

Metamorfose og metasomatiske  
prosesser i tonalittiske og mafiske  
gangbergarter på Klemetsaunet,  
Trondheim

**Tonje Moen Slenes**

Geologi

Innlevert: august 2016

Hovedveileder: Bjørn Eske Sørensen, IGB

Medveileder: Steinar Ellefmo, IGB

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet  
Institutt for geologi og bergteknikk



## Sammendrag

Klemetsaunet er et område nord i Bymarka ofiolitten, Trondheim, som ligger plassert i den øvre dekkeserien i de skandinaviske kaledonidene. Bymarka ofiolitten kan dateres tilbake til tidlig Ordovicium og består av en varierende sammensetning av mafiske og felsiske bergarter. Klemetsaunet ryodacitten er en av tre felsiske bergarter som er identifisert i Bymarka ofiolitten. Området som ble undersøkt i denne oppgaven er lokalisert i en tykk gang av Klemetsaunet ryodacitt i Bymarka-ofiolitten. Lokaliteten inneholder flere intrusjoner av mafiske ganger, samt én tonalittisk intrusjon, Byneset trondhemitten. Ryodacitten har en porfyroblastisk tekstur med poryforblaster av hornblende og granater. Granatene viser en synkinematisk tekstur med foliasjonen tilstede.

Forekomsten av små mengder epidosit i cm-skala tyder på at fluider, trolig av modifisert havvann, har sirkulert i ryodacitten. Fluidene har tilført Ca og Sr, og utarmet bergarten på Zr, Zn, Y,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  og  $\text{Na}_2\text{O}$ . Enkelte av elementene som ble utarmet i epidottiseringsprosessen, har trolig blitt mobilisert lokalt til dannelsen av glimmerminerale. Klemetsaunet ryodacitten inneholder et relativt høyt innhold av K og Rb. Dette kan indikere at ryodacitten kun gikk gjennom en lav grads utarming av elementene av hydrotermale fluider i havbunnskorpen. Epidositten som er tilstede indikerer likevel at bergarten har hatt et stedvis høyt fluid-stein-forhold.

$\text{K}_2\text{O}$ , Rb og Ba har trolig blitt mobilisert i Klemetsaunet ryodacitten ved en post-magmatisk prosess, på grunn av et betydelig heterogent innhold av elementene ved forskjellige lokaliteter. Elementene viser en korrelasjon, og det er derfor grunn til å tro at de ble mobilisert og redistribuert i samme post-magmatiske prosess. Sr viser ingen korrelasjon med verken immobile eller mobile elementer, som kan tyde på at elementet ble mobilisert i en egen prosess. Det er mulig at denne prosessen kan kobles til Sr mobiliseringen i epidottiseringsprosessen. På grunn av ryodacittens lange deformasjonshistorie er det vanskelig å fastslå når denne elementmobiliseringen tok sted.

Geotermometriske undersøkelser av biotitt og granat, samt sonering av granatene, tyder på at ryodacitten har gått gjennom en prograd metamorf prosess. Mineralselskapet til ryodacitten  $\text{Alb} + \text{Hbl} + \text{Ep} + \text{Grt}$  samsvarer med et middels høyt trykk i epidot-amfibolittfacies. Temperaturestimat fra geotermometer-analyser viser at en metamorf-temperaturtopp i

ryodacitten kan settes til å være mellom  $530\text{ }^{\circ}\text{C}$  -  $550\text{ }^{\circ}\text{C} \pm \sim 16\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Mineralselskapet og temperaturestimatet indikerer at bergartene har gått gjennom en metamorfose i nedre del av epidot-amfibolittfacies.

## Abstract

Klemetsaunet is an area north in the Bymarka ophiolite, Trondheim, located in the Upper Allocthon in the Scandinavian Caledonides. The Bymarka ophiolite dates back to the early Ordovician and consists of a varying composition of mafic and felsic rocks. The Klemetsaunet rhyodacite is one of in total three felsic rocks identified in the Bymarka ophiolite. The studied area in this thesis is located in a sheet of Klemetsaunet rhyodacite, in the Bymarka-ophiolite. Several mafic dikes and one felsic dike with a tonalitic composition, called Byneset trondhjemite, cuts the rhyodacite in the studied area. The rhyodacite shows a porphyroblastic texture with large porphyroblasts of hornblende and garnets. The garnets indicate a syn-kinematic texture with the foliation present in the rock.

A small amount of epidotes present in the rhyodacite indicates that hydrothermal fluids, possibly by altered seawater, have circulated in the rhyodacite. The fluids have added Sr and Ca in the rock, and removed Zr, Zn, Y,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  and  $\text{Na}_2\text{O}$ . Some of the elements have possibly been mobilized locally to the formation of micas. The Klemetsaunet rhyodacite contains a relative high K and Rb content. This may indicate that the rhyodacite did go through a low degree of depletion of K and Rb by the hydrothermal fluids in the oceanic crust. The epidotes present still indicate that the rock had a locally high fluid-rock ratio.

A post-magmatic process in the rhyodacite has probably mobilized  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb and Ba. This is due to a considerable heterogeneous content of elements at different localities. The elements mentioned above shows a correlation with each other. This may indicate that the elements were mobilized and redistributed at the same post-magmatic process. Sr shows no correlation with either immobile or mobile elements. This may point toward the element being mobilized in a separate process, possibly with the mobilization of Sr in the epidotization process. Due to several possible post-magmatic processes, it is difficult to determine when the mobilization of the elements in Klemetsaunet rhyodacite took place.

The mineral assemblage of the rhyodacite, Alb + Hbl + Ep + Grt, indicates a metamorphic facies in the amphibole-epidot field. A garnet-biotite geothermometer shows the peak-metamorphism of the Klemetsaunet rhyodacite to be between  $530\text{ }^\circ\text{C}$  -  $550\text{ }^\circ\text{C} \pm \sim 16\text{ }^\circ\text{C}$ .



## Forord

Denne oppgaven er en avsluttende masteroppgave for masterstudiet i geologi, ved Institutt for geologi og bergteknikk, Norges teknisk naturvitenskapelige universitet (NTNU).

Jeg vil gjerne takke alle som har bidratt til å gjøre denne masteroppgaven mulig. Først og fremst vil jeg takke min veileder Bjørn E. Sørensen, for at du har vært så engasjert i oppgaven og gitt god veiledning gjennom hele året. Takk til min medveileder Steinar L. Ellefmo for gode innspill om oppgaven. Takk til doktorgradsstudent Anette U. Granseth som har hjulpet meg med tips og gjennomlesning. Takk til Gunnar Vistnes for hjelp på steinsaga, Arild Monsøy og Kjetil Eriksen for å ha laget flotte tynnslip på sliplabben. Takk for god veiledning av Torill Sørløkk under oppknusning til XRF og Laurentius Tjihuis for hjelp med XRD. Yingda Yu for opplæring på SEM-laben og Morten Raanes med hjelp på mikrosonde.

Tiden som student har vært svært lærerik og jeg føler meg heldig som har fått oppleve alt jeg har gjort i løpet av tiden som geologistudent. Takk til alle jeg ble kjent med gjennom tiden som bachelorstudent i Tromsø, jeg hadde noen fantastiske år som jeg aldri ville vært foruten. Jeg har blitt kjent med så mange flotte folk i løpet av de to årene i Trondheim som masterstudent, jeg setter stor pris på alle! En spesiell stor takk til Oda for oppmuntring og mange gode minner i løpet av det siste året.

Ikke minst vil jeg takke mamma, pappa og Sindre. Min søster, Mari som har oppmuntret meg gjennom hele året.

