit	ekvigranuláris	82	6	10	2	1,5-0,1	1,0-0,1		0,2-0,05	i,zy	0,8-0,1	X
NBN0319	Iherzolit	ekvigranuláris	76	15	8	1	1,2-0,1	1,0-0,1		0,6-0,1	i,zy	0,8-0,1	X

i - intersticiális, zv - zárvány, *kiugró érték
i - interstitial, zv - inclusion, *outlier



6. ábra. Jellegzetes porfiroklasztos szövétű xenolit (NBN032A); áteső fény, +N. Ol = olivin, opx = ortopiroxén, cpx = klinopiroxén, ocs = olvadécsomó
 Figure 6. Characteristic microscopic image of porphyroclastic xenolith texture (NBN032A); transmitted light, +N. Ol = olivine, opx = orthopyroxene, cpx = clinopyroxene, ocs = melt pocket

átmérőjük 1,0–5,3 mm-ig terjed, míg a neoblasztok jellemzően 0,1–0,6 mm alattiak. Az ekvigranuláris szövétű xenolitokban a szemcseméret néhány tized és 1 mm között változik. A xenolitok mindegyikében megfigyelünk a legkisebb olvadáspontú ásványok (spinell, klinopiroxén) másodlagos kristályjaiból, valamint kőzetüvegből álló olvadécsomókat (BALI et al. 2002) (I. táblázat), amelyek megnyúlt alakja, illetve elhelyezkedése a spinel-



7. ábra. Jellegzetes ekvigranuláris szövétű xenolit (NBN0319); áteső fény, +N. Ol = olivin, opx = ortopiroxén, cpx = klinopiroxén
 Figure 7. Typical microscopic image of equigranular xenolith texture (NBN0319); transmitted light, +N. Ol = olivine, opx = orthopyroxene, cpx = clinopyroxene

lekhez hasonlóan a lineációval párhuzamos vonalakat rajzol ki (4. ábra). Ezek a vonalak a foliáció síkjában történt olvadékvándorlás nyomait mutatják. Az olvadécsomók viszonylag nagy mérete (maximum 4,0, átlagosan 1,0–1,5 mm) alapján feltételezhető, hogy nem a gyors folyamatnak tekinthető felemelkedés során alakultak ki, hanem korábbi, a mélyben lezajlott, hőmérsékletnövekedéssel járó esemény hatására.

Kristálytani orientáció

Az EBSD, vagyis visszaszórt elektron diffrakciós mérési technika egyik lehetséges felhasználási módja ásványok kristálytani orientációjának (CPO) meghatározása. A xenolitokban megfelelően nagy számú méréssel az adott kőzetalkotó ásvány kristálytani orientáció-eloszlását kaphatjuk meg. Kísérleti adatok alapján már 100–150 szemcse mérése elegendő a xenolitok reprezentatív orientáció-eloszlásának megállapításához (BEN ISMAIL & MAINPRICE 1998). A felsőköpeny peridotitok olivinjainak nagy részére jellemző valamilyen kristálytani irányítottág, azaz a tengelyek eloszlása nem teljesen véletlenszerű, hanem meghatározott irányokba rendeződnek, amelyeket a köpeny fizikai tulajdonságai (nyomás, hőmérséklet, uralkodó feszültségviszonyok) határoznak meg (WENK 1985).

Az olvinek kristálytani orientációjának szerepe nagy jelentőséggel bír a többi kőzetalkotó ásványéhoz képest, mert határozottabb, egyértelműbb irányokat mutat azoknál. Ennek oka az egyes ásványok deformálhatóságának eltérő mértékében keresendő. Felsőköpenyre jellemző feltételek mellett az olivin alapvetően könnyebben deformálható az ellenállóbb piroxénekhez képest, ezért gyorsabban és könnyebben reagál a köpeny fizikai állapotában bekövetkező változásokra (pl. WENK 1985, NICOLAS & CHRISTENSEN 1987). Ebből következik, hogy a xenolitok olivinjeinek kristályorientáció vizsgálatakor csak a legutolsó jelentősebb deformáció előidéző stresszhatás eredményéről kapunk információt, ami összefüggésbe hozható a vizsgált terület ért tektonikai folyamattal (pl. KOVÁCS et al. 2012).

