

A Nógrád-Gömör Vulkáni Terület központi részéről (Medves-fennsík és Bábi-hegy) származó felsőköpeny eredetű ultramafikus xenolitok petrográfiai vizsgálata

Liptai Nóra

1. évf. Geológus M.Sc.

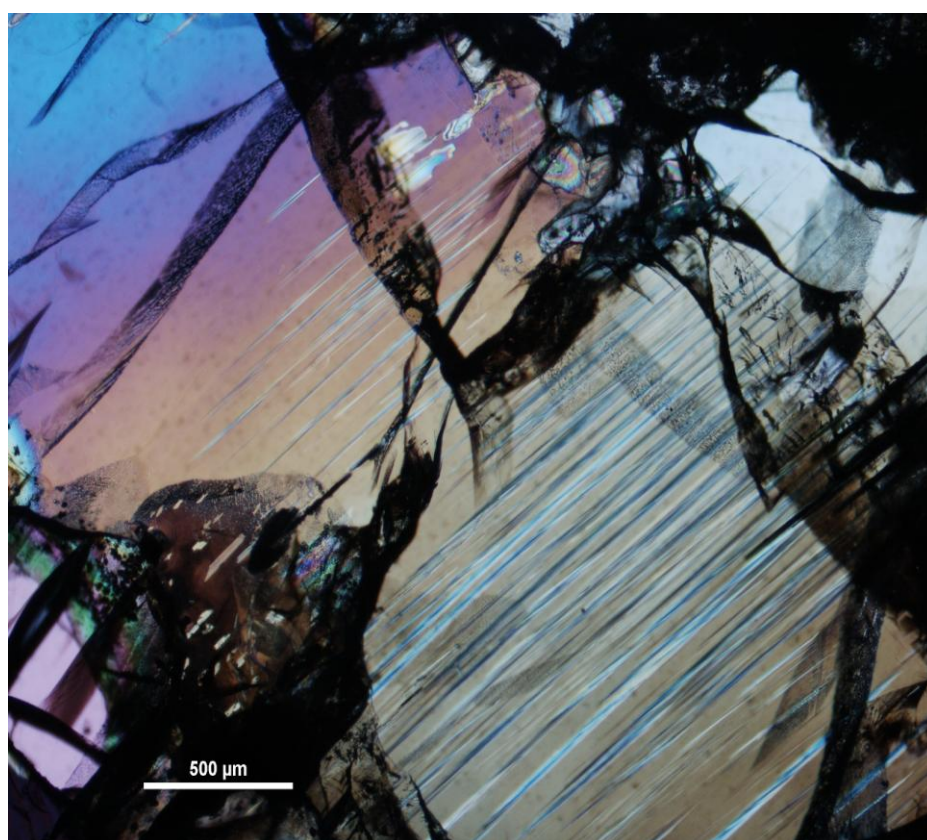
Patkó Levente

1. évf. Geológus M.Sc.

Aradi László

3. évf. Földtudomány B.Sc.

Témavezető: Szabó Csaba, Ph.D. (ELTE TTK, Litoszféra Fluidum Kutató Labor)



Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudományi Kar
Földrajz-és Földtudományi Intézet
Kőzettani és Geokémiai Tanszék
Litoszféra Fluidum Kutató Labor



2011. november 28.

Tartalomjegyzék

Tartalomjegyzék.....	2
1. Bevezetés.....	4
2. A Kárpát-Pannon régió földtani fejlődése.....	7
3. Vulkanizmus a Pannon-medencében	9
4. Mintagyűjtés és alkalmazott technikák	11
5. Szöveti áttekintés.....	12
6. A lelőhelyek ismertetése	15
6.1. Terbeléd (NTB xenolit sorozat)	15
6.2. Fülekkovácsi (NFK xenolitsorozat)	19
6.3. Fülek-Rátka (NFR xenolit sorozat)	23
6.4. Magyarbánya (NMM xenolit sorozat).....	28
6.5. Eresztvény (NME xenolit sorozat)	33
6. Diskusszió.....	39
7. Összefoglalás.....	46
8. Irodalomjegyzék.....	47

Táblajegyzék

1. táblázat: A vizsgált xenolitok főbb szöveti és összetételbeli jellemzői	37
2. táblázat: A Medves-fennsíkról és a Babi-hegyről származó xenolitok megoszlása modális összetétel és szövet szerint	40

Ábrajegyzék

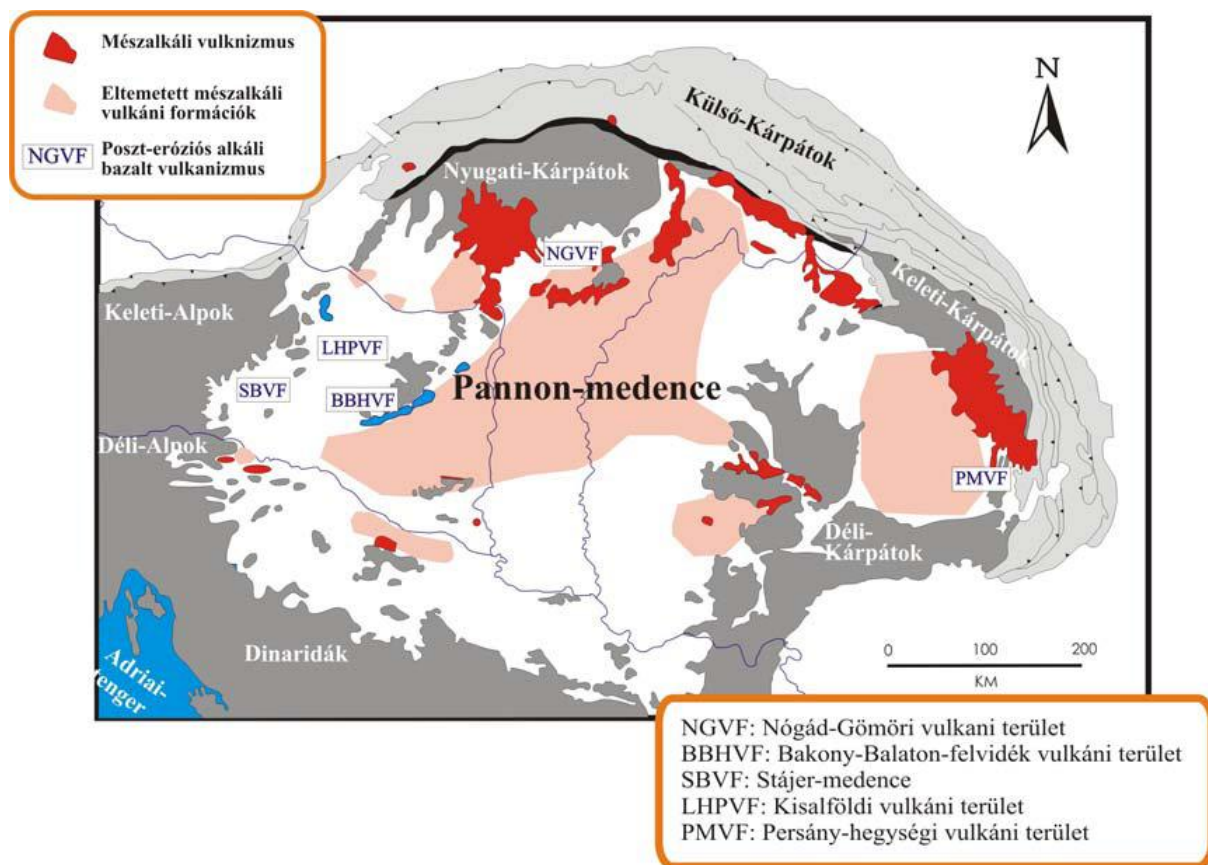
1. ábra. A KPR neogén vulkanizmusa.....	5
2. ábra. Pannon-medence és környezetének litoszféra-vastagság térképe	8
3. ábra. A Nógrád-Gömör Vulkáni Terület központi részének lelőhelyei	10
4. ábra. Jellegzetes szöveti képek.....	14
5. ábra. A terbelédi (NTB) xenolitok a Streckeisen (1975) rendszerben.	15
6. ábra. Klinopiroxén szételegyedése ortopiroxén porfiroklasztban	16
7. ábra. Sajátalakú olivin és szilikátolvadék zárványok klinopiroxénben.....	17
8. ábra. Olvadt szegélyű spinell olvadécsomóban.....	18
9. ábra. A fülekkovácsi (NFK) xenolitok a Streckeisen (1975) rendszerben.....	19
10. ábra. Kerekded olivint tartalmazó ortopiroxén poikilites szövetű lherzolitból	21
11. ábra. Deformációt mutató ortopiroxén porfiroklaszt lherzolitból	21
12. ábra. Klinopiroxénekből álló reakciószegély ekvigranuláris szövetű wehrlitben.	23
13. ábra. A fülek-rátkai (NFR) xenolitok a Streckeisen (1975) rendszerben.....	24
14. ábra. Sajátalakú spinell zárvány olivinben (dunit).	25
15. ábra. Intersticiális helyzetben lévő, nem ép szélű magyallevél alakú spinell porfiroklasztos szövetű harzburgitban.....	26
16. ábra. Porfiroklasztos szövetű wehrlitre tapadt klinopiroxén xenokristály és klinopiroxén reakciószegély	27
17. ábra. A magyarbányai (NMM) xenolitok a Streckeisen (1975) rendszerben.	28
18. ábra. Karéjos szélű, deformáció hatására ikerlemezessé vált olivin porfiroklasztos lherzolitban.....	29
19. ábra. Intersticiális helyzetben lévő, ép szélű magyallevél alakú spinell porfiroklasztos lherzolitban.....	31
20. ábra. Klino- és ortopiroxénnel együtt előforduló és részlegesen olvadó amfibol porfiroklasztos lherzolitban.....	32
21. ábra. Az eresztvényi (NME) xenolitok a Streckeisen (1975) rendszerben.	33
22. ábra. Erősen deformált, ikerlemezes olivin porfiroklasztos szövetű harzburgitban	34
23. ábra. Szételegyedési lamellák porfiroklasztos harzburgit ortopiroxénjében.....	35
24. ábra. A bezáró bazalt által felszaggatott porfiroklasztos harzburgit szkennelt képe	36
25. ábra. A dolgozatban tárgyalt nógrád-gömöri xenolitok modális összetételeinek összehasonlítása a korábban ismertetett adatokkal.	40
26. ábra. Kompozitos összetételű, eredetileg porfiroklasztos szövetű wehrlit scannelt képe .	43
27. ábra. Féregszerű spinell szételegyedés klinopiroxénben (wehrlit).....	44
28. ábra. Spinell féregszerű szételegyedése klinopiroxénben, porfiroklasztos wehrlitben	45

1. Bevezetés

A litoszféra vizsgálatára alapvetően két lehetséges kutatási útvonal közül választhatunk. Az egyik a geofizikai módszerek alkalmazását jelenti, amelyek azonban nem teszik lehetővé, hogy a mélyben lévő kőzettestekről közvetlen petrográfiai és geokémiai információt kapjunk. Mélyfúrások mintáiból már ezekhez az adatokhoz is hozzájuthatunk, azonban az eddig ismert legmélyebb fúrás is csupán 12 km-ig hatolt le a Kola-félszigeten (Kozlovsky, 1987).

A másik kutatási lehetőség az eredendően mélyben lévő kőzettestek felszínre jutásában rejlik. Intenzív nyírás hatására kivételesen nagy kiterjedésű mélylitoszféra egységek is a felszínre kerülhetnek, amelyeket masszív peridotitnak nevezünk. Erre többek között példa a franciaországi Lherz-hegység (Woodland et al., 1996), az olaszországi Balmuccia (Mukasa és Shervais, 1999), Finero (Lu et al., 1997), Lanzo (Piccardo et al., 2007) térsége, a spanyolországi Ronda masszívum (Vauchez és Garrido, 2001) és a japán Horoman masszívum (Takazawa et al., 1996). Kisebb térfogatban is a felszínre juthatnak kőzetek a Föld köpenyéből. Ebben az esetben a köpeny parciális olvadáskor létrejött mafikus olvadék/magma felfelé mozgása közben szakít le kőzetdarabokat a rideg litoszféra szelvényből, amelyen átrobog. A geodinamikai környezettől függően akár több mint 100 km-ről is történhet xenolit szállítás a felszínre, amire jó példát szolgáltatnak a kimberlitek (Field et al., 2008).

A Kárpát-Pannon régióban (KPR) öt vulkáni terület ismert, ahol neogén mafikus olvadékok/magmák felsőköpeny anyagot, uralkodóan spinell lherzolitot szállítottak a felszínre. Ezek nyugatról keletre haladva a következők: Stájer-medence, Kisalföld, Bakony—Balaton-felvidék, Nógrád-Gömör, Kelet-Erdélyi-medence (1. ábra). Közülük a legjobban megkutatott a Bakony—Balaton-felvidék, amelyről az 1970-es évektől folyamatosan számtalan publikáció jelent meg (pl. Embey-Isztin et al., 1989; 2001; Downes et al., 1992; Szabó et al., 1995a; 2004; Falus et al., 2000; 2007; Bali et al., 2002; 2008a; Hidas et al., 2007; 2010). Ezzel szemben a Nógrád-Gömör kevésbé feldolgozott, ami a publikációk számában is megnyilvánul (Embey-Isztin, 1978; Szabó és Taylor, 1994; Szabó és Bodnar, 1995; Konečný et al., 1995; Kovács et al., 2004; Zajacz et al., 2007). Általában a xenolitok jelentősége abban rejlik, hogy a csupán néhány millió éve a felszínre került köpenyanyag petrográfiai bélyegeit és geokémiai jellemvonásait megőrzi a korábbi fejlődési szakaszból, így vizsgálatukból - jelen esetben - a KPR kialakulásának történetéről is információt kaphatunk (Szabó et al., 1995a).



1. ábra. A KPR neogén vulkanizmusa (Harangi, 2001) (SBFF – Stájer-medence bazaltos vulkanitjai, LHPVF – Kisalföld bazaltos vulkanitjai, BBHVF – Bakony—Balaton felvidék bazaltos vulkanitjai, NGVF – Nógrád-Gömör bazaltos vulkanitjai, PMVF – Persány-hegység (Kelet-Erdélyi-medence) bazaltos vulkanitjai)

A diákköri dolgozatunkban szereplő minták a Nógrád-Gömör Vulkáni Terület központi részéről - a Bábi-hegyről és a Medves-fennsíkról származnak (3. ábra). A korábbi publikációk (Szabó és Taylor, 1994; Huraiová és Konečný, 1994; Szabó et al., 1995a) már foglalkoztak a Type-I xenolitokkal, amelyek az eredeti köpenyanyagot képviselik és uralkodóan olivinból, kisebb részt ortopiroxénból és Cr-tartalmú klinopiroxénból állnak és inkompatibilis elemekben elszegényedést mutatnak (Wilshire és Shervais, 1975; Frey és Prinz, 1978). Nagyjából egy évtizeddel a később a Type-II sorozattal foglalkozó első tanulmányok is napvilágot láttak a vizsgált területről (Kovács et al., 2004; Zajacz et al., 2007). Ezek a xenolitok Al- és Ti-tartalmú klinopiroxénból és kisebb mennyiségben ortopiroxénból és olivinból állnak. A sorozat tagjai - mivel a kéreg-köpeny határnál megrekedett köpeny

olvadékot képviselnek - inkompatibilis elemekben gazdagok (Wilshire és Shervais, 1975; Frey és Prinz, 1978). A Cr-diopszid és Al-augit xenolitok uralkodóan a vulkáni terület peremi részein előforduló feltárásokból - Patakalja (Podrečany) , Maskófalva (Masková), Fülekkercsiktető (Fil'akovo-Kerčik), Nagy-Salgó és Bárna-Nagykö - származnak. A központi zónából - Terbeléd, Fülekkovácsi, Fülekk-rátka, Magyarbánya, Eresztvény - gyakorlatilag csupán Szabó és Taylor (1994) és Konečný et al. (1995) szolgáltatnak némi adatot. Munkánk célja egy részletes petrogáfiai leírás közlése, amely a jövőbeni kristályorientációs és finom szöveti, valamint geokémiai vizsgálatainkat alapozza meg.

2. A Kárpát-Pannon régió földtani fejlődése

A KPR Közép-Európában fekvő, hegységekkel (Keleti-Alpok, Kárpátok, Dinaridák) övezett medencerendszer, amelyet gyakran csak Pannon-medenceként emlegetnek (2. ábra). A terület aljzata két részből áll, amelyek közül az északnyugati fekvésűt ALCAPA - (ALps-CArpathians-PAnnonian) a délkeleti fekvésűt Tisza-Dácia mikrolemeknek nevezzük. Közöttük a Közép-Magyarországi Zóna húzódik (Csontos, 1995).

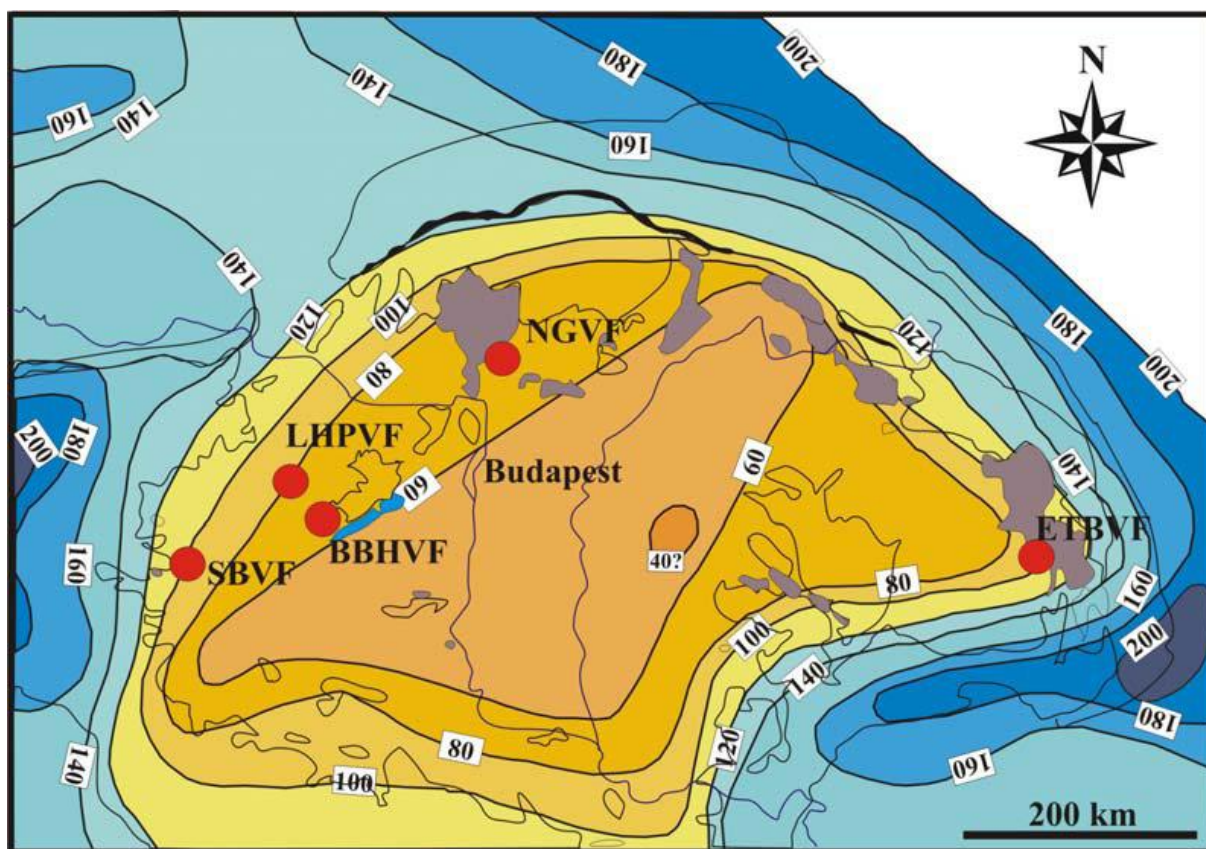
A tercier folyamán a KPR fejlődéstörténetében három különböző tektonikai szakaszt szokás elkülöníteni (Csontos et al., 1992):

1) Az első esemény, ami jelentős jobbos eltolódást jelent a Periadriai zóna mentén fejlődött ki. A nyírás késő eocéntól kezdve jelentkezik, de a folyamat az oligocén során teljesedett ki és eredményeként az ALCAPA mikrolemez jelentős eltolódást szenvedett.

2) A második tektonikai szakaszban az alpi eredetű ALCAPA az Apulia mikrokontinens északi mozgása következtében az Alpok-Dinaridák kollíziós zónájából keleti irányban kiszökött a késő-oligocén—kora-miocén során (Kázmér és Kovács, 1985). Mindez az ALCAPA és a Tisza-Dácia mikrolemezek KPR-en belüli ellentétes irányú rotációjával járt együtt. A kiszökést a Bakony—Balaton-felvidéki xenolitok új vizsgálati eredményei alapján jelentős asztenoszféra áramlás segíthette elő (Kovács et al., 2011).

