

37. OTDK Fizika, Földtudományok és Matematika
szekció

**Gércei bazaltok – Olvadéktól a
mikroszkópig**

A gércei peridotitok szövettani vizsgálata

Horváth Martin

Hatodéves földrajz – történelem tanár szakos hallgató

Témavezető: Dr. habil Unger Zoltán, Dr. Falus György

Eötvös Loránd Tudományegyetem Savaria
Egyetemi Központ

Tartalomjegyzék

Rezümé.....	3
Bevezetés.....	4
Célkitűzés.....	5
Irodalmi áttekintés.....	5
Anyag és módszer	7
Mintagyűjtés, terepi megfigyelések.....	7
Csiszolatkészítés.....	7
Petrográfiai meghatározás és szövettani leírás	7
Geokémiai meghatározás	8
Eredmények.....	10
Terepi megfigyelések	10
Petrográfiai meghatározás	11
Szöveti tulajdonságok	12
Geokémiai vizsgálatok eredményei	20
Következtetések	28
Folyamatban lévő kutatások, későbbi kutatási tervek.....	30
Irodalomjegyzék.....	31

Rezümé

A Kisalföld Vulkáni Területen, Gércétől ÉK-re 2013-ban nyílt Gérce III.-bazalt nevű bánya, bazalttufát tár fel. Kutatásunkban a tufaanyagban nagy mennyiségben előforduló felsőköpeny eredetű közetzárványokat (xenolitokat) vizsgáljuk.

A mintákat polarizációs fénymikroszkóppal, elektronmikroszkóppal és elektronmikroszondával vizsgáltuk. A kőzeteket négyfázisú lherzolitnak határoztuk meg (kivétel 1 db minta: dunit). A kettős szövetű peridotitok utalnak arra, hogy az asztenoszféra deformációja során a kőzetanyag egy része átkristályosodott. A piroxén porfirokon megjelenő lamellák az asztenoszféra hőmérsékletének csökkenése miatt alakulhattak ki. A szimplektitek jelenléte utal arra, hogy a felső köpeny emelkedése során a közetréteg egy része átlépett a gránát-lherzolit stabilitási mezőből a spinell-lherzolit stabilitási mezőbe.

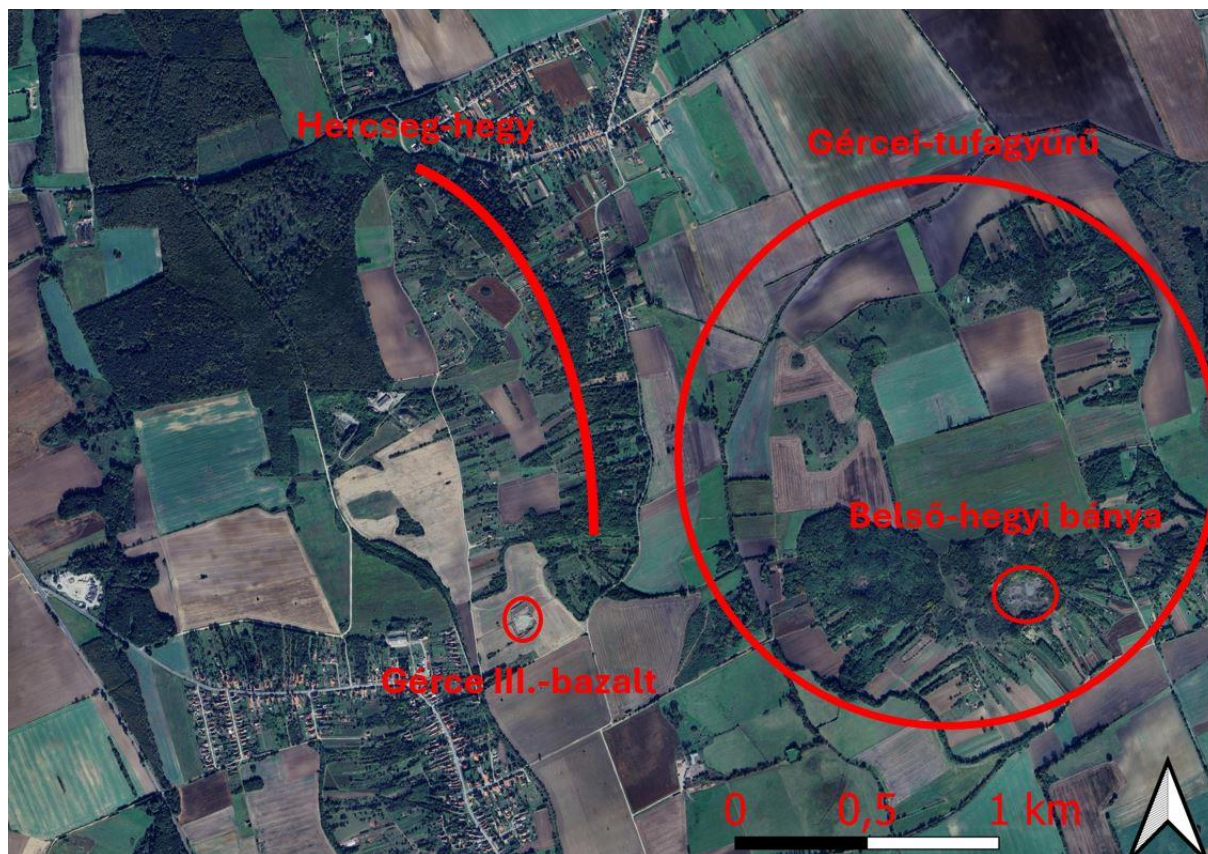
Az olivinek geokémiai elemzéséből megállapítottuk, hogy rendkívül homogén összetételűek. A piroxéneken belül sajátos csoportot alkottak a lamellás ásványok és a lamelláik, melyek kémiai tulajdonságaikban eltértek a többi piroxéntól. A szövetben előforduló, nem lamellás klinopiroxének króm és vas tartalma homogénnek bizonyult. A lamellás klinopiroxén nem tartalmazott krómot, vélhetően azért, mert az már beépült a spinell lamellákba. A szimplektitek klinopiroxéneiben magas vas anomáliát azonosítottunk. Az olivinek és az ortopiroxének $Mg\#$ értéke alapján ezek az ásványok kémiai egyensúlyba kerültek egymással.

A spinellek teljes fémtartalmának vizsgálata során megállapítottuk, hogy a szimplektit spinelleiben magas Fe^{2+} anomália figyelhető meg. Szintén ezekből az ásványokból mutattuk ki a legmagasabb Fe^{3+} arányt is. A spinell lamellák tartalmazták a legnagyobb arányban az alumíniumot, mert azok nem vettek részt az olvadási folyamatban. Az olivinek $Mg\#$ értéke és a spinellek $Cr\#$ értékeinek összefüggése alapján bizonyítható, hogy a peridotitból távozott olvadék.

Tekintve, hogy erről a lelőhelyről még nem történt szakirodalmi leírás, abban a szerencsés helyzetben vagyunk, hogy elsőként gyűjthettünk mintákat a kőzetanyagból és az ezekből származó eredményeket elsőként írhatjuk le.

Bevezetés

Kutatási területünk a Dunántúlon, a Kisalföld Vulkáni Területen (továbbiakban KVF) helyezkedik el. 2013-ban Gércétől közvetlenül ÉK-re nyílt egy bánya (Gérce III.-bazalt), mely bazalttufát tár fel. A tufaanyagban nagy mennyiségben előforduló felsőköpeny eredetű kőzetzárványok (xenolitok) vizsgálata képezi kutatásunk tárgyát.



1. ábra: Kutatási területünk elhelyezkedése (Gérce III.-bazalt bánya) a Hercseg-hegy és a Gércei-tufagyűrűhöz képest.

A Hercseg-hegy és a Gércei-tufagyűrű két szomszédos kitörési központ működése során alakult ki (1. ábra). A szakirodalomban (pl. Jugovics, 1970; Embey-Isztin, 1976, 1984; Downes et al., 1992; Szabó et al., 1989, 1995; Embey-Isztin – Dobosi, 2007) Gércéként említett peridotit lelőhely a Gércei-tufagyűrű Belső-hegyi bányájára vonatkozik. A kutatásunkhoz tartozó Gérce III.-bazalt bánya a Hercseg-hegy déli elvégződésénél található.

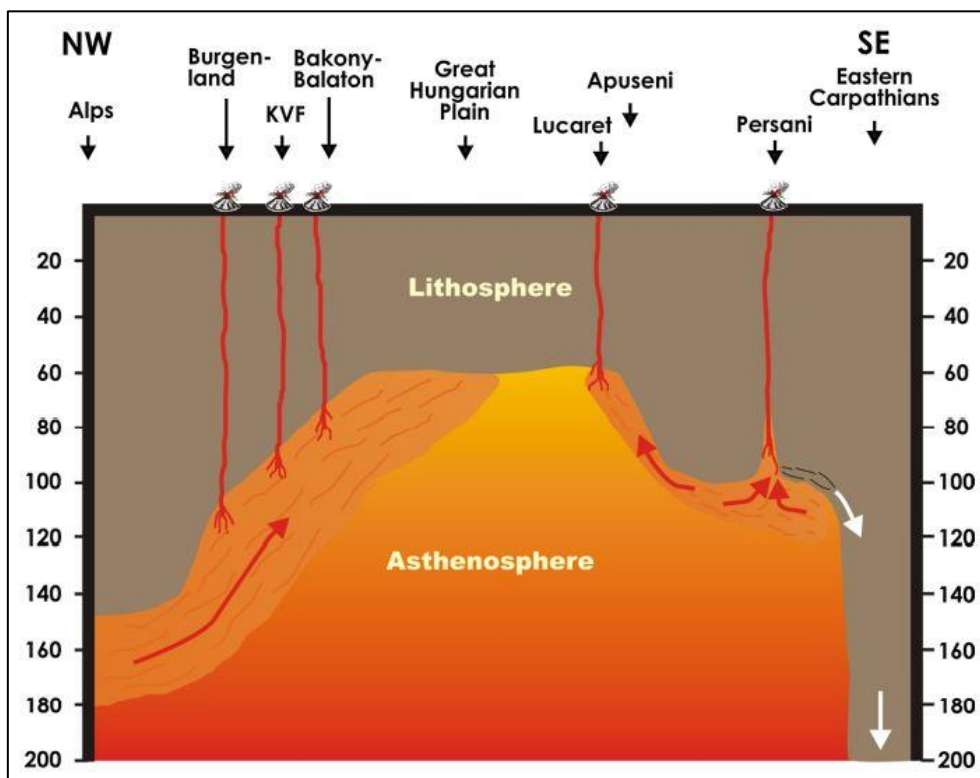
Célkitűzés

Célunk a Gérce III.-bazalt (továbbiakban G3B) bánya által feltárt bazalttufában található közetzárványok azonosítása, makroszkópos és mikroszkópos, valamint geokémiai meghatározása volt. A közettani mikroszkóppal elvégzett munka során két célunk volt, a minták elhelyezése a peridotit háromszög diagramon, valamint a részletes közetszöveti elemzés. A kőzetek kémiai összetételének és geokémiai sajátosságainak, egyedi bélyegeinek meghatározása alkotta a kutatómunkánk másik felét.

Az első geokémiai eredmények birtokában további célként fogalmaztuk meg a Belső-hegyről, a Bakony-Balaton-felvidék Vulkáni Területről, illetve Burgenland két általunk választott lelőhelyéről (Tobaj, Kapfenstein) a szakirodalomban már leírt zárványokkal történő geokémiai összehasonlítást.

Hipotézisünk szerint a zárványok négyfázisú lherzolitok, tehát beleillenek az Embey-Isztin (1976) által leírt egyéb magyarországi lelőhelyekről származó peridotitok sorába. Felvetésünk szerint geokémiaailag a legnagyobb hasonlóságot a másik gércei lelőhely kőzeteivel fogják mutatni, a távolabbi területekről származó kőzetekhez képest már nagyobb eltérést feltételezünk.

Irodalmi áttekintés



2. ábra: A Kárpát-medence alatti köpeny diapír és vulkáni területek (Harangi et al., 2014).

A Kárpát-Pannon Régió (továbbiakban CPR) egy ív mögötti medence, a terület alatt a középső-miocénben a litoszféra elvékonyodott (Csontos et al., 1992). Harangi et al. (2014) elmélete szerint az elvékonyodás szívóhatást generált az Alpok és az Észak-Európai Platform alatti asztenoszférára, mely benyomult a Kárpát-medence alá (2. ábra). A meredek szögben emelkedő asztenoszféra anyaga a nyomáscsökkenés hatására megolvadt. Ez indította el a magmás tevékenységet, mely során számos monogenetikus vulkáni terület született a Kárpát-medencében, köztük a KVF.

Jugovics (1970) tíz kitörési központot azonosított a KVF-en, melyek változó fejlődéstörténettel és korrrel rendelkeznek. Balogh et al. (1982) alapján ezen a területen a tűzhányók 5,4-2,6 millió éve működtek. Jugovics (1970) terepi megfigyelései szerint a kitörések törmelékszórással indultak, az ebből képződött breccsás szerkezetű tufa a képződmények alapjait építi fel. Leírja továbbá azt is, hogy egyes kitörési központok produkáltak lávaöntést (pl. Ság-hegy, Somló), míg máshol ez nem következett be (Szergényi-tufagyűrű, Gércei-tufagyűrű). Németh és Martin (2004) szerint a CPR vulkáni tevékenysége során a magma találkozott a vízben gazdag pannon üledékekkel, melynek hatására gőzrobbanásokkal, úgynevezett freatomagmás kitörésekkel indult a vulkánok születése. A törmelék és tufaszórást követően épültek fel a „maar” jellegű képződmények, a tufagyűrűk, ezáltal Jugovics (1970) állítása más vulkáni területre is igaznak bizonyul.

