

Geokemijska i mineraloška svojstva gabroidnih pegmatita s lokaliteta Hamn, Sjeverna Norveška

Rajič, Kristijan

Master's thesis / Diplomski rad

2018

Degree Grantor / Ustanova koja je dodijelila akademski / stručni stupanj: **University of Zagreb, Faculty of Science / Sveučilište u Zagrebu, Prirodoslovno-matematički fakultet**

Permanent link / Trajna poveznica: <https://um.nsk.hr/um:nbn:hr:217:656514>

Rights / Prava: [In copyright](#)/Zaštićeno autorskim pravom.

Download date / Datum preuzimanja: **2024-07-18**



Repository / Repozitorij:

[Repository of the Faculty of Science - University of Zagreb](#)



SVEUČILIŠTE U ZAGREBU
PRIRODOSLOVNO-MATEMATIČKI FAKULTET
GEOLOŠKI ODSJEK

KRISTIJAN RAJIČ

**GEOKEMIJSKA I MINERALOŠKA SVOJSTVA GABROIDNIH PEGMATITA S
LOKALITETA HAMN, SJEVERNA NORVEŠKA**

Diplomski rad
predložen Geološkom odsjeku
Prirodoslovno-matematičkog fakulteta
Sveučilišta u Zagrebu
radi stjecanja akademskog stupnja
magistra geologije

Zagreb, 2018.

SVEUČILIŠTE U ZAGREBU
PRIRODOSLOVNO-MATEMATIČKI FAKULTET
GEOLOŠKI ODSJEK

KRISTIJAN RAJIČ

**Geokemijska i mineraloška svojstva gabroidnih pegmatita s lokaliteta Hamn,
Sjeverna Norveška**

Diplomski rad

predložen Geološkom odsjeku Prirodoslovno-matematičkog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu
radi stjecanja akademskog stupnja magistra geologije

Zagreb, 2018.

Ovaj diplomski rad izrađen je na Mineraloško-petrografskom zavodu i UiT The Arctic University of Norway pod vodstvom izv. prof. dr. sc. Sabine Strmić Palinkaš i prof. dr. sc. Nenada Tomašića, u sklopu Diplomskog studija geologije na Prirodoslovno-matematičkom fakultetu Sveučilišta u Zagrebu.

Zahvale

Prvo se zahvaljujem svojim mentorima, prof. dr. sc. Nenadu Tomašiću i izv. prof. dr. sc. Sabini Strmić Palinkaš, na omogućenoj temi i pomoći pri izradi diplomskog rada. Prof. Sabini se od srca zahvaljujem na omogućenim stručnim praksama u Tromsu, znanstvenom radu, odgovorima na moja bezbrojna pitanja i svim mogućnostima koje mi je priuštila tijekom boravka na sjeveru.

Zahvaljujem se asistentici Andrei Čobić na pomoći i omogućavanju odlaska na stručnu praksu, pruženoj literaturi i mnogobrojnim savjetima.

Zahvaljujem i komisiji, docenticama dr. sc. Đurđici Pezelj i dr. sc. Zorici Petrinec, na savjetima i kritikama te ustupljenoj literaturi.

I would like to thank all the people working in the geolab at UiT and Hanne Paulsen for all the help with laboratory work.

Paul, Ana, Jack, Louise, Ellery, Naima, Lis, Sofia and Mikis, it was a pleasure to live with you in Tromsø. You've made all the cloudy days funnier!

Svim prijateljima, onima koje znam od prije ili sam stekao tijekom faksa kao i cijeloj obitelji, hvala na podršci i svim trenucima koji su učinili ovaj studij zanimljiviji.

Posebno hvala Luciji, na beskrajnoj podršci, razumijevanju i trpljenju u teškim trenucima, ali i za sve lijepe trenutke.

Jedno veliko hvala!

Kristijan

TEMELJNA DOKUMENTACIJSKA KARTICA

Sveučilište u Zagrebu
Prirodoslovno-matematički fakultet
Geološki odsjek

Diplomski rad

GEOKEMIJSKA I MINERALOŠKA SVOJSTVA GABROIDNIH PEGMATITA S LOKALITETA HAMN, SJEVERNA NORVEŠKA

KRISTIJAN RAJIČ

Rad je izrađen u Mineraloško-petrografskom zavodu Geološkog odsjeka Prirodoslovno-matematičkog fakulteta, Sveučilište u Zagrebu, Horvatovac 95, 10 000 Zagreb, Republika Hrvatska.

Sažetak: Hamn gabroidni pegmatiti pronađeni su u bazično-ultrabazičnom kompleksu poznatom pod nazivom Hamn gabro, na otoku Senji, Sjeverna Norveška, oko 100 km jugozapadno od Tromsa. Geološki gledano, Hamn gabro pripada 2,7-1,5 Ga kristalinskoj jezgri zapadnog Tromsa. Unutar gabroidnih jedinica pronađene su 24 odvojene pegmatitne pojave bez prisustva aplitnog ovoja i unutarnje zonalnosti. Hamn gabroidni pegmatiti sadrže 3 parageneze: 1) magmatsku, 2) autometasomatsku i 3) post-magmatsku, alteracijsku paragenezu. Kristalizacijom iz taljevine formirani su labradorit, andezin, olivin, enstatit, pigeonit, augit, pargasit, biotit, Fe-Ti oksidi i sulfidi. Karbonati, cirkon i apatit akcesorne su faze. Autometasomatskim reakcijama između olivina i rezidualne taljevine formirana je simplektna tekstura Fe-oksida i enstatita. Klorit, skapolit, saussurit, sekundarni klino- i ortoamfiboli, biotit, talk i kvarc su nastali hidrotermalno-metasomatskim post-magmatskim alteracijama primarnih minerala. Predlažemo kako su Hamn gabroidni pegmatiti formirani izdvajanjem fluidne faze iz rezidualne bazaltne taljevine lokalno obogaćene volatilima i fluksevima uzrokovane kristalizacijom bezvodnih minerala. Gabroidni pegmatiti kristalizirali su spontano i u ravnoteži s okolnim gabroidnim stijinama što je potvrđeno izostankom oštrog kontakta, kemizmom minerala i udjelom elemenata u tragovima u oba tipa stijena.

Ključne riječi: gabroidni pegmatiti, gabro, Hamn gabro, West Troms Basement Complex

Rad sadrži: 89+7 stranica, 47+1 slika, 13+6 tablica, 35 literaturnih navoda

Jezik izvornika: hrvatski

Rad je pohranjen u Središnjoj geološkoj knjižnici, Prirodoslovno-matematičkog fakulteta, Sveučilište u Zagrebu, Horvatovac 102a, 10 000 Zagreb, Republika Hrvatska

Mentori: prof. dr. sc. Nenad Tomašić, redoviti profesor
izv. Prof. dr. sc. Sabina Strmić Palinkaš, izvanredna profesorica

Ocjenjivači: prof. dr. sc. Nenad Tomašić, redoviti profesor
doc. dr. sc. Zorica Petrinec, docentica
doc. dr. sc. Đurđica Pezelj, docentica

Rad prihvaćen: 7. prosinca 2018.

BASIC DOCUMENTATION CARD

University of Zagreb
Faculty of Science
Department of Geology

Master of Science Thesis

GEOCHEMICAL AND MINERALOGICAL PROPERTIES OF GABBRO PEGMATITES FROM HAMN LOCALITY, NORTHERN NORWAY

KRISTIJAN RAJIČ

Thesis completed at the Division of Mineralogy and Petrology, Faculty of Science, University of Zagreb, Horvatovac 95, 10 000 Zagreb, Croatia.

Abstract: The Hamn gabbro pegmatites are found in mafic-ultramafic intrusion known as Hamn gabbro located on the Senja island, Northern Norway, about 100 km southwest from Tromsø. Geologically, Hamn gabbro belongs to 2.7-1.5 Ga West Troms Basement Complex. In gabbroic units 24 individual pegmatites are found, featuring no aplitic outer layer and internal zonation. The Hamn gabbro pegmatites contain three paragenesis: 1) Magmatic, 2) autometasomatic, and 3) post-magmatic - alteration assemblage. Labradorite, andezine, olivine, enstatite, pigeonite, augite, pargasite, Fe-Ti oxides and sulfides were formed by crystallization from the melt. Carbonates, zircon and apatite are accessory minerals. Autometasomatic reactions are responsible for symplectitic textures of Fe-oxide and enstatite from olivines. Chlorite, scapolite, saussurite, secondary clino- and orthoamphiboles, biotite and talc were formed by hydrothermal-metasomatic post-magmatic alterations from primary minerals. We propose that Hamn gabbro pegmatites were formed after separation of fluid phase from residual basaltic melt locally enriched in volatiles and fluxes, which was caused by the crystallization of anhydrous minerals. The gabbro pegmatites were crystallized simultaneously and in equilibrium with surrounding gabbroic rocks which confirms the absence of sharp contact, mineral chemistry and trace elements distribution in both types of rocks.

Keywords: Gabbro pegmatites, gabbro, Hamn gabbro, West Troms Basement Complex

Thesis contains: 89+7 pages, 47+1 figures, 13+6 tables, 35 references

Origin in: Croatian

Thesis deposited in: Central Geological Library, Faculty of Science, University of Zagreb, Horvatovac 102a, 10 000 Zagreb, Croatia.

Supervisors: Nenad Tomašić, PhD, full professor
Sabina Strmić Palinkaš, PhD, associate professor

Reviewers: Nenad Tomašić, PhD, full professor
Zorica Petrinc, PhD, assistant professor
Đurđica Pezelj, PhD, assistant professor

Thesis accepted: 7th of December 2018

Sadržaj

| | |
|---|----|
| 1. UVOD | 1 |
| 2. OPĆI DIO | 2 |
| 2.1. GEOLOGIJA ISTRAŽIVANOG PODRUČJA | 2 |
| 2.2. DOSADAŠNJA ISTRAŽIVANJA GABROIDNIH PEGMATITA | 6 |
| 3. METODE ISTRAŽIVANJA | 9 |
| 3.1. TERENSKA ISTRAŽIVANJA | 9 |
| 3.2. INSTRUMENTALNE ANALITIČKE METODE | 9 |
| 3.2.1. Optička i rudna mikroskopija | 9 |
| 3.2.2. Skenirajući elektronski mikroskop (SEM) | 10 |
| 3.2.3. Metoda rendgenske difrakcije na prahu (XRD) | 12 |
| 3.2.4. Induktivno spregnuta plazma – masena spektroskopija (ICP-MS) | 13 |
| 4. REZULTATI | 14 |
| 4.1. TERENSKA ISTRAŽIVANJA | 14 |
| 4.2. PETROGRAFSKA ANALIZA MIKROSKOPSKIH PREPARATA | 16 |
| 4.2.1. Dijabaz | 16 |
| 4.2.2. Diorit | 17 |
| 4.2.3. Gabroidne stijene | 18 |
| 4.2.4. Gabroidni pegmatiti | 26 |
| 4.3. RENDGENSKA DIFRAKCIJA NA PRAHU (XRD) | 31 |
| 4.4. EBSD ANALIZA | 37 |
| 4.5. EDS LINIJSKE ANALIZE I MAPE | 40 |
| 4.6. ANALIZA GLAVNIH ELEMENATA PETROGENIH MINERALA | 50 |
| 4.7. REZULTATI CIJELOSTIJSKE ANALIZE GLAVNIH I ELEMENATA U TRAGOVIMA | 62 |
| 4.7.1. Glavni elementi | 62 |
| 4.7.2. Elementi u tragovima | 62 |
| 4.7.3. Elementi rijetkih zemalja (REE) | 62 |
| 5. RASPRAVA | 66 |
| 5.1. GEOKEMIJA STIJENA | 66 |
| 5.2. MINERALOŠKA SVOJSTVA | 72 |
| 5.3. USPOREDBA S OSTALIM GABROIDNIM PEGMATITIMA | 82 |
| 5.4. ANALOGIJA S GRANITNIM PEGMATITIMA | 83 |
| 6. ZAKLJUČAK | 85 |
| 7. LITERATURA | 87 |
| PRILOZI | 90 |

1. UVOD

Usprkos relativnoj učestalosti unutar bazičnih intruzivnih stijena, opis i geneza gabroidnih pegmatita još uvijek nije u potpunosti poznata. Do sada su uočeni unutar ofiolitnih kompleksa, uslojenih bazičnih i ultrabazičnih intruzivnih tijela te unutar plutonskih intruzija u kalcijsko-alkalijskim vulkanskim otočnim lukovima (Beard, 1986). Kao i kod granitnih pegmatita, prvo uočljivo svojstvo gabroidnih pegmatita su izrazito veliki kristali prisutnih minerala čak i do nekoliko decimetara. Prefiks gabroidni pridobili su zbog mineraloške sličnosti gabru, bazičnoj intruzivnoj stijeni koja je u većini do sada zabilježenih slučajeva okolna stijena gabroidnog pegmatita. Osim mineraloške, često im je sličan i geokemijski potpis što ukazuje na genetsku povezanost gabroidnih pegmatita i okolnih gabroidnih stijena. Osim što je geneza gabroidnih pegmatita relativno nepoznata, nepoznato je i postoji li povezanost između njihove geneze i mineralizacije budući da su često pronađeni unutar ili u blizini rudnih tijela.

Na lokalitetu Hamn na otoku Senji (Sjeverna Norveška) unutar bazičnog intruzivnog tijela uočeno je više međusobno odvojenih gabroidnih pegmatita. Navedene pegmatite karakterizira izrazita raznolikost teksturnih i mineraloških svojstava te samim time predstavljaju odličnu priliku za rješavanje još uvijek otvorenih pitanja o genezi gabroidnih pegmatita.

Mineraloška i teksturna svojstva gabroidnih pegmatita i okolnih stijena opisat će se kombinacijom optičke mikroskopije u prolaznoj i reflektiranoj svjetlosti. Rendgenskom difrakcijom na prahu (XRD) i metodom difrakcije povratno-raspršenih elektrona u kombinaciji sa skenirajućim elektronskim mikroskopom (SEM-EBSD) odredit će se fazni sastav uzorka. Za određivanje kemijskog sastava prisutnih mineralnih faza koristit će se energetska-disperzivni spektrometar (EDS), dok će se glavni elementi i elementi u tragovima cjelostijenske analize uzoraka analizirati kombinacijom induktivno spregnute plazme i masene spektroskopije (ICP-MS). Osim cijelostijenske analize, analizirat će se i izdvojeni silikati iz uzoraka. Svi dobiveni podaci usporedit će se s do sada postojećom literaturom.

Ciljevi ovog diplomskog rada su opisati geokemijska i mineraloška svojstva gabroidnih pegmatita lokaliteta Hamn te na taj način pridonijeti rješavanju još uvijek otvorenih pitanja o genezi gabroidnih pegmatita. U neposrednoj blizini lokaliteta nalazi se Ni, Co (Cu) – mineralizacija te će se tijekom rada utvrditi postoji li povezanost između gabroidnih pegmatita i navedenog orudnjenja.

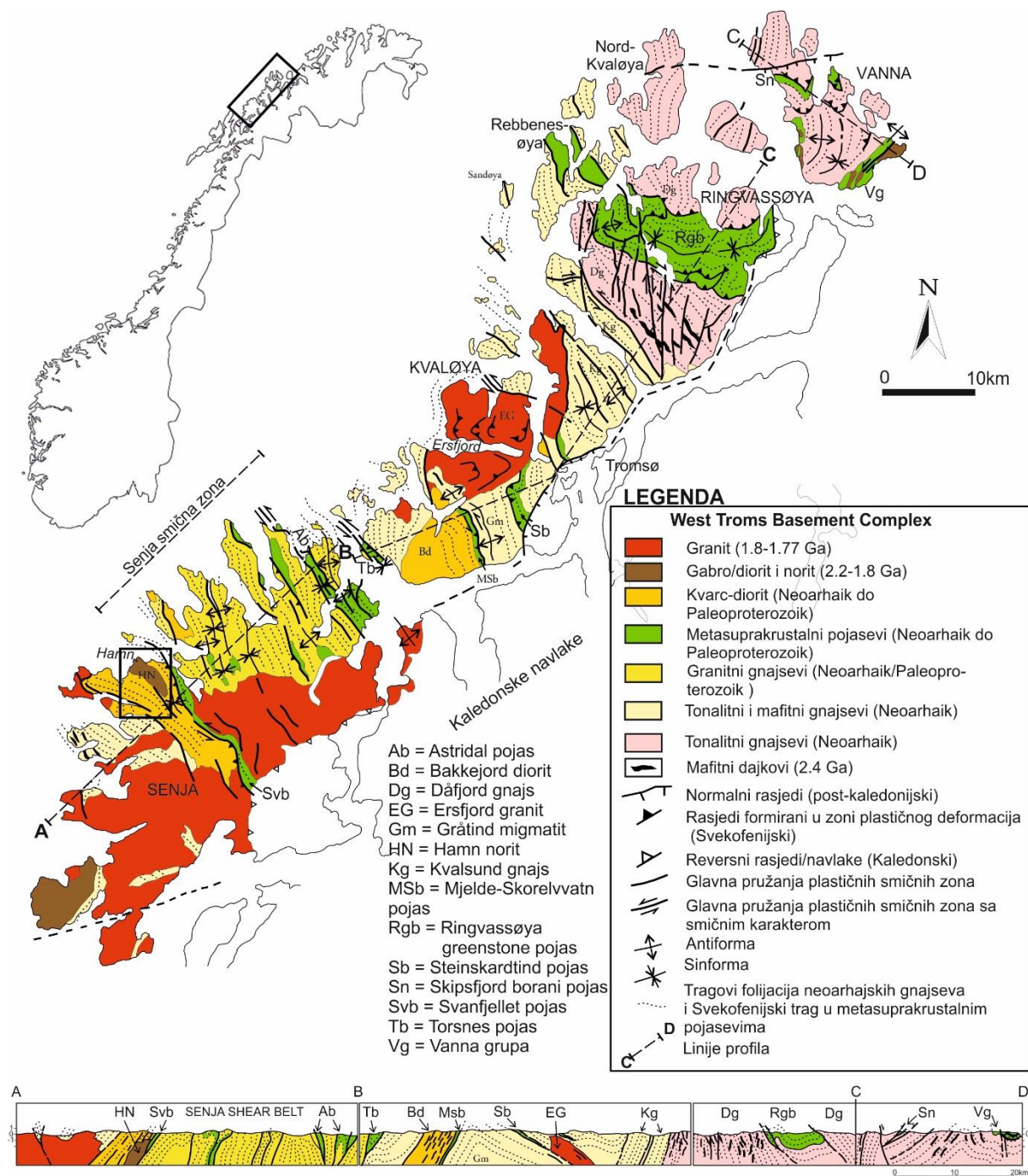
2. OPĆI DIO

2.1. GEOLOGIJA ISTRAŽIVANOG PODRUČJA

Obalni dio sjeverne Norveške (zapadno od Tromsa) izgrađuju stijene Kristalinske jezgre zapadnog Tromsa (eng. *West Troms Basement Complexa* - WTBC) (Slika 2.1.). Radi se o površinskom reliktu sjevernog ruba Fenoskandijskog štita koji pokriva većinu Finske, Švedske i sjeverozapadne Rusije (Bergh i dr., 2010). WTBC se proteže od otoka Senje na jugu sve do Vanne na sjeveru. Na jugu prema Lofotenu i Vesteralenu graničnu litologiju predstavljaju gabro–anortozit–mangerit–charnockit–granit starosti 1,87–1,77 Ga (Corfu, 2004). Prema istoku WTBC graniči s Kaledonidima kombinacijom bazalnih, kaledonskih i post-kaledonskih normalnih rasjeda i navlaka. Iako se nalazi u izravnom kontaktu s Kaledonidima, na stijenama WTBC-a nije vidljiv značajan utjecaj Kaledonske orogeneze. Na izgled WTBC-a najveći su utjecaj imale dvije orogeneze neoarhajske i paleoproterozojske starosti, s lokalnim procesima magmatizma, ekstenzije i sedimentacije (Myhre i dr., 2013). Litološki gledano, u WTBC-u su prisutne četiri različite litologije: 1) Neoarhajski gnajsevi; 2) Neoarhajske i paleoproterozojske suprakrustalne stijene; 3) Rano-paleoproterozojski bazični dajkovi i 4) Paleoproterozojska granitna i bazična plutonska tijela.

WTBC dominantno izgrađuju neoarhajski do paleoproterozojski gnajsevi tonalitnog, trondhjemitnog i granitnog sastava (TTG gnajsevi), plutonske i metasuprakrustalne stijene. Recentna geokronološka istraživanja pokazala su kako se radi o vrlo heterogenom prostoru sa stijenama neoarhajske (2,89–2,56 Ga) do mezoproterozojske starosti (~1,57 Ga). Gnajsevi su najstariji na sjevernom dijelu, gdje je na uzorcima s Vanne U-Pb metodom na cirkonima dobivena starost 2855 ± 20 Ma (Bergh i dr., 2007) i 2849 ± 3 Ma na uzorcima s Ringvassøye (Zwaan i Tucker, 1996). Osim razlike u starosti prema južnom dijelu WTBC-a, vidljiva je promjena i u sastavu. Na sjevernom dijelu dominiraju tonalitetni gnajsevi dok su na jugu znatno češći granitni. Navedeni tonalitetni gnajsevi (prvotno tonaliti) nastali su formiranjem tonalitnog bazena i Ringvassøya greenstone pojasa. Nakon formiranja uslijedio je tektono-magmatski period (2730–2560 Ma) tijekom kojeg je došlo do metamorfizma i formiranja smičnih zona (Bergh i dr., 2015). Megablokovi gnajseva međusobno su odvojeni svekofenijskim deformiranim suprakrustalnim pojasevima pružanja SZ–JI što je paralelno prisutnim folijacijama gnajseva. Suprakrustalne pojaseve prate strme duktilne zone. Najbolji primjer je 30 km široka Senja smična zona ograničena Svanfjellet pojansom na jugu te Torsnes pojansom na sjeveru. Na Senji, Kvaløyi, Ringvassøyi i Vanni unutar gnajseva prisutni su dajkovi dominantno

gabroidno-noritnog sastava, rjeđe ultrabazičnog. Radi se o bazičnim dajkovima debljine od nekoliko dm pa preko 100 m koji se ponegdje mogu pratiti i nekoliko kilometara. Najdeblji dajkovi su na Ringvassøyi, gdje je U-Pb metodom iz cirkona i baddeyelita dobivena starost



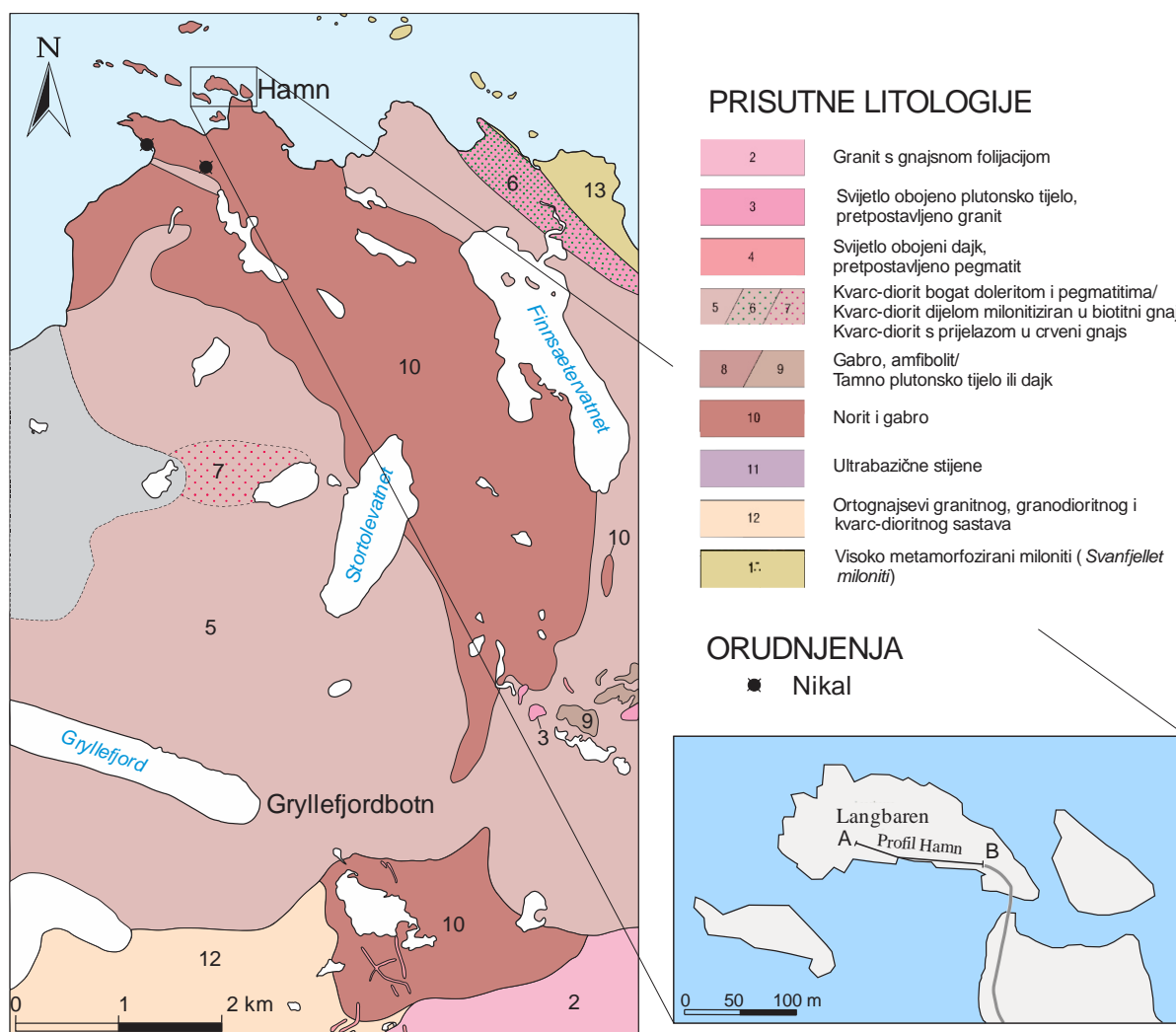
Slika 2.1. Geološka karta Kristalinskog kompleksa zapadnog Tromsa (WTBC) s megablokovima TTG gnajseva, suprakrustalnim pojaseva i plutonskim tijelima (Bergh i dr., 2015). Pravokutnik označava uže područje Hamn gabra sa slike 2. Pravokutnikom na karti Norveške označen je položaj WTBC-a.

2403 ± 3 Ma (Kullerud i dr., 2006). Glavnina dajkova ima pružanje S–J do SSZ–JJI, dok je manji broj nepravilnog oblika i drugačijeg pružanja. Geneza bazičnih dajkova usko je povezana s genezom većih magmatskih intruzija poput Ersfjord granita i Hamn gabra, do čijeg su formiranja dovela pretpostavljena konvergentna gibanja tijekom paleoproterozoika (1,80–1,79 Ga). Navedeni period karakteriziraju regionalne deformacije i metamorfizam koji ima značajan utjecaj na suprakrustalne pojaseve i TTG gnajseve. Metamorfizam lokalno doseže uvjete granulitnog facijesa. Krajem svekofenijske orogeneze (~1,79 Ga) dolazi do opetovanog formiranja i/ili reaktiviranja postojećih smičnih zona. Na to ukazuju dobivene starosti granitnih pegmatita astridal pojasa: 1758 ± 1 Ma, 1741 ± 5 Ma i 1725 ± 22 Ma (Bergh i dr., 2015).

Otok Senja čini najjužniji dio WTBC-a. Jugoistočni dio otoka izgrađuju metamorfne stijene kaledonidske starosti. Središnji i jugozapadni dio izgrađuje Ersfjord granit isti kao i na Kvaløyi (1,8-1,77 Ga). Glavna geološka struktura otoka je 30 km široka Senja smična zona pružanja SSZ–JJI. Smičnu zonu izgrađuju stijene metamorfozirane do amfibolitnog facijesa, bazične meta-eruptivne stijene i meta-areniti. Lokalno su prisutna grafitna ležišta. Navedene litologije su opetovano borane i podvrgnute smicanju, što je rezultiralo njihovom lećastom obliku. Torsnes pojas čini sjevernu granicu smične zone. Unutar stijena najveća utvrđena starost je 1870 Ma dobivena na detritičnim zrnima cirkona. Navedeni je pojas tijekom svekofenijske orogeneze pretrpio uvjete srednjeg stupnja metamorfizma pri čemu su formirane bore istočne vergencije s jugozapadnim tonjenjem. U sredini smične zone nalazi se Astridal pojas, čiji su vulkaniti i klastiti metamorfozirani od facijesa zelenih škriljavaca do amfibolitnog facijesa. Pojas je boran sa sjeveroistočnom vergencijom i pretpostavljeno rasjedan tijekom svekofenijske orogeneze. Svanfjellet pojas nalazi se na samom jugu smične zone s jugozapadnim tonjenjem. Pojas je djelomično milonitiziran do gornjeg amfibolitnog facijesa, a izgrađuju ga granodioritni gnajsevi i deformirani bazični dajkovi s prisutnim meta-arenitima.

U blizini sjeverozapadnog dijela Svanfjelet pojasa nalazi se Hamn gabro. Radi se o bazičnom-ultrabazičnom uslojenom intruzivnom tijelu izgrađenom od srednjeznastog gabra, norita i gabronorita s peridotitom i piroksenitom u središnjem dijelu čiji su slojevi debljine i do nekoliko desetaka metara (Makkonen, 2007). Hamn gabro proteže se od Hamna na sjeveru sve do Gryllefjordbotna na jugu s jednim površinskim prekidom (Slika 2.2). Dužina intruziva na površini iznosi ~10 km s maksimalnom širinom ~2 km. Prema istoku gabro je u kontaktu s tonalitim gnajsevima te je na samom kontaktu prisutna breča, tj. smična zona debela 1-2 m. Sjeverni kontakt čine 50 cm debela sulfidna zona ograničena smičnom zonom 240/70 i nepravilnom 1-2 cm žilom masivnih sulfida unutar zone. Generalno pružanje prisutnih

uslojenih jedinica je SI-JZ, pri čemu smjer iznosi 305-320° i nagib 50-80°. Prema Makkonen (2007), radi se o intruzivnom tijelu formiranom iz bazaltne taljevine s 12 tež. % Mg s dva magmatska impulsa u komoru. Tijekom prvog su formirane gabroidne stijene, dok je drugi zaslužan za kristalizaciju ultrabazičnih stijena i njima povezanom Ni-Cu mineralizaciju. Nadalje, unutar Hamn gabra vidljive su diferencijacije u mineralnom sastavu. Jugozapadni dio tijela bogat je s magnetitom što ukazuje da su stijene nastale iz najgornjeg dijela impulsa taljevine. Odnos bazičnih i ultrabazičnih stijena je konkordantan. Starost intruzije utvrđena je datiranjem cirkona U-Pb metodom te je dobivena starost od 1800 ± 3 Ma (Zwaan i dr., 1998). Unutar Hamn gabra utvrđena je mineralizacija nikla, kobalta i bakra na nekoliko lokacija. U neposrednoj blizini mjesta Hamn nalazi se otvoreni kop u kojem se vršila eksploatacija od



Slika 2.2. Geološka karta užeg područja Hamn, pojednostavljeno nakon Zwaan i dr. (2003).

Pravokutnikom je označen otok Langbaren na kojem su pronađeni i prikupljeni uzorci za potrebe izrade diplomskog rada.

1872. do 1886. godine. Izvađeno je ~105 000 t rude, pri čemu je dobiveno ~1000 t nikla i kobalta te ~500 t bakra. Udio nikla u rudi je 0,9 %. Rudno je tijelo lećastog oblika, dugo 80 m i 15 m široko. Na 75 m dubine eksploatacija je zaustavljena zbog proboja morske vode u sam kop. Iako je kroz Hamn gabro prisutna Ni-mineralizacija, okolne stijene su osiromašene na nikel.

U samom mjestu Hamn na otoku Langbaren, za potrebe izgradnje ceste napravljen je zasjek gdje je jasno vidljivo uslojavanje gabroidnog tijela. Unutar slojeva prisutni su gabroidni pegmatiti te su s navedenog lokaliteta prikupljeni uzorci za potrebu izrade ovog diplomskog rada.

2.2. DOSADAŠNJA ISTRAŽIVANJA GABROIDNIH PEGMATITA

Usprkos značajnoj učestalosti u bazičnim i ultrabazičnim kompleksima vrlo se malo zna o gabroidnim pegmatitima. Ofiolitni kompleksi, uslojena bazična i ultrabazična intruzivna tijela, gabroidna plutonska tijela unutar orogenetskih pojaseva i plutonske intruzije u kalcijsko-alkalijskim vulkanskim lukovima neki su od geotektonskih okoliša u kojima je utvrđeno prisustvo gabroidnih pegmatita (Beard, 1986). Navedeni pegmatiti variraju veličinom i oblikom, od kilometarskih plutonskih pojava pa sve do manjih segregiranih tijela unutar gabra. Za sada su pronađeni u vidu dajkova, silova, žila, leća i džepova. Mineraloški gledano, pegmatiti su vrlo slični gabru. Većina pegmatita opisana u literaturi izgrađeni su od bitovnita ili anortita, uz različit udio amfibola i piroksena.

Beard (1986) opisuje lećasta i segregacijska tijela gabroidnih pegmatita u olivinskom gabru Smartville kompleksa (sjeverna Kalifornija) te utvrđuje kako pegmatite grade Ca-bitownit/anortit i klinopirokseni uz manji udio ortopiroksena i olivina. Osim navedenih mineralnih skupina prisutne su dvije generacije amfibola: amfiboli magmatskog postanka te subsolidusnih alteracija primarnih pegmatitnih konstituenata. Mnogi pegmatiti pokazuju zoniranje s anortozitnim slojevima i jezgrom piroksena. Na kontaktu s okolnim stijenama prisutan je aplitni ovoj. Na temelju mineralogije i kristalokemije Beard donosi nekoliko zaključaka: **(1)** Kemizam minerala gabroidnih pegmatita i okolnog gabra ukazuje da su pegmatiti kristalizirali istovremeno gabru; **(2)** Prisustvo aplita, visoke temperature kristalizacije i zoniranje pegmatita ukazuju na kristalizaciju iz taljevine; **(3)** Izostanak olivina i obogaćenje ortopiroksena u pegmatitu u odnosu na gabro ukazuje kako su pegmatiti bogatiji sa SiO₂ od gabra; **(4)** Nekoliko dokaza poput prisustva magmatskih amfibola ukazuju na povišene

koncentracije pritiska fluida. Beard je zaključio kako su gabroidni pegmatiti Smartville kompleksa formirani iz fluidom bogate taljevine koja je bila u ravnoteži s okolnim gabrom te se poziva na Jahnsov i Burnhamov model geneze granitnih pegmatita.

Recentnije, Beard (2002) istražuje gabroidne pegmatite Iberia abisalne ravnice u okviru *Ocean Drilling Program*. Iberia abisalna ravnica izgrađena je od serpentiniziranih peridotita predstavljajući stijene plašta formirane tijekom donjokrednog kontinentalnog riftinga. Unutar njih nalaze se dajkovi i silovi pegmatita dužine 3-4 m s mnogim manjim žilicama širine 1-5 cm. Većina pegmatita sadrži 40-70 % andezina, 25-35 % kaersutitnog amfibola, 5-25 % augita i 1-2 % ilmenita. Izotopni sastav i kemizam minerala ukazuju kako su taljevine iz kojih su nastali pegmatiti obogaćene inkompatibilnim elementima u odnosu na srednjo-oceanske bazalte te su vrijednosti vrlo slične onima obogaćenog plašta. Beard pretpostavlja da su glavni izvor taljevine amfibolom bogati peridotiti. Nakon cijelog rada zaključuje kako su gabroidni pegmatiti nastali iz taljevine generirane u gornjem plaštu te frakcionirane bliže mjestu kristalizacije.

Pentek (2006) izučava gabroidne pegmatite unutar Szavaskő ofiolitnog kompleksa (Bükk planina, sjeveroistočna Mađarska) te ih je podijelio na temelju njihovog oblika (džepovi i žile) i teksture (homogeni i zonirani). Zaključio je kako svaki pojedini tip pegmatita pripada različitoj fazi obogaćenja fluida i kristalizacije okolnog gabra. Nadalje, uočene su promjene u kemizmu pojedinih mineralnih skupina. Klinopirokseni su augitnog sastava, pri čemu je udio magnezija znatno manji u pegmatitnom augitu u odnosu na okolni gabro. Euhedralni kristali veliki do 1 cm proraštaju s anhedralnim ilmenitom. Plagioklasi su značajno alterirani procesima sericitizacije i saussuritizacije te je njihov kemizam u pegmatitima znatno kiseliji (Bentek, 2006). Apatit je rijedak u okolnom gabru dok je značajnije prisutan u pegmatitu. Osim OH skupine, u pegmatitima je obogaćen s fluorom (1,1-2,3 tež. %) i klorom (0,4-0,8 tež. %).

Prema svemu navedenom, Pentek zaključuje kako su za kristalizaciju gabroidnih pegmatita zaslužna četiri različita procesa: **(1)** Kristalizacija iz taljevine pri čemu su formirani klinopirokseni, plagioklasi, „smeđi“ amfiboli, apatit, Fe-Ti oksidi, biotit i kvarc. Temperature pri kojima su kristalizirali iznose ~800-900 °C. U navedenoj paragenezi nisu pronađeni dokazi prisustva izdvojenih fluida; **(2)** Intenzivna deuterična alteracija zaslužna za formiranje „smeđeg“ amfibola, hornblende, biotita i lamela ilmenita. Temperature su nešto niže, ~700-800 °C, što je dovoljno za izdvajanje magmatskih fluida; **(3)** Post-magmatske, hidrotermalne alteracije pod utjecajem oceanske vode, pri čemu su nastali Fe-aktinolit, grunerit, klorit,

klinocoisit i albit. Prisutne fluidne inkluzije analizirane su mikrotermometrijskom metodom te su utvrđene dvije generacije inkluzija, obje sekundarne u postanku. Prvi tip inkluzija ima temperaturu homogenizacije 300 °C i salinitet 2,96 tež. % NaCl, dok drugi karakterizira nešto niža temperatura homogenizacije, 238 °C, sa salinitetom 3,36 tež. % NaCl. Navedena parageneza formirana je pri temperaturama ~250-400 °C; (4) Tijekom Alpskog regionalnog metamorfizma formirane su makroskopske i mikroskopske krte i plastične pukotine ispunjene prehnitom, kloritom, kvarcom, kalcitom i feldspatima. Dobivene temperature iznose ~250-300 °C te su prisutni metamorfni fluidi.

3. METODE ISTRAŽIVANJA

3.1. TERENSKA ISTRAŽIVANJA

Terenski rad izvršen je u dvije faze. Za potrebe analiza tijekom prvog izlaska prikupljeno je 15 uzoraka gabroidnih pegmatita i okolnih stijena. Popis uzoraka i njihov makroskopski opis te provedene analize nalaze se u Prilogu 1. Tijekom drugog odlaska na teren izrađen je geološki profil na samom lokalitetu (Prilog 2).

3.2. INSTRUMENTALNE ANALITIČKE METODE

3.2.1. Optička i rudna mikroskopija

Kvalitativno i relativno kvantitativno fazno određivanje te strukturne i teksturne karakteristike uzoraka u mikroskopskim preparatima određuju se pomoću petrografskog polarizacijskog i rudnog mikroskopa. Prednost korištenja petrografskog i rudnog mikroskopa pri determinaciji prisutnih minerala u uzorku usporedivši s ostalim faznim analizama je mnogo manji trošak te jednostavnost korištenja navedenih mikroskopa. U posljednje vrijeme sve više pažnje posvećuje se petrogenetskoj povezanosti rudnih i providnih minerala što je dovelo do pojave jednostavnih komercijalnih mikroskopa koji mogu koristiti i prolaznu i reflektiranu svjetlost.

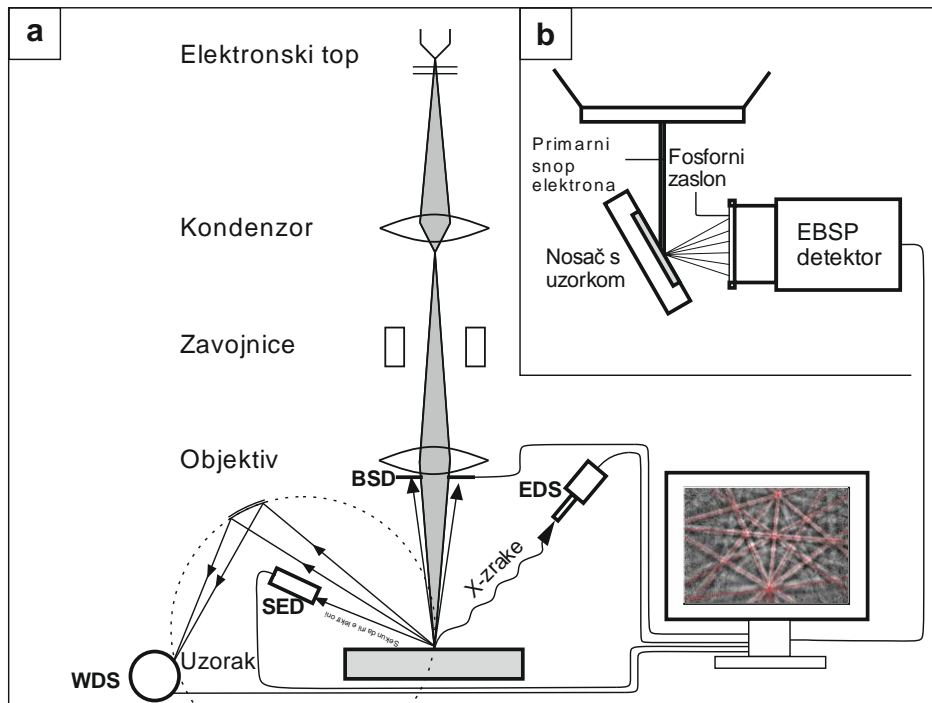
Razlika između dva navedena mikroskopa je putanja svjetlosti. Kod polarizacijskog mikroskopa izvor svjetlosti je ispod preparata te ona prolazi kroz preparat prema oku promatrača. Kako su gotovo svi rudni minerali opáki (uvijek tamni pri promatranju s prolaznom svjetlošću), za njihovo proučavanje potreban je mikroskop koji za dobivanje slike koristi reflektiranu svjetlost. Izvor svjetlosti nalazi se iznad uzorka te pri interakciji s uzorkom dio se svjetla reflektira prema oku promatrača. Za promatranje su pogodni isti preparati kao i za polarizacijski mikroskop, no ako se radi o trusnim uzorcima moguće je pripremiti preparate pomoću epoksi smole te je potrebno kvalitetno poliranje željene strane uzorka.

Obje mikroskopije odrađene su na Odsjeku za geoznanosti Arktičkog sveučilišta Norveške u Tromsu pomoću mikroskopa Leica DMLP. Uzorci su fotografirani na Mineraloško-petrografskom zavodu Geološkog odsjeka Prirodoslovno-matematičkog fakulteta u Zagrebu

na mikroskopu Zeiss Axiolab pomoću fotoaparata Canon EOS 500D, dok su opaki minerali proučavani mikroskopom Meiji Techno ML9430 i digitalnom kamerom MicroQ.