Tonje Moen Slenes

15.08.2016





# Innhold

<b>Abstract</b> .....	<b>III</b>
<b>Forord</b> .....	<b>V</b>
<b>Innhold</b> .....	<b>VII</b>
<b>Figurliste</b> .....	<b>XI</b>
<b>Tabeller</b> .....	<b>XIII</b>
<b>Formelliste</b> .....	<b>XV</b>
<b>Forkortelser</b> .....	<b>XVII</b>
<b>1 Innledning</b> .....	<b>- 1 -</b>
1.1 Bakgrunn og problemstilling .....	- 1 -
1.2 Tidligere arbeid .....	- 2 -
1.3 Geografisk beliggenhet og topografi: .....	- 2 -
<b>2 Teori</b> .....	<b>- 5 -</b>
2.1 Regional og lokal geologi.....	- 5 -
2.1.1 Kaledonidene .....	- 5 -
2.2 Trondheimsfeltet og Bymarka ofiolitten .....	- 7 -
2.3 Klemetsaunets geologi .....	- 10 -
2.4 Metamorfose.....	- 11 -
2.4.1 Trykk- og temperaturbestemmelser.....	- 14 -
2.5 Geokjemi .....	- 16 -
<b>3 Metoder</b> .....	<b>- 19 -</b>
3.1 Feltarbeid og innsamling av prøver .....	- 19 -
3.2 Tynnslip.....	- 20 -
3.3 Kjemiske analyser .....	- 20 -
3.4 Mikroskopering .....	- 22 -
3.5 Sveipelektronmikroskop (SEM) .....	- 22 -
3.6 Elektronmikrosonde (EMPA).....	- 22 -
3.7 Kart.....	- 23 -
3.8 Helse, miljø og sikkerhet.....	- 23 -
3.9 Databehandling.....	- 23 -
3.10 Metodevurdering og feilkilde .....	- 24 -
<b>4 Bergartsbeskrivelser</b> .....	<b>- 27 -</b>
4.1 Innledning.....	- 27 -
4.2 Klemetsaunet ryodacitt.....	- 30 -

4.2.1	Strukturgeologisk beskrivelse .....	- 34 -
4.2.2	Skjærspenning .....	- 35 -
4.2.3	Petrografi .....	- 37 -
4.3	Byneset trondhemitt .....	- 43 -
4.3.1	Petrografi .....	- 45 -
4.4	Mafisk ganger .....	- 48 -
4.4.1	Petrografi .....	- 50 -
4.4.2	Mafiske ganger i ryodacittvegg .....	- 53 -
4.4.3	Petrografi mafiske ganger i ryodacittveggen .....	- 54 -
<b>5</b>	<b>Kjemiske analyser .....</b>	<b>- 55 -</b>
5.1	Introduksjon .....	- 55 -
5.2	Mineralkjemi .....	- 55 -
5.3	Bergartskjemi .....	- 62 -
5.3.1	Klemetsaunet ryodacitten .....	- 63 -
5.3.2	Byneset trondhemitt .....	- 69 -
5.3.3	Mafiske ganger .....	- 71 -
<b>6</b>	<b>Elementmobilisering og metasomatisme .....</b>	<b>- 77 -</b>
6.1	Elementmobilisering mellom Byneset trondhemittgang og Klemetsaunet ryodacitten. ...	- 80 -
6.2	Metasomatisme i ryodacitten, prøve 2.1 .....	- 83 -
<b>7</b>	<b>Metamorf utvikling .....</b>	<b>- 89 -</b>
7.1	ACF-diagram .....	- 89 -
7.2	Geotermometriske beregninger .....	- 91 -
<b>8</b>	<b>Tektonisk opprinnelse .....</b>	<b>- 93 -</b>
<b>9</b>	<b>Diskusjon .....</b>	<b>- 95 -</b>
9.1	Mineralkjemi .....	- 95 -
9.2	Bergartskjemi .....	- 95 -
9.2.1	Klemetsaunet ryodacitten .....	- 95 -
9.2.2	Byneset trondhemitt .....	- 97 -
9.2.3	Mafiske ganger .....	- 98 -
9.3	Elementmobilitet og metasomatisme .....	- 99 -
9.3.1	Elementmobilisering i grensen mellom Byneset trondhemitt og Klemetsaunet ryodacitt - 101 -	
9.3.2	Metasomatisme i ryodacitten, Prøve 2.1 .....	- 101 -
9.3.3	Opprinnelse av metasomatiske fluider .....	- 103 -
9.4	Metamorf utvikling .....	- 105 -
9.4.1	ACF .....	- 105 -
9.4.2	Geotermometeriske beregninger .....	- 106 -

9.5	Tektonisk opprinnelse .....	- 108 -
9.6	Geokronologisk utvikling til bergartene på Klemetsaunet .....	- 109 -
<b>10</b>	<b>Konklusjon</b> .....	<b>- 113 -</b>
<b>11</b>	<b>Forslag til videre arbeid</b> .....	<b>- 115 -</b>
<b>12</b>	<b>Litteraturliste</b> .....	<b>- 117 -</b>
<b>13</b>	<b>Vedlegg</b> .....	<b>- 123 -</b>
	Vedlegg A – Prøvekoordinater .....	- 124 -
	Vedlegg B – Kart med prøvetakningspunkt .....	- 125 -
	Vedlegg C – Strukturgeologisk kart .....	- 127 -
	Vedlegg D – 3D-kart av Klemetsaunet .....	- 128 -
	Vedlegg E – Sonering i granat .....	- 131 -
	Vedlegg F – Vekt av prøver ved nedknusing og glødning .....	- 134 -
	Vedlegg G – Mineralkjemi .....	- 136 -
	Vedlegg H – XRD- og XRF-resultater fra Vedeler (13) .....	- 157 -
	Vedlegg I – XRF-hovedelementer.....	- 158 -
	Vedlegg J – XRF-sporelementer .....	- 159 -
	Vedlegg K - XRD-resultater oppsummert.....	- 161 -
	Vedlegg L- XRD-resultater, grafer.....	- 163 -
	Vedlegg M – Tynnslip.....	- 191 -

Elektronisk vedlegg av geokjemisk data kan bli funnet på følgende nettside:

<http://daim.idi.ntnu.no>. Vedleggene inneholder XRF (hoved- og sporelementer), XRD, mineralkjemi og tilhørende prøvetakingspunkter.