3) A harmadik tektonikai fázis a medence kiterjedt extenzióját jelenti, amelynek valószínűleg két szakasza is elkülöníthető (Bada és Horváth, 2001; Huismans et al., 2001). Az első extenziós fázis, amelyet az aktív jelzővel szokás társítani, a középső miocénra (17-14 millió éve) datálható és a szubdukciós „roll back” effektus hatására következhetett be, amely akkor történik, ha az alábukás sebessége nagyobb, mint a két ütköző lemez közeledéséé (Horváth, 1993; Csontos, 1995). A riftesedés ezen fázisában a kéreg és a köpenylitoszféra azonos, 1,4-1,6-szoros mértékben vékonyodhatott ki (Royden et al., 1983ab; Lankreijer et al., 1995), amely az asztenoszféra felboltozódását vonta maga után (Horváth, 1993). A medence második extenziós fázisa, amelyet passzív fázisként emlegetnek, a késő-miocénban (12-8 millió éve) következett be (Csontos, 1995) a litoszféra termális eróziója miatt (Huismans et al., 2001). Ez uralkodóan a Pannon-medence központi részeire hatott, ami megmagyarázza, hogy miért a centrumban a legvékonyabb (kb.: 50-60 km) a litoszféra (Horváth, 1993; Lenkey, 1999). A másik eltérés az első extenziós fázishoz képest, hogy a megnyúlás a köpenylitoszférára sokkal erősebben hatott, mint a kéregre (kb. 5-szörösen) (Royden et al., 1983ab; Lankreijer et al., 1995).

Ezt követően a pliocénben és a kvarterben a feszültségtér a Pannon-medencében ismét kompressziós jellegűre váltott.



Litoszféra vastagság (km)
Lenkey, 1999 alapján

■ Mészalkáli vulkanitok

● Xenolit tartalmú alkáli bazaltok

2. ábra. Pannon-medence és környezetének litoszféra-vastagság térképe (Lenkey, 1999) és a Pannon-medence neogén mészalkáli vulkanitjainak, továbbá a xenolit-tartalmú alkáli bazaltjainak előfordulásai (SBVF – Stájer-medence vulkáni terület, LHPVF – Kisalföld vulkáni terület, BBHVF – Bakony—Balaton-felvidék vulkáni terület, NGVF – Nógrád-Gömör vulkáni terület, ETBVF – Kelet-Erdélyi-medence vulkáni terület)

3. Vulkanizmus a Pannon-medencében

A neogén és kvarter folyamán a Pannon-medencében előforduló vulkanitok négy csoportba sorolhatók (Harangi és Lenkey, 2007):

1) A kora-miocén folyamán főleg savanyú tufák és ignimbritek keletkeztek, amelyek mind térben, mind időben kapcsolódnak a második pontban tárgyalt mészkalkáli vulkanitokhoz, mégis érdemes ezeket elkülöníteni. A több tíz méter vastagságot is elérő előfordulásaik gyakoriak a pannon- és erdélyi-medencében, valamint ez utóbbi peremén is megtalálhatók. Ezek a megjelenések a felszínen ma messze esnek egymástól a későbbi betemetődés és a szerkezeti mozgások következtében (Szabó et al., 1992; Pécskay et al., 1995; Lexa et al., 2010).

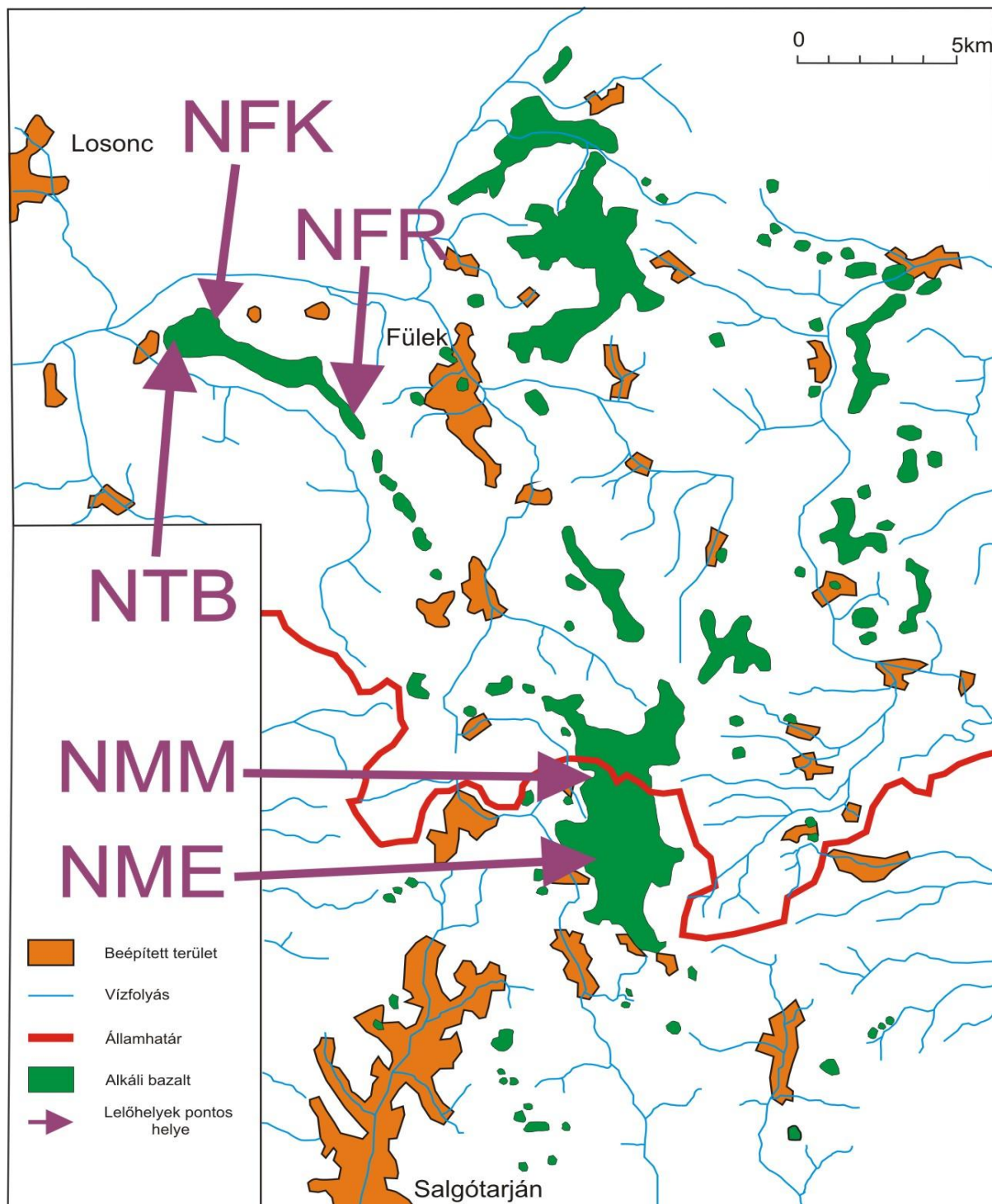
2) A középső-miocén - pliocén mészkalkáli vulkanitok főleg rétegvulkáni komplexumokat alkotnak a Nyugati-Kárpátok és a Keleti-Kárpátok belső ívében. Keletkezésük a szubdukálódó óceáni lemezhez kapcsolódik, amelyből felszabaduló illók metasztatizálják a köpenyt, ahol az olvadáspont emiatt lecsökken. Így akár változatlan hőmérsékleten is elindulhat az olvadékok képződése. A kitörési központok aktivitásának kora fiatalodást mutat keleti, majd déli irányba, ami a szubdukció térbeli változását mutatja az idő függvényében (Szabó et al., 1992; Pécskay et al., 1995; Lexa et al., 2010).

3) Újabban a kis elterjedésű káli és ultrakáli kőzetek, amelyek a KPR délnyugati részén, a Kisalföldön, DK Bánátban és Erdélyben találhatók egy külön csoportot képviselnek. Forrásrégiójuknak a köpenylitoszférát tekintik (Harangi et al., 2005; Lexa et al., 2010).

4) A kis mennyiségben előforduló pliocén-pleisztocén alkáli bazaltok elszórtan jelentkezik a KPR-ban kissé változatos összetétellel és korrál (Embey-Isztin et al., 1993; Harangi, 2001; Lexa et al., 2010). A fő- és nyomelem-, valamint izotópgeokémiai összetételük alapján bizonyítható, hogy az alkáli bazalt olvadékok a medence alatti asztenoszféra olvadásával keletkeztek az asztenoszféra adiabatikus emelkedése során bekövetkezett nyomáscsökkenés eredményeként (Embey-Isztin et al., 1993). Az azonos genetika ellenére tapasztalt sokféleség helyi sajátosságoknak tudható be, amelyek megváltoztatták az eredeti magma összetételét (Szabó et al., 1992; Embey-Isztin et al., 1993).

A Nógrád-Gömör területen igen szétszórtan Patakaljától (Podrečany) Salgótarjánon át Bárnáig elsősorban bazanitok jelentkezik (Szabó et al., 1992) (3. ábra), amelyek kora 6,4 és 2,1 millió év között mozog (Kantor és Wiegerová, 1981; Balogh et al., 1986). A lávakőzetekből és piroklasztitokból felépülő formák egyaránt jellemzők. A Fülektől keletre,

ahol nagyterjedésű lávatakarók vannak (Bucsony, Buda-hegy, Ragács) nem találni köpenyeredetű zárványokat. A központi zóna két legkiterjedtebb bazaltos előfordulása az egykor feltételezhetően egységet alkotó Medves-fennsík és Bábi-hegy lávatakarói (Jugovics, 1971).



3. ábra. A Nógrád-Gömör Vulkáni Terület központi részének lelőhelyei (Horváth, 1991): NTB – Terbeléd, NFK – Fülekkovácsi, NKF – Rátka (Bábi-hegy), NME – Eresztvény, NMM – Magyarbánya (Medves-fennsík)

4. Mintagyűjtés és alkalmazott technikák

A befogadó bazalttól éles határvonallal elkülönülő xenolitokat öt lelőhelyről gyűjtöttük be, ahol többször megfordultunk és összesen kilenc napot töltöttünk terepi munkával. A felkeresett kőfejtők közül Terbeléd (NTB), Fülekkovácsi (NFK) és Fülel-Rátka (NFR) a Bábi-hegyen, Eresztvény (NME) és Magyarbánya (NMM) pedig a Medves-fennsík található. A bányák közül egy sem aktív. A műveléssel legrégebben a Medves-fennsíkon hagytak fel, ahol emiatt a mállott minták száma itt a legnagyobb. A Bábi-hegyen a néhány éve befejezett bányászat következtében jobb megtartású xenolitok begyűjtésére nyílt lehetőség. A terepről több mint 200, 0,5-5 cm nagyságú xenolitot hoztunk el, amelyek ezt követően egy makroszkópos szelektáláson estek át. Ennek eredményeként 156 zárványt találtunk alkalmasnak arra, hogy impregnáljuk epoxy műgyantával. A minták feltárása és polírozása után Nikon SMZ-1000-es sztereomikroszkóp alatt választottunk ki 84 darab xenolitot, amelyekből mindkét oldalán polírozott kőzettani vékonycsiszolat készült. Ezeken részletes petrográfiai vizsgálatokat végeztünk. A legfontosabb szempontok a szövet és kőzetalkotó ásványok modális részarányának meghatározása, továbbá az ásványszemcsék mikroszkópos jellemzése voltak. A csiszolatok vastagságuk alapján (100-150 μm) nem csupán petrográfiai, hanem a jövőben elvégzendő elemanalitikai, spektroszkópiai és zárvány vizsgálatokra is alkalmasak.

A vizsgálatokat Nikon Eclipse LV100 POL típusú kőzettani polarizációs mikroszkópon végeztük az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékén működő Litoszféra Fluidum Kutató Laboratóriumban. A vékonycsiszolatokról készült fényképek hasonlóképpen itt, az említett polarizációs mikroszkópra szerelt Nikon CoolPIX E950 típusú digitális fényképezőgéppel készültek. A modális összetétel meghatározásához a csiszolatokat HP Scanjet 2400 típusú scannerrel 1200 dpi felbontással digitalizáltuk. A képek kiértékeléséhez a Corel 14 szoftvercsomag Corel PhotoPaint 14 programját használtuk.

5. Szöveti áttekintés

A felszínre hozott xenolitok szöveti vizsgálata elengedhetetlen ahhoz, hogy fontos ismeretet nyerjünk a köpeny fizikai állapotáról és a benne zajlott folyamatokról. A szemcsék egymáshoz való viszonya, elhelyezkedése utalhat a kőzetet ért deformációkra, stresszhatásokra, a környezet nyomás-hőmérséklet viszonyaira és ezek változására. Az egyes állapotváltozások azonban gyakran felülírják a korábbi szöveti bélyegeket, megnehezítve ezzel a visszakövetkeztetést. Az ultramafikus kőzetek szövettípusainak osztályozási céljával már több évtizeddel ezelőtt születtek tanulmányok (Mercier és Nicolas, 1974; Harte, 1977; Pike és Schwarzman, 1977). Dolgozatunkban az általunk vizsgált xenolitok szöveti besorolásához elsősorban Mercier és Nicolas (1974) által közölt rendszert vettük alapul, mert a széleskörű terepi tapasztalattal rendelkező szerzőpáros munkáját az irodalom a legteljesebb, legalaposabb szöveti osztályzásnak tekinti, és évtizedek óta használja. Az alábbiakban röviden ismertetjük az egyes szövettípusok jellemzőit.

Protogranuláris szövet

A legkisebb mértékű deformációt elszenvedett protogranuláris szövettípust nagyméretű (átlagosan 4 mm) olivin és ortopiroxén, valamint ezen alkotók karéjos szemcsehatára jellemzi. A klinopiroxének és a spinellek jóval kisebbek, (<1 mm), az előbbieket általában ortopiroxének körül, az utóbbiak intersticiálisan, gyakran jellegzetes magyallevél (ún. holly leaf) alakot felvéve helyezkednek el (Mercier és Nicolas, 1974).

Porfiroklasztos szövet

Erősebb deformációs hatást mutató szövetű kőzetben a szemcsék két populációra különülnek el: olivinekből és ortopiroxénekből álló, nagyméretű (2-8 mm), karéjos szegélyű, deformálódott porfiroklasztokra és kisebb, egyenes határvonalú, deformációmentes, uralkodóan 0,5 mm-es neoblasztokból álló mátrixra. A spinellek továbbra is magyallevél alakra emlékeztető formában fordulnak elő, de már megkezdődik ágas-bogas szerkezetük eltűnése. A porfiroklasztos szövet esetenként lineációt mutathat (Mercier és Nicolas, 1974, Pike és Schwarzman, 1977).

Ekvigranuláris szövet

További stressz hatására a szemcsék aprózódása folytatódik, ami nagyjából egy mérettartományú szemcsepopulációt hoz létre. A szemcsehatárok többnyire egyenesek, jellemzők a 120°-ban összefutó hármaspontok. A spinellek főleg intersticiálisan, esetenként szilikátokba záródva, kerekded alakban jelennek meg (Pike és Schwarzman, 1977). Mercier és Nicolas (1974) szerint ebben a csoportban két altípus, a táblás illetve mozaikos ekvigranuláris xenolitok különíthetők el, amelyeket azonban a gyakorlatban kevésbé alkalmaznak.

Átkristályosodott szövet

A fent említett három szövettípus deformációtól mentes, nyugodt (ún. relaxációs) környezetben, esetleg lassú, egyenletes hőmérsékletnövekedés hatására másodlagosan újrakristályosodhat, amelynek eredményeképpen a spinell a többi közetalkotó fázisban zárványként jelentkezik. Munkánk során az átkristályosodott szövetű xenolitokat egyetlen külön típusba soroltuk.

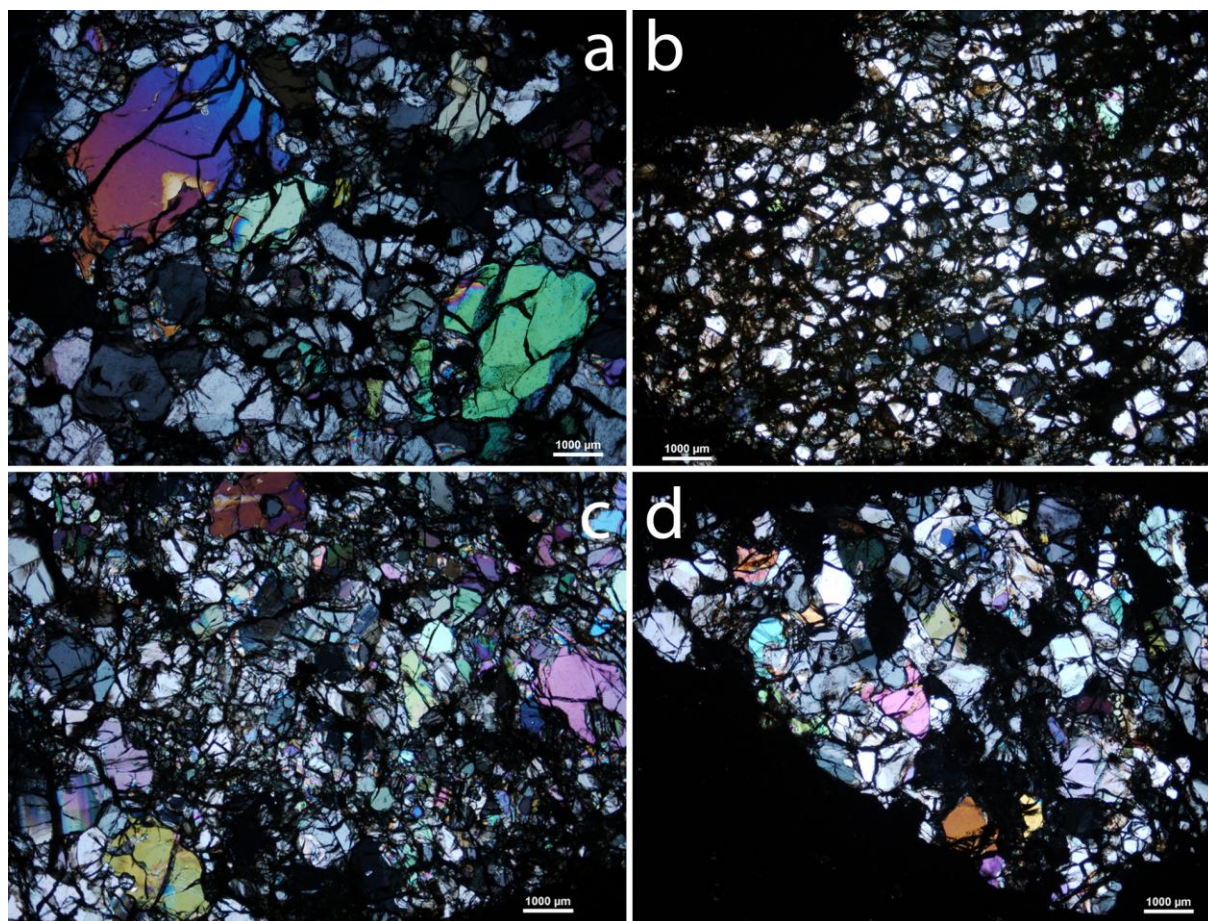
Poikilites szövet

A poikilites szövet definíciójának több változata ismert különböző publikációkból (Embey-Isztin, 1976; Mercier, 1977; Xu et al., 1998; Embey-Isztin és Dobosi, 2011). Dolgozatunkban poikilitesnek tekintettük azokat a xenolitokat, amelyekben a közetalkotó szilikátok egymásban zárványként megjelennek (Mercier, 1977). Az átkristályosodás során olivinben, piroxénben csapdázódó spinellt önmagában nem tekintettük a poikilites szövet bizonyítékának, bár jól ismertek az olyan elméletek, amelyek szerint ez a jelenség már meghatározó szöveti bélyeg (Embey-Isztin, 1976, Embey-Isztin és Dobosi, 2011).

Durvaszemcsés szövet

Harte (1977) szerint a durvaszemcsés szövetet nagy, átlagosan 2 mm körüli, megnyúltságot kevésbé mutató szemcsék jellemzik, amelyek határa egyaránt lehet egyenes és karéjos. A protogranuláris szövettől abban különbözik, hogy a klinopiroxén és spinell eloszlása egyenletes, és teljes egészében hiányoznak a szételegyedésre utaló jelek (Lenoir et al., 2000). Munkánk során néhány xenolit esetében az eredeti szövet mellett lekerekített olivinből és klinopiroxénből álló, olvadék- és fluidumzárványokban gazdag aprószemcsés halmazokat találtunk. A klinopiroxénben féregszerű spinell szételegyedések is megjelennek. Ezeket a xenolitokat a két eltérő genetikájú rész együttes előfordulásából következően kompozit

(összetett) xenolitoknak hívtuk, a szövetet ilyenkor az eredeti, még felismerhető jellegek alapján határoztuk meg.