3.2.2. Skenirajući elektronski mikroskop (SEM)

Sredinom prošloga stoljeća skenirajući elektronski mikroskop (SEM) razvijen je te od tada pronalazi primjenu u mnogim znanstvenim i tehnološkim potrebama. Rad SEM-a zasniva se na vrlo preciznom „skeniranju“ površine uzorka fokusiranim snopom elektrona. Snop pobuđuje elektrone atoma iz uzorka i predaje im energiju koja se nakon interakcije emitira iz uzorka na nekoliko načina: povratno-raspršeni elektroni (eng. *Back-scattered*), sekundarni elektroni, katodoluminiscentno svjetlo i rendgenske zrake (Slika 3.1. a i b). Tako nastali signali iz uzorka mjere se određenim detektorima te se uz pomoć mikroprocesora stvara virtualna slika. Uređaj se sastoji od elektronske kolone, komore za uzorke, jednog ili više detektora i sustava za promatranje. Prije umetanja uzorka u komoru, uzorak je potrebno naporiti zlatom ili ugljikom zbog izbjegavanja nakupljanja elektrona na površini uzorka te zbog povećanja vodljivosti.



Slika 3.1. (a) Pojednostavljeni prikaz rada skenirajućeg elektronskog mikroskopa s BS, SE, EDS i WDS detektorima te signalima na kojima se zasniva njihov rad. (b) Princip rada EBSD

detektora. Na ekranu je prikazan primjer uzorka povratno raspršenih elektrona (eng. *Electron back-scattered pattern*). Pripremljeno prema Aharinejad i Lametschwandtner (1992).

Zadatak elektronske kolone je stvoriti fokusirani snop elektrona. Dio u kojem se formiraju elektroni naziva se elektronski top. U topu se elektroni emitiraju iz elektrode te se pomoću elektromagnetskog polja usmjeravaju kroz otvor na Wehnelt-ovom cilindru. Elektroni se potom ubrzavaju naponom 0,5-30 kV duž kolone pri čemu je formiran snop promjera 10-50 μm što je preširoko za dobivanje oštre slike. Mnogo tanji snop postiže se pomoću sustava leća, odnosno kondenzorske leće koja se nalazi ispod elektronskog topa te objektiva smještenog između kondenzorske leće i uzorka. Većina SEM uređaja može proizvesti snop promjera 5-10 nm, no uglavnom se koristi snop ~ 100 nm. Uzorak se nalazi u komori za uzorke pod niskim vakuumom koji se koristi radi izbjegavanja interakcije elektronskog snopa s česticama zraka unutar komore što može utjecati na valjanost rezultata.

Osim izrazito jednostavne pripreme uzoraka, glavne prednosti elektronske mikroskopije su dubinska oštrina i visoka rezolucija te analiza kemijskog sastava pomoću EDS detektora. Mane SEM-a su nemogućnost detekcije laganih elemenata poput vodika, helija i litija te vrlo visoka cijena samog instrumenta.

Za potrebe ovog rada korišten je skenirajući elektronski mikroskop Zeiss Merlin koji se nalazi u SEM laboratoriju Fakulteta medicinskih znanosti Arktičkog sveučilišta u Tromsu.

Energetsko disperzivni spektrometar (EDS)

Energetsko disperzivni spektrometar (EDS) je detektor pomoću kojeg se u kombinaciji sa SEM-om kvalitativno i kvantitativno određuje kemijski sastav analiziranog uzorka. Za određivanje kemijskog sastava EDS koristi rendgenske zrake nastale pri međudjelovanju elektronskog snopa i uzorka. Moguće je kvalitativno utvrditi kemijske elemente iznad berilija ($Z > 4$) ako su prisutni u dovoljnoj količini, u pravilu $> 0,2$ tež. %.

Ovisno o potrebama moguće je analizirati pojedinu točku, liniju ili napraviti mapu elemenata određene površine uzorka. Nakon što pokrenemo analizu na ekranu dobijemo spektar čija je apscisa energija rendgenskog zračenja (uglavnom u keV) i ordinata intenziteti. Svaki kemijski element ima karakteristično $K\alpha_I$ i $K\alpha_{II}$ rendgensko zračenje na temelju kojeg se razlučuje prisustvo elemenata.

Za potrebe izrade ovog diplomskog rada EDS je prvenstveno korišten radi kvantitativnog utvrđivanja glavnih elemenata minerala gabroidnih stijena kao i gabroidnih

pegmatita. Nadalje, plagioklasi, pirokseni, oksidi te alteracijski produkti prikazani su linijskom analizom i EDS mapama.

Difrakcija povratno-raspršenih elektrona (EBSD)

Faznu identifikaciju i orijentaciju mineralnih zrna, njihove teksture i međusobne kontakte moguće je proučavati pomoću EBSD detektora (eng. *Electron backscattered diffraction*). EBSD čine fosforni zaslon, visoko-osjetljiva kamera i optika te pripadajući računalni program za upravljanje. Za razliku od ostalih detektora SEM-a, EBSD zahtjeva zakretanje uzorka za 70° (Slika 3.1. b). Rad EBSD detektora zasniva se na prepoznavanju tzv. Kikuchijevih linija. Analiza navedenim detektorom zahtjeva iznimno dobro polirane uzorke jer sami rezultati ovise o površini uzorka.

Interakcijom primarnog snopa elektrona sa zakrenutom površinom uzorka dolazi do oslobađanja raspršenog rendgenskog zračenja. Ako je fosforni ekran dovoljno blizu, difrakcijski „uzorak“ može biti vidljiv. Fosfor prevodi difraktirane elektrone u svjetlo pogodno za bilježenje visoko-osjetljivom kamerom. Dobiveni uzorak naziva se EBSP (eng. *Electron backscattered diffraction pattern*) i karakterističan je za svaki pojedini kristalizirani materijal. EBSP je definiran parametrima jedinične ćelije i orijentacijom analiziranog kristala, valnom duljinom primarnog snopa elektrona i udaljenošću između uzorka i detektora. Potom specijalizirani računalni programi analiziraju EBSP tako što broje Kikuchijeve linije. Kombinacijom linija i promatranja potencijalnih orijentacija svih faza u bazi program određuje najbolju podudarnost linija. Nakon što program odredi o kojoj se fazi radi dobiva se i indeksirana slika EBSP-a. Prije pokretanja izrade fazne mape potrebno je navesti prisutne mineralne faze u uzorku te odrediti željenu površinu uzorka i međukorak između točaka. Za izradu jedne EBSD mape potrebno je nekoliko sati (ponekad i više od 24 sata), ovisno o početnim parametrima i površini mape.

Kako je prije analize potrebno unijeti prisutne mineralne faze u uzorku, EBSD usko je povezan uz optičku i rudnu mikroskopiju te se uz njega često koristi EDS za određivanje kemizma minerala. Iako je EBSP karakterističan za svaki pojedini mineral, relativno male razlike EBSP-a članova istih mineralnih skupina otežavaju točnu faznu odredbu. EBSD je korišten za utvrđivanje potencijalne preferirane orijentacije zrna amfibola unutar žila te za kvantitativne fazne mape uzoraka. Na Eulerovim mapama jednako orijentirani kristali imaju istu boju. Kontrastna mapa nalik je BSE mapama (eng. *Back-scattered electrons*), dok su na faznoj mapi različite boje dodjeljene različitim mineralnim fazama.

3.2.3. Metoda rendgenske difrakcije na prahu (XRD)

Metoda rendgenske difrakcije na prahu kvalitativna je analiza utvrđivanja prisutnih mineralnih faza u uzorku. Analiza se vrši pomoću rendgenskog difraktometra koji bilježi kut pod kojim dolazi do difrakcije i intenzitete difraktiranog zračenja. Valna duljina upadnog zračenja je poznata te je pomoću Braggovog zakona ($2d \sin\theta = n\lambda$) moguće izračunati međumrežni razmak d na temelju kojeg se determinira mineralna faza.

Uzorci su snimani na rendgenskom difraktometru Philips PW3040/60 X'Pert PRO na Mineraloško-petrografskom zavodu. Za izvor zračenja korištena je bakrena cijev s karakterističnim zračenjem $\text{Cu K}\alpha_{1,2}$ valne duljine 1,5417 Å. Pri snimanju jakost struje iznosila je 40 mA, napon 45 kV a brzina snimanja $^{\circ}\text{theta/s}$ 0,02.

3.2.4. Induktivno spregnuta plazma – masena spektroskopija (ICP-MS)

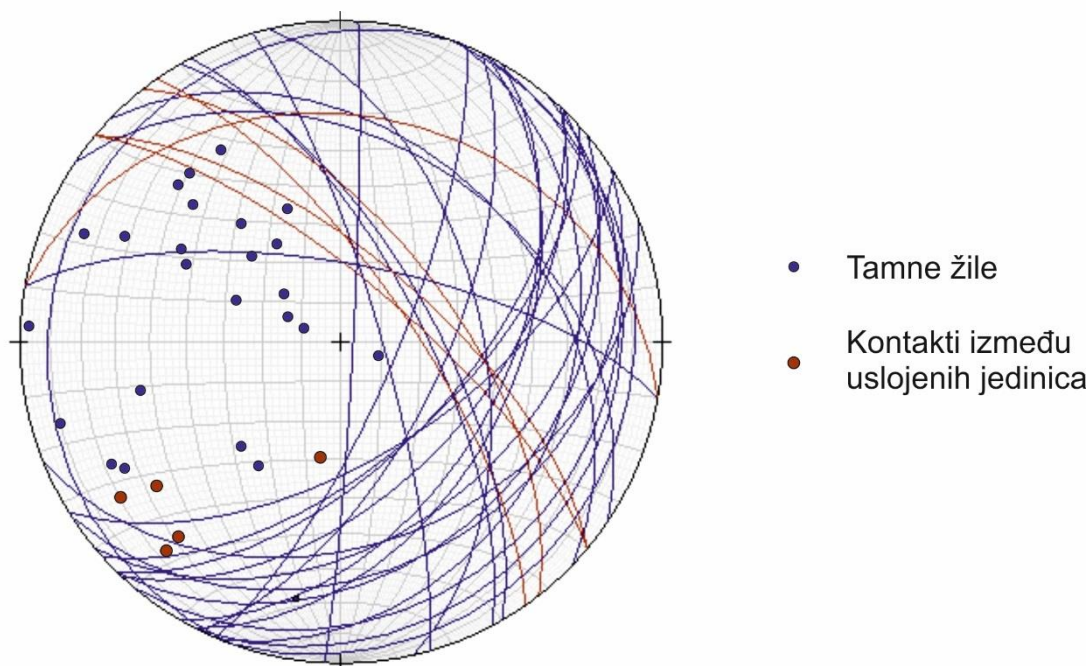
Kvantitativna analiza glavnih elemenata i elemenata u tragovima izvršena je pomoću ICP-MS instrumenta. Navedeni instrument izgrađen je od dva zasebna dijela: Induktivno spregnute plazme (ICP) i masenog spektrometra (MS). ICP sadrži inertni plin argon koji se zagrijava na temperature 6000-10000 K što je dovoljno da se čestice uzorka prvo prevedu u atomski te potom u ionski oblik. Nakon toga ioni se prevode u maseni spektrometar koji na temelju razlika u masi i naboju računa udio pojedinih elemenata. ICP-MS pogodan je za analizu elemenata koji su pozitivnog naboja u ionskom obliku, dok elemente poput Cl, B i F nije moguće mjeriti. Prednost metode je vrlo nizak detekcijski limit, kod pojedinih elemenata i do nekoliko ppb-a. Analiza je obavljena u ACME Analytical Laboratories u Vancouveru u Kanadi. Uzorci HM-17, HM-21 i HM-25 podvrgnuti su cijelostijenskoj analizi, dok su iz uzoraka HM-17 i HM-25 analizirani i izdvojeni pirokseni i plagioklasi.

4. REZULTATI

4.1. TERENSKA ISTRAŽIVANJA

Tijekom drugog odlaska na teren pripremljen je Hamn profil (Prilog 1). Na profilu u duljini od 150 metara utvrđene su četiri različite litologije: dijabaz, diorit, gabroidne stijene i gabroidni pegmatiti. Dijabaz, diorit i gabroidne stijene čine uslojene jedinice unutar kompleksa s orijentacijom $280-325^\circ$ i nagibom $30-74^\circ$. Između uslojenih jedinica gabroidnih stijena izostaje reakcijski kontakt, dok je reakcijski rub prisutan između gabra i diorita.

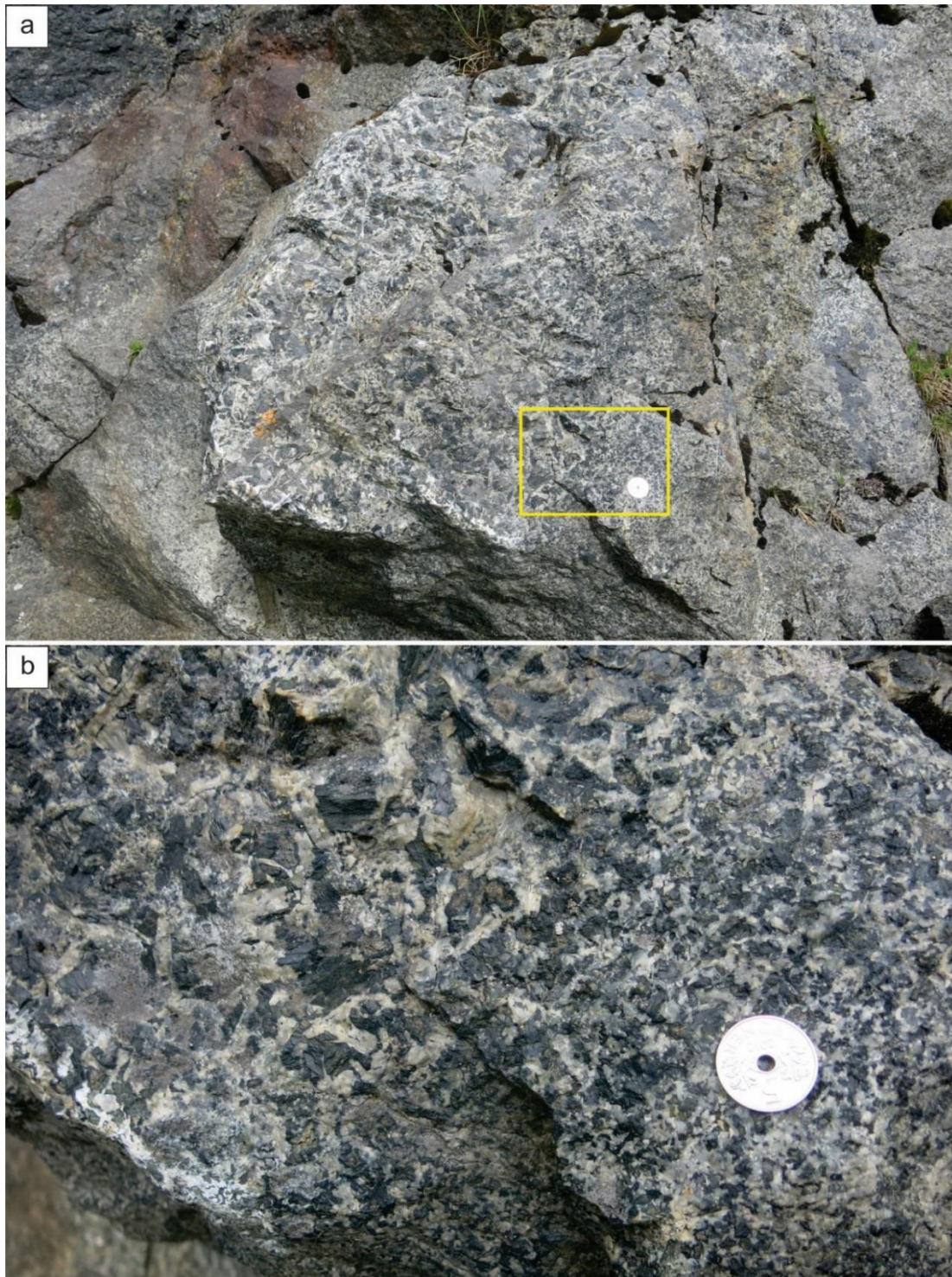
Osim navedenih litologija, uočene su tanke amfibolske žile koje presijecaju sve jedinice. Žile variraju debljinom 0,3-10 cm. Izmjerene su orijentacije 28 žila i 5 kontakata između gabroidnih jedinica te je sve prikazano na stereografskoj projekciji pomoću polova (Slika 4.1.).



Slika 4.1. Stereografska projekcija s polovima normala mjerenih amfibolskih žila i kontakata između uslojenih jedinica gabroidnih stijena.

Unutar uslojenih gabroidnih jedinica pronađene su 24 pegmatitne pojave. Gabroidni pegmatiti variraju oblikom od manjih, izduženih leća do džepova 1,5 m u promjeru (Slika 4.2. a). Uočena je mineraloška sličnost između gabroidnog pegmatita i okolnih stijena. Izduženi tamni kristali piroksena duljine su 1,3-6 cm, dok su u okolnim gabroidnim jedinicama duljine

do 0,5 cm. Između piroksena vidljiv je leukokratski materijal - pretpostavljeno plagioklasi, što je i potvrđeno petrografijom. Između gabroidnih stijena i gabroidnih pegmatita izostaje bilo kakav oblik ruba, vidljiv je postepen porast veličine kristala od srednjeznastih gabroidnih stijena prema krupnozrnastom pegmatitu (Slika 4.2. b).



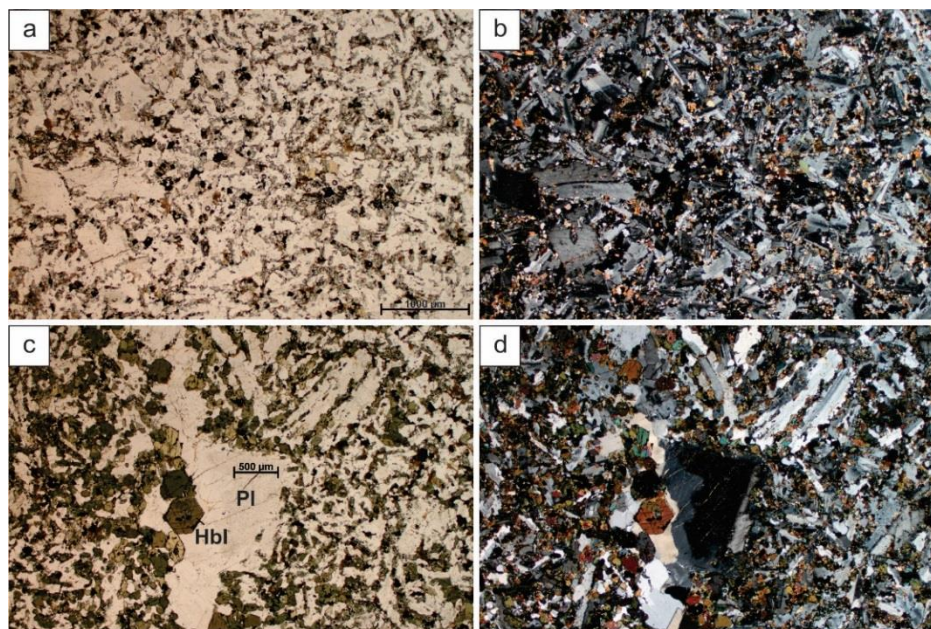
Slika 4.2. (a) Primjer gabroidnog pegmatita s lokaliteta Hamn. Žutim četverokutom označeno je područje sa slike (b); (b) Kontakt između gabroidnih stijena i gabroidnog pegmatita.

4.2. PETROGRAFSKA ANALIZA MIKROSKOPSKIH PREPARATA

Za potrebu petrografske analize pripremljeno je 12 preparata od 12 različitih uzoraka (Prilog 1). Nakon analize utvrđeno je pet uzoraka gabroidnog sastava (HM-13 norit, HM-17 gabronorit, HM-19 amfibolski gabro, HM-20 gabro, HM-21 i HM-22 gabronorit) te ih nadalje zajednički nazivamo **gabroidne stijene**. Četiri uzorka predstavljaju **gabroidne pegmatite** (HM-18, HM-23, HM-24 i HM-25). Osim bazičnih stijena, utvrđeni su po jedan uzorak **dijabaza** (HM-11) i **diorita** (HM-14).

4.2.1. Dijabaz

Nakon petrografske analize uzorka HM-11 utvrđeno je kako se radi o dijabazu (Slika 4.3. a i b). Uzorak siječe žila debljine 3-5 mm izgrađena dominantno od plagioklasa i idiomorfnih kristala niza hornblende karakterističnog šesterostranog habitusa i pleokroizma u zelenim nijansama (Slika 4.3. c i d). Hornblenda gotovo u potpunosti okružuje žilu te se udaljavanjem od žile njen udio smanjuje. Ostatak uzorka karakterizira ofitska struktura sa znatno većim idiomorfnim do hipidiomorfnim kristalima plagioklasa (75 %) izduženog habitusa. Pojavljuju se u vidu sraslaca dvojaca, rjeđe su prisutne polisintetske sraslačke lamele.



Slika 4.3. Mikrofotografija dijela uzorka HM-11: (a) N-, i (b) N+; Mikrofotografija žile hornblende (Hbl) i plagioklasa (Pl) koja presijeca uzorak (c) N-, i (d) N+.

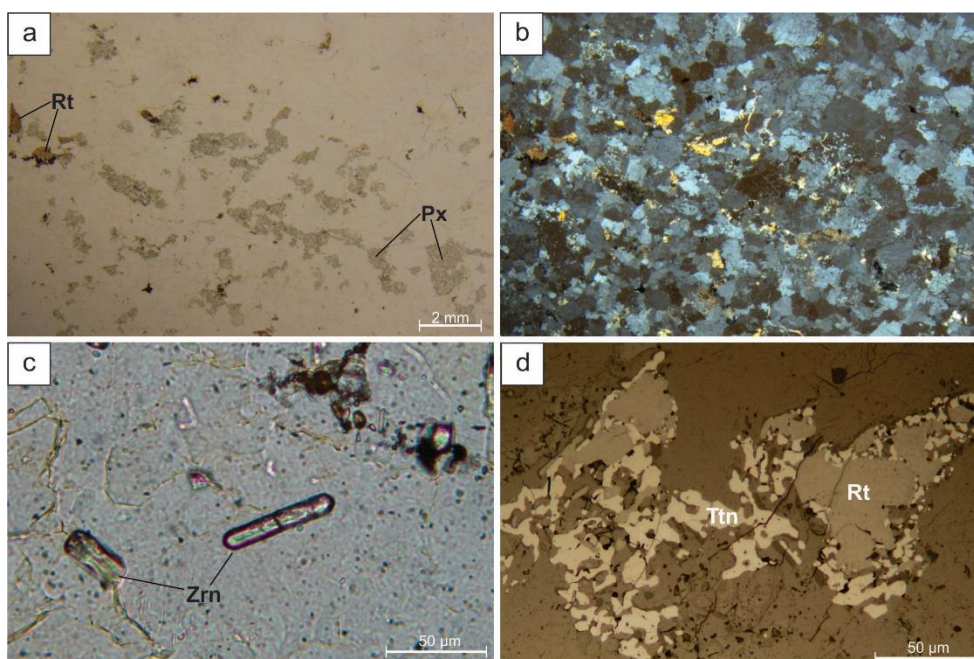
Prostor između plagioklasa izgrađuju sitniji amfiboli (10 %), pirokseni (5 %) i biotit (5 %) te neprozirni minerali (5 %).

Od neprozirnih minerala prisutni su ilmenit, magnetit, rutil i pirit. Okruglasta zrna ilmenita sadrže eksolucijske lamele magnetita, i obratno. Uz njih se rjeđe pojavljuje i rutil. Od sulfida prisutan je pirit.

4.2.2. Diorit

Uzorak HM-14 izgrađuju plagioklasi (80 %), amfiboli (7 %), skapolit (5 %) klinopirokseni (3 %), rutil (2 %) i opake faze (3 %). Akcesorne faze su cirkon i apatit. Kvarca ima vrlo malo.

Plagioklasi su alotriomornog oblika. Rubovi pojedinih zrna alterirani su procesom skapolitizacije. Amfiboli su alotriomornog oblika, pojavljuju se kroz uzorak u vidu nakupina. Sadrže uklopke sitnijih minerala. Prepoznati su po pleokroizmu u zelenim bojama, umjereno visokom reljefu te žutoj interferencijskoj boji. Pretpostavljeno je kako se radi o članovima niza hornblende. Pirokseni su alotriomorfni, pokazuju pleokroizam (siva–svijetlo-smeđa). Visokog



Slika 4.4. Mikrofotografija uzorka HM-14 s označenim rutilom (Rt) i piroksenima (Px) (a) N- i (b) N+; (c) Idiomorfni kristali cirkona (Zrn); (d) Mikrofotografija opakih faza u reflektiranoj svjetlosti s označenim rutilom (Rt) i titanitom (Ttn).

su reljefa, interferiraju u sivoj boji I. reda i bojama II. reda (Slika 4.4. a i b). Opake faze se pojavljuju po rubu piroksena. Zrna cirkona izrazito su visokog reljefa, pojedina su prisutna u vidu prizmatskog habitusa s terminalnim plohama (Slika 4.4. c). Bezbojan je, interferira u živim bojama. Potamni paralelno izduženju. Apatit ima visok reljef (niži od cirkona) te je bezbojan. Interferira tamno sivo.

U rudnoj mikroskopiji uočeni su rutil, hematit, ilmenit i magnetit. Rutil karakterizira izrazito visok reljef i svijetlosmeđa boja. Interferencijska boja mu je prekrivena vlastitom. U reflektiranoj svjetlosti rutil je siv (Slika 4.4. d). Hematit je u providnom svijetlu tamnocrven ili u potpunosti opak. U reflektiranoj svjetlosti je plavkasto-siv. Ilmenit je kremasto-siv što ga razlikuje od okolnih rutila i hematita. Sadrži lamele magnetita.

Prema QAPF klasifikaciji na temelju feldičnih minerala uzorak HM-14 je klasificiran kao diorit.

4.2.3. Gabroidne stijene

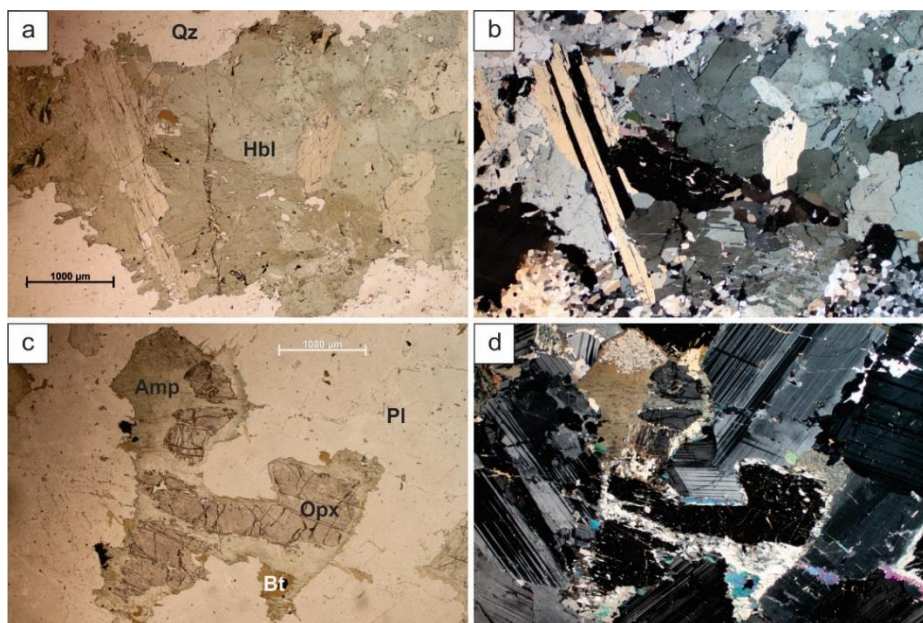
Uzorci uslojenog gabroidnog intruziva variraju veličinom zrna od sitnozrnastog sve do krupnozrnastog uz promjenu udjela rudnih minerala 1-12 tež. %. Svi su uzorci homogene teksture i zrnaste strukture. Prema razlitom udjelu klinopiroksena, ortopiroksena i amfibola klasificirani su kao gabro, norit, gabronorit ili amfibolski gabro. Izgrađeni su od hipidiomorfni zrna bazičnih **plagioklasa** (45-60 %) s polisintetskim sraslačkim lamelama. Plagioklasi variraju oblikom, od izduženih kristala sve do okruglastih. Mjestimično sadrže uklopljene sitnozrnastije amfibole, kvarc i rudne minerale. U uzorcima su prisutne 2 generacije amfibola: (1) Primarni kristali niza **hornblende** nastali kristalizacijom iz taljevine; (2) Sekundarni, alteracijski amfiboli. Prema mikroskopskim svojstvima utvrđeni su sekundarni igličasti **aktinolit** i minerali niza **hornblende**. Primarna hornblenda pojavljuje se u vidu hipidiomorfni do alotriomorfni kristala. Izduženog je habitusa uz jasno vidljiv pleokroizam u žutim, zelenim i/ili smeđim nijansama. Moguće je uočiti sraslace dvojce. Alteracijski amfiboli pojavljuju se po obodima piroksena ili ga u potpunosti zamjenjuje. EBSD metodom utvrđeni su i ortoamfiboli u reakcijskom rubu oko piroksena. Omjer klinopiroksena i ortopiroksena je različit u uzorcima. **Klinopirokseni** pokazuju slab pleokroizam u sivo-smeđim nijansama te su umjereno visokog reljefa. Značajnije su izmijenjeni procesima uralitizacije, bastitizacije i kloritizacije. Rubovi **ortopiroksena** su izmijenjeni procesima kloritizacije i bastitizacije. Na reliktima je vidljivo

paralelno potamnjenje. Od filosilikata prisutni su članovi niza **biotita**. Akcesorne faze su **apatit**, **karbonati**, **cirkon** i **titanit**.

Norit (*Uzorak HM-13*)

U uzorku su uočene dvije različite zone, žila amfibola i okolni norit. Unutar žile dominantna faza su amfiboli, i to niza hornblende (Slika 4.5. a i b). Zrna su alotriomorfna, umjerenog do visokog reljefa i pleokroizma žutozelene do svijetlozelene boje (rjeđe prisutna plavozelena). Interferiraju u sivoj boji I. reda i žutoj boji II. reda. Zrna sadrže uklopke sitnijeg kvarca. Uz hornblendu, unutar žile je prisutan sitniji i manje zastupljeni biotit prepoznat po pleokroizmu u smeđim nijansama. Opákih minerala ima vrlo malo te su diseminirani kroz žilu. Između žile i okolnog norita prisutan je tanki ovoj sitnozrnastog kvarca s rjeđe prisutnim plagioklasima. Zrna kvarca su idiomorfna do hipidiomorfna, interferiraju u sivim bojama I. reda i žutoj II. reda.

Okolni norit zrnaste je strukture, izgrađen od plagioklasa i piroksena s manje zastupljenim amfibolima, biotitom i opákim mineralima (Slika 4.5. c i d). Zrna plagioklasa su hipidiomorfna do alotriomorfna. Prisutne su polisintetske sraslačke lamele. Sadrže sitne uklopke klorita s Fe-oksidima u sredini. Ortopirokseni su alotriomorfni, značajno izmijenjeni procesom kloritizacije i uralitizacije, s manjim udjelom biotita. Na reliktima je vidljiv slab pleokroizam



Slika 4.5. Amfibolska žila koja presijeca okolni norit (a) N- i (b) N+; Djelomično alterirano zrno ortopiroksena u okolnom noritu okruženo hipidiomorfnim plagioklasima, (c) N-, i (d) N+; Opx – ortopirokseni, Pg – plagioklasi, Amp – amfiboli, Bt – biotit.

(svijetlosmeđa–smeđa). Interferiraju u sivoj boji I. reda. Pojedina zrna su u potpunosti uralitizirana.

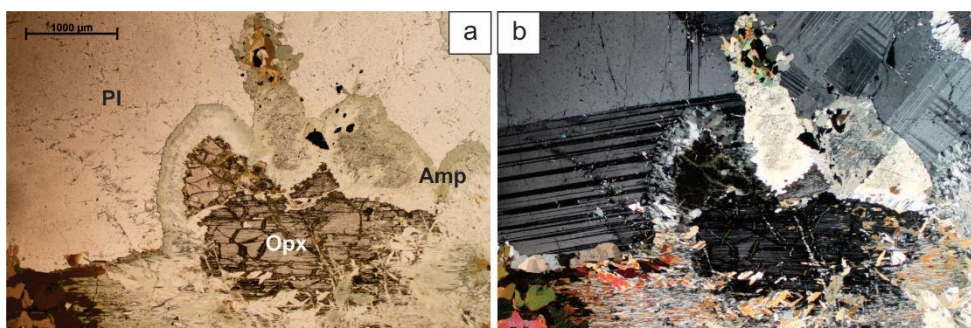
Rudni minerali čine tek 1 % preparata. U žili su prisutni diseminirani kristali pirita i pirhotita. Okolni norit sadrži sivi magnetit koji se pojavljuje s piritom te manje s pirhotitom i halkopiritom. Prisutna su i sitnija zrna kroz preparat. Zrna ilmenita sadrže eksolucijske lamele hematita i magnetita. Pirit karakterizira visoka refleksija. Pirhotit ima nešto nižu refleksiju te je smeđije nijanse u odnosu na pirit. Halkopirit je tamnožut, nižeg stupnja refleksije od pirita.

Gabronorit

Uzorak HM-17

Uzorak izgrađuju plagioklasi (55 %), klinopirokseni (15 %), ortopirokseni (10 %), amfiboli (10 %), biotit (8 %) i opaki minerali (2 %). Talk, apatit i granati su akcesorne faze.

Zrna plagioklasa su hipidiomorfna do alotriomorfna. Pojedina su zrna djelomično alterirana procesima skapolitizacije i saussuritizacije. Zrna piroksena su po rubovima alterirana procesom kloritizacije. Osim klorita, alterirani dijelovi sadrže talk i kvarc. Relikti piroksena sivih su do crvenosmeđih boja i slabog pleokroizma (Slika 4.6. a i b). Kroz zrna su prisutne tanke žile serpentina čija je orijentacija okomita na smjer žila. U većoj su mjeri prisutni klinopirokseni s kutem potamnjenja $41-54^\circ$ (hedenbergit-diopsid, augit), dok pojedina zrna potamne paralelno sustavu kalavosti što ukazuje na prisustvo ortopiroksena (potvrđeno i EBSD metodom). Amfiboli pokazuju pleokroizam (svijetlo- zelena – plavo-zelena) te su ponegdje vidljivi presjeci s dva sustava kalavosti pod kutem 124° . Biotit je alotriomorfna, nalazi se unutar amfibola ili uz rudne minerale.



Slika 4.6. Mikrofotografija uzorka HM-17 s plagioklasima (Pl), ortopiroksenima (Opx), biotitom (Bt) i amfibolima (Amp) (a) N-, i (b) N+.

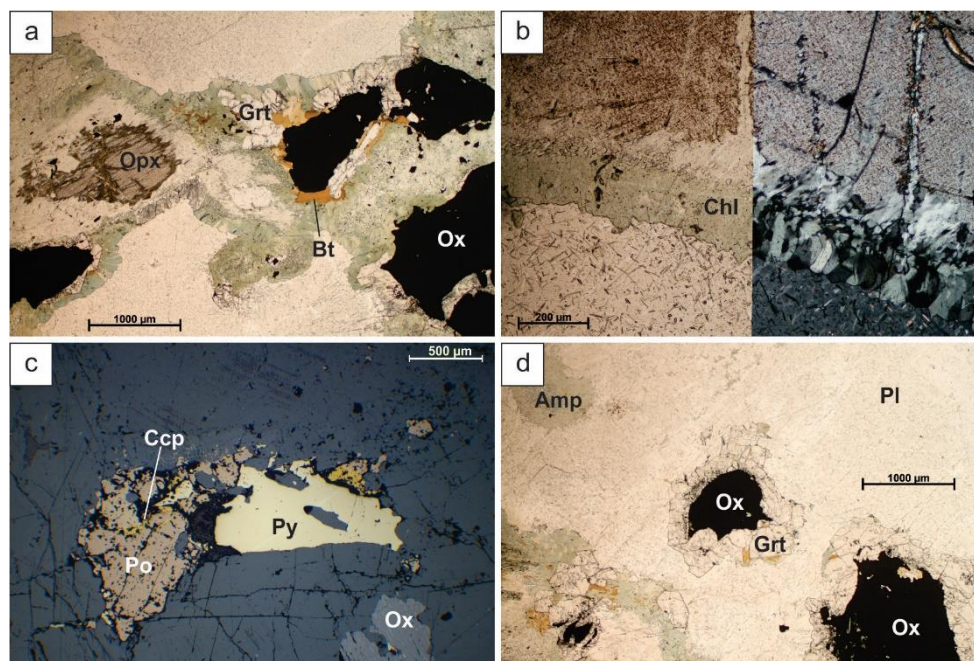
Rudnom mikroskopijom uočeno je kako su sulfidi češći no oksidi. Pirhotit je prisutan u vidu nepravilnih zrna. Rozo-smeđe je boje, nižeg stupnja refleksije od manje prisutnog žutog pirita. Ilmenit je prisutan u vidu nepravilnih zrna te su vidljive sraslačke lamele na kojima se uočava anizotropija. Magnetit gradi eksolucijske lamele unutar ilmenita. Halkopirita ima vrlo malo, prisutan je uz pirhotit.

Uzorak HM-21

Uzorak HM-21 izgrađen je od plagioklasa (40 %), ortopiroksena (10 %), klinopiroksena (10 %), amfibola (10 %), granata (10 %), klorita (5 %), biotita (2 %), kvarca (1 %) i opákih minerala (12 %). Apatit i talk su akcesorni.

Zrna plagioklasa velika su i do 1 cm, hipidiomorfna do alotriomorfna oblika te su vidljive polisintetske sraslačke lamele. Djelomično su zahvaćeni procesima skapolitizacije i saussuritizacije. Imaju uklopljene opáke faze i klorite. Od piroksena su prisutni i orto (Slika 4.9. a) i klinopirokseni. Kristali ortopiroksena su crvenkastosmeđi ili sivi, kod sivih je vidljiv slab pleokroizam. Interferiraju u sivim bojama I. reda. Djelomično su alterirani procesima kloritizacije (4.9. b) i bastitizacije. Klinopirokseni su značajnije alterirani no ortopirokseni, gotovo u potpunosti izmijenjeni procesima kloritizacije i uralitizacije. Sadrže sitne uklopke opákih minerala, kao i amfiboli. Amfibole karakterizira umjereno visok reljef i pleokroizam u zelenim bojama. Granati su prisutni u vidu hipidiomorfnih do alotriomorfnih kristala. Na pojedinim kristalima vidljivi su rubovi šesterostranih presjeka (Slika 4.9. d). Visokog su reljefa te su stalno tamni pri promatranju s uključenim analizatorom. Uklapaju veće opáke minerale. Biotit se pojavljuje oko opákih faza i granata. Apatit je bezbojan, umjerenog reljefa. Interferencijska boja mu je gotovo crna.

Opáki minerali čine 12 % preparata. Nalaze se uz silikatne minerale - granate, piroksene i amfibole. Rudnom mikroskopijom utvrđeni su ilmenit, hematit, magnetit, rutil, pirit i pirhotit. Ilmenit je ksenomorfne oblika. Većina zrna sadrže eksolucijske lamele hematita i/ili magnetita. Ilmenit je crvenkasto-smeđe boje, tamniji od magnetita. Sulfidi su uglavnom sitnozrnasti, uočena su tek poneka veća zrna (Slika 4.9 c). Pirit ima najveću refleksiju, žute je boje. Halkopirit je narančasto-žut, tamniji od pirita. Pirhotit je rozo-smeđ, svjetliji od ilmenita.



Slika 4.9. (a) Mikrofotografija uzorka HM-21. Oznake: Ortopirokseni (Opx), granati (Grt), biotit (Bt) i Fe-Ti oksidi (Ox), N-; (b) Mikrofotografija alteracijskog ruba klorita oko zrna piroksena. Lijevi dio fotografije dobiven je bez analizatora te desni s analizatorom; (c) Mikrofotografija rudnih minerala na kojoj je vidljiva nakupina sulfida – Pirhotit, (Po), pirit (Py) i halkopirit (Ccp) te zrno Fe-Ti oksida; (d) Zrno Fe-Ti oksida okruženo granatom, N-.

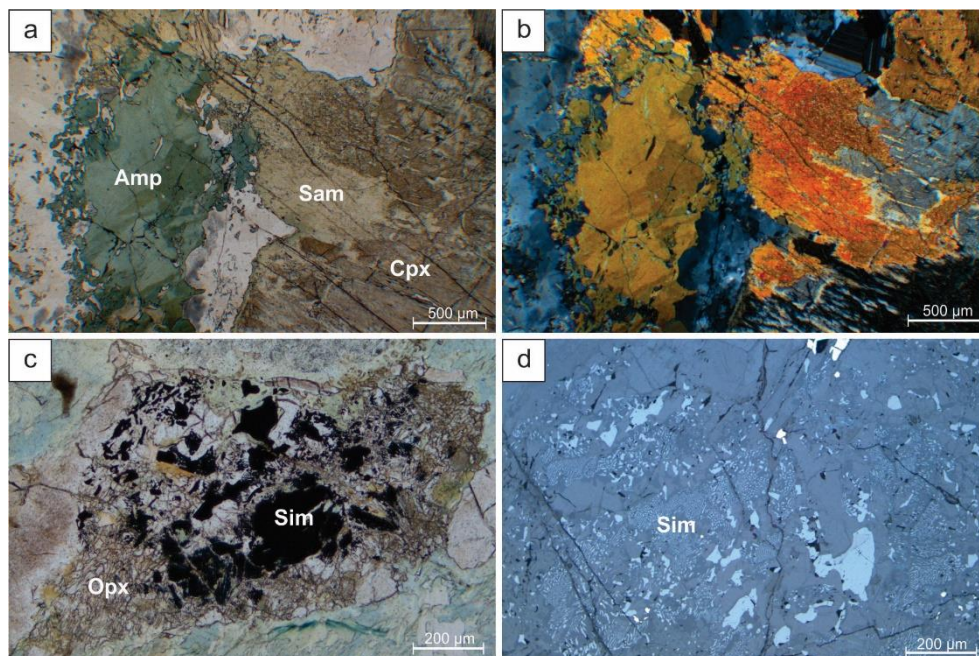
Uzorak HM-22

Uzorak dominantno izgrađuju plagioklasi (60 %), klinopirokseni (12 %), ortopirokseni (8 %), amfiboli (15 %), biotit (2 %) i opaki minerali (3 %). Apatit i cirkon akcesorne su faze.

Zrna plagioklasa su hipidiomorfno oblika s jasno vidljivim polisintetskim sraslačkim lamelama. Pojedina zrna su po rubu zahvaćena procesom skapolitizacije. Pirokseni su znatno izmijenjeni procesima uralitizacije, kloritizacije i bastitizacije. Uz klorit, amfibole i biotit kao alteracijski produkti pojavljuju se i talk te kvarc. Prisutni su i orto i klinopirokseni. Kod amfibola je vidljiv pleokroizam u nijansama zelene te na pojedinim kristalima karakteristična kalavost (124°). Zrna su alotriomorfna s uklopljenim opakim fazama (Slika 4.10. a i b). Interferiraju u svojoj I. reda i žutoj II. reda. Hipidiomorfna do alotriomorfna zrna biotita pojavljuju se u većim zrnima amfibola ili piroksena.

Od rudnih minerala prisutni su pirhotit, magnetit, pirit i halkopirit. Zrna pirhotita ksenomorfno su oblika. Uz njih su prisutni sitniji pirit i halkopirit. Pirit je prisutan i u vidu

zasebnih manjih zrna. Oksidi su dominantno prisutni u vidu simplekstitne teksture s okolnim piroksenom (Slika 4.10. c i d).



Slika 4.10. Alotriomorfno zrno amfibola (Amp), djelomicno alteriran klinopiroksen (Cpx) te njegov alteracijski produkt - sekundarni amfiboli (Sam), (a) N- i (b) N+; Primjer simplekstitne teksture (Sim) ortopiroksena (Opx) i oksida (c) u prolaznoj svjetlosti, N-, i (d) u reflektiranoj svjetlosti.