## Figurliste

Figur 1	Lokaliteten til Klemetsaunets	-3-
Figur 2	Geologisk kart av de skandinaviske kaledonidene	-6-
Figur 3	Berggrunnskart over Trondheim kommune	-8-
Figur 4	Semail-ofiolitten i Oman	-9-
Figur 5	Berggrunnskart av nordlige Bymarka.	-10-
Figur 6	P-T diagram av metamorf facies.	-14-
Figur 7	Mineralselskap til bergarter i grønnskifer, epidot-amfibolitt, amfibolitt og granulittfacies	-15-
Figur 8	Feltutstyr benyttet i feltarbeid.	-19-
Figur 9	Petrologisk kart over området på Klemetsaunet, Trondheim.	-28-
Figur 10	Bilde A: Granater med inklusjoner av pyritt. Bilde B: euhedral granater i grunnmassen	-31-
Figur 11	Bilde A: prismatiske hornblender i grunnmassen. Bilde B: hornblendeåre i ryodacitten	-32-
Figur 12	Bilde Orientering av hornblendemineraler i Klemetsaunet ryodacitten	-32-
Figur 13	Foliasjon i Klemetsaunet ryodacitten.	-33-
Figur 14	Kløv i Klemetsaunet ryodacitten med fremstilling i stereonet	-34-
Figur 15	Stereonet som viser fall og fallretning for mineraliserte årer i Klemetsaunet ryodacitten	-35-
Figur 16	Stereonet som viser skjærspenningsretning i Klemetsaunet ryodacitten	-36-
Figur 17	Tynnslip: Granat i Klemetsaunet ryodacitten med $\delta$ -type-hale og en syn-kinematisk tekstur.	-36-
Figur 18	Elementkartlegging av mineraler i Klemetsaunet ryodacitten	-37-
Figur 19	Tynnslip: Hornblende med klorittiserte kanter i Klemetsaunet ryodacitten.	-38-
Figur 20	Tynnslip: kvartsåre gjennom en granat i Klemetsaunet ryodacitten	-39-
Figur 21	Mikrosondeanalyser av to granater fra Klemetsaunet ryodacitten.	-40-
Figur 22	Tynnslip: Ansamling av magmatiske albittkorn i Klemetsaunet ryodacitten	-41-
Figur 23	Tynnslip: Kvartsåre gjennom Klemetsaunet ryodacitt-matriksen.	-41-
Figur 24	Tynnslip: Ansamling av epidot i matriksen til Klemetsaunet ryodacitten.	-42-
Figur 25	Tynnslip: Kvartsåre gjennom Klemetsaunet ryodacitten med kalsitt og ankeritt.	-43-
Figur 26	Håndstykke av en prøve fra Byneset trondhemitten	-44-
Figur 27	Kontakt mellom Klemetsaunet ryodacitten og Byneset trondhemitten	-44-
Figur 28	Elementkartlegging av mineraler i Byneset trondhemitten.	-45-
Figur 29	Tynnslip: hornblende i Byneset trondhemitten.	-46-
Figur 30	Tynnslip: fenokrystaller av albittkorn i Byneset trondhemitten.	-47-
Figur 31	Håndstykker fra mafisk gang 3 og MI01 er hentet fra mafisk gang 1.	-49-
Figur 32	Kontakt mellom mafisk gang 4 og Klemetsaunet ryodacitten .	-49-
Figur 33	Rød-brune forvittringshull og forvittringsflater i mafisk gang 4	-49-
Figur 34	Biotittåre gjennom mafisk gang 3.	-49-
Figur 35	Elementkartlegging av mineraler i mafisk gang 3.	-50-
Figur 36	Tynnslip: kloritt som omvandlingsmineral på biotitt i mafisk gang 3.	-51-
Figur 37	Sammenvoksingene av ankeritt og kalsitt i mafisk gang 3	-52-
Figur 38	Mafiske ganger lokalisert i en vegg av ryodacitt.	-53-

Figur 39	Hornblende i grunnmassen til mafiske ganger i ryodacittveggen	-54-
Figur 40	Klassifisering av granat i Klemetsaunet ryodacitten.	-56-
Figur 41	Klassifiseringsdiagram for kalsiumrik amfibol	-57-
Figur 42	Fordeling av Mg, Ca og Fe+Mn for karbonatmineralene.	-58-
Figur 43	Klassifiseringsdiagram for biotitt.	-59-
Figur 44	Feltspatklassifiseringsdiagram.	-60-
Figur 45	Klassifiseringsdiagram av epidot	-61-
Figur 46	Klassifisering av kloritt	-62-
Figur 47	Gjennomsnittlig XRD-resultat for Klemetsaunet ryodacitten med hornblende.	-63-
Figur 48	Gjennomsnittlig XRD-resultatene fra Klemetsaunet ryodacitten uten hornblende.	-63-
Figur 49	Distribueringen av Na, Ca og K Byneset trondhemitten og Klemetsaunet ryodacitten etter geokjemiske XRF-data	-65-
Figur 50	ORG-spiderdiagram for Klemetsaunet ryodacitten og Byneset trondhemitten	-66-
Figur 51	QAP-diagram for klassifisering av Klemetsaunet ryodacitten og Byneset trondhemitten	-67-
Figur 52	K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> klassifiseringsdiagram for Klemetsaunet ryodacitten og Byneset trondhemitten (1975).	-68-
Figur 53	Rb-Sr-diagram for Klemetsaunet ryodacitten og Byneset trondhemitten	-68-
Figur 54	Alkalin/subalkalin-klassifiseringsdiagram for Klemetsaunet ryodacitten og Byneset trondhemitten.	-69-
Figur 55	AFM-diagram for Klemetsaunet ryodacitten og Byneset trondhemitten	-69-
Figur 56	Gjennomsnittlig XRD-resultater fra Byneset trondhemitten.	-70-
Figur 57.	Gjennomsnittlig XRD-resultatene fra de grønne mafiske bergarter.	-72-
Figur 58	Gjennomsnittlig XRD-resultatene fra mafiske ganger i ryodacittveggen.	-72-
Figur 59	MORB-spiderdiagram for de mafiske bergartene	-74-
Figur 60	AFM-diagram for de mafiske bergartene	-75-
Figur 61	TAS klassifiserings-diagram av plutoniske bergarter for de mafiske bergartene	-75-
Figur 62	MORB-diagram brukt i hensikt for å se på elementmobilitet.	-77-
Figur 63	Bivariate diagrammer med Zr og K <sub>2</sub> O.	-79-
Figur 64	Prøvetakningspunktene på grensen mellom Klemetsaunet ryodacitten og Byneset trondhemitten	-80-
Figur 65	Linjediagram av sporelementer og hovedelementer på grensen mellom Byneset trondhemitten og Klemetsaunet ryodacitten.	-82-
Figur 66	Snitt av Prøve 2.1.	-84-
Figur 67	XRD-resultatene for de geokjemiske inndelingene fra prøve 2.1	-84-
Figur 68	Linjediagram av geokjemiske data fra både XRD og XRF-resultater fra prøve 2.1	-85-
Figur 69	Tynnslip: epidot og granat fra tynnslip i prøve 2.1.	-87-
Figur 70	ACF diagram med mineralkjemisk data og XRF-hovedelementkjemi for epidot-amfibolittfacies	-89-
Figur 71	ACF diagram med mineralkjemisk data og XRF-hovedelementkjemi for grønnskiferfacies	-90-
Figur 72	Geotermometer for granat-biotitt.	-91-

Figur 73	Analysepunkter til geotermometriske beregninger.	-92-
Figur 74	Tektonisk diskrimineringsdiagram for granittiske bergarter.	-93-
Figur 75	Tektonisk diskrimineringsdiagram for de mafiske gangene på Klemetsaunet ryodacitten	-94-
Figur 76	ORG-normaliseringsdiagram..	-97-
Figur 77	Interaksjonen mellom fluider og bergarter ved en aktiv spredningsrygg.	-103-
Figur 78	Mineralselskapet til grønnskifer-, amfibolitt- og granulittfacies ved middels trykk.	-106-
Figur 79	Geotermometer av granat og biotitt.	-107-

## Tabeller

Tabell 1	Oversikt over prøver og tynnslip i oppgaven	-29-
Tabell 2	Oversikt over tynnslip som ble benyttet til mineralkjemianalyser, mikrosonde.	-55-
Tabell 3	Gjennomsnittet og standardavviket av elementer analysert i XRF til Klemetsaunet ryodacitten med hornblende	-64-
Tabell 4	Gjennomsnittet av elementer analysert i XRF til Klemetsaunet ryodacitten uten hornblende.	-64-
Tabell 5	Gjennomsnittet av elementer analysert i XRF til Byneset trondhemitten	-70-
Tabell 6	Gjennomsnittet og standardavvik av elementer analysert i XRF for de grønne mafiske gangene.	-73-
Tabell 7	Gjennomsnittet og standardavvik av elementer analysert i XRF for de mafiske ganger i ryodacittveggen.	-73-
Tabell 8	En kort oppsummering av viktige geokjemiske resultater og observasjoner fra tynnslipsanalyser fra prøve 2.1.	-86-





## Formelliste

- (1) Litostatisk trykk
- (2) Fe-Mg utveksling mellom biotitt og granat.
- (3) Partasjonskoeffisient.
- (4) Braggs lov.
- (5) Gjennomsnittlig kjemisk formel for granat i Klemetsaunet ryodacitten.
- (6) Gjennomsnittlig kjemisk formel for biotitt i Klemetsaunet ryodacitten.
- (7) Gjennomsnittlig kjemisk formel for biotitt i mafiske ganger.
- (8) Gjennomsnittlig kjemisk formel for muskovitt i Klemetsaunet ryodacitten.