A kristálytani orientáció kialakulása a felsőköpenyben uralkodó kristályon belüli deformációs mechanizmushoz, a diszlokációs kúszáshoz köthető (WENK 1985, KARATO 2008), amely során különböző siklatási rendszerek aktiválódhatnak. A siklatási rendszerek az elmozdulás (síkjával) vagy {zónájával} és [irányával] írhatók le, például a (010)[100] a [010] tengelyre merőleges sík menti, az [100] tengellyel párhuzamos irányú elmozdulást jelent (TOMMASI et al. 1999). CARTER & AVÉ LALLEMANT (1970) kísérleti munkái alapján az olivin esetében a hőmérséklettől függ az aktiválódó siklatási rendszer, amely különböző kristályorientáció-típusok kialakulásához vezet. A szerzők által elkülönített három típus közül a legnagyobb hőmérsékleten kialakuló a (010)[100] siklatási rendszer dominanciája jellemző, amely száraz köpeny körülmények között viszonylag gyakori. Ezt a típust (a későbbiekben A-típus) több későbbi munka is tárgyalja (pl. BEN ISMAIL & MAINPRICE 1998, TOMMASI et al. 1999, JUNG et al. 2006). Az A-típusra jól meghatározott tengelyirányok jellemzők a következőképpen: az [100] tengelyek a foliáció síkjában a lineációval párhuzamos, a [010] tengelyek a foliáció síkjában a lineációra merőleges, a [001] tengelyek pedig a foliáció síkjára merőleges irányokat mutatnak. Kisebb hőmérsékleten válik uralkodóvá a (0kl)[100] siklatási rendszer, amely az ún. D-típusú

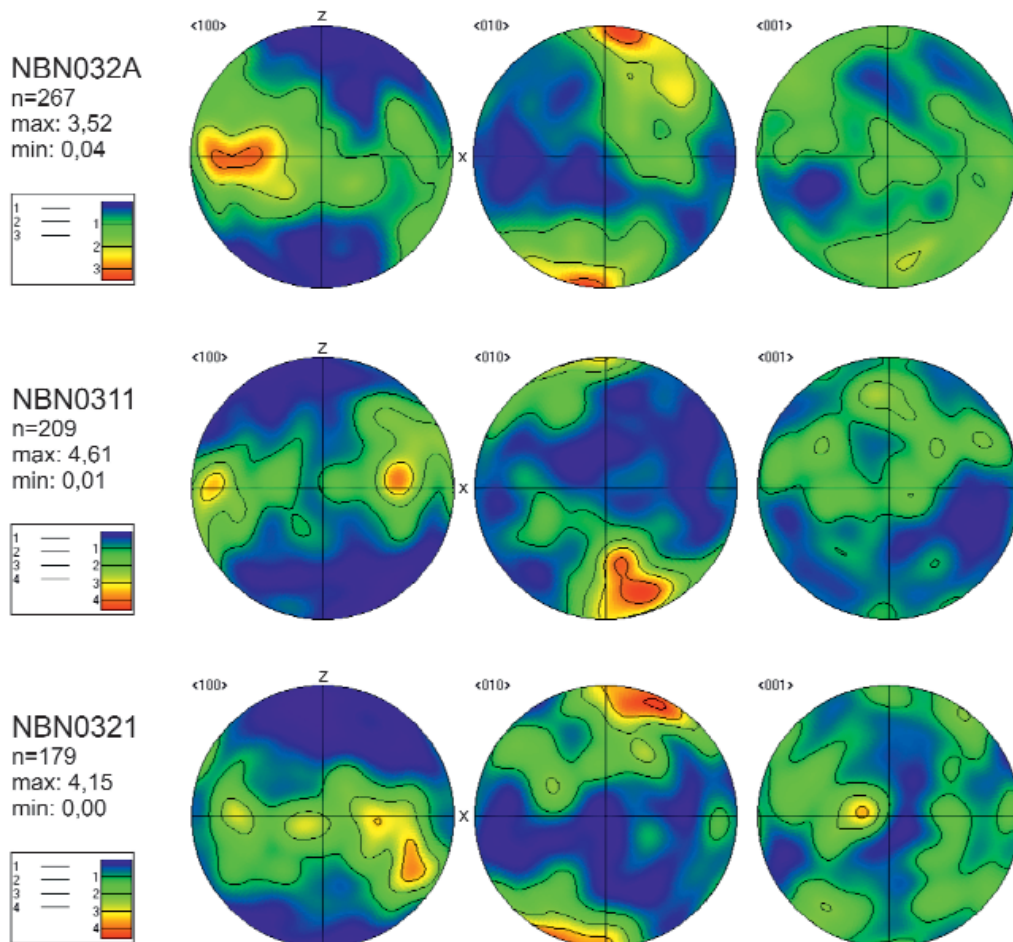
kristályorientáció kialakulásához vezet (CARTER & AVÉ LALLEMANT 1970, BEN ISMAIL & MAINPRICE 1998, JUNG et al. 2006). A tengelyek eloszlása ebben az esetben hasonló az A-típuséhoz, azonban egyedül az [100] tengelyek iránya stabil, a [010] és [001] egy, erre merőleges síkban egyenletesen szórtnak, amelyet a szakirodalom „övszerű” eloszlásként (girdle) tart számon. A felsőköpeny xenolitok olivinjeiben ez a két típus a meghatározó, azonban egyéb változatokat is dokumentáltak. Ezek közül említésre méltó az ún. axiális [010] típus, amely kis hőmérsékleten, a kísérleti munkák alapján transzpressziós rezsimre jellemző kondíciók alatt, a {110}[001] siklatási rendszer aktiválódása során alakul ki (NICOLAS & CHRISTENSEN 1987, TOMMASI et al. 1999). Ilyen olivin orientációt mutató, kis mélységből (30–40 km) származó felsőköpeny xenolitok kerültek elő a Pannon-medence központi részéről (KOVÁCS et al. 2012).