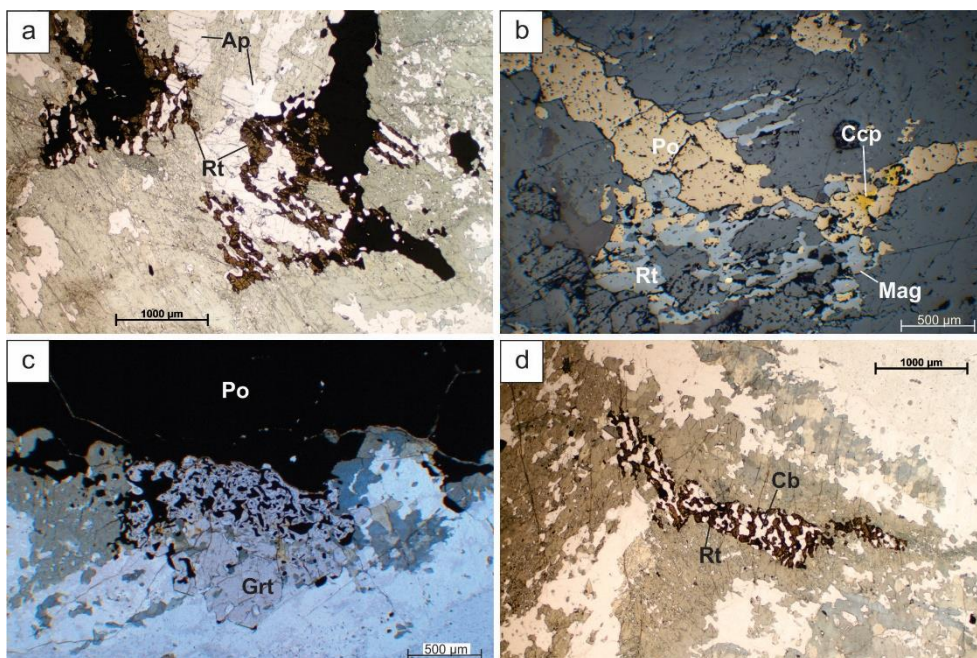
Amfibolski gabro

Uzorak HM-19

HM-19 izgrađuju plagioklasi (50 %), amfiboli (20 %), klorit (10 %), pirokseni (5 %), granati (5 %), rutil (3 %) i opaki minerali (7 %). Akcesorne faze su titanit, karbonati i apatit.

Zrna plagioklasa su hipidiomorfna do alotriomorfna, sadrže uklopljene kristale amfibola i kvarca. Vidljive su polisintetske sraslačke lamele. Klinopirokseni su alterirani u klorit i amfibole te rjeđe biotit. Mjestimice su vidljivi relikti primarnih kristala koji sadrže lamele serpentina čija je orijentacija okomita na pružanje lamela. Ortopirokseni su u potpunosti izmijenjeni u amfibole. Sadrže i sitnozrnaste Fe-oksidge te manje kvarc i talk. Amfiboli pokazuju pleokroizam u zelenim nijansama i umjereno visok reljef. Zrna su alotriomorfna s uklopljenim

sitnijim zrnima kvarca i talk. Karbonati su prisutni između dva veća zrna pirhotita (Slika 4.7. d). Pokazuju izrazitu pseudoapsorpciju, bezbojni su te interferiraju u blijedim bojama viših redova. Apatit je proziran, umjerenog reljefa (Slika 4.7. a). Interferira u tamnosivoj prvog reda.



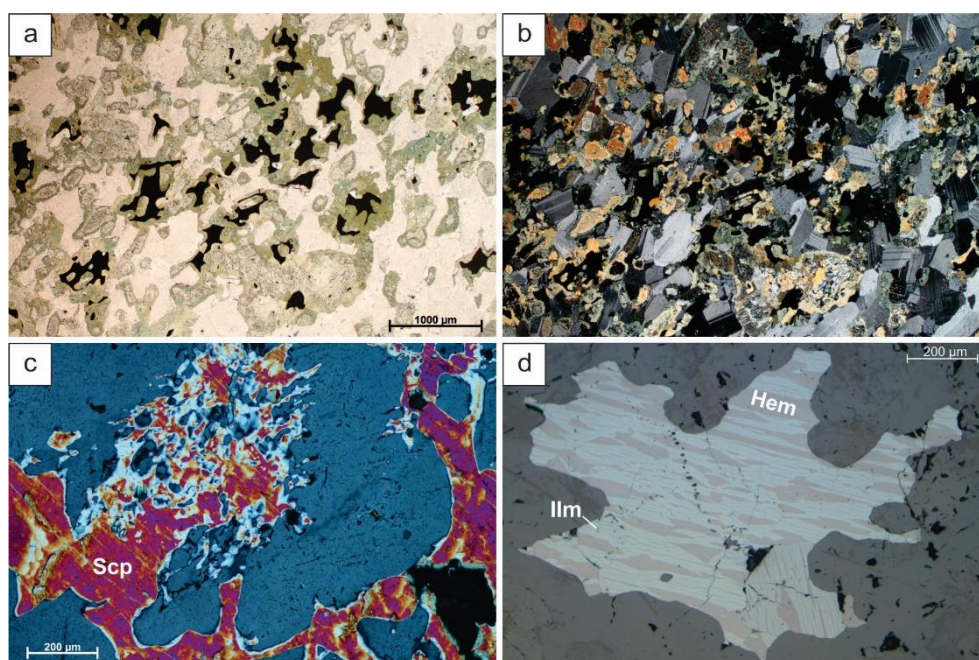
Slika 4.7. (a) Mikrofotografija uzorka HM-19 s označenim amfibolima (Amp), apatitom (Ap) i rutilom (Rt), N-; (b) Mikrofotografija uzorka HM-19 u reflektiranoj svjetlosti s označenim pirhotitom (Po), halkopiritom (Ccp), rutilom (Rt) i magnetitom (Mag); (c) Primjer proraštanja pirhotita (oh) i granata (Grt) uz veće zrno pirhotita, N-; (d) Nakupina rutila (Rt) i karbonata (Cb) unutar većeg zrna amfibola, N-.

Od rudnih minerala prisutni su pirhotit, rutil, ilmenit, pirit i halkopirit (Slika 4.7. b). Srednjezrnasti pirhotit je kremasto-rozo-smeđe boje. Zrna su znatno veća od ostalih faza. Oko najvećeg zrna prisutno je mirmekitsko proraštanje pirhotita s granatom unutar (Slika 4.7. c). Uz pirhotit se nalaze sitnija zrna pirita i halkopirita. Osim unutar pirhotita, pirit se pojavljuje i u nešto većim zrnima s magnetitom i ilmenitom. Zrna rutila proraštaju s karbonatima (Slika 4.7. a i d). Ilmenit se nalazi uz ili unutar rutila te je znatno manje zastupljen.

Gabro***Uzorak HM-20***

HM-20 izgrađuju plagioklasi (50 %), klinopirokseni (15 %), amfiboli (15 %), klorit (5 %), olivini (3 %), kvarc (2 %) i opáki minerali (10 %) (Slika 4.8. a i b). Prisutan je i biotit. Apatit je akcesoran.

Zrna plagioklasa su hipidiomorfna, pokazuju sraslačke lamele. Variraju veličinom i oblikom, od većih izduženih kristala do manjih zaobljenih. Zrna su ponegdje zahvaćena procesima skapolitizacije (Slika 4.8. c) i saussuritizacije. Klinopirokseni su izrazito alterirani procesima kloritizacije i uralitizacije te rjeđe bastitizacije. Gotovo su bezbojni (blagih zelenih nijansi), visokog reljefa i interferiraju u živim bojama II. reda. Kut potamnjenja varira $41-48^\circ$ (diopsid-hedenbergit) te $54-55^\circ$ (augit). Amfiboli su alotriomorfni, djelomično alterirani procesima kloritizacije i bastitizacije. Pokazuju pleokroizam (žuta-zelena, svijetlozelena-zelena), umjereno visok reljef i interferencijske boje I. i II. reda (do žute). Olivini su izrazito alterirani, visokog reljefa i interferiraju u živim bojama II. reda. Idiomorfna-hipidiomorfna zrna



Slika 4.8. Mikrofotografija uzorka HM-20 (a) N- i (b) N+; (c) Zrno plagioklasa zahvaćeno procesom skapolitizacije i u manjoj mjeri saussuritizacije. Scp- skapolit, N+; (d) Karakterističan izgled zrna oksida s eksolucijskim lamelama ilmenita (Ilm), i hematita (Hem), promatrano u reflektiranoj svjetlosti.

kvarca nalaze se unutar amfibola. Apatit ima umjeren reljef, zrna su prozirna a interferencijska boja im je tamnosiva.

Opáki minerali alotriomornog su oblika, čine 10% uzorka. Popunjavaju prostore između ostalih providnih minerala ili se nalaze unutar piroksena i amfibola. Ilmenit je ksenomornog oblika. Većina zrna sadrži eksolucijske lamele hematita koje variraju debljinom i učestalošću u pojedinim zrnima (Slika 4.8. d). Pirit i pirhotit su vrlo rijetki te su vezani uz zrna ilmenita. Rijetko su prisutna zasebna zrna.

4.2.4. Gabroidni pegmatiti

Mineraloški gledano, gabroidni pegmatiti vrlo su slični okolnom gabroidnim stijenama. Homogene su teksture i krupnozrnaste strukture. Tri uzorka pegmatita (HM-23, HM-24 i HM-25) izgrađuju plagioklasi, amfiboli, pirokseni, skapolit, klorit, biotit, talk i opake faze. Akcesorni minerali su apatit, granati i cirkon. Četvrti uzorak (HM-18) znatno je drugačijeg mineralnog sastava, izgrađen od amfibola, kvarca, plagioklasa, biotita i rutila.

Hipidiomorfna zrna **plagioklasa** pokazuju polisintetske sraslačke lamele. Zrna su djelomično alterirana procesom saussuritizacije te značajnije procesom skapolitizacije. Pirokseni su u velikoj mjeri alterirani u amfibole. Pomoću očuvanih zrna utvrđeno je prisustvo i **orto** i **klinopiroksena**. Amfiboli su rijetko prisutni kao primarni minerali, prema optičkim svojstvima prepoznati su amfiboli niza **hornblende** i **aktinolit**. Zrna sadrže mnoge sitnije uklopke Fe-oksida.

Od opakih faza prisutna su okruglasta zrna sulfida (pirhotit, pirit i halkopirit) te oksidi koji tvore simplektnu teksturu s ortopiroksenima.

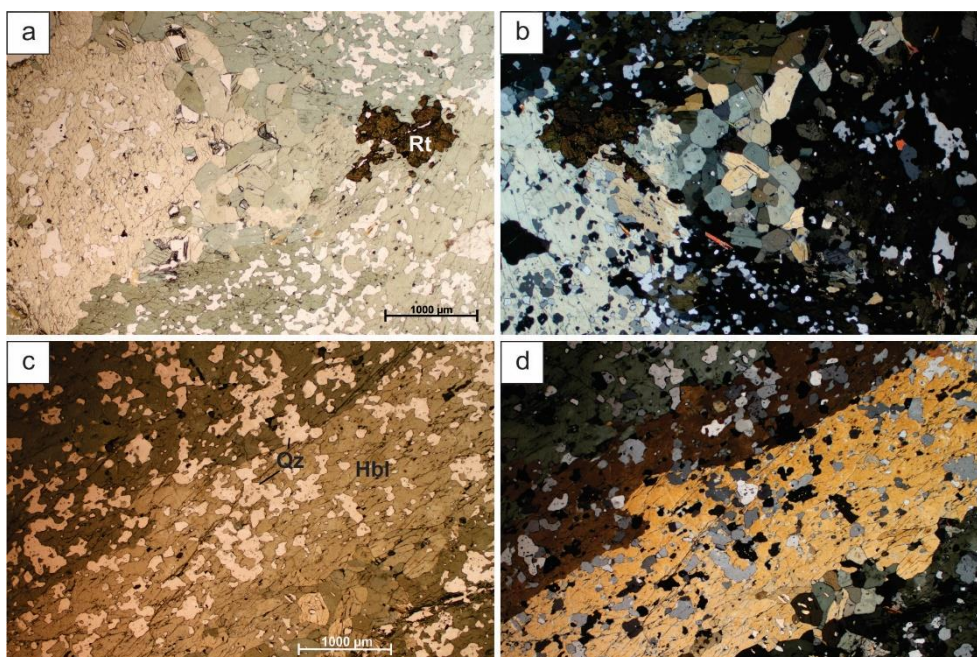
Uzorak HM-18

Uzorak HM-18 sadrži amfibole niza hornblende (60 %), kvarc (25 %), plagioklasi (5 %), biotit (7 %) i opake faze (3 %). Apatit i titanit su akcesorne faze.

Kristali hornblende su hipidiomorfni do alotriomorfni, u velikoj mjeri izmijenjeni (Slika 4.11. c i d). Na prvi pogled izgleda kao da se radi o velikim kristalima, no u promatranju s

ukriženim nikolima vidljivo je kako se radi o mnogo manjih, različito orijentiranih kristala. Mjestimično se mogu naći dva sustava kalavosti pod 124° . Sadrže uklopke sitnijeg kvarca i biotita. Svijetli dio uzorka izgrađuju sitnozrnasti kvarc s rjeđe prisutnim plagioklasima. Niskog su reljefa, prozirni, interferiraju u sivoj boji I. reda i žutoj I. reda. Biotit pokazuje pleokroizam (svijetlosmeđa–smeđa) te potamni gotovo paralelno s kalavošću.

Od rudnih minerala prisutni su rutil i ilmenit. Zrna rutila su izrazito visokog reljefa, crvenosmeđe boje (Slika 4.11. a). Interferencijska boja im je prekrivena vlastitom (Slika 4.11. b). Pri promatranju u reflektiranoj svjetlosti sivo-žute su boje. Ilmenit se nalazi uz rutil ili unutar njega. Svijetlo-smeđe je boje uz sivi rutil. Prisutno je jedno zrno pirita uz rutil.



Slika 4.11. Alotriomorfna zrna hornblende sa sitnozrnastim kvarcom i zrnom rutila (Rt) (a) N- i (b) N+; Sraslaci dvojci hornblende (Hbl) i sitnozrnasti kvarc (Qz) (c) N-, i (d) N+.

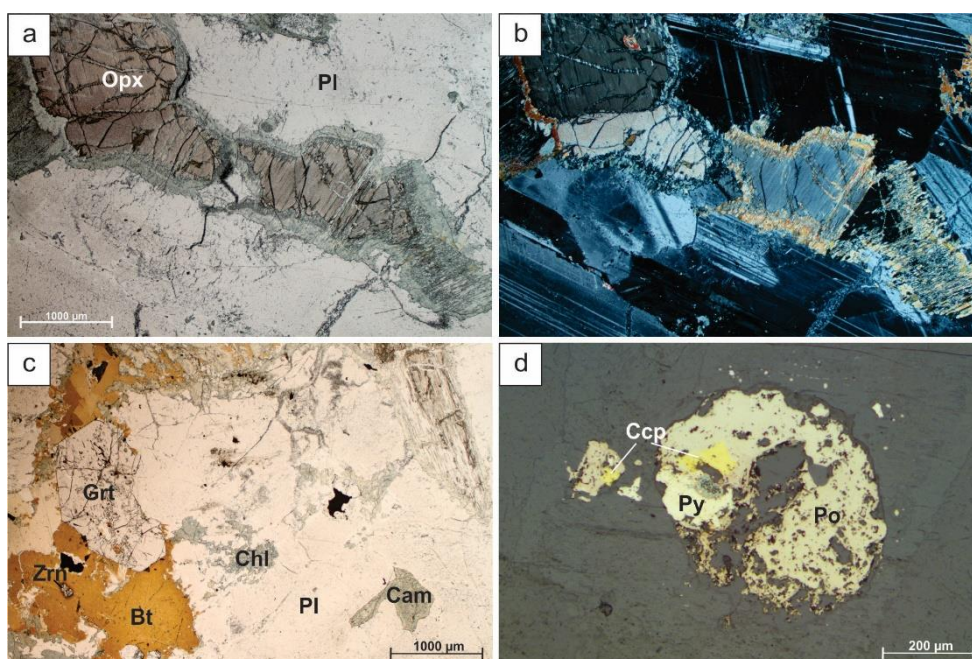
Uzorak HM-23

HM-23 grade plagioklasi (40 %), pirokseni (25 %), skapolit (20 %), amfiboli (10 %), biotit (4 %) i opaki minerali (1 %). Apatit i cirkon su akcesorne faze.

Zrna plagioklasa su hipidiomorfna, dobro su vidljive polisintetske sraslačke lamele (Slika 4.12. b). Plagioklasi sadrže mnogo sitnijih listića klorita. Rijetko su zahvaćeni procesima

skapolitizacije i saussuritizacije. Zrna piroksena znatno su alterirana po rubovima procesima kloritizacije i bastitizacije (Slika 4.12. a). U reliktima se pojavljuju lamele serpentina. Prisutne su obje skupine piroksena, kut potamnjenja kod klinopiroksena iznosi $36-44^\circ$. Biotit se nalazi u vidu nakupina, oko piroksena ili uz opake faze (Slika 4.12. c). Pokazuje pleokroizam (smeđa–svijetlo-smeđa) te interferira u živim bojama II. reda.

Od rudnih minerala prisutni su pirhotit, magnetit, ilmenit, pirit, halkopirit, rutil i hematit. Pirhotit se pojavljuje u vidu nepravilnih zrna te uz njega sitniji pirit i halkopirit (Slika 4.12. d). Magnetit tvori zasebna zrna uz vrlo mal udio ostalih rudnih minerala uz njega. Ilmenit sadrži eksolucijske lamele hematita i magnetita. Prisutno je i jedno zrno rutila.

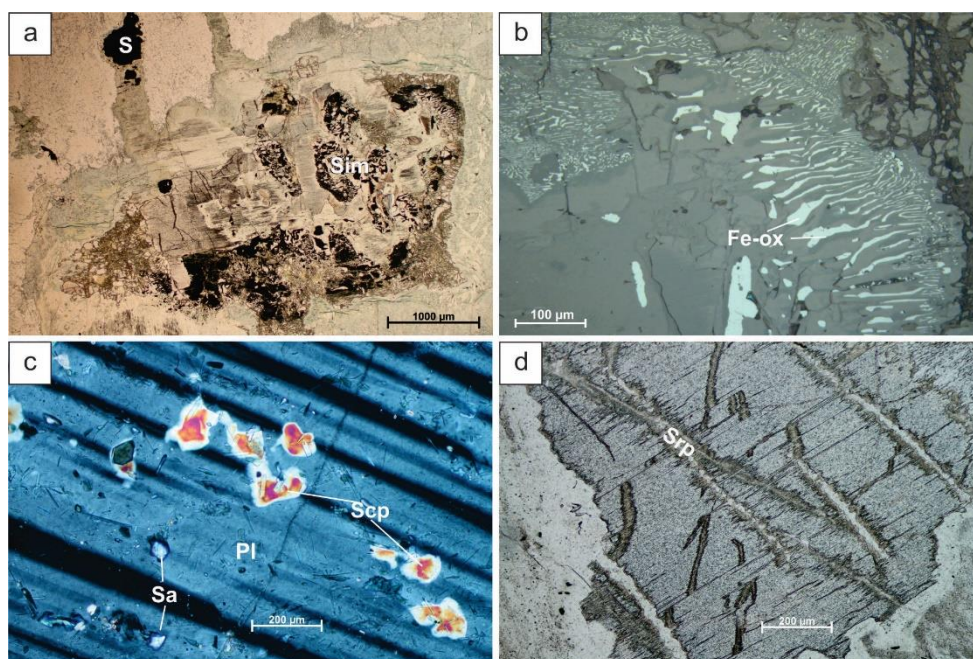


Slika 4.12. Djelomično alterirani ortopirokseni okruženi plagioklasima (a) N-, i (b) N+; (c) Mikrofotografija dijela uzorka HM-13 obogaćena biotitom (Bt) sa zrnom granata (Grt) i cirkona (Zrn), nakupinom sitnijeg klorita (Chl), plagioklasima (Pg) te potpuno alteriranog zrna piroksena u klinoamfibol (Cam), N-; (d) Mikrofotografija zrna pirhotita (Po) uz koji se nalaze i halkopirit (Ccp) te pirit (Py), promatrano u reflektiranoj svjetlosti.

Uzorak HM-24

U uzorku su prisutni plagioklasi (30 %), amfiboli (25 %), pirokseni (20 %), skapolit (15 %), biotit (3 %), talk (2 %) i opáki minerali (5 %).

Zrna plagioklasa hipidiomorfnog su oblika, na pojedinim zrnima vidljive su polisintetske sraslačke lamele. Djelomično su izmijenjeni procesima skapolitizacije i saussuritizacije (Slika 4.13. c). Pirokseni su alterirani procesima uralitizacije i bastitizacije te su sačuvani samo relikti. Pokazuju blagi pleokroizam (siva–svijetlo-smeđa), a interferiraju u sivim bojama I. reda. Na reliktima s prisutnom kalavošću vidljivo je paralelno potamnjenje što znači da se radi o ortopiroksenima. Unutar zrna se nalaze žile serpentina (Slika 4.13. d) čija je orijentacija okomita na pružanje žila. Amfiboli su alotriomorfnog oblika, variraju veličinom od sitrozrnastih do srednjezrnastih kristala. Osim primarnih prisutni su i kao alteracijski produkti iz primarnih piroksena. Karakterističnog su pleokroizma (nijanse zelene) i interferiraju u narančastoj i zelenoj II. reda. Biotit je alotriomorfnog oblika. Nalazi se uz piroksene ili unutar amfibola. Talk je proziran, niskog reljefa. Interferira u živim bojama.



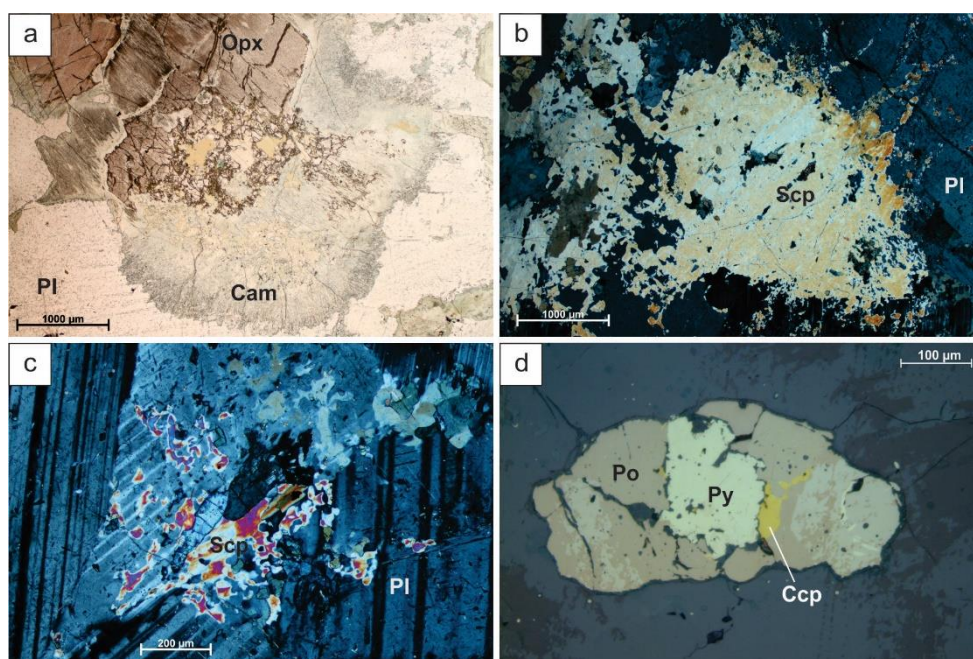
Slika 4.13. Mikrofotografija simplektitne teksture (Sim) Fe-oksida (Fe-ox) i ortopiroksena (a) u prolaznoj svjetlosti i (b) u reflektiranoj svjetlosti; (c) Zrno plagioklasa (Pl) djelomično alterirano procesima saussuritizacije (Sa) i skapolitizacije (Sc), N+; (d) Zrno piroksena zahvaćeno procesom serpentinizacije (Srp). N-.

Rudni minerali u uzorku su pirhotit, ilmenit, pirit, magnetit i halkopirit. Fe oksidi s ortopiroksenima tvore simplektnu teksturu (Slika 4.13. a i b). Osim u vidu simplektita, magnetit se pojavljuje uz pirhotit koji je prisutan u vidu okruglastih zrna (Slika 4.13. a) sa sitnijim piritom i halkopiritom.

Uzorak HM-25

Uzorak HM-25 izgrađuju plagioklasi (25 %), amfiboli (30 %), pirokseni (20 %), skapolit (20%), biotit (3 %) te rudni minerali (2 %).

Zrna plagioklasa su hipidiomorfno oblika. Mjerenjem kuta potamnjenja u presjeku okomitom na sraslački šav (010) polisintetskih sraslačkih lamela po albitskom zakonu dobiven je kut $29,6^\circ$ ($29,5^\circ$, $27,5^\circ$, $26,5^\circ$, 34° , 31° , 29°), što odgovara 50 %An (labradorit–andezin). Znatno su alterirani procesom skapolitizacije (Slika 4.14. b i c) te slabije procesom saussuritizacije. Pirokseni su vrlo alterirani procesima uralitizacije i biotitizacije (Slika 4.14. a) te su samo u centrima vidljivi relikti. Na reliktima je vidljiv pleokroizam (siva–svijetlo-smeđa), interferiraju



Slika 4.14. (a) Primjer alteracije ortopiroksena u klinoamfibole, N-; (b) i (c) Zrna plagioklasa zahvaćena procesom skapolitizacije (Scp), pri čemu su uočena dva različita člana skapolita prema optičkim svojstvima, N+. (d) Sulfidna parageneza promatrana pomoću

reflektirane svjetlosti. Oznake: Klinoamfiboli (Cam), plagioklasi (Pg), ortopirokseni (Opx), pirhotit (Po), pirit (Py) i halkopirit (Ccp).

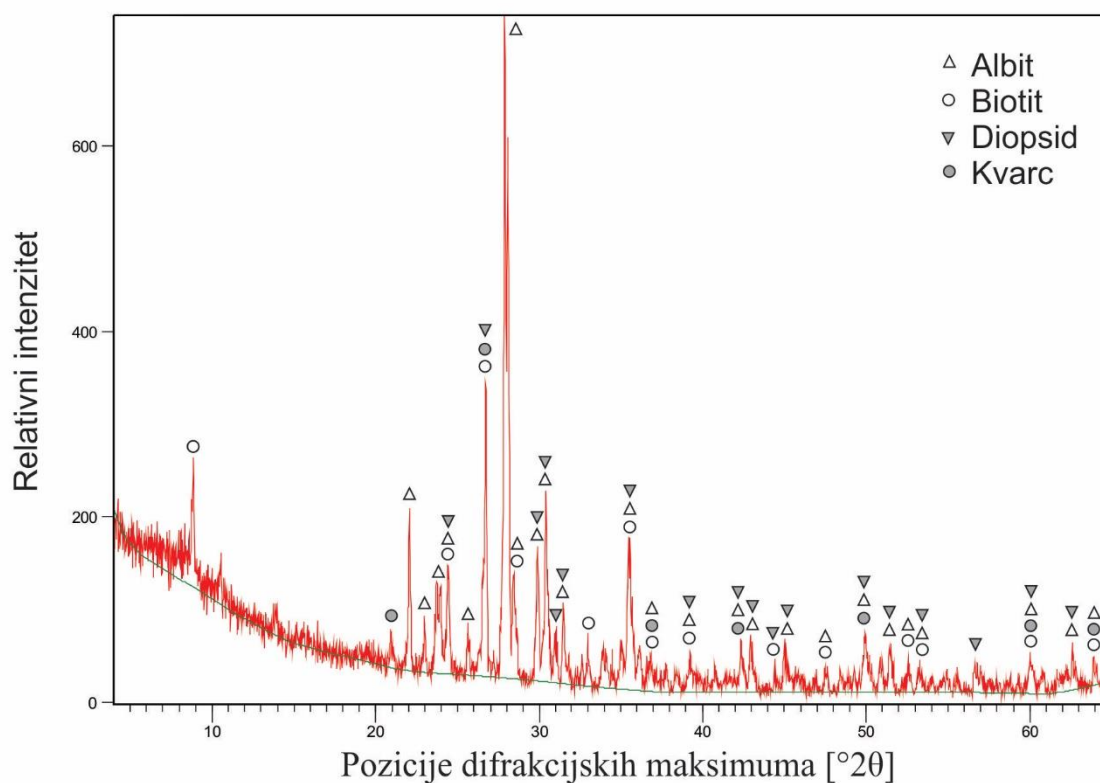
u interferencijskim bojama I. i II. reda. Visokog su reljefa. Kut potamnjenja kod klinopiroksena iznosi 42-46° (diopsid-hedenbergit), dok su ortopirokseni zastupljeni u manjoj mjeri. Amfibole karakterizira pleokroizam (zelenih nijansi), umjeren reljef i interferencijske boje II. reda. Zrna variraju veličinom i oblikom, od sitnijih okruglastih do velikih igličastih. Biotit se pojavljuje uz rudne faze.

Rudni minerali su prisutni u vidu većih zrna te sitnozrnastih, diseminiranih nakupina unutar silikata. Prisutni su pirhotit, magnetit, pirit, ilmenit, halkopirit i rutil. Zrna pirhotita veća su od zrna ostalih faza (Slika 4.14. d). Oko pojedinih većih zrna prisutna su diseminirana manja zrna pirhotita i pirit te u manjoj mjeri oksida. Sitniji pirit i halkopirit su prisutni uz pirhotit. Oksidi pokazuju simplektitnu teksturu unutar silikata. Dominira magnetit, rjeđi su ilmenit i rutil.

4.3. RENDGENSKA DIFRAKCIJA NA PRAHU (XRD)

Rendgenskom difrakcijskom analizom praha analizirano je ukupno 5 uzoraka: dijabaz (HM-11), diorit (HM-14), gabronorit (MH-17 i HM-21) i gabroidni pegmatit (HM-25). U nastavku su rezultati prikazani u vidu rendgenograma uz koje su priložene tablice korištenih kartica minerala pri interpretaciji. Tablice očitanih rendgenskih difrakcijskih maksimuma nalaze se u prilogu 3.

Na temelju dobivenog rendgenograma u uzorku dijabaza (HM-11) određeni su albit, biotit, diopsid i kvarc (Slika 4.15.). Podaci o korištenim PDF (Powder diffraction file) karticama iz ICDD (International Centre for Diffraction Dana) navedeni su u tablici 4.1.

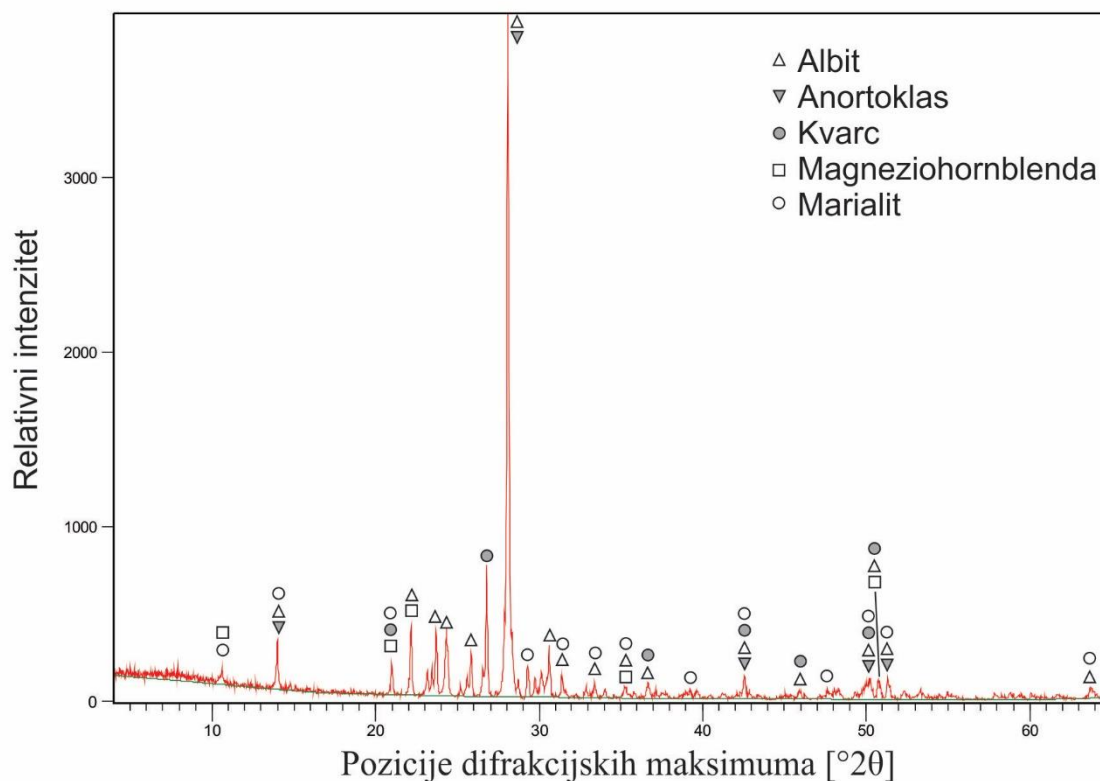


Slika 4.15. Rendgenogram uzorka dijabaza (HM-11).

Tablica 4.1. Podaci o korištenim PDF karticama pri interpretaciji rendgenograma uzorka dijabaza (HM-11).

| Broj kartice | Ime minerala | Kemijska formula |
|--------------|--------------|--|
| 00-020-0548 | Albit | (Na, Ca) (Si, Al) ₄ O ₈ |
| 01-089-1961 | Kvarc | Si O ₂ |
| 01-083-0088 | Diopsid | Ca Mg Si ₂ O ₆ |
| 01-076-0884 | Biotit | K _{0.78} Na _{0.22} Mg _{1.63} Fe _{0.85} Ti _{0.33} Al _{1.35} Si _{2.84} O ₁₁ (OH) |

U uzorku diorita (MH-14) utvrđeno je prisustvo albita, anortoklasa, kvarca, marialita i magneziohornblende (Slika 4.16.). Podaci o korištenim PDF (Powder diffraction file) karticama iz ICDD (International Centre for Diffraction Dana) navedeni su u tablici 4.2.

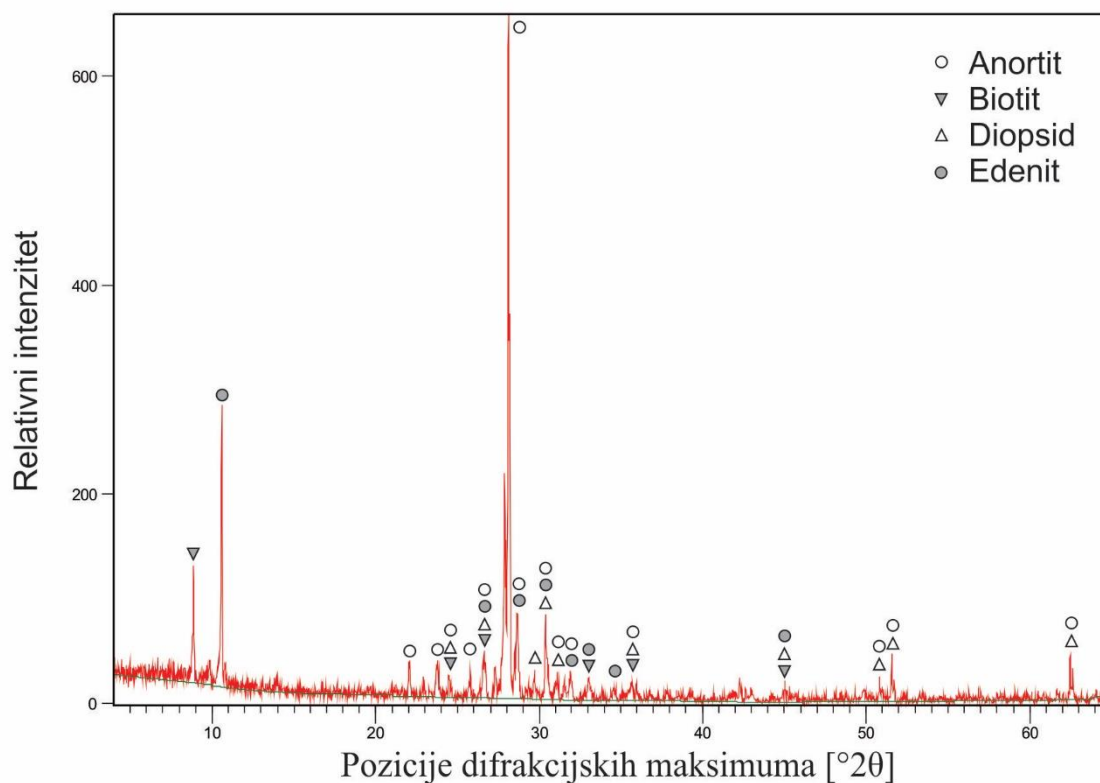


Slika 4.16. Rendgenogram uzorka diorita (HM-14).

Tablica 4.2. Podaci o korištenim PDF karticama pri interpretaciji rendgenograma uzorka diorita (HM-14).

| Broj kartice | Ime minerala | Kemijska formula |
|--------------|--------------------|--|
| 01-070-3755 | Kvarc | Si O_2 |
| 01-089-6427 | Albit | $\text{Na (Al Si}_3 \text{ O}_8)$ |
| 01-089-7418 | Marialit | $(\text{Na}_{2.62} \text{ Ca}_{1.33}) (\text{Al}_{3.9} \text{ Si}_{8.1}) \text{ O}_{24} \text{ Cl}_{1.58} (\text{SO}_4)_{1.13} (\text{CO}_3)_{0.29}$ |
| 00-009-0478 | Anortoklas | $(\text{Na, K}) (\text{Si}_3 \text{ Al}) \text{ O}_8$ |
| 00-020-0481 | Magneziohornblenda | $(\text{Ca, Na})_{2.26} (\text{Mg, Fe, Al})_{5.15} (\text{Si, Al})_8 \text{ O}_{22} (\text{OH})_2$ |

U prvom uzorku gabronorita (MH-17) utvrđeno je prisustvo anortita, biotita, diopsida i edenita (Slika 4.17.). Podaci o korištenim PDF (Powder diffraction file) karticama iz ICDD (International Centre for Diffraction Dana) navedeni su u tablici 4.3.

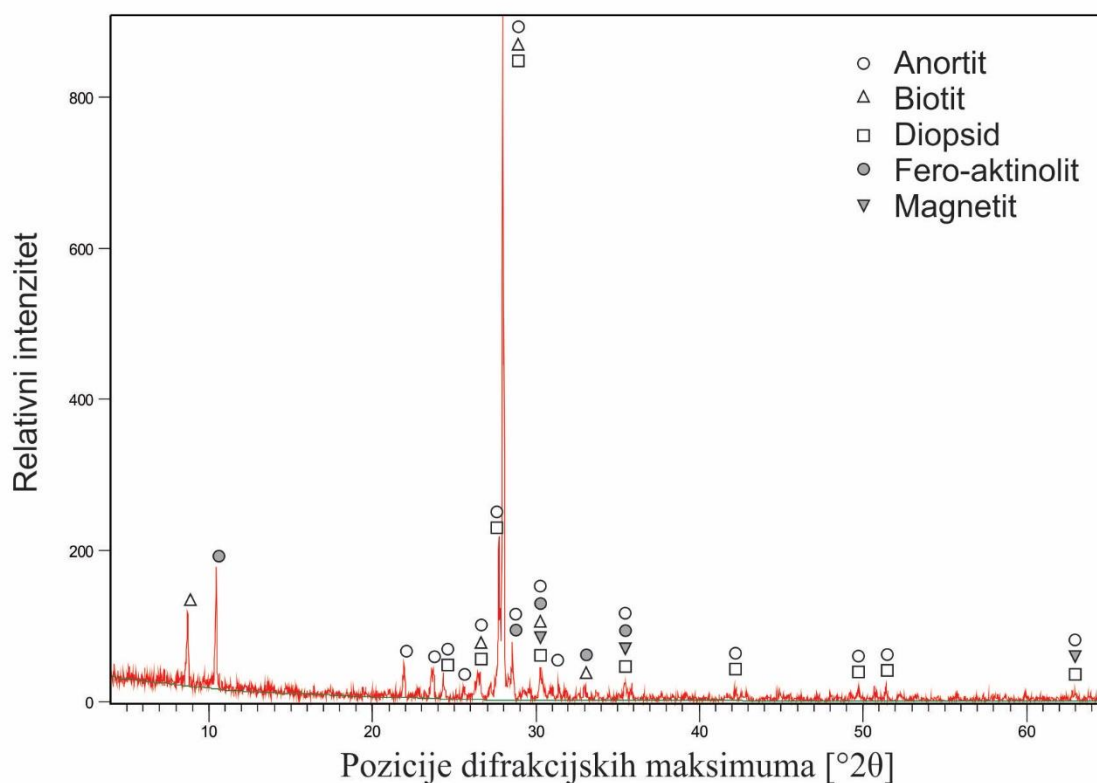


Slika 4.17. Rendgenogram uzorka gabronorita (HM-17).

Tablica 4.3. Podaci o korištenim PDF karticama pri interpretaciji rendgenograma uzorka gabronorita (HM-17).

| Broj kartice | Ime | Kemijska formula |
|--------------|---------|---|
| 00-041-1486 | Anortit | $\text{Ca Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8$ |
| 00-023-1405 | Edenit | $\text{Na Ca}_2 \text{Mg}_5 \text{Al Si}_7 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ |
| 01-075-1092 | Diopsid | $\text{Ca Mg Si}_2 \text{O}_6$ |
| 00-033-1016 | Biotit | $\text{K}_2 (\text{Fe}^{+2}, \text{Mn}, \text{Mg})_5 \text{Si}_8 \text{O}_{20} (\text{F}, \text{OH})_4$ |

U drugom uzorku gabronorita (HM-21) nakon analize rendgenograma određeni su anortit, biotit, diopsid, fero-aktinolit i magnetit (Slika 4.18.). Podaci o korištenim PDF (Powder diffraction file) karticama iz ICDD (International Centre for Diffraction Dana) navedeni su u tablici 4.4.