## Forkortelser

### Mineraler

I listen under finnes forkortelser av utvalgte mineralnavn som har blitt benyttet i denne oppgaven. Forkortelsene er hentet fra en liste av Whitney and Evans (2010), som en oppdatering av arbeidet til Kretz (1983), «Symbols for rock-forming minerals».

<b>Alm</b>	Almandine
<b>An</b>	Anoritt
<b>Ank</b>	Ankerite
<b>Ab</b>	Albitt
<b>Ap</b>	Apatitt
<b>Amp</b>	Amfibol
<b>Bt</b>	Biotitt
<b>Cal</b>	Kalsitt
<b>Chl</b>	Kloritt
<b>Dol</b>	Dolomitt
<b>Ep</b>	Epidot
<b>Grt</b>	Granat
<b>Hbl</b>	Hornblende
<b>Ilm</b>	Ilmenitt
<b>Mag</b>	Magnetitt
<b>Ms</b>	Muskovitt
<b>Pl</b>	Plagioklas
<b>Py</b>	Pyritt
<b>Qz</b>	Kvarts

### Andre forkortelser

<b>EDS</b>	Energy Dispersive Spectrometry
<b>EPMA</b>	Electron Probe Microanalysis
<b>HFSE</b>	High field strength elements
<b>IGB</b>	Instituttet for Geologi og Bergteknikk
<b>LILE</b>	Large-ion lithophile elements
<b>LOI</b>	Loss of ignition (glødetap)
<b>MORB</b>	Mid-oceanic ridge basalt (basalt ved midt-oseanisk rygg)
<b>NTNU</b>	Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
<b>PPL</b>	Plane polarized light
<b>SEM</b>	Scanning Electron Microscope (sveipelektronmikroskop)
<b>SSZ</b>	Supra-subduction zone (suprasubduksjons-sone)
<b>XPL</b>	Crossed polarized light
<b>XRD</b>	X-ray diffraction (Røntgenkrystallografi)
<b>XRF</b>	X-ray fluorescence (Røntgenfluorescens)



# 1 Innledning

## 1.1 Bakgrunn og problemstilling

Området som vil bli undersøkt i denne masteroppgaven er relativt lite og avgrenset på et svaberg, nord på Klemetsaunet, Trondheim. Både Bymarka ofiolitten og Klemetsaunet ryodacitten har tidligere blitt undersøkt, men ytterligere undersøkelser er derimot viktig for å få en større forståelse for områdets geologi.

Hovedfokuset i oppgaven er å undersøke post-magmatiske prosesser som bergartene på Klemetsaunet har gjennomgått. Bergartenes metamorfe prosesser vil bli sett nærmere på, og det vil bli forsøkt å bestemme den høyeste temperaturen som bergartene gikk gjennom ved metamorfose. Det vil bli undersøkt om det har foregått eventuelle metasomatiske prosesser, og om disse kan knyttes til havbunnsmetamorfose. I denne oppgaven vil det også bli sett på elementenemobilisering i sammenheng med de post-magmatiske prosessene.

Det ønskes også å få en forståelse for den geokronologiske utviklingen til bergartene i området, for å relatere de forskjellige deformasjonsprosessene til en relativ tidsperiode. Resultatene vil også bli benyttet til å diskutere den tektoniske opprinnelsen til bergartene. Disse undersøkelsene er derimot ikke i hovedfokuset i oppgaven.

Ettersom ryodacitten er den eldste bergarten i området og har vært gjennom den mest komplekse utviklingshistorien, vil bergarten kunne gi mest informasjon om den geologiske utviklingen. I denne masteroppgaven vil alle bergartene i det aktuelle området bli undersøkt, men størst fokus vil bli lagt på Klemetsaunet ryodacitten.

For å undersøke disse problemstillingene vil feltundersøkelser bli gjennomført sommeren 2015. Her vil steinprøver bli samlet inn for geokjemiske XRF- og XRD-analyser. Preparerte tynnslip vil bli benyttet for petrografiske-undersøkelse og analyser av mineralkjemien vil bli utført på mikrosonde.

## 1.2 Tidligere arbeid

Ofiolittene i Trondheimsfeltet har vært kilde for undersøkelser over flere tiår. I senere tid har undersøkelser av ofiolittene i trondheimsfeltet og Bymarka blitt gjennomført av blant annet Tor Grenne (1989), Tor Grenne and Roberts (1980), Eide and Lardeaux (2002), David Roberts, Walker, Slagstad, Solli, and Krill (2002), Slagstad (2003), Slagstad et al. (2014) og Granseth (2015).

Masteroppgaven til Slagstad (1998) omhandler Bymarka ofiolitten. Klemetsaunet ryodacitten blir også beskrevet i denne oppgaven. I oppgaven blir petrografien og geokjemien til de mafiske og felsiske bergartene i Bymarka undersøkt. Oppgaven gjør også rede for tektonisk opprinnelse til bergartene. Undersøkelsene gjort av Slagstad (1998) kan tyde på at Bymarka ofiolitten har gått gjennom en havbunnsmetamorfose. Vedeler (2013) skrev masteroppgave om bergartene på Klemetsaunet, Trondheim. Vedeler konkluderte med at ryodacitten hadde gått gjennom en regional metamorfose-prosess som et resultat av den Kaledonske fjellkjededannelsen. Ut i fra undersøkelser mente han at det ikke var noen bevis som tydet på at bergarten har gått gjennom havbunnsmetamorfose/metasomatisk prosess (Vedeler, 2013).

## 1.3 Geografisk beliggenhet og topografi:

Klemetsaunet er et avgrenset geografisk område i Trondheim kommune, Sør-Trøndelag (se fig. Figur 1). Området ligger nord på Byneset, og er lett tilgjengelig fra Riksvei 715. Det aktuelle området som har blitt undersøkt i forbindelse med denne masteroppgaven ligger langs strandlinja på et lite nes som stikker ut i Trondheimsfjorden, og strekker seg over et området på cirka 90 m. Topografien i det aktuelle området dipper svakt nedover mot havet. Over tidevannssoner er det bart fjell og lite vegetasjon. Berget er skuret og flere steder kan ferske brudd bli observert. Under tidevannssonen er deler av områdene dekket av tang og algelag.