JUNG et al. (2006) a különböző típusok kialakulását az ásványok „víz”-tartalmának és a stressz-mérték változásának függvényeként írja le („víz”-tartalom alatt a köpeny névlegesen vízmentes ásványaiban tetra- és oktaédes pozícióba beépülő H⁺ értendő; ROSSMANN 1990). A szerzők

által kísérleti úton elkülönített öt kristályorientációs típus (A, B, C, D, E) közül három (B, C, E) korábban nem tapasztalt, határozott, pontszerű maximummal rendelkező tengelyeloszlásokat mutat, amelyek kialakulására a változó mértékű stressz mellett közepes-nagy (> 200 ppm H/Si) víztartalom jellemző (JUNG et al. 2006).

Eredmények

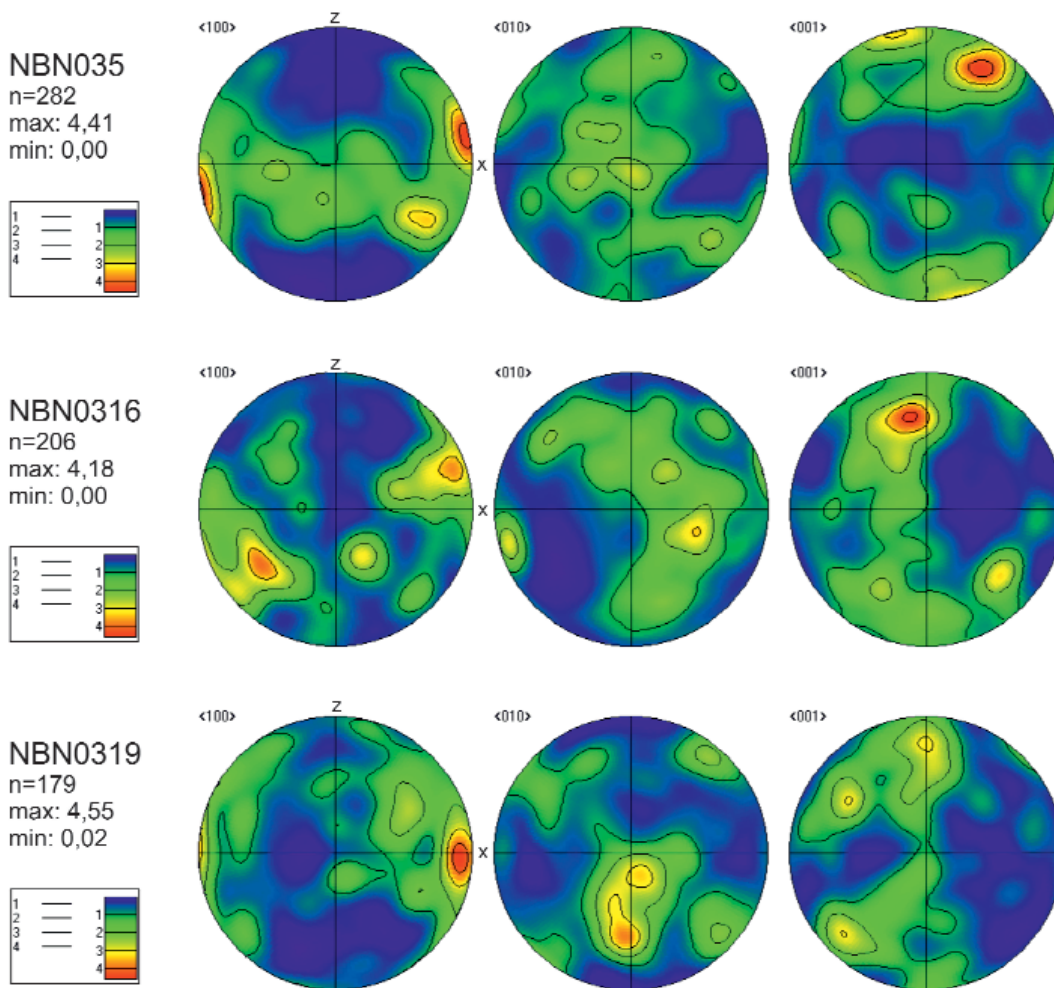
A jelen tanulmányban vizsgált nógrád–gömöri xenolitokban az olivinek kristálytani tengelyeinek eloszlását adatpontonként, illetve kontúrvonalakkal és -színekkel is ábrázoltuk (8–9. ábra). Az észlelhető tengelyirányok alapján két csoport különíthető el. Három lherzolit (NBN032A, NBN0311, NBN0321; I. táblázat) esetében az [100] tengelyek a foliáció síkjában helyezkednek el és legnagyobb részük a lineációval párhuzamos irányt mutat, ugyanis a legnagyobb tengelysűrűséget jelző területek a keleti és nyugati pólusoknál helyezkednek el (8. ábra). A [010] tengelyek a foliáció síkjára merőleges fő irányt mutatnak, mivel a legtöbb adatpont az északi, illetve déli pólusnál csoportosul.