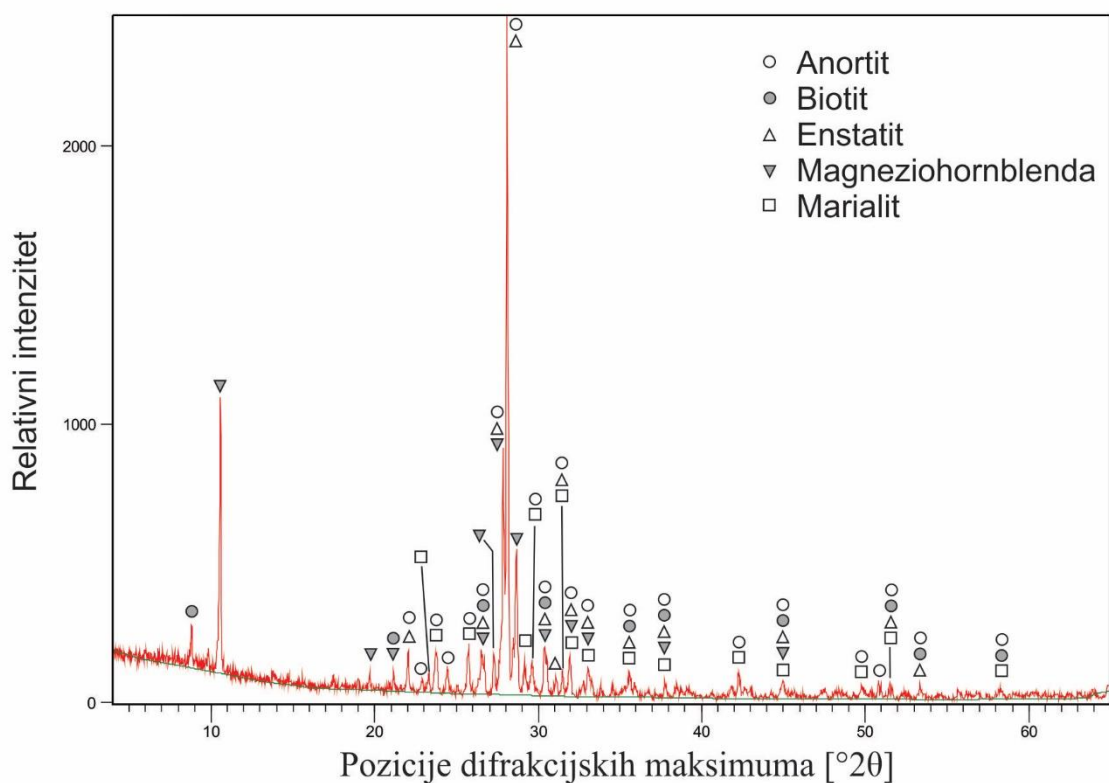


Slika 4.18. Rendgenogram uzorka gabronorita (HM-21).

Tablica 4.4. Podaci o korištenim PDF karticama pri interpretaciji rendgenograma uzorka gabronorita (HM-21).

| Broj kartice | Ime minerala | Kemijska formula |
|--------------|----------------|---|
| 00-041-1486 | Anortit | $\text{Ca Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8$ |
| 00-023-0118 | Fero-aktinolit | $\text{Ca}_2 \text{Fe}_5 \text{Si}_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ |
| 00-026-0909 | Biotit | $\text{K}_2 (\text{Fe}_5^{+2} \text{Al}) \text{Si}_5 \text{Al}_3 \text{O}_{20} (\text{OH})_4$ |
| 01-075-1609 | Magnetit | $\text{Fe}_3 \text{O}_4$ |
| 00-041-1370 | Diopsid | $\text{Ca} (\text{Mg}, \text{Al}) (\text{Si}, \text{Al})_2 \text{O}_6$ |

Analizom dobivenog rendgenograma uzorka gabroidnog pegmatita (HM-25) određeno je prisustvo anortita, biotita, enstatita, magneziohornblende i marialita (Slika 4.19.). Podaci o korištenim PDF (Powder diffraction file) karticama iz ICDD (International Centre for Diffraction Dana) navedeni su u tablici 4.5.



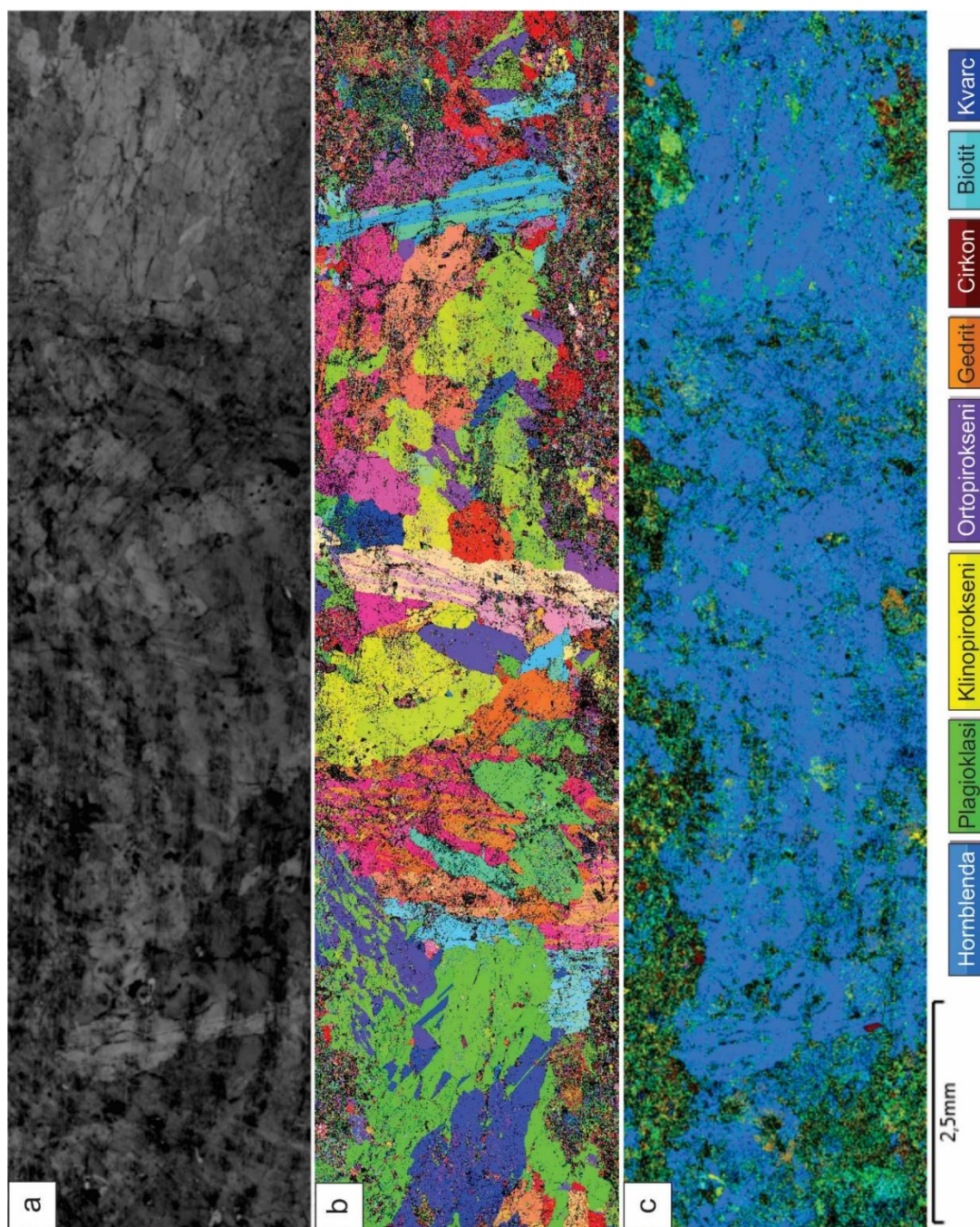
Slika 4.19. Rendgenogram uzorka gabroidnog pegmatita (HM-25).

Tablica 4.5. Podaci o korištenim PDF karticama pri interpretaciji rendgenograma uzorka gabroidnog pegmatita (HM-25).

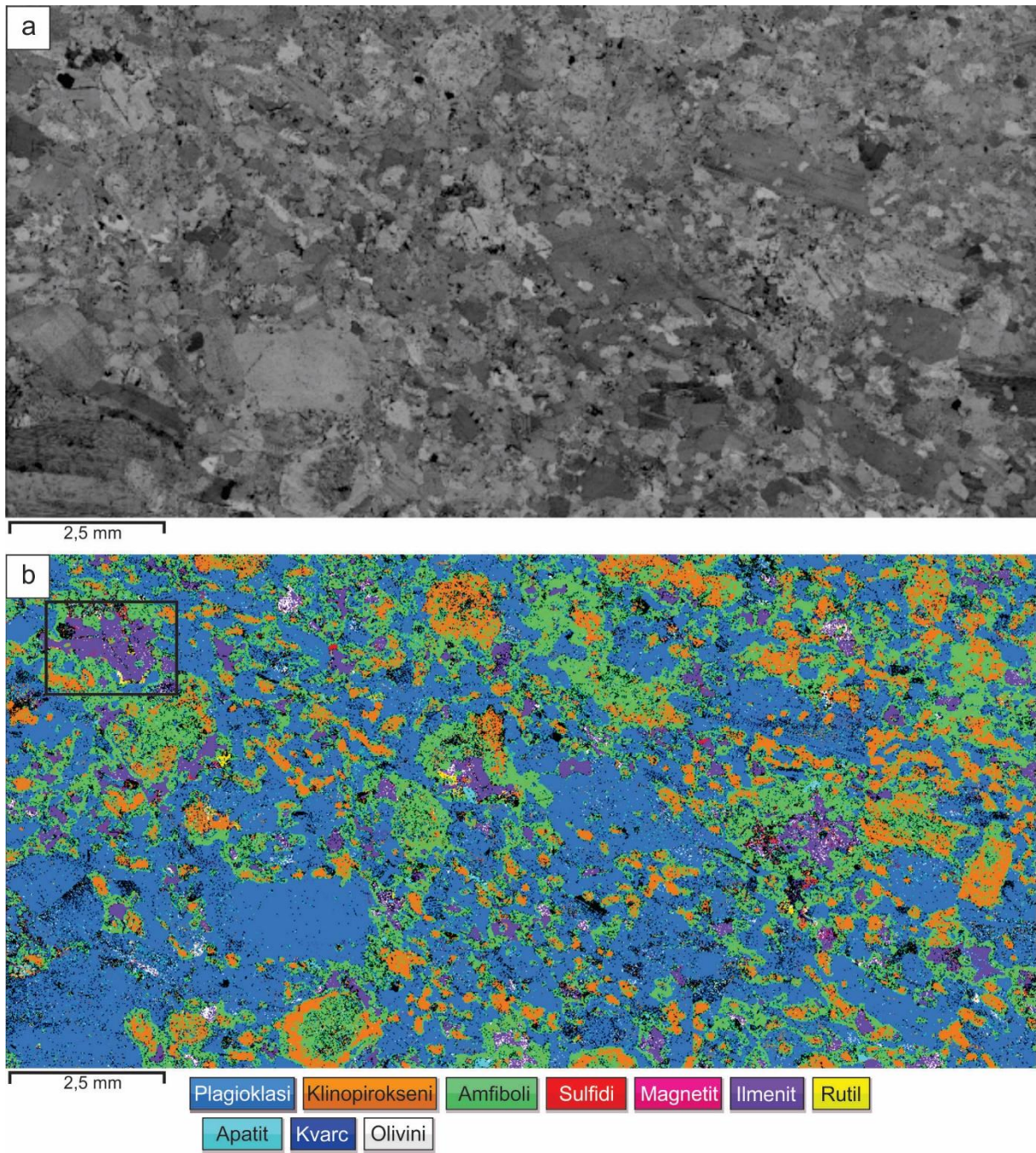
| Broj kartice | Ime minerala | Kemijska formula |
|--------------|--------------------|---|
| 01-078-0434 | Anortit | $\text{Na}_{0.45} \text{Ca}_{0.55} \text{Al}_{1.55} \text{Si}_{2.45} \text{O}_8$ |
| 00-021-0149 | Magneziohornblenda | $\text{Ca}_2 (\text{Mg}, \text{Fe})_5 (\text{Si}, \text{Al})_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ |
| 01-073-0250 | Biotit | $\text{K} \text{Fe}_3 \text{Al} \text{Si}_3 \text{O}_{10} (\text{OH}, \text{F})_2$ |
| 01-089-7418 | Marialit | $(\text{Na}_{2.62} \text{Ca}_{1.33}) (\text{Al}_{3.9} \text{Si}_{8.1}) \text{O}_{24} \text{C}_{1.58} (\text{SO}_4)_{.13} (\text{CO}_3)_{.29}$ |
| 01-084-2029 | Enstatit | $\text{Mg}_{1.83} \text{Fe}_{0.17} \text{Si}_2 \text{O}_6$ |

4.4. EBSD ANALIZA

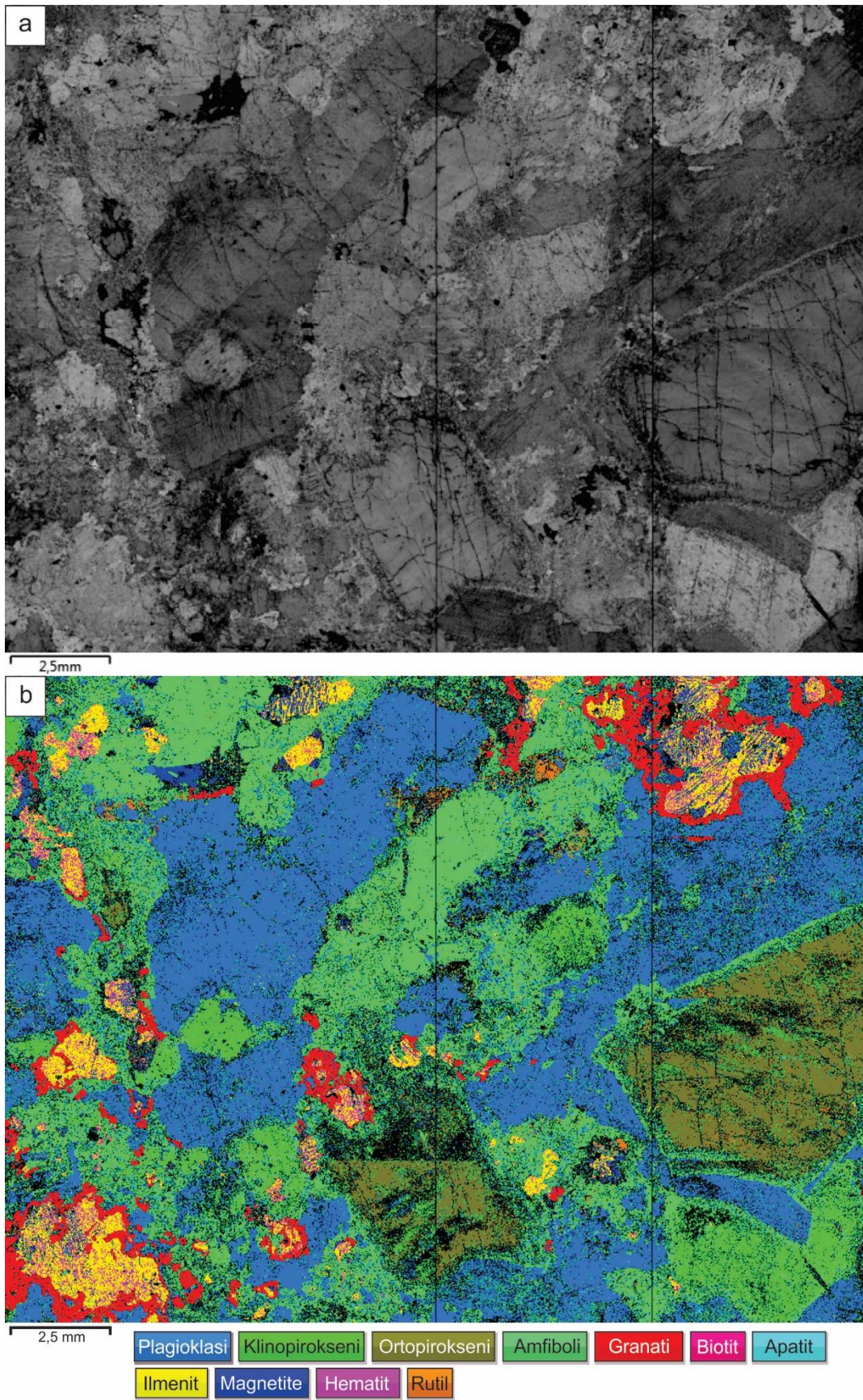
Pomoću EBSD detektora napravljene su četiri fazne mape uzoraka HM-13, HM-20, HM-21 i HM-24. U uzorku HM-13 istraživana je orijentacija zrna amfibola unutar žile (Slika 4.20.). Na uzorcima HM-20 (Slika 4.21.), HM-21 (Slika 4.22.) i HM-24 (Slika 4.23.) napravljene su fazne EBSD mape.



Slika 4.20. EBSD fotografije amfibolske žile iz uzorka HM-13: (a) Kontrasna mapa; (b) Eulerova mapa, i (c) Fazna mapa.



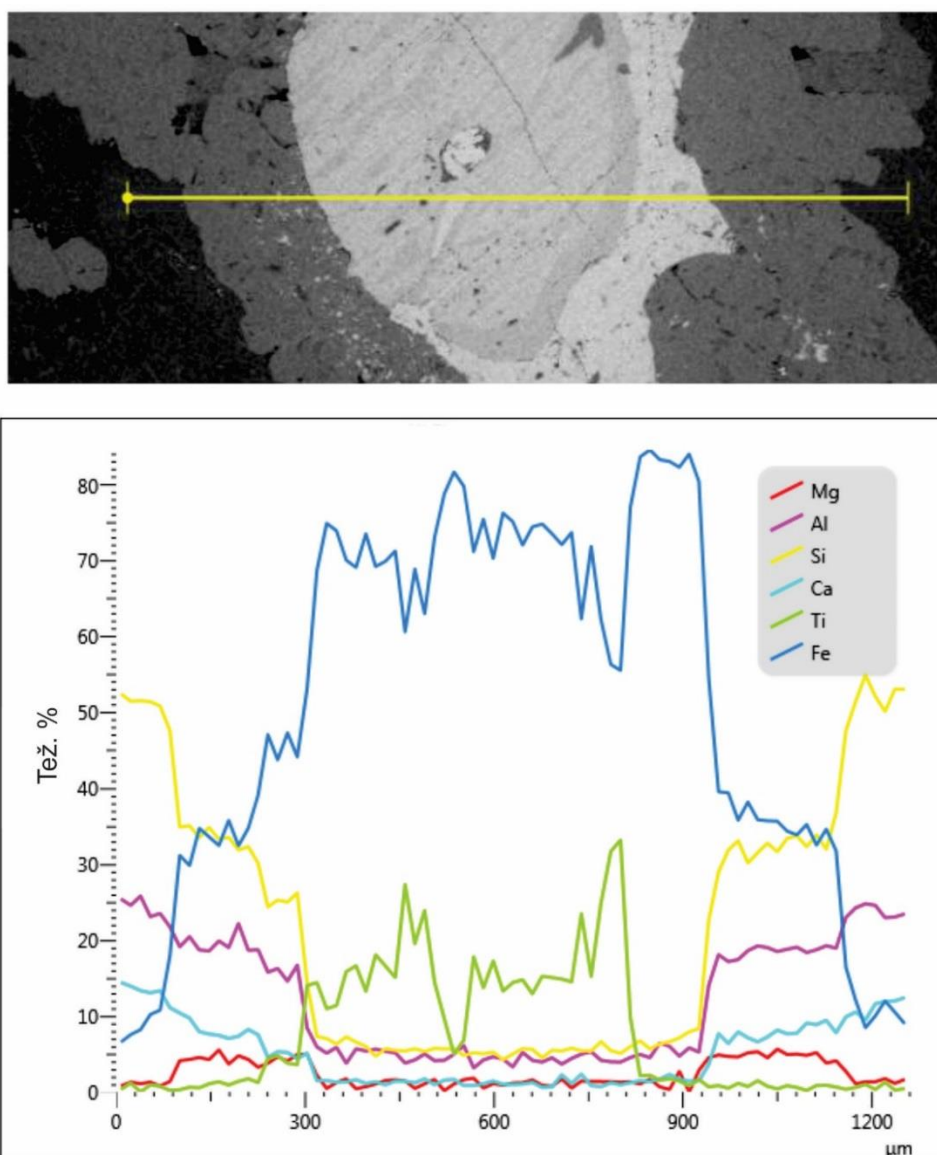
Slika 4.21. (a) Kontrasna mapa, i (b) Fazna mapa dijela uzorka gabronorita (HM-20). Pravokutnikom je označeno područje EDS mape sa slike 4.25.



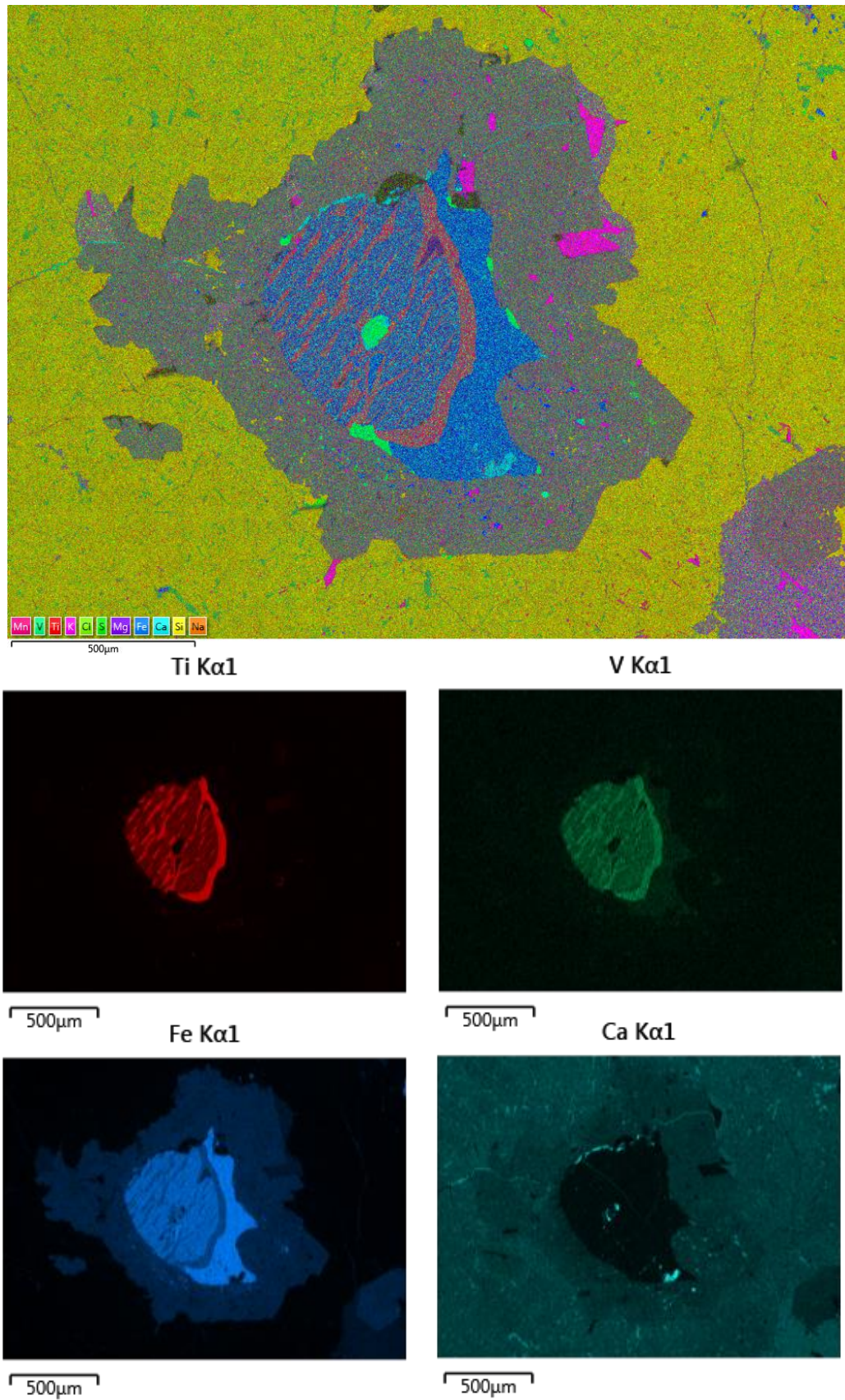
Slika 4.22. (a) Kontrasna mapa, i (b) Fazna mapa uzorka HM-21.

4.5. EDS LINIJSKE ANALIZE I MAPE

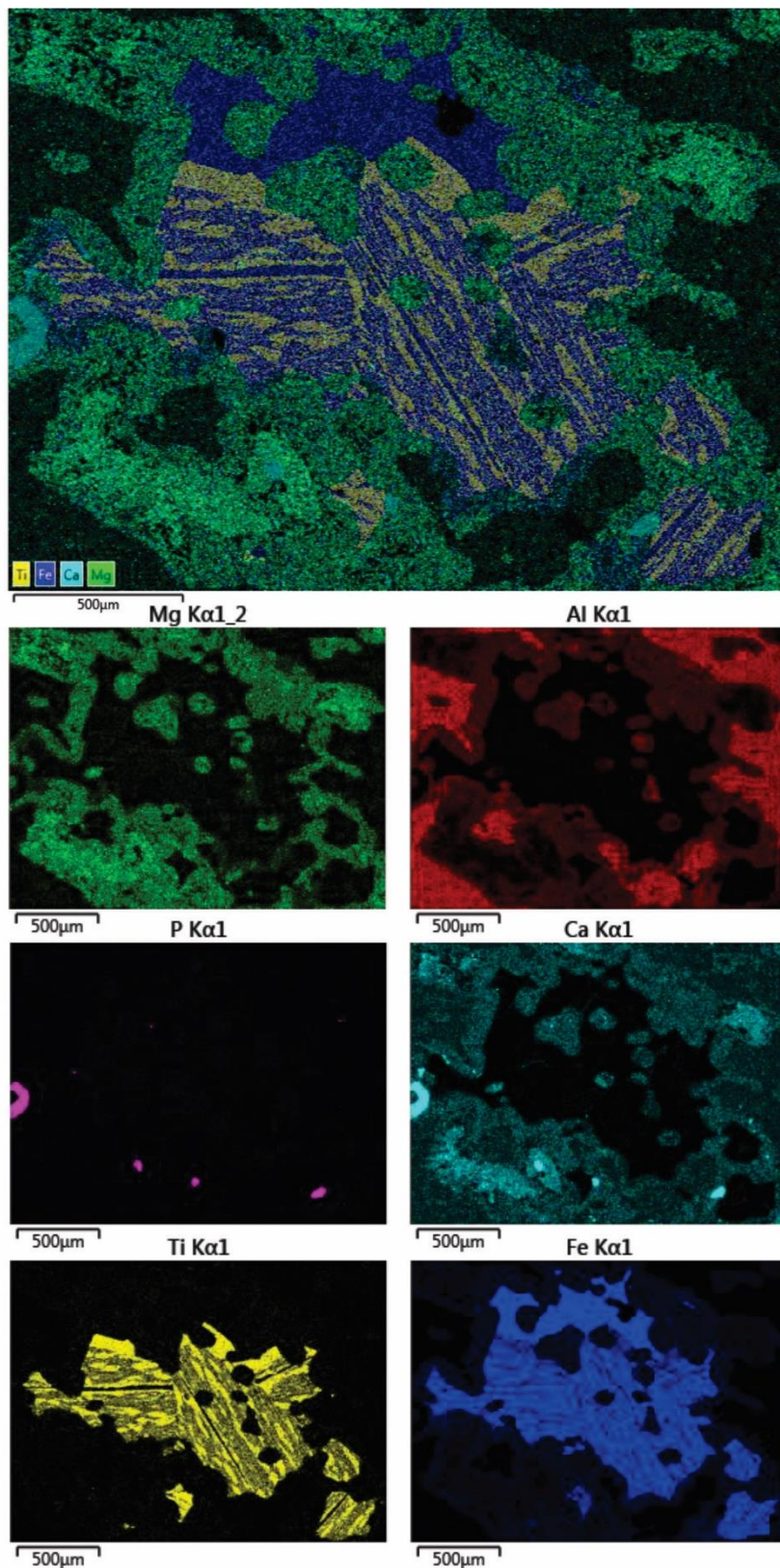
EDS detektorom snimljene je po 5 EDS mapa i linijskih analiza. Eksolucijske lamele ilmenita i hematita okružene granatom iz uzorka HM-21 prikazane su pomoću linijske analize (Slika 4.23.) i EDS mapom (Slika 4.24.). U uzorku HM-20 napravljena je EDS mapa zrna ilmenita označenog na slici 4.21. (Slika 4.25.). U istom uzorku linijskom analizom analizirani su ortopiroksen i klorit (Slika 4.26.). Djelomično alterirani ortopiroksen iz uzorka HM-22 prikazan je pomoću EDS mape (Slika 4.27.) i linijskom analizom (Slika 4.28.). Iz uzorka HM-24 linijskom analizom analizirani su plagioklas (Slika 4.29.) i amfibol (Slika 4.31.), dok su napravljene EDS mape alteriranog dijela plagioklasa (Slika 4.30.) i simplektita (Slika 4.32.).



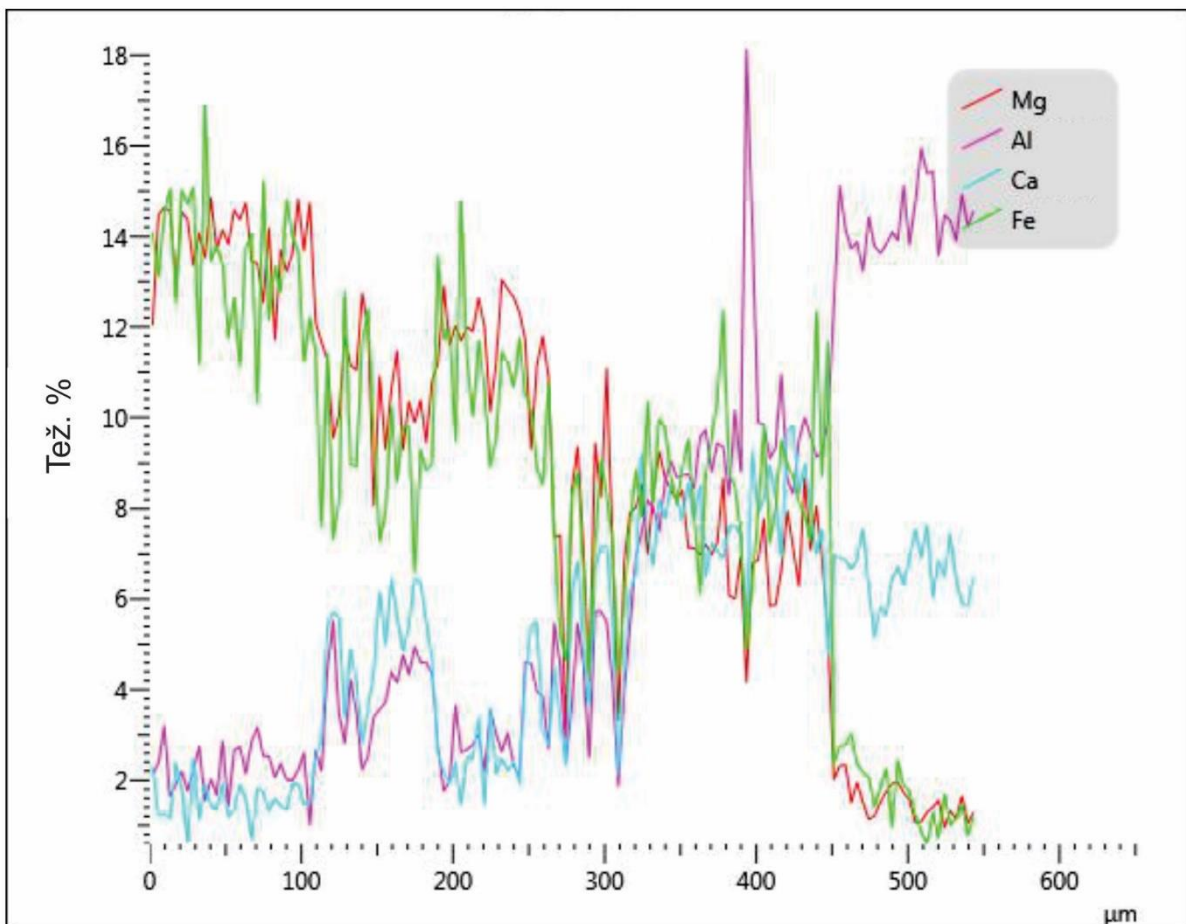
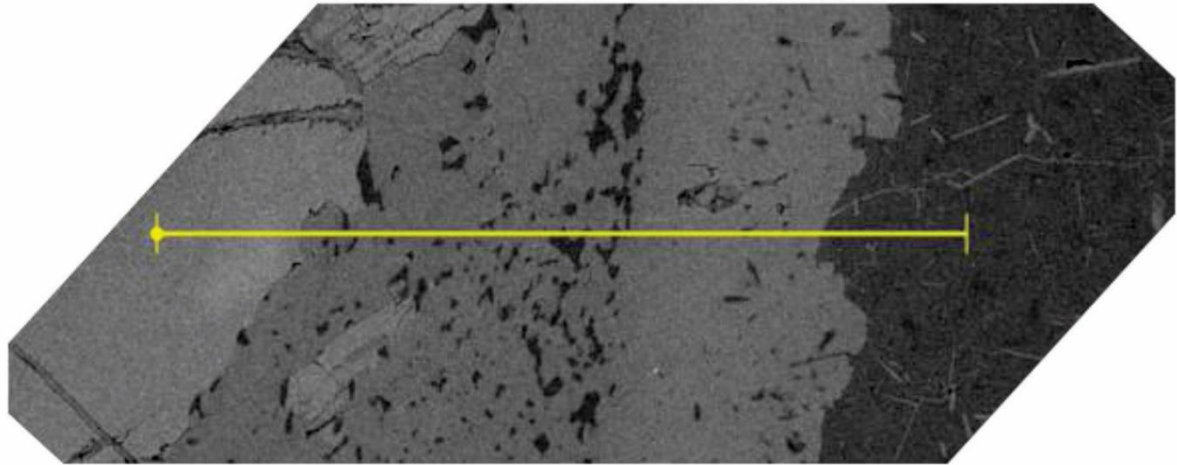
Slika 4.23. Linijska analiza zrna granata i Fe-Ti oksida iz uzorka HM-21 s prikazanim težinskim udjelom Si, Ti, Al, Fe, Mg i Ca.



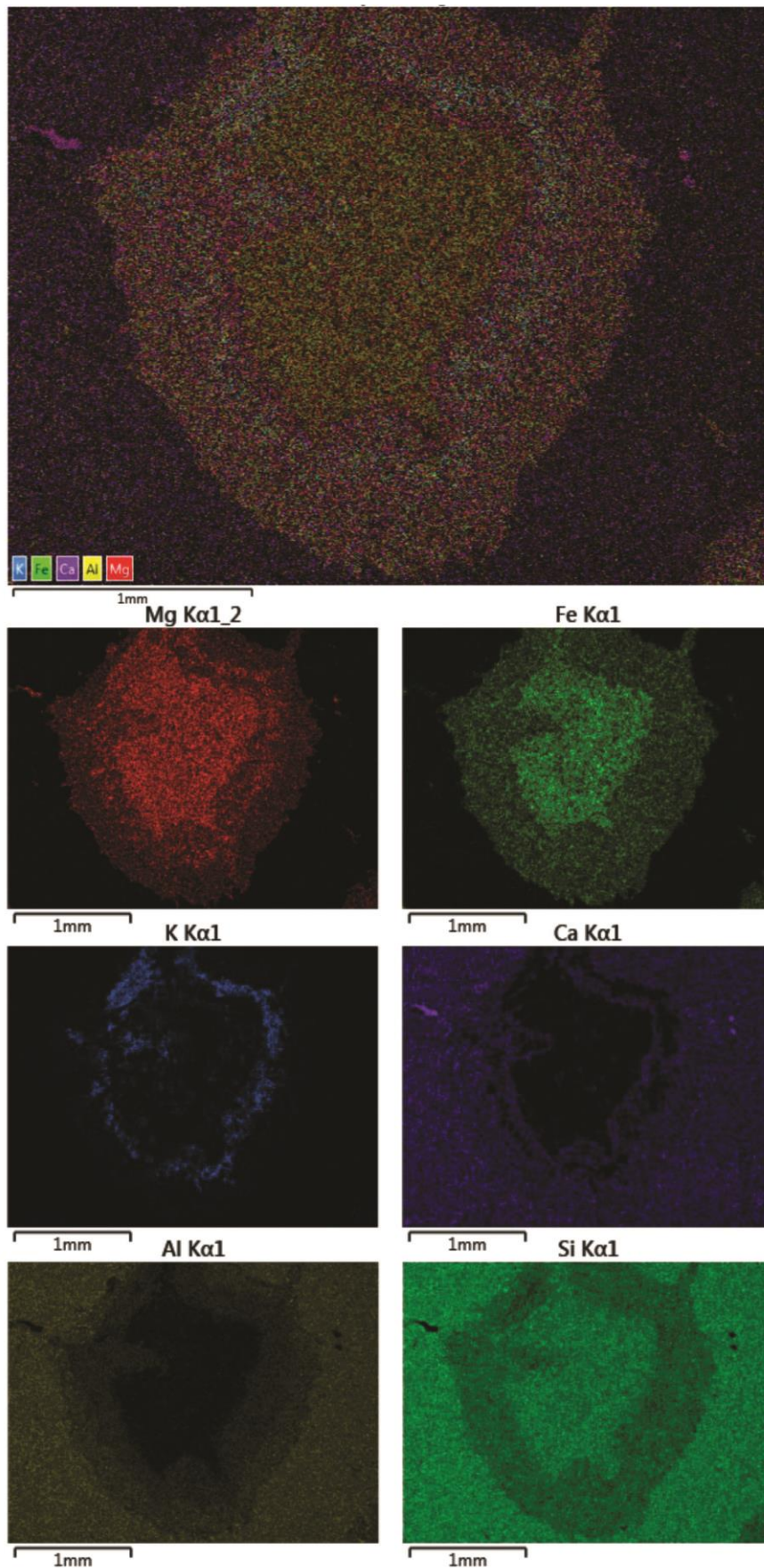
Slika 4.24. EDS fotografija zrna Fe-Ti oksida okruženog granatom iz uzorka HM-21 s Mn, V, Ti, K, Cl, S, Mg, Fe, Ca, Si i Na. Prikazane su elementne mape za Ti, V, Fe i Ca.



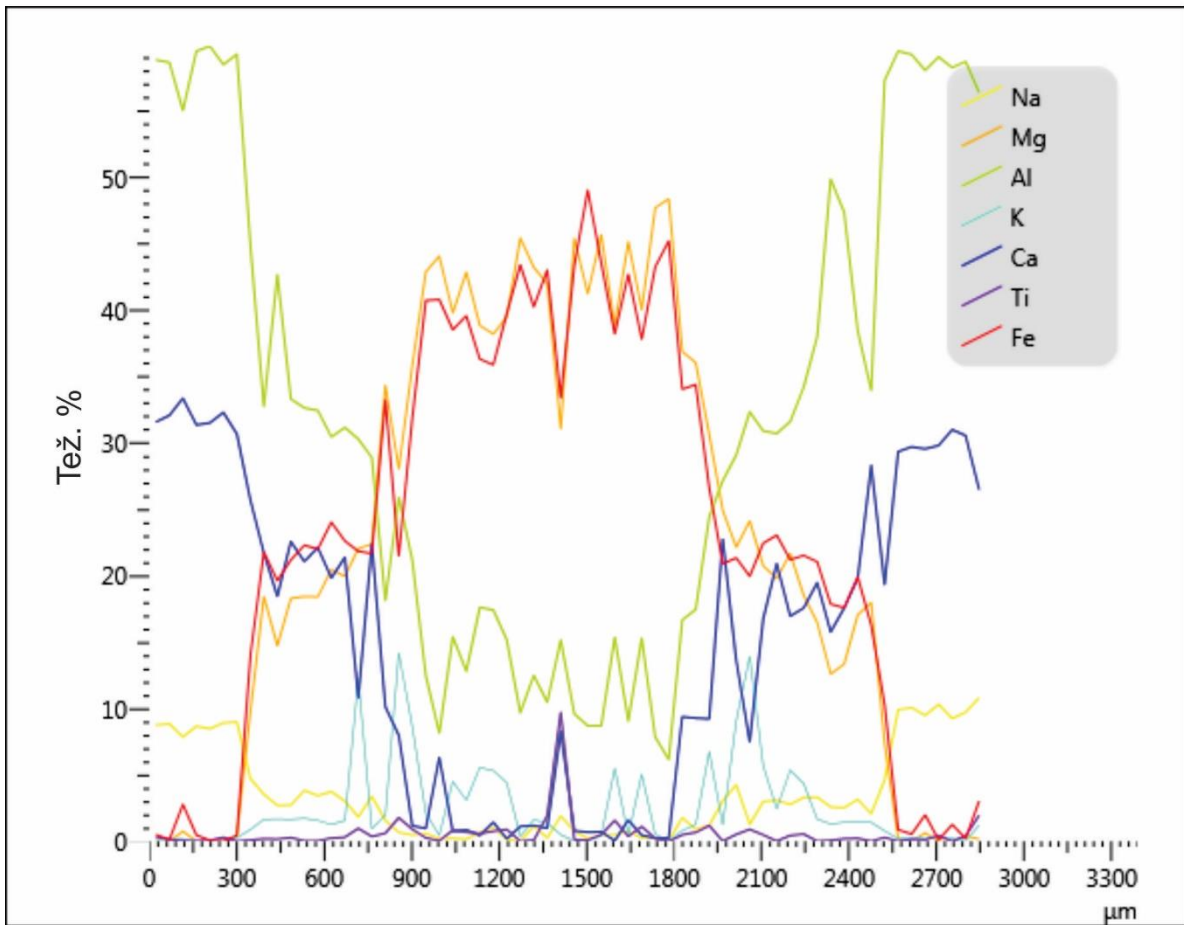
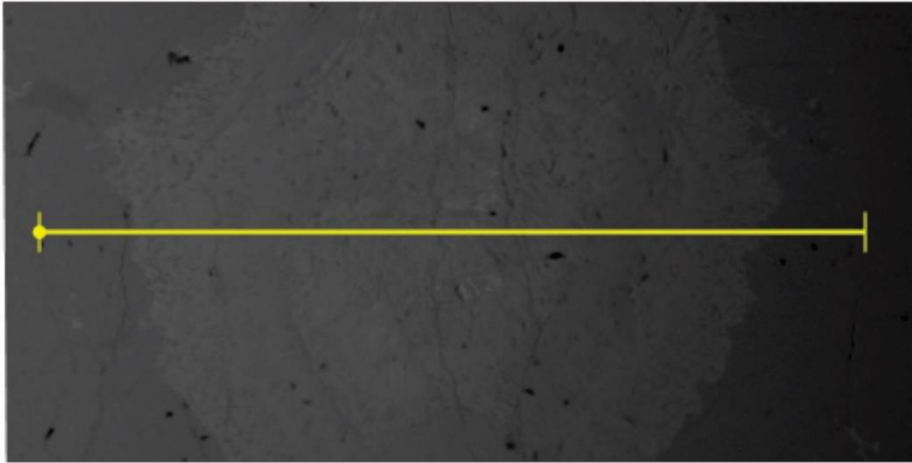
Slika 4.25. EDS mapa zrna Fe-Ti oksida iz uzorka HM-20 okruženog amfibolom s prikazanim Ti, Fe, Ca i Mg na mapi. Zasebno su prikazane elementne mape za Mg, Al, P, Ca, Ti i Fe.