*Figur 1 Klemetsaunets lokalitet, med Trondheim øst på det store bildet. Stort bilde hentet fra Kwartverket (u.å.). Lite bilde hentet fra Norkart AS (2015).*





## 2 Teori

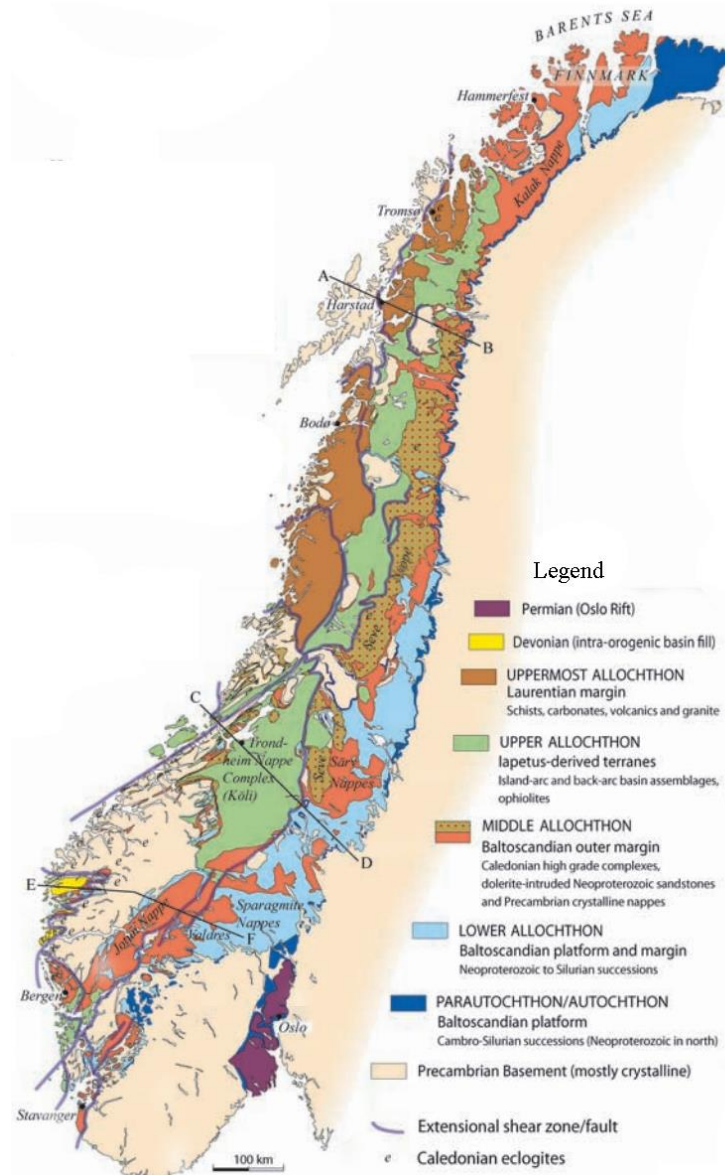
### 2.1 Regional og lokal geologi

#### 2.1.1 Kaledonidene

Store deler av Norges berggrunn består av rester fra den Kaledonske fjellkjeden. Restene strekker seg hele veien fra Stavanger-området i sør til Nordkapp i nord (Solli & Nordgulen, 2007). Den kaledonske fjellkjeden ble dannet ved en kontinentet-kontinent kollisjon mellom kontinentene Laurentia og Baltika (Gee, Fossen, Henriksen, & Higgins, 2008; Ramberg, Bryhni, Nøttvedt, & Norsk geologisk, 2007) I dag tilsvarer disse kontinentene henholdsvis Grønland og Nord-Amerika, samt Nord Europa og Russland. Iapetushavet, et forhistorisk hav som skilte kontinentene, begynte å lukke seg en gang i løpet av sent Kambrium, tidlig Ordovicium (Ramberg, Bryhni, Nøttvedt, & Norsk geologisk, 2007). Konvergerende krefter drev platene i bevegelse mot hverandre og en kollisjonen fant sted en gang i løpet av midtre Silur (Gee, Fossen, Henriksen, & Higgins, 2008). Prosessen førte til store forflytninger, høy deformasjon og metamorfose. Den østlige delen av Laurentia, sedimenter, havbunnskorpe og andre fragmenter som befant mellom kontinentene ble transportert østover som skyvedekker over det Baltiske kontinentet. Dette førte til en fortykning av kontinentalskorpen, og en massiv fjellkjede ble dannet (Torgeir B Andersen, Jamtveit, Dewey, & Swensson, 1991). Etter hvert stoppet de konvergerende kreftene opp. Uten drivende krefter, ble skyvedekkerne ustabile og fjellkjeden gikk dermed i gjennom en ekstensjonsfase i tidlig Devon (Torgeir B. Andersen, 1998; Ramberg et al., 2007). Strekningslineasjoner i Norge indikerer at ekstensjonen av den Kaledonske fjellkjeden skjedde i en V-NV-retning (Torgeir B. Andersen, 1998). Samtidig som skyvedekkerne gled tilbake ble fjellkjeden utsatt for erosjon av vær og vind, som førte til at den store fjellkjeden ble brutt ned.

Det kan det skilles mellom fire hoveddekkserier, eller allokton, i den Kaledonske fjellkjeden. Disse dekkeseriene kalles undre, midtre, øvre og øverste allokton (se *Figur 2*) (David Roberts & Gee, 1985). Skyvedekkerne i Skandinavia fra den Kaledonske fjellkjeden har en Ø-SØ-vergens etter forflyttelsen av Laurentia opp på Baltika (Gee et al., 2008; Greiling, Garfunkel, & Zachrisson, 1998). Dekkeseriene har en stor variasjon i både sammensetning, fra metasedimenter til vulkanske bergarter, og metamorfosegrad (T Grenne, Ihlen, & Vokes, 1999; Solli & Nordgulen, 2007). Alderen på disse bergartene varierer fra midtre Proterozoikum til Silur (D. Roberts & Wolff, 1981). Metamorfe mineraler funnet i Norge

indikerer at bergartene som ligger i de øverste dekkene har gått igjennom størst trykk- og temperaturendringer. Disse bergartene har i tillegg blitt transportert lengst (Ramberg et al., 2007).



Figur 2 Geologisk kart av de skandinaviske kaledonidene. Berggrunnskartet er delt inn i autokton (parautochthon/autochthon), undre allokton/dekkeserie (lower allochthon), midtre allokton/dekkeserie (middle allochthon), øvre allokton/dekkeserie (upper allochthon), og øverste allokton/dekkeserie (upper allochthon). Bilde hentet fra Gee et al. (2008), redigert.

Den undre dekkeserien ligger rett over det baltiske grunnfjellet (autokton), og er den dekkeserien som har blitt transportert kortest. Materialet i dekkeserien stammer fra den Baltiske randen eller det baltiske skjoldet (Greiling et al., 1998; Ramberg et al., 2007). Den

undre dekkserien har en variert sammensetning, men metasedimentære bergarter dominerer (Hacker & Gans, 2005).

Midtre dekkserien har et stort innhold av krystalline grunnfjell som gabbro og granitt, men inneholder også sedimentære bergarter som sandstein og konglomerat (Greiling et al., 1998; Solli & Nordgulen, 2007). Bergartene stammer fra den baltiske randen og eventuelle mikrokontinent som befant seg i Iapetushavet (Greiling et al., 1998; Ramberg et al., 2007). Den midtre dekkserien ble transportert lengre enn den undre dekkserien og har generelt gått gjennom høyere grad deformasjon med en metamorfosetopp i øvre grønnskifefacies (Greiling et al., 1998)

Den øvre dekkserien består av bergarter fra havbunnen til Iapetushavet. De vanligste bergartene i den øvre dekkserien er havbunnsskorpe og øybuesystem, samt sedimentære bergarter (Greiling et al., 1998; Hacker & Gans, 2005). De kjente dekkene Seve-Köli-dekkene befinner seg i den øvre dekkserien (Ramberg et al., 2007)