Bár már Jugovics (1970) ír a tufában található „olivinbombákról”, az első részletes vizsgálatok a gércei peridotitokról Dr. Embey-Isztin Antal nevéhez köthetők. Embey-Isztin (1976, 1984) négyfázisú lherzolitnak nevezi el az általa vizsgált peridotitok legnagyobb részét, amely a világon leggyakrabban előforduló xenolit típus. Későbbi gércei peridotitokra vonatkozó kutatási tevékenységének fő célja a szöveti struktúrák és a geokémiai tulajdonságok közötti összefüggések feltárása volt (pl. Embey-Isztin et al., 1989; Embey-Isztin – Dobosi, 2011, 2014).

Szabó et al. (1989, 1995) szerint a szövet és a lelőhely földrajzi helyzete korrelál egymással. A CPR pereméhez közel található vulkáni területekről (Persány, Burgenland) származó peridotitok kevésbé deformáltak, mint a belső területekről (Kisalföld, Bakony-Balaton-felvidék, Nógrád-Gömör, Lukácskő) származó xenolitok. Ez a megállapítás megerősíti Harangi et al. (2014) elméletét, miszerint a CPR peremterületein az asztenoszféra maximális vertikális emelkedése 40 km volt, szemben a Kárpát-medence belső területeivel, ahol ez az érték 80-90 km-t is elérhette (2. ábra).

Falus (2000) és Falus et al. (2004) alapján az asztenoszféra anyagának egy része elmozdult a gránát-lherzolit stabilitási mezőből a spinell-lherzolit stabilitási mezőbe. Ezt a peridotitokban található szimplektitek jelenléte támasztja alá, melyek a gránát átalakulása során jöttek létre (Smith, 1976; Green – Burnley, 1988). Az asztenoszféra hőmérsékletének csökkenése (kb. 100-150 °C) miatt alakultak ki a piroxéneken a lamella lemezek és a spinell kiválások (Falus, 2000).

Anyag és módszer

Mintagyűjtés, terepi megfigyelések

A mintagyűjtéssel párhuzamosan végeztük el a terepi megfigyeléseket. A makroszkópos meghatározásnál megmértük a zárványok méreteit és leírtuk a morfológiai tulajdonságait. A kőzetalkotó ásványokat lupéval határoztuk meg.

Csiszolatkészítés

A vékonycsiszolatok elkészítése a SzTFH (egykori Magyar Állami Földtani Intézet) Ásvány-kőzettani laboratóriumában történt. A begyűjtött kőzeteket ketté vágtuk, majd megfelelő nagyságú darabokat vágunk belőlük. Minden minta másik felét félreraktuk jövőbeli vizsgálatokhoz. A levágott darabok ragasztásra váró oldalát simára csiszoltuk 220-as, 400-as, végül 600-as csiszolópor segítségével. Az üveglapok mintára váró oldalát 400-as poron csiszoltuk, majd kanadabalzsammal felragasztottuk a mintákat. Három nap várakozási idő után az üveglapról levágtuk a felesleges kőzetet, ezt is félreraktuk későbbi vizsgálatokhoz. A csiszolatot csiszolópor segítségével vékonyítottuk, hogy a minta vastagsága elérje a 150 µm-t. Ezt követően a tervezett 100 µm-es vastagság eléréséig 800, 1000, végül 1200-as porral csiszoltuk. A folyamat során folyamatosan ellenőriztük a csiszolat vastagságát kőzettani mikroszkópban. Összesen 34 csiszolatot készítettünk.

Petrográfiai meghatározás és szövettani leírás

Az ásványok meghatározásához, valamint a szöveti struktúrák azonosításhoz polarizációs fénymikroszkópot használtunk. Egyszerre vizsgáltuk a csiszolatokat 1N és XN-al, a látható terület maximalizálása érdekében legtöbbször 2,5x, ritkábban 4x nagyítással dolgoztunk. Képeket a mikroszkóphoz tartozó kamerával készítettünk. Az ásványok méretének meghatározásához a Carl Zeiss AxioVision 4.8 programot használtuk.

A zárványok kőzettani elnevezéséhez az IUGS által használt nevezéktant (Le Bas – Streckeisen, 1991) használtuk. Minden csiszolatban meghatároztuk az olivinek, ortopiroxének és

klinopiroxének egymáshoz viszonyított V/V%-os arányát, melyek alapján peridotit háromszög diagramot készítettünk excelrel.

A másodlagos szövet területi részarányát %-ban fejeztük ki, ennek meghatározása a következő módon történt: másodlagos szövet területe/csiszolat teljes területe *100%.

Geokémiai meghatározás

Az elektronmikroszkópos felvételeket pásztázó elektronmikroszkóppal (scanning electron microscope, SEM) készítettük. A műszert 0,1 Pa vákuumra és 15kV feszültségre állítottuk be.

Az elektronmikroszkópos vizsgálathoz a korábban elkészített csiszolataink közül kiválasztottunk 9 csiszolatot, melyeket alaposan felpolíroztunk. A polírozáshoz 6 µm-es és 1 µm-es gyémánpaszttát használtunk.

Ezt követően szénporral gőzöltük őket annak érdekében, hogy a minták ne töltődjenek fel elektromosan. A 9 kiválasztott csiszolatból 6 készült el az analízis időpontjáig.

A geokémiai mérésekhez elektronmikroszkopos módot (Thermal Scientific, EDX) használtunk. A mért ásványokat alkotó kémiai elemek oxidos formájának tömegszázalékos arányából számoltuk ki az ásványképleteket, valamint az egyes kationok n/n%-os arányait Tóth Erzsébet (2011) alapján. Ahol szükséges volt, Droop-módszerrel különválasztottuk egymástól a Fe^{2+} és Fe^{3+} -t (Droop, 1987).

A piroxéneket fázisdiagramon ábrázoltuk Marshall (1996) programjának segítségével. Az ábrázoláshoz szükséges értékeket a következő képletekkel számoltuk ki:

$$\text{Mg\%:} \quad \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Ca}) *100\%$$

$$\text{Fe\%:} \quad \text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Ca}) *100\%$$

$$\text{Ca\%:} \quad \text{Ca}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Ca}) *100\%$$

A fázisdiagramon egy rombusz egy piroxénnek felel meg.

A klinopiroxének vas és króm tartalmának meghatározása a következő képletek segítségével történt:

$$\text{Fe\%:} \quad \text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Cr}) *100\%$$

$$\text{Cr\%:} \quad \text{Cr}/(\text{Mg}+\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Cr}) *100\%$$

A spinellek teljes fémtartalmának meghatározásához kiszámoltuk a $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ és a $(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Ti})/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Ti}+\text{Al})$ értékeket, hogy megkapjuk, hogy mennyi az adott ásványban az oktaéderes és tetraéderes pozíciókban elhelyezkedő fém kationok aránya.

A tetraéderes pozíciójú kationok egymáshoz viszonyított arányát a következő képletekkel határoztuk meg:

$$\text{Fe}^{3+}\%: \quad \text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al}) * 100\%$$

$$\text{Cr}\%: \quad \text{Cr}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al}) * 100\%$$

$$\text{Al}\%: \quad \text{Al}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al}) * 100\%$$

Meghatároztuk az olivinek magnéziumtartalmát a $\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) * 100\%$ képlet segítségével. Az olivinek $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ és spinellek $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ arányai közötti összefüggést az olivin-spinell földköpeny sort bemutató grafikonon (OSMA) tüntettük fel Arai (1994) alapján. A spinellek közül nem számoltunk azokkal, amelyek a szimplektitokban és a lamellákban vannak jelen, mert azok nem vesznek részt az olvadási folyamatban.

Az eredményeinket csiszolatok szerint átlagoltuk és számítottuk az átlagokhoz tartozó szórásokat. A könnyebb áttekinthetőség érdekében számos diagramon az átlagértékeket tüntettük fel.

A G3B bányából származó minták értékelése során kapott eredményeinket összehasonlítottuk más Kárpát-medencei lelőhelyekről származó szakirodalmi adatokkal. A szakirodalmi adatok forrásai a következők voltak:

- Gérce, Belső-hegy: Downes et al., 1992; Szabó et al., 1995, Embey-Isztin – Dobosi, 2007
- Bondoró-hegy: Downes et al., 1992; Embey-Isztin – Dobosi, 2007
- Szentbékállai: Downes et al., 1992; Embey-Isztin – Dobosi, 2007
- Szigliget: Embey-Isztin, 1987; Downes et al., 1992; Embey-Isztin – Dobosi, 2007
- Tobaj: Kurat et al., 1991; Downes et al., 1992
- Kapfenstein: Kurat et al., 1991; Downes et al., 1992

A tobaji és a kapfensteini adatokra több esetben összefoglalóan burgenlandi adatokként hivatkozunk a Bondoró-hegyi, szentbékállai és a szigligeti adatokra pedig BBHVF-ként, mivel ezen lelőhelyekről származó minták nagy mértékben hasonlítanak egymásra. A könnyebb áttekinthetőség érdekében több diagramon is összefoglaló név alatt ábrázoltuk őket.

Az eredményeinket ezen szakirodalmi adatokkal együtt grafikonokon és diagramokon ábrázoltuk, annak érdekében, hogy látható legyen, hogy a G3B bányából származó minták vizsgálata során kapott eredményeink miként illenek bele vagy épp térnek el más lelőhelyekről származó mintáktól.

Eredmények

Terepi megfigyelések

A bánya rétegzett bazalttufát és vékony alginitrétegeket tár fel (3. ábra). A zárványok a tufában fordulnak elő, melyek két csoportba sorolhatók. Az egyik csoportot a nagy méretű (5-10 cm), (4. ábra), lekerekített peridotitok alkotják, a másikba a kis méretű (1-2 cm), szabálytalan alakúak tartoznak (Horváth, 2024).



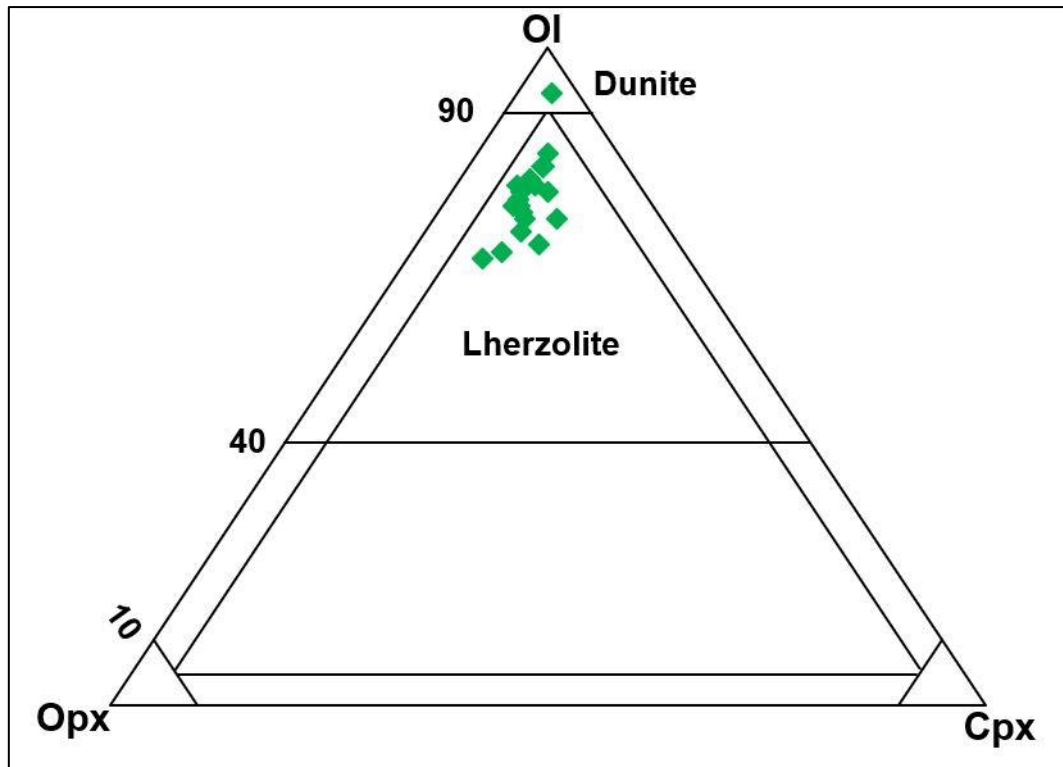
3. ábra: Bazalttufa és alginit rétegei a feltárásban.



4. ábra: Gérce III.-bazalt bányából származó nagyméretű (6 cm) peridotit vágás után.

Petrográfiai meghatározás

A kőzeteinkben található olivinek, valamint orto- és klinopiroxének egymáshoz viszonyított térfogatszázalékos aránya alapján neveztük el a mintáinkat.