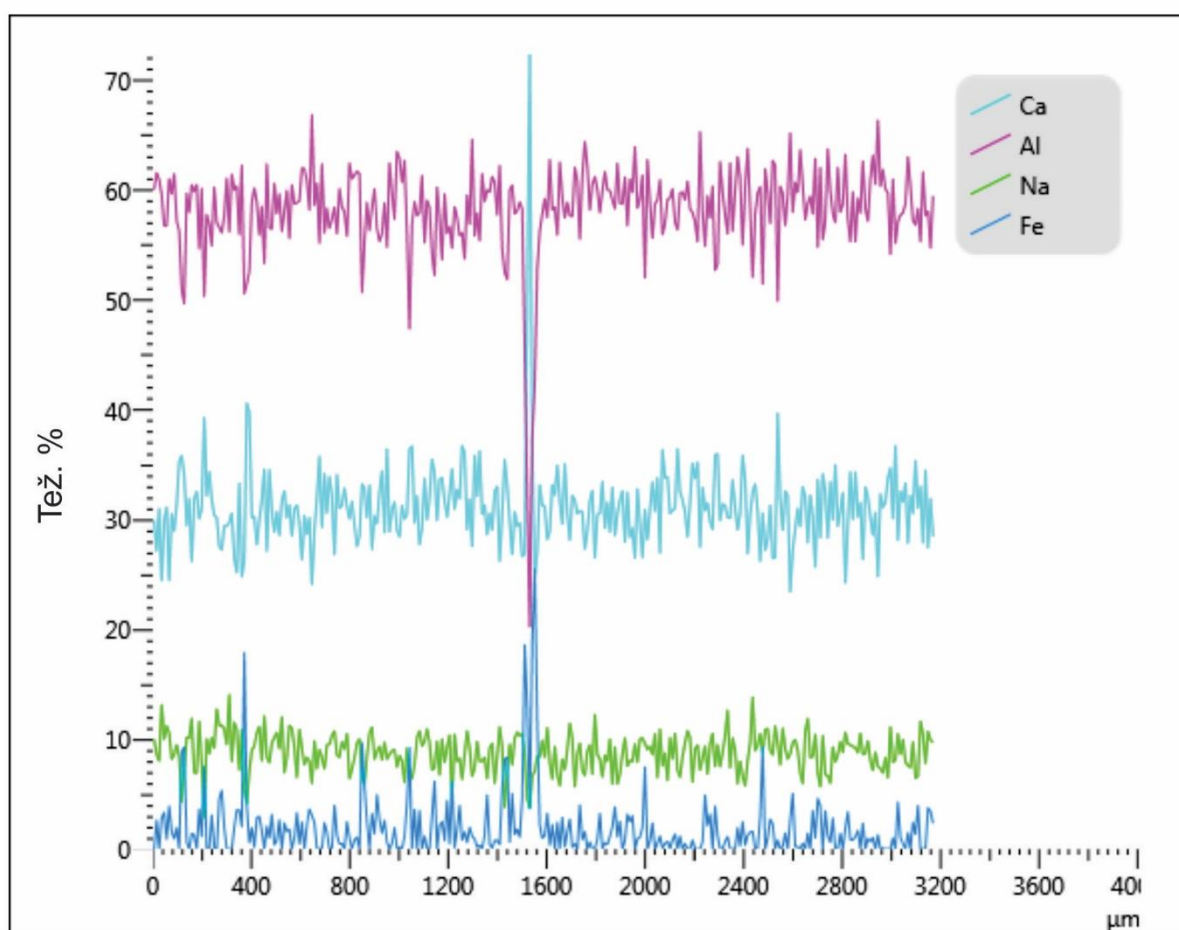
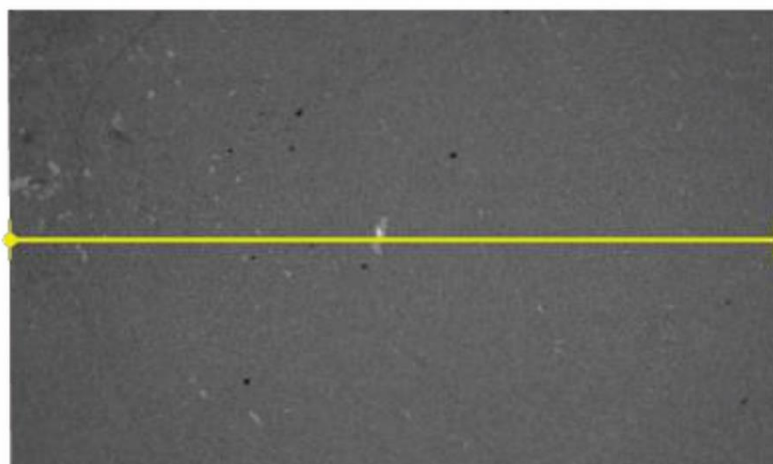
Slika 4.26. Linijska analiza ortopiroksena, alteracijskog klorita i plagioklasa iz uzorka HM-21 s prikazanim težinskim udjelom Al, Fe, Mg i Ca.



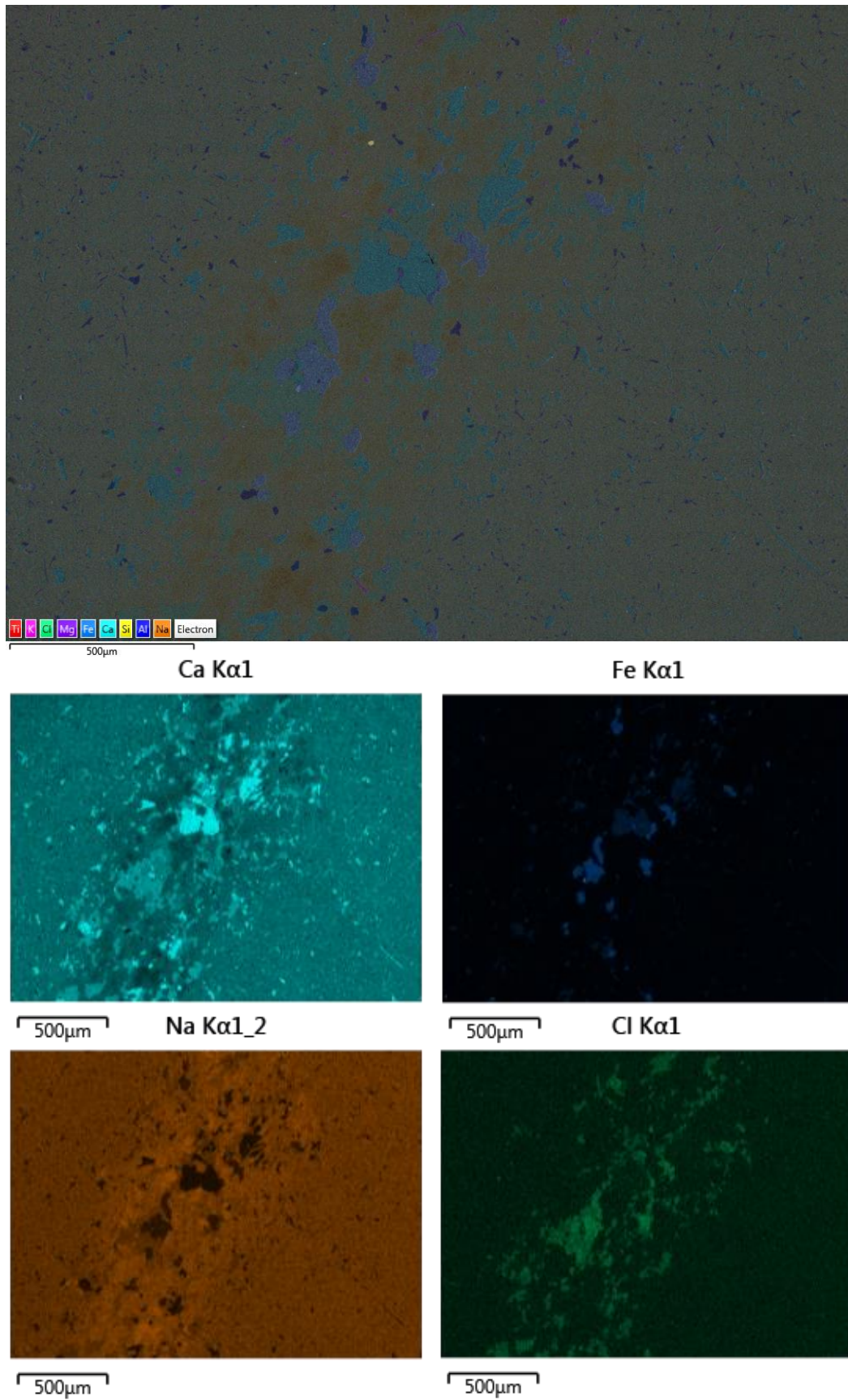
Slika 4.27. EDS mapa ortopiroksena iz uzorka HM-22 djelomično alteriranog u amfibole s prikazanim Al, Fe, Mg, Ca i K. Prikazane su i elementne mape za Mg, Fe, K, Ca, Al, i Si.



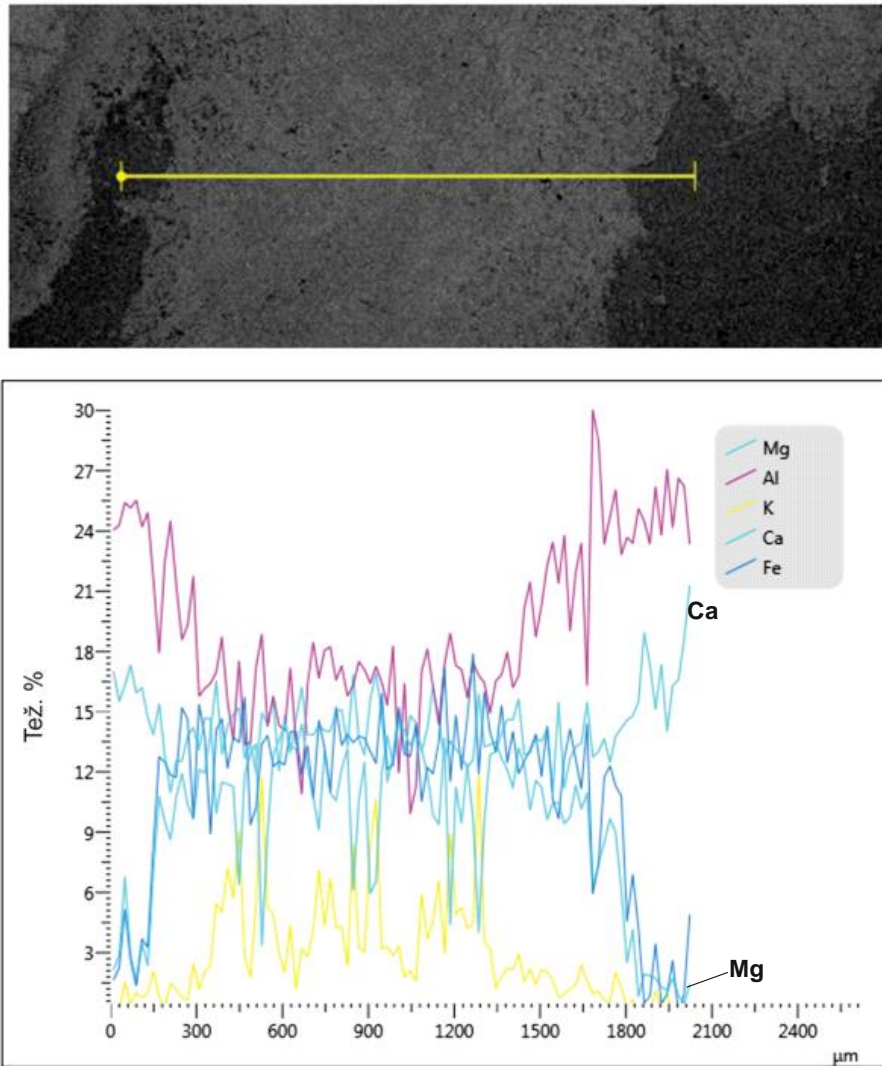
Slika 4.28. Linijska analiza ortopiroksena, amfibola i plagioklasa iz uzorka HM-22, s prikazanim težinskim udjelom Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na i K.



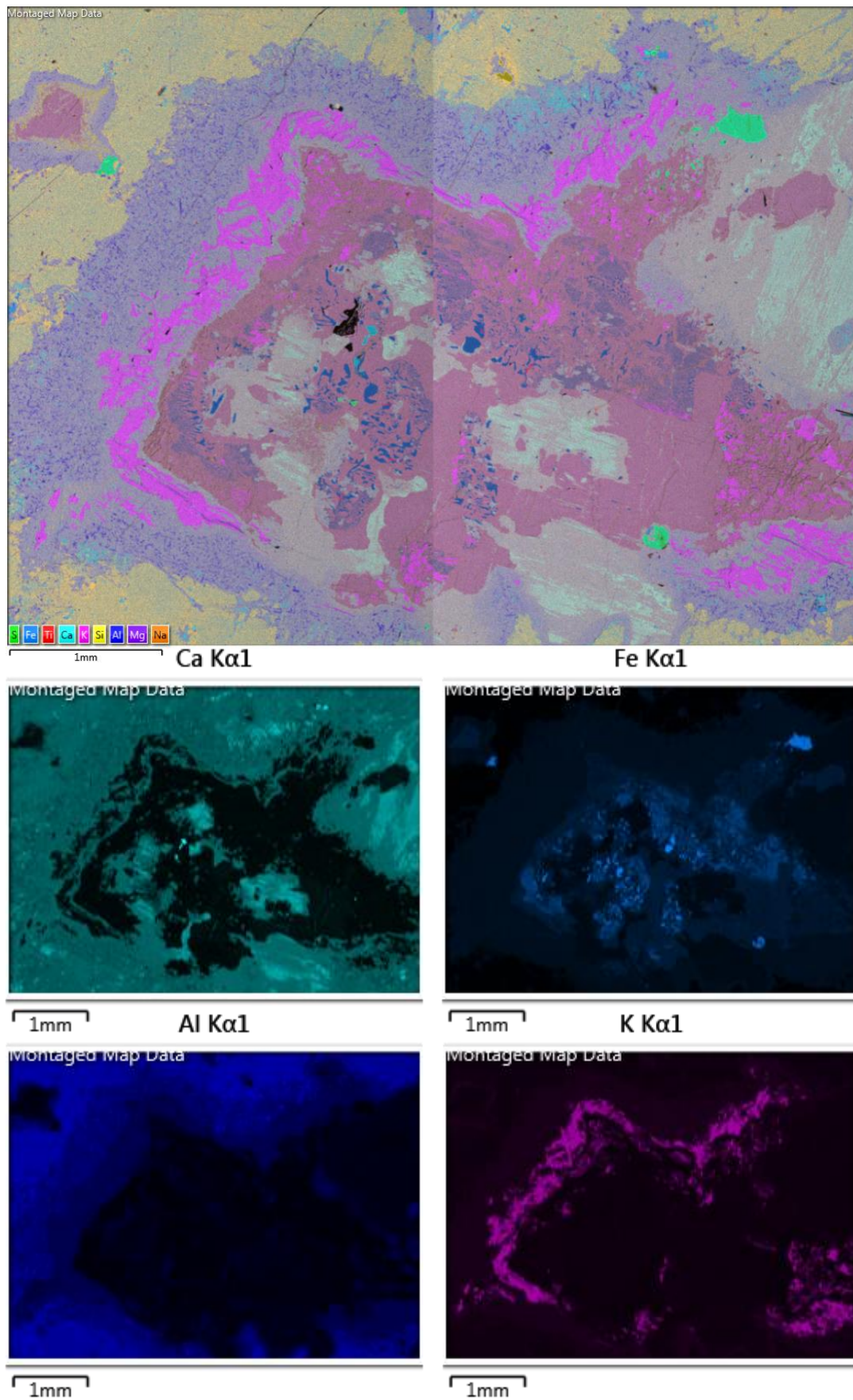
Slika 4.29. Linijska analiza plagioklasa i zrna klorita iz uzorka HM-24, s prikazanim težinskim udjelom Al, Fe, Ca i Na.



Slika 4.30. EDS mapa djelomično alteriranog plagioklasa iz uzorka HM-24 s prikazanim Ti, K, Cl, Mg, Fe, Ca, Si, Al i Na. Prikazane su i elementne mape za Ca, Fe, Na i Cl.



Slika 4.31. Linijska analiza amfibola i okolnog plagioklasa iz uzorka HM-24,± s prikazanim težinskim udjelom Al, Fe, Mg, Ca i K.



Slika 4.32. EDS mapa simplektita iz uzorka HM-24 s prikazanim S, Fe, Ti, Ca, K, Si, Al, Mg i Na. Prikazane su i elementne mape za Ca, Fe, Al i K.

4.6. ANALIZA GLAVNIH ELEMENATA PETROGENIH MINERALA

EDS detektorom na pretražnom elektronskom mikroskopu određen je udio glavnih elemenata plagioklasa, piroksena, amfibola i granata u gabroidnim stijenama kao i gabroidnim pegmatitima. Dobivene vrijednosti izražene su u težinskim postocima te su nadalje preračunate u okside. Iz oksida se računa udio pojedinog kationa prema broju kisikovih atoma ovisno koliko ih analizirani mineral sadrži atoma po jediničnoj formuli (eng. apfu – *atoms per formulae unit*). Pomoću dobivenih rezultata nadalje se vrši identifikacija minerala prema postojećoj nomenklaturi te se priređuju određeni dvokomponentni/trokomponentni dijagrami kako bi se zornije prikazala geokemijska svojstva opisanih subgrupa, grupa i supergrupa minerala.

Plagioklasi

Udio glavnih elemenata analiziranih plagioklasa prikazan je u tablici 4.6. Dobivene su vrijednosti prikazane u vidu masenog udjela, koje su potom preračunate u udjele oksida. Na temelju udjela Na, Ca i K određena je pripadnost plagioklasa krajnjim članovima. Nomenklatura plagioklasa napravljena je pomoću trokomponentnog Ca-Na-K dijagrama.

Pirokseni

Dobivene vrijednosti glavnih elemenata piroksena prikazane su u tablici 4.7. Iz masenih udjela izračunati su udjeli u vidu oksida te iz njih udio atoma po jedinici formule na 6 atoma kisika. Pirokseni su klasificirani prema trokomponentnom Ca-Mg-Fe dijagramu. Nomenklatura i izrada trokomponentnih dijagrama odrađena je prema Morimoto (1998).

Amfiboli

Udio glavnih elemenata amfibola prikazan je u tablici 4.8. Dobiveni maseni udjeli elemenata preračunati su u okside, da bi se iz njih izračunali udjeli atoma po jedinici formule na 23 atoma kisika. Izračun strukturne formule, nomenklatura i izrada pripadajućih dijagrama u raspravi priređena je prema Hawthorne i dr. (2012). Svi članovi klasificiraju se prema udjelu kationa na B poziciji. Nakon preračunavanja udjela kationa po jedinici formule (apfu) potrebno je izračunati vrijednosti ${}^B\Sigma M^{2+} = {}^B\text{Mg} + {}^B\text{Fe} + {}^B\text{Mn}^{2+}$ i $\Sigma B = {}^B\text{Li} + {}^B\text{Na} + {}^B\Sigma M^{2+} + {}^B\text{Ca}$, što je u većini slučajeva 2,00 apfu. Nadalje se gleda udio ${}^B\Sigma M^{2+}$, ${}^B\text{Ca}$, ${}^B\text{Li}$ i ${}^B\text{Na}$ te se primjenjuju omjeri na temelju kojih se određuje pripadnost pojedinim članovima amfibola. U ovom slučaju, većina analiziranih amfibola pripada grupi Ca-amfibola te je za potrebe njihove klasifikacije bitan sljedeći račun: ${}^B(\text{Ca} + \Sigma M^{2+})/\Sigma B \geq 0.75$. Na kraju se još određuje ima li više ${}^B\Sigma M^{2+}$ ili ${}^B\text{Ca}$.

Granati

Vrijednosti glavnih elemenata analiziranih granata prikazane su u tablici 4.9. Nakon što je maseni udio kationa preračunat u udjele oksida, iz njih se računa udio atoma po jedinici formule na 12 atoma kisika. Izrada trokomponentnih dijagrama i pripadnost krajnjim članovima određena je prema Grew i dr. (2013).

Tablica 4.6. Udio glavnih elemenata u plagioklasima izražen u masenom udjelu elemenata te udjeli preračunati u okside. Iz udjela oksida izračunati su udjeli pojedinih elemenata u jediničnoj formuli. Oznake: t.c. – Ukupan udio kationa; t.o. – ukupan broj atoma kisika.

| Uzorak | HM-17 | | | | HM-20 | | | |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Pg | Pg-L1 | Pg-L2 | Pg-L3 | Pg1 | Pg-L1 | Pg-L2 | Pg-L5 |
| O | 46,270 | 53,230 | 53,240 | 53,690 | 45,930 | 47,990 | 46,460 | 47,280 |
| Si | 24,710 | 21,770 | 20,870 | 19,780 | 25,660 | 25,660 | 26,850 | 27,190 |
| Al | 16,340 | 13,640 | 13,950 | 13,730 | 15,700 | 14,150 | 14,260 | 14,010 |
| Ca | 8,880 | 6,390 | 7,530 | 8,120 | 8,390 | 6,240 | 5,910 | 5,140 |
| Na | 3,540 | 4,670 | 4,030 | 4,080 | 3,900 | 5,540 | 5,170 | 6,080 |
| K | 0,080 | 0,100 | 0,140 | 0,240 | 0,080 | 0,250 | 0,120 | 0,210 |
| Mg | 0,180 | 0,200 | 0,240 | 0,360 | 0,330 | 0,170 | 0,220 | 0,090 |
| Σ | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 99,99 | 100,00 | 98,99 | 100,00 |
| Udio glavnih elemenata preračunat u okside (%) | | | | | | | | |
| SiO₂ | 52,853 | 46,565 | 44,639 | 42,308 | 54,885 | 54,885 | 57,430 | 58,158 |
| Al₂O₃ | 30,869 | 25,768 | 26,354 | 25,938 | 29,660 | 26,731 | 26,939 | 26,467 |
| MgO | 0,298 | 0,332 | 0,398 | 0,597 | 0,547 | 0,282 | 0,365 | 0,149 |
| CaO | 12,424 | 8,940 | 10,535 | 11,360 | 11,738 | 8,730 | 8,269 | 7,191 |
| Na₂O | 4,771 | 6,294 | 5,432 | 5,499 | 5,257 | 7,467 | 6,968 | 8,195 |
| K₂O | 0,096 | 0,120 | 0,169 | 0,289 | 0,096 | 0,301 | 0,145 | 0,253 |
| Σ | 101,31 | 88,02 | 87,53 | 85,99 | 102,18 | 98,40 | 100,12 | 100,41 |
| Udio atoma po jedinici formule preračunati na 8 atoma kisika | | | | | | | | |
| Si | 2,352 | 2,343 | 2,270 | 2,181 | 2,417 | 2,472 | 2,558 | 2,562 |
| Al | 1,619 | 1,528 | 1,579 | 1,576 | 1,539 | 1,419 | 1,414 | 1,374 |
| Mg | 0,020 | 0,025 | 0,030 | 0,046 | 0,036 | 0,019 | 0,024 | 0,010 |
| Ca | 0,592 | 0,482 | 0,574 | 0,628 | 0,554 | 0,421 | 0,395 | 0,339 |
| Na | 0,412 | 0,614 | 0,536 | 0,550 | 0,449 | 0,652 | 0,602 | 0,700 |
| K | 0,005 | 0,008 | 0,011 | 0,019 | 0,005 | 0,017 | 0,008 | 0,014 |
| t. c. | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 |
| t. o. | 7,953 | 7,796 | 7,786 | 7,685 | 7,959 | 7,846 | 7,960 | 7,892 |
| Udio krajnjih članova (%) | | | | | | | | |
| An | 43,665 | 43,665 | 51,227 | 52,458 | 54,940 | 38,627 | 39,279 | 32,216 |
| Ab | 55,634 | 55,634 | 47,797 | 45,952 | 44,523 | 59,787 | 59,904 | 66,435 |
| Or | 0,701 | 0,701 | 0,976 | 1,589 | 0,537 | 1,586 | 0,818 | 1,349 |

Tablica 4.6. Nastavak.

| Uzorak | HM-21 | | | | | HM-22 | | |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Pg1 | Pg-L1 | Pg-L2 | Pg-L3 | Pg-L5 | Pg1 | Pg2 | Pg3 |
| O | 45,800 | 46,310 | 46,120 | 46,500 | 46,310 | 45,900 | 46,520 | 45,980 |
| Si | 26,500 | 24,780 | 26,710 | 25,820 | 26,030 | 25,140 | 24,040 | 24,640 |
| Al | 15,600 | 14,370 | 15,380 | 15,290 | 15,440 | 16,130 | 16,010 | 16,640 |
| Ca | 7,670 | 9,910 | 7,350 | 7,570 | 7,510 | 9,270 | 9,470 | 9,050 |
| Na | 4,100 | 4,150 | 4,170 | 4,590 | 4,410 | 3,290 | 3,660 | 3,410 |
| K | 0,210 | 0,290 | 0,150 | 0,060 | 0,070 | 0,120 | 0,210 | 0,120 |
| Mg | 0,120 | 0,190 | 0,130 | 0,180 | 0,220 | 0,150 | 0,100 | 0,150 |
| Σ | 100,00 | 100,00 | 100,01 | 100,01 | 99,99 | 100,00 | 100,01 | 99,99 |
| Udio glavnih elemenata preračunat u okside (%) | | | | | | | | |
| SiO₂ | 56,682 | 53,003 | 57,131 | 55,227 | 55,676 | 53,773 | 51,420 | 52,703 |
| Al₂O₃ | 29,471 | 27,147 | 29,055 | 28,885 | 29,168 | 30,472 | 30,245 | 31,435 |
| MgO | 0,199 | 0,315 | 0,216 | 0,298 | 0,365 | 0,249 | 0,166 | 0,249 |
| CaO | 10,731 | 13,865 | 10,283 | 10,591 | 10,507 | 12,969 | 13,249 | 12,662 |
| Na₂O | 5,526 | 5,594 | 5,621 | 6,187 | 5,944 | 4,434 | 4,933 | 4,596 |
| K₂O | 0,253 | 0,349 | 0,181 | 0,072 | 0,084 | 0,145 | 0,253 | 0,145 |
| Σ | 102,86 | 100,27 | 102,49 | 101,26 | 101,74 | 102,04 | 100,27 | 101,79 |
| Udio atoma po jedinici formule preračunati na 8 atoma kisika | | | | | | | | |
| Si | 2,481 | 2,374 | 2,509 | 2,440 | 2,453 | 2,385 | 2,308 | 2,336 |
| Al | 1,520 | 1,433 | 1,504 | 1,504 | 1,515 | 1,593 | 1,600 | 1,642 |
| Mg | 0,013 | 0,021 | 0,014 | 0,020 | 0,024 | 0,016 | 0,011 | 0,016 |
| Ca | 0,503 | 0,665 | 0,484 | 0,501 | 0,496 | 0,616 | 0,637 | 0,601 |
| Na | 0,469 | 0,486 | 0,479 | 0,530 | 0,508 | 0,381 | 0,429 | 0,395 |
| K | 0,014 | 0,020 | 0,010 | 0,004 | 0,005 | 0,008 | 0,014 | 0,008 |
| t. c. | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 |
| t. o. | 7,999 | 7,838 | 8,017 | 7,926 | 7,954 | 7,987 | 7,886 | 7,956 |
| Udio krajnjih članova (%) | | | | | | | | |
| An | 51,021 | 56,816 | 49,751 | 48,421 | 49,181 | 61,274 | 58,944 | 59,863 |
| Ab | 47,547 | 41,480 | 49,208 | 51,185 | 50,349 | 37,913 | 39,716 | 39,324 |
| Or | 1,432 | 1,704 | 1,041 | 0,393 | 0,470 | 0,813 | 1,340 | 0,814 |

Tablica 4.6. Nastavak.

| Uzorak | HM-24 | HM-25 | | | | |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Pg1 | Pg | Pg-L1 | Pg-L2 | Pg-L3 | Pg-L4 |
| O | 45,640 | 45,720 | 46,270 | 46,180 | 45,580 | 49,540 |
| Si | 24,680 | 25,490 | 25,530 | 25,320 | 24,760 | 25,230 |
| Al | 16,680 | 15,840 | 16,290 | 16,600 | 17,150 | 14,260 |
| Ca | 8,940 | 8,980 | 7,970 | 8,060 | 8,430 | 5,660 |
| Na | 3,770 | 3,820 | 3,630 | 3,640 | 3,770 | 4,980 |
| K | 0,140 | 0,030 | 0,000 | 0,070 | 0,030 | 0,120 |
| Mg | 0,150 | 0,110 | 0,300 | 0,120 | 0,270 | 0,220 |
| Σ | 100,00 | 99,99 | 99,99 | 99,99 | 99,99 | 100,01 |
| Udio glavnih elemenata preračunat u okside (%) | | | | | | |
| SiO₂ | 52,789 | 54,521 | 54,607 | 54,158 | 52,960 | 53,965 |
| Al₂O₃ | 31,511 | 29,924 | 30,774 | 31,360 | 32,399 | 26,939 |
| MgO | 0,249 | 0,182 | 0,497 | 0,199 | 0,448 | 0,365 |
| CaO | 12,508 | 12,564 | 11,151 | 11,277 | 11,794 | 7,919 |
| Na₂O | 5,081 | 5,149 | 4,893 | 4,906 | 5,081 | 6,712 |
| K₂O | 0,169 | 0,036 | 0,000 | 0,084 | 0,036 | 0,145 |
| Σ | 102,31 | 102,38 | 101,92 | 101,98 | 102,72 | 96,04 |
| Udio atoma po jedinici formule preračunati na 8 atoma kisika | | | | | | |
| Si | 2,320 | 2,401 | 2,415 | 2,394 | 2,316 | 2,500 |
| Al | 1,632 | 1,553 | 1,604 | 1,634 | 1,670 | 1,471 |
| Mg | 0,016 | 0,012 | 0,033 | 0,013 | 0,029 | 0,025 |
| Ca | 0,589 | 0,593 | 0,528 | 0,534 | 0,553 | 0,393 |
| Na | 0,433 | 0,440 | 0,420 | 0,420 | 0,431 | 0,603 |
| K | 0,009 | 0,002 | 0,000 | 0,005 | 0,002 | 0,009 |
| t. c. | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 |
| t. o. | 7,915 | 7,956 | 8,007 | 7,998 | 7,934 | 7,929 |
| Udio krajnjih članova (%) | | | | | | |
| An | 57,103 | 57,305 | 55,740 | 55,672 | 56,076 | 39,129 |
| Ab | 41,981 | 42,498 | 44,260 | 43,832 | 43,720 | 60,021 |
| Or | 0,917 | 0,196 | 0,000 | 0,496 | 0,205 | 0,850 |

Tablica 4.7. Udio glavnih elemenata u piroksenima izražen u masenom udjelu elemenata te udjeli kationa preračunati u okside. Iz udjela oksida izračunati su udjeli elemenata u jediničnoj formuli. Na temelju udjela Mg, Fe i Ca određena je pripadnost krajnjim članovima. Oznake: t.c. – Ukupan udio kationa; t.o. – ukupan broj atoma kisika.

| Uzorak | HM-17 | | HM-20 | | | | HM-21 | |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Opx1 | Opx2 | Cpx1 | Cpx2 | Cpx3 | Cpx4 | Opx1 | Opx2 |
| O | 43,700 | 43,430 | 43,320 | 43,530 | 44,540 | 44,750 | 41,830 | 43,170 |
| Si | 25,050 | 24,580 | 26,170 | 25,080 | 25,870 | 25,480 | 26,340 | 25,680 |
| Ti | 0,170 | 0,130 | 0,220 | 0,290 | 0,000 | 0,020 | 0,250 | 0,340 |
| Al | 1,710 | 1,640 | 2,610 | 2,020 | 1,270 | 1,790 | 1,380 | 1,630 |
| Cr | 0,040 | 0,060 | 0,030 | 0,000 | 0,060 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe³⁺ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe²⁺ | 11,790 | 13,440 | 8,220 | 5,870 | 9,400 | 7,840 | 12,530 | 13,280 |
| Mn | 0,160 | 0,340 | 0,150 | 0,050 | 0,340 | 0,010 | 0,190 | 0,110 |
| Mg | 15,290 | 14,610 | 9,480 | 8,680 | 11,440 | 9,860 | 15,780 | 14,470 |
| Ca | 1,850 | 1,450 | 8,940 | 13,610 | 6,630 | 9,570 | 1,470 | 1,070 |
| Na | 0,250 | 0,330 | 0,850 | 0,870 | 0,440 | 0,690 | 0,230 | 0,260 |
| Σ | 100,01 | 100,01 | 99,99 | 100,00 | 99,99 | 100,01 | 100,00 | 100,01 |
| Udio glavnih elemenata preračunat u okside (%) | | | | | | | | |
| SiO₂ | 53,580 | 52,575 | 55,976 | 53,644 | 55,334 | 54,500 | 55,339 | 54,928 |
| TiO₂ | 0,284 | 0,217 | 0,367 | 0,484 | 0,000 | 0,033 | 0,417 | 0,567 |
| Al₂O₃ | 3,230 | 3,098 | 4,931 | 3,816 | 2,399 | 3,382 | 2,607 | 3,079 |
| Cr₂O₃ | 0,058 | 0,088 | 0,044 | 0,000 | 0,088 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe₂O₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| FeO | 15,167 | 17,289 | 10,574 | 7,551 | 12,092 | 10,085 | 17,119 | 17,083 |
| MnO | 0,207 | 0,439 | 0,194 | 0,065 | 0,439 | 0,013 | 0,245 | 0,142 |
| MgO | 25,352 | 24,224 | 15,718 | 14,392 | 18,968 | 16,348 | 25,164 | 23,992 |
| CaO | 2,588 | 2,029 | 12,508 | 19,041 | 9,276 | 13,389 | 2,057 | 1,497 |
| Na₂O | 0,337 | 0,445 | 1,146 | 1,173 | 0,593 | 0,930 | 0,310 | 0,350 |
| Σ | 100,80 | 100,40 | 101,46 | 100,17 | 99,19 | 98,68 | 101,26 | 101,64 |
| Udio atoma po jedinici formule preračunati na 6 atoma kisika | | | | | | | | |
| Si | 1,918 | 1,904 | 2,033 | 1,969 | 2,048 | 2,028 | 1,956 | 1,972 |
| Ti | 0,008 | 0,006 | 0,010 | 0,013 | 0,000 | 0,001 | 0,011 | 0,015 |
| Al | 0,136 | 0,132 | 0,211 | 0,165 | 0,105 | 0,148 | 0,107 | 0,130 |
| Cr | 0,002 | 0,003 | 0,001 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe³⁺ | 0,034 | 0,076 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe²⁺ | 0,421 | 0,448 | 0,321 | 0,232 | 0,374 | 0,314 | 0,468 | 0,513 |
| Mn | 0,006 | 0,013 | 0,006 | 0,002 | 0,014 | 0,000 | 0,007 | 0,004 |
| Mg | 1,353 | 1,308 | 0,851 | 0,787 | 1,047 | 0,907 | 1,354 | 1,284 |
| Ca | 0,099 | 0,079 | 0,487 | 0,749 | 0,368 | 0,534 | 0,076 | 0,058 |
| Na | 0,023 | 0,031 | 0,081 | 0,083 | 0,043 | 0,067 | 0,021 | 0,024 |
| t. c. | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 |
| t. o. | 6,000 | 6,000 | 6,108 | 6,023 | 6,080 | 6,070 | 6,010 | 6,040 |
| Udio krajnjih članova (%) | | | | | | | | |
| Wo | 5,21 | 4,12 | 29,34 | 42,35 | 20,56 | 30,42 | 4,03 | 3,10 |
| En | 70,97 | 68,47 | 51,30 | 44,54 | 58,51 | 51,69 | 71,32 | 69,24 |
| Fs | 23,82 | 27,41 | 19,36 | 13,11 | 20,92 | 17,89 | 24,65 | 27,66 |

Tablica 4.7. Nastavak.

| Uzorak | HM-21 | | | | | HM-22 | | |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Opx1 | Cpx1 | Cpx2 | Opx2 | Cpx3 | Cpx1 | Cpx2 | Cpx3 |
| O | 43,050 | 42,300 | 44,640 | 43,850 | 43,590 | 43,580 | 43,660 | 42,650 |
| Si | 24,990 | 24,840 | 24,900 | 25,090 | 25,040 | 24,890 | 25,100 | 23,950 |
| Ti | 0,110 | 0,460 | 0,250 | 0,280 | 0,180 | 0,280 | 0,270 | 0,000 |
| Al | 1,360 | 1,760 | 2,490 | 1,500 | 1,550 | 2,290 | 2,880 | 0,840 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,010 | 0,010 | 0,000 | 0,160 |
| Fe²⁺ | 15,480 | 7,290 | 6,860 | 13,340 | 6,310 | 4,870 | 5,400 | 16,520 |
| Mn | 0,490 | 0,130 | 0,000 | 0,220 | 0,040 | 0,000 | 0,110 | 0,830 |
| Mg | 13,620 | 8,470 | 10,430 | 14,160 | 9,270 | 10,310 | 10,320 | 14,790 |
| Ca | 0,760 | 14,130 | 9,930 | 1,180 | 13,540 | 13,340 | 11,680 | 0,090 |
| Na | 0,150 | 0,640 | 0,500 | 0,380 | 0,470 | 0,420 | 0,590 | 0,160 |
| Σ | 100,01 | 100,02 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 99,99 | 100,01 | 99,99 |
| Udio glavnih elemenata preračunat u okside (%) | | | | | | | | |
| SiO₂ | 53,452 | 53,131 | 53,259 | 53,666 | 53,559 | 53,238 | 53,687 | 51,227 |
| TiO₂ | 0,184 | 0,767 | 0,417 | 0,467 | 0,300 | 0,467 | 0,450 | 0,000 |
| Al₂O₃ | 2,569 | 3,325 | 4,704 | 2,834 | 2,928 | 4,326 | 5,441 | 1,587 |
| Cr₂O₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,015 | 0,015 | 0,000 | 0,234 |
| Fe₂O₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| FeO | 19,913 | 9,378 | 8,825 | 17,161 | 8,117 | 6,265 | 6,947 | 21,251 |
| MnO | 0,633 | 0,168 | 0,000 | 0,284 | 0,052 | 0,000 | 0,142 | 1,072 |
| MgO | 22,583 | 14,044 | 17,294 | 23,478 | 15,370 | 17,095 | 17,111 | 24,523 |
| CaO | 1,063 | 19,769 | 13,893 | 1,651 | 18,943 | 18,664 | 16,341 | 0,126 |
| Na₂O | 0,202 | 0,863 | 0,674 | 0,512 | 0,633 | 0,566 | 0,795 | 0,216 |
| Σ | 100,60 | 101,40 | 99,07 | 100,05 | 99,92 | 100,63 | 100,91 | 100,24 |
| Udio atoma po jedinici formule preračunati na 6 atoma kisika | | | | | | | | |
| Si | 1,961 | 1,943 | 1,964 | 1,957 | 1,974 | 1,927 | 1,936 | 1,879 |
| Ti | 0,005 | 0,021 | 0,012 | 0,013 | 0,008 | 0,013 | 0,012 | 0,000 |
| Al | 0,111 | 0,143 | 0,204 | 0,122 | 0,127 | 0,185 | 0,231 | 0,069 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,007 |
| Fe³⁺ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,183 |
| Fe²⁺ | 0,611 | 0,287 | 0,272 | 0,523 | 0,250 | 0,190 | 0,209 | 0,469 |
| Mn | 0,020 | 0,005 | 0,000 | 0,009 | 0,002 | 0,000 | 0,004 | 0,033 |
| Mg | 1,235 | 0,765 | 0,951 | 1,276 | 0,845 | 0,922 | 0,920 | 1,341 |
| Ca | 0,042 | 0,774 | 0,549 | 0,064 | 0,748 | 0,724 | 0,631 | 0,005 |
| Na | 0,014 | 0,061 | 0,048 | 0,036 | 0,045 | 0,040 | 0,056 | 0,015 |
| t. c. | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 |
| t. o. | 6,015 | 6,005 | 6,054 | 6,012 | 6,024 | 6,012 | 6,036 | 6,000 |
| Udio krajnjih članova (%) | | | | | | | | |
| Wo | 2,21 | 42,40 | 30,98 | 3,46 | 40,59 | 39,43 | 35,86 | 0,25 |
| En | 65,42 | 41,91 | 53,66 | 68,47 | 45,83 | 50,24 | 52,24 | 67,12 |
| Fs | 32,36 | 15,70 | 15,36 | 28,07 | 13,58 | 10,33 | 11,90 | 32,63 |

Tablica 4.7. Nastavak.

| Uzorak | HM-24 | | | | | HM-25 | | |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Opx3 | Opx4 | Opx5 | Opx6 | Opx7 | Opx1 | Cpx2 | Opx3 |
| O | 43,450 | 43,170 | 43,560 | 43,660 | 43,870 | 42,030 | 44,260 | 43,530 |
| Si | 24,210 | 24,500 | 25,580 | 25,920 | 24,090 | 25,030 | 25,350 | 24,980 |
| Ti | 0,000 | 0,000 | 0,130 | 0,270 | 0,070 | 0,110 | 0,070 | 0,180 |
| Al | 0,490 | 0,910 | 1,740 | 1,970 | 1,910 | 1,940 | 2,080 | 2,030 |
| Cr | 0,000 | 0,030 | 0,020 | 0,000 | 0,030 | 0,000 | 0,000 | 0,160 |
| Fe³⁺ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe²⁺ | 16,150 | 15,660 | 11,620 | 10,830 | 12,210 | 14,250 | 6,610 | 10,860 |
| Mn | 0,260 | 0,330 | 0,260 | 0,240 | 0,380 | 0,510 | 0,090 | 0,150 |
| Mg | 14,920 | 14,730 | 15,530 | 15,660 | 14,860 | 14,160 | 11,400 | 14,370 |
| Ca | 0,280 | 0,430 | 1,250 | 1,130 | 2,270 | 1,740 | 9,610 | 3,350 |
| Na | 0,230 | 0,230 | 0,300 | 0,310 | 0,310 | 0,230 | 0,530 | 0,390 |
| Σ | 99,99 | 99,99 | 99,99 | 99,99 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| Udio glavnih elemenata preračunat u okside (%) | | | | | | | | |
| SiO₂ | 51,784 | 52,404 | 54,714 | 55,441 | 51,527 | 53,537 | 54,222 | 53,430 |
| TiO₂ | 0,000 | 0,000 | 0,217 | 0,450 | 0,117 | 0,184 | 0,117 | 0,300 |
| Al₂O₃ | 0,926 | 1,719 | 3,287 | 3,722 | 3,608 | 3,665 | 3,929 | 3,835 |
| Cr₂O₃ | 0,000 | 0,044 | 0,029 | 0,000 | 0,044 | 0,000 | 0,000 | 0,234 |
| Fe₂O₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| FeO | 20,775 | 20,145 | 14,948 | 13,932 | 15,707 | 18,331 | 8,503 | 13,970 |
| MnO | 0,336 | 0,426 | 0,336 | 0,310 | 0,491 | 0,658 | 0,116 | 0,194 |
| MgO | 24,738 | 24,423 | 25,750 | 25,965 | 24,639 | 23,478 | 18,902 | 23,826 |
| CaO | 0,392 | 0,602 | 1,749 | 1,581 | 3,176 | 2,434 | 13,445 | 4,687 |
| Na₂O | 0,310 | 0,310 | 0,404 | 0,418 | 0,418 | 0,310 | 0,714 | 0,526 |
| Σ | 99,26 | 100,07 | 101,43 | 101,82 | 99,73 | 102,60 | 99,95 | 101,00 |
| Udio atoma po jedinici formule preračunati na 6 atoma kisika | | | | | | | | |
| Si | 1,910 | 1,917 | 1,944 | 1,957 | 1,867 | 1,912 | 1,970 | 1,912 |
| Ti | 0,000 | 0,000 | 0,006 | 0,012 | 0,003 | 0,008 | 0,003 | 0,008 |
| Al | 0,040 | 0,074 | 0,138 | 0,155 | 0,154 | 0,162 | 0,168 | 0,162 |
| Cr | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,007 | 0,000 | 0,007 |
| Fe³⁺ | 0,161 | 0,112 | 0,000 | 0,000 | 0,134 | 0,028 | 0,000 | 0,028 |
| Fe²⁺ | 0,480 | 0,504 | 0,444 | 0,411 | 0,342 | 0,391 | 0,258 | 0,391 |
| Mn | 0,010 | 0,013 | 0,010 | 0,009 | 0,015 | 0,006 | 0,004 | 0,006 |
| Mg | 1,360 | 1,332 | 1,364 | 1,367 | 1,331 | 1,271 | 1,024 | 1,271 |
| Ca | 0,015 | 0,024 | 0,067 | 0,060 | 0,123 | 0,180 | 0,523 | 0,180 |
| Na | 0,022 | 0,022 | 0,028 | 0,029 | 0,029 | 0,036 | 0,050 | 0,036 |
| t. c. | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 |
| t. o. | 6,000 | 6,000 | 6,005 | 6,033 | 6,000 | 6,000 | 6,032 | 6,000 |
| Udio krajnjih članova (%) | | | | | | | | |
| Wo | 0,77 | 1,20 | 3,55 | 3,25 | 6,39 | 9,62 | 28,99 | 9,62 |
| En | 67,45 | 67,55 | 72,76 | 74,36 | 68,95 | 68,01 | 56,70 | 68,01 |
| Fs | 31,78 | 31,26 | 23,69 | 22,38 | 24,66 | 22,37 | 14,31 | 22,37 |