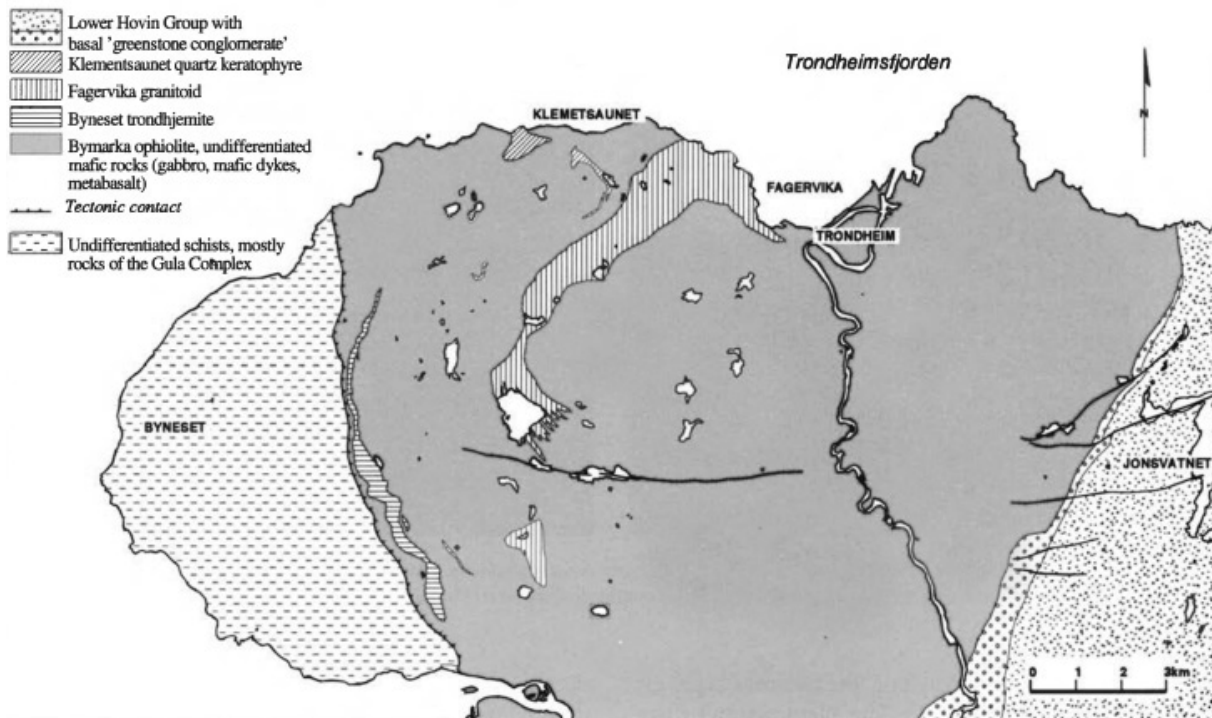
Den øverste dekkserien har blitt transportert lengst av de fire dekkseriene og gått gjennom den høyeste deformasjonen. Dekkserien inneholder materialet som stammer fra marginen til det Laurentiske kontinentet og rester fra mikrokontinent som lå mellom Laurentia og Baltika (Gee et al., 2008). Dekkserien består blant annet av marmor, skifer, gneis og store intrusjoner av granittiske bergarter (Greiling et al., 1998; Solli & Nordgulen, 2007)

## 2.2 Trondheimsfeltet og Bymarka ofiolitten

Trondheimsfeltet tilhører den øvre dekkserien i den kaledonske fjellkjeden og består av rester fra Iapetushavet som ble skjøvet opp ved fjellkjededannelsen. Feltet er geografisk avgrenset og strekker seg fra Otta i syd til nord i Trondheimsfjorden (Ofstedahl, 1981; Ramberg et al., 2007) Metasedimentære bergarter, som glimmerskifer, amfibolitt og fyllitt utgjør en stor del av Trondheimsfeltet, men eruptive bergarter er også utbredt (D. Roberts & Wolff, 1981; Solli & Nordgulen, 2007).

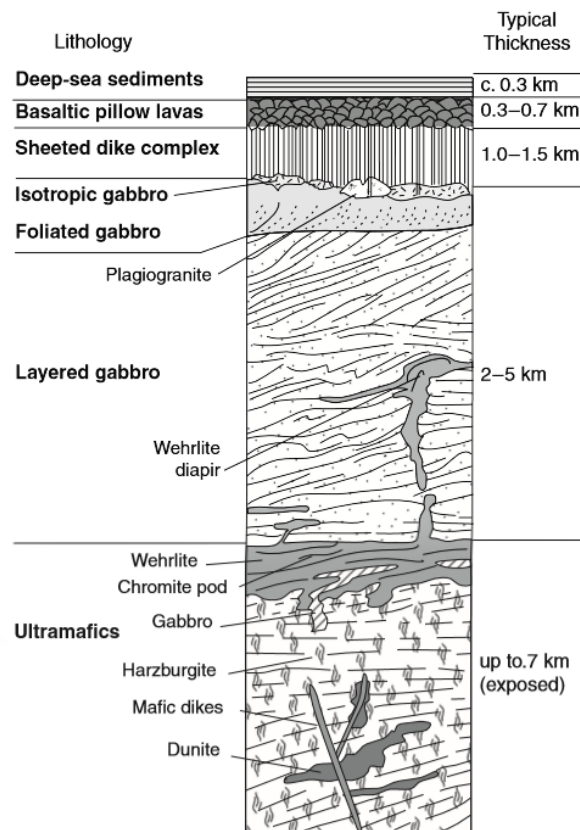
Vest på Byneset ligger Guladekket (se Figur 3). Guladekket består av metasedimenter og metavulkanskebergarter (O Nilsen, 1974). Det er grunn til å tro at Gula komplekset har vært en del av et såkalt mikrokontinent, som ble forkastet opp på det Baltiske kontinent (T Grenne

et al., 1999; Hacker & Gans, 2005; David Roberts et al., 2002). Gula komplekset har en tektonisk grense mot øst til Størendekket der Bymarka ofiolitten befinner seg (se Figur 3) (Slagstad, 2003).



Figur 3 Berggrunnskart over Trondheim kommune. Vest på Byneset ligger Gula komplekset som har grenser med Bymarka ofiolitten. Figur fra Roberts, Walker et al. 2002, redigert.

Bymarka-ofiolitten stammer trolig fra en suprasubduksjons-sone (T Grenne et al., 1999; Slagstad et al., 2014). Pseudostratigrafien til ofiolittkomplekset i Bymarka er fortsatt delvis bevart, selv etter en lang tektonisk deformasjonshistorie (se pseudostratigrafi til et ofiolittkompleks Figur 4, dette er ikke Bymarka ofiolitten) (David Roberts et al., 2002; Slagstad, 2003). Geokjemisk og stratigrafisk kan Bymarka ofiolitten sammenlignes med ofiolittene både på Løkken og Vassfjellet (Eide & Lardeaux, 2002; T Grenne et al., 1999; Tor Grenne & Roberts, 1980). Alle disse områdene er en del av Støren-gruppen, og det er grunn til å tro at disse ofiolittfragmentene er en del av et større ofiolittkompleks (David Roberts et al., 2002). I følge Tor Grenne and Roberts (1980) er de basaltiske grønnsteinene i Støren-gruppen antatt å ha en alder fra Kambrium til tidlig Ordovicium.



Figur 4 Figuren viser tykkelse og litologi for Semail-ofiolitten i Oman. Ofiolitten representerer en typisk ofiolittsekvens. Figur fra Winter (2014).

Bymarka inneholder bergarter fra flere stratigrafiske sekvenser fra ofiolittkomplekset (se Figur 4). Både gabbro, mafiske gangkomplekser og putelave er vanlige bergarter (D. Roberts & Wolff, 1981). I den nordvestlige delen av Bymarka ofiolitten dominerer medium- til grovkornet gabbro. I samme området er det vanlig med relativt tynne ganger av diabas som kutter gjennom gabbroen (David Roberts et al., 2002; Slagstad, 2003).