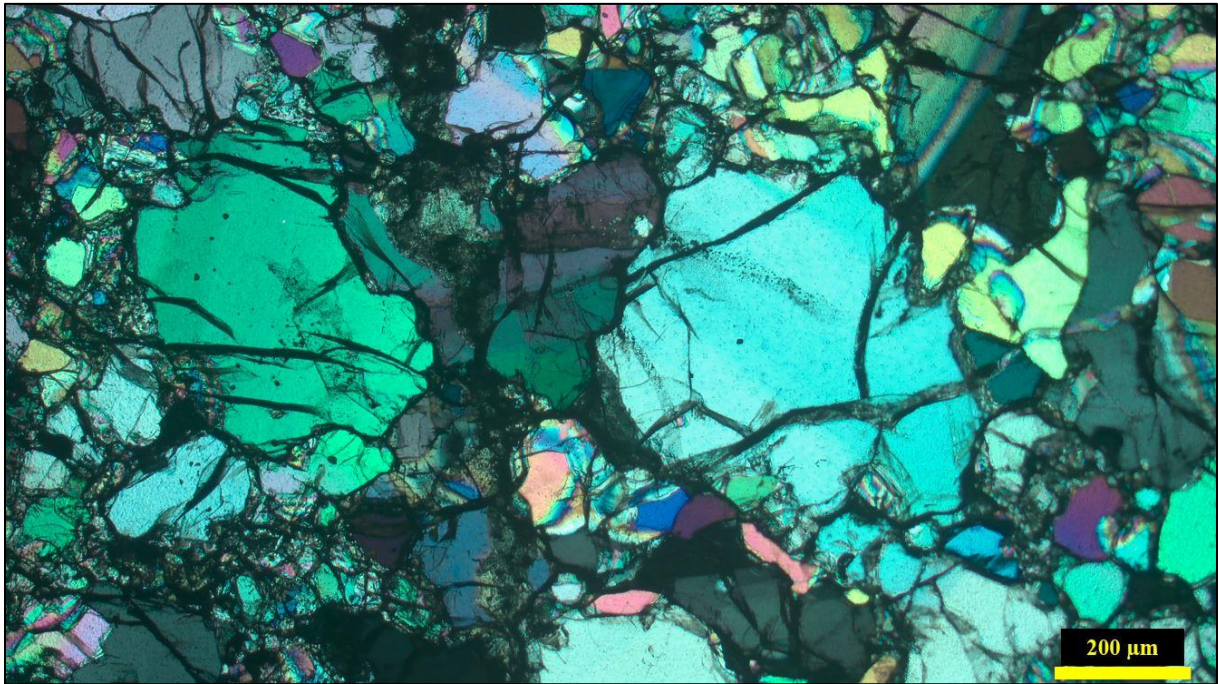


5. ábra: A meghatározott kőzeteink elhelyezkedése a peridotit fázisdiagramon.

Egy darab dunit kivételével az összes kőzetünk a lherzolit mezőbe esett (5. ábra). Legnagyobb arányban olivinek fordulnak elő bennük, melyek térfogatszázalékos mennyisége minden esetben meghaladja a 65%-ot. Minden csiszolat egyaránt tartalmaz orto- és klinopiroxéneket, a legtöbb csiszolatban az ortopiroxének mennyisége enyhén meghaladja a klinopiroxénekét. A fő kőzetalkotó ásványok mellett akcesszóriaként spinelleket azonosítottunk, ezek aránya 5% alatti.

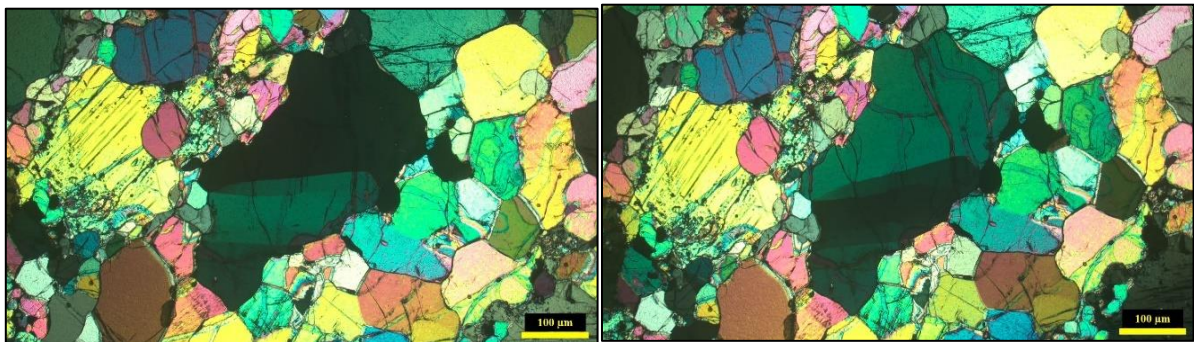
Szöveti tulajdonságok

Olivin

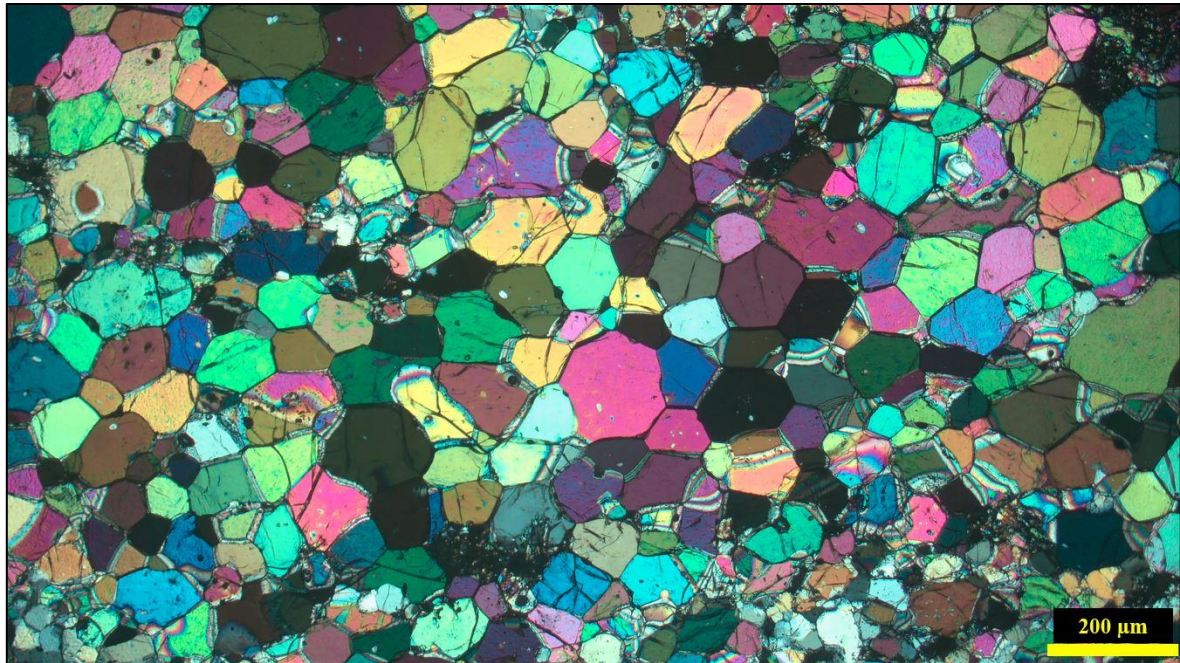


6. ábra: Inekvigranuláris porfíros szövet, XN, 2,5x nagyítás.

Az elsődleges szövet inekvigranuláris porfíros, amelyben a porfirokat leggyakrabban olivinek, ritkán piroxének alkotják (6. ábra). Ezeket az ásványokat veszik körbe a kisebb kristálytöredékek, melyek egyaránt lehetnek olivinek, piroxének, vagy spinellek. Jellemző a köztes mérettartományú ásványok hiánya vagy alacsony aránya. A porfírok kioltása egyenes vagy hullámos, bizonyos esetekben zónás (7. ábra). A porfírok felszínén törések futnak végig, melyek mentén az ásvány elkezdett szétválni. A porfírok alakja néhol idiomorf, máshol xenomorf, átlagos méretük széles skálán változik, 700-3200 µm között.

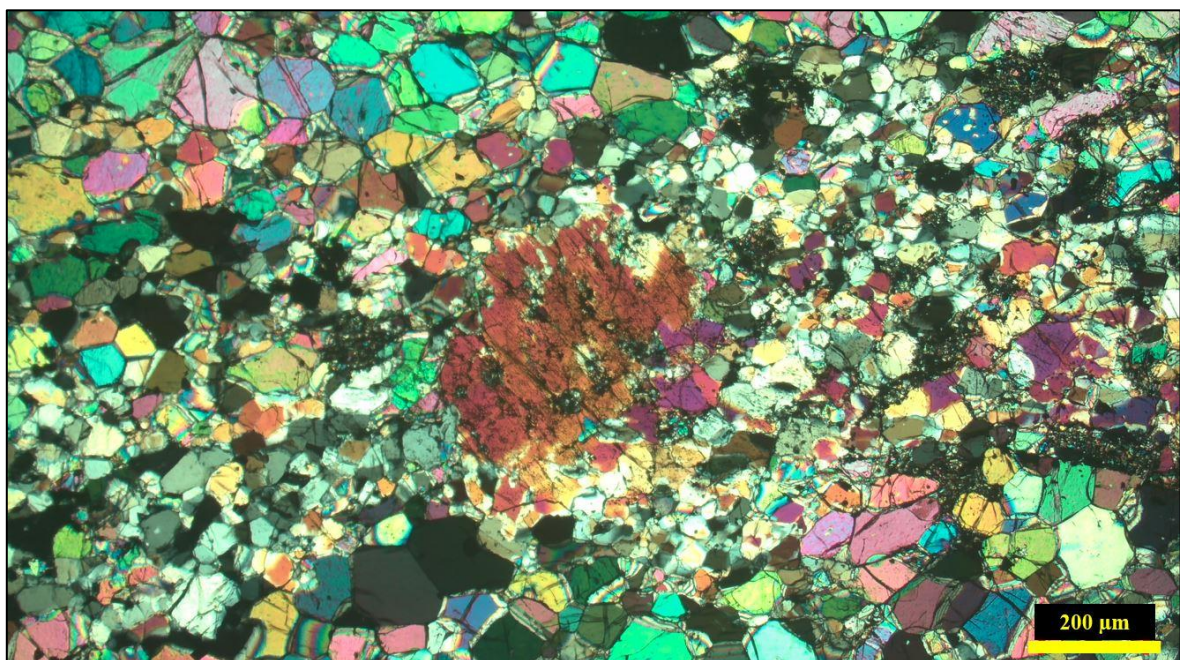


7. ábra: Zónás kioltású olivin porfir, XN, 4x nagyítás.

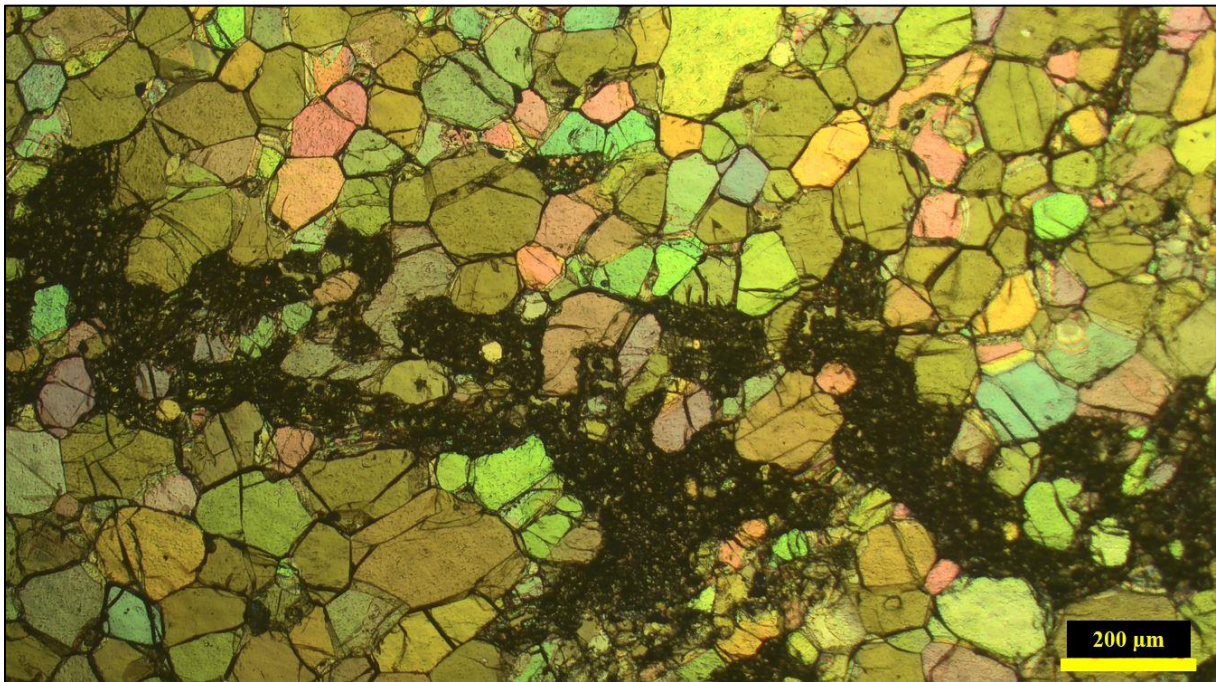


8. ábra: Másodlagos szövetet alkotó olivin alkristályok, XN, 2,5x nagyítás.

A másodlagos szövet ekvigranuláris mozaikos, melyet kisebb méretű olvinek építenek fel (8. ábra). Az ezt a szövettípust alkotó olvinek idiomorf szemcsék, méretük egy adott csiszolaton belül közel állandó. Csiszolatonként természetesen vannak eltérések, de jellemzően 150-200 μm , vagy 250-300 μm közé esnek. Felszínük általában sima, csak kevés ásványon láthatóak repedések, törések. Szorosan illeszkednek egymáshoz, homogén (mozaikos) térszerkezetet alkotva.