Tablica 4.7. Nastavak.

| Uzorak | HM-25 | | | | |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Cpx4 | Opx5 | Opx6 | Opx7 | Cpx8 |
| O | 43,570 | 43,120 | 42,050 | 44,890 | 43,430 |
| Si | 23,520 | 25,650 | 24,900 | 25,050 | 24,530 |
| Ti | 0,110 | 0,210 | 0,360 | 0,100 | 0,250 |
| Al | 2,020 | 1,560 | 1,480 | 1,410 | 2,110 |
| Cr | 0,000 | 0,100 | 0,000 | 0,090 | 0,050 |
| Fe³⁺ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe²⁺ | 6,640 | 14,690 | 15,680 | 11,130 | 5,530 |
| Mn | 0,120 | 0,360 | 0,410 | 0,110 | 0,090 |
| Mg | 9,990 | 14,170 | 14,240 | 15,200 | 10,470 |
| Ca | 13,610 | 0,100 | 0,640 | 1,650 | 13,030 |
| Na | 0,410 | 0,140 | 0,240 | 0,380 | 0,510 |
| Σ | 99,99 | 100,10 | 100,00 | 100,01 | 100,00 |
| Udio glavnih elemenata preračunat u okside (%) | | | | | |
| SiO₂ | 50,308 | 54,864 | 53,259 | 53,580 | 52,468 |
| TiO₂ | 0,184 | 0,350 | 0,601 | 0,167 | 0,417 |
| Al₂O₃ | 3,816 | 2,947 | 2,796 | 2,664 | 3,986 |
| Cr₂O₃ | 0,000 | 0,146 | 0,000 | 0,132 | 0,073 |
| Fe₂O₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| FeO | 8,542 | 18,897 | 20,171 | 14,318 | 7,114 |
| MnO | 0,155 | 0,465 | 0,529 | 0,142 | 0,116 |
| MgO | 16,564 | 23,495 | 23,611 | 25,202 | 17,360 |
| CaO | 19,041 | 0,140 | 0,895 | 2,308 | 18,230 |
| Na₂O | 0,553 | 0,189 | 0,323 | 0,512 | 0,687 |
| Σ | 101,49 | 101,49 | 102,19 | 99,02 | 100,45 |
| Udio atoma po jedinici formule preračunati na 6 atoma kisika | | | | | |
| Si | 1,857 | 1,987 | 1,917 | 1,947 | 1,902 |
| Ti | 0,005 | 0,010 | 0,016 | 0,005 | 0,011 |
| Al | 0,166 | 0,126 | 0,119 | 0,114 | 0,170 |
| Cr | 0,000 | 0,004 | 0,000 | 0,004 | 0,002 |
| Fe³⁺ | 0,150 | 0,000 | 0,037 | 0,015 | 0,049 |
| Fe²⁺ | 0,114 | 0,572 | 0,571 | 0,420 | 0,167 |
| Mn | 0,005 | 0,014 | 0,016 | 0,004 | 0,004 |
| Mg | 0,911 | 1,268 | 1,267 | 1,365 | 0,938 |
| Ca | 0,753 | 0,005 | 0,035 | 0,090 | 0,708 |
| Na | 0,040 | 0,013 | 0,023 | 0,036 | 0,048 |
| t. c. | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 | 4,000 |
| t. o. | 6,000 | 6,055 | 6,000 | 6,000 | 6,000 |
| Udio krajnjih članova (%) | | | | | |
| Wo | 39,05 | 0,29 | 1,81 | 4,75 | 38,03 |
| En | 47,27 | 68,71 | 66,38 | 72,23 | 50,39 |
| Fs | 13,67 | 31,00 | 31,81 | 23,02 | 11,58 |

Tablica 4.8. Udio glavnih elemenata u amfibolima izražen u masenom udjelu elemenata te udjeli preračunati u okside iz kojih su određeni udjeli elemenata u jediničnoj formuli.

| Uzorak | HM-13 | | | | HM-17 | | | HM-20 | |
|--|-------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|
| | VAm1 | VAm2 | VAm3 | Am1 | Am1 | Am2 | Am3 | Am1 | Am2 |
| O | 42,49 | 43,47 | 43,21 | 43,08 | 43,11 | 43,47 | 42,93 | 42,75 | 41,73 |
| Si | 19,41 | 19,78 | 20,51 | 21,02 | 21,58 | 21,04 | 21,65 | 20,50 | 18,92 |
| Ti | 0,30 | 0,29 | 0,23 | 0,59 | 0,58 | 0,21 | 0,39 | 0,77 | 0,75 |
| Al | 8,08 | 7,61 | 6,49 | 5,25 | 5,56 | 5,14 | 5,46 | 7,59 | 7,51 |
| Fe³⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe²⁺ | 9,62 | 9,02 | 9,15 | 9,10 | 9,95 | 9,75 | 9,76 | 11,62 | 13,67 |
| Mn | 0,15 | 0,13 | 0,05 | 0,13 | 0,07 | 0,31 | 0,00 | 0,01 | 0,10 |
| Mg | 7,83 | 8,20 | 8,73 | 8,48 | 7,81 | 8,08 | 8,08 | 5,21 | 5,51 |
| Ca | 8,63 | 8,45 | 8,50 | 9,62 | 8,58 | 8,74 | 9,51 | 8,62 | 8,39 |
| Na | 1,95 | 1,82 | 1,61 | 1,43 | 1,49 | 1,73 | 1,60 | 1,71 | 1,49 |
| K | 0,77 | 0,60 | 0,80 | 0,77 | 0,65 | 0,29 | 0,36 | 0,76 | 1,23 |
| Cl | 0,76 | 0,64 | 0,71 | 0,53 | 0,63 | 0,43 | 0,25 | 0,46 | 0,70 |
| Σ | 99,99 | 100,01 | 99,99 | 100,00 | 100,01 | 99,19 | 99,99 | 100,00 | 100,00 |
| Udio glavnih elemenata preračunati u okside (%) | | | | | | | | | |
| SiO₂ | 41,52 | 42,31 | 43,87 | 44,96 | 46,16 | 36,45 | 39,89 | 43,85 | 40,47 |
| TiO₂ | 0,50 | 0,48 | 0,38 | 0,98 | 0,97 | 0,35 | 0,65 | 1,28 | 1,25 |
| Al₂O₃ | 15,26 | 14,38 | 12,26 | 9,92 | 10,50 | 7,82 | 8,43 | 14,34 | 14,19 |
| FeO^{tot} | 12,38 | 11,60 | 11,77 | 11,71 | 12,80 | 6,11 | 7,41 | 14,95 | 17,59 |
| MnO | 0,19 | 0,17 | 0,06 | 0,17 | 0,09 | 0,40 | 0,00 | 0,01 | 0,13 |
| MgO | 12,98 | 13,60 | 14,47 | 14,06 | 12,95 | 13,40 | 13,40 | 8,64 | 9,14 |
| CaO | 12,07 | 11,82 | 11,89 | 13,46 | 12,00 | 6,63 | 7,71 | 12,06 | 11,74 |
| Na₂O | 2,63 | 2,45 | 2,17 | 1,93 | 2,01 | 2,33 | 2,16 | 2,30 | 2,01 |
| K₂O | 0,93 | 0,72 | 0,96 | 0,93 | 0,78 | 0,35 | 0,43 | 0,92 | 1,48 |
| Cl | 0,76 | 0,64 | 0,71 | 0,53 | 0,63 | 0,23 | 0,25 | 0,46 | 0,70 |
| Σ | 99,22 | 98,17 | 98,56 | 98,64 | 98,89 | 74,07 | 80,32 | 98,81 | 98,69 |
| Udio atoma po jedinici formule preračunati na 23 atoma kisika | | | | | | | | | |
| Si | 6,09 | 6,22 | 6,43 | 6,60 | 6,73 | 6,86 | 6,93 | 6,46 | 6,13 |
| Ti | 0,06 | 0,05 | 0,04 | 0,11 | 0,11 | 0,05 | 0,08 | 0,14 | 0,14 |
| Al | 2,64 | 2,49 | 2,12 | 1,72 | 1,81 | 1,73 | 1,72 | 2,49 | 2,53 |
| Fe³⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe²⁺ | 1,52 | 1,43 | 1,44 | 1,44 | 1,56 | 0,96 | 1,08 | 1,84 | 2,23 |
| Mn | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,02 |
| Mg | 2,84 | 2,98 | 3,16 | 3,08 | 2,81 | 3,76 | 3,47 | 1,90 | 2,06 |
| Ca | 1,90 | 1,86 | 1,87 | 2,12 | 1,88 | 1,34 | 1,43 | 1,90 | 1,91 |
| Na | 0,75 | 0,70 | 0,62 | 0,55 | 0,57 | 0,85 | 0,73 | 0,66 | 0,59 |
| K | 0,17 | 0,14 | 0,18 | 0,17 | 0,15 | 0,08 | 0,10 | 0,17 | 0,29 |
| Cl | 0,76 | 0,64 | 0,71 | 0,53 | 0,63 | 0,23 | 0,25 | 0,46 | 0,70 |
| OH | 1,24 | 1,36 | 1,29 | 1,47 | 1,37 | 1,77 | 1,75 | 1,54 | 1,30 |

Tablica 4.8. Nastavak.

| Uzorak | HM-21 | | | | HM-22 | | | | HM-24 |
|--|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|
| | Am3 | Am1 | Am2 | Am3 | Am1 | Am2 | Am3 | Am4 | Am1 |
| O | 42,75 | 44,82 | 43,85 | 43,26 | 44,32 | 45,03 | 44,13 | 43,87 | 43,80 |
| Si | 18,78 | 25,39 | 24,73 | 23,86 | 21,70 | 23,87 | 19,82 | 19,59 | 19,52 |
| Ti | 0,75 | 0,18 | 0,14 | 0,42 | 0,11 | 0,12 | 0,17 | 0,11 | 0,25 |
| Al | 6,58 | 1,58 | 3,18 | 3,34 | 6,42 | 3,46 | 6,94 | 6,08 | 9,43 |
| Fe³⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe²⁺ | 14,18 | 7,42 | 8,01 | 7,68 | 7,70 | 5,89 | 8,34 | 8,71 | 7,34 |
| Mn | 0,24 | 0,32 | 0,29 | 0,22 | 0,00 | 0,22 | 0,00 | 0,17 | 0,00 |
| Mg | 5,66 | 11,21 | 10,82 | 10,10 | 9,11 | 11,33 | 7,90 | 8,79 | 10,66 |
| Ca | 8,48 | 8,46 | 7,97 | 8,68 | 7,98 | 8,52 | 9,45 | 9,98 | 3,41 |
| Na | 1,51 | 0,44 | 0,80 | 1,20 | 1,34 | 0,83 | 1,45 | 1,18 | 0,58 |
| K | 0,76 | 0,03 | 0,08 | 0,00 | 0,59 | 0,37 | 0,83 | 0,87 | 4,88 |
| Cl | 0,32 | 0,16 | 0,13 | 0,44 | 0,73 | 0,36 | 0,96 | 0,64 | 0,13 |
| Σ | 100,01 | 100,01 | 100,00 | 99,20 | 100,00 | 100,00 | 99,99 | 99,99 | 100,00 |
| Udio glavnih elemenata preračunat u okside (%) | | | | | | | | | |
| SiO₂ | 40,17 | 54,31 | 52,90 | 51,03 | 46,41 | 51,06 | 42,39 | 41,90 | 41,75 |
| TiO₂ | 1,25 | 0,30 | 0,23 | 0,70 | 0,18 | 0,20 | 0,28 | 0,18 | 0,42 |
| Al₂O₃ | 12,43 | 2,98 | 6,01 | 6,31 | 12,13 | 6,54 | 13,11 | 11,49 | 17,81 |
| FeO^{tot} | 18,24 | 9,55 | 10,30 | 9,88 | 9,91 | 7,58 | 10,73 | 11,20 | 9,44 |
| MnO | 0,31 | 0,41 | 0,37 | 0,28 | 0,00 | 0,28 | 0,00 | 0,22 | 0,00 |
| MgO | 9,38 | 18,59 | 17,94 | 16,75 | 15,10 | 18,79 | 13,10 | 14,57 | 17,67 |
| CaO | 11,86 | 11,84 | 11,15 | 12,14 | 11,16 | 11,92 | 13,22 | 13,96 | 4,77 |
| Na₂O | 2,04 | 0,59 | 1,08 | 1,62 | 1,81 | 1,12 | 1,95 | 1,59 | 0,78 |
| K₂O | 0,92 | 0,04 | 0,10 | 0,00 | 0,71 | 0,45 | 1,00 | 1,05 | 5,88 |
| Cl | 0,32 | 0,16 | 0,13 | 0,44 | 0,73 | 0,36 | 0,96 | 0,64 | 0,13 |
| Σ | 96,92 | 98,76 | 100,21 | 99,16 | 98,15 | 98,28 | 96,75 | 96,81 | 98,66 |
| Udio atoma po jedinici formule preračunati na 23 atoma kisika | | | | | | | | | |
| Si | 6,20 | 7,63 | 7,35 | 7,23 | 6,69 | 7,22 | 6,35 | 6,31 | 6,02 |
| Ti | 0,15 | 0,03 | 0,02 | 0,07 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,05 |
| Al | 2,26 | 0,49 | 0,98 | 1,05 | 2,06 | 1,09 | 2,31 | 2,04 | 3,03 |
| Fe³⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe²⁺ | 2,36 | 1,12 | 1,20 | 1,17 | 1,19 | 0,90 | 1,34 | 1,41 | 1,14 |
| Mn | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,00 |
| Mg | 2,16 | 3,89 | 3,72 | 3,54 | 3,25 | 3,96 | 2,92 | 3,27 | 3,80 |
| Ca | 1,96 | 1,78 | 1,66 | 1,84 | 1,72 | 1,81 | 2,12 | 2,25 | 0,74 |
| Na | 0,61 | 0,16 | 0,29 | 0,44 | 0,50 | 0,31 | 0,57 | 0,46 | 0,22 |
| K | 0,18 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,13 | 0,08 | 0,19 | 0,20 | 1,08 |
| Cl | 0,32 | 0,16 | 0,13 | 0,44 | 0,73 | 0,36 | 0,96 | 0,64 | 0,13 |
| OH | 1,68 | 1,84 | 1,87 | 1,56 | 1,27 | 1,64 | 1,04 | 1,36 | 1,87 |

Tablica 4.8. Nastavak.

| Uzorak | | | | | HM-25 | | | |
|--|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Am3 | Am4 | Am5 | Am6 | Am1 | Am2 | Am3 | Am4 |
| O | 43,47 | 43,02 | 43,54 | 43,93 | 41,93 | 44,37 | 43,88 | 43,66 |
| Si | 21,38 | 21,41 | 21,19 | 21,11 | 18,97 | 25,91 | 22,20 | 24,79 |
| Ti | 0,10 | 0,07 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,10 | 0,10 | 0,31 |
| Al | 8,55 | 9,64 | 10,24 | 11,23 | 12,54 | 2,33 | 6,32 | 2,92 |
| Fe³⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe²⁺ | 7,70 | 7,43 | 7,38 | 6,76 | 9,11 | 9,91 | 7,41 | 6,76 |
| Mn | 0,17 | 0,16 | 0,13 | 0,13 | 0,27 | 0,20 | 0,00 | 0,22 |
| Mg | 8,68 | 8,22 | 7,42 | 6,69 | 4,32 | 12,45 | 9,44 | 9,89 |
| Ca | 7,09 | 7,65 | 7,68 | 7,91 | 9,86 | 3,90 | 8,79 | 10,67 |
| Na | 1,32 | 1,50 | 1,55 | 1,52 | 1,38 | 0,52 | 1,13 | 0,61 |
| K | 1,41 | 0,87 | 0,77 | 0,64 | 0,65 | 0,10 | 0,36 | 0,16 |
| Cl | 0,12 | 0,05 | 0,10 | 0,06 | 0,96 | 0,21 | 0,37 | 0,03 |
| Σ | 99,99 | 100,02 | 100,02 | 99,98 | 100,01 | 100,00 | 100,00 | 100,02 |
| Udio glavnih elemenata preračunat u okside (%) | | | | | | | | |
| SiO₂ | 45,73 | 45,79 | 45,32 | 45,15 | 40,58 | 55,42 | 47,48 | 53,02 |
| TiO₂ | 0,17 | 0,12 | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,17 | 0,17 | 0,52 |
| Al₂O₃ | 16,15 | 18,21 | 19,34 | 21,22 | 23,69 | 4,40 | 11,94 | 5,52 |
| FeO^{tot} | 9,91 | 9,56 | 9,49 | 8,70 | 11,72 | 12,75 | 9,53 | 8,70 |
| MnO | 0,22 | 0,21 | 0,17 | 0,17 | 0,35 | 0,26 | 0,00 | 0,28 |
| MgO | 14,39 | 13,63 | 12,30 | 11,09 | 7,16 | 20,64 | 15,65 | 16,40 |
| CaO | 9,92 | 10,70 | 10,74 | 11,07 | 13,79 | 5,46 | 12,30 | 14,93 |
| Na₂O | 1,78 | 2,02 | 2,09 | 2,05 | 1,86 | 0,70 | 1,52 | 0,82 |
| K₂O | 1,70 | 1,05 | 0,93 | 0,77 | 0,78 | 0,12 | 0,43 | 0,19 |
| Cl | 0,12 | 0,05 | 0,10 | 0,06 | 0,96 | 0,21 | 0,37 | 0,44 |
| Σ | 100,08 | 101,34 | 100,53 | 100,27 | 100,93 | 100,13 | 99,40 | 100,38 |
| Udio atoma po jedinici formule preračunati na 23 atoma kisika | | | | | | | | |
| Si | 6,43 | 6,32 | 6,30 | 6,25 | 5,80 | 7,63 | 6,72 | 7,37 |
| Ti | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,05 |
| Al | 2,68 | 2,96 | 3,17 | 3,46 | 3,99 | 0,71 | 1,99 | 0,91 |
| Fe³⁺ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,000 |
| Fe²⁺ | 1,16 | 1,10 | 1,10 | 1,01 | 1,40 | 1,47 | 1,13 | 1,01 |
| Mn | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,00 | 0,03 |
| Mg | 3,02 | 2,81 | 2,55 | 2,29 | 1,53 | 4,24 | 3,30 | 3,40 |
| Ca | 1,49 | 1,58 | 1,60 | 1,64 | 2,11 | 0,80 | 1,86 | 2,22 |
| Na | 0,48 | 0,54 | 0,56 | 0,55 | 0,52 | 0,19 | 0,42 | 0,22 |
| K | 0,30 | 0,18 | 0,16 | 0,14 | 0,14 | 0,02 | 0,08 | 0,03 |
| Cl | 0,12 | 0,05 | 0,10 | 0,06 | 0,96 | 0,21 | 0,37 | 0,03 |
| OH⁻ | 1,88 | 1,95 | 1,90 | 1,94 | 1,04 | 1,79 | 1,63 | 1,97 |

Tablica 4.9. Udio glavnih elemenata u granatima izražen u masenom udjelu elemenata te udjeli kationa preračunati u okside. Iz udjela oksida izračunati su udjeli atoma u jediničnoj formuli. Na kraju je određena pripadnost granata krajnjim članovima. Oznake: t.c. – Ukupan udio kationa; t.o. – ukupan broj atoma kisika.

| Uzorak | HM-21 | | | | HM-25 | |
|---|---------|---------|--------|---------|---------|---------|
| | Gt1 | Gt2 | Gt3 | Gt4 | Gt1 | Gt2 |
| O | 39,480 | 40,470 | 41,070 | 41,040 | 41,370 | 40,380 |
| Si | 19,390 | 18,890 | 17,870 | 18,690 | 18,200 | 18,430 |
| Ti | 0,270 | 0,000 | 0,110 | 0,000 | 0,110 | 0,090 |
| Al | 12,380 | 11,430 | 11,520 | 12,100 | 10,510 | 11,170 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,030 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe²⁺ | 19,180 | 19,820 | 20,940 | 19,070 | 18,530 | 19,640 |
| Mn | 0,670 | 1,090 | 1,230 | 0,520 | 1,280 | 1,590 |
| Mg | 3,130 | 3,400 | 3,920 | 3,220 | 3,110 | 3,690 |
| Ca | 5,490 | 4,900 | 3,300 | 5,360 | 6,900 | 5,000 |
| Σ | 99,990 | 100,000 | 99,990 | 100,000 | 100,010 | 99,990 |
| Udio glavnih elemenata preračunat u okside (%) | | | | | | |
| SiO₂ | 41,474 | 40,404 | 38,223 | 39,977 | 38,929 | 39,420 |
| TiO₂ | 0,450 | 0,000 | 0,184 | 0,000 | 0,184 | 0,150 |
| Al₂O₃ | 23,388 | 21,593 | 21,763 | 22,859 | 19,855 | 21,102 |
| Cr₂O₃ | 0,000 | 0,000 | 0,044 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe₂O₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| FeO | 24,673 | 25,496 | 26,937 | 24,532 | 23,837 | 25,265 |
| MnO | 0,865 | 1,407 | 1,588 | 0,671 | 1,653 | 2,053 |
| MgO | 5,190 | 5,637 | 6,500 | 5,339 | 5,157 | 6,118 |
| CaO | 7,681 | 6,855 | 4,617 | 7,499 | 9,654 | 6,995 |
| Σ | 103,721 | 101,394 | 99,855 | 100,876 | 99,267 | 101,104 |
| Atoma po jedinici formule preračunati na 12 atoma kisika | | | | | | |
| Si | 3,109 | 3,105 | 2,982 | 3,075 | 3,058 | 3,036 |
| Ti | 0,025 | 0,000 | 0,011 | 0,000 | 0,011 | 0,009 |
| Al | 2,066 | 1,955 | 2,001 | 2,072 | 1,838 | 1,915 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe³⁺ | 0,000 | 0,000 | 0,012 | 0,000 | 0,023 | 0,000 |
| Fe²⁺ | 1,547 | 1,638 | 1,746 | 1,578 | 1,543 | 1,627 |
| Mn | 0,055 | 0,092 | 0,105 | 0,044 | 0,110 | 0,134 |
| Mg | 0,580 | 0,646 | 0,756 | 0,612 | 0,604 | 0,702 |
| Ca | 0,617 | 0,564 | 0,386 | 0,618 | 0,813 | 0,577 |
| t. c. | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| t. o. | 12,168 | 12,082 | 12,000 | 12,111 | 12,000 | 12,002 |
| Udio krajnjih članova (%) | | | | | | |
| Almandin | 55,27 | 55,73 | 58,34 | 55,33 | 50,26 | 53,51 |
| Pirop | 20,72 | 21,96 | 25,26 | 21,47 | 19,68 | 23,10 |
| Grossular | 21,78 | 19,20 | 12,74 | 21,67 | 25,99 | 18,90 |
| Spessartin | 1,96 | 3,12 | 3,51 | 1,53 | 3,58 | 4,40 |
| Uvarovit | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Andradit | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,33 | 0,00 |
| Ca-Ti Gt | 0,27 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,15 | 0,09 |

4.7. REZULTATI CIJELOSTIJSKE ANALIZE GLAVNIH I ELEMENATA U TRAGOVIMA

ICP-MS metodom određeni su udjeli glavnih i elemenata u tragovima dva uzorka gabronorita (HM-17 i HM-21) i jednog uzorka gabroidnog pegmatita (HM-25). Također su analizirani elementi u tragovima izdvojenih piroksena i plagioklasa iz uzoraka HM-17 i HM-25.

4.7.1. Glavni elementi

Rezultati analize glavnih elemenata prikazani su u Tablici 4.10. Pomoću vrijednosti magnezija i željeza izračunat je magnezijev broj (Tablica 4.10.). Nadalje, gubitak tijekom žarenja (LOI) za uzorke gabronorita iznosi 0,59 % i 0,58 %, dok je u gabroidnom pegmatitu 0,79 %.

4.7.2. Elementi u tragovima

Od elemenata u tragovima dobivene su vrijednosti za V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, In, Sn, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th i U. Dobivene vrijednosti elemenata u tragovima cijelostijenske analize uzoraka HM-17, HM-21 i HM-25 te izdvojenih piroksena i plagioklasa iz uzoraka HM-17 i HM-25 prikazani su u tablici 4.11.

4.7.3. Elementi rijetkih zemalja (REE)

ICP-MS metodom izmjerene su koncentracije elemenata rijetkih zemalja (REE). Za uzorke HM-17, HM-21 i HM-25 određene su cijelostijenske koncentracije. Rezultati su prikazani u Tablici 4.12. Osim cijelostijenskih analiza, koncentracije REE-ova određene su i za plagioklase i piroksene iz uzoraka HM-17 i HM-25.

Tablica 4.10. Koncentracije glavnih elemenata u uzorcima stijena HM-17, HM-21 i HM-25, izražene u obliku oksida (tež. %). LOI – gubitak tijekom žarenja (eng. *Loss on ignition*). Mg# označava magnezijev broj.

| Element (%) | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | LOI | Σ | Mg# |
|--------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|------|-------|-------|
| Detekcijski limit | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,001 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,001 | 0,01 | | | |
| HM-17 | 52,19 | 20,05 | 6,72 | 0,08 | 5,5 | 10,69 | 3,45 | 0,35 | 0,477 | 0,03 | 0,59 | 100,1 | 58,53 |
| HM-21 | 52,82 | 21,25 | 5,52 | 0,073 | 5,88 | 10,03 | 3,38 | 0,41 | 0,302 | 0,05 | 0,58 | 100,3 | 64,75 |
| HM-25 | 51,55 | 20,3 | 5,84 | 0,077 | 6,34 | 10,66 | 3,53 | 0,36 | 0,319 | 0,04 | 0,79 | 99,8 | 65,18 |

Tablica 4.11. Koncentracija elemenata u tragovima u uzorcima stijena HM-17, HM-21 i HM-25 te izdvojenih plagioklasa (pg) i piroksena (px) iz uzoraka HM-17 i HM-25.

| Element (ppm) | V | Cr | Co | Ni | Cu | Zn | Ga | Ge | As | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Mo |
|---------------|-----|-----|----|-----|-----|-----|----|-----|----|----|------|------|----|------|----|
| Det. limit | 5 | 20 | 1 | 20 | 10 | 30 | 1 | 0,5 | 5 | 1 | 2 | 0,5 | 1 | 0,2 | 2 |
| HM-17 | 156 | 80 | 29 | 30 | 20 | 40 | 17 | 1,3 | <5 | 2 | 845 | 6,2 | 14 | 0,5 | <2 |
| HM-21 | 74 | 120 | 26 | 50 | 20 | <30 | 16 | 1,3 | <5 | 3 | 870 | 5 | 23 | 0,8 | <2 |
| HM-25 | 80 | 180 | 32 | 70 | 50 | 30 | 15 | 1,3 | <5 | 2 | 806 | 6,4 | 22 | 0,8 | <2 |
| HM-17 pg | 8 | <20 | 3 | <20 | <10 | <30 | 18 | 0,8 | <5 | <1 | 1270 | 0,8 | 3 | <0,2 | <2 |
| HM-17 px | 332 | 190 | 55 | 60 | 10 | 80 | 12 | 2,2 | <5 | 3 | 194 | 15,9 | 29 | 1 | <2 |
| HM-25 pg | <5 | <20 | 2 | <20 | 50 | <30 | 20 | 1,2 | <5 | <1 | 1290 | 1,1 | 8 | <0,2 | <2 |
| HM-25 px | 248 | 280 | 40 | 80 | 40 | 60 | 11 | 1,8 | <5 | <1 | 92 | 21,6 | 36 | 4 | <2 |

| Element (ppm) | Ag | In | Sn | Sb | Cs | Ba | Hf | Ta | W | Tl | Pb | Bi | Th | U |
|---------------|------|------|----|------|------|-----|------|-------|------|-------|----|------|------|------|
| Det. limit | 0,5 | 0,1 | 1 | 0,2 | 0,1 | 3 | 0,1 | 0,01 | 0,5 | 0,05 | 5 | 0,1 | 0,05 | 0,01 |
| HM-17 | <0,5 | <0,1 | <1 | <0,2 | <0,1 | 290 | 0,4 | <0,01 | <0,5 | <0,05 | <5 | <0,1 | 0,22 | 0,09 |
| HM-21 | <0,5 | <0,1 | <1 | <0,2 | 0,1 | 315 | 0,6 | 0,04 | <0,5 | <0,05 | <5 | <0,1 | 0,31 | 0,09 |
| HM-25 | <0,5 | <0,1 | <1 | <0,2 | 0,1 | 248 | 0,5 | 0,04 | <0,5 | <0,05 | <5 | <0,1 | 0,4 | 0,17 |
| HM-17 pg | <0,5 | <0,1 | <1 | <0,2 | <0,1 | 302 | <0,1 | <0,01 | <0,5 | 0,05 | 8 | <0,1 | 0,19 | 0,06 |
| HM-17 px | <0,5 | <0,1 | <1 | <0,2 | <0,1 | 142 | 1 | 0,04 | <0,5 | <0,05 | <5 | <0,1 | 0,36 | 0,15 |
| HM-25 pg | <0,5 | <0,1 | <1 | <0,2 | <0,1 | 346 | 0,2 | <0,01 | <0,5 | <0,05 | <5 | <0,1 | 0,32 | 0,12 |
| HM-25 px | <0,5 | <0,1 | <1 | <0,2 | <0,1 | 95 | 1,2 | 0,34 | <0,5 | <0,05 | <5 | <0,1 | 0,52 | 0,4 |

Tablica 4.12. Dobivene koncentracije elemenata rijetkih zemalja uzoraka HM-17, HM-21 i HM-25 te plagioklasa (pg) i piroksena (px) uzoraka HM-17 i HM-25. Navedeni su i parametri distribucije temeljeni na udjelu elemenata rijetkih zemalja (REE).

| Element (ppm) | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
|-------------------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|-------|------|-------|
| Detekcijski limit | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,005 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,005 | 0,01 | 0,002 |
| HM-17 | 4,5 | 9,65 | 1,23 | 5,51 | 1,17 | 0,742 | 1,07 | 0,18 | 1,1 | 0,23 | 0,65 | 0,094 | 0,59 | 0,084 |
| HM-21 | 5,64 | 11,3 | 1,29 | 5,63 | 1,04 | 0,617 | 0,88 | 0,14 | 0,85 | 0,17 | 0,51 | 0,08 | 0,51 | 0,071 |
| HM-25 | 4,75 | 10,1 | 1,25 | 5,32 | 1,17 | 0,634 | 1,17 | 0,19 | 1,16 | 0,22 | 0,61 | 0,088 | 0,55 | 0,077 |
| HM-17 pg | 5,08 | 8,55 | 0,85 | 2,92 | 0,35 | 0,678 | 0,27 | 0,03 | 0,14 | 0,03 | 0,06 | 0,008 | 0,05 | 0,008 |
| HM-17 px | 3,71 | 11,1 | 1,86 | 9,41 | 2,62 | 0,846 | 2,93 | 0,5 | 2,89 | 0,56 | 1,54 | 0,22 | 1,44 | 0,227 |
| HM-25 pg | 5,22 | 9 | 0,95 | 3,21 | 0,42 | 0,69 | 0,26 | 0,04 | 0,23 | 0,04 | 0,1 | 0,013 | 0,08 | 0,012 |
| HM-25 px | 3,42 | 11,2 | 2 | 10,8 | 3,4 | 0,933 | 3,9 | 0,65 | 3,93 | 0,75 | 2,14 | 0,291 | 1,85 | 0,265 |

| Parametri | Σ REE | La/Yb | Σ LREE | Σ HREE | LREE/HREE | Eu/Eu* | Ce/Ce* |
|-----------|--------------|--------|---------------|---------------|-----------|--------|--------|
| HM-17 | 26,716 | 7,627 | 23,872 | 2,844 | 8,394 | 1,205 | 0,987 |
| HM-21 | 28,657 | 11,059 | 26,397 | 2,26 | 11,680 | 1,253 | 1,009 |
| HM-25 | 27,212 | 8,636 | 24,394 | 2,818 | 8,656 | 1,152 | 0,998 |
| HM-17 pg | 19,016 | 101,6 | 18,698 | 0,318 | 58,799 | 6,744 | 0,987 |
| HM-17 px | 39,626 | 2,576 | 32,476 | 7,15 | 4,542 | Q0,934 | 1,017 |
| HM-25 pg | 20,253 | 65,25 | 19,75 | 0,503 | 39,264 | 6,384 | 0,973 |
| HM-25 px | 45,264 | 1,849 | 35,653 | 9,611 | 3,71 | 0,783 | 1,031 |

5. RASPRAVA

Istraživanjima gabroidnih pegmatita lokaliteta Hamn pokušava se doprinijeti razumijevanju geneze gabroidnih pegmatita i njihove genetske povezanosti s okolnim stijenama. Osim toga, jedno od pitanja bilo je postoji li korelacija gabroidnih pegmatita s mineralizacijom nikla koja se nalazi u neposrednoj blizini lokaliteta Hamn. U nastavku slijedi rasprava o svim podacima dobivenim tijekom izrade ovog diplomskog rada.

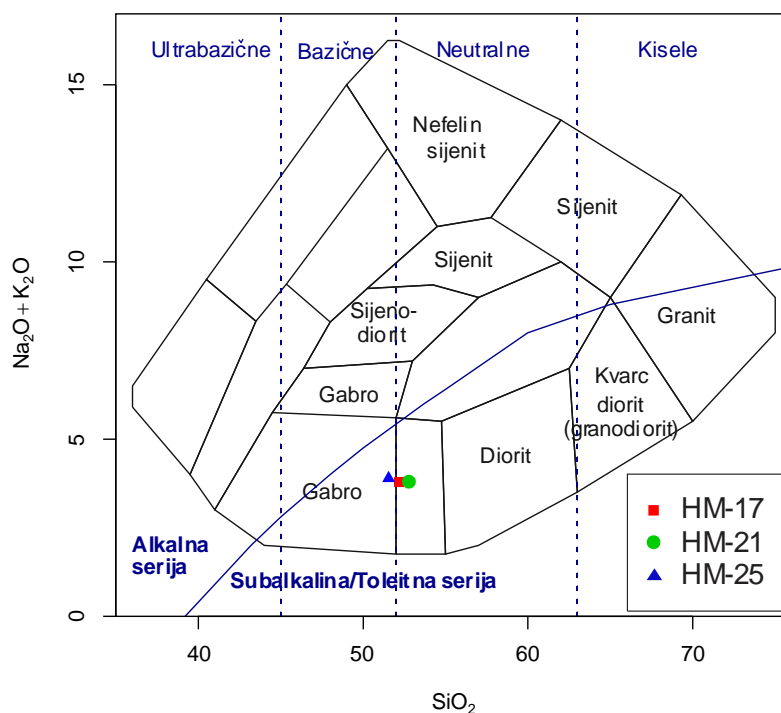
Terenskim istraživanjima utvrđeno je kako profil Hamn grade uslojene jedinice gabroidnih stijena te rjeđe dijabaza, s jednim proslojkom diorita. Orijentacija i nagib mjerenih jedinica podudara se s podacima iz literature. Generalno, orijentacija jedinica je Z-SZ s nagibom 30-74°. Debljina jedinica iznosi 5-20 m, s jednom debljom jedinicom gabronorita 50-ak m. S druge strane, orijentacija tamnih žila je nasumična. Njihov oblik kao i kontakt prema okolnim stijenama upućuju na formiranje i zapunjavanje pukotina dok je okolno gabroidno tijelo već postalo kruto, pri čemu su određena tektonska zbivanja izazvala formiranje pukotina. Kako žile presijecaju gabroidne stijene u jednakoj mjeri kao i pegmatite, isključuje se ikakva genetska povezanost između žila i pegmatita. Postoji mogućnost kako su navedene žile povezane s drugim magmatskim impulsom (Boyd i Often, 2009) tijekom kojeg su nastale ultrabazične stijene i Ni-Cu mineralizacija. Mineraloški gledano, prisutna su dva tipa žila: **(1)** Žile ispunjene plagioklasima s idiomorfnim šesterostranim zrnima amfibola koji osim unutar žile okružuju navedenu u cijelosti (Slika 4.3. c i d); **(2)** Amfibolske žile (Slika 4.5. a). Nije utvrđeno radi li se o istoj generaciji ili su nastale iz različitih izvora. Nadalje, na profilu nema vidljivih znakova metamorfizma.

Gabroidne pegmatitne pojave uočene na profilu pokazuju homogenu teksturu, bez vidljivih pojava zoniranja. Kod pojedinih tijela uočen je postepen porast veličine kristala prema središtu. Kako nema aplitnog ovoja i oštrog kontakta između (Slika 4.2.), pretpostavka je kako su gabroidni pegmatiti kristalizirali u ravnoteži s okolnim gabroidnim stijenama.

5.1. GEOKEMIJA STIJENA

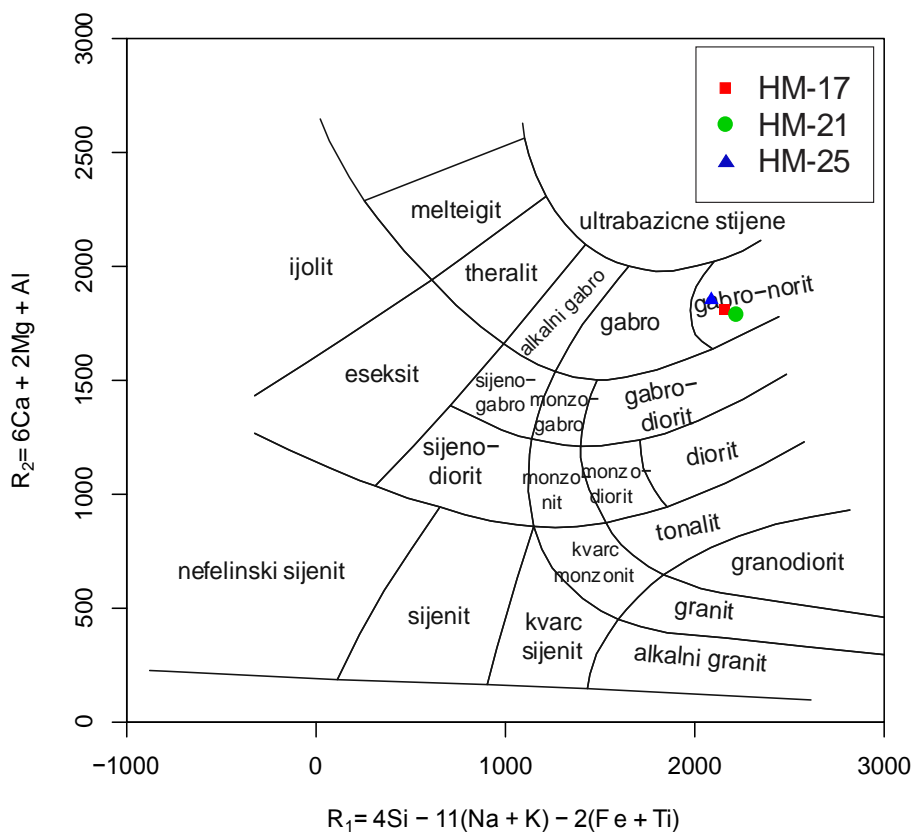
Uzorci su klasificirani prema udjelu alkalija ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) nasuprot udjelu SiO_2 (Slika 5.1.). Iz dijagrama je vidljivo kako se sva tri uzorka nalaze u polju gabra u području subalkalne/toleitne serije, na samoj granici između bazičnih i neutralnih stijena. Uzmemo li u

obzir pretpostavku kako su gabroidni pegmatiti kristalizirali neposredno nakon genetski povezanih gabroidnih stijena, neočekivana je činjenica kako je uzorak gabroidnog pegmatita relativno osiromašen sa SiO_2 u odnosu na uzorke gabronorita. Za potrebe klasifikacije napravljen je i R1-R2 dijagram (Slika 5.2.). Sva tri uzorka nalaze se u polju gabro-norit što je i pravilnije od samog gabra budući da je optičkom mikroskopijom utvrđeno kako su u uzorcima podjednako zastupljena oba piroksena. Ako se promatraju zasebno glavni elementi, uzorak gabronorita (HM-17) relativno je obogaćen s TiO_2 , dok je uzorak gabroidnog pegmatita (HM-25) obogaćen s MgO i Na_2O . Izražena razlika vidljiva je u gubitku pri žarenju (LOI u Tablici 4.10), gdje je dobivena vrijednost za uzorak HM-25 viša od ostalih uzoraka. Izračunati magnezijev broj (Mg# u Tablici 4.10.) za uzorak HM-17 niži je no kod uzoraka HM-21 i HM-25, pri čemu je viši kod uzorka HM-25. Budući da magnezij ulazi lakše i prije u strukturu



Slika 5.1. Klasifikacija uzoraka pomoću TAS klasifikacijskog dijagrama plutonskih stijena prema Cox i dr. (1979).

petrogenih minerala od željeza, Mg# nam može reći o primitivnosti stijena i slijedu kristalizacije. U ovom slučaju značilo bi kako je uzorak gabroidnog pegmatita primitivniji od uzoraka gabronorita te da je kristalizirao prije.

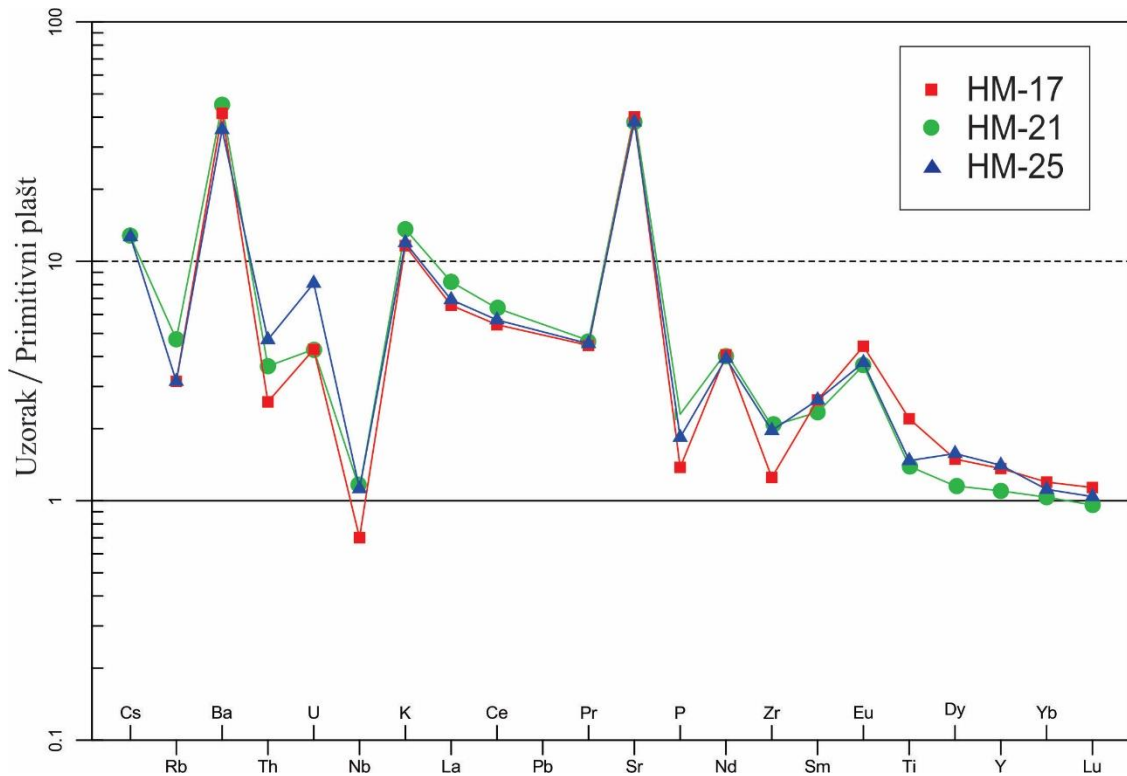


Slika 5.2. R1 – R2 klasifikacijski dijagram temeljen na zastupljenosti kationa prema De La Roche i dr. (1980).