8. ábra. A porfiroklasztos szövétű barna-nagykői xenolitok (NBN032A, NBN0311, NBN0321) kontúrozott pólusábrái (felső félgömb)

A piros szín jelöli a legnagyobb, a kék a legkisebb tengelysűrűséget mutató területeket

Figure 8. Contoured upper hemisphere pole figures of porphyroclastic xenoliths from Bárna-Nagykő (NBN032A, NBN0311, NBN0321) Areas with the highest crystallographic axis densities are indicated with red, whereas the lowest densities with blue



9. ábra. Az ekvigranuláris szövétű bárna-nagykői xenolitok (NBN035, NBN0316, NBN0319) kontúrozott pólusábrái (felső félgömb)
A piros szín jelöli a legnagyobb, a kék a legkisebb tengelysűrűséget mutató területeket

Figure 9. Contoured upper hemisphere pole figures of equigranular xenoliths from Bárna-Nagykő (NBN035, NBN0316, NBN0319)
Areas with the highest crystallographic axis densities are indicated with red, whereas lowest densities are blue

A [001] tengelyekre nem jellemző, hogy egyértelmű irányt rajzolnának ki, orientáltságuk mértéke kisebb a másik két tengelyhez képest. A porfiroklastok kis száma miatt a két szemcsepopuláció közötti esetleges orientációkülönbség megfigyelésére nem nyílt lehetőség.

Ettől kissé eltérő tengelyirányok olvashatók le a másik három xenolit (NBN035, NBN0316, NBN0319; I. táblázat) olivinjeinek pólusábráiról (9. ábra). Az [100] tengelyek eloszlásában még nincs különbség, ezek a másik három mintához hasonlóan a foliáció síkjában, a lineációval közel párhuzamos elrendeződést mutatnak. A [010] tengelyek esetében azonban már nem tapasztalható ez a határozott irányítottság, mivel nagyobb szórással, a pólusábra függőleges tengelye mentén jelennek meg, az NBN0316 xenolit esetében pedig középen mutatnak csoportosulást. Ezzel szemben a [001] tengelyek jellemzően a foliáció síkjára merőleges irányban (NBN035) vagy síkban szórva (NBN0316, NBN0319) jelennek meg, amelyről megállapítható, hogy erősebb irányítottságot jelent, mint az első csoport esetében.

Diskusszió

A pólusábrákról leolvasható tengelyeloszlások alapján nem csak a kristálytani tengelyek térbeli elhelyezkedésének főbb irányai határozhatók meg, hanem korábbi kísérleti munkák eredményeiből következtetni lehet arra, hogy a deformáció során aktiválódó siklatási rendszerek közül melyik volt domináns. A siklatási rendszer pedig az egyik legfontosabb tényezőre, a deformáció idején fennállt hőmérsékletre (CARTER & AVÉ LALLEMANT 1970), valamint a geodinamikai környezetre is utal.