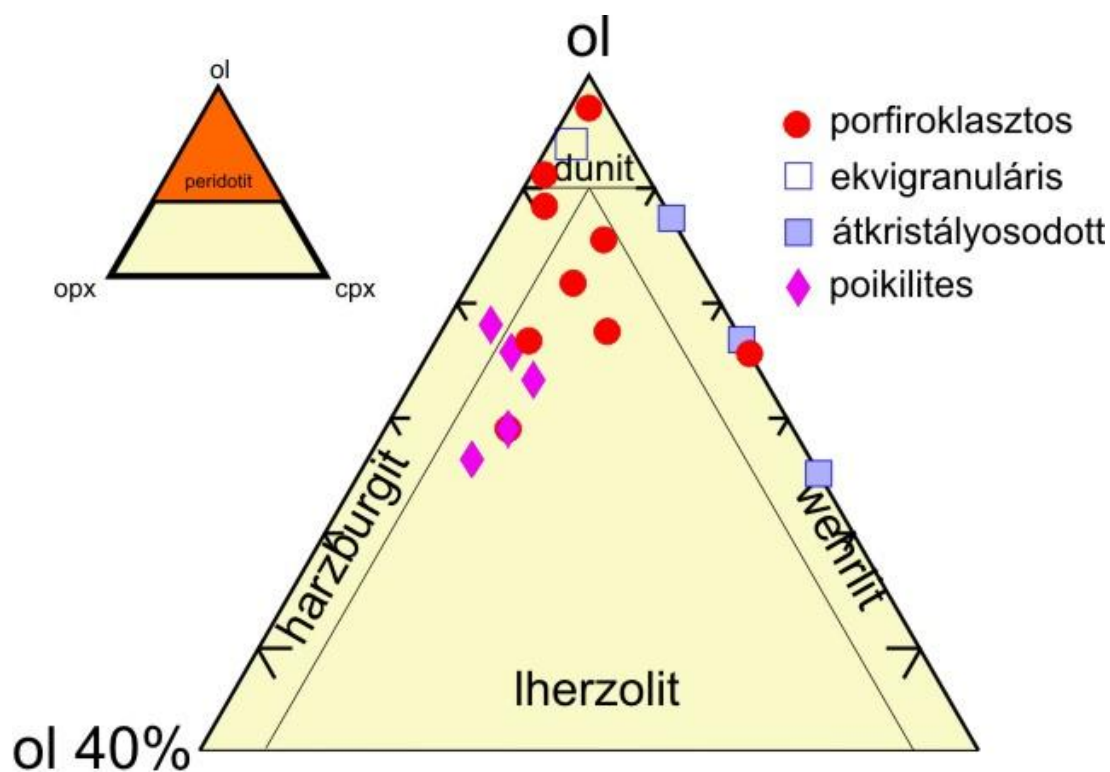
4. ábra: a: Jellegzetes porfiroklasztos szöveti kép az NTB1122 lherzolitban. Jól elkülöníthető a két szemcsepopuláció, a nagyméretű karéjos porfiroblasztok és a szögletes neoblasztok. Áteső fény, +N.

b: Ekvigranuláris szövet az NFK1117 lherzolitban. Jól látható az egyenletes szemcseméret eloszlás, valamint az egyenes határvonalak. Áteső fény, +N. **c:** Olivin zárványok a poikilites szövetű NME1116-os lherzolit nagyméretű ortopiroxénjeiben. Áteső fény, +N. **d:** Durvaszemcsés szövet megjelenése az NMM1108-as lherzolitban. Áteső fény, +N

6. A lelőhelyek ismertetése

6.1. Terbeléd (NTB xenolit sorozat)

A terbelédi (Trebeřovce) lelőhely a Bába-hegy északi végénél, a településtől délkeleti irányban helyezkedik el (3. ábra). Az általunk feldolgozott öt előfordulás közül innen kerültek elő a legnagyobb méretű (maximum 5-6 cm) és leginkább üde xenolitok. A 30 makroszkóposan kiválasztott minta közül 18-ból készült mindkét oldalán polírozott vékonycsiszolat, amelyek megoszlása összetétel alapján a következő: 9 lherzolit, 4 wehrilit, 3 dunit és 2 harzburgit. A xenolitok modális összetétel és szövet szerinti megoszlása az 5. ábrán látható.



5. ábra. A terbelédi (NTB) xenolitok a Streckeisen (1975) rendszerben.

Mikroszkópos vizsgálatok alapján az olivinek gyakorisága 65-97 % között mozog. A szemcsék kivétel nélkül hullámos, lépcsőzetes kioltást mutatnak, valamint gyakori az ikresedés, amelyek erős deformáció hatására alakulnak ki. Méretük igen változatos, 0,1-2,8 mm-ig terjed. A határvonal a szövet szerint változik, a porfiroklastok esetében hajladozó, a kisméretű olivinszemcséké viszont többnyire egyenes. Valamennyi mintában található bennük spinell zárvány, amely arra utal, hogy a xenolitok átkristályosodási folyamaton is

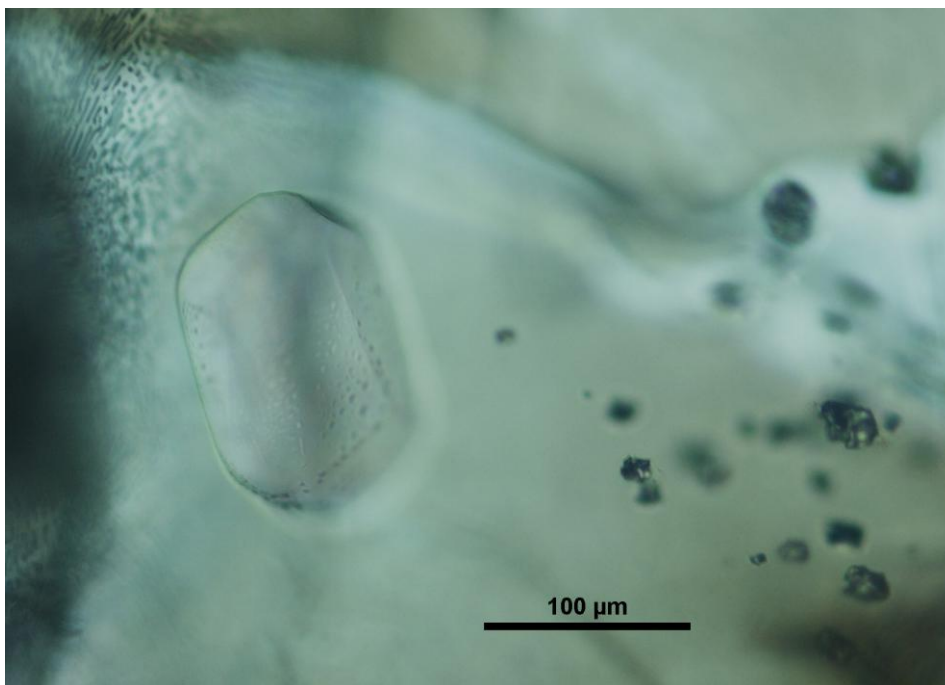
keresztülmentek. A terbelédi minták jelentős részében azonban olivin sajátalakú zárványként is megtalálható az orto- illetve klinopiroxénokban, amelyből következően azok a xenolitok, amelyekben ez a jelenség különösen jellemző, poikilites szöveti besorolást kaptak. A kisebb méretű szemcsék szegélyén (főleg a porfiroklasztos szövetűek esetében) átalakult, sárgás-vörös, vas-oxihidroxidos mállástermék jelenik meg, emiatt a szemcsehatárok gyakran nehezen különíthetők el.

Az ortopiroxének 5-24 %-ban vannak jelen, ám a négy wehrlites összetételű xenolitból teljesen hiányoznak. Méretük tág határok között mozog, a legnagyobban (porfiroklasztok) akár az 5 mm-t is elérhetik. Zárványként olivint, spinellt, és ritkán klinopiroxént tartalmaznak. Öt lherzolitban (NTB1115, NTB1116, NTB1123, NTB1124, NTB1125) és a két harzburgitban (NTB1128, NTB1130) hullámos kioltásúak, amely a deformáció hatását mutatja, valamint gyakoriak az *in situ* olvadás jelei a szemcsehatárokon. Az ortopiroxén porfiroklasztok gyakran tartalmaznak klinopiroxénból álló, több mm hosszú, néhány μm széles szételegyedési lemezeket, amelyek a szemcsék egészen végighúzódnak, de a szemcsehatárok elérése előtt minden esetben kivékonyodnak és eltűnnek. A lamellák jelenléte arra utal, hogy az ortopiroxén keletkezésekor még oldva tudott tartani klinopiroxént, ám a felszínre történő szállítódás során a klinopiroxén molekula oldhatósága lecsökkent, így ezek szételegyedés formájában kiváltak benne. (6. ábra).



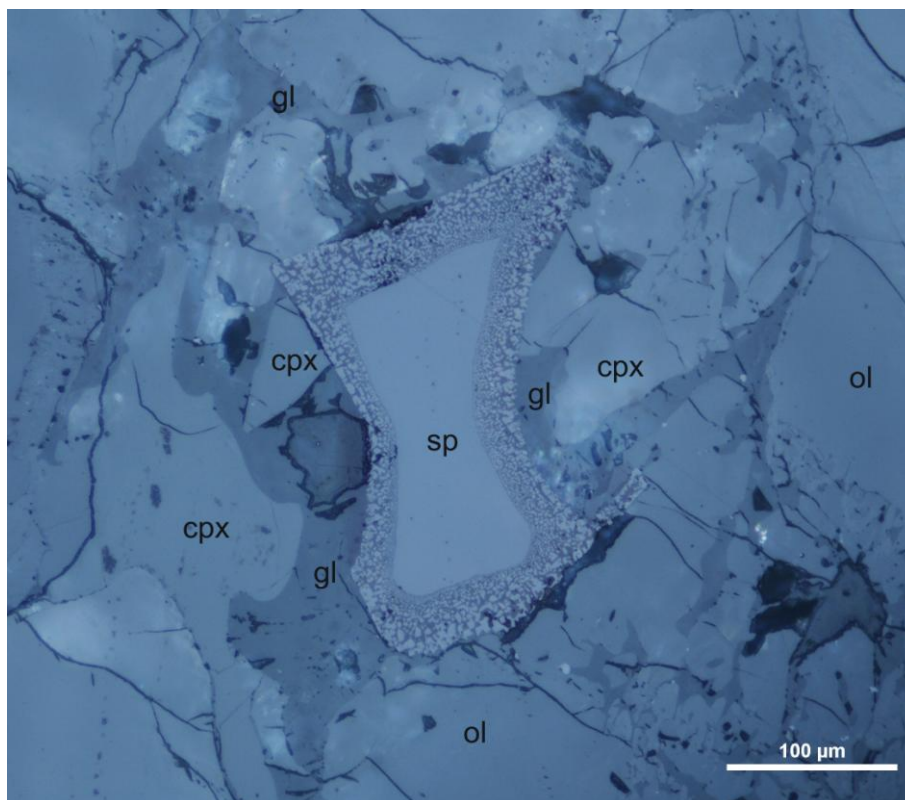
6. ábra. Klinopiroxén szételegyedése ortopiroxén porfiroklasztban (NTB1116 lherzolit), áteső fény, +N

A klinopiroxén minden mintában jelen van, átlagosan 2-9 %-ban; egy lherzolitban (NTB1115) 10% fölé, két wehrlitben (NTB1109, NTB1114) pedig 20% fölé emelkedik a gyakorisága. A szemcseméret az ortopiroxénaktól jóval kisebb és szűkebb tartományban mozog: 0,1-0,9 mm; kiugró érték (1,7 mm) csak két lherzolitban (NTB1122, NTB1125) fordul elő. A wehrlitekben megjelenő xenomorf szemcsék gyakran tartalmaznak kerekded olivint (7. ábra) és féregszerű, világosbarna spinellt. A klinopiroxének három xenolit kivételével minden mintában jól megfigyelhető, szivacsos szegéllyel rendelkeznek, amely *in situ* olvadásra utal. Egyetlen lherzolitban (NTB1122) klinopiroxénben megjelenő, ortopiroxénből álló szételegyedési lamellát is megfigyeltünk. A néhány 10 μ m széles, 0,1-0,5 mm hosszú ortopiroxén lemezek itt sem érnek el a szemcsék határáig, végük gyakran kivastagodik, szétseprűződik.



7. ábra. Sajátalakú olivin (balra) és szilikátolvadék zárványok (jobbra) klinopiroxénben (NTB1111 dunit), áteső fény, 1N.

A spinellek többnyire 1 %-nál kisebb gyakorisággal vannak jelen; 6 xenolitban elérik az 1-1,5 %-ot, egy wehrlitben pedig a 3%-ot is. Valamennyi xenolitban egyaránt megjelennek zárványként és intersticiálisan is, amely utóbbiak közel fele magyallevél (“holly leaf”) alakot mutat, valamint három wehrlitben (NTB1104, NTB1109, NTB1114) jellegzetes féregszerű formákat is megfigyeltünk klinopiroxénben. A kőzetalkotó ásványok közül a spinellen mutatkoztak meg leginkább az olvadás jegyei; csaknem az összes terbelédi xenolitban található szivacsos vagy zónás szegélyű példány (8. ábra).



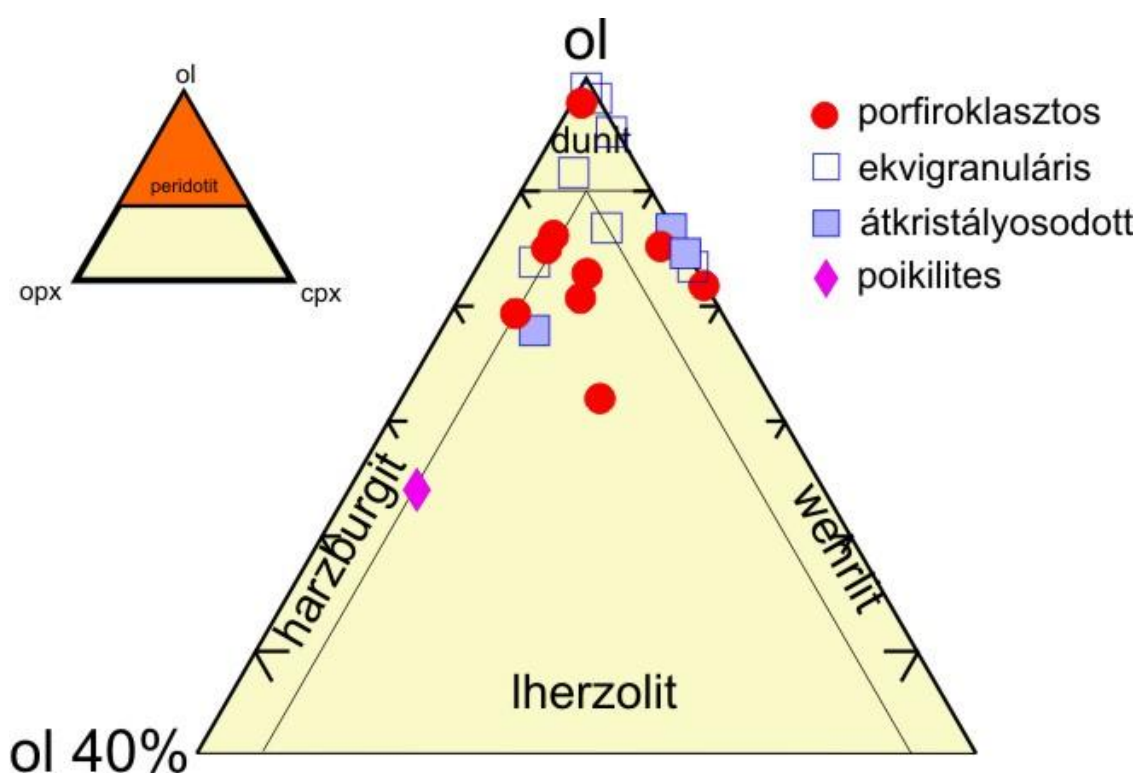
8. ábra. Olvadt szegélyű spinell olvadécsomóban (NTB1101 lherzolit), ráeső fény, 1N. sp-spinell , ol-olivin, cpx-klinopiroxén, gl-kőzetüveg

Olvadécsomók a minták háromnegyedében jelennek meg, átlagosan 1-3 térfogatszázalékban, összetételük uralkodóan kőzetüveg, másodlagos spinell és klinopiroxén. Bazalt kontaminációt csak három xenolitban észleltünk, amelyek a szemcsék között illetve hasadások mentén szüremkedtek be a zárványokba. A terbelédi minták harmadában a xenolitok és a befogadó bazalt határvonalánál klinopiroxénből vagy teljesen átalakult amfibolból álló korona figyelhető meg, amely a xenolit és a bazalt kölcsönhatásának bizonyítéka.

Szövetileg a sorozat felét, 9 darabot találtunk porfiroklasztosnak, továbbá 5 xenolitot poikilitésnek, 3 xenolitot átkristályosodottnak és mindössze egyet, az NTB1111 dunitet ekvigranulárisnak. Egy porfiroklasztos és a három átkristályosodott xenolit esetében összetett („composite”) jelleg figyelhető meg, amely a felszínre kerülés előtti, klinopiroxénben gazdag olvadékkal történt kölcsönhatásra utal.

6.2. Fülekkovácsi (NFK xenolitsorozat)

A Fülekkovácsi (Fíľakovské Kováče) lelőhely a Bába-hegy platójának ÉK-i csücskében, Fülekelecsény településrészétől 1,5 km távolságban nyugatra található (3. ábra). A tárgyalt öt lelőhely közül a legtöbb xenolit innen került elő, amelyek közül makroszkóposan 46 darabot választottunk ki vizsgálatra. Ezek közül 20 xenolitról készült mindkét oldalán polírozott vékonycsiszolat. A polarizációs mikroszkóppal végzett modális kimérés eredményeként 7 lherzolit, 5 dunit, 5 wehrilit és 3 harzburgit sorozatát kaptuk, amelyek szöveti eloszlását az 9. ábra mutatja.

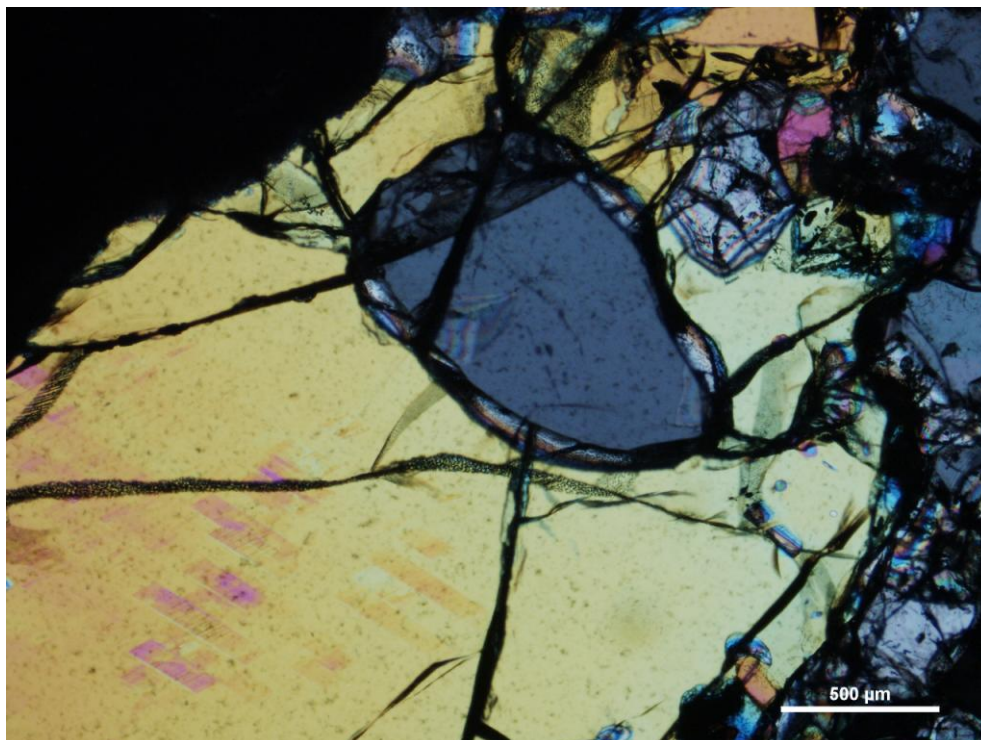


9. ábra. A fülekkovácsi (NFK) xenolitok a Streckeisen (1975) rendszerben.

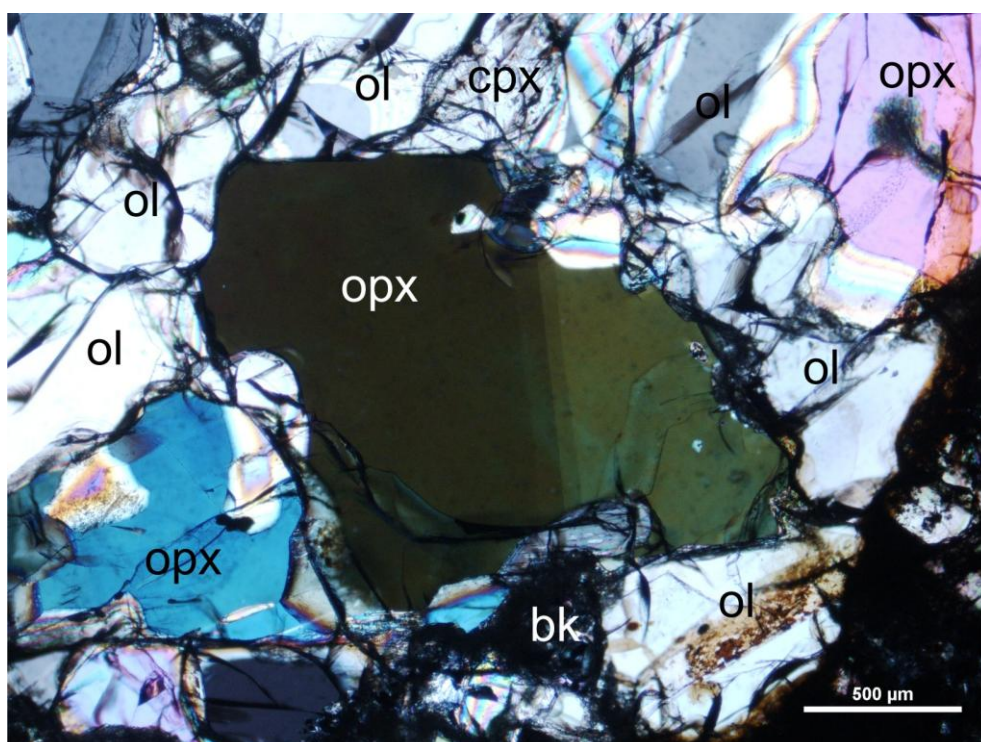
Az olivinek 64-98 % között fordulnak elő a közetzárványokban. Méretük igen sokféle, a tartomány 0,1 és 3,2 mm között változik. A porfiroklasztos szövetre jellemző neoblasztban találhatjuk a legkisebb (0,2-0,6 mm), a porfiroklasztban pedig a legnagyobb (1-3,2 mm) szemcseméretet. Minden zárványban megfigyeltünk olyan olivinek metszeteket, amelyek hullámosan oltanak ki keresztezett nikolok között. Az erőteljes mechanikai igénybevétel mellett az alszemcsésedés előrehaladottsága is bizonyítja, amely leginkább a porfiroklasztos szövetű mintákban jelentkezik (NFK 1132, NFK1138 lherzolitok). Az olivinbe foglalt

zárványok a xenolitok jelentős hányadában előfordulnak, de bezáródásuk jellemző vonássá csak az átkristályosodott szövetű kőzettípusokban válik (legszenbetűnőbb az NFK1143 dunitban). Az egyetlen poikilites szövetű xenolitban az olivin is megfigyelhető lekerekített körvonalú szemcséként nagyméretű ortopiroxénben. Az ekvigranuláris szövetű xenolitok esetében a határvonalak lefutása egyenes és a találkozási pontokban 120°-os szöget zárnak be egymással. A porfiroklasztos szövet esetén a határvonalak lefutásában nem tapasztalni különbséget az egyes olivin populációk között, a lekerekített, karéjos és egyenes lefutású formák egyaránt jellemzők. Az olivin megtartása a terbelédi xenolitokéhoz hasonlóan jó, az iddingsitesedés eredményeként keletkező vas-oxihidroxidos nyomok nem jellemzők.