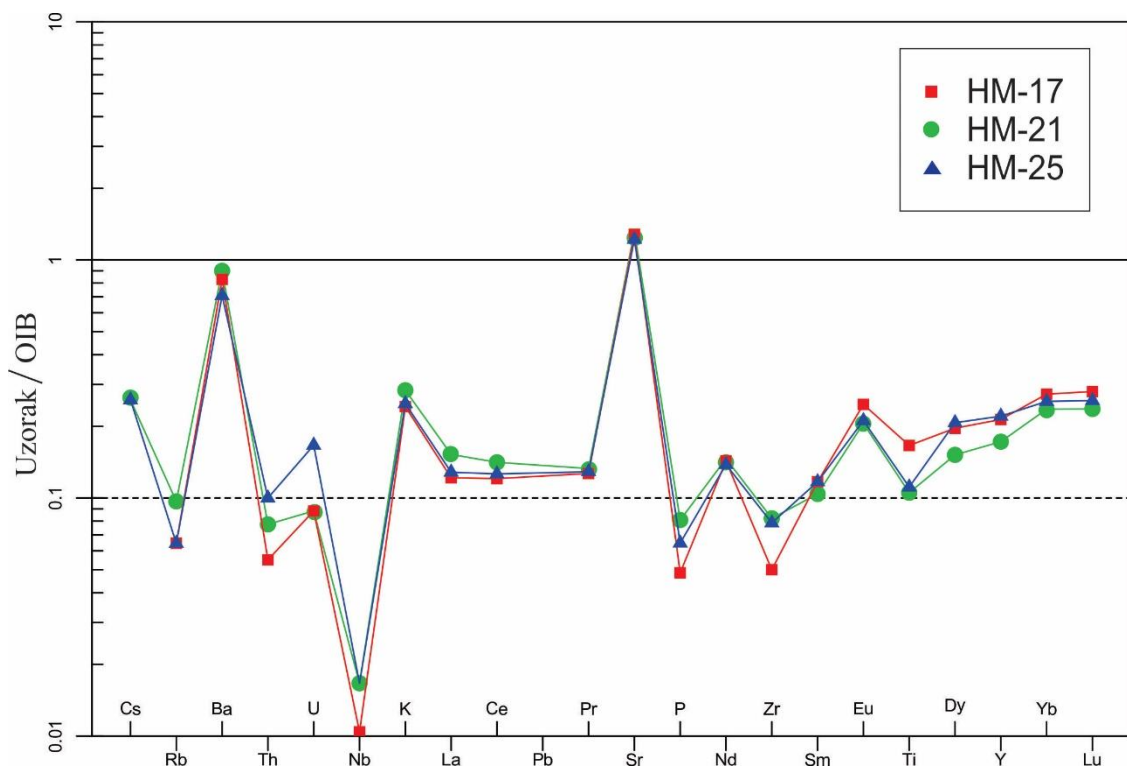
Nadalje, uzorci su normalizirani na primitivni plašt (Slika 5.3.) te je vidljivo kako su sva tri uzorka znatno obogaćeni elementima u tragovima u odnosu na primitivan plašt. U uzorcima su vidljive izražene pozitivne anomalije Ba i Sr. Slabije su izražene pozitivne anomalije U, Nd i Eu. S druge strane, Th, Rb, Nb, P i Zr pokazuju negativne anomalije u odnosu na susjedne elemente u dijagramu.

U odnosu na oceanski otočni bazalt -OIB, uzorci HM-17, HM-21 i HM-25 osiromašeni su elementima u tragovima (Slika 5.4.). Jedino su Sr vrijednosti u uzorcima veće od normalizirajućih vrijednosti. Vidljive su pozitivne anomalije Ba, Sr, Nd i Eu te negativne anomalije Th, Rb, Nd, P i Zr. Uzorak HM-17 pokazuje izraženije negativne anomalije Th, Nb, P i Sr od uzoraka HM-21 i HM-25. S druge strane, uzorak HM-25 ima izraženiju U pozitivnu anomaliju.

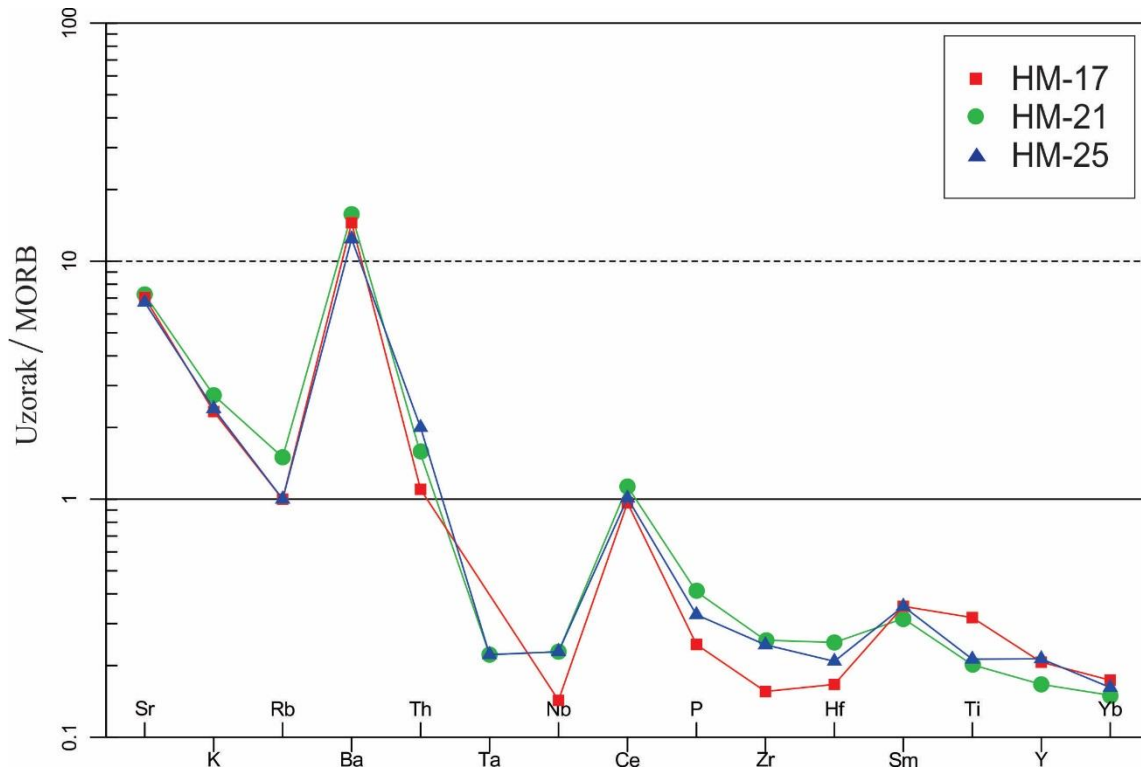
Sličan trend vidljiv je u uzorcima prilikom normalizacije na vrijednosti bazalta srednjeoceanskog hrpta - MORB (Slika 5.5.). Uzorci su relativno osiromašeni u odnosu na MORB. U uzorcima su jasno vidljive pozitivne anomalije Ba i Ce uz manje izraženu Sm pozitivnu anomaliju, dok s druge strane Rb, Ta i Nb pokazuju negativni trend.



Slika 5.3. Koncentracije elemenata u tragovima normalizirane na primitivni plašt (Sun i McDonough, 1989).



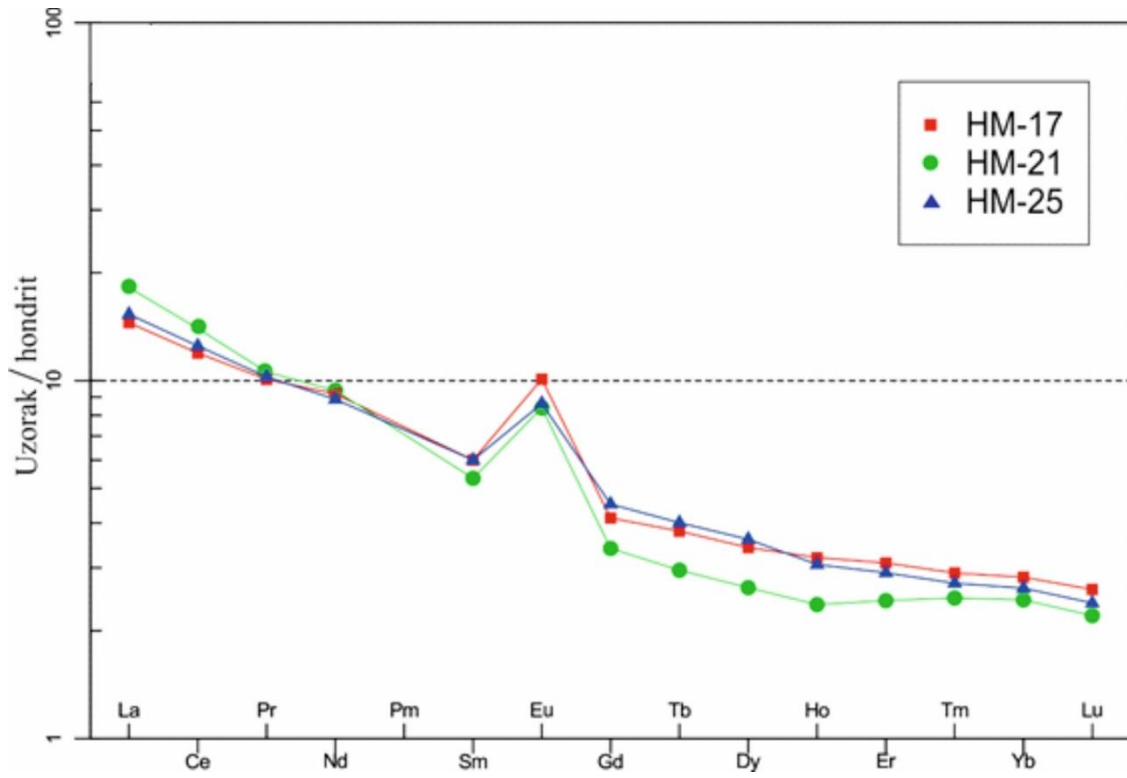
Slika 5.4. Koncentracije elemenata u tragovima normalizirane na oceanski otočni bazalt - OIB (Sun i McDonough, 1989).



Slika 5.5. Koncentracije elemenata u tragovima normalizirane vrijednostima bazalta srednje-oceanskog hrpta - MORB (Sun i McDonough, 1989).

Na temelju dobivenih vrijednosti elemenata rijetkih zemalja (REE) izračunati su parametri distribucije temeljeni na njihovom udjelu (Tablica 4.12.). Iako su vrijednosti elemenata rijetkih zemalja sva tri uzorka vrlo slične, pomoću navedenih parametara vidljiva je neznatna razlika vrijednosti uzoraka gabronorita (HM-17 i HM-21) te veća sličnost uzorka gabronorita (HM-17) i gabroidnog pegmatita (HM-25) (Slika 5.6.).

Sva tri uzorka obogaćena su REE-ovima u odnosu na hondritski materijal. Ukupan sadržaj elemenata rijetkih zemalja ($\sum\text{REE}$) u uzorcima gabronorita i gabroidnih pegmatita u rasponu je 26,716 - 27,212 ppm, pri čemu je udio lakih ($\sum\text{LREE}$) znatno viši od udjela teških elemenata rijetkih zemalja ($\sum\text{HREE}$). $\sum\text{LREE}/\sum\text{HREE}$ omjer je u rasponu 8,394 - 11,68. Omjer La/Yb za uzorak HM-21 iznosi 11,059, dok je na uzorcima HM-17 (7,627) i HM-25 (8,636) izračunati omjer niži. Europijeva anomalija (Eu/Eu*) je pozitivna (Slika 5.6.) u sva tri uzorka. Cerijeva anomalija u svim uzorcima je neznatno pozitivna ili negativna, vrijednosti su vrlo blizu 1.



Slika 5.6. Koncentracija elemenata rijetkih zemalja (REE) uzoraka HM-17, HM-21 i HM-25 normalizirane na hondristki sastav prema Boynton (1984).

5.2. MINERALOŠKA SVOJSTVA

Mineraloški gledano, gabroidni pegmatiti i okolne gabroidne stijene vrlo su sličnog sastava. U oba slučaja uzorci su homogene teksture i zrnaste strukture, pri čemu su kristali u pegmatitima znatno veći od onih u okolnim stijenama. Sličnosti i razlike između glavnih minerala tablično su prikazane u tablici 5.1. Osim navedenih stijena, petrografijom su istraženi po jedan uzorak dijabaza (HM-11) i diorita (HM-14). Dijabaz izgrađuju dominantno plagioklasi izduženog habitusa, ofitske je strukture karakteristične za žične stijene. Sitnozrnasti diorit također u velikoj mjeri izgrađuju plagioklasi, značajno alterirani procesom skapolitizacije kao i kod svih gabroidnih stijena i pegmatita.

U gabroidnim stijenama kao i pegmatitima utvrđene su tri mineralne parageneze. **(1)** Primarna, magmatska parageneza, formirana kristalizacijom iz bazaltne taljevine. Prisutne mineralne faze su Fe-Ti oksidi, apatit, plagioklasi, pirokseni, amfiboli, olivini i sulfidi. Kako su prisutni primarni amfiboli, olivina gotovo i nema a plagioklasi su relativno neutralni, možemo zaključiti kako se radi o kristalizaciji iz relativno diferencirane taljevine. tijekom zadnje faze kristalizacije taljevine može doći do oslobađanja fluidne faze iz taljevine. Tada oslobođena fluidna faza može reagirati s ranije kristaliziranim mineralima što u konačnici rezultira autometasomatizmom. U gabroidnim stijenama očuvanih zrna olivina ima vrlo malo, što se može i povezati s **(2)** autometasomatskim reakcijama kojima se formira simplektna tekstura ortopiroksena i Fe oksida koja je u nastavku detaljnije objašnjena. **(3)** Sekundarna, post-magmatska parageneza, pri čemu je regionalno-metamorfnim ili hidrotermalno-metasomatskim (ili kombinacijom navedenih) procesima dolazi do formiranja granata, skapolita, saussurita, amfibola, klorita, biotita, rutila i kvarca. Za formiranje amfibola, biotita, skapolita i klorita vjerojatno se radi o alteracijama H₂O, CO₂, Cl – bogatim fluidima koji su cirkulirajući kroz stijenu izmijenili primarne minerale. S druge strane, granati su bezvodni minerali te će lakše nastati retrogradnim metamorfizmom na račun Fe-bogatih minerala, u ovom slučaju iz Fe-Ti oksida i pirhotita kao i ostalih okolnih silikata. Radi li se o jednoj generaciji formiranja svih sekundarnih minerala ili dvije odvojene teško je odgovoriti. Također o tome kada su točno alteracijske faze formirane može se reći jedino da su mlađe od 1,8 Ga što je starost Hamn gabra. Jesu li formirani post-kolizijskim procesima Svekofenijske orogeneze ili pak tijekom Kaledonske orogeneze ostaje otvoreno pitanje. Minerali alteracijske parageneze nisu mogli nastati tijekom autometasomatskih reakcija budući da bi tada glavni gradbeni minerali

pegmatita, plagioklasi i pirokseni, bili zahvaćeni alteracijskim procesima te nebi rasli do veličina u kojima ih nalazimo u pegmatitu.

Tablica 5.1. Mineraloška svojstva i relativni udio glavnih mineralnih skupina u gabroidnim stijenama i gabroidnim pegmatitima.

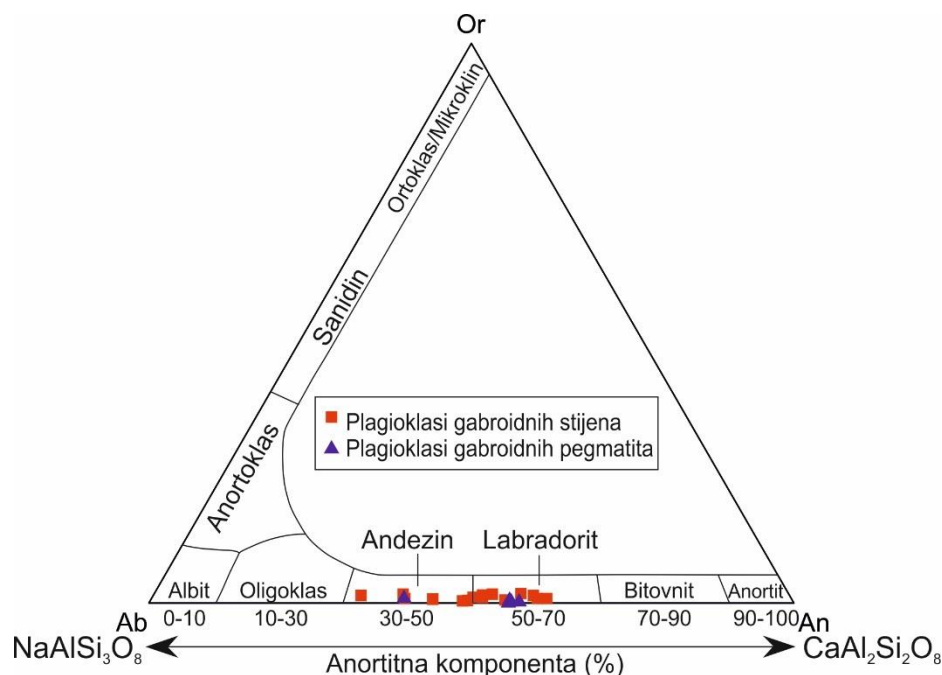
| Mineralna faza | Gabroidne stijene | | Gabroidni pegmatiti | |
|---------------------------|--------------------------|--|----------------------------|---|
| Plagioklasi | 45-60 | Idiomorna-hipidiomorfna zrna s polisintetskim sraslačkim lamelama. Slabo alterirana procesima saussuritizacije i skapolitizacije. | 40-50 | Hipidiomorfna zrna s polisintetskim sraslačkim lamelama, kristali su veći od ostalih faza. Slabo alterirani procesom saussuritizacije te značajno procesom skapolitizacije. |
| Ortopirokseni | 5-15 | Dobro očuvani kristali, alterirani samo po rubovima procesima kloritizacije i bastitizacije. | 5-15 | Alterirani u manjoj mjeri no klinopirokseni. Neki od kristala pokazuju simplektnu teksturu s Fe-Ti oksidima. |
| Klinopirokseni | 5-10 | Značajno izmijenjeni u amfibole i klorit. U očuvanim zrnima se pojavljuju tanke žile serpentina. | 5-15 | Značajno izmijenjeni s očuvanim manjim brojem relikata. Zrna okružuje reakcijski rub izgrađen od klorita, biotita, amfibola i kvarca. |
| Amfiboli | 10-20 | 2 generacije: (1) Primarni, alotriomorfni kristali klinoamfibola; (2) Sekundarni klino- i ortoamfiboli, alteracijski produkti piroksena. | 15-30 | Primarni amfiboli su rijetki. Neka zrna piroksena u potpunosti su alterirana u amfibole. |
| Granati | <10 | Prisutni u samo jednom uzorku u kojem okružuju Fe-Ti okside. | | Prisutno svega nekoliko vrlo sitnih zrna. |
| Biotit/talk | 1-5 | Filosilikati su prisutni kao alteracijski produkti piroksena, amfibola i Fe-Ti oksida. | 1-5 | Alteracijski produkti piroksena i amfibola. Pojavljuju se u reakcijskim rubovima s kloritom i sekundarnim amfibolom. |
| Fe-Ti oksidi | 1-12 | Okruglasta zrna s eksolucijskim lamelama ilmenita i hematita, rjeđe magnetita. Kao sekundarni oksidi pojavljuju se rutil i hematit. | 1-3 | Tvore simplektnu teksturu s ortopiroksenima. Izostaju okruglasta zrna kao u gabroidnim stijenama. |
| Sulfidi | 1-5 | U vidu okruglastih nakupina izgrađenih od pirita, haklopirita i pirhotita, vrlo rijetko pentlandita. | 1-5 | U vidu okruglastih nakupina izgrađenih od pirita, haklopirita i pirhotita. |
| Aksesorni minerali | | Apatit, cirkon, karbonati, titanit | | Apatit, cirkon, titanit |

Plagioklasi

Plagioklasi su najzastupljenija mineralna faza u oba tipa stijena. Većina zrna pokazuju polisintetske sraslačke lamele. Kemijskom analizom utvrđeno je kako svi analizirani plagioklasi pripadaju andezinu i labradoritu, pri čemu dio anortitne komponente u gabroidnim stijenama iznosi An_{32-61} te kod pegmatita An_{39-57} . Glavna razlika plagioklasa iz gabroidnih stijena i gabroidnih pegmatita je stupanj alteracije. U gabroidnim stijenama plagioklasi su neznatno zahvaćeni procesima saussuritizacije i skapolitizacije uz koje je prisutna kloritizacija Mg-Fe silikata, dok su u gabroidnim pegmatitima značajnije alterirani procesom skapolitizacije do te mjere da je skapolit (u ovom slučaju član marialit) zastupljen i do 25 % u uzorku (Slika 4.14. b i slika 4.19.). Klorit i skapolit sadrže značaj udio klora (Slika 4.30.). Kako se skapolit i klorit pojavljuju zajedno, njihovo formiranje može se prikazati sljedećom reakcijom:



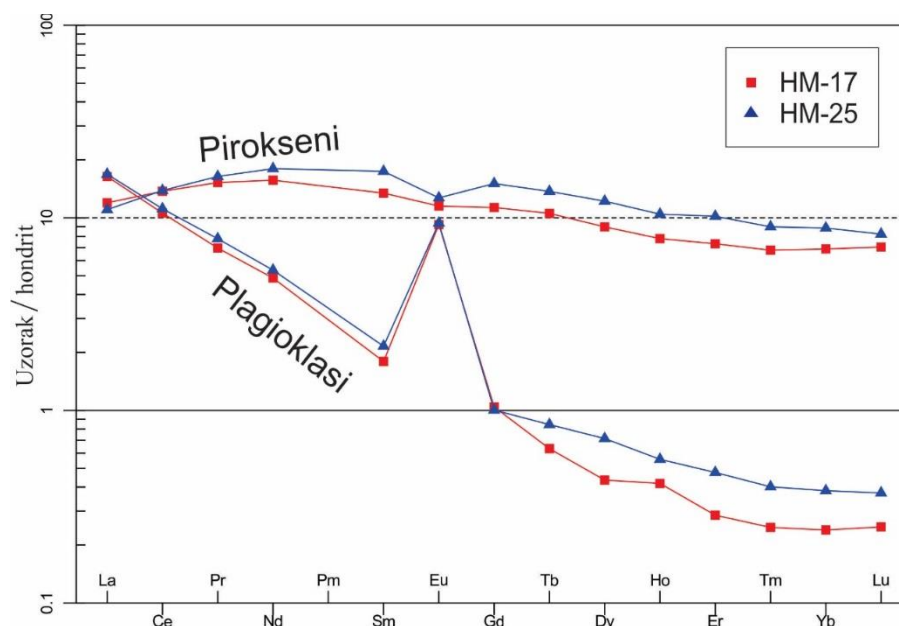
Kemizam plagioklasa zorno je prikazan pomoću trokomponentnog Ca-Na-K dijagrama (Slika 5.7.). Linijskom analizom zrna plagioklasa nije uočena znatna kemijska zonalnost (Slika 4.29.).



Slika 5.7. Trokomponentni Ca-Na-K dijagram analiziranih plagioklasa iz gabroidnih stijena i gabroidnih pegmatita.

Plagioklasi iz oba uzorka znatno su obogaćeni lakim elementima rijetkih zemalja u odnosu na teške (Slika 5.8.) što je vidljivo iz visoke vrijednosti La/Yb (Tablica 4.12.). Eu

anomalija je u oba uzorka pozitivna. Cerijeva anomalija neznatno je negativna, u rasponu 0,987 - 0,973. Usporedbom REE krivulje plagioklasa vidljivo je kako su upravo plagioklasi ključni pri distribuciji REE-ova u cijelostijenskoj analizi.

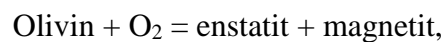


Slika 5.8. Koncentracija elemenata rijetkih zemalja (REE) u piroksenima i plagioklasima iz uzoraka HM-17 i HM-25 normalizirane na hondritski sastav. Korištene su koncentracije elemenata rijetkih zemalja hondrita prema Boynton (1984).

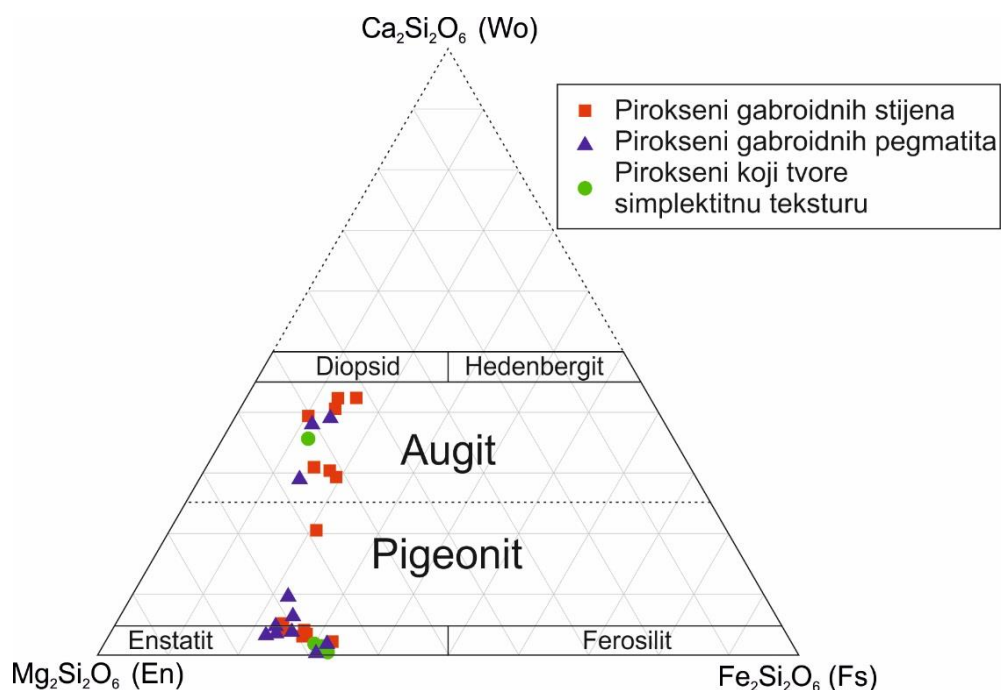
Pirokseni

Što se tiče piroksena, podjednako su zastupljeni i orto i klinopirokseni. Također, njihov kemizam je u oba tipa stijena podjednak (Slika 5.9.). Sastav klinopiroksena u gabroidnim stijenama iznosi $Wo_{21-42}En_{42-59}Fs_{10-21}$, dok je kod klinopiroksena gabroidnih pegmatita $Wo_{6-39}En_{47-69}Fs_{12-25}$. Dakle, u oba tipa stijena radi se o augitu te rjeđe pigeonitu. Kod klinopiroksena gabroidnih stijena Wo -komponenta je veća no kod pegmatita, dok je En -komponenta niža. Sastav ortopiroksena gabroidnih stijena varira $Wo_{2-5}En_{66-74}Fs_{22-33}$, te kod gabroidnih pegmatita $Wo_{2-5}En_{65-71}Fs_{24-32}$. Svi analizirani ortopirokseni u oba tipa stijena sadrže veći udio magnezija no željeza. Prema tome, radi se o enstatitu. Nakon petrografije uzoraka i EBSD analize uočene su razne alteracije oba piroksena. U gabroidnim stijenama zrna su uglavnom alterirana po rubovima procesima kloritizacije, bastitizacije i uralitizacije (Slika 4.22. b). Kod reakcijskog ruba klorita (Slika 4.9. b) vidljivo je kako udaljavanjem od zrna piroksena udio željeza i

magnezija opada, dok udio kalcija i aluminiya raste (Slika 4.26.). Pojedina zrna su u potpunosti izmijenjena. Zrno ortopiroksena djelomično je alterirano u Ca-bogate amfibole i K-Mg-Ca-amfibole (Slika 4.27.). Kod gabroidnih pegmatita klinopirokseni su značajnije izmijenjeni no ortopirokseni. U središtima zrna vidljive su lamele serpentina (Slika 4.13. d), pri čemu je orijentacija igličastih kristala serpentina okomita na pružanje lamele. Glavna razlika između piroksena gabroidnih stijena i gabroidnih pegmatita je prisustvo simplektitne teksture ortopiroksena i Fe oksida u pegmatitima (Slika 4.13. a i b). Fe oksidi ne sadrže titanij u količinama iznad detekcijskog limita EDS detektora. Prema Holness i dr. (2011) geneza simplektitne teksture ortopiroksena i Fe oksida objašnjiva je na dva načina: (1) Sub-solidusnom oksidacijom olivina (Muir i dr., 1957; Goode, 1974) opisanom sljedećom reakcijom:



pri čemu može biti uključena i difuzija drugih komponenta osim kisika. (2) Tijekom kasnih magmatskih procesa gdje ranije kristalizirani fenokristali olivina reagiraju s preostalim taljevinom (Carstens, 1957; Amber & Ashley, 1977). Kako je u gabroidnim stijenama udio olivina vrlo mali dok s druge strane olivini u pegmatitima nisu ni uočeni, postoji mogućnost kako su simplektiti upravo na jedan od navedenih načina i formirani. Nadalje, oksidi u simplektitima ne sadrže titanij ni u približnoj mjeri kao Fe-Ti oksidi u gabroidnim stijenama.



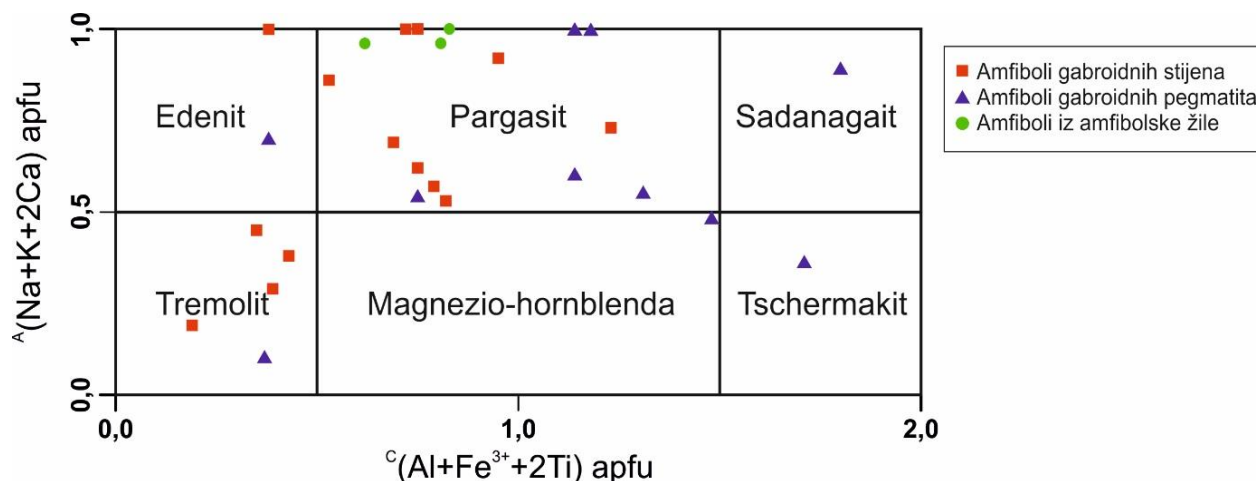
Slika 5.9. Trokomponentni Wo-En-Fe dijagram s analiziranim orto- i klinopiroksenima gabroidnih stijena, gabroidnih pegmatita te piroksena koji tvore simplektitnu teksturu.

Formiranjem simplektita iz olivina (koji vrlo teško u svoju strukturu ugrađuje titanij) dolazi do odvajanja Fe-bogatih oksida i Mg-bogatih piroksena, što pak može biti objašnjenje zašto su oksidi u pegmatitima siromašni titanijem.

Distribucija REE-ova u izdvojenim piroksenima pokazuje oblik krivulje karakteristične za inosilikate (Slika 5.8.). Obogaćeni su srednjim elementima rijetkih zemalja (MREE) u odnosu na lake i teške. U piroksenima iz oba uzorka vidljiva je negativna europijeva anomalija, pri čemu je izraženija u uzorku HM-25 što se može objasniti ravnotežnom kristalizacijom okolnih stijena i gabroidnih pegmatita. Naime, Eu^{2+} iz taljevine preferirano ulazi u kristalnu rešetku plagioklasa. Ukupni udio REE-ova vrlo je sličan u oba uzorka kao i LREE/HREE omjer. Cerijeva anomalija neznatno je pozitivna, 1,017 u piroksenima uzorka HM-17 i 1,031 iz uzorka HM-25.

Amfiboli

Genetski gledano, prisutni su primarni i sekundarni amfiboli. Primarni amfiboli spadaju u skupinu Ca-amfibola i to u najvećoj mjeri pargasitu (Slika 5.11). Osim pargasita, pet zrna klasificirano je kao tremolit, dva kao edenit te po jedan sadanagait i tschermakit. U amfibolima gabroidnih stijena udio klora varira 0,13-0,96 apfu, dok su kod amfibola gabroidnih pegmatita vrijednosti klora znatno manje, 0,03-0,37, s vrijednošću jednog zrna od 0,96 apfu. Nakon linijske analize zrna amfibola u pegmatitu uviđena je značajna promjena u kemizmu od središta

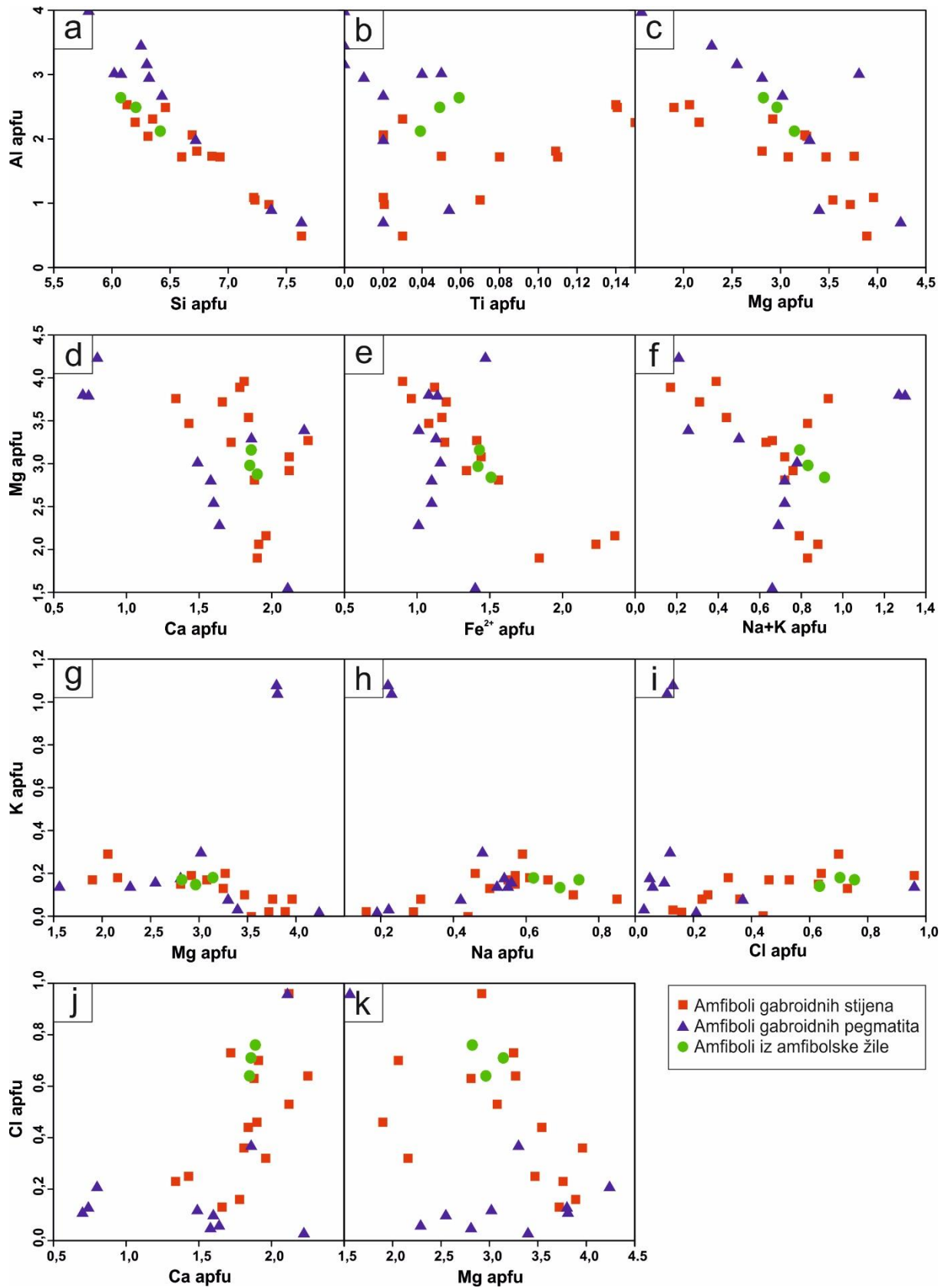


Slika 5.11. Klasifikacija Ca-amfibola prisutnih u uzorcima gabroidnih stijena, gabroidnih pegmatita i amfibolskih žila.

zrna prema rubu. Od središta prema rubu vrijednosti Al, Fe, Ca i Na rastu, dok Mg i K vrijednosti padaju (Slika 4.31. i u Tablici 4.8. za uzorak HM-24, Am1-Am6). Udio klora jednak je kroz cijeli presjek. Udio titana i mangana je < 1 tež. % u svim uzorcima, pri čemu su Ti vrijednosti u amfibolima iz pegmatita manje no u amfibolima iz gabroidnih stijena. Nakon preračunavanja masenih udjela glavnih elemenata sve do kationa po jedinici formule (apfu), priređeni su apfu dvokomponentni dijagrami (Slika 5.12.). Kako oba zauzimaju C poziciju u strukturi, vidljiva je negativna korelacija Al i Mg. Ista stvar događa se i između Fe^{2+} i Mg te Ca i Mg, pri čemu se Ca i Mg ugrađuju i na B poziciju. Povišenjem udjela Si na T poziciji pada udio Al i obratno, što je također dovelo do negativne korelacije. Kako ne ulaze na iste pozicije u strukturi, vrlo interesantna je pozitivna korelacija Ca i Cl kod oba tipa stijena. K pokazuje linearnu korelaciju prema Na i Mg. Fiksiranje klora u strukturu amfibola znatno olakšava i ulazak u strukturu kationa alkalnih elemenata poput kalija (Volfinger i dr., 1985), zbog čega je prisutna pozitivna korelacija između K i Cl. Nema linearne povezanosti između Mg i Na+K te Mg i Cl. Primarni amfiboli ukazuju na visoke koncentracije vode i klora već tijekom njihove kristalizacije. Ukoliko se radi o zatvorenom sustavu, za očekivati je da kristalizacijom bezvodnih minerala poput plagioklasa i piroksena dolazi do porasta koncentracije njima inkompatibilnih volatila, što u jednom trenutku rezultira upravo kristalizacijom vodenih faza poput amfibola.

Osiromašenje amfibola klorom u pegmatitima potencijalni je dokaz za izdvanjanje H_2O -fluidne faze iz silikatne taljevine. Prilikom oslobađanja fluidne faze klor također ima tendenciju izdvajanja te je rezidualna taljevina osiromašena klorom (Kilinc i Burnham, 1972). Oslobodena je fluidna faza, barem u slučaju granitnih pegmatita, jedan od glavnih uzroka formiranja pegmatita. Pentek (2006) na isti način objašnjava kristalizaciju F-bogatog i Cl-osiromašenog apatita.

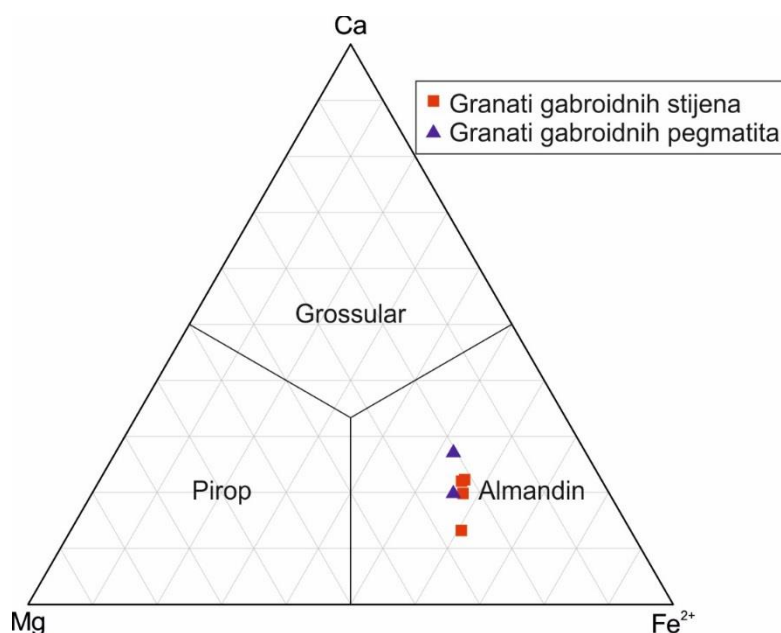
S druge strane, od sekundarnih amfibola prisutni su i klino i ortoamfiboli. Pojavljuju se kao alteracijski produkt iz prije postojećih piroksena, kao konstituent alteracijskog ovoja ili u potpunosti zamjenjuju zrna piroksena. Igličastog su habitusa te se pojavljuju u vidu nakupina oblika alteriranog piroksena. Mikroskopskim opažanjima utvrđeno je prisustvo aktinolita i gedrita. Pretpostavljeno je kako su nastali postmagmatskom alteracijom H_2O , CO_2 , Cl – bogatih fluida iz kojih je također formiran i skapolit. No radi li se o automosomatizmu ili pak metasomatsko-hidrotermalnim alteracijama tijekom kasnijih tektonskih zbivanja nije moguće sa sigurnošću reći.



Slika 5.12. Dvokomponentni apfu dijagrami glavnih elemenata u amfibolima.