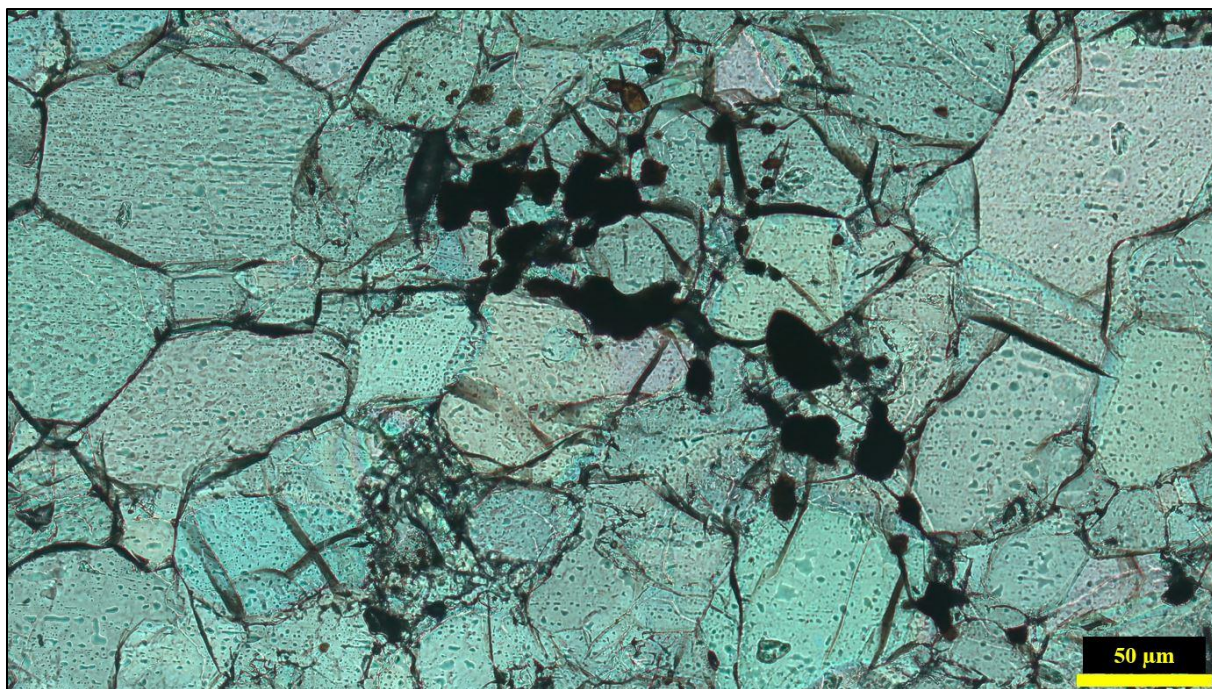
9. ábra: Idiomorf olivinekből álló nyírási szalagok (középen piroxénnel), XN, 2,5x nagyítás.



10. ábra: Kriptokristályos „nyírási szalag”, XN, 2,5x nagyítás.

Az egyik nagy mértékben átkristályosodott csiszolatban számos nyírási szalagot figyeltünk meg (9. ábra, 10. ábra). Alkotó ásványaik jellege alapján két csoportba soroltuk őket. Az egyik csoportban a szalagot hipidiomorf olivinek és ortopiroxének alkotják, a kristályok átlagos mérete 35-50 μm (9. ábra). Az ásványok kioltása unduláló. Az apró méretű olivinek között jelennek meg a 350-400 μm nagyságú piroxének. Az olivin nyírási szalagok végig egyenlő vastagságúak és közel egyenesen haladnak a csiszolatban. A nyírási szalagok másik csoportja kriptokristályos, melyeket kőzettani mikroszkóppal nem tudtunk meghatározni (10. ábra) és valójában nem tekinthetők nyírási szalagnak. A kriptokristályos „szalagok” futása és vastagsága a csiszolatban teljesen szabálytalan és a szövet alapján inkább olvadékszsebként azonosítható.

Spinell

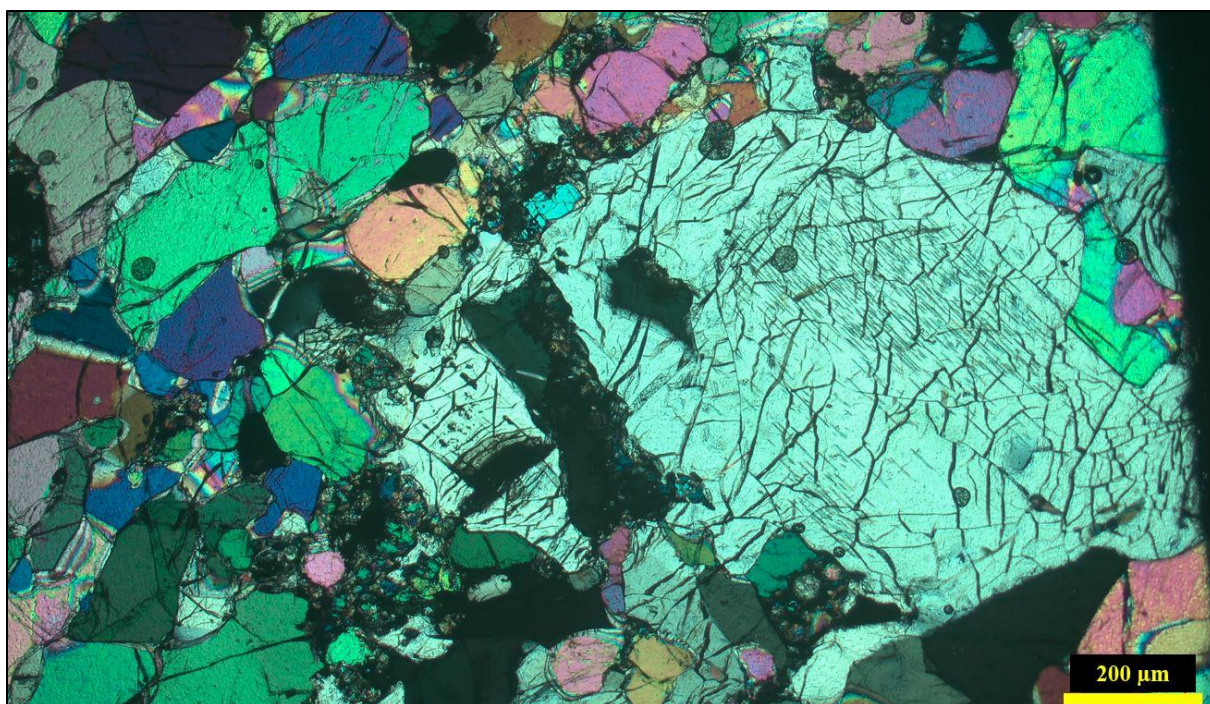


11. ábra: Csoportosan megjelenő spinellek, 1N, 10x nagyítás.

A spinellek méretükben és elhelyezkedésükben változatos képet mutatnak. Méretük alig éri el a 20-30 μm -t. Előfordulhatnak teljesen véletlenszerűen, illetve csoportosan egyaránt (11. ábra). Általában opakok, de megjelennek vörösesbarna, sötétbarna színekben is. Alakjuk lehet teljesen szabálytalan, amőbára emlékeztető. A legkisebb spinellek szabályos, lekerekített, leggyakrabban ellipszoid alakú ásványok.

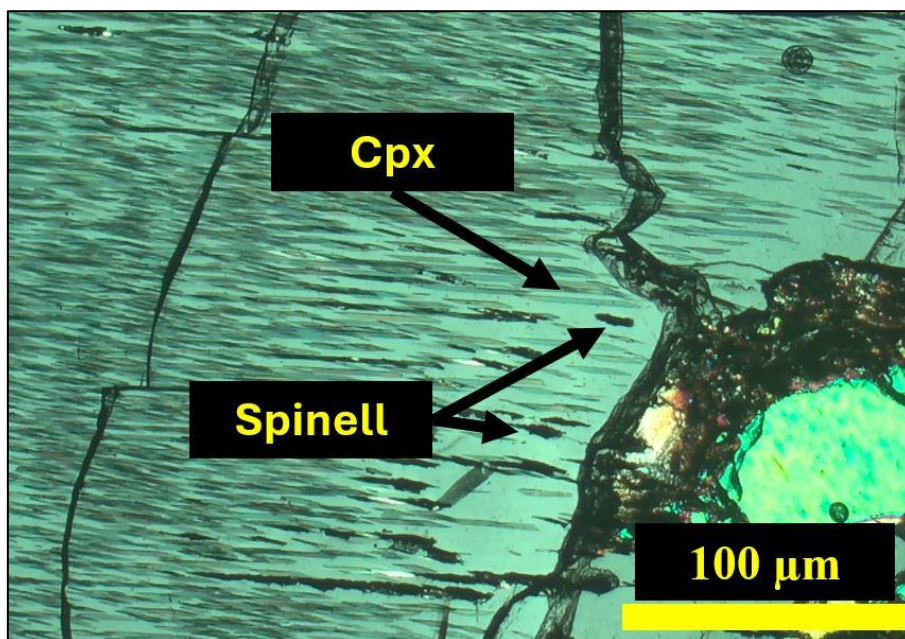
Piroxén

A piroxéneket rendkívül változatos formáiban figyelhettük meg. Méretük, alakjuk, hasadásuk, átalakulásuk mind-mind egyedivé teszik a különböző szemcséket.



12. ábra: Enyhén lamellás ortopiroxén porfír, XN, 2,5x nagyítás.

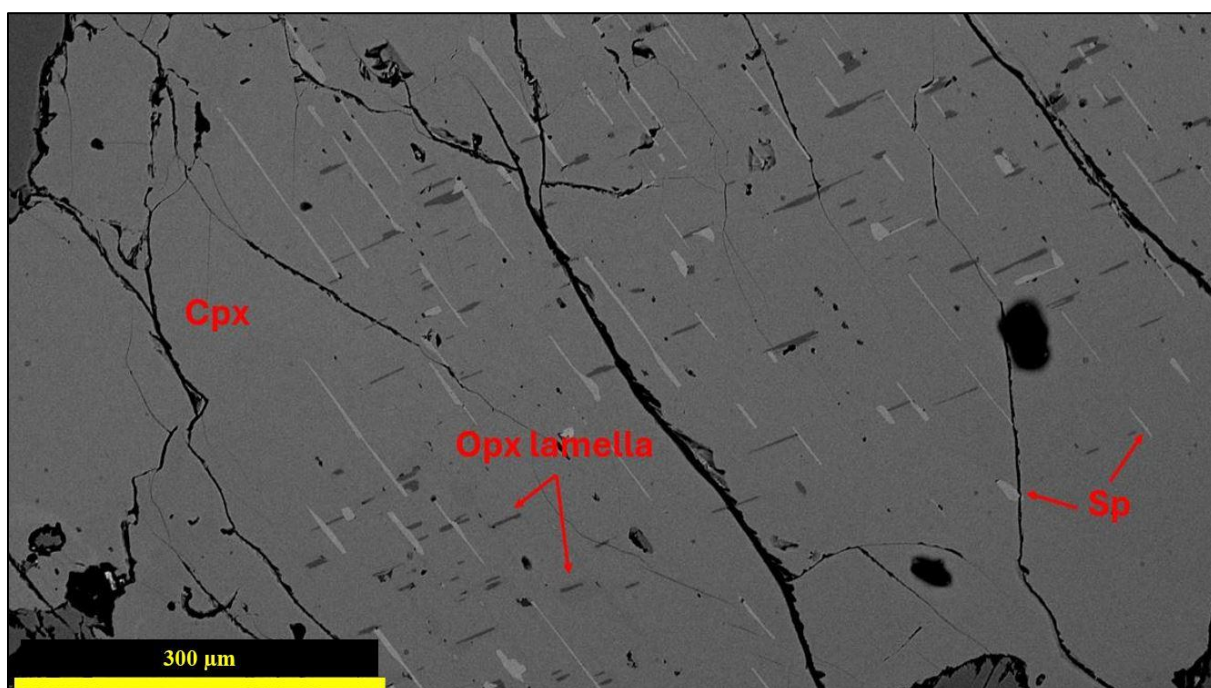
A piroxének méretei a 40 μm -es kristálytöredéktől az akár 1800 μm -es porfírig terjednek (12. ábra). Az ásványok többsége 300-500 μm közötti idiomorf kristály, melyek szorosan illeszkednek az azokat körbevevő olivinéhez. Mindig önállóan jelennek meg, nem alkotnak csoportokat. A megfigyelt ortopiroxének nagyobbak voltak, mint a megfigyelt klinopiroxének.



13. ábra: Lamellás ortopiroxén, XN, 4x nagyítás.

A piroxének érdekes és egyben fontos tulajdonsága a lamellásodás (13. ábra, 14. ábra). E folyamat során a kristályrácsból más ásványfázisok léptek ki. Az ortopiroxénekből klinopiroxén lemezek és spinellek váltak ki, a klinopiroxénből ortopiroxén lemezek és spinellek.

Egyes mintákban az ortopiroxénen előrehaladott lamellásodás figyelhető meg (13. ábra). Ezt a lemezek nagy sűrűsége, valamint a hosszuk támasztják alá. A klinopiroxén lemezek és spinellek közel azonos orientációban váltak ki az ortopiroxénből. A lemezek inkább az ásvány közepén, míg a spinellek a piroxén szélén sűrűsödtek.



14. ábra: Elektronmikroszkópos felvétel egy lamellás klinopiroxénről.

A 14. ábrán látható klinopiroxén ásványon kezdődő lamellásodás figyelhető meg. A kristályrácsból kiváló ortopiroxének vékony rövid lemezek formájában jelennek meg. Az ásvány egész felszínén előfordulnak elszórtan. A spinellek szintén elszórva helyezkednek el. Vastagságuk és hosszuk nagyon változó. A lemezek és spinellek egymásra merőleges orientációjúak.

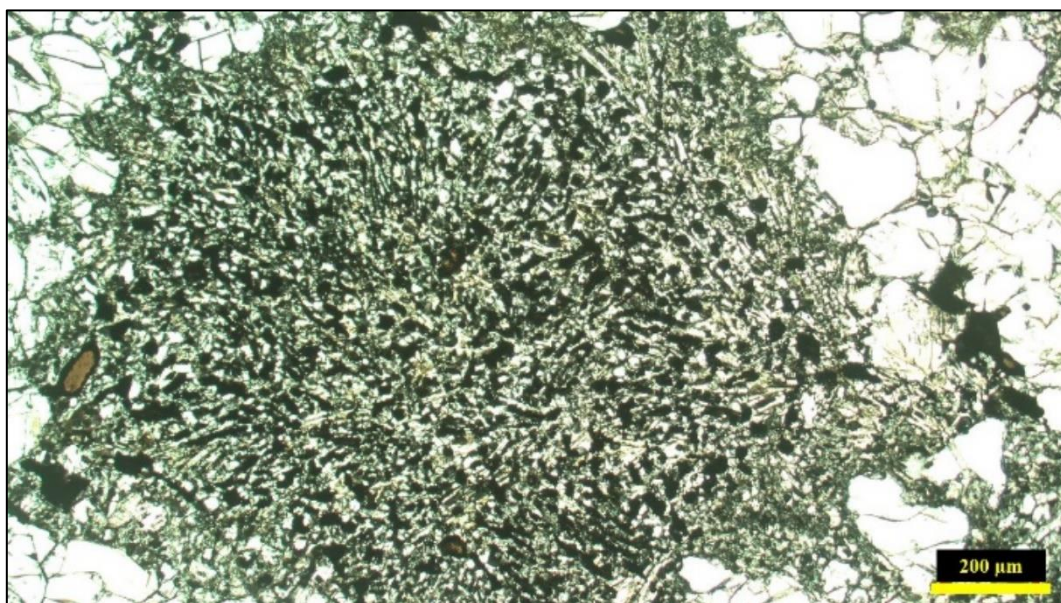
Szöveti tulajdonságok összefoglalása

A peridotitok fő szöveti tulajdonságait az olivinek határozzák meg. A legtöbb csiszolat esetén megfigyelhető volt egy szöveti kettősség, vagyis az, hogy egymás mellett látjuk az elsődleges és másodlagos szövetet meghatározó struktúrákat.