Az ortopiroxén a vizsgált xenolitok 3/4-ed részében megtalálható. A fennmaradó 1/4 egy kivétellel (NFK1103 dunit) kőzettanilag a wehrlitek csoportjába sorolható. Az ortopiroxén legjellemzőbben 10-20 %-ban építi fel a xenolitokat, de maximális mennyisége a 31 %-ot is elérheti (NFK1123 lherzolit), amely jelentős ortopiroxén gazdagodásra utal. Ugyanebben a poikilites szövetű xenolitban található a legnagyobb méretű ortopiroxén porfiroklaszt (5,5 mm), amely jelentősen meghaladja az uralkodó tartományt (0,1-3 mm). Az ortopiroxént tartalmazó xenolitok felében a szemcsék klinopiroxén szételegyedési lamellákat tartalmaznak, ami a relaxáción átesett négy, átkristályosodott szövetű kőzet (NFK1113, NFK1137A wehrlitek, NFK1120 lherzolit, NFK1143 dunit) esetén ez teljesen hiányzik. A klinopiroxén lamellák hossza 1 mm is lehet (NFK1122 lherzolit), az ortopiroxén határát nem éri el. Az ortopiroxén leggyakoribb zárványa a kerek spinell, emellett a poikilites szövetű xenolitban gyakran tartalmaz lekerekített olivinkristályt is (10. ábra). Deformációja, amelynek legfőbb jele a hullámos kioltás, valamennyi xenolitban megfigyelhető (11. ábra). Szintén a deformációt jelzi a nagyméretű porfiroklasztok szétesése - alszemcsésedése, amely során a peremeiken velük megegyező interferenciaszínű, ám kioltásukban néhány fokkal eltérő kisebb méretű ortopiroxének jelennek meg (pl. NFK1132 lherzolit). Igen gyakori a szemcsehatárokon jelentkező olvadás, ami szivacsos szerkezetű szegélyt eredményez.



10. ábra. Kerekded olivint tartalmazó ortopiroxén a poikilites szövetű NFK1123 lherzolitból, áteső fény, N+.

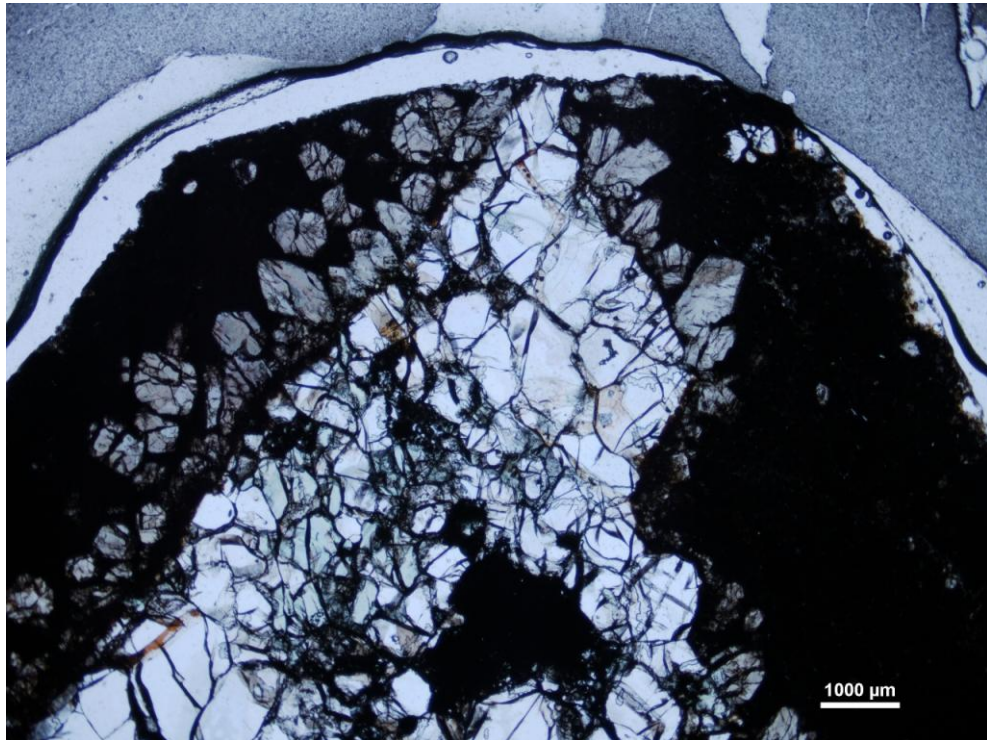


11. ábra. Deformációt mutató ortopiroxén (opx) porfiroklast az NFK1132 lherzolitból. A képen jól látszik a befogadó bazalt beszüremkedése is (bk), áteső fény, N+. ol – olivin , cpx - klinopiroxén

Klinopiroxén egy kivétellel (NFK1143 dunit) minden xenolitban előfordul. A vizsgált xenolitok egyik felében 3-8 % a másik felében 13-18% jelenléte tapasztalható. A szemcseméret az ortopiroxénéknél jóval kisebb és kevésbé változatos (0,05-1,3 mm). Az utóbbi egy kivétellel (NFK1132 lherzolit) a wehrlitekre (pl. NFK1137A) jellemző, amelyek a legnagyobb klinopiroxén tartalmat mutatják. A klinopiroxén zárványként egyaránt tartalmazhat spinellt és olivint. A legtöbb zárványt a wehrlitek klinopiroxénjei tartalmazzák, ahol az olivin lekerekített és közel izometrikus, a spinell kisméretű (10-50 μm), többnyire sajátalakú és áttetsző világosbarna megjelenésű metszet. A klinopiroxénben egy esetben sem találhatók szételegyedési lamellák. A xenolitok legtöbbszörében a klinopiroxén olvadást mutat, ami jellegzetes szivacsos megjelenésű, újakristályosodott klinopiroxénből és kőzetüvegből álló szegéllyel jelentkezik.

A spinell uralkodóan 0,5-1 %-ban van jelen a xenolitokban. A legnagyobb gyakoriság sem haladja meg a 2,5 %-ot (NFK1103 dunit). A méretük 0,05-2 mm között változik. A spinell lehet intersticiális és zárvány egyaránt. A vermikuláris (féregszerű) megjelenésű spinell kivétel nélkül a wehrlitek klinopiroxénjeiben jelentkezik zárványként. A spinell többnyire olvadt, különösen a xenolit peremi részein, ahol a legjobban hatott a befogadó bazalt hője. Az olvadás következtében apró, újakristályosodott spinell és kőzetüveg keletkezett az eredeti spinell peremén.

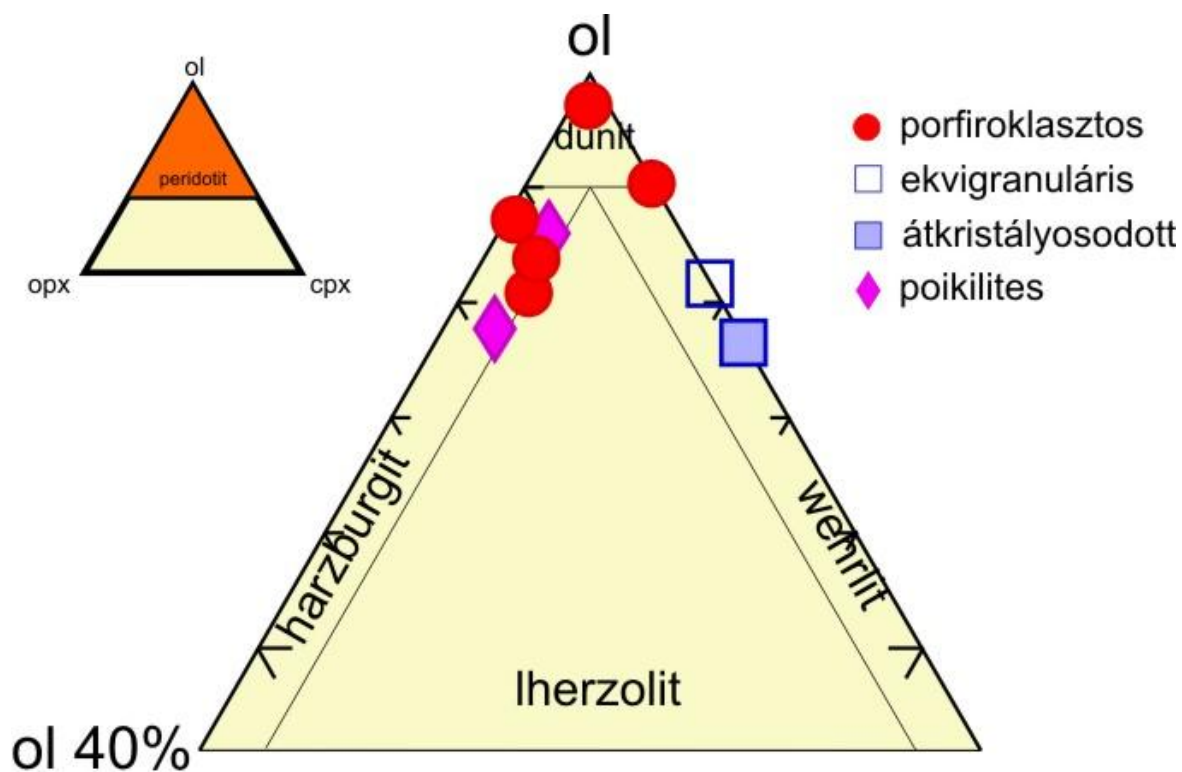
A xenolitok felén tapasztaltunk jellegzetes reakciószegélyt, ami uralkodóan klinopiroxénből áll (12. ábra), de egykori amfibolok szétesésével keletkezett, ún. rhönitesedett korona (rhönit, augit, magnetit, plagioklász összetételű) is előfordul (NFK1110 wehrlit, NFK1117 dunit, NFK1138 lherzolit). A kőzetzárványok felére jellemző, 0,1-0,3 mm-es olvadékcsomók jelenléte, amelyek második generációs klinopiroxénből és spinellből, továbbá kőzetüvegből állnak. Szintén gyakori a bazalt kontamináció a gyengeségi zónák, azaz a xenolitok ásványi alkotóinak szemcsehatárai és hasadási síkjai mentén. Szövet szerint a kőzetzárványok közül 9 porfiroklasztos, 6 ekvigranuláris, 4 átkristályosodott és 1 poikilitos. A szövetek és a modális összetétel között nem tapasztaltunk összefüggést.



12. ábra. Klinopiroxénből álló reakciószegély az NFK1125 ekvigranuláris szövetű wehrlitben. A kőzet piroxénjei jól elkülönülnek a bazaltos ránövekedéstől áteső fény, 1N.

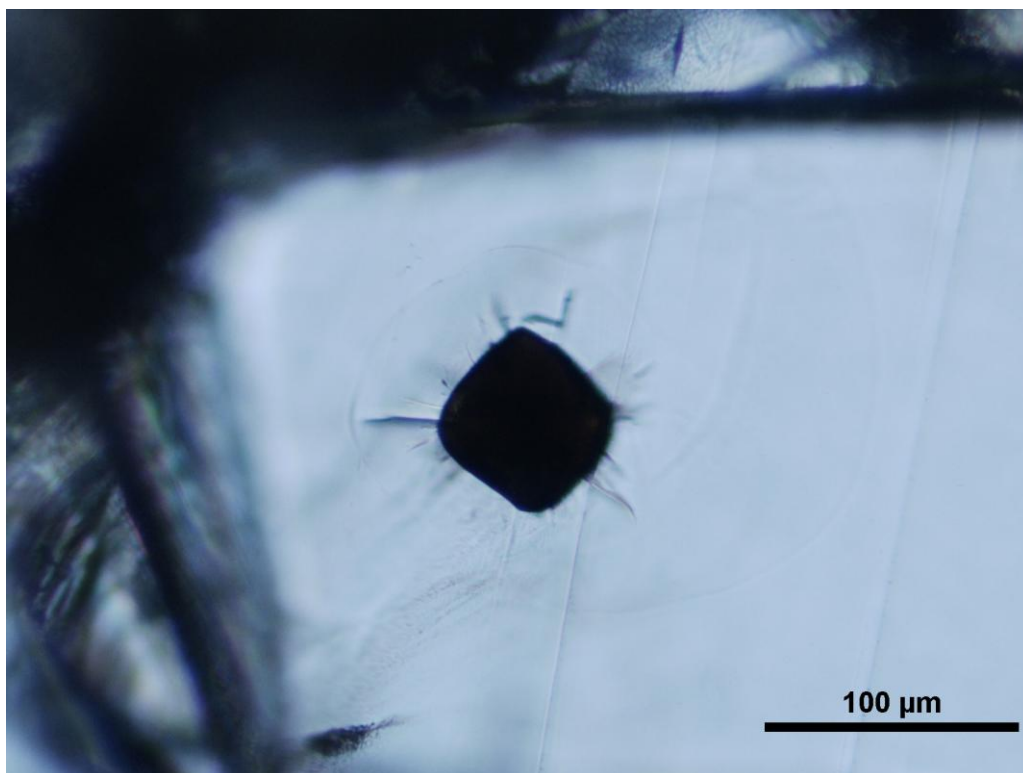
6.3. Fülel-Rátka (NFR xenolit sorozat)

Fülel-Rátka (Fil'akovo-Ratka) lelőhely a nevében szereplő két település között, a Báb-hegy gerincén, Füleltől 2 km-re található (3. ábra). A kőfejtőből begyűjtött jó megtartású és kevésbé mállott xenolitok közül 24 példányt választottunk ki makroszkóposan. Közülük 9 2-4 cm-es kőzetzárványból készült mindkét oldalán polírozott vékonycsiszolat. A mikroszkópban történt modális kimérés alapján közülük 4 harzburgit, 3 wehrlit, 1 lherzolit és 1 dunit, amelyek szöveti eloszlása az 13. ábrán látható.



13. ábra. A fülek-rátkai (NFR) xenolitok a Streckeisen (1975) rendszerben.

Az olivinek átlagos részaránya a xenolitokban 80-87 % körül alakul. A minimumérték 75,5 % (NFR1117B wehrlit) a maximum 95,5 % (NFR1115 dunit). Az olivin szemcsék az összes xenolitban hullámos kioltást mutatnak, amely stresszhatásra fejlődik ki. Ezzel összhangban áll az, hogy a fülek-rátkai sorozatban nem található átkristályosodott szövet. Méretük 0,1-2 mm között változik, amely minimumát és maximumát egyaránt a porfiroklasztos szövetű NFR1115 dunit jelöli ki. Az olivin csupán két esetben tartalmaz zárványokat (NFR1113 harzburgit, NFR1115 dunit), amelyek sajátalakú spinellek (14. ábra). Az NFR1118 poikilites szövetű harzburgit xenolit nagyméretű, szabálytalan szemcsehatárokkal rendelkező ortopiroxénjeiben az olivinek kerekded zárványként fordulnak elő. A nagyméretű olivin porfiroklasztok határvonala inkább karéjos, míg a neoblasztok többnyire egyenes, hármaspontokba összefutó szegéllyel rendelkeznek.



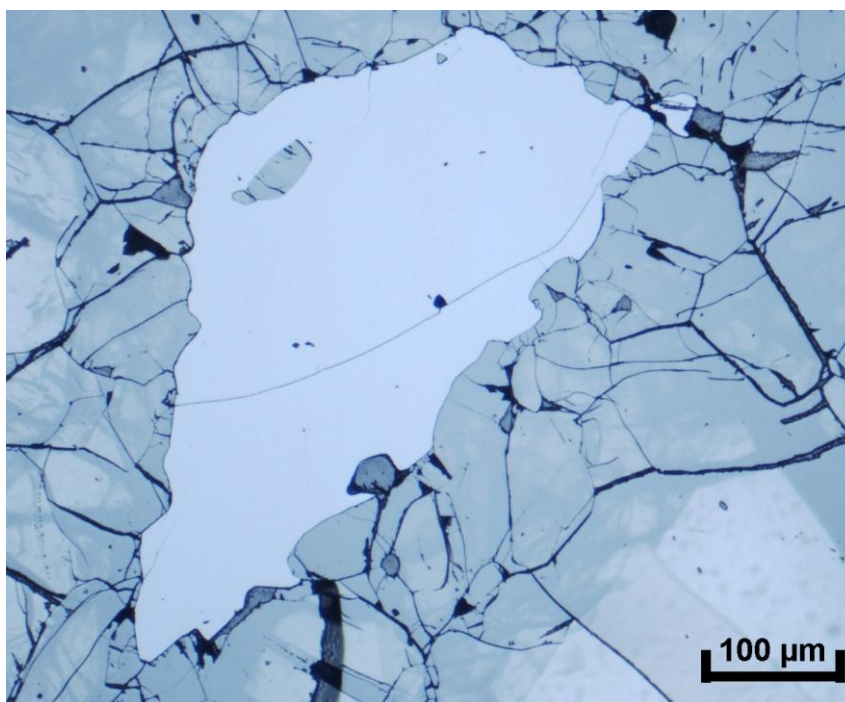
14. ábra. Sajátalakú spinell zárvány olivinben NFR1115 dunitból, áteső fény, 1N.

Az ortopiroxén mennyisége (2-18 %) igen változatosnak mutatkozik. Tíz százalék feletti részarány a négy harzburgita és a lherzolita jellemző, a három azonban teljesen hiányzik. Méretük a mennyiségükhöz hasonlóan sokféle lehet (0,1-3,5 mm). A maximum csakúgy, mint a fülekkovácsi és terbelédi minták esetében, a poikilites szövetű xenolitban (NFR1118 harzburgit) jelentkezik. Az ortopiroxénben klinopiroxén összetételű lamellák két közetben mutatkoznak, amelyek éppen a sorozat két poikilites szövetű tagjai (NFR1109 és NFR1118 harzburgitok). A klinopiroxén az ortopiroxén szemcse széléit nem elérő, néhány 10 mikrométer széles és 0,1-0,3 mm hosszú szételegyedési lemezekként jelenik meg. Az ortopiroxén a poikilites szövetű harzburgitokon túl egy esetben tartalmaz spinell zárványt (NFR1113 harzburgit). A poikilites szövetű xenolitok esetében a nagyméretű ortopiroxén olivint is magába zár. A sorozat csupán két-két xenolitjára igaz, hogy az ortopiroxén deformált (NFR1107 lherzolit és NFR1109 harzburgit) illetve olvadási nyomokat mutat a xenolit peremén, a befogadó bazalttal való érintkezéseknél (NFR1107 lherzolit, NFR1111 harzburgit).

A klinopiroxén valamennyi mintában jelentkezik, viszont csupán három xenolitban haladja meg részaránya az 5%-ot. A szemcsék nagysága uralkodóan 0,1-0,5 mm között változik. A legnagyobb méretű (1,5 mm) klinopiroxént a porfiroklasztos szövetű NFR1107 lherzolit tartalmazza. Zárványt csak a fent említett három wehrilit tartalmaz; jellegzetes,

gömbölyded olivin és féregalakú spinell formájában. A klinopiroxén egyetlen xenolit (NFR1109 harzburgit) kivételével mindenhol olvadást szenvedett, amit a jellegzetes szivacsos perem megjelenése bizonyít.

A spinell 0,1-1,5 % közötti mennyiségben jelentkezik a vizsgált xenolitokban. Egyetlen kiugró értéket tapasztalhatunk (NFR1119B wehrlit), ahol a részaránya eléri az 5,5 %-ot. A legnagyobb gyakoriság kivétel nélkül a wehrlitekra jellemző. A spinell kristályok mérete igen változatos: 0,05-2,5 mm. A porfiroklasztos xenolitokban több esetben (NFR1107 lherzolit, NFR1113 harzburgit és NFR1115 dunit) a protogranuláris típus jegyei - nagyméretű magyallevél alakú spinellek - is visszaköszönnek a lekerekített szemcsék mellett (15. ábra). Gyakran (pl. NFR1107 lherzolit, NFR1113 harzburgit, NFR1115 dunit) találkozunk olivinben és ortopiroxénben sajátalakú spinellzárvánnyal. Akárcsak a többi vizsgált lelőhelyen, az összetett wehrlitek (NFR1117A és NFR1117B) fűregyszerű spinell képleteket tartalmaznak. A spinell szemcsék uralkodóan megolvadtak, amit a szivacsos megjelenés, újrakristályosodott perem és a kőzetüveg jelenléte tanúsít.