A porfiroklastos szövétű NBN032A, NBN0311, NBN0321 xenolitok esetében a [010] tengely jellemzően a foliáció síkjára merőleges irányt mutat (8. ábra), míg a keleti és nyugati pólusok között kisebb tengelysűrűség-értékek észlelhetők. Az [100] tengelyek egy része a lineációtól eltérő irányt mutat, azonban továbbra is a foliáció síkjában marad, amely a fent említett övszerű eloszláshoz hasonló. Ezen bélyegek alapján a három xenolit olivinorientációja a korábbi publikációkban (pl. BEN ISMAIL & MAINPRICE 1998, JUNG et al. 2006) említett A-típusba sorolható. Az övszerű

eloszlás jelenléte felveti, hogy egy, az axiális [010] típus felé mutató átmeneti tengelyeloszlásról van szó, azonban ilyen átmeneti állapot kialakulásának lehetőségére nem találunk példát a szakirodalomban, ezért valószínűbb, hogy a három xenolit gyengén irányított A-típusú tengelyeloszlással rendelkezik. A-típusú, vagy annak megfelelő tengelyeloszlást írtak le a Kárpát–Pannon régió egyéb területeiről származó felsőköpeny xenolitok olivinjeiben, például a Persányi-hegységben (FALUS et al. 2008), a Kisalföldön és a Bakony–Balaton-felvidéken (KOVÁCS et al. 2012). Utóbbi esetben az A-típus mellett megjelenő axiális [010] típusú kristályorientáció látványos elkülönülést mutat szövetben, származási mélységben, geokémiai összetételben és víztartalomban is. A szerzők szerint ez a különbség eltérő tektonikai hatásokra vezethető vissza: a sekélyebb mélységből származó, axiális tengelyeloszlás típusú olivineket tartalmazó xenolitokra uralkodóan a transzpressziós rezsim hatott, míg az A-típusúakra a Pannon-medence nagy hőmérsékletű asztenoszférajának nyugat–kelet irányú áramlása (KOVÁCS et al. 2012). Az eddig prezentált három nógrád–gömöri xenolit (NBN032A, NBN0311, NBN0321; 8. ábra) esetében feltételezhetően a posztt tektonikus relaxáció hatására meginduló átkristályosodás miatt következhetett be gyengülés az orientációban, ennek ellenére nem zárható ki, hogy többféle deformációs hatás érvényesülhetett egyidőben, vagy egymást részben felülírva.

Az ekvigranuláris szövetű NBN035, NBN0316 és NBN0319 xenolitok olivin tengelyeloszlásaiban (9. ábra) az előzőkhöz hasonlóan a [100] tengelyek a lineációval párhuzamosak, illetve megfigyelhető az övszerű eloszlás a [010] és/vagy a [001] tengelyek esetében, amely az ún. D- vagy axiális [100] (TOMMASI et al. 1999) típusra jellemző. Kialakulása a {0kl}[100] siklatási rendszert aktiválódására vezethető vissza, amely az A-típusnál kisebb hőmérsékleten (CARTER & AVÉ LALLEMANT 1970), ám nagyobb stressz (>300–400 MPa) és kis víztartalom (<200 ppm H/Si) mellett (JUNG et al. 2006) játszódik le. A tengelyirányok értelmezésekor szóba jöhet még az elsőként KATAYAMA et al. (2004) által elkülönített E-típus, amely a szerzők kísérletei alapján kis nyomáson, közepes-nagy víztartalom mellett (>200 ppm H/Si) fejlődik ki. Az E-típusú kristálytani orientációra azonban szintén határozott tengelyirányok jellemzők (az [100] a lineációval párhuzamos, a [010] arra merőleges a foliáció síkjában, a [001] pedig a foliáció síkjára merőleges), amelyek nem jelennek meg egyértelműen a tanulmányozott nógrád–gömöri mintákon, ezért valószínűbbnek tekinthető a D-típusba sorolás helyessége. A kérdés eldöntéséhez a közeljövőben tervezett víztartalommérések nyújthatnak segítséget.

A vizsgált xenolitok két csoportra különülése nem csak a kristálytani orientációban, hanem a szövet típusban is megmutatkozik. Az A-típusú kristályorientációhoz közel álló minták (NBN032A, NBN0311, NBN0321) porfiroklasztos szövettel rendelkeznek (6. ábra, I. táblázat), míg a D (E)-típusúak (NBN035, NBN0316, NBN0319) ekvigranuláris szövetűek (7. ábra, I. táblázat). Az ekvigranuláris szövet a porfiroklasztosnál erősebb deformáló hatást jelez (MERCIER