Selv om de mafiske bergartene dominerer i Bymarka ofiolitten er felsiske bergarter også tilstede (se Figur 3). De felsiske bergartene opptrer som ganger i varierende størrelse som kutter de mafiske bergartene. Bergartene har ulik geokjemiske og petrografiske egenskaper som tyder på at de er dannet på ulike måter. De felsiske bergartene kan deles inn i tre hovedtyper; Fagervika trondhemitt, Byneset trondhemitt og Klemetsaunet ryodacitt (David Roberts et al., 2002; Slagstad, 2003). U-Pb zirkonanalyser viser at Fagervika trondhemitten har en krystalliseringsalder på  $481 \pm 3$  Ma. Klemetsaunet ryodacitten har blitt datert til  $486 \pm 6$  Ma, mens Byneset trondhemitten har blitt datert til  $467 \pm 5$  Ma (Slagstad et al., 2014).

## 2.3 Klemetsaunets geologi

Klemetsaunet ryodacitten er en av tre felsiske bergarter i Bymarka ofiolitten, sammen med Fagervika trondhemitten og Byneset trondhemitten. Figur 3 viser et oversiktsbilde over Bymarka ofiolitten, og viser at Klemetsaunetryodacitten ligger nord på Bymarka. Figur 5 viser at ryodacitten opptrer over flere områder og grenser til den mafiske ofiolitten. Ryodacitten opptrer som ganger med en varierende tykkelse fra noen få meter, til flere hundretalls meter (David Roberts et al., 2002).



Figur 5 Berggrunnskart av nordlige Bymarka. Lys rosa farge er Klemetsaunet ryodacitten, mørk rosa farge viser Fagervika trondhemitt. Bildet er hentet fra Norges geologiske undersøkelse (u.å.).

Klemetsaunet ryodacitten ble mest sannsynlig dannet ved fraksjonert krystallisering av basaltisk magma, med en midthavsrygg lignende-sammensetning ved et «back-arc-basseng» (Slagstad, 2003). Ryodacitten inneholder flere intrusjoner av mafiske ganger. Disse mafiske gangene har en relativ lik geokjemisk sammensetning som de mafiske bergartene i Bymarka ofiolitten. Baser på denne informasjonen, og antakelsen om at ryodacitten trolig ble dannet i et havbunnsmiljø, er bergarten blitt tolket å ha blitt dannet samtidig som ofiolittkomplekset (Slagstad, 2003). Etter U-Pb zirkon analyser av Klemetsaunet av Slagstad et al. (2014) ble krystalliseringsalderen til ryodacitten bestemt på å være  $486 \pm 6$  mill. år.

Ryodacitten på Klemetsaunet skiller seg ut fra de andre felsiske bergartene i Bymarka ofiolitten på grunn av innholdet av relativt store, euhedrale porfyroblaster av granater og hornblende. Porfyroblastene er tolket til å være av metamorf opprinnelse (David Roberts et

al., 2002; Slagstad, 1998). Bergarten er mikrokrystallin og har rekrystallisert kvarts og albitt (David Roberts et al., 2002). Flere intrusive bergarter kutter gjennom Klemetsaunet ryodacitten. Dette er i hovedsak mafiske ganger, men Byneset trondhemitten kutter også gjennom Klemetsaunet ryodacitten i et område (Slagstad, 2003; Vedeler, 2013). Slagstad (2003) kom fram til at Byneset trondhemitten trolig ble dannet ved delvis oppsmelting («partial melting») av en mafisk bergart som er relatert til et havbunns/øybue-mljø. Byneset trondhemitten er tolket til å være en post obduksjons-bergart (Slagstad et al., 2014).

Flere navn har blitt benyttet for å beskrive bergarten på Klemetsaunet. I senere litteratur har bergarten blitt omtalt som både ryodacitt og plagiogranitt (David Roberts et al., 2002; Slagstad, 2003; Slagstad et al., 2014; Vedeler, 2013). En ryodacitt kan betegnes som en dagbergart der kvartsinnholdet er mer enn 20 % av de lyse mineralene i bergarten og plagioklasinnholdet ligger mellom dacitt og rhyolitt (Sigmond, Bryhni, Jorde, & Norges geologiske, 2013). Plagiogranitt kan betegnes som en bergart som er synonym til trondhemitt og leukokratisk tonalitt. Terminologien har også blitt benyttet for granittiske bergarter som har et lavt innhold av kalium og omhandler bergarter som faller innenfor trondhemitt-til kvarts-dioritt-feltet (Jackson, 2005). Coleman and Peterman (1975) foreslo terminologien «oceanic plagiogranite» (oseanisk plagiogranitt) som en fellesbetegnelse på felsiske bergarter fra ofiolittkompleks med et lavt kaliuminnhold. Både ryodacitt og (oseanisk) plagiogranitt kan benyttes for bergarten på Klemetsaunet.

## 2.4 Metamorfose

Innenfor petrologi brukes ordet *metamorfose* som en betegnelse på endringer i en bergarter i en solid tilstand både innenfor tekstur, mineralogi og i blant sammensetning. Metamorfose er drevet av flere prosesser som temperatur (T), trykk (P), migrasjon av fluider og deviatorisk spenning (Winter, 2010). Hvordan bergarten reagerer på en metamorf prosess kommer i stor grad an på sammensetningen til kildebergarten (protolitten) (Winter, 2010).

Ved en metamorf prosess er temperaturen den viktigste variabelen. Den øvre og nedre temperaturgrensen for metamorfose er varierende. Ifølge Spear (1995) er den nedre grensen på ca. 200 °C. Den øvre grensa for temperatur og trykk ligger på bergartens smeltepunkt. En maksimal grense kan likevel settes på rundt 900 °C-1000 °C (Spear, 1995). Når en bergart

går gjennom en deformasjon med en økende temperatur, kan dette føre til rekrystallisering i bergarten, og nye mineraler kan vokse fram om de gamle mineralene ikke lenger er stabile (Winter, 2010).

Trykk vil også spille en viktig faktor i en metamorf prosess. Litostatisk trykk (P) har en sammenheng med dypet (h), og kan gis med den gitte ligningen:

$$P = \rho gh \quad (1)$$

$\rho$  er tettheten til massen som ligger over og  $g$  er jordas tyngdeakselerasjon (Winter, 2010). I områder med aktiv fjellkjededannelse vil skorpen bli tykkere og trykket vil øke som følger av dette (Spear, 1995).

Når en bergart går gjennom en endring med økende temperatur (og trykk), blir prosessen kalt en prograd-metamorfoseprosess. Ustabile mineralfaser blir brutt ned, og nye stabile faser blir dannet. Dette fører ofte til frigjøring av fluider (Winter, 2010). Prosessen vil på et tidspunkt gå i retur med synkende P og T. Om fluider fortsatt er til stede i systemet, kan bergarten gå gjennom det som kalles en retrograd-metamorfoseprosess (Best, 2002; Winter, 2010).

En tradisjonell klassifisering av metamorfe prosesser ut i fra tektonisk miljø kan deles inn i følgende undergrupper (Fettes, Desmons, & Árkai, 2007):

- Kontaktmetamorfose
- Regionalmetamorfose
- Hydrotermal metamorfose
- Forkastningssonemetamorfose
- Impakt- eller sjokkmetamorfose.