15. ábra. Intersticiális helyzetben lévő, nem ép szélű magyallevél alakú spinell a porfiroklasztos szövetű NFK1111 harzburgitban, ráeső fény, 1N.

Három xenolitról megfigyelhető amfibolból, kettőnél klinopiroxénből álló reakciónegység. Az NFR1117A wehrlit esetén amfibolból és klinopiroxénből felépülő korona egyaránt jelentkezik. Az amfibolos szegély finomkristályos és rhönitből, augitból, magnetitből és plagioklaszból álló, amfibol utáni átalakulási termék építi fel. A klinopiroxén koronát a

bazaltból származó, xenolitok felületére ránövekedett vörösesbarna színű Ti-augitok alkotják. Olvadékcsonkok két mintában jelentkeztek, közülük az egyikben (NFR1107 lherzolit) sok, a másikban (NFR1111 wehrlit) kevés található. A csonkok főként közetüvegéből, második generációs olivinből, klinopiroxénből és spinellből állnak. Bazalt kontamináció a minták felére jellemző, ami a szemcsehatárok és hasadások mentén beszűremkedő bazalt hatására történő olvadásban nyilvánul meg.

Az NFR1119B wehrlit esetében a xenolit felszínére feljövétel közben egy olvadék és szulfidzárványban igen gazdag klinopiroxén xenokristály tapadt (16. ábra).

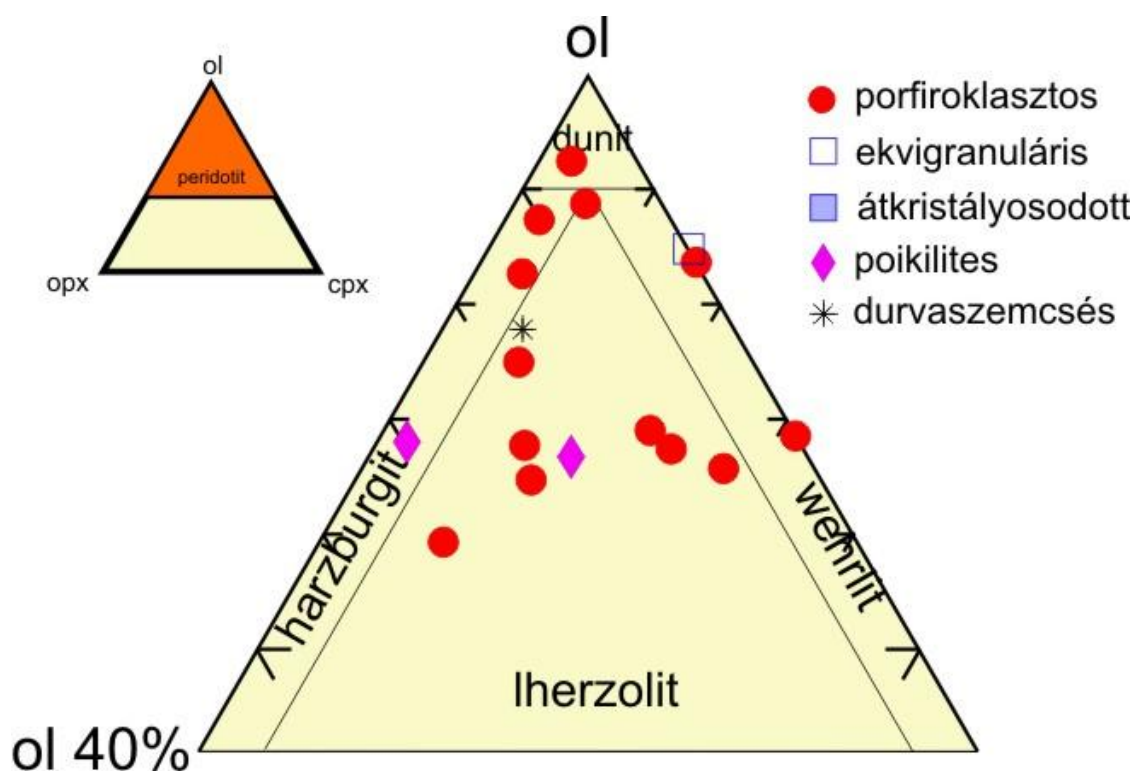
A xenolitok közül 5 porfiroklasztos, 2-2 poikilites és ekvigranuláris szövetű kőzet. A porfiroklasztos szövettel jellemezhető xenolitok közül három (NFR1107 lherzolit, NFR1113 harzburgit, NFR1115 dunit) átmeneti jellegű, hiszen a protogranuláris jellemvonásokat is magukon hordozzák. Amennyiben a szövet és a modális összetétel alapján fennálló összefüggéseket vizsgáljuk, azt tapasztalhatjuk, hogy a poikilites szövethez harzburgitos összetétel társul. Az ekvigranuláris szövetű két xenolit viszont egyaránt wehrlit.



16. ábra. Porfiroklasztos szövetű NFR1119B wehrlitre tapadt klinopiroxén xenokristály és klinopiroxén reakciószegély. Szkennelt kép, a képszélesség 3 cm.

6.4. Magyarbánya (NMM xenolit sorozat)

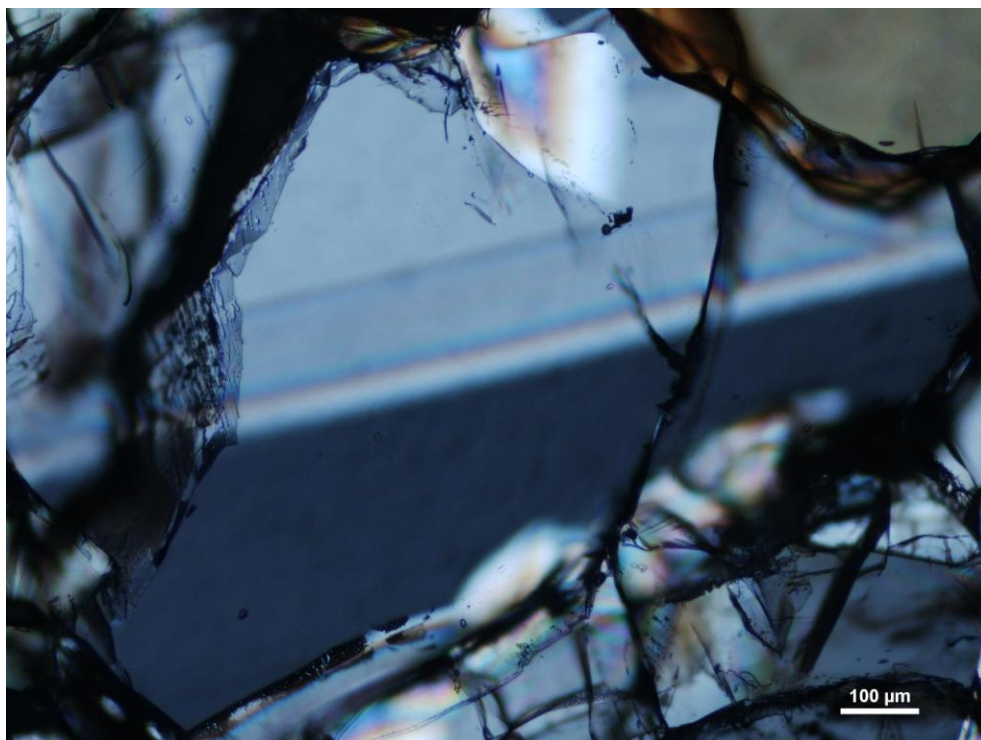
A magyarbányai kőfejtő Somoskőtől 1 km távolságra, a Medves-plató nyugati oldalán található. Mivel a bányászat több évtizede befejeződött, így a jó megtartású xenolitokhoz a bányafal mállott kérgének eltávolítása után jutottunk. A kutatott lelőhelyek közül a legkisebb méretű xenolit sorozat innen került elő. A vizsgálat céljából makroszkóposan kiválasztott 33 xenolit közül 17-ből készült mindkét oldalán polírozott vékonycsiszolat. A modális összetételek ezen a lelőhelyen mutatják a legnagyobb szórást, ez feltehetően annak köszönhető, hogy a minták kis méretei miatt kevésbé tekinthetők reprezentatívnak. Erről a lelőhelyről 10 lherzolit, 3 wehrlit, 3 harzburgit, 1 dunit meghatározása történt, amelyek szöveti eloszlása a 17. ábrán látható.



17. ábra. A magyarbányai (NMM) xenolitok a Streckeisen (1975) rendszerben.

A modális összetételben az olivinek részaránya rendkívül változatos (58-93 %). A maximum a magyarbányai sorozat egyetlen dunitjében (NMM1117), míg a minimum porfiroklasztos szövetű lherzolitokban jelentkezik. Méretük 0,1-2,3 mm tartományban szóródik. A neoblasztok és a porfiroklasztok határvonala nem egységes, egy mintán belül is lehetnek karéjosak és egyenes lefutásúak is. Az olivinek maximális mérete az öt vizsgált lelőhely közül itt a legnagyobb. Nincs olyan xenolit, ahol az olivinek ne lennének

deformáltak (18. ábra). A porfiroklaszt kristályok határán lévő alszemcsék szintén a megnövekedett stresszhatást tükrözik. A xenolitok felénél az olivin spinellzárványt tartalmaz. Az olivin is megjelenhet lekerekített szélű zárványként, amelyre példa az egyik poikilites szövetű közetzárvány, ahol ortopiroxén a befogadó ásvány (NMM1101 lherzolit).



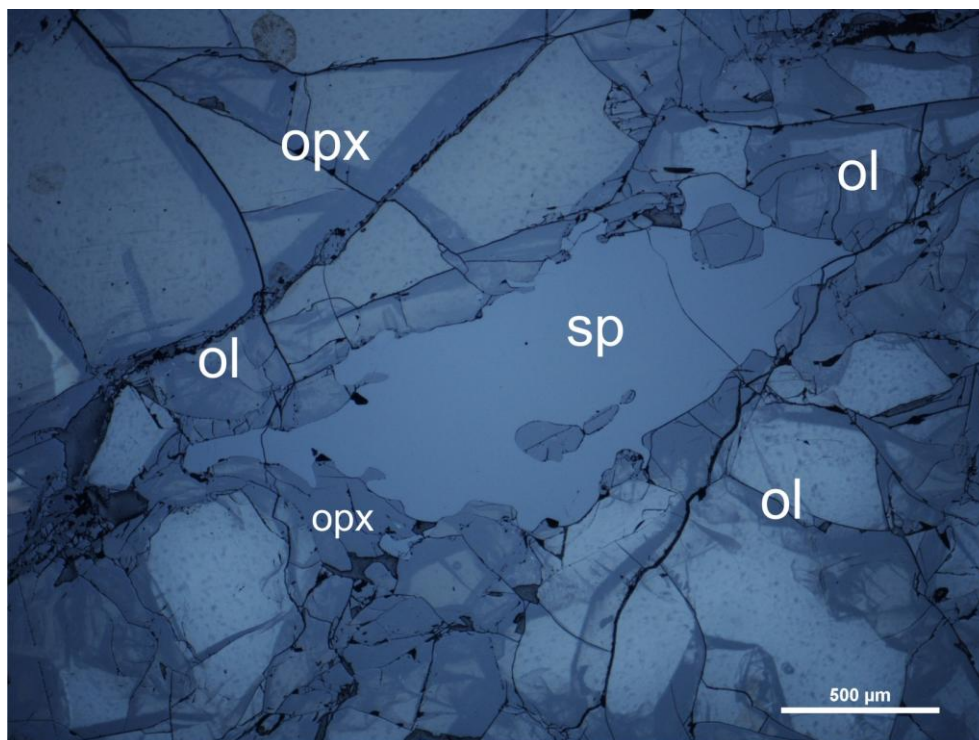
18. ábra. Karéjos szélű, deformáció hatására ikerlemezessé vált olivin az NMM1121 porfiroklasztos lherzolitban, áteső fény, N+.

Az ortopiroxén három wehrlit kivételével minden mintában megtalálható. A legnagyobb részarányt az NMM1126 lherzolit mintában tapasztaljuk, ahol a 30 %-ot is meghaladja a jelenléte. Az ortopiroxén szemcsék méretük alapján két csoportra tagolhatók. A kisebb szemcseméretű populáció 0,1-0,8 mm, a nagyobb 1,2-5,6 mm közötti. Az öt sorozat összes csiszolatát vizsgálva a legnagyobb méretű ortopiroxén (5,6 mm) itt jelenik meg az NMM1126 lherzolitban. Összesen 8 mintában jelentkezik klinopiroxén szételegyedési lamella az ortopiroxén porfiroklasztokban. Ezek néhány 10 μm szélesek és 0,1-1,5 mm hosszúak, az ortopiroxén szemcsehatárához érve kivékonyodnak, azt nem érik el. Az ortopiroxén leggyakoribb zárványa a kerek spinell. Poikilites szövetű zárványokban emellett egy-egy esetben olivint (NMM1101 lherzolit) és klinopiroxént (NMM1113 harzburgit) is magába zárhatnak. A szemcsék hullámos kioltásában megnyilvánuló jelentős deformációt a sorozat xenolitjainak olivinjei mellett az ortopiroxénjei is mutatják, a porfiroklasztos és

poikilites xenolitokban egyaránt. A xenolitok felében az ortopiroxének peremén olvadás figyelhető meg, ami elsősorban a bezáró bazalt beszüremkedéseivel kapcsolódik.

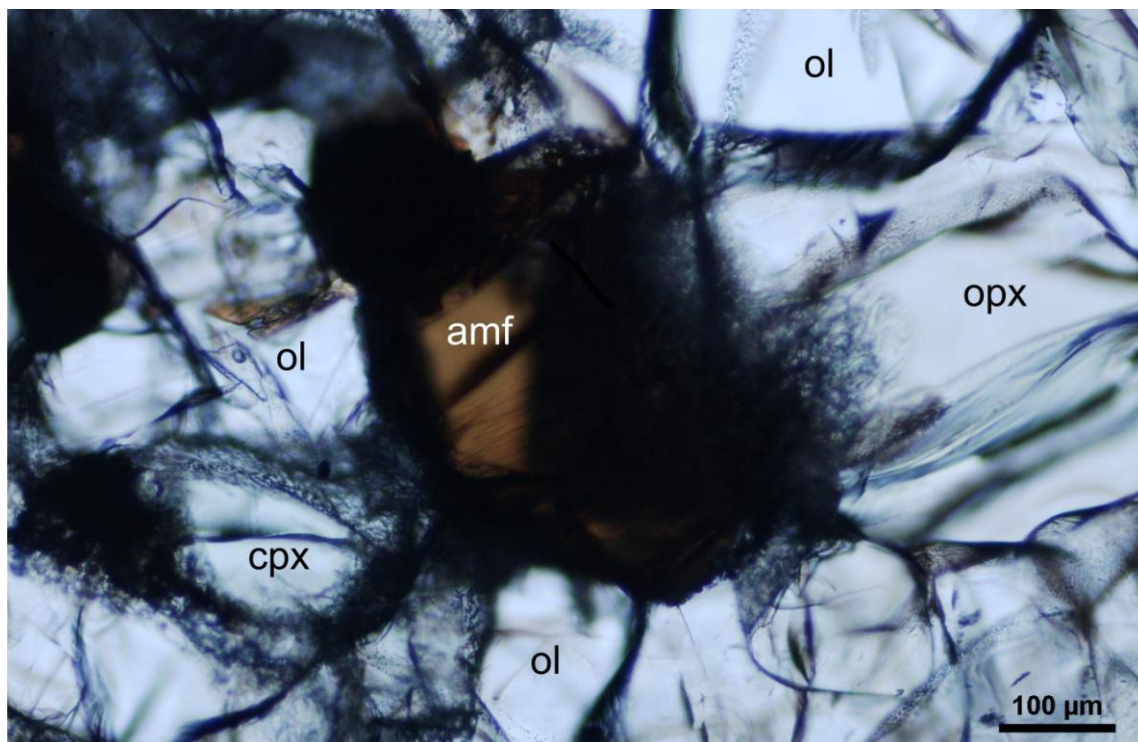
A klinopiroxén egy tanulmányozott xenolitból sem hiányzik és a megfigyelt mennyisége szélesebb tartományt (2-31%) jelöl ki, mint ahogy az ortopiroxén esetében tapasztaltuk. Néhány lherzolit (pl.: NMM1120, NMM1123, NMM1128) a wehrliteknél is nagyobb arányban tartalmaz klinopiroxént. A wehrlitekben a megjelenésük xenomorf, a színük zöld, míg a lherzolitokban hipidiomorfak, táblásak, karéjos szegélyűek. A szemcseméret 0,1-1,3 mm között változik. A klinopiroxén maximális méretét két porfiroklasztos szövetű lherzolit mutatja (NMM1116, NMM1128). A klinopiroxén zárványként spinellt és olivint egyaránt tartalmaz. Az utóbbi egyértelműen a wehrlitekre jellemző. Néhány kivételtől eltekintve (NMM1101 lherzolit, NMM1104 lherzolit, NMM1117 dunit) a klinopiroxén minden xenolitban olvadást mutat. Ekkor a szemcsék szivacsos szegélye közetüvegből és másodlagos klinopiroxénból áll.

A spinell kristályok minden xenolitban megtalálhatók minimum 0,1 % (NMM1113 harzburgit) maximum 2 % (NMM1120 lherzolit) mennyiségben. Méretük 0,1-2,2 mm között változik. Alakjuk lehet karéjos szemcsehatárokkal jellemezhető nagyméretű magyallevél (19. ábra), amely a protogranuláris szövet maradványa. A spinell a minták felében kerekded zárványként olivinben, két wehrlitben (NMM1122 és NMM1129) pedig főregyszerű szételegyedés formájában klinopiroxénben jelenik meg. A spinell két kivételtől (NMM1104 lherzolit, NMM1116 lherzolit) eltekintve minden xenolitban olvadási jelenséget mutat, ami apró spinell kristályokból álló dekorációban nyilvánul meg.



19. ábra. Intersticiális helyzetben lévő, ép szélű magyallevél alakú spinell (sp) az NMM1126 porfiroklasztos lherzolitban ráeső fény, 1N. ol – olivin, opx – ortopiroxén

A magyarbányai sorozatban találjuk az egyetlen általunk vizsgált xenolitot (NMM1116 lherzolit), amelyben a modális metasztatózis eredményeként keletkezett amfibol fordul elő. A barna színű, hipidiomorf-táblás, olvadás miatt lekerekített amfibolt legkönnyebben az erőteljes barna-világosbarna pleokroizmus és jó hasadása révén tudjuk azonosítani (20. ábra)

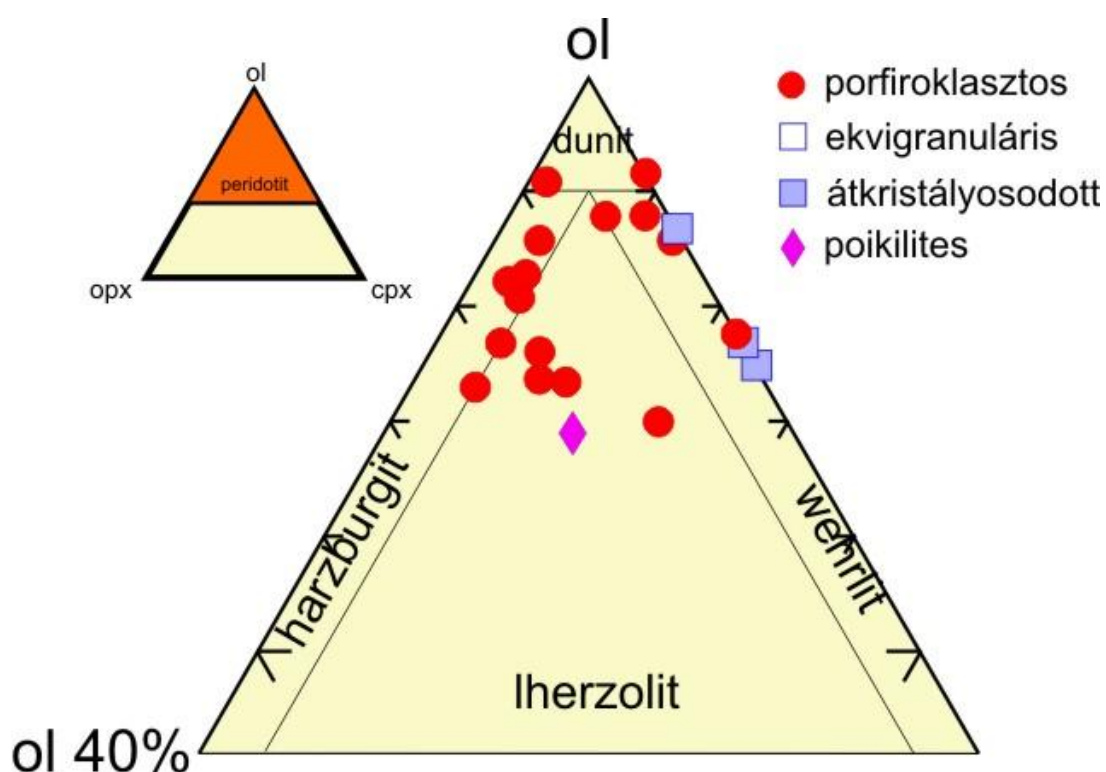


20. ábra. Klino- (cpx) és ortopiroxénnel (opx) együtt előforduló és részlegesen olvadó amfibol az NMM1116 porfiroklasztos lherzolitban, áteső fény, 1N.