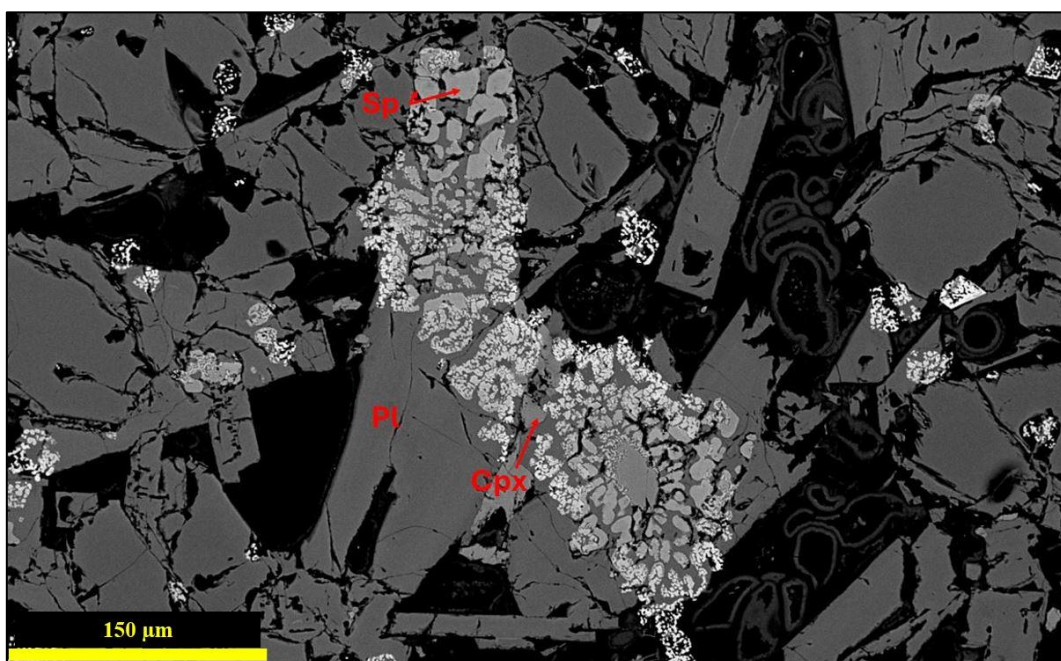
A vizsgált 34 csiszolatból 28-nál volt megfigyelhető a szöveti kettősség, 3 teljesen inekvigranuláris porfírosnak, 3 pedig teljesen ekvigranuláris mozaikosnak bizonyult. A másodlagos szövet területi részaránya a különböző csiszolatokon belül 5%-95% között változott. A 28 kettős szövetű peridotitból 18 mintában 40-60% közötti az átkristályosodás mértéke. A részarány növekedésével párhuzamosan növekedést figyeltünk meg a másodlagos szövet olivineinek morfológiai homogenitása tekintetében.

Szimplektit

Gérce különlegessége a peridotitokban megjelenő szimplektit, mely „zárvány a zárványban”.



15. ábra: Szimplektit 1N-al, 2,5x nagyítással.

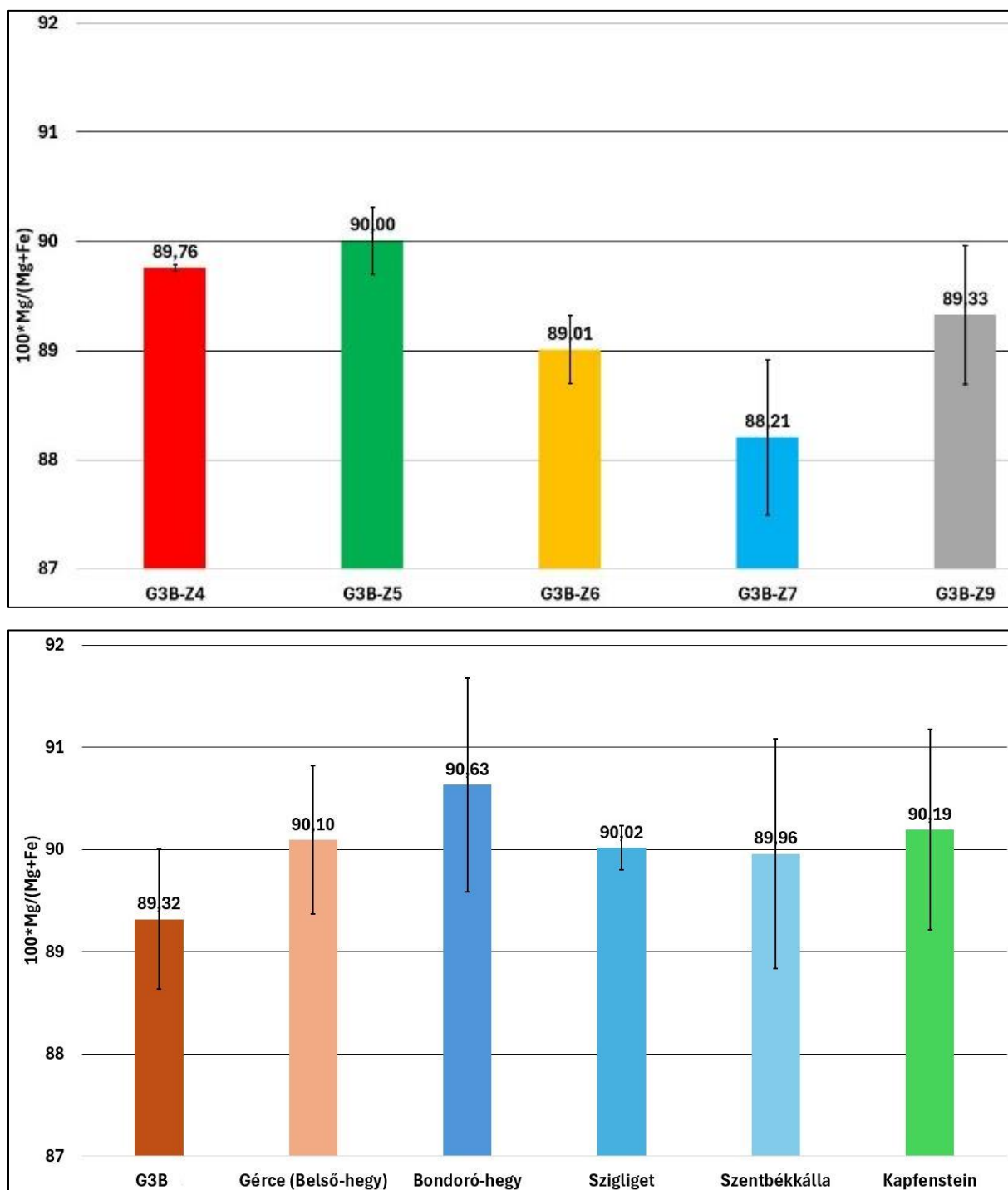


16. ábra: Elektronmikroszkópos felvétel a szimplektitról.

A szimplektitek spinellei leggyakrabban opak, közel kerek kis szemcsék, azonban előfordulnak nagyobb, barna színben is (15. ábra). A nagyobb spinellek a szimplektit szélén helyezkednek el. Előfordulnak olyan ásványok is, amelyeknek csak a magja barna, a pereme opak. A spinellek e változatos színbeli tulajdonsága változatos kémiai összetételt sejtet. A plagioklászok és piroxének általában kriptokristályos formában vannak jelen. Az elektronmikroszkópos felvételen látható, hogy a spinellek gumókhöz hasonló alakban építik fel a képződményt (16. ábra). Közöttük találhatók meg a piroxének, a nagyobb méretű és léces megjelenésű plagioklászok (bytownitok) pedig ezeket veszik körbe.

Geokémiai vizsgálatok eredményei

Olivin



17. ábra: A G3B bányából származó peridotitok olivineinek Mg n/n%-os eredményei (felső diagram), illetve összehasonlítva a szakirodalomban közölt, más lelőhelyekről származó peridotitok olivineinek Mg n/n%-os eredményeivel (alsó diagram).

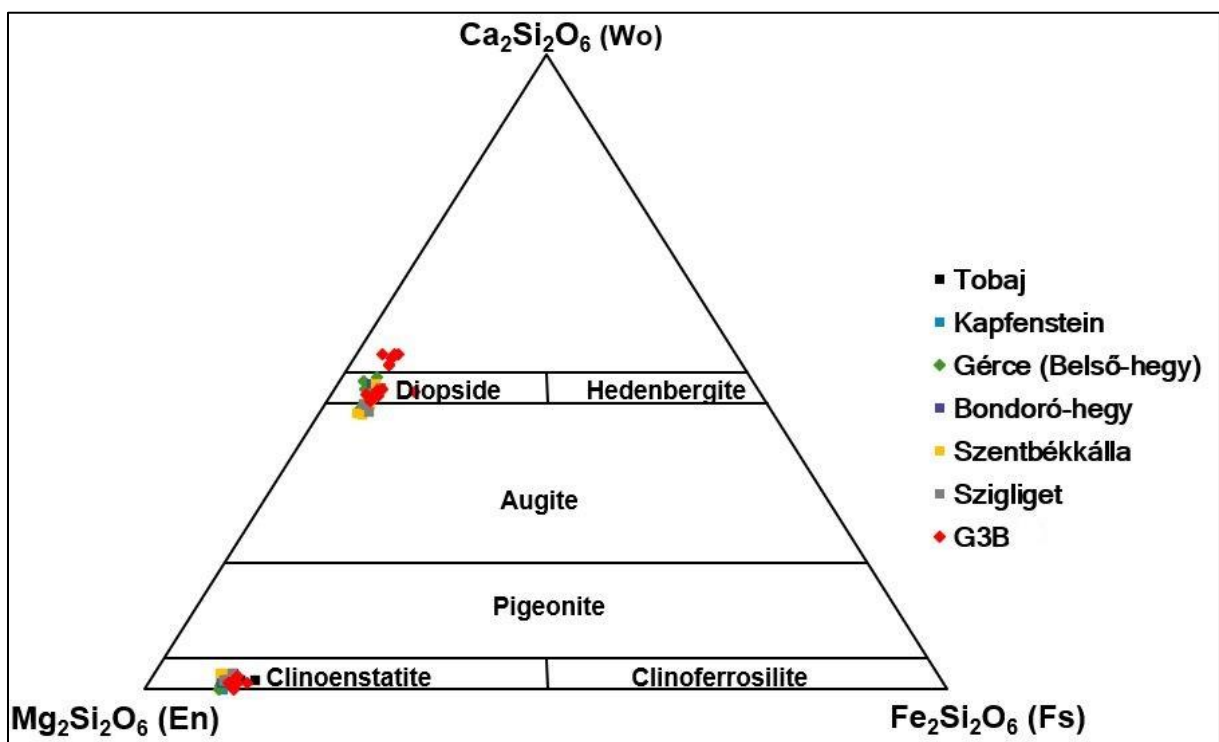
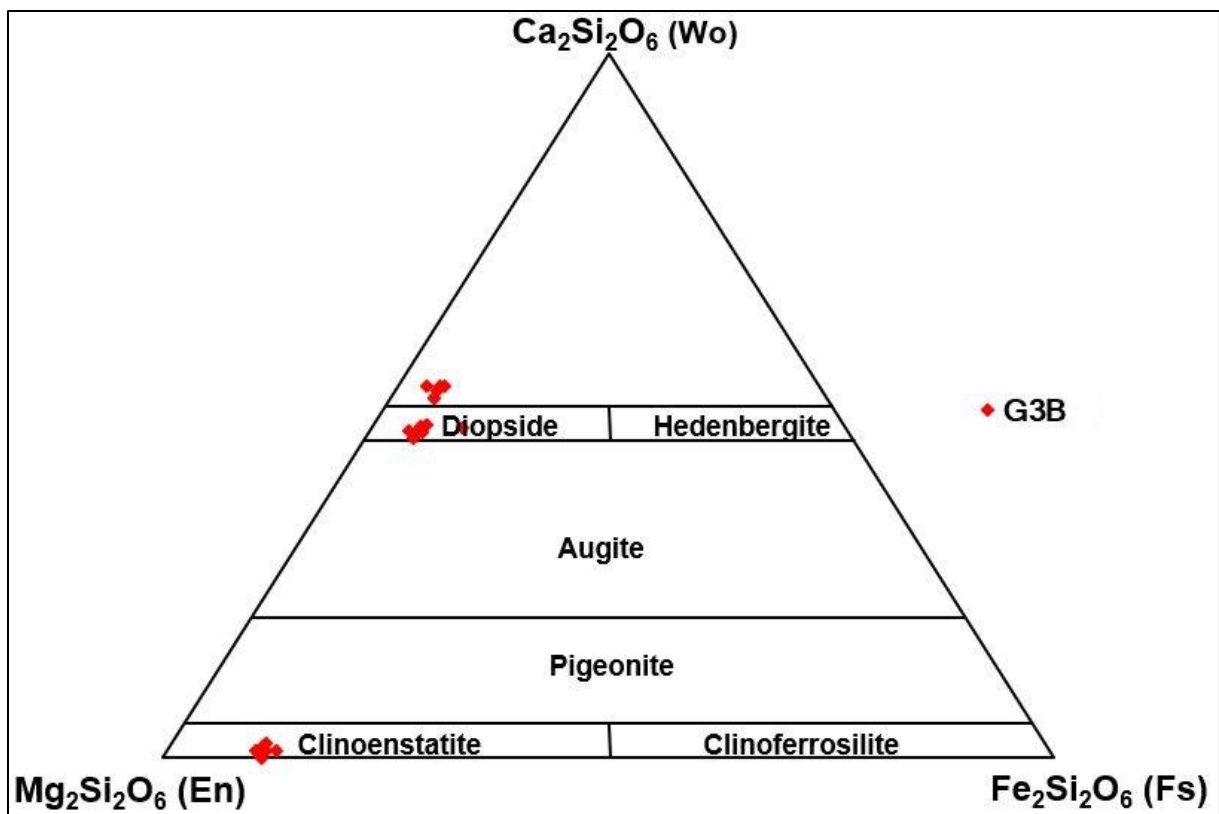
Az egyes csiszolatokban található olivinek magnézium átlagos n/n%-os aránya (továbbiakban Mg#) 88,21%-90,00% között mozog (17. ábra, felső diagram). A legmagasabb átlagos Mg#

értékkel a Z5-ös csiszolat rendelkezett 90,00%-kal, a legalacsonyabb a Z7-es 88,21%-kal. A csiszolatok magnéziumtartalma közötti legnagyobb eltérés 1,79%, így kijelenthető, hogy a vizsgált peridotitok olivineinek kémiai összetétele homogén.