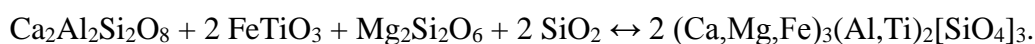
Granati

Granati iz uzorka gabronorita (HM-21) i gabroidnog pegmatita (HM-25) pokazuju izrazitu sličnost u kemijskom sastavu, no njihova pojava u stijenama je drugačija. U obje stijene granati su bogati aluminijem i željezom, s manjim udjelom magnezija i kalcija (Slika 5.10.). Udio mangana varira 0,67-2,05 tež. %, pri čemu su dobivene više vrijednosti u granatima iz pegmatita. Svi analizirani granati klasificirani su kao almandin. U gabronoritu granati se



Slika 5.10. Trokomponentni Ca-Mg-Fe²⁺ dijagram s analiziranim granatima gabroidnih stijena i gabroidnih pegmatita.

pojavljuju u vidu korona oko Fe-Ti oksida te kristaliziraju upravo na njihov račun (Slika 4.9. a i slika 4.22.). Udaljavajući se od ruba Fe-Ti oksida udio željeza u granatu opada, dok udio kalcija i aluminija raste (Slika 4.23.). Navedena činjenica govori kako su osim Fe-Ti oksida za kemizam granata odgovorni i plagioklasi. Udio magnezija i titana relativno je konstantan kroz cijelo zrno. Olesen i dr. (1991) navode kako se ovaj tip koronarnih granata formira tijekom visoko-tlačnog retrogradnog metamorfizma. Kako su zrna granata osim s Fe-Ti oksidima u neposrednom kontaktu i s plagioklasima i piroksenima, kristalizacija almandima može se opisati sljedećom pojednostavljenom kemijskom reakcijom:



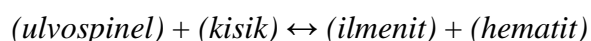
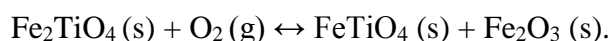
U gabroidnom pegmatitu granati su znatno rjeđi, tvore zasebna sitna zrna. Osim u dva navedena uzorka, granati proraštaju s pirhotitom (Slika 4.7. c) u uzorku amfibolskog gabra (HM-19).

Rudni minerali

Od rudnih minerala prisutne su dvije skupine: sulfidi i oksidi. Sulfidi čine okruglaste nakupine s različitim udjelom pirita, pirhotita i halkopirita, pentlandit se vrlo rijetko pojavljuje uz njih. Njihov udio u stijeni ne prelazi 1 %. Nema značajne razlike između njihove pojave u okolnim gabroidnim stijenama i gabroidnim pegmatitima. Od Ni-minerala pojavljuje se vrlo rijetko pentlandit te kao Cu-faza halkopirit. Rudonosne stijene iz dnevnog kopa također sadrže navedene sulfidne minerale 10-45 % ali s većom zastupljenošću pentlandita koji ispunjava male pukotine unutar pirhotita (Makkonen, 2007).

Gabroidni pegmatiti kao i okolne stijene značajno su osiromašene niklom, bakrom i kobaltom. Usporedivši s koncentracijom nikla u rudi koja iznosi ~9000 ppm-a, u analiziranim udjelima koncentracije se kreću 30-70 ppm. Najveći mjereni udio bakra u rudonosnim stijenama iznosi 1,24 %, dok je za kobalt 0,88 %. Gabroidni pegmatiti i njihove okolne stijene sadrže znatno manje bakra (20-50 ppm) i kobalta (29-32 ppm). Iako se ultrabazične jedinice nalaze u neposrednoj blizini gabroidnih jedinica, njihov sadržaj ruda je značajno drugačiji. Zbog toga je objašnjenje o dvaju odvojenih magmatskih impulsa sasvim realno. To ne isključuje kako obje jedinice nisu nastale iz istog magmatskog izvora, no govori nam kako se radilo o različitim diferencijacijskim procesima koji su doveli do formiranja navedenih stijena.

S druge strane, oksidi su prisutni u vrlo različitim oblicima i omjerima kod gabroidnih stijena i pegmatita. U gabroidnim stijenama dominiraju članovi čvrste serije hematit-ilmenit, pri čemu zrna sadrže eksolucijske lamele navedenih članova (Slika 4.8. b). Lamelle bogate titanom ujedno sadrže i značajne količine vanadija (Slika 4.24). Tijekom kristalizacije stabilna je faza bila hemo-ilmenit (kemizmom približan ulvospinelu) te je padom temperature i tlaka došlo do izdvajanja u vidu eksolucijskih lamela hematita i ilmenita prema kemijskoj reakciji:



Uz njih pojavljuje se i magnetit. Rutil se pojavljuje po rubovima ukazujući kako nastaje kao produkt sekundarnih procesa. Zanimljiva je tekstura koju čini zajedno s karbonatima u

amfibolskom gabru. Oksidi u gabroidnim pegmatitima znatno su osiromašeni titanom u odnosu na gabroidne stijene.

Akcesorni minerali

Od akcesornih minerala u oba tipa stijena prisutni su apatit, cirkon i titanit. Apatit se u pravilu pojavljuje uz Fe-(Ti) okside (Slika 4.25.) i sulfide (Slika 4.7.) što upućuje na ranu kristalizaciju iz taljevine. Isključivo u gabroidnim stijenama pojavljuju se i karbonati gdje u uzorku amfibolskog gabra proraštaju s rutilom (Slika 4.7. d). Prisustvo karbonata ukazuje na visok aktivitet CO₂ već tijekom kristalizacije gabroidnih stijena, što ukazuje kako bi CO₂ mogao biti jedan od glavnih potencijalnih uzroka pegmatitne tekture.

5.3. USPOREDBA S OSTALIM GABROIDNIM PEGMATITIMA

Beardovi gabroidni pegmatiti Smartville kompleksa bazičniji su od Hamn gabroidnih pegmatita. Plagioklasi su bitovnitnog i anortitnog sastava, dok su kod Hamn pegmatita andezitnog i labradoritnog sastava. Osim toga, u Hamn pegmatitima nema olivina. Zajedničko im je što sadrže obje generacije amfibola. Kod Smartville pegmatita vidljive su zonacije s anortitnim slojevima i jezgrom piroksena te aplitni ovoj, što izostaje kod Hamn pegmatita. Nadalje, gabroidni pegmatiti Iberia abisalne ravnice mineraloški gledano sličniji su Hamn pegmatitima. Izgrađeni su od andezina, kaersutitnog amfibola, augita i ilmenita. Glavna im je razlika prisustvo ilmenita koji se ne pojavljuje u Hamn pegmatitima već u okolnim gabroidnim stijenama.

Kod Pentekovih Szarvasko pegmatita vidljiva je promjena u kemizmu klinopiroksena, udio Mg manji je u pegmatitima no u okolnim stijenama. U pegmatitima pirokseni proraštaju s ilmenitom, što se može poistovjetiti sa simplektitnom teksturom u Hamn pegmatitima. Plagioklasi su znatno kiseliji no u gabru, dok je apatit u pegmatitu obogaćeniji s F u odnosu na Cl. Objašnjenje za kristalizaciju fluorom bogatog apatita je izdvajanje fluidne faze iz taljevine u koju će preferirano otići i klor (Boudreau i McCallum, 1989). Isto objašnjenje može se primijeniti i za osiromašenje amfibola klorom u Hamn gabroidnim pegmatitima. Pentek opisuje i homogene džepove pegmatita koji su teksturno gledano najbliži Hamn pegmatitima te navodi kako su najvjerojatnije kristalizirali spontano bez diferencijacije taljevine.

Uz razlike u mineralnom sastavu i kemizmu minerala, svi se slažu kako je geneza gabroidnih pegmatita istovremena i u ravnoteži s okolnim gabroidnim stijinama. Jedan od razloga pegmatitne teksture umjesto zrnaste navodi se povišenje koncentracije volatila što rezultira fluidom bogatom taljevinom. Koji je od volatila ili flukseva zaslužan za formiranje pegmatitne teksture u gabroidnim pegmatitima još treba utvrditi. Radi li se o H₂O ili CO₂, ili pak fluksevima poput F⁻ i Cl⁻, da bi odgovorili na navedeno pitanje potrebno je posvetiti još mnogo rada navedenoj temi. Postoji i mogućnost dokazivanja eksperimentalnim radom uz simuliranje uvjeta kristalizacije i dodavanje potencijalnih uzročnika pegmatitne teksture. U slučaju Hamn pegmatita tri su potencijalna krivca: H₂O, CO₂ i Cl⁻. Dokaz povišenog aktiviteta H₂O i Cl⁻ je prisustvo magmatskog pargasita. Manji udio klora u amfibolima pegmatita potencijalno ukazuje na izdvajanje zasebne fluidne faze. Kao treći potencijalni krivac navodi se CO₂ zbog prisustva karbonata već u gabru.

5.4. ANALOGIJA S GRANITNIM PEGMATITIMA

Kako su granitni pegmatiti mnogo češći te je njihova ekonomska vrijednost mnogo viša, veći broj istraživanja im je posvećen no gabroidnim pegmatitima. U granitnim sustavima prisustvo fluidne faze od najveće je važnosti za formiranje pegmatita. S druge strane, granitni pegmatiti dokaz su prisustva slobodne fluidne faze (Jahns & Burnham, 1969). Jedna od glavnih karakteristika im je unutarnja zonalnost (London, 2014). London i njegov tim u novije vrijeme provodili su laboratorijske eksperimente nakon kojih su utvrdili da tzv. fluksevi (B, F, P i Li) imaju puno važniju ulogu od H₂O. Thomas (2012) nakon prikupljanja i istraživanja gotovo 11 000 fluidnih i taljevinskih inkluzija utvrđuje kako su granitne taljevine osiromašene s H₂O u odnosu na izdvojene fluidom bogate taljevine te da je H₂O vrlo bitan pri formiranju pegmatita. Kako bilo, i voda i fluksevi pomažu pri formiranju pegmatita tako što smanjuju viskozitet taljevine i broj nukleacijskih jezgri, snižavaju temperaturu kristalizacije i do >100 °C ispod solidusa te sprječavaju polimerizaciju SiO₂. Nakon svih dosadašnjih istraživanja vrijedi mišljenje kako H₂O ima najveću ulogu te je potpomognut ostalim fluksevima, posebice F (Bartels, 2013).

U slučaju Hamn gabroidnih pegmatita prisustvo fluida nešto je teže odrediti. Kako su sve pronađene taljevinske inkluzije bile jednofazne te samim time nepogodne za mikrotermometrijsku analizu a fluidne inkluzije nisu ni pronađene, nije postojao direktan način

za istraživanje karaktera taljevine/fluida . Kako se radi o vrlo starim terenima postoji mogućnost izlaska volatila iz inkluzija i stijena. Jedini dokaz prisustva fluida su primarni amfiboli koji ukazuju kako je u taljevini bio povišen aktivitet H_2O , no nije dokaz da je došlo do izdvajanja zasebne fluidne faze iz silikatne taljevine. Prema Gilbert i dr. (1982), kristalizacija amfibola iz taljevine pri litostatskom tlaku zahtjeva visok aktivitet H_2O u taljevini. Nadalje, pad udjela klora u amfibolima gabroidnih pegmatita potencijalno ukazuje na izdvajanje fluidne faze iz silikatne taljevine. Kod Hamn gabroidnih pegmatita nije uočeno prisustvo aplita niti zoniranje, do čega dolazi pri kristalizaciji većine granitnih pegmatita ali i velikog broja opisanih gabroidnih pegmatita.

Kako se radi o kristalizaciji unutar magmatske komore, pretpostavka je kako je tijekom kristalizacije Hamn gabroidnih pegmatita tlak bio litostatski. U tom slučaju ne može doći do naglog pothlađivanja taljevine i posljedično ubrzane kristalizacije pegmatita. Za dublje formirane granitne pegmatite postoji drugačije objašnjenje za ubranu kristalizaciju no na manjim dubinama. Takva kristalizacija granitnih pegmatita opisuje se procesom poznatim pod nazivom *chemical quenching* – ubrzana solidifikacija taljevine uvjetovana promjenom kemijskog sastava kristalizacijom određenih mineralnih faza koji pak uklapaju određene elemente, poput flukseva ili volatila. Jedan od primjera je kristalizacija turmalina koji će uklopiti flukseve, što će dovesti do ubrzane kristalizacije rezidualne taljevine. Ubrzana pothlađenost uzrokuje heterogenost nukleacijskih centara po rubnom prostoru te kristalizaciju od rubnog područja prema središtu. U Hamn gabroidnim pegmatitima jedina potencijalna faza koja bi mogla uzrokovati *chemical quenching* su amfiboli kod kojih je vidljiv pad Cl vrijednosti. No samo na temelju ovog podatka ne možemo reći radi li se ubrznoj solidifikaciji uvjetovanoj promjenom udjela Cl⁻ kao glavnom razlogu razvoja pegmatitne teksture. S druge strane, izdvajanjem fluidne faze silikatna taljevina postaje osiromašena klorom što bi pak moglo dovesti do subsolidusne kristalizacije.

6. ZAKLJUČAK

Nakon svih dobivenih rezultata i diskusije koja proizlazi iz njih, moguće je doći do sljedećih zaključaka:

- Gabroidni pegmatiti lokaliteta Hamn spadaju u jednostavne pegmatite homogene teksture. Između pegmatita i okolnih gabroidnih stijena nema aplinog ovoja ili bilo kakvog oblika oštrog kontakta kao ni unutarnjeg zoniranja pegmatita. Kristalizirali su u ravnoteži s okolnim gabroidnim stijenama iz bazaltne taljevine. To potvrđuje i petrografija uzoraka, kemizam minerala u oba tipa stijena te koncentracije elemenata u tragovima.
- Za formiranje pegmatitne teksture zaslužni su diferencijacijski procesi unutar taljevine koji su uzrokovali odvajanje rezidualne silikatne taljevine i fluidne faze obogaćene inkompatibilnim elementima poput CO₂, Cl i H₂O. Prisustvo OH, Cl-amfibola i karbonata u okolnim gabroidnim stijenama ukazuje kako su aktiviteti navedenih konstituenata bili vrlo visoki i prije kristalizacije gabroidnih pegmatita. Jedan od dokaza izdvajanja fluidne faze iz silikatne taljevine je i osiromašenje pegmatitnih amfibola klorom u odnosu na amfibole okolnih gabroidnih stijena.
- Prisutne su tri različite mineralne parageneze: magmatska (primarna), autometasomatska i hidrotermalno-metasomatska (sekundarna).
- Primarnu paragenezu čine plagioklasi, ortopirokseni, klinopirokseni, olivini, amfiboli, sulfidi i oksidi. Plagioklasi sadrže 39-57 % anortitne komponente, dok kod okolnih gabroidnih stijena 32-61 %. Od ortopiroksena prisutan je enstatit te od klinopiroksena augit i pigeonit. Olivini su alterirani, vidljivi su samo rijetki relikti. Od amfibola dominantan član je pargasit. Akcesorne faze su apatit, cirkon, titanit i karbonati.
- Autometasomatsku paragenezu čine Mg-piroksen i Fe-oksidi u vidu simplektnih tekstura nastale autometasomatskom reakcijom između olivina i rezidualne taljevine. Simplektna tekstura vidljiva je isključivo u gabroidnim pegmatitima.
- Sekundarnu paragenezu nastalu iz primarnih minerala čine klorit, sekundarni klinoamfiboli i ortoamfiboli, skapolit, biotit i talk. Navedena je parageneza formirana vjerojatnije tijekom hidrotermalne cirkulacije fluida nekog od kasnijeg tektonskog događaja nego autometasomatskim procesima u završnoj fazi kristalizacije iz taljevine. Granat je formiran retrogradnim metamorfizmom iz Fe-Ti oksida, sulfida i okolnih silikata.

- Rudni minerali su mnogo rjeđi no u obližnjim rudonosnim stijenama. Udio sulfida ne prelazi 1 %. Prisutni su pirhotit, pirit, halkopirit i vrlo rijetko pentlandit. Od oksida pojavljuju se članovi čvrste serije ilmenit-hematit i magnetit. Gabroidni pegmatiti kao i okolne gabroidne stijene izrazito su osiromašene niklom te nemaju genetsku povezanost s orudnjenjem unutar ultrabazičnih jedinica Hamn gabra.

7. LITERATURA

1. Aharinejad S.H. i Lametschwandtner A. (1992): Fundamentals of Scanning Electron Microscopy. In: Microvascular Corrosion Casting in Scanning Electron Microscopy. Springer, Vienna, 375.
2. Ambler, E.P. i Ashley, P.M. (1997): Vermicular orthopyroxene-magnetite symplectites from the Wateranga layered mafic intrusion, Queensland, Australia. *Lithos*, 10, 163-172.
3. Baidya, A.S., Paul, J., Pal, D.C., i Upadhyay, D. (2017): Mode of occurrences and geochemistry of amphibole in the Kolihan-Chandmari copper deposits, Rajasthan, India: insight into the ore-forming process. *Ore Geology Reviews*, 80, 1092–1110.
4. Bartels, A., Behrens H. i Holtz, F. (2013): The effect of fluorine, boron and phosphorus on the viscosity of pegmatite forming melts. *Lithos*, 346, 184-198.
5. Beard, J.S. i Day, H.W. (1986): Origin of gabbro pegmatite in the Smartville intrusive complex, northern Sierra Nevada, California. *American Mineralogist*, 71, 1085-1099.
6. Beard, J.S., Fullagar, P.D. i Krishna Sinha, A. (2002): Gabbroic Pegmatite Intrusions, Iberia Abyssal Plain, ODP Leg 173, Site 1070: Magmatism during a Transition from Non-volcanic Rifting to Sea-floor Spreading. *Journal of Petrology*, 43-5, 885-905.
7. Bergh, S.G., Kullerud, K., Corfu, F., Armitage, P.E.B., Davidsen, B., Johansen, H.W., Pettersen, T. i Knudsen, S. (2007): Low-grade sedimentary rocks on Vanna, North Norway: a new occurrence of a Palaeoproterozoic (2.4-2.2 Ga) cover succession in northern Fennoscandia. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 87, 301-318.
8. Bergh, S.G., Kullerud, K., Armitage, P.E.B., Zwaan, K.B., Corfu, F., Ravna, E.J.K. i Myhre, P.I. (2010): Neoproterozoic to Svecofennian tectono-magmatic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 90 (1-2), 21-48.
9. Bergh, S.G., Corfu, F., Priyatkina, N., Kullerud, K. i Myhre, P.I. (2015): Multiple post-Svecofennian 1750-1560 Ma pegmatite dykes in Archaean-Palaeoproterozoic rocks of the West Troms Basement Complex, North Norway: Geological significance and regional implications. *Precambrian Research*, 266, 425-439.
10. Boudreau, A.E. i McCallum, I.S. (1989): Investigations of the Stillwater Complex: Part V. Apatites as indicators of evolving fluid composition. *Contr. Mineral. Petrology*, 102, 138-153.
11. Boyd, R. i Often, M. (2009): The Geological Setting of the Hamn Nickel Deposit, Senja, Troms. NGU Report.

12. Boynton, W.V. (1984): Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry (Ed.: Henderson, P.). Elsevier, 63–114.
13. Carstens, H. (1957): Investigations of titaniferous iron ore deposits. Part I. Gabbros and associated titaniferous iron ore in the west-Norwegian gneisses. Kongelige Norske Videnskabers Selskab Skrifter, 1957-3, 1-67.
14. Corfu, F. (2004): U-Pb age, setting, and tectonic significance of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite-suite, Lofoten-Vesterålen, Norway. *Journal of Petrology*, 45(9), 1799-1819.
15. Cox, K. G., Bell, J. D. i Pankhurst, R. J. (1979): The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London, 450.
16. De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. i Marchal, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1,R2-diagrams and major element analysis—its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183–210.
17. Grew, E.S., Locock, A.J., Mills, S.J., Galuskina, I.O., Galuskin, E.V. i Hålenius, U. (2013): Nomenclature of the garnet supergroup. *American Mineralogist*, 98 (4), 785–811.
18. Gilbert, M.C., Helz, R.T., Popp, R.K. i Spear, F.S. (1982): Experimental studies of amphibole stability. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 9B, 229-278.
19. Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, E.G., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C. i Welch, M.D. (2012): Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97 (11-12), 2031–2048.
20. Goode, A.D.T. (1974): Oxidation of natural olivines. *Nature*, 248, 500-501.
21. Holness, M.B., Stripp, G., Humphreys, M.C.S., Veksler, I.V., Nielsen, T.F.D. i Tegner, C. (2011): Silicate Liquid Immiscibility within the Crystal Mush: Late-stage Magmatic Microstructures in the Skaergaard Intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology*, 52-1, 175-222.
22. Jahns, R.H. i Burnham, C.W. (1969): Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Econ. Geol.*, 64, 843-864.
23. Kilinc, I.A. i Burnham, C.W. (1972): Partitioning of Chloride Between a Silicate Melt and Coexisting Aqueous Phase from 2 to 8 Kilobars. *Economic Geology*, 67 (2), 231–235.
24. Kullerud, K., Skjerlie, K.P., Corfu, F. i Jesús, D. (2006): The 2.40 Ga Ringvassøy mafic dykes, West Troms Basement Complex, Norway: the concluding act of early Palaeoproterozoic continental breakup. *Precambrian Research*, 150 (3-4), 183-200.

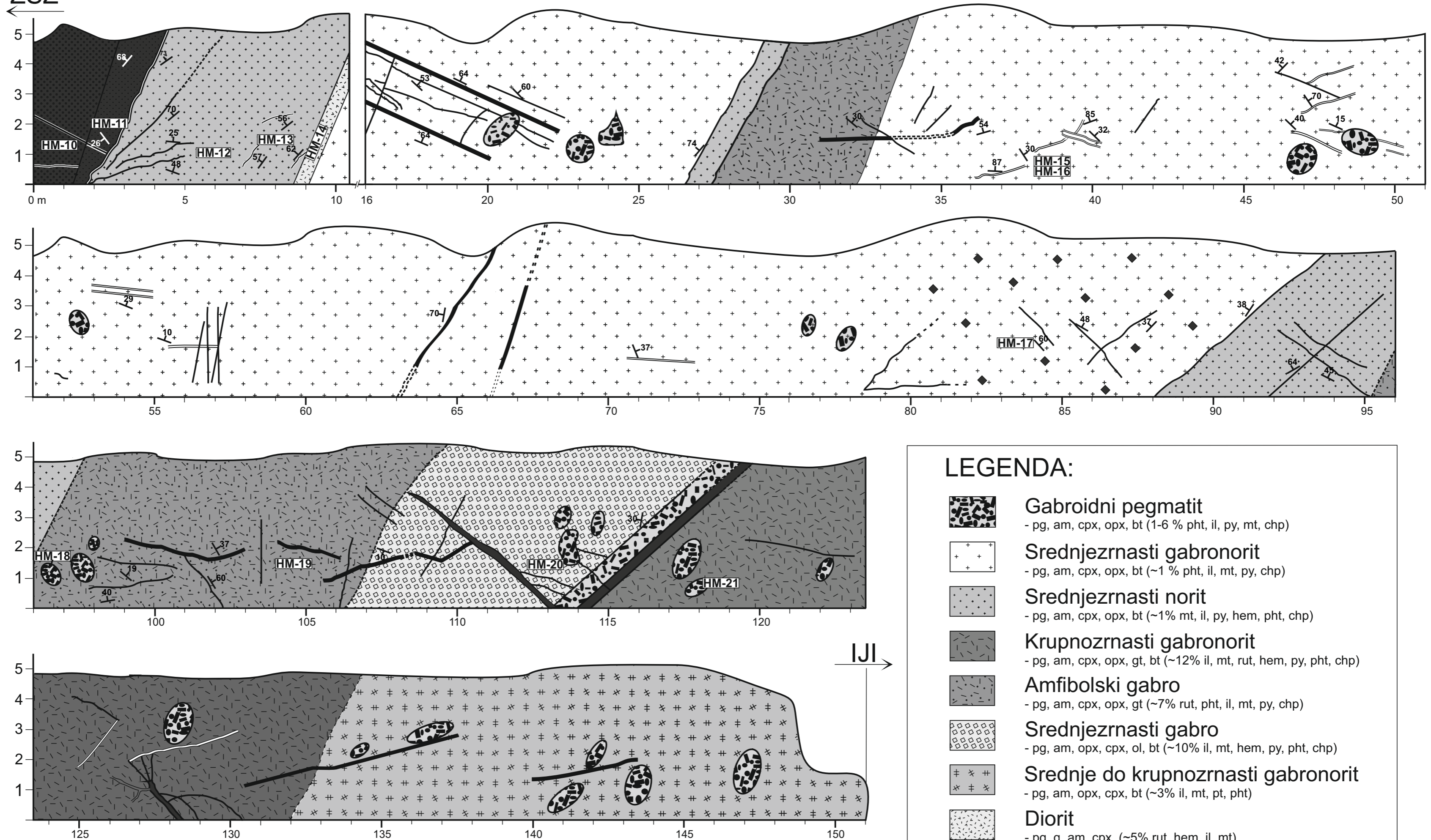
25. London, D. (2014): A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. *Lithos*, 184-187, 74-104.
26. Makkonen, H. (2007): Ore Geological Study of the Senja Mafic-ultramafic Intrusion, Norway. Report for Store Norske Gull Ltd. Geological Survey of Finland.
27. Morimoto, N. (1989). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Journal*, 14(5), 198–221.
28. Myhre, P.I., Corfu, F., Bergh, S.G. i Kullerud, K. (2013): U-Pb geochronology along an Archaean geotranssect in the West Troms Basement Complex, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 93 (1), 1-24.
29. Muir, I.D., Tilley, C.E. i Scoon, J.H. (1957): Contribution to the petrology of Hawaiian basalts. I. The picritic basalts of Kilauea. *American Journal of Science*, 255, 241-253.
30. Olesen, O., Henkel, H., Kaada, K. i Tveten, E. (1991): Petrophysical properties of a prograde amphibolite-granulite facies transition zone at Sigerfjord, Vesteralen, Northern Norway. *Tectonophysics*, 192, 33-39.
31. Pentek, A., Molnar, F. i Watkinson, D.H. (2006): Magmatic fluid segregation and overprinting hydrothermal processes in gabbro pegmatites of the Neotethyan ophiolitic Szarvasko Complex (Bukk Mountains, NE Hungary). *Geologica Carpathica*, 57-6, 433-446.
32. Sun, S. S. i McDonough, W. F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Eds.: Saunders, A. D. & Norry, M. J.). Geological Society London Special Publications, 42, 313–345.
33. Volfinger, M., Robert, J.L., Vielzeuf, D. i Neiva, A.M.R. (1985): Structural control of the chlorine content of OH-bearing silicates (micas and amphiboles). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 37–48.
34. Zwaan, K.B. i Tucker, R.D. (1996): Absolute and relative age relationships in the Precambrian West Troms Basement Complex, northern Norway (sažetak). U: *22nd Nordic Geological Winter Meeting, Åbo, Finland*, str. 237.
35. Zwaan, K.B., Fareth, E. i Grogan, P.W. (1998): *Bedrock Map Tromsø, Scale 1:250 000*. Geological Survey of Norway.

Prilog 1. Popis uzoraka, njihov makroskopski opis te provedene metode i analize.

| Uzorak | Makroskopski opis | Petrografija preparata | SEM-EDS | SEM-EBSD | Litogeokemija | XRD |
|--------|---|------------------------|---------|----------|---------------|-----|
| HM-11 | Dijabaz – sitnozrnasta tamna stijena. | + | | | | + |
| HM-12 | Uzorak prikupljen za potrebe petrografije inkluzija. | | | | | |
| HM-13 | Norit s amfibolskom žilom – sitno do srednjezrnasti gabronorit s crnom žilom debljine 0,3-0,5 mm. Na kontaktu žile i okolne stijene vidljiv je sitnozrnasti, felsični reakcijski rub. | + | + | + | | |
| HM-14 | Diorit – srednjezrnasta stijena izgrađena dominantno od felsičnih minerala. | + | | | | + |
| HM-15 | Uzorak prikupljen za potrebe petrografije inkluzija. | | | | | |
| HM-16 | Uzorak prikupljen za potrebe petrografije inkluzija. | | | | | |
| HM-17 | Gabronorit – stijena s holokristalinom faneritskom strukturom. Golim okom vidljivi su tamni kristali piroksena te ponegdje i sulfidi. | + | + | | + | |
| HM-18 | Pegmatit – krupnokristalasta stijena izgrađena od felsičnih i mafitnih faza. Na prvi pogled izgleda kao bimineralna stijena. Prisutna je jedna veća lećasta mafitna nakupina. | + | | | | |
| HM-19 | Amfibolski gabro – krupnokristalasta holokristalina stijena s vidljivim sulfidima. | + | | | | |
| HM-20 | Gabro – srednjekristalasta holokristalina stijena. Na prvi pogled uzorak je sličan uzorku HM-19, no kristali su ... | + | + | + | | |
| HM-21 | Gabronorit/gabroidni pegmatit – na uzorku je vidljiv postepeni porast veličine kristala. U pegmatitu je većina kristala > 1 cm. Prisutni su i sulfidi. | + | + | + | + | + |
| HM-22 | Gabronorit – tamna srednjezrnasta stijena. Veličinom kristala je nalik uzorku HM-19, no uzorak je tamniji. Jasno su vidljivi i rudni minerali. | + | + | | | |
| HM-23 | Gabroidni pegmatit – srednje do krupnokristalasta stijena. Na uzorku je vidljiv postepen rast veličine zrna. Sulfidi su jasno vidljivi. | + | | | | |
| HM-24 | Gabroidni pegmatit – krupnozrnasta stijena s kristalima veličine > 1 cm. | + | + | | | + |
| HM-25 | Gabroidni pegmatit – krupnozrnasta stijena s kristalima veličine > 1 cm. | + | + | | | + |

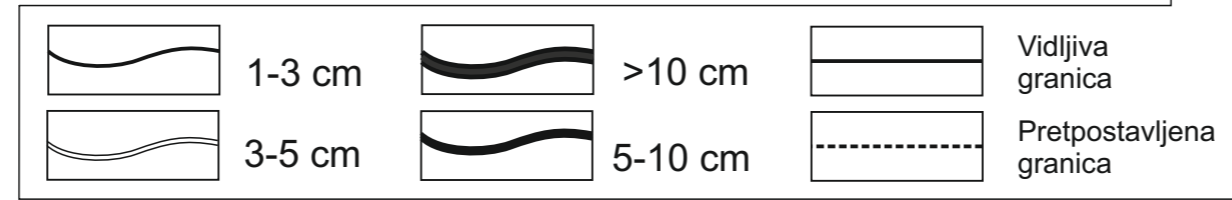
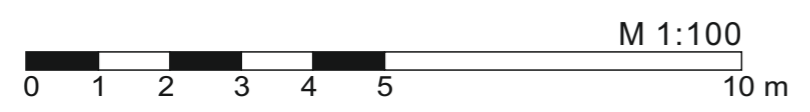
Prilog 2. GEOLOŠKI PROFIL: Lokalitet Hamn

ZSZ



LEGENDA:

- Gabroidni pegmatit**
- pg, am, cpx, opx, bt (1-6 % pht, il, py, mt, chp)
- Srednjeznasti gabronorit**
- pg, am, cpx, opx, bt (~1 % pht, il, mt, py, chp)
- Srednjeznasti norit**
- pg, am, cpx, opx, bt (~1% mt, il, py, hem, pht, chp)
- Krupnoznasti gabronorit**
- pg, am, cpx, opx, gt, bt (~12% il, mt, rut, hem, py, pht, chp)
- Amfibolski gabo**
- pg, am, cpx, opx, gt (~7% rut, pht, il, mt, py, chp)
- Srednjeznasti gabo**
- pg, am, opx, cpx, ol, bt (~10% il, mt, hem, py, pht, chp)
- Srednje do krupnoznasti gabronorit**
- pg, am, opx, cpx, bt (~3% il, mt, pt, pht)
- Diorit**
- pg, q, am, cpx (~5% rut, hem, il, mt)
- Dijabaz**
- pg, am, px, bt (~5% il, mt, rt, py)
- Diseminirani magnetit**



PRILOG 3. Popis rezultata rendgenske difrakcije na prahu

Tablica I. Položaji difrakcijskog maksimuma, međumrežni razmaci, relativni intenziteti i mineralne faze kojima pripadaju određeni maksimumi uzorka dijabaza (HM-11).

| Položaj difrakcijskog maksimuma [°2Th.] | Međumrežni razmak d [Å] | Relativni intenzitet [%] | Prepoznate mineralne faze |
|---|-------------------------|--------------------------|-------------------------------|
| 8.8715 | 9.96803 | 20.32 | biotit |
| 20.9571 | 4.23900 | 4.74 | kvarc |
| 22.0560 | 4.03022 | 25.57 | albit |
| 22.9823 | 3.86985 | 8.36 | albit |
| 23.7017 | 3.75398 | 13.56 | albit |
| 23.9517 | 3.71538 | 12.55 | albit |
| 24.4354 | 3.64291 | 16.05 | albit; diopsid; biotit |
| 25.6374 | 3.47477 | 6.40 | albit |
| 26.7197 | 3.33643 | 46.05 | kvarc; diopsid; biotit |
| 27.8807 | 3.20009 | 100.00 | albit |
| 28.0718 | 3.17873 | 84.28 | albit |
| 28.3931 | 3.14349 | 16.37 | albit; biotit |
| 29.8907 | 2.98931 | 20.91 | albit; diopsid |
| 30.3902 | 2.94131 | 29.74 | albit; diopsid |
| 31.0385 | 2.88134 | 7.75 | diopsid |
| 31.5035 | 2.83986 | 12.98 | albit; diopsid |
| 33.0097 | 2.71364 | 7.24 | biotit |
| 35.4911 | 2.52940 | 23.97 | albit; diopsid; biotit |
| 36.7611 | 2.44488 | 3.86 | albit; kvarc; biotit |
| 39.2305 | 2.29649 | 4.49 | albit; diopsid; biotit |
| 42.3556 | 2.13400 | 7.10 | albit; kvarc; diopsid |
| 42.9239 | 2.10706 | 7.76 | albit; diopsid |
| 44.4763 | 2.03705 | 2.25 | diopsid; biotit |
| 45.0073 | 2.01424 | 6.59 | albit; diopsid |
| 47.5628 | 1.91182 | 2.78 | albit; biotit |
| 49.9533 | 1.82579 | 8.47 | albit; kvarc; diopsid |
| 51.4753 | 1.77533 | 6.55 | albit; diopsid |
| 52.6148 | 1.73953 | 3.18 | albit; biotit |
| 53.2259 | 1.72099 | 3.16 | albit; diopsid; biotit |
| 56.6816 | 1.62400 | 3.66 | diopsid |
| 60.0836 | 1.53993 | 4.51 | albit; kvarc; diopsid; biotit |
| 62.6967 | 1.48189 | 3.12 | albit; diopsid |
| 63.9715 | 1.45419 | 2.49 | albit; kvarc; biotit |

Tablica II. Položaji difrakcijskog maksimuma, međumrežni razmaci, relativni intenziteti i mineralne faze kojima pripadaju određeni maksimumi uzorka diorita (HM-14).

| Položaj difrakcijskog maksimuma [°2Th.] | Međumrežni razmak d [Å] | Relativni intenzitet [%] | Prepoznate mineralne faze |
|---|-------------------------|--------------------------|-------------------------------------|
| 10.6280 | 8.32424 | 2.16 | marialit; magneziohornblenda |
| 14.0049 | 6.32375 | 7.43 | albit; marialit; anortoklas |
| 21.0014 | 4.23016 | 4.01 | kvarc; marialit; magneziohornblenda |
| 22.1575 | 4.01200 | 9.66 | albit; magneziohornblenda |
| 23.6991 | 3.75440 | 9.40 | albit |
| 24.3115 | 3.66119 | 8.77 | albit |
| Δ25.5726 | 3.48343 | 3.04 | albit |
| 25.8150 | 3.45127 | 6.53 | albit; marialit; anortoklas |
| 26.7655 | 3.33083 | 19.07 | kvarc |
| 28.0649 | 3.17950 | 100.00 | albit; anortoklas |
| 29.2781 | 3.05045 | 4.60 | marialit |
| 30.5872 | 2.92281 | 7.58 | albit |
| 31.4078 | 2.84830 | 2.57 | albit; marialit |
| 33.4281 | 2.68063 | 2.36 | albit; marialit |
| 35.2817 | 2.54393 | 1.60 | albit; marialit; magneziohornblenda |
| 36.6923 | 2.44931 | 2.12 | kvarc; albit |
| 39.2760 | 2.29394 | 1.22 | marialit |
| 42.5488 | 2.12476 | 3.08 | kvarc; albit; marialit; anortoklas |
| 45.8957 | 1.97730 | 1.24 | kvarc; albit |
| 47.6873 | 1.90712 | 1.01 | marialit |
| 50.2596 | 1.81538 | 3.11 | kvarc; albit; marialit; anortoklas |
| 50.7176 | 1.80005 | 2.73 | kvarc; albit; magneziohornblenda |
| 51.3179 | 1.78040 | 3.26 | albit; marialit; anortoklas |
| 63.7059 | 1.45962 | 1.28 | albit; marialit |

Tablica III. Položaji difrakcijskog maksimuma, međumrežni razmaci, relativni intenziteti i mineralne faze kojima pripadaju određeni maksimumi uzorka gabronorita (HM-17).

| Položaj difrakcijskog maksimuma [°2Th.] | Međumrežni razmak d [Å] | Relativni intenzitet [%] | Prepoznate mineralne faze |
|---|-------------------------|--------------------------|----------------------------------|
| 8.8816 | 9.95670 | 16.76 | biotit |
| 10.5969 | 8.34853 | 41.71 | edenit |
| 22.0693 | 4.02783 | 3.96 | anortit |
| 23.7296 | 3.74964 | 4.31 | anortit |
| 24.5010 | 3.63330 | 3.14 | anortit; diopsid; biotit |
| 25.7563 | 3.45900 | 3.40 | anortit |
| 26.6349 | 3.34686 | 5.68 | anortit; edenit; diopsid; biotit |
| 27.2943 | 3.26748 | 4.33 | anortit; edenit |
| 27.8662 | 3.20171 | 32.80 | anortit; diopsid |
| 28.0952 | 3.17613 | 100.00 | anortit |
| 28.6392 | 3.11703 | 12.60 | anortit; edenit |
| 29.7407 | 3.00405 | 2.03 | diopsid |
| 30.3694 | 2.94328 | 12.37 | anortit; edenit; diopsid |
| 31.1393 | 2.87224 | 1.72 | anortit; diopsid |
| 31.9495 | 2.80123 | 3.28 | anortit; edenit |
| 33.1018 | 2.70631 | 2.52 | edenit; biotit |
| 34.5969 | 2.59270 | 1.44 | edenit |
| 35.7294 | 2.51307 | 1.83 | anortit; diopsid; biotit |
| 45.2080 | 2.00577 | 1.04 | edenit; diopsid; biotit |
| 50.8796 | 1.79470 | 1.48 | anortit; diopsid |
| 51.5700 | 1.77082 | 5.97 | anortit; diopsid |
| 62.4633 | 1.48563 | 6.85 | anortit; diopsid |

Tablica IV. Položaji difrakcijskog maksimuma, međumrežni razmaci, relativni intenziteti i mineralne faze kojima pripadaju određeni maksimumi uzorka gabronorita (HM-21).

| Položaj difrakcijskog maksimuma [°2Th.] | Medumrežni razmak d [Å] | Relativni intenzitet [%] | Prepoznate mineralne faze |
|---|-------------------------|--------------------------|--|
| 8.7174 | 10.14392 | 9.61 | biotit |
| 10.4573 | 8.45966 | 18.08 | fero-aktinolit |
| 21.9472 | 4.04997 | 3.06 | anortit |
| 23.6742 | 3.75828 | 3.26 | anortit |
| 24.3237 | 3.65938 | 2.94 | anortit; diopsid |
| 25.5717 | 3.48356 | 1.52 | anortit |
| 26.5592 | 3.35623 | 3.27 | anortit; biotit; diopsid |
| 27.7149 | 3.21884 | 22.98 | anortit; diopsid |
| 27.9495 | 3.19236 | 100.00 | anortit; biotit; diopsid |
| 28.5476 | 3.12682 | 6.42 | anortit; fero-aktinolit |
| 30.2266 | 2.95685 | 4.14 | anortit; fero-aktinolit; biotit; magnetit; diopsid |
| 30.9136 | 2.89269 | 1.71 | anortit; diopsid |
| 31.4348 | 2.84591 | 1.75 | anortit |
| 32.8667 | 2.72512 | 0.82 | fero-aktinolit; biotit |
| 35.4843 | 2.52987 | 2.63 | anortit; fero-aktinolit; magnetit; diopsid |
| 42.3703 | 2.13330 | 0.66 | anortit; diopsid |
| 49.7312 | 1.83342 | 1.32 | anortit; diopsid |
| 51.4395 | 1.77648 | 1.08 | anortit; diopsid |
| 62.9027 | 1.47631 | 0.98 | anortit; magnetit; diopsid |

Tablica V. Položaji difrakcijskog maksimuma, međumrežni razmaci, relativni intenziteti i mineralne faze kojima pripadaju određeni maksimumi uzorka gabroidnog pegmatita (HM-25).

| Položaj difrakcijskog maksimuma [°2Th.] | Međumrežni razmak d [Å] | Relativni intenzitet [%] | Prepoznate mineralne faze |
|---|-------------------------|--------------------------|---|
| 8.8137 | 10.03329 | 6.39 | biotit |
| 10.5710 | 8.36897 | 40.20 | magneziohornblenda |
| 19.6937 | 4.50800 | 2.02 | magneziohornblenda |
| 21.1561 | 4.19957 | 2.13 | magneziohornblenda; biotit |
| 22.0463 | 4.03198 | 6.05 | anortit; enstatit |
| 22.8814 | 3.88668 | 1.83 | anortit |
| 23.2853 | 3.82018 | 2.55 | marialit |
| 23.7496 | 3.74653 | 5.78 | anortit; marialit |
| 24.4518 | 3.64050 | 3.25 | anortit |
| 25.0507 | 3.55481 | 1.21 | marialit |
| 25.7372 | 3.46152 | 7.05 | anortit; marialit |
| 26.4909 | 3.36472 | 6.50 | anortit; magneziohornblenda; biotit; enstatit |
| 27.2651 | 3.27092 | 5.76 | magneziohornblenda |
| 27.8321 | 3.20556 | 36.23 | anortit; marialit; enstatit |
| 28.0718 | 3.17873 | 100.00 | anortit; enstatit |
| 28.6423 | 3.11670 | 21.14 | magneziohornblenda |
| 29.1372 | 3.06488 | 4.47 | marialit |
| 29.6075 | 3.01725 | 4.76 | anortit; marialit |
| 30.3542 | 2.94472 | 6.85 | anortit; magneziohornblenda; biotit; enstatit |
| 31.0989 | 2.87588 | 3.16 | enstatit |
| 31.5131 | 2.83902 | 2.94 | anortit; marialit; enstatit |
| 31.9583 | 2.80048 | 5.41 | anortit; magneziohornblenda; marialit; enstatit |
| 33.0871 | 2.70747 | 3.79 | anortit; magneziohornblenda; marialit; enstatit |
| 35.6336 | 2.51962 | 2.98 | anortit; biotit; marialit; enstatit |
| 37.7957 | 2.38030 | 1.78 | anortit; magneziohornblenda; biotit; marialit; enstatit |
| 42.2710 | 2.13808 | 3.29 | anortit; marialit |
| 44.9899 | 2.01498 | 2.39 | anortit; magneziohornblenda; biotit; marialit; enstatit |
| 49.8023 | 1.83097 | 1.64 | anortit; marialit |
| 50.8155 | 1.79682 | 2.60 | anortit |
| 51.5008 | 1.77451 | 1.97 | anortit; biotit; marialit; enstatit |
| 53.3525 | 1.71721 | 1.40 | anortit; biotit; enstatit |
| 55.7453 | 1.64904 | 1.13 | anortit; magneziohornblenda; marialit; enstatit |
| 58.3026 | 1.58265 | 1.24 | anortit; biotit; marialit |