A xenolitok közül két esetben klinopiroxénes (NMM1101 lherzolit, NMM1130 lherzolit) egy esetben pedig amfibolos koronát határoztunk meg (NMM1114 wehrlit). Utóbbi, mint a többi lelőhely esetén egykori amfibol rhönitesedésével keletkezett ásványhalmazból (rhönit, augit, magnetit, plagioklász) áll, ami a xenolit és a bezáró bazalt egykori reakcióját bizonyítja. A magyarbányai sorozatban olvadékcsoomóval egyszer sem, viszont bazaltkontaminációval minden xenolitban lehet találkozni, aminek az oka minden bizonnyal a kőzetzárványok kis mérete. A xenolitok közül leggyakoribb a porfiroklasztos szövetű köpenykőzet, amely 13 esetben figyelhető meg. Emellett 2 poikilites és 1-1 ekvigranuláris és durvaszemcsés szövetű xenolitot határoztunk meg. A szövettípusok és a kőzetösszetétel között nem körvonalazódott korreláció.

6.5. Eresztvény (NME xenolit sorozat)

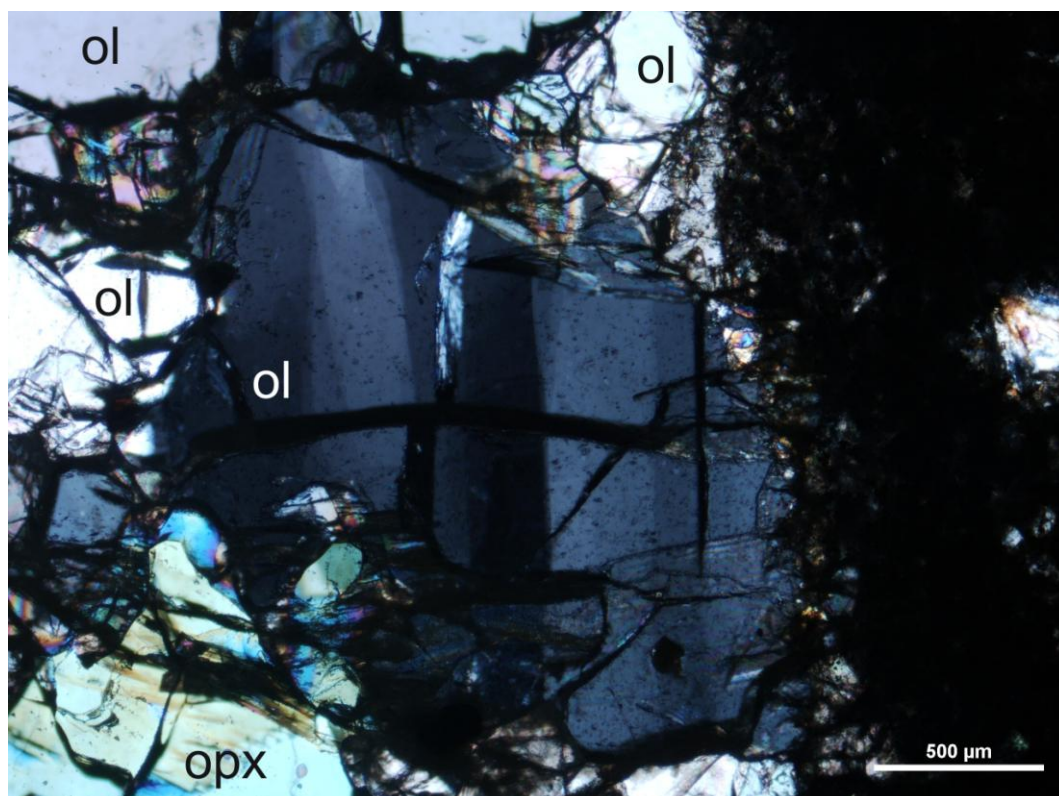
Az eresztvényi kőfejtő Somoskő és Salgóháza között félúton, a Medves-fennsík keleti részén található. A makroszkóposan kiválasztott 37 xenolit közül 18 darabból, valamint 2 korábban gyűjtött xenolitból készült mindkét oldalán polírozott vékonycsiszolat. A kőzetek modális összetétel szerinti megoszlása: 7 wehrlit, 6 lherzolit, 5 harzburgit és 2 dunit, amelyek szöveti eloszlása az 21. ábrán látható.



21. ábra. Az eresztvényi (NME) xenolitok a Streckeisen (1975) rendszerben.

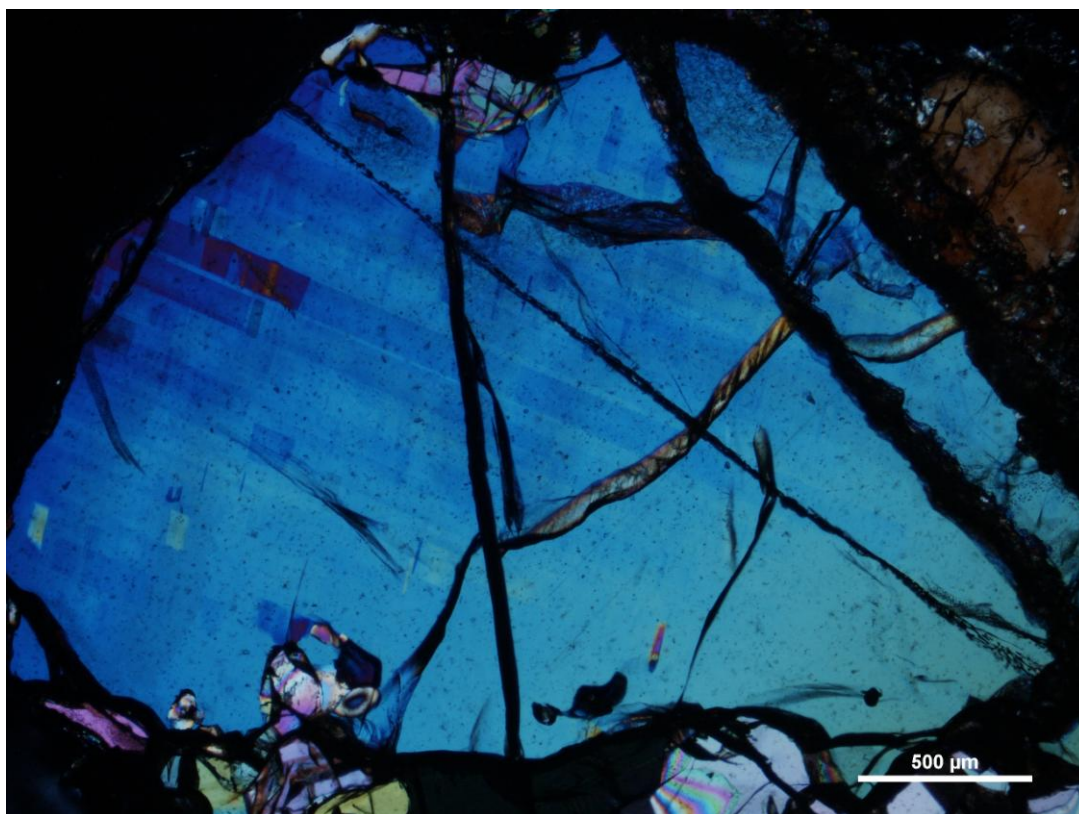
A részletesen tanulmányozott xenolitok ásványos összetételének meghatározása során 69-91% között változó olivin tartalmat állapítottunk meg. Az olivinszemcsék mérete 0,1-3 mm-ig terjed, a porfiroklastos szövetű xenolitok esetében elkülönül egy 0,1-0,8 mm-es neoblastos illetve egy 1-3 mm-es porfiroklastos mérettartomány. Ezek a nagy szemcsék íves, karéjos határvonallal rendelkeznek, míg a kisebb neoblastoké egyenes és gyakran hármaspontba fut össze. Egyetlen xenolit - az NME0529 wehrlit - kivételével mindenhol megfigyelhető az olivin deformációra utaló ikresedése (22. ábra) és hullámos kioltása. A xenolitok felében a durvaszemcsés olivin néhol sajátalakú, néhol kerekded spinell zárványokat tartalmaz, klinopiroxén azonban egyedül az NME1111 wehrlit olivinjében

jelenik meg. A kisebb szemcsék gyenge, halovány vörös színű, vas-oxihidroxidos átalakulást mutatnak a szemcsehatárok és repedések mentén.



22. ábra. Erősen deformált, ikerlemezes olivin (ol) a NME0524 porfiroklasztos szövetű harzburgitban, áteső fény, +N. opx - ortopiroxén

Az ortopiroxén gyakorisága 1-19 % között mozog, a 7 wehrlit közül 4 xenolitból teljesen hiányzik. A porfiroklasztos szövetű xenolitok nagyobb szemcséi elérik a 3-4 mm-t is, míg a mátrixban a neoblasztok 0,1-0,8 mm-es méretben jelennek meg. Zárványként ritkán sajátalakú spinellt tartalmaz, míg az NME1116 lherzolitban olivin és klinopiroxén is megjelenik benne, így az eresztvényi sorozatban ez az egyetlen poikilites szövetű xenolit. Az ortopiroxén porfiroklasztok gyakran mutatnak deformációs hatást jelző hullámos kioltást, valamint ritkábban, a xenolit szélénél előfordulva szivacsos szegélyt, amely a befogadó bazalt hőhatása által előidézett olvadásra utal. Klinopiroxént tartalmazó szételegyedést csak 7 mintában figyeltünk meg (23. ábra). A lamellák 0,5-3 mm hosszúak, néhány μm szélesek és az ortopiroxén szemcsék széleit nem érik el.



23. ábra. Szételegyedési lamellák az NME0524 porfiroklasztos harzburgit ortopiroxénjében, áteső fény, +N.

A klinopiroxén mérete jóval kisebb, átlagosan 0,1-0,8 mm, a maximumot (1,5 mm) az NME1111 wehrlitben éri el. Legalább 1 %-os mennyiségben minden xenolitban megjelenik, de 20% fölé csak négy xenolitban emelkedik. Ortopyroxénos szételegyedési lamella egyedül a fent említett NME1111 wehrlit klinopiroxénjében található, ezek 0,5-1 mm hosszúak néhány tized mm szélesek, és egymást körülbelül 30°-ban keresztezik. A klinopiroxénben spinell zárványok is megjelennek, két összetett xenolitban (NME1110 és NME1129D wehrlitek) pedig olivint is tartalmaz. Az NME1105 harzburgit és az NME1120 lherzolit kivételével mindenütt szivacsos szegély jelzi a klinopiroxén olvadást, ami a xenolit szegélyére jellemző, ahol a befogadó bazalttal érintkezik.

A spinell általában 0,5-1 %-ban van jelen, az NME1102 lherzolitban eléri a kiemelkedő 2 %-ot is. Mérete igen változatos, 0,05 mm-től akár 2,5 mm-ig is terjedhet (NME1102 lherzolit). Főleg intersticiálisan, a porfiroklasztos xenolitokban gyakran magyallevél alakban jelenik meg, illetve olivinben és piroxénekben zárványként, leggyakrabban a szemcse szélének közelében. Az NME1110 és NME1117 kompozit wehrlitek klinopiroxénjében féregszerű megjelenést mutat. Mint a legkevésbé ellenálló ásvány, a megvizsgált

xenolitokban majdnem mindenhol olvadás nyomait viseli magán, szivacsos illetve zónás szegély formájában.

A xenolitok körülbelül felénél figyelhető meg olvadékcsonkok kialakulása vagy bazalt kontamináció hatása, esetleg mindkettő együttes jelenléte. Az olvadékcsonkok a spinell és a klinopiroxén szemcsék határánál jelennek meg, átlagosan a xenolit 1-3 térfogat %-át teszik ki. Jellemzően az előbb említett két fázisból és közetüvegből állnak. A bazalt repedések, hasadások mentén szivárgott be a xenolitba, az olivinen kívül az összes közetalkotó ásvány szegélyét megolvasztotta, ami azonban sok esetben csak a xenolit néhány mm-es külső részét érinti. Az NME1126 harzburgit esetében a bazalt teljesen felszabdalta az egykori xenolitot, több részre szakítva azt. (24. ábra) Gyakori a klinopiroxénes összetételű reakciószegély, sőt egy minta esetében (NME1121 dunit) átalakult amfibolból álló korona is tapasztalható. Az eresztvényi xenolit sorozat legnagyobb része porfiroklasztos típusba sorolható, amelyek között néhány átmenetet mutat a protogranuláris, illetve az ekvigranuláris szövet felé. Három xenolit (NME1110, NME1117, NME0529 wehrlitek) az átkristályosodott szöveti bélyegeket felülíró, összetett jelleget mutat, egyetlen xenolitot (NME1116 lherzolit) pedig poikilitesnek határoztunk meg.



24. ábra. A bezáró bazalt által felszaggatott NME1126 porfiroklasztos harzburgit szkennelt képe. A képszélesség 3 cm.

Minta	Kőzetnév	Modális összetétel				Olivin szemcseméret			Ortopiroxén szemcseméret				Klino- piroxén	Spinell sz.h.	Kőzetszövet	O. cs.	Bazalt- kontamináció
		ol	opx	cpx	sp	1.populáció	2.populáció	deformáció	1.populáció	2.populáció	deformáció	szételegy.					
NTB1101	lherzolit	82	11	7	0,1	0,2-1	1,5-2,2	x	0,2-2,5			x	0,1-0,3	i,zárv	porfiroklasztos		
NTB1104	wehrlit	88	0,1	12	0,1	0,2-1,7		x					0,1-0,7	i,zárv	kompozit, átkristályosodott	x	
NTB1109	wehrlit	65	0,1	35	0,1	0,2-0,7		x					0,2-0,5	zárv	kompozit, átkristályosodott		
NTB1111	dunit	91	5	3	0,5	0,6-3,5		x	0,3-0,8				0,2-0,9	i,zárv, hl	ekvigranuláris	x	
NTB1112	dunit	97	1,5	1,5	0,5	0,2-0,8	1,5-2	x	0,1-1				0,1-0,5	i, zárv,	porfiroklasztos		
NTB1114	wehrlit	77	0,1	23	0,1	0,1-0,7		x					0,05-0,5	i,zárv, hl	kompozit, átkristályosodott	x	
NTB1115	lherzolit	77	10	13	0,1	0,2-0,8	1,2-1,7	x	0,1-1,3		x		0,1-0,9	i,zárv	porfiroklasztos	x	
NTB1116	lherzolit	66	24	9	1	0,1-1,7		x	0,1-0,5	1,3-5,2	x	x	0,2-1,3	i,hl,zárv	poikilities	x	
NTB1117	lherzolit	76	16	7	0,5	0,2-1	1,5-2	x	0,1-2,2			x	0,05-0,4	i,zárv	porfiroklasztos	x	x
NTB1118	lherzolit	71	21	8	0,1	0,2-1,6		x	0,3-1	1,5-3		x	0,1-0,5	i,zárv	porfiroklasztos	x	
NTB1120	wehrlit	74	0,1	23	3	0,2-0,5	1-1,5	x					0,1-0,3	i,zárv	kompozit, porfiroklasztos	x	
NTB1122	lherzolit	73	18	9	0,5	0,2-2,3		x	0,2-0,5	0,8-5,0		x	0,1-1,7	i,zárv	poikilities	x	
NTB1123	lherzolit	85,	5	8	1,5	0,2-1	1,5-2,7	x	0,2-2	1,1-2	x	x	0,1-0,5	i,zárv	porfiroklasztos	x	
NTB1124	lherzolit	75	18	6	1	0,5-2		x	0,1-3,2		x	x	0,2-1	i,hl,zárv	poikilities		
NTB1125	lherzolit	71	21	8	0,5	0,4-1,2		x	0,2-3		x	x	0,2-1,7	i,hl,zárv	poikilities		x
NTB1128	harzburgit	77	18	3,5	1	0,3-2,5		x	0,4-4		x		0,1-0,7	hl,zárv	poikilities	x	
NTB1129	dunit	90	7,5	1,5	1,5	0,2-1	1,5-2,8	x	0,2-0,8	1,5-2		x	0,1-0,4	i,zárv	porfiroklasztos	x	
NTB1130	harzburgit	87	9	3	1,5	0,3-1,5		x	0,1-1	1,5-2,3	x	x	0,1-0,6	hl,zárv	porfiroklasztos	x	x
NFK1103	dunit	96	0,1	1,5	2,5	0,2-2,5		x					0,1-1	i	ekvigranuláris	x	x
NFK1108	lherzolit	87	5	8	0,1	0,4-3,2		x	0,2-3,6		x	x	0,1-0,9	i,zárv	ekvigranuláris	x	x
NFK1110	wehrlit	82	0,1	18	0,5	0,2-1	1,5-2	x					0,05-0,2	i,zárv	kompozit, porfiroklasztos	x	
NFK1113	wehrlit	87	0,1	13	0,5	0,1-0,7		x					0,1-0,4	i,zárv	kompozit, átkristályosodott		x
NFK1115	harzburgit	84	12	4	0,5	0,2-2		x	0,3-0,6				0,1-0,4	i,zárv	ekvigranuláris	x	
NFK1117	dunit	95	0,5	4	0,5	0,05-0,7		x	0,2-1,5				0,1-0,8	i,zárv	ekvigranuláris	x	
NFK1120	lherzolit	78	15	7	0,5	0,1-1,3		x	0,1-0,7				0,1-1	i,zárv,hl	kompozit, átkristályosodott	x	
NFK1121	lherzolit	80	10	9	1	0,2-0,5	0,8-1,4	x	0,1-0,5	1-3,3	x	x	0,2-0,5	i,zárv,hl	porfiroklasztos	x	
NFK1122	lherzolit	79	16	5	0,5	0,1-0,8	1-1,6	x	0,1-0,8	1,1-2	x	x	0,1-0,8	i,zárv.	porfiroklasztos	x	x
NFK1123	lherzolit	64	31	5	0,5	0,1-1		x	0,1-5,5		x	x	0,1-0,6	i,zárv.	poikilities		x
NFK1124	harzburgit	86	10	4	0,5	0,2-0,5	1-1,8	x	0,1-0,8	1,5-1,8	x	x	0,2-0,5	i,zárv,hl	porfiroklasztos		x
NFK1125	wehrlit	82	0,1	16	2	0,2-1,8		x					0,2-0,8	i,zárv	ekvigranuláris	x	
NFK1129	harzburgit	85	11	4	0,5	0,2-1	1,5-2,5	x	0,1-1,1			x	0,1-0,8	i,hl,zárv	porfiroklasztos	x	
NFK1132	lherzolit	72	13	15	0,5	0,2-0,8	1-2,1	x	0,1-1	1,5-2,3	x	x	0,3-2	i,hl	porfiroklasztos	x	x
NFK1135	wehrlit	85	2	13	0,5	0,1-1	1,5-3	x	0,1-1,4				0,2-1,1	i,hl,zárv	porfiroklasztos	x	
NFK1137A	wehrlit	84	0,1	15	1,5	0,1-1,1		x					0,05-1,2	zárv	kompozit, átkristályosodott		x
NFK1138	lherzolit	83	8,5	8,5	0,5	0,1-1	1,5-2,5	x	0,1-0,5	1,0-2,0	x	x	0,1-0,5	i,zárv	porfiroklasztos	x	x
NFK1140A	dunit	90	5	3	1,5	0,4-1,6		x	0,2-3			x	0,1-0,8	i,zárv	ekvigranuláris		x
NFK1142	dunit	95	1,5	3	0,5	0,2-0,5	0,8-1	x	0,1-0,7				0,05-0,3	i,zárv	porfiroklasztos		
NFK1143	dunit	98	0,1	0,1	1,5	0,2-3		x	0,1-0,2					i,zárv	átkristályosodott		
NFR1107	lherzolit	80,	14	5	0,5	0,1-0,5	1,5-3,2	x	0,1-0,5	1,5-2,7	x		0,1-1,5	i,zárv	porfiroklasztos	x	
NFR1109	harzburgit	86	10	4	0,1	0,1-0,2	1-2,5	x	0,1-0,4	1-2mm	x	x	0,1-0,5	i,zárv	poikilities		x
NFR1111	harzburgit	83	12	4	1	0,1-1		x	0,1-1				0,1-0,2	i,zárv	porfiroklasztos	x	
NFR1113	harzburgit	87	12	1	0,2	0,1-0,2	1-1,5	x	0,1-0,2	0,5			0,1-0,4	zárv	porfiroklasztos		x
NFR1115	dunit	95,	2	1	1,5	0,3-0,8	1-1,5	x	0,2-0,5				0,2-0,4	i,zárv, hl	porfiroklasztos		x
NFR1117A	wehrlit	80,		18	1,5	0,1-0,3	1	x					0,1-0,4	i, zárv	kompozit, ekvigranuláris		x