& NICOLAS 1975), amelyet alátámaszt a nagyobb stressz hatására kialakuló D-típusú kristályorientációs jelleg ezekben a xenolitokban. Ez az összefüggés bizonyítja, hogy a vizsgált xenolitokban kapcsolat van a szöveti kép és a kristálytani orientáció között, mivel mindkettő alakulását a fennálló feszültségviszonyok, illetve ezek változása alakítja. A Pannon-medence többi lelőhelyének xenolitjain végzett vizsgálatok szintén rávilágítottak a szövet és a kristálytani irányítottság kapcsolatára, mivel mind a Persányi-hegység, mind a Bakony–Balaton-felvidék és a Kisalföld esetében jellemző, hogy a durvaszemcsés, porfiroklasztos xenolitok erősebb (A-típusú) olivin orientációt mutatnak, míg a finomabb szemcsés, ekvigranuláris szövetű xenolitokban kevésbé erős (D, axiális [010], vagy gyengén orientált A-típusú) orientáció figyelhető meg (HIDAS et al. 2007, FALUS et al. 2008, KOVÁCS et al. 2012). Hasonló összefüggésről számol be többek között SOUSTELLE et al. (2010) kamcsatki peridotit xenolitok vizsgálata során, amelyek közül szintén a porfiroklasztos szövetűek mutatják az erősebb, az ekvigranuláris minták pedig a gyengébb mértékű orientációt.

Megállapítható tehát, hogy a bárna–nagykői lelőhelyen legalább kétféle különböző köpeny körülményeket képviselő xenolitcsoport található, amely a vulkáni terület alatti felsőköpeny már kis területen belül is érvényesülő fizikai változatosságát sejteti. A fentiekből következik, hogy a két xenolitcsoport közötti tengelyeloszlás különbségek oka az egyes orientációtípusok genetikája, illetve aktiválódó siklatási rendszerek alapján legalább kétféle lehet: az ekvigranuláris szövetű csoport vagy sekélyebb mélységből származik, vagy nagyobb víztartalommal rendelkezik, mint a porfiroklasztos szövetű csoport. Ennek eldöntéséhez, illetve további pontosításhoz az egyensúlyi hőmérséklet számolására is lehetőséget nyújtó geokémiai vizsgálatok, származási mélység-becslés, illetve víztartalommérések szükségesek a közeljövőben.

Összefoglalás

1. A visszazórt elektron diffrakció (EBSD) módszerrel kivitelezett kristálytani orientációvizsgálatok jelentősége a köpenykutatásban, hogy alkalmazásukkal a xenolitok által képviselt köpenyrégió fizikai állapotáról kaphatunk információt. Munkánk során a nógrád–gömöri vulkáni területről eddig hiányzó orientációvizsgálatokat végeztük el a déli lelőhelyről, Bárna–Nagykőről származó xenolitok olivinjein.

2. A vizsgált xenolitokban tapasztalt kristálytani tengelyeloszlás összefüggésben van a közet szövetével: a porfiroklasztos szövetű minták A-típusú, az ekvigranuláris szövetűek pedig D- (esetleg E-) típusú orientációt mutatnak. Az eltérés oka nyomás–hőmérsékleti körülményekben, vagy az olivin H₂O-tartalmában mutatkozó különbségben keresendő.

3. A bárna–nagykői xenolitok kettős jellege arra utal, hogy a terület felsőköpenye kis léptékben mérve is igen változatos, mivel a fizikai–kémiai tulajdonságokban és feszültségviszonyokban jelentkező eltérés különböző deformációs hatások érvényesüléséhez vezethet.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönettel tartoznak CSÖMÖRI Margitnak a csiszolatok elkészítésében nyújtott segítségéért. Köszönjük PATKÓ Leventének és ARADI Lászlónak a petrográfiai vizsgálatokban való közreműködést, valamint PINTÉR Zsanettnek az EBSD-mérésekhez kapcsolódó konzultációs lehetőségeket.

Köszönjük továbbá bírálóinknak, FALUS Györgynek és HIDAS Károlynak a javításokat és a segítő tanácsokat. A kiutazás a Szöuli Nemzeti Egyetem EBSD-laboratóriumába a Magyar–Koreai Műszaki Együttműködési Társaság jóvoltából valósult meg.

Jelen tanulmány a Litoszféra Fluidum Kutató Labor 69. publikációja.