I dette arbeidet er det viktig å nevne regionalmetamorfose og hydrotermal metamorfose (/metasomatisme). Regionalmetamorfose, er en metamorf prosess som skjer over et stor-skala område. En type regionalmetamorfose er orogense. Orogenese skjer når tektoniske-plater konvergerer mot hverandre som fører til en fjellkjededannelse. Denne type metamorfose bli ofte kalt «dynamotermal» som indikerer at både temperatur og trykk har vært innblandet i prosessen (Winter, 2010). Ved en kollisjon av tektoniske plater, vil en fortykning skje i skorpen. Dette fører til geotermale justeringer med en stigende temperatur (Winter, 2010). Ved en langvarig fjellkjededannelse kan flere prosesser med rekrystallisering og deformasjon finne sted, som kan føre til at tidligere prosesser ikke lenger kan observeres (Best, 2002).



I følge Zharikov, Pertsev, Rusinov, Callegari, and Fettes (2007), kan metasomatisme beskrives som en metamorf prosess der de kjemiske komponentene i en bergart blir endret ved interaksjonen mellom bergarten og fluider. De migrerende fluidene kan tilføre eller utarme bergarten med forskjellige kjemiske komponenter. Dette kan føre til at gamle mineraler endrer den kjemiske sammensetningen og nye mineraler vokser frem. Hele prosessen skjer mens bergarten er i en solid fase (Barton, Ilchik, & Marikos, 1991; Fettes et al., 2007).

Fluider kan transporteres på flere måter. En måte er ved hydraulisk oppsprekking. Denne oppsprekkingen dannes som et resultat av at fluidtrykket er høyere enn den tensile styrken til bergarten. Dette fører til en oppsprekking og gjennomstrømning av fluider (Putnis & Austrheim, 2010). Fluider og kjemiske komponenter kan også transporteres gjennom infiltrasjon og diffusjon (Korzhinskii, 1959). Ved infiltrasjons-metasomatisme blir komponentene transportert passivt i en bevegende poreløsning. Transporten blir drevet av fluidenes trykk-gradient, som fører til bevegelse (Winter, 2010). Diffusjons-metasomatisme er en prosess der komponenter selv beveger seg gjennom et medium. Mediumet kan enten være stillestående fluider eller en bergart. Drivkraften for diffusjon er gjennom den kjemiske potensiale-gradienten der migrasjon vil skje fra områder med høy kjemisk potensiale til lav kjemisk potensiale (Winter, 2010).

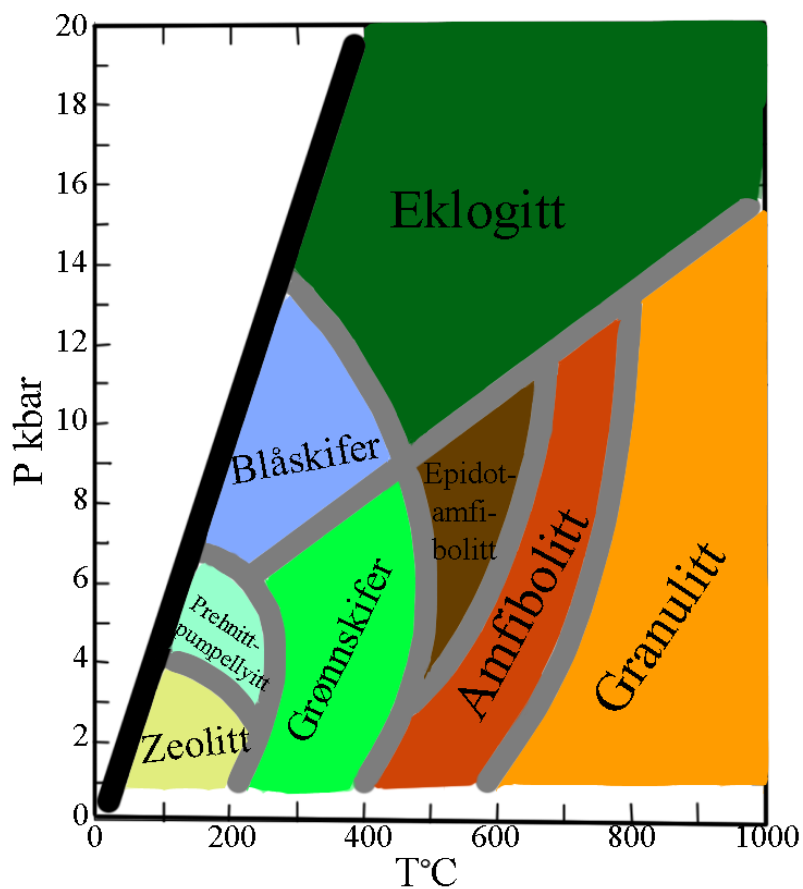
Et eksempel på metasomatisme er havbunnsmetamorfose. Havbunnsmetamorfose skjer ved sirkulasjon av fluider gjennom bergarter på havbunnen, dette skjer ofte ved spredningssenter i havbunnskorpa (Alt, Honnorez, Laverne, & Emmermann, 1986). Fluidgjennomstrømningen fører til økt trykk og temperatur som kan resultere i en metamorf prosesser (Prestvik, 2001). Humphris and Thompson (1978) gjorde undersøkelser av hydrotermale, deformerte putelave ved midthavsryggen for å finne ut hvilke kjemiske og mineralogiske endringer som hadde funnet sted. Bergarten som hadde gått gjennom hydrotermal deformasjon (lavt trykk, og varierende temperatur), viste et tap på Si og Ca og en anrikning på Na og Mg. Tapet og anrikningen av de utvalgte elementer kan korreleres med interaksjonen mellom havvann og bergarten. Utarming av Ca fra bergarter vil føre til Ca-rike fluider. Disse Ca-rike fluidene kan bli avsatt i andre områder som kan føre til en Ca-metasomatisk prosess (Pirajno, 2013). Ca-metasomatisme er en vanlig prosess i hydrotermale systemer i havbunnskorpen der epidiositter ofte blir dannet som et resultat av tilførsel av Ca fra fluidene (Schiffman & Smith,

1988).

J. R. Cann (1979) identifiserte fire forskjellige facieser ved havbunnsmetamorfose. Disse er «brownstone facies», zeolittfacies, grønskiferfacies og amfibolittfacies. Jo dypere ned i havbunnskorpen, jo høyere vil temperaturen og den metamorfe faciesen bli. Faciesene som er identifisert har omtrentlig samme mineralselskap som er vanlig ved metamorfose i andre miljø. Det er likevel noen unntak. Granater ikke er identifisert ved amfibolittfacies i havbunnsmetamorfose. Dette ettersom trykket ikke blir høyt nok ved metamorfosen (J. R. Cann, 1979).

#### 2.4.1 Trykk- og temperaturbestemmelser

Flere metoder kan brukes for å bestemme omtrentlig trykk (P) og temperatur til en bergart som har gått gjennom en metamorf prosess. Et eksempel er metamorf facies som kan sees i Figur 6.



Figur 6 P-T diagram som viser åtte forskjellige metamorfe-facies. Bildet fra Spear (1995), redigert.

Basert på mineralselskapet til en metamorf bergart kan man si noe om omtrentlig P-T. En bergart som har mineralselskapet kloritt + albitt + epidot (eller zoisitt) ± aktinolitt har trolig gått gjennom en metamorf prosess innenfor grønskiferfacies (se Figur 7) (Spear, 1995). Grønskiferfacies-feltet strekker seg fra ca. 200 °C- 400 °C og mellom 0 kbar -8 kbar (se Figur 6). Ved økende temperatur og lavt trykk vil bergarten gå over til amfibolittfacies. Ved middels trykk vil bergarten gå over til epidot-amfibolittfacies. Her er mineralselskapet albitt + hornblende + kloritt + granat + epidot stabilt i samme miljø (se Figur 7) (Spear, 1995). I amfibolittfacies vil epidot, kloritt, albitt og aktinolitt være ustabil og brytes ned til nye, stabile mineraler som Ca-rik feltspat og hornblende.