Minta	Kőzetnév	Modális összetétel				Olivin szemcseméret			Ortopiroxén szemcseméret				Klino- piroxén	Spinell sz.h.	Kőzetszövet	O. cs.	Bazalt- kontamináció
		ol	opx	cpx	sp	1.populáció	2.populáció	deformáció	1.populáció	2.populáció	deformáció	szételegy.					
NFR1117B	wehrlit	75,5		23	1,5	0,2-1,2		x					0,3-0,7	i,zárv	kompozit, ekvigranuláris		
NFR1118	harzburgit	77	18	4	1	0,3-0,5	1,5-3	x	0,2-0,4	1,5-3,5		x	0,2-1	i,zárv, hl	poikilities		x
NFR1119B	wehrlit	85,5		9	5,5	0,1-0,2	1,5-2,5	x					0,1-0,8	i,zárv, hl	porfiroklasztos		
NMM1101	lherzolit	66	18	15	1	0,1-1,2		x	0,1-2		x	x	0,1-0,4	i	poikilities	x	x
NMM1104	lherzolit	67	21	11	1	0,2-0,7	1-1,6	x	0,1-1	1,8-4	x		0,1-0,6	hl	porfiroklasztos		x
NMM1108	lherzolit	78	16	6	0,5	0,1-1,6		x	0,2-1,1				0,2-0,7	zárvány	durvaszemcsés		x
NMM1111	harzburgit	82	14	3	1	0,1-1	1,5-2	x	0,1-0,5	1-1,5			0,2-0,6	zárvány	porfiroklasztos		x
NMM1113	harzburgit	68	30	2	0,1	0,2-1,2		x	0,1-4		x	x	0,1-0,4	i,	poikilities		x
NMM1114	wehrlit	83		16	1	0,1-0,8		x					0,05-0,9	hl, zárv	porfiroklasztos		x
NMM1116	lherzolit	64	22	13	1	0,05-0,5		x	0,1-0,5	1-1,8	x		0,1-1,1	hl	porfiroklasztos		x
NMM1117	dunit	93	5	2	0,5	0,1-1	1,5-2,3	x	0,05-0,4			x	0,05-0,3	i,	porfiroklasztos		x
NMM1120	lherzolit	66	10	22	2	0,1-0,8		x	0,05-0,3	1-2,4		x	0,5-0,6	i	porfiroklasztos		x
NMM1121	lherzolit	89	6	5	0,1	0,1-0,6	1-1,4	x	0,2-1		x	x	0,1-0,7	i,	porfiroklasztos		x
NMM1122	wehrlit	85		15	0,1	0,3-2		x	0,05-0,8				0,05-0,9	i	ekvigranuláris		x
NMM1123	lherzolit	69	11	20	0,5	0,2-1,5		x	0,1-1,8		x	x	0,5-0,6	i	porfiroklasztos	x	x
NMM1124	harzburgit	88	10	2	0,5	0,2-1,5		x	0,2-0,5				0,1-0,3	i,zárv	porfiroklasztos		
NMM1126	lherzolit	58	31	9	2	0,2-0,9	1-2-2,3	x	0,1-0,5	0,8-5,6		x	0,1-0,8	i,hl	porfiroklasztos		
NMM1128	lherzolit	65	7	27	1	0,3-1,8		x	0,3-2				0,1-1,3	i,hl	porfiroklasztos		x
NMM1129	wehrlit	67		31	2	0,05-0,6		x					0,1-0,2	i,zárv	porfiroklasztos		x
NMM1130	lherzolit	75	18	7	0,5	0,1-0,4	0,8-2,3	x	0,1-0,5	1-2,5	x	x	0,05-0,4	i,hl	porfiroklasztos		x
NME1101	dunit	91	8	1	0,1	0,3-0,5	0,6-0,7	x	0,2-0,4	0,5-0,7			0,1-0,4	i	porfiroklasztos	x	x
NME1102	lherzolit	72	15	11	2	0,2-1,5		x	0,2-0,6	1,2-6,0		x	0,1-1,0	hl,	porfiroklasztos	x	x
NME1104	lherzolit	70	10	20	0,5	0,2-0,6	0,8-2,0	x	0,2-0,5	0,7-1,3			0,1-1,0	i	porfiroklasztos	x	x
NME1105	harzburgit	80	15	4	1,5	0,3-0,6	1,4-2,8	x	0,1-0,6	0,8-1,6			0,1-0,7	hl,	porfiroklasztos	x	
NME1109	harzburgit	82	14	3	1	0,1-0,5	0,8-1,2	x	0,1-1				0,05-0,4	i,	porfiroklasztos		x
NME1110	wehrlit	75		25	0,5	0,1-1,2		x					0,1-0,4	i,	kompozit, átkristályosodott		
NME1111	wehrlit	88	2	10	0,5	0,1-0,8	1-1,5	x	0,2-0,6				0,1-1,5	i,	porfiroklasztos		x
NME1116	lherzolit	69	17	14	0,5	0,2-1,5		x	0,2-4		x	x	0,1-1,2	i,hl,	poikilities	x	
NME1117	wehrlit	77		23	0,5	0,1-1,6		x					0,05-0,9	i,zárv	kompozit, átkristályosodott	x	
NME1119	wehrlit	85	1	13	1	0,2-0,6	1,1-2,1	x	0,3-0,8				0,2-1,2	i	porfiroklasztos	x	
NME1120	lherzolit	72	23	5	0,1	0,3-0,5	1-1,5	x	0,2-2,1		x		0,1-0,3	i,zárv	porfiroklasztos		
NME1121	dunit	90		8	1,5	0,2-0,8	1-1,9	x					0,2-0,8	i,hl	porfiroklasztos		x
NME1122	lherzolit	88	5	7	0,5	0,4-0,8	1,0-3,0	x	0,1-0,8	1,0-3,0			0,1-0,5	i	porfiroklasztos		x
NME1123	harzburgit	85	11	3	1	0,2-0,7	1-1,6	x	0,1-0,6	1,5-4,1	x	x	0,3-0,7	i,hl	porfiroklasztos	x	x
NME1124	wehrlit	73	17	9	1,5	0,2-0,8	1,5-2	x	0,1-1	1,5-4,1	x	x	0,2-1,3	i	porfiroklasztos	x	x
NME1126	harzburgit	82	15	2,5	0,5	0,2-0,8	1,2-1,7	x	0,1-1	1,5-3,3	x	x	0,1-0,6	i,zárv	porfiroklasztos	x	x
NME1129B	lherzolit	76	16	8	0,1	0,1-1		x	0,05-0,5	1-2,8	x	x	0,1-0,2	i,	porfiroklasztos		x
NME1129D	wehrlit	77		23	0,5	0,1-1,5		x					0,2-1	i,	kompozit, porfiroklasztos		x
NME0524	harzburgit	77	19	4	0,5	0,2-0,8	1,2-1,8	x	0,2-2,0		x	x	0,1-0,4	i,zárv	porfiroklasztos		x
NME0529	wehrlit	87		13	0,5	0,1-0,5							0,05-0,3	i,	kompozit, átkristályosodott	x	

1. táblázat: A vizsgált xenolitok főbb szöveti és összetételbeli jellemzői. Ol – olivin, opx – ortopiroxén, cpx – klinopiroxén, sp – spinell, sz.h. – szöveti helyzet: i – intersticiális hl – holly leaf zárv - zárvány, O.cs. - olvadécsomó

6. Diszkusszió

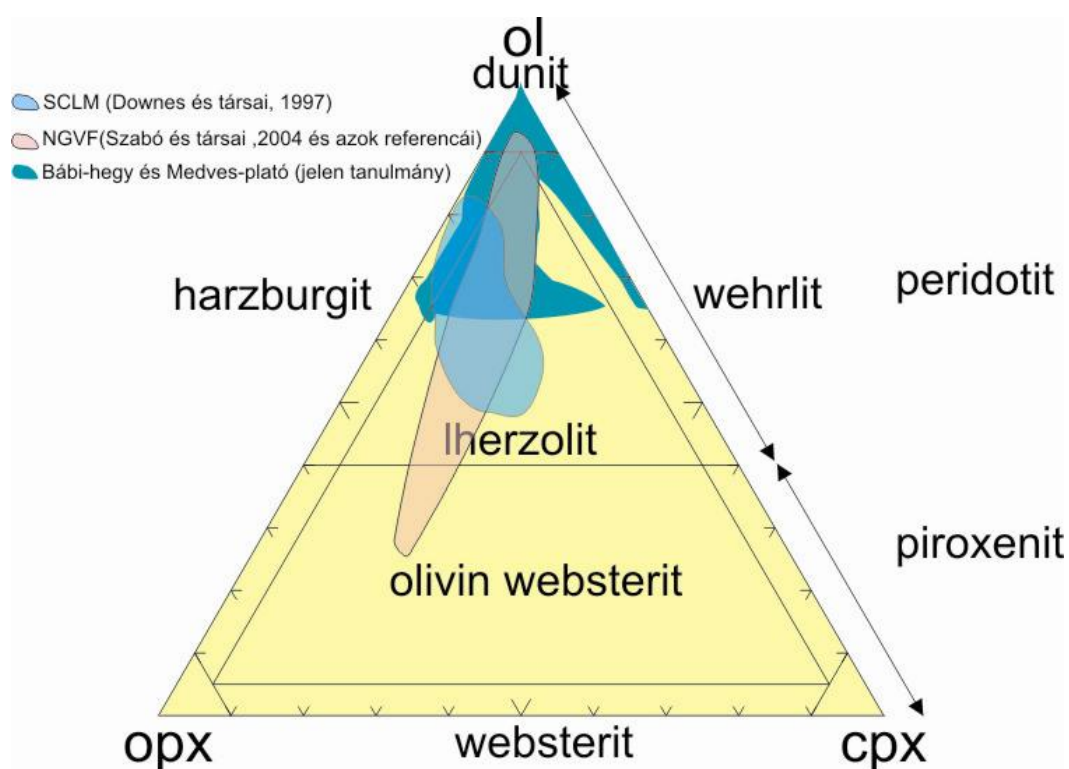
Modális összetétel és szövet

A diákköri dolgozatunkban vizsgált medves-fennsíki és bábi-hegyi (2+3) lelőhelyekről gyűjtött, összesen 84 xenolit mind modális összetételben, mind szöveti jegyeiben igen változatos képet mutat (24. ábra). Mivel sem az ortopiroxén, sem a klinopiroxén sehol nem éri el az 50%-ot, minden xenolit a peridotitok családjába sorolható be, ahol közettanilag mind a négy csoport elkülöníthető. Ez alapján meghatároztunk dunitet, harzburgitot, lherzolitot és wehrlitet is. A nógrád-gömöri xenolit sorozat tagjai legnagyobb részben lherzolitok illetve wehrlitek, amelyek együttesen a feldolgozott xenolitok kétharmadát teszik ki (39,0% lherzolit, 26,8% wehrlit, 19,5% harzburgit, 14,6% dunit). A minták lelőhely szerinti, szöveti illetve modális összetételbeli eloszlását a 2. táblázat mutatja. A kőzetek összetétel szerint változó gyakoriságban jelennek meg az egyes tanulmányozott lelőhelyeken, térbeli elhelyezkedéshez kapcsolódó összefüggés nem figyelhető meg. Egyedül a magyarbányai minták mutatnak nagyobb szórást a modális összetételükben, de ez a minták kicsi mérete miatt nem meglepő.

A leírt xenolitok lényegesen változatosabbak modális összetételük alapján, mint a területről eddig leírtak (Szabó és társai, 2004) (25. ábra), mivel olivinben és klinopiroxénben gazdagabbak, viszont ortopiroxénben szegényebbek. Elsőként sikerült leírnunk nagy mennyiségű nem kumulátum eredetű wehrlitet, ami új ismerettel szolgálhat a Pannon-medence fejlődéstörténetéhez. A Downes által 1997-ben meghatározott szubkontinentális litoszféra köpenyhez (SCLM) (25. ábra) képest szintén eltérő jelleget mutatnak az itt tárgyalt xenolitok: jelentős klinopiroxén és olivin gazdagodás mutatkozik az általa becsült adatokhoz képest, míg ortopiroxénben szegényebbek a jelen dolgozatban vizsgált nógrád-gömöri köpeny kőzetek.

	Terbeléd	Fülekkovácsi	Füleke-Rátka	Eresztvény	Magyarbánya	összesen
dunit	3	5	1	2	1	14,6%
harzburgit	2	3	4	5	2	19,5%
lherzolit	9	7	1	6	9	39,0%
wehrlit	4	5	3	7	3	26,8%
porfiroklasztos	9	9	5	16	13	62,0%
ekvigranuláris	1	6	2	0	1	12,0%
átkristályosodott	3	4	0	3	0	12,0%
poikilites	5	1	2	1	2	13,0%
durvaszemcsés	0	0	0	0	1	1,2%

2. táblázat: A Medves-fennsíkról és a Babi-hegyről származó xenolitok megoszlása modális összetétel és szövet szerint



25. ábra. A dolgozatban tárgyalt nógrád-gömöri xenolitok modális összetételeinek összehasonlítása a korábban ismertetett adatokkal (NGVF: Szabó és társai, 2004), valamint a Downes (1997) által becsült európai szubkontinentális litoszféra köpennyel (SCLM).

Mivel spinell kivétel nélkül minden xenolitban megjelenik, így az elnevezésben a spinell-tartalmat külön nem emeltük ki. A spinell általános jelenléte jelzi, hogy a Medves-fennsík és Bábi-hegy bazaltja a spinell peridotit fáciest mintázta meg, amely körülbelül 40-80 km mélységben húzódik a köpenyben.

A szöveti besoroláskor Mercier és Nicolas (1975), illetve Mercier (1977) rendszere alapján elkülönítettünk porfiroklasztos, ekvigranuláris, átkristályosodott és poikilites szövettípusokat, valamint egyetlen magyarbányai (NMM1108 Iherzolit) által képviselt, Harte (1977) rendszerébe beilleszthető durvaszemcsés szövetet is. A xenolitok legnagyobbbrészt (62%) a porfiroklasztos szövettípusba sorolhatók, amelyek egy része átmenetet mutat a kevésbé deformált protogranuláris vagy a jelentősebb deformációt mutató ekvigranuláris szövet felé. Protogranuláris szövetű kőzetzárványt nem találtunk, a többi szövettípus megoszlása a következő: ekvigranuláris: 12% poikilites: 13%, átkristályosodott: 12%.

Északnyugatról délkelet (Terbeléről Eresztvény) felé haladva (3. ábra) változás tapasztalható a különböző szövetű xenolitok arányában: a Bábi-hegyről származó mintákhoz képest a Medves-fennsík kőzetzárványai között a porfiroklasztosok jóval nagyobb mennyiségben jelennek meg (2. táblázat). Mivel a porfiroklasztos (és ekvigranuláris) erős mechanikai igénybevételre utal, így ez a szöveti eloszlás egy északnyugat-délkelet irányban növekvő deformációs hatást rajzol ki. Ha ehhez a trendhez hozzávesszük a vizsgálati területünkön kívül eső északi (Maskófalva) és déli (Bárna-Nagykö) peremterületeken tanulmányozott xenolitok szövetét (Szabó és Taylor, 1994), akkor látható, hogy a Bábi-hegy és a Medves-plató is beilleszthető ebbe a nagyobb léptékű, erősödő deformációt mutató irányvonalba, amelyről az említett szerzők beszámoltak.

Munkánk során jelentős mennyiségű (11 darab) poikilites szövetű xenolitot is azonosítottunk, amelyek kiemelkedő jelentőséggel bírnak, ugyanis a Nógrád-Gömör Vulkáni Területről korábban még nem írtak le ilyen szövetű felsőkőpeny kőzetzárványokat. Szabó és Taylor (1994) publikációjukban többek között foglalkoznak átkristályosodott xenolitokkal, azonban nem tesznek említést poikilites szövetűekről. Ez utóbbiak jellegzetessége a kőzetalkotó szilikátok egymásban zárványként (elsősorban ortopiroxénben olivin) való megjelenése. Meg kell jegyezni, hogy Embey-Isztin és Dobosi (2011) már a spinell zárványként való megjelenését is poikilites szöveti bélyegnek tekinti. Ezen kőzetzárványok kialakulásával kapcsolatban többféle elmélet született. Berger (1978) és Embey-Isztin et al. (1989) szerint ezek a xenolitok a szubkontinentális köpenyben kikristályosodott, átalakult kumulát peridotitokat (ún. metakumulátokat) reprezentálják. Mercier (1977) szerint a poikilites szövet egy átkristályosodási folyamat, az ún. „annealing” (nyugodt körülmények

között bekövetkező szemcseméret növekedés) során jön létre. Kelemen et al. (1992) és Xu et al. (1998) magyarázata szerint ilyen kőzetek a peridotit és a benne áramló olvadék kölcsönhatásának eredményeként keletkeznek. Valószínű, hogy ezek a modellek nem zárják ki egymást, hiszen egyszerre többféle tényező is szerepet játszhat a köpeny folyamatainak lejátszódásában, azonban ennek eldöntése meghaladja a dolgozat céljait.

Kompozit xenolitok

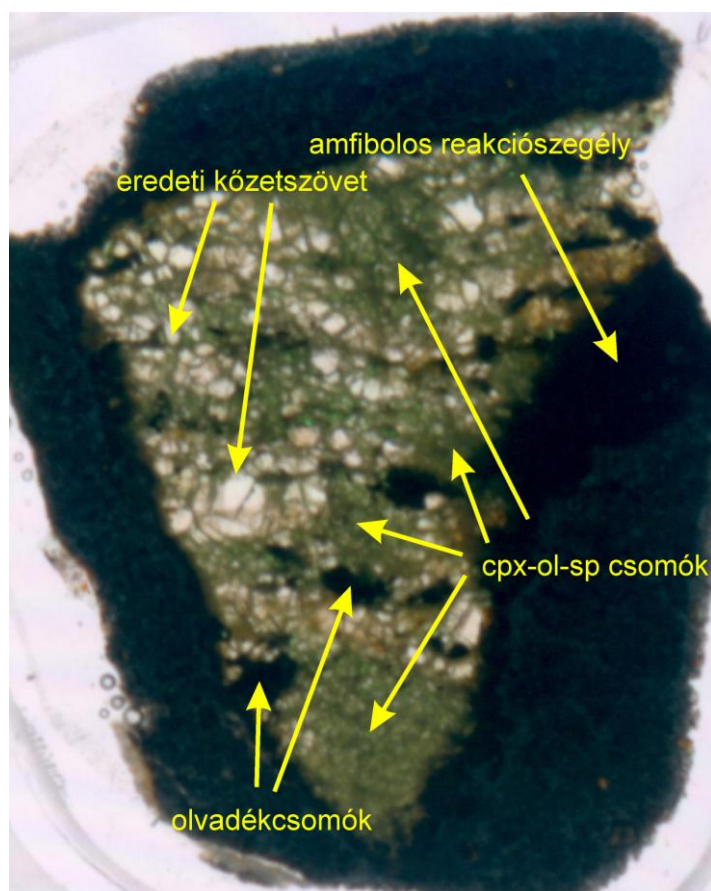
A feldolgozott 85 xenolit közül 18 kompozit kőzetet írtunk le és jelentős részarányuk indokolja, hogy kiemelten foglalkozzunk velük. Wehrlites összetételű kőzeteket, illetve klinopiroxén gazdag ereket korábban is leírtak már a területről (Szabó és Taylor, 1994; Kovács et al, 2004), azonban ezek szöveti bélyegei és a kőzetalkotó ásványok optikai viselkedése is különbözik az általunk talált zárványokban megfigyeltektől.

Nagyobb mennyiségben kizárólag magmás szövetű, kumulátum eredetű zárványokat írtak le a Nógrád-Gömör Vulkáni Területről (Kovács et al, 2004), ezekben azonban a klinopiroxének a mikroszkópban ibolyásbarnák, Ca-augitos, diopszidos összetételűek, valamint a nógrád-gömöri Cr-diopszidos sorozatnál (Szabó és Taylor, 1994) kevesebb Cr_2O_3 -at tartalmaznak és $\text{mg\#}$ számuk is kisebb. A szerzők megállapításai szerint a kumulátumok az alsókéreg-felsőköpeny határán keletkeztek, kémiai összetételük a befogadó alkáli bazalthoz hasonló.

Szabó és Taylor (1994) publikációjukban vékony, klinopiroxéneket tartalmazó erecskéket írtak le Bárna-Nagykő lelőhelyről (NBN). Itt a klinopiroxének sajátalakúak, táblás megjelenésűek, fűzöld színűek, Cr-diopszidos összetételük pedig megegyezik a kőzetalkotó klinopiroxénnel. Az erek éles határvonallal, elkülönülten jelennek meg a befogadó peridotitokhoz képest. A fent említett szerzők az ereket a peridotit és egy, vele érintkezésbe kerülő bazaltos olvadék mélyben lejátszódott kölcsönhatásával magyarázzák. Egy, ezekhez szövetileg nagyon hasonló xenolit Eresztvényről (NME) is előkerült (Fekete, 2009).