Irodalom — References

- BALI, E., SZABÓ, C., VASELLI, O. & TÖRÖK, K. 2002: Significance of silicate melt pockets in upper mantle xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Western Hungary. — *Lithos* **61/1–2**, 79–102.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. *Acta Mineralogica–Petrographica (Szeged)*, **28**, 75–93.
- BECCALUVA, L., BIANCHINI, G., BONADIMAN, C., SIENA, F. & VACCARO, C. 2004: Coexisting anorogenic and subduction-related metasomatism in mantle xenoliths from the Betic Cordillera (southern Spain). — *Lithos* **75/1–2**, 67–87.
- BEN ISMAIL, W. & MAINPRICE, D. 1998: An olivine fabric database: an overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy. — *Tectonophysics* **296/1–2**, 145–157.
- CARTER, N. L. & AVÉ LALLEMANT, H. G. 1970: High temperature flow of dunite and peridotite. — *Bulletin of Geological Society of America* **81**, 2181–2202.
- DAY, A. & TRIMBY, P. 2004. Channel 5 User Manual. — HKL Technology, Oxford Instruments HKL, 475 p.
- DOWNES, H. 2001: Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: evidence from ultramafic xenoliths suites and massifs of western and central Europe. — *Journal of Petrology* **42/1**, 233–250.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D. E., UPTON, B. G. J., DOBOSI, G., INGRAM, G. A., HARMON, R. S. & SCHARBERT, H. G. 1993: The petrogenesis of Pliocene Alkaline Volcanic Rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. — *Journal of Petrology* **34/2**, 317–343.
- FALUS, GY. 2004: Microstructural analysis of upper mantle peridotites: their application in understanding mantle processes during the formation of the Intra-Carpathian Basin System. — *Ph.D. thesis*, Budapest, Eötvös University, 149 p.
- FALUS, GY., TOMMASI, A., INGRIN, J. & SZABÓ, CS. 2008: Deformation and seismic anisotropy of the lithospheric mantle in the southeastern Carpathians inferred from the study of mantle xenoliths. — *Earth and Planetary Science Letters* **272/1–2**, 50–64.
- HARANGI, SZ. 2001: Neogene to Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian Region — a review. — *Acta Geologica Hungarica* **44/2–3**, 223–258.
- HIDAS, K., FALUS, GY., SZABÓ, CS., SZABÓ, P. J., KOVÁCS, I. & FÖLDES, T. 2007: Geodynamic implications of flattened tabular equigranular textured peridotites from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary). — *Journal of Geodynamics* **43/4–5**, 484–503.
- JUGOVICS, L. 1971. Észak-magyarországi — Salgótarján környéki — bazaltterületek. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1968-ról*, 145–165.
- JUNG, H., KATAYAMA, I., JIANG, Z., HIRAGA, T. & KARATO, S. 2006: Effect of water and stress on the lattice-preferred orientation of olivine. — *Tectonophysics* **421/1–2**, 1–22.
- KARATO, S., JUNG, H., KATAYAMA, I. & SKEMER, P. 2008: Geodynamic Significance of Seismic Anisotropy of the Upper Mantle: New Insights from Laboratory Studies. — *Annual Review of Earth and Planetary Science* **36**, 59–95.
- KATAYAMA, I., JUNG, H. & KARATO, S., 2004: A new type of olivine fabric at modest water content and low stress. — *Geology* **32/12**, 1045–1048.
- KIL, Y. & WENLANDT, R. F. 2004: Pressure and temperature evolution of upper mantle under the Rio Grande rift. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **148**, 265–280.
- KOCKS, U. F. 1998: The Representation of Orientations and Textures. — In: KOCKS, U. F., TOMÉ, C. N. & WENK, H.-R. (eds): *Texture and Anisotropy*. — Cambridge University Press, 677 p.
- KONC, Z. 2013: Structure and composition of the subcontinental lithospheric mantle in convergent settings — Insights from mantle xenoliths hosted in alkaline magmatism. — *Ph.D. thesis*, Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Granada (Spain), 209 p.
- KONEČNÝ, P., KONEČNÝ, V., LEXA, J. & HURAJOVÁ, M. 1995: Mantle xenoliths in alkali basalts of Southern Slovakia. — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 241–247.
- KONEČNÝ V., LEXA J., BALOGH K. & KONEČNÝ P. 1995: Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia: volcanic forms and time evolution. — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 167–172
- KOVÁCS, I. & SZABÓ, CS. 2005: Petrology and geochemistry of granulite xenoliths beneath the Nógrád–Gömör Volcanic Field, Carpathian-Pannonian Region (N-Hungary/S-Slovakia). — *Mineralogy and Petrology* **85/3–4**, 269–290.
- KOVÁCS, I. & SZABÓ, CS. 2008: Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian zone: evidence for an inherited enriched mantle source. — *Journal of Geodynamics* **45/1**, 1–17.
- KOVÁCS, I., ZAJACZ, Z. & SZABÓ, CS. 2004: Type-II xenoliths and related metasomatism from the Nógrád–Gömör Volcanic Field, Carpathian–Pannonian region (northern Hungary – southern Slovakia). — *Tectonophysics* **393/1–4**, 139–161.