A saját mintáink olivineinek Mg# adatait összehasonlítottuk más lelőhelyekről származó peridotitok szakirodalmi adataival (17. ábra, alsó diagram). Az ezekről a területekről közölt összes olivin Mg# értékek alapján számolt átlagokat mutatjuk be szórással. A saját eredményeinket a bal oldali, G3B-Z című oszlop szemlélteti, közvetlenül mellette a Belső-hegyi bánya értékeit mutatjuk be, amely szintén Gércéhez kapcsolódik, de más képződményből (gércei tufagyűrű) származnak ezek az kőzetek. A tágabb környezetbe illesztéshez további három jelentős dunántúli, valamint egy burgenlandi peridotit lelőhely (Kapfenstein) adatait használtuk fel. Ezen a diagramon nagyobb a Mg# értékek inhomogenitása, mint a saját eredményeinket ábrázolón, kivételt a szigligeti adatok mutatnak. Az eltérő lelőhelyekről származó olivinek Mg# értékeinek átlagai szűk, 1,31%-os tartományon belül mozognak. A legalacsonyabb Mg# tartalommal a G3B bányából származó olivinek rendelkeznek, a legmagasabbal pedig a Bondoró-hegyi minták. A kicsi eltérés és az alacsony szórás megerősíti a korábbi állításunkat, mely szerint a peridotitok olivin ásványai homogén kémiai összetételűek. Ezt az állítást kiterjeszthetjük a többi dunántúli lelőhelyre is.

Piroxén

A csiszolatainkban található piroxéneket ásványtani és kristálykémiai tulajdonságaik alapján orto- és klinopiroxénekre választhatjuk szét. Speciális csoportként vizsgáltuk azokat az ásványokat, amelyek a korábban részletezett lamellákkal rendelkeztek. A lamellás piroxének között egyaránt találtunk orto- és klinopiroxéneket. Az ásványból kiváló fázisok orto- és klinopiroxének, vagy spinellek.

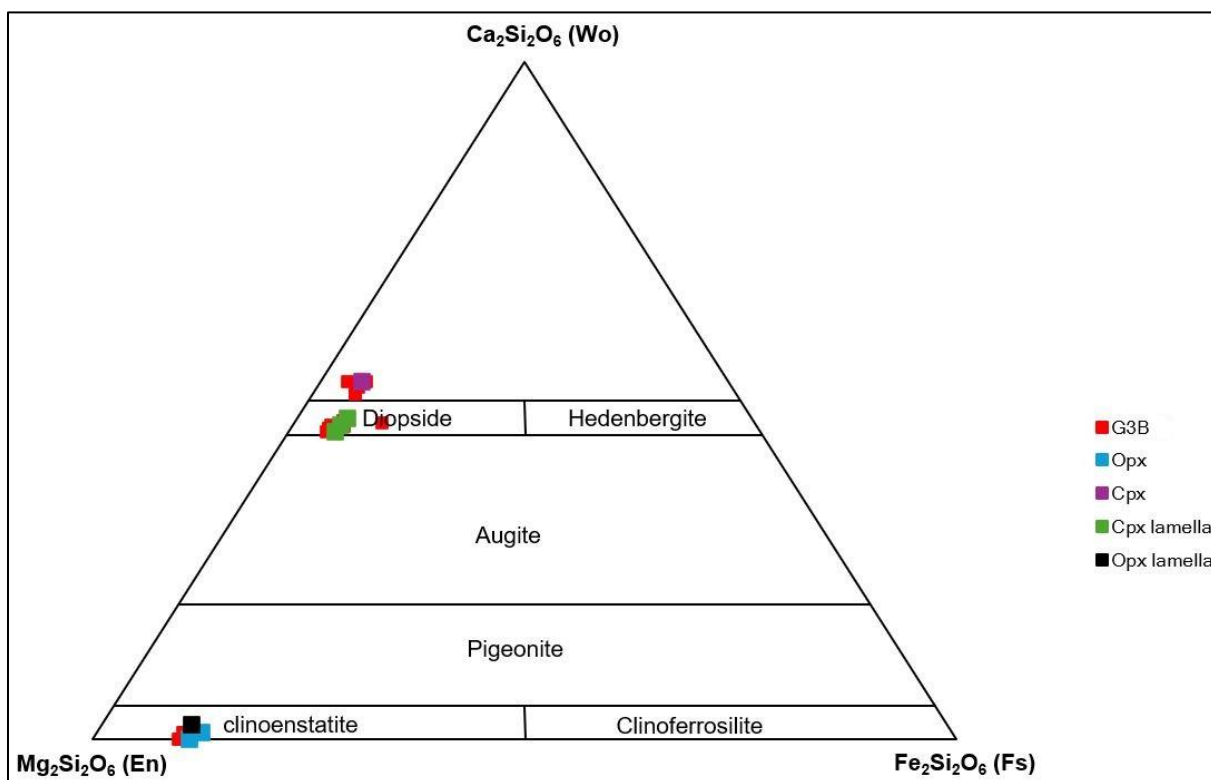


18. ábra: Az orto- és klinopiroxének piroxén fázisdiagramon ábrázolva. A felső diagramon a saját eredményeinket, az alsón a szakirodalmi adatokkal együtt mutatja be.

A magnéziumban gazdag ortopiroxének kémiaiailag klinoensztatitok. A kalcium tartalmuk minden esetben 1,37 n/n% alatti, de számos ásvány egyáltalán nem tartalmazza ezt a kationt (18. ábra, felső diagram).

A klinopiroxének króm-diopszidok, nagyobb szórással rendelkeznek a diagramon, mint a klinoensztatitok. Ezek az ásványok két kisebb csoportba tömörülnek, a kalcium tartalmuk különbözősége miatt. Egy ásvány kivételes, mert egyik csoportba sem sorolható, mivel ez az ásvány magasabb vas tartalommal rendelkezik. Ez a klinopiroxén a szimplektit egyik alkotó ásványa.

A G3B bányából származó minták beleillenek a környezetükbe, kivételt képeznek a magasabb kalciumtartalmú klinopiroxének csoportja, valamint a szimplektit klinopiroxéne (18. ábra, alsó diagram).

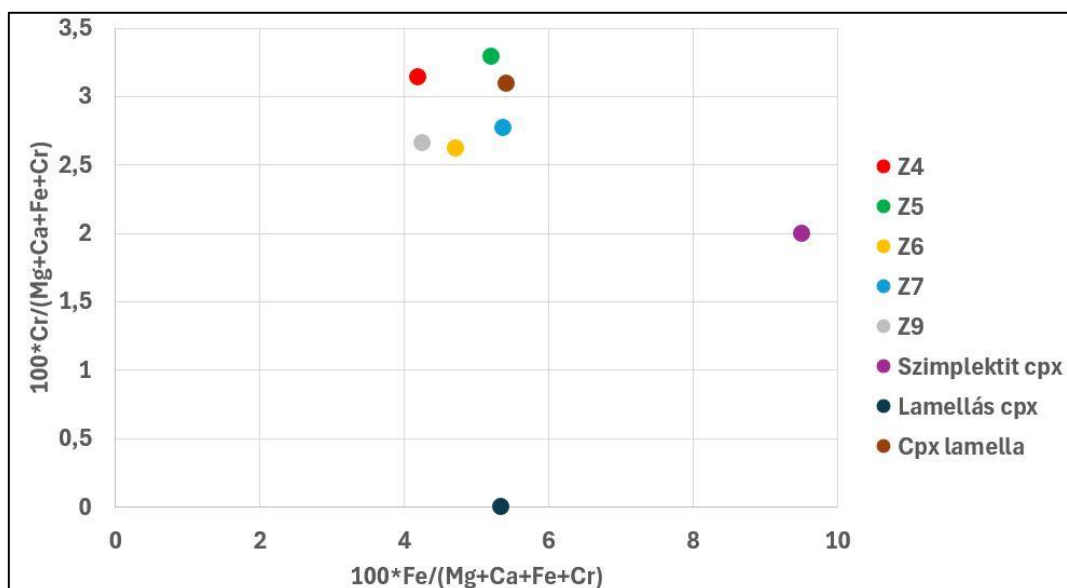


19. ábra: A lamellás ásványok, valamint a kivált lemezek elhelyezkedése a fázisdiagramon.

A 19. ábrán tüntettük fel a lamellás piroxéneket és a belőlük kivált lemezeket. Kék színnel a lamellás ortopiroxént, lilával a lamellás klinopiroxént ábrázoltuk. A klinopiroxén lemezek zöld, az ortopiroxén lemezek fekete színnel kerültek fel a diagramra.

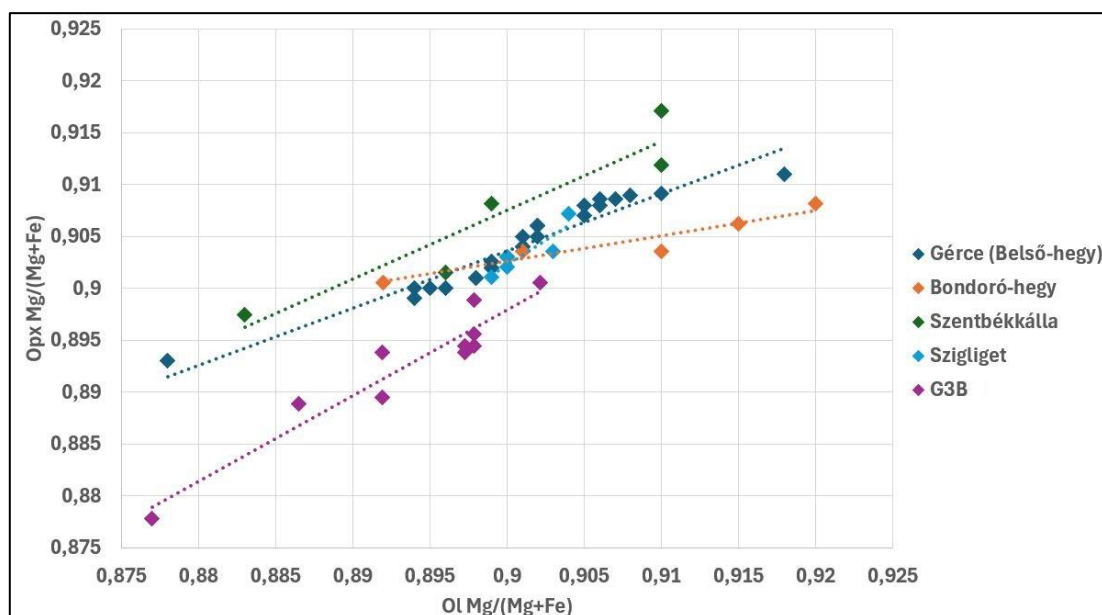
Azok az ortopiroxének, amelyek rendelkeznek lamellákkal, enyhe vas többletet mutatnak, az átlagos eltérés 1,34 n/n% (19. ábra). A klinopiroxénből kivált ortopiroxén lamella magasabb kalcium tartalma miatt eltér a többi ortopiroxéntől (átlagos eltérés 1,44 n/n%). A lamellás klinopiroxén kalcium tartalma a legmagasabb az összes ásvány közül, de beleillik a magasabb

kalcium tartalmú klinopiroxének csoportjába. Az klinopiroxén lemezek az alacsonyabb kalcium tartalmú klinopiroxének csoportjához tartoznak.



20. ábra: G3B bányából származó minták klinopiroxéneinek átlagos vas és króm n/n%-os aránya.

A klinopiroxének vastartalma 4,2% és 5,4% között, a króm 2,6% és 3,3% között változik (20. ábra). A szimplektitben található ásványban a vas n/n%-os összetétele 9,5%, a krómé 2%. A lamellás klinopiroxén nem tartalmaz krómot, vasat pedig csupán 5,3%-ban. Az ortopiroxénből kivált klinopiroxén lamella vas és króm aránya 5,4% és 3,1%. Ezek az értékek hasonlítanak a többi, lamellával nem rendelkező klinopiroxén értékeihez.