Ezzel szemben az általunk leírt összetett wehrlitek kettős szöveti jegyeket mutatnak: az eredeti kőzet szövetét (amire legtöbbször csak az elsődleges olivinek kapcsolatából következtethettünk), valamint az azt átszövő klinopiroxén-olivin-spinell együttesből álló halmazok szövetét. Ezek a halmazok az olivin szemcsék közé betüremkedve, "befolyva" vagy csomók formájában jelennek meg, sohasem diszkrét, elkülönülő részekként (26. ábra). A klinopiroxének zöld színűek, így ez alapján nem különíthetők el a kőzet eredeti klinopiroxénjeitől. Habitusukon viszont megfigyelhető, hogy míg az elsődleges piroxének

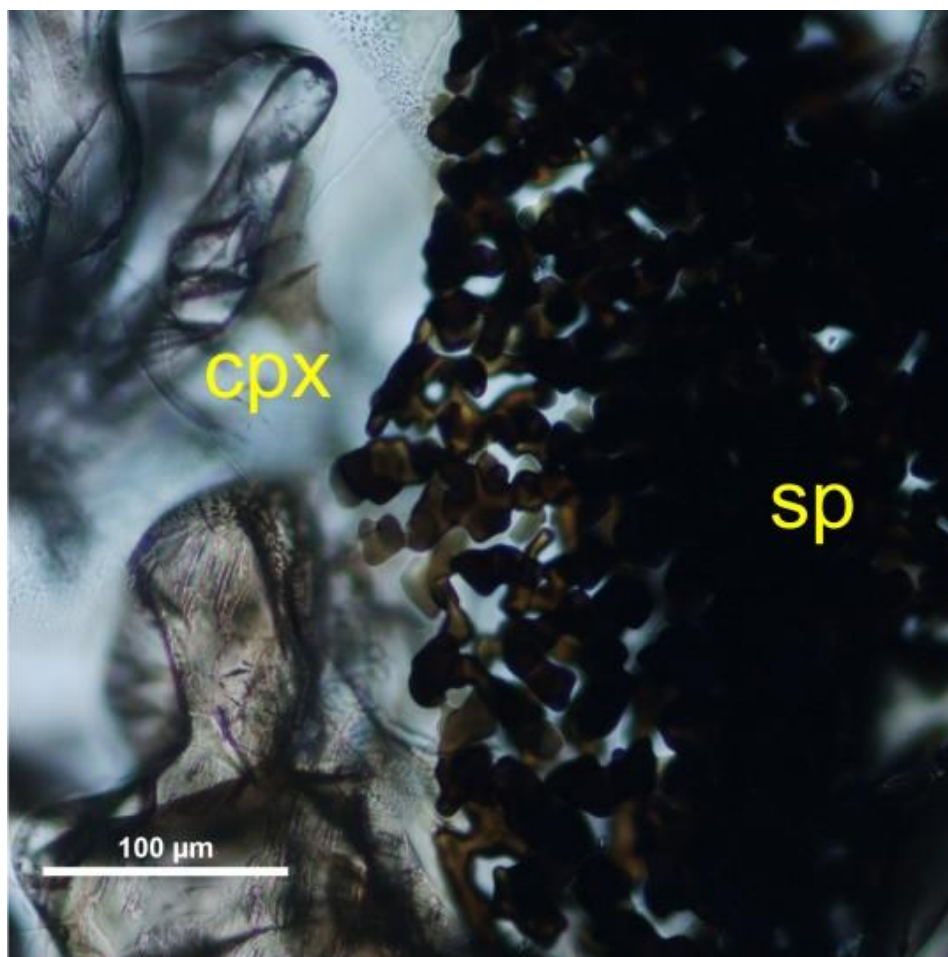
hipidiomorf, táblás jegecek, addig a csomókban lévő másodlagos kristályok xenomorfok, ívelt határokkal jellemezhetők, zárványként gömbölyded olivint és féregszerű spinell szételegyedéseket tartalmaznak, valamint rengeteg olvadék- és fluidumzárványt. Az ásványfázisok határai mindig íveltek, de olvadást sohasem mutatnak, kőzetüveg nem jelenik meg a halmazokban. Az ilyen összetett xenolitokban gyakran megjelenő olvadécsomók nem kapcsolódnak közvetlenül a halmazok fázisaihoz, mivel egy fiatalabb, a xenolit felemelkedéshez köthető folyamat termékei, valamint a felhozó bazalt beszűremkedésére utalnak. Az olvadécsomók uralkodóan kőzetüvegből, másodlagos klinopiroxénból és olivinból, valamint magnetitből állnak. A bazalt kontaminációhoz kapcsolódóan kőzetüvegből, plagioklászból és magnetitből álló halmazok jelennek meg.



26. ábra. Kompozitos összetételű, eredetileg porfiroklasztos szövetű NTB1120 wehrlit scannelt képe. A képszélesség 2,5 cm.

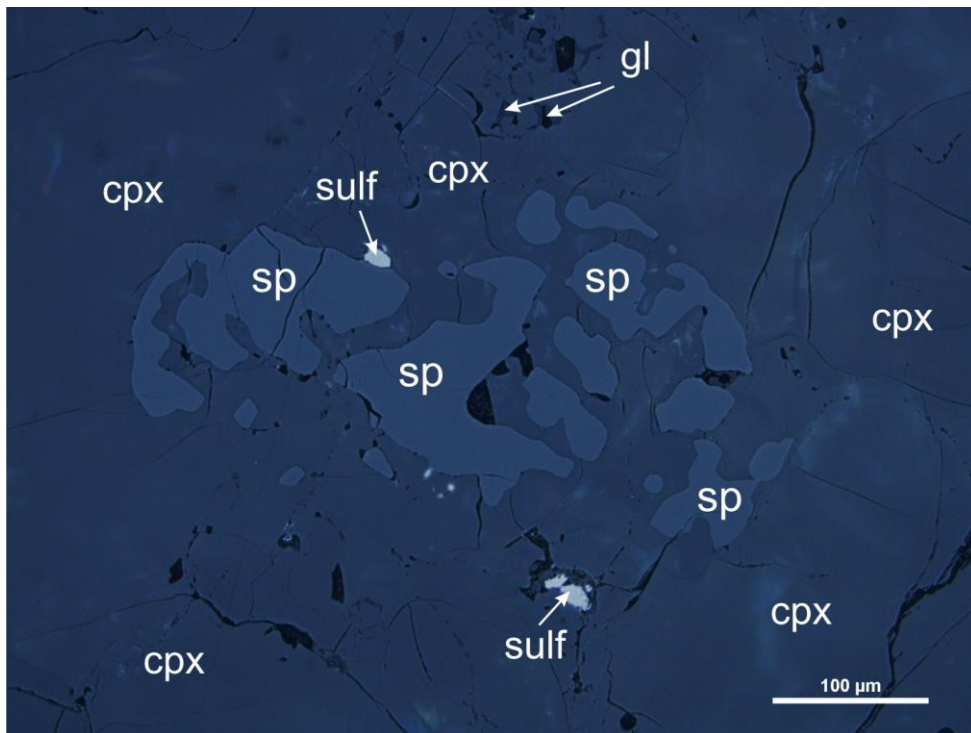
A nagy mélységben, bazaltos olvadék hatására történő metasomatózis, az ún. „wehrlitesedés” jól ismert jelenség a köpeny irodalomban (pl. Ellis, 1976; Wass és Roge, 1980; O'Reilly és Griffin; 1988). Már a 70-es években ausztrál kutatók a victoriai Newer vulkani terület két híres lelőhelyéről (Bullenmerri and Gnotuk maarokból) említést tesznek erősen metasomatizált, klinopiroxénban gazdagodó xenolitokról, amelyek közettanilag

többnyire wehrlitnek bizonyultak (Wass és Roge, 1980; Menzies és Wass, 1983). Szintén az általunk vizsgált wehrlitekhez hasonlókat írtak le a németországi Eifel-hegység nyugati részéből (Zinngrebe és Foley, 1995), ahol a féregszerű spinell zárványokat tartalmazó klinopiroxéneket és az azt körülvevő flogopitos szegélyt idiomorf amfibol utáni szételegyedésként értelmezik (27. ábra).



27. ábra. Féregszerű spinell (sp) szételegyedés klinopiroxénben NFK1137A wehrlitben (cpx), áteső fény, 1N.

A vizsgált 24 wehrlitből 6 xenolit (NFK1125, NMM1114, NMM1122, NMM1129, NFR1119B és NME1124) valószínű, hogy a befogadó bazaltos olvadék (vagy valamilyen korábbi olvadék) hőhatását követően átkristályosodhatott, így ezek már nem mutatják a több wehrlitre jellemző kettős karakterű szöveti jegyeket. Azonban a foltokban megjelenő klinopiroxének, valamint a csomókból fennmaradt relikv szöveti jegyek arra utalnak, hogy egykor ezeket is az összetett xenolitokhoz hasonló hatás érthette (28. ábra). Ezért ezeket a xenolitokat a szövetüknek megfelelően a porfiroklastos illetve az ekvigranuláris xenolitok közé soroltuk be.



28. ábra. Spinell (sp) féregszerű szételegyedése klinopiroxénben (cpx), porfiroklasztos NMM1114 wehrlitben, rácsó fény. 1N. sulf - szulfid, gl - közetüveg

7. Összefoglalás

Diákköri dolgozatunkban a Nógrád-Gömör Vulkáni Terület központi részéről, a Medves-fennsík (2) és a Bábi-hegy (3) lelőhelyeiről gyűjtött xenolitokról készítettünk részletes petrográfiai vizsgálatot. Munkánk során 84 vékonycsiszolatot vizsgáltunk meg, elsősorban a modális összetétel és a szövettípusok meghatározására, valamint a jellegzetes szöveti bélyegek megfigyelésére és leírására összpontosítva. Modális összetétel szerint négy kőzetfajtát, duniteket, harzburgitokat, lherzolitokat és wehrliteket különítettünk el. A szövettípusok eloszlása (porfiroklasztos, ekvigranuláris, átkristályosodott, poikilites és durvaszemcsés) alapján a xenolitok beilleszkednek a korábban peremi minták alapján leírt, ÉNy-DK irányban növekvő deformációt mutató trendbe. Az általunk vizsgált kőzetzárványok között bazaltos olvadék által átjárt, klinopiroxénben gazdagodott kompozitos wehrlitek is előfordulnak, amelyeket eddig még nem írtak le erről a területről.

A Medves-fennsík és a Bábi-hegy petrográfiai áttekintése jövőbeli, kiterjedtebb és részletesebb vizsgálatokhoz szolgáltat alapvető adatokat.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretnénk köszönetünket kinyilvánítani mindenkinek, aki segítségével hozzájárult diákköri munkánk elkészítésének megkönnyebbítéséhez, elsősorban témavezetőnknek, Szabó Csabának a ránk szánt időért és útmutatásért. Köszönettel tartozunk továbbá Forray Viktóriának a csiszolatok elkészítésében nyújtott segítségével, Pintér Zsanettnek tanácsaiért és publikációk ajánlásáért, Racskó Tamásnak a mintagyűjtésében való részvételéért, valamint az LRG minden tagjának, akik a kellemes légkör megteremtésével hozzájárultak munkánk sikeréhez.

8. Irodalomjegyzék

Bada, G., Horváth, F., 2001. On the structure and tectonic evolution of the Pannonian basin and surrounding orogens. *Acta Geologica Hungarica*, 44, 301–327.

Bali, E., Szabó, Cs., 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, 79–102.

Bali, E., Zajacz, Z., Kovács, I., Szabó, Cs., Halter, W., Vaselli, O., Török, K., Bodnar, R.J., 2008a. A quartz-bearing orthopyroxene-rich websterite xenolith from the Pannonian Basin, Western Hungary: evidence for release of quartz-saturated melts from a subducted slab. *Journal of Petrology*, 49, 421–439.

Balogh, Kad., Árva-Sós, E., Pécskay, Z., Ravasz-Baranyai, L., 1986. K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. *Acta Miner. Petrogr. Szeged.*, 28, 75-93.

Berger, E.T., 1978. Origine cumulative des enclaves de peridotites a structure poecilitique et tabulaire a gros grains, comparaison avec les tectonites. Consequences sur l'interpretation de la structure du manteau superieur, ses relations avec la croûte inferieure et l'origine des basaltes alcalins. *Bull. Mineral.* 101, 506-514.

Csontos, L., 1995. Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. *Acta Vulcanol.*, 7, 1-13.

Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., Kovác, M., 1992. Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area - a model. *Tectonophysics*, 208, 221–241.

Downes, H., 1997. Shallow continental lithospheric mantle heterogeneity - petrological constraints. In: Fuchs, K (ed.) *Upper Mantle Heterogeneities from Active and Passive Seismology*. Dordrecht: Kluwer Academic, p. 295-308.

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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109, 340–354.

Ellis, D.J., 1976. High Pressure Cognate Inclusions in the Newer Volcanics of Victoria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 149-180.

Embey-Isztin, A., 1976. Amphibole/lherzolite composite xenoliths from Szigliget, north of Lake Balaton, Hungary. *Earth and Planetary Science Letters*, 31, 297-304.

Embey-Isztin, A., 1978. On the petrology of spinel lherzolite nodules in basaltic rocks from Hungary and Auvergne, France. *Annales. Hist.-Nat. Mus. Natn. Hung.* 70, 27-44.

Embey-Isztin, A., Dobosi, G., 2011. Poikilites és mozaikos peridotitxenolitok eredete és jelentősége a Pannon-medence nyugati részén. *Földtani Közlöny*, 141/3, 267-281.

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, 285–306.

Embey-Isztin, A., Downes, H., James, D.E., Upton, B.G.J., Dobosi, G., Ingram, G.A., Harmon, R.S. és Scharbert, H.G., 1993. The petrogenesis of Pliocene Alkaline Volcanic Rocks from the Pannonian Basin. Eastern Cenral Europe. *J. Petrol.*, 34, 317-343.

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.

Falus, Gy., Szabó, Cs., Kovács, I., Zajacz, Z., Halter, W., 2007. Symplectite in spinel lherzolite xenoliths from the Little Hungarian Plain, Western Hungary: A key for understanding the complex history of the upper mantle of the Pannonian Basin. *Lithos*, 94, 230–247.

Falus, Gy., Szabó, Cs., Kovács, I., Zajacz, Z., Halter, W., 2007. Symplectite in spinel lherzolite xenoliths from the Little Hungarian Plain, Western Hungary: A key for understanding the complex history of the upper mantle of the Pannonian Basin. *Lithos*, 94, 230–247.

Falus, Gy., Szabó, Cs., Vaselli, O., 2000. Mantle upwelling within the Pannonian Basin: evidence from xenolith lithology and mineral chemistry. *Terra Nova*, 12, 295–302.

Fekete, Sz., 2009. A Medves-platóról és a Bábi-hegyről (Nógrád-Gömör vulkáni terület) származó ultrabázisos köpeny xenolitok petrográfiai vizsgálata. ELTE, Közettani és Geokémiai tanszék, TDK dolgozat (kézirat), p. 48.

Field, M., Stiefenhofer, J., Robey, J., Kurszlauskis, S., 2008. Kimberlite-hosted diamond deposits of southern Africa: A review. *Ore Geology Reviews*, 34, 33–75.

Frey, F. A., Prinz, M., 1978. Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: Petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis . *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 129-176.

Harangi, Sz., 2001. Neogene magmatism in the Alpine-Pannonian Transition Zone a model for melt generation in a complex geodynamic setting. *Acta Vulcanol.*, 13, 15-39.

Harangi, Sz., Downes, H., Seghedi, I., 2005. Tertiary-Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine-Mediterranean region. in Gee, D., and Stephenson, R., eds., *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society of London Memoir, 32, 167-190.

Harangi, Sz., Lenkey, L., 2007. Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian-Pannonian Region: role of subduction, extension and mantle plume. In: L. Beccaluva, G. Bianchini, M. Wilson (eds): *Cenozoic volcanism in the Mediterranean area*. Geological Society of America Special Paper, 418, 67-92.

Harte, B., 1977. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallisation textures in olivine-bearing xenoliths. *Journal of Geology*, 85, 279-288.

Hidas, K., 2006. A Bakony-Balaton-felvidéki vulkáni terület legkorábban megmintázott litoszférájának közettani és geokémiai jellemvonásai a Tihany-vulkán xenolitjai alapján. *ELTE, Közettani és Geokémiai Tanszék, Szakdolgozat*, p. 126.

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, 484–503.

Hidas, K., Guzmics, T., Szabó, Cs., Kovács, I., Bodnar, R.J., Zajacz, Z., Nédli, Z., Vaccari, L., Perucchi, A., 2010. Coexisting silicate melt inclusions and H₂O-bearing, CO₂-rich fluid inclusions in mantle peridotite xenoliths from the Carpathian–Pannonian region (central Hungary). *Chemical Geology*, 274, 1–2, 1–18.

Horváth, F., 1993. Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 226, 333-357

Horváth, G., 1991. A nógrádi bazaltvulkánosság. *Földrajzi Értesítő*, XL. Évf., 3-4. füzet, pp. 339-346.

Huisman, R.S., Podladchikov, Y.Y., Cloetingh, S., 2001. Dynamic modeling of the transition from passive to active rifting, application to the Pannonian basin. *Tectonics*, 20, 1021-1039.

Huraiová, M., Konečný, P., 1994. Pressure-temperature conditions and oxidation state of the upper mantle in southern Slovakia. *Acta Geol. Hung.*, 37, 29-39.

Jugovics, L., 1971. Észak-magyarországi — Salgótarján környéki — bazaltterületek. *Földt. Int. Évi Jel.* 1968-ról, 145-165.

Kantor, J., Wiegerova, V., 1981. Riidiometricke vcky niektorych bazaltov Slovenska podia ³⁹Ar/⁴⁰K metody. (K/Ar radiometric ages of some basalts in Slovakia). *Geologicky zborník Geologica Carpathica*, 32, 29-34.

Kázmér, M., Kovács, S., 1985. Permian-Palaeogene palaeogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Linament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. *Acta Geologica Hungarica*, 28, 71–84.

Konečný, P., Konečný, V., Lexa, J., Huraiová, M., 1995. Mantle xenoliths in alkali basalts of Southern Slovakia. *Acta Vulcanol.*, 7, 241-247.

Kovács, I., Falus, Gy., Stuart, G., Hidas, K., Szabó, Cs., Flower, M., Hegedűs, E., Posgay, K., Zilahi-Sebess, L., Fancsik, T., 2011. Asztenoszféra-áramlás mint a terciér kilökődés és extenzió hajtóereje? *Magyar Geofizika*, 52, 79-87.

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, 139– 161.

Kozlovsky, Y.A., 1987. The Superdeep Well of the Kola Peninsula. Translated from the original Russian edition, published in 1984. Springer-Verlag., p. 558.

Lankreijer, A.M., Kovác, S., Cloething, P., Pitonak, M., and Biermann, C., 1995. Quantitative subsidence analysis and forward modeling of the Vienna and Danube basins; thin-skinned versus thick-skinned extension. *Tectonophysics*, 252, 43-451.

Lenkey, L., 1999. Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the tectonics of basin evolution. PhD Thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, p. 215.

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, 359-375.

Lexa, J., Seghedi, I., Németh, K., Szakács, A., Konečný, V., Pécskay, Z., Fülöp, A., Kovacs, M., 2010. Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Central European Journal of Geosciences* 2, 207-270.

Lu, M., Hofmann, A.W., Mazzucchelli, M., Rivalenti G., 1997. The mafic-ultramafic complex near Finero (Ivrea-Verbano Zone), I. Chemistry of MORB-like magmas. *Chemical Geology*, 140, 223-235.

Menzies, M.A., Wass, S.Y., 1983. CO₂- and LREE-rich mantle below eastern Australia: a REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from the Southern Highlands Province, Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 65, 287-302.

Mercier, J.C.C., 1977. Natural peridotites: chemical and rheological heterogeneity of the upper mantle. Ph.D. thesis, SUNY, Stony Brook.

Mercier, J.C.C., Nicolas, A., 1974. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, 16, 454-487.

Mukasa, S.B., Shervais, J.W., 1999. Growth of subcontinental lithosphere: evidence from repeated dike injections in the Balmuccia lherzolite massif, Italian Alps. *Lithos*, 48, 287-316.

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, 433-447.

Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Balogh, Kad., 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, 15-28.

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.

Pike, J.E.N., Schwarzman, E.C., 1977. Classification of textures in ultramafic xenoliths. *Journal of Geology*, 85, 49-61.

Royden, L., Horvath, F., Nagymarosy, A., Stegna, L., 1983. Evolution of the Pannonian Basin System, 1. *Tectonics*, 2, 63-90.

Royden, L., Horvath, F., Nagymarosy, A., Stegna, L., 1983. Evolution of the Pannonian Basin System, 2. *Tectonics*, 2, 91-137.

Streckeisen, A., 1975. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1-33.

Szabó, Cs., Bodnar, R.J., 1995. Chemistry and origin of mantle sulfides in spinel peridotite xenoliths from alkaline basaltic lavas, Nograd-Gomor Volcanic Field, northern Hungary and southern Slovakia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3917-3927.

Szabó, Cs., Bodnar, R.J., Sobolev, A., 1996. Metasomatism associated with subduction-related, volatile-rich silicate melt in the upper mantle beneath the Nograd-Gomor Volcanic Field, Northern Hungary / Southern Slovakia: Evidence from silicate melt inclusions. *Eur. J. Mineral.*, 8, 881-899.

Szabó, Cs., Falus, Gy., Zajacz, Z., Kovács, I., Bali, E., 2004. Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Tectonophysics*, 393, 119–137.

Szabó, Cs., Harangi, Sz., Csontos L., 1992. Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. *Tectonophysics*, 208, 243-256.

Szabó, Cs., Harangi, Sz., Vaselli, O., Downes, H., 1995a. Temperature and oxygen fugacity in peridotite xenoliths from the Carpathian–Pannonian Region. *Acta Vulcanologica*, 7, 231–239.

Szabó, Cs., Taylor, L., 1994. Mantle petrology and geochemistry beneath the Nógrád-Gömör Volcanic Field, Carpathian-Pannonian Region. *Inter. Geol. Rev.* 6, 328-358.

Takazawa, E., Frey, F., Shimizu, N., Obata, M. 1996. Evolution of the Horoman Peridotite (Hokkaido, Japan): Implications from pyroxene compositions. *Chemical Geology*, 134, 3-26.

Vauchez, A., Garrido, C.J., 2001. Seismic properties of an asthenospherized lithospheric mantle: constraints from lattice preferred orientations in peridotite from the Ronda massif. *Earth Planet Sci. Lett.*, 192, 235-249.

Wass, S.Y., Roge, N.W., 1980. Mantle metasomatism precursor to continental alkaline volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1811-1823.

Wilshire, H.G., Shervais, J. W., 1975. Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in rocks from western United States. *Phys. Chem. Earth*, 9, 257-272.

Woodland, A.B., Kornprobst, J., McPherson, E., Bodinier, J. L., Menzies, M.A., 1996. Metasomatic interactions in the lithospheric mantle: petrologic evidence from the Lherz massif, French Pyrenees. *Chemical Geology*, 134, 83-112.

Xu, Y.G., Menzies, M.A., Bodinier, J.L., Bedini, R.M., Vroon, P., Mercier, J.C., 1998. Melt percolation-reaction atop the plume: evidence from poikiloblastic spinel harzburgite xenoliths from Boree (Massif Central, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 65-84.

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, 853-883.

Zinngrebe, E., Foley, S.F., 1995. Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eifel, Germany: evidence for the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatic Ca-enrichment. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122, 79–96.