- KOVÁCS, I., FALUS, GY., STUART, G., HIDAS, K., SZABÓ, CS., FLOWER, M. F. J., HEGEDŰS, E., POSGAY, K. & ZILAHÍ-SEBESS, L. 2012: Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian–Pannonian region: Asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? — *Tectonophysics* **514–517**, 168–179.
- LENOIR, X., GARRIDO, C.J., BODINIER, J.-L. & DAUTRIA, J.-M., 2000: Contrasting lithospheric mantle domains beneath the Massif Central (France) revealed by geochemistry of peridotite xenoliths. — *Earth and Planetary Science Letters* **181/3**, 359–375.
- LEXA, J., SEGHEDI, I., NÉMETH, K., SZAKÁCS, A., KONEČNÝ, V., PÉCSKAY, Z., FÜLÖP, A. & KOVÁCS, M. 2010: Neogene–Quaternary volcanic forms in the Carpathian–Pannonian Region: a review. — *Central European Journal of Geosciences* **2/3**, 207–270.
- MAITLAND, T. & SITZMAN, S. 2006: Electron Backscatter Diffraction (EBSD) Technique and Materials Characterization Examples. In: ZHOU, W. & WANG, Z. L. (eds): *Scanning Microscopy for Nanotechnology, Techniques and Applications*. — Springer, p. 552.
- MERCIER, J.C.C. & NICOLAS, A. 1975: Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. — *Journal of Petrology* **16/2**, 454–487.
- NICOLAS, A. & CHRISTENSEN, N. I. 1987: Formation of anisotropy in upper mantle peridotites - a review. — In: FUCHS, K. & FROIDEVAUX, C. (eds): *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System. American Geophysical Union*. p. 328.
- O'REILLY, S. Y. & GRIFFIN, W. L. 1988: Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia I. Metasomatic processes in Cr-diopside lherzolites. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52/2**, 433–447.
- PÉCSKAY, Z., LEXA, J., SZAKÁCS, A., BALOGH, K., SEGHEDI, I., KONEČNÝ, V., KOVÁCS, M., MÁRTON, M., KALIČIAK, M., SZÉKY-FUX, V., PÓKA, T., GYARMATI, P., EDELSTEIN, O., ROSU, E. & ŽEC, B. 1995: Space and time distribution of Neogene–Quaternary volcanism in the Carpatho–Pannonian Region. — *Acta Vulcanologica* **7/2**, 15–28.
- ROCCO, I., LUSTRINO, M., MORRA, V. & MELLUSO, L. 2012: Petrological, geochemical and isotopic characteristics of the lithospheric mantle beneath Sardinia (Italy) as indicated by ultramafic xenoliths enclosed in alkaline lavas. — *International Journal of Earth Sciences* **101/5**, 1111–1125.
- ROSSMANN, G. R. 1990: Hydrogen in “anhydrous” minerals. — *Nuclear Instruments and Methods in Research* **45/1–4**, 41–44.
- SEGHEDI, I. & DOWNES, H. 2011: Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. — *Gondwana Research* **20/4**, 655–672.
- SOUSTELLE, V., TOMMASI, A., DEMOUCHEY, S. & IONOV, D. A. 2010: Deformation and fluid-rock interaction in the supra-subduction mantle: Microstructures and water contents in peridotite xenoliths from the Avacha Volcano, Kamchatka. — *Journal of Petrology* **51/1–2**, 363–394.
- STOSCH, H. G. & SECK, H. A. 1980: Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **44/3**, 457–470.
- SZABÓ, CS., HARANGI, SZ. & CSONTOS, L. 1992: Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian–Pannonian region. — *Tectonophysics* **208/1–3**, 243–256.
- SZABÓ, CS. & TAYLOR, L. 1994: Mantle petrology and geochemistry beneath the Nógrád–Gömör Volcanic Field, Carpathian–Pannonian Region. — *International Geology Review* **36/4**, 328–358.
- TOMMASI, A., TIKOFF, B. & VAUCHEZ, A. 1999: Upper mantle tectonics: three-dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties. — *Earth and Planetary Science Letters* **168/1–2**, 173–186.
- WENK, H.-R. 1985: *Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis*. — Academic Press, 610 p.
- WITT-EICKSCHEN, G. 1993: Upper mantle xenoliths from alkali basalts of the Vogelsberg, Germany: implications for mantle upwelling and metasomatization. — *European Journal of Mineralogy* **5**, 361–376.
- ZAJACZ, Z., KOVÁCS, I., SZABÓ, CS., HALTER, W. & PETTKE, T. 2007: Evolution of Mafic Alkaline Melts Crystallized in the Uppermost Lithospheric Mantle: a Melt Inclusion Study of Olivine-Clinopyroxenite Xenoliths, Northern Hungary. — *Journal of Petrology* **48/5**, 853–883.

Kézirat beérkezett: 2013. 09. 22.