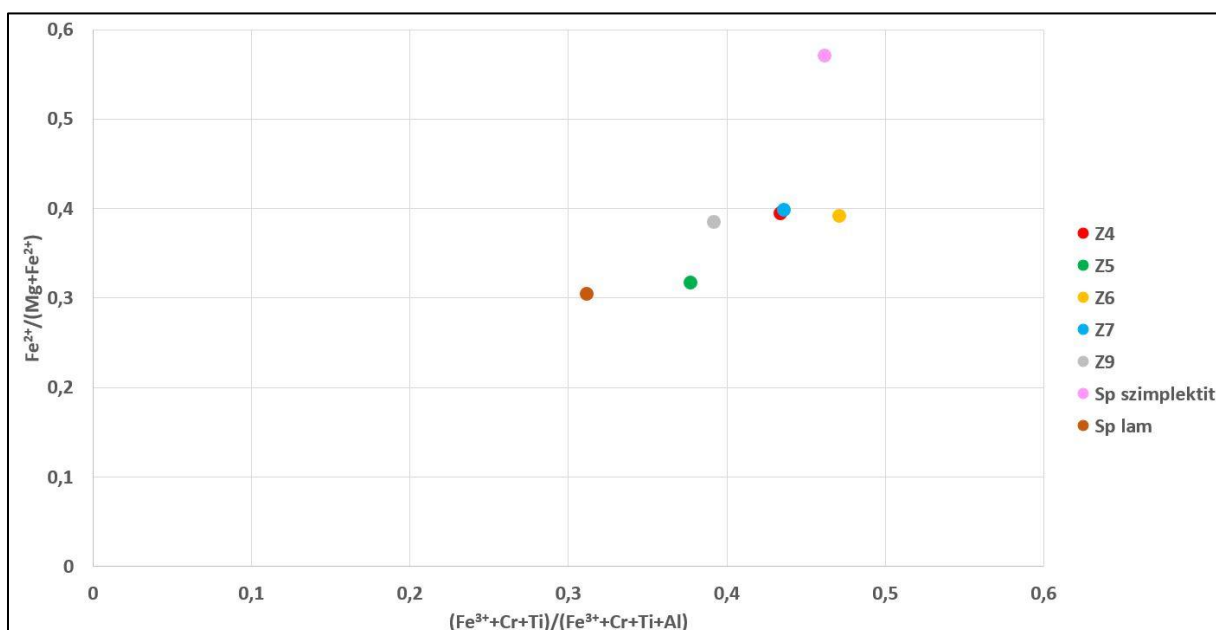


21. ábra: Az azonos lelőhelyről származó peridotitok olivin és ortopiroxéneinek Mg# értékeinek összefüggése.

Ha a peridotitban az olivinek és az ortopiroxének egyensúlyban vannak egymással, akkor az egyik ásvány Mg# értékének változását leköveti a másik ásvány is (Embey-Isztin et al., 2001). Ez az összefüggés megfigyelhető az általunk vizsgált mintáknál is, éppúgy, mint más lelőhelyekről leírt ásványpárok esetén. A saját mintáinkban alacsonyabb ortopiroxén Mg#-t mértünk, mint más lelőhelyekről leírtak, az olivin Mg# hasonló, vagy minimálisan alacsonyabb volt (21. ábra).

Spinell

A mintáinkban a vizsgált spinellek mutatják a legváltozatosabb geokémiai képet. Három csoportba soroltuk őket az eredetük alapján. Az első csoportot azok képezik, amelyek az olivinek és piroxének közötti térben vannak jelen. A második csoportot a szimplektit spinellei alkotják. A harmadik csoportba a piroxénekből kivált apró kristályok tartoznak.

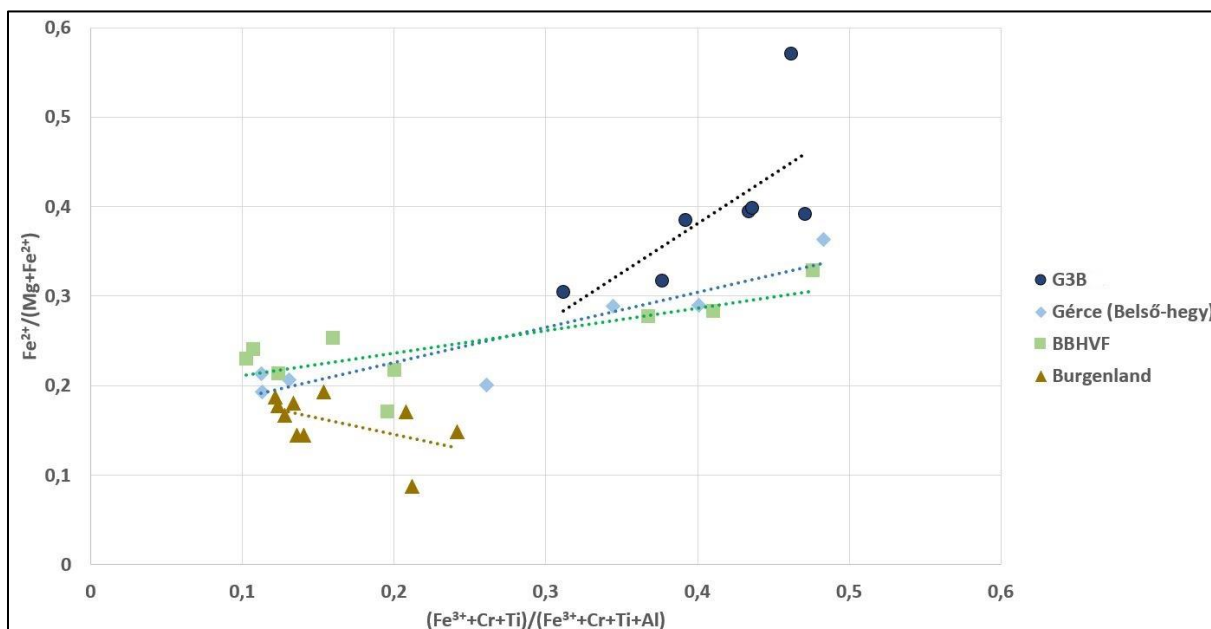


22. ábra: A G3B bányából származó csiszolatokban mért spinellek átlagos fémtartalma.

Abban az esetben, ha a spinell nem tartalmaz fémeket, akkor $MgAl_2O_4$ képlettel írható le, ahol a magnézium oktaéderes, az alumínium tetraéderes pozícióban van jelen a kristályrácsban. Ennek megfelelően az Fe^{2+} a magnézium helyére, az Fe^{3+} és a többi kation (króm, titán) az alumínium helyére épül be. Ezért a diagram elkészítésekor különválasztottuk az Fe^{2+} iont a többi, magasabb oxidációs számmal rendelkező kationtól. Ennek megfelelően a diagram jobb felső sarka felé haladva nő a spinellek teljes fémtartalma (22. ábra, 23. ábra).

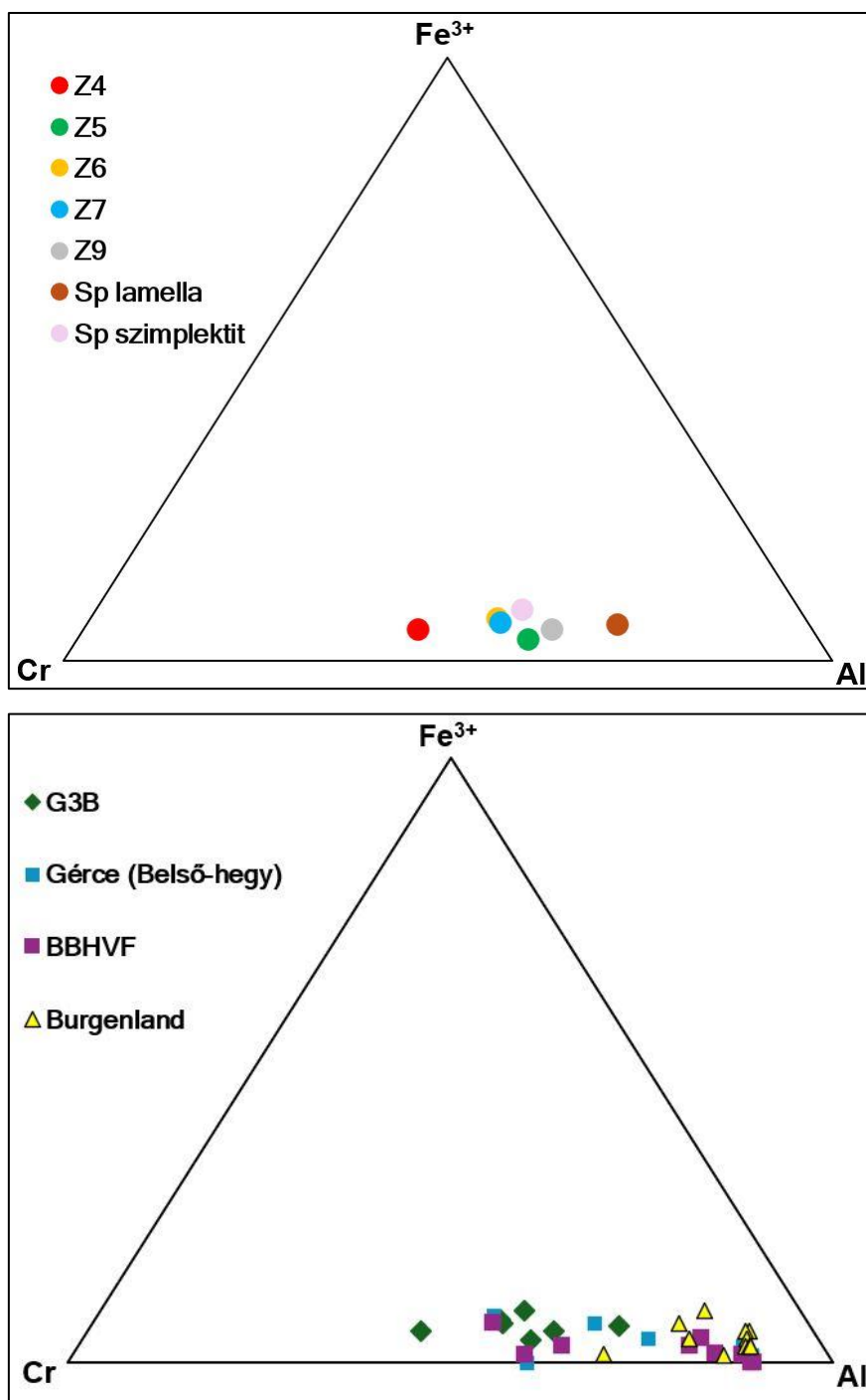
Az oktaéderes és tetraéderes pozíciójú fém kationok aránya egymással egyenesen arányosan változik. A spinellek átlagos Fe^{2+} ion aránya 0,31 és 0,4 között (a szimplektit spinelleit, és a

spinell lamellákat nem beleszámolva), a tetraédes kationok aránya 0,38 és 0,48 között változik. A szimplektitek spinelleiben a legmagasabb az Fe^{2+} ion aránya (0,57), a tetraédes pozíciójú kationok aránya az többi spinell értékeihez illeszkedik (0,46). A piroxénből kivált spinellek rendelkeznek a legalacsonyabb Fe^{2+} ion aránnyal (0,27) és a legalacsonyabb tetraédes kation aránnyal (0,31) (22. ábra).



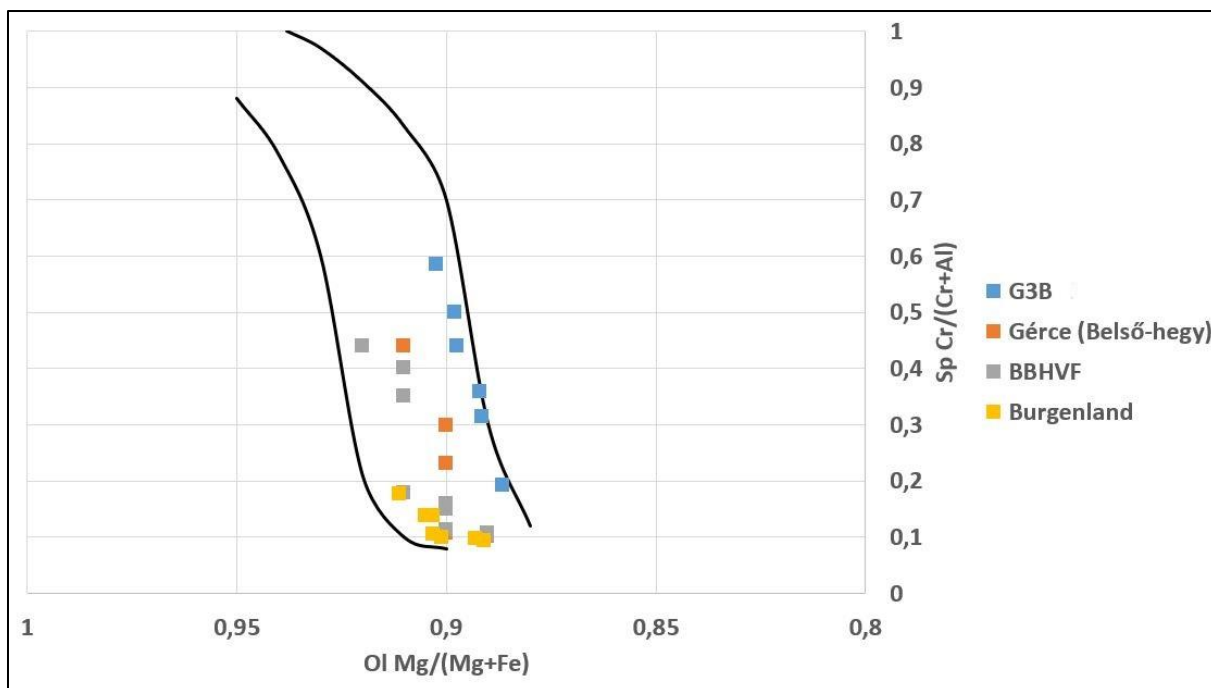
23. ábra: A G3B bánya spinelleinek kation tartalma összehasonlítva a szakirodalomban közölt más peridotit lelőhelyekről származó adatokkal.

A szakirodalmi adatokkal történő összehasonlíthatóság érdekében egy diagramon ábrázoltuk a saját eredményeinket a gércei tufagyűrű, a burgenlandi és a Bakony-Balaton-felvidék vulkáni terület (továbbiakban: BBHVF) spinelleit (23. ábra). A gércei tufagyűrű és a BBHVF spinellei esetén is megfigyelhető az egyenes arányosság az oktaédes és tetraédes fém kationok mennyisége között. A burgenlandi oxidok sajátos csoportot alkotnak az alacsony fémtartalmuk miatt. A gércei tufagyűrű és a BBHVF spinellei két fő csoportra bonthatóak a tetraédes fém kationok aránya alapján. Az általunk mért spinellek a magasabb tetraédes fémtartalmú oxidok csoportjába illenek bele.



24. ábra: Tetraéderez pozíciójú kationok megoszlása a spinellekben (saját adatok a felső, szakirodalmi adatokkal együtt az alsó diagramon ábrázolva).

A legmagasabb arányban króm és alumínium szerepel a kristályrácsban (24. ábra). Az általunk mért spinellek Fe^{3+} aránya konstansan alacsony volt, 3,7%-8,7% között változott, a legmagasabb értékkel a szimplektit spinellei rendelkeztek. A króm- és az alumíniumtartalom inhomogenitása nagyobb volt. Az alsó diagramon látható, hogy az eredményeink jól illeszkednek a szakirodalmi képbe, hiszen más lelőhelyek spinelleire is igazak a fent leírt állítások.



25. ábra: Olivin-spinell földköpeny sor (OSMA) a szakirodalmi adatok és saját méréseink (G3B) alapján.

A parciális olvadás során a spinellekből az alumínium távozik, így a folyamat előrehaladtával az oxidok króm aránya nő. A kimerültebb peridotitok tehát olyan spinelleket tartalmaznak, amelyek króm aránya magas (Arai, 1994).

A G3B bányából származó mintákban az olivinek magnézium arányának növekedésével párhuzamosan nőtt a spinellek króm aránya is. Ez a tendencia igaz a gércei tufagyűrű és a BBHVF peridotitaira is. A burgenlandi xenolitok spinelleinek króm arány emelkedése kisebb mértékű, mint az előbb leírt helyszínek kőzetei esetében, ennek ellenére látható az emelkedő tendencia (25. ábra).

Következtetések

A 34 mintánkból 33 bizonyult lherzolitnak, amely az asztenoszféra homogén ásványtani összetételére utal. Embey-Isztin (1976) alapján a leggyakrabban előforduló peridotit típus az úgynevezett négyfázisú lherzolit, melyekben az olivin a domináns közetalkotó, a piroxének aránya ezeknél kisebb, végül az akcesszórius spinellek alkotják a negyedik ásványfázist. Az általunk leírt kőzetek ásványainak térfogatszázalékos arányai alapján kijelenthető, hogy ezek is négyfázisú lherzolitok.

A vizsgált csiszolatoknál az elsődleges szöveten túl a másodlagos szövet is megfigyelhető volt. Az elsődleges szövet inekvigranuláris porfíros. A másodlagos szövet ekvigranuláris mozaikos, melyet kisebb méretű olivinek építenek fel. Ezek az ásványok a porfírok szétválása során jöttek létre, kiváltó oka feltételezhetően a kőzet plasztikus deformációja volt az asztenoszféra emelkedése során. Ezt a folyamatot tükrözhetik a nyírási szalagok. Minél nagyobb területet foglal el a másodlagos szövettípus, annál előrehaladottabb folyamatról van szó (Mercier – Nicolas, 1975). Az olivin porfírok kioltása (zónás, hullámos), valamint a kristály alakja és mérete között nem találtunk összefüggést. A hullámos, zónás kioltás kialakulása is a kőzet deformációjára vezethető vissza (Mercier – Nicolas, 1975). A nyírási szalagok apró olivineinek unduláló kioltásából arra következtetünk, hogy ez a minta jelentős deformációt szenvedett el.

A szimplektitok jelenléte bizonyítékot szolgáltat arra, hogy az asztenoszféra azon pontja, ahonnan a xenolit származik, átlépett a gránát-lherzolit stabilitási mezőből a spinell-lherzolit stabilitási mezőbe. A geokémiai vizsgálatok során megállapítottuk, hogy a szimplektitokat felépítő klinopiroxének és spinellek magasabb vas tartalommal rendelkeznek, mint a peridotit egyéb ilyen ásványai.

A peridotitokban fő kőzetalkotóként található olivinek geokémiai vizsgálata során mért $Mg/(Mg+Fe)$ arányából megállapítottuk, hogy ezek az ásványok homogén kémiai összetételűek. Más lelőhelyekről közölt adatokat vizsgálva ugyanerre a következtetésre jutottunk. A 90%-hoz közelítő $Mg/(Mg+Fe)$ arány minden területre igaznak bizonyult.

Az ortopiroxének (kémiaiilag klinoensztatitok) az olivinekhez hasonlóan rendkívül homogén kémiai összetétellel írhatóak le. Az ortopiroxének e tulajdonsága egyéb lelőhelyek ásványaira is igaz. Az általunk vizsgált peridotitok klinopiroxénéi króm-diopszidok. A fázisdiagramon egy ásványt leszámítva két csoportot képeznek, melynek háttérében a kalcium tartalom eltérése áll. A kivételes klinopiroxén a szimplektit egy ásványa, az eltérés a kiugróan magas vastartalommal magyarázható. Az eltérés oka lehet az, hogy a szimplektit egy ásvány átalakulás eredménye, melyben más kémiai folyamatok zajlanak, mint az olvadás során.

A lamellás piroxének kémiai összetétele eltérést mutat a többi piroxéntől. A lamellásodó klinoensztatitok magasabb kalcium tartalommal rendelkeznek, mint a nem lamellás ortopiroxén társai, feltehetőleg ezért is ezekben az ásványokban jelentek meg a klinopiroxén lemezek. A lamellás klinopiroxének egyáltalán nem tartalmazznak krómot, vélhetően azért, mert a spinell lamellákba épült be ez a kation a szételegyedés során.

Az olivinek és az ortopiroxének $Mg/(Mg+Fe)$ arányait vizsgálva arra következtetünk, hogy a mintáinkban található ortopiroxének alacsonyabb $Mg/(Mg+Fe)$ aránnyal kerültek egyensúlyba az olivinekkel, mint a Belső-hegyi, vagy más BBHFV-ről származó ortopiroxének.

Az általunk vizsgált spinellek kristályrácsába beépült fém kationok elemzése során megállapítottuk, hogy az oktaéderes és a tetraéderes pozíciókban elhelyezkedő fémek mennyisége egymással egyenesen arányosan változik. Ebből a szempontból is különlegesek a szimplektitiek spinellei, mert azokban egyszerre magas mindkettő mennyisége. Más BBHFV-ről származó ásványok is hasonló mintázatot követnek, a Burgenlandiak azonban eltérnek ettől az alacsonyabb fémtartalmuk miatt. A mért spinelleink a magasabb tetraéderes fémtartalmú oxid csoportba sorolhatóak a diagramon.

A tetraéderes pozíciójú Fe^{3+} , króm és alumínium egymáshoz viszonyított aránya arra utal, hogy a spinellek konstansan alacsony Fe^{3+} tartalommal rendelkeznek. A króm és alumínium aránya nagyobb szórást mutat, a spinell lamellák magas alumínium tartalma feltételezésünk szerint arra vezethető vissza, hogy ezek nem vettek részt az olvadásban, ezáltal nem dúsultak krómban. Arai (1994) alapján, ha a peridotit részlegesen megolvad, akkor a visszamaradt kőzet olivineinek magnézium tartalma magasabb lesz, ezzel párhuzamosan a spinellek króm tartalma is emelkedik. Ez az összefüggés igaz az összes kőzetmintánkra, továbbá a szakirodalomban közölt más lelőhelyek peridotitaira egyaránt.

Folyamatban lévő kutatások, későbbi kutatási tervek

Terveink szerint januárban fogjuk folytatni az EDX méréseket. Fel szeretnénk tárni a szöveti jellegek és a kémiai összetétel kapcsolatát, különös tekintettel a nyírási szalagokra és az olvadékszsebekre. Még részletesebb elemzéseket szeretnénk végezni a lamellás piroxéneken és a szimplektitiken.

A jövőben az elektronmikroszkop mellett más analitikai műszerekkel is szeretnénk dolgozni (pl. ICP-MS), melyekkel vizsgálhatjuk a kőzetek nyomelem tartalmát.

Irodalomjegyzék

- Arai, S. (1994). Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical geology*, 113(3-4), 191-204. Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90066-3)
- Balogh, K., Jámor, A., Partényi, Z., Ravaszné Baranyai, L., & Solti, G. (1982). A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. *A Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése - 1980*, 243-260. Budapest.
- Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., M. Kovác. (1992): Tertiary evolution of the Intra-Carpatian area: a model. *Tectonophysics*, 208(1-3), 221-241. Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8)
- 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. <https://doi.org/10.1007/BF00283323>
- Droop, G. T. R. (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical magazine*, 51(361), 431-435. DOI: <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>
- Embey-Isztin, A. (1976): Felsőköpeny eredetű lherzolitzárványok a magyarországi alkáli olivinbazaltos, bazanitos vulkanizmus közeiben. *Földtani Közlöny*, 106, 42-51. Budapest.
- Embey-Isztin, A. (1984): Texture types and their relative frequencies in ultramafic and mafic xenoliths from Hungarian alkali basaltic rocks. *A Magyar Természettudományi Múzeum Évkönyve*, 76, 27-42. Budapest.
- Embey-Isztin, A., Dobosi, G. (2007): Composition of olivines in the young alkali basalts and their peridotite xenoliths from the Pannonian Basin. *A Magyar Természettudományi Múzeum Évkönyve*, 99, 5-22. Budapest.
- Embey-Isztin, A., Dobosi, G. (2011). Poikilites és mozaikos peridotitxenolitok eredete és jelentősége a Pannon-medence nyugati részén. *Földtani Közlöny*, 141(3), 267-281. Budapest.

- 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(3), 285-306. Amsterdam. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00287-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00287-0)
- Embey-Isztin, A., Dobosi, G., Bosch, D. K., Bodinier, J. L. (2014): Origin and significance of poikilitic and mosaic peridotite xenoliths in the western Pannonian Basin: geochemical and petrological evidences. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 168, 1054. Berlin. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1054-y>
- 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(1), 79-105. <https://doi.org/10.1093/petrology/30.1.79>
- Falus, Gy., Szabó, Cs., Vaselli, O. (2000): Mantle upwelling within the Pannonian Basin: evidence from xenolith lithology and mineral chemistry. *Terra Nova*, 12(6), 295-302. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2000.00313.x>
- Green, H. W. and Burnley, P. C., 1988. Pyroxene-spinel symplectites: origin by decomposition of garnet confirmed. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 69, 1514.
- Harangi, Sz., Sági, T., Jankovics, M. É., Kiss, B. (2014): Origin and geodynamic relationships of the Late Miocene to Quaternary alkaline basalt volcanism in the Pannonian Basin, eastern-central Europe. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 2007-2032. Berlin. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1105-7>
- Harangi, Sz., Szabó, Cs., Vaselli, O., Harangi, K. R. (1995). Petrogenesis of Neogen extension related alkaline volcanic rocks of the Little Hungarian Plain Volcanic Field (Western Hungary). *Acta Volcanologica*, 7(2), 173-187. Budapest.
- Horváth, M., Unger, Z. (2024). A gércei bazaltok és xenolitok petrográfiai vizsgálata. In Teremtő tudomány: Tanulmányok 2023-2024 (Horváthné Molnár, K., Füzfa, B. szerk.) p. 60-75. Szombathely
- Jugovics, L. (1970): A Kisalföld bazalt- és bazalttufa-előfordulásai (Die Basalt- und Basalttuffvorkommen der Kleinen Ungarischen Tiefebene). *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése - 1970*, 79-101. Budapest.

- Kurat, G., Embey-Isztin, A., Kracher, A., Scharbert, H. G. (1991): The Upper Mantle Beneath Kapfenstein and the Transdanubian Volcanic Region, E-Austria and W-Hungary: A Comparison, *Mineralogy and Petrology*, 44(1), 21-38. Vienna.
- Le Bas, M. J., Streckeisen, A. (1991): The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of Geological Society*, 148(5), 825-833. London. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.0825>
- Marshall, D. (1996): Ternplot: An Excel spreadsheet for Ternary diagrams. *Computers and Geosciences*, 22(6), 697-699. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(96\)00012-X](https://doi.org/10.1016/0098-3004(96)00012-X)
- Mercier, J.-C.C., Nicolas, A., (1975). Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*. 16(1), 454–487. <https://doi.org/10.1093/petrology/16.1.454>
- Németh, K., Martin, U., (2004). Mio/Pliocene Phreatomagmatic Volcanism in the Western Pannonian Basin. *Geologica Hungarica*, 26, Budapest.
- Smith, D. (1976). The origin and interpretation of spinel–pyroxene clusters in peridotite. *Journal of Geology*, 85(4), 476–482.
- Szabó, Cs., Falus, Gy., Kovács, I., Zajacz, Z., Halter, W. (2004). 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(1-4), 230-247. Budapest. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.06.017>
- Szabó, Cs., Vaselli, O. (1989). Textural features and modes of ultramafic xenoliths from Sitke, Little Plain (Hungary). *Acta Mineralogica-Petrographica*, 30, 67-79. Szeged.
- Szabó, Cs., Vaselli, O., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L., Coradossi, N., Kubovics, I. (1995). Ultramafic xenoliths from the Little Hungarian Plain (Western Hungary): a petrologic and geochemical study. *Acta Volcanologica* 7(2), 249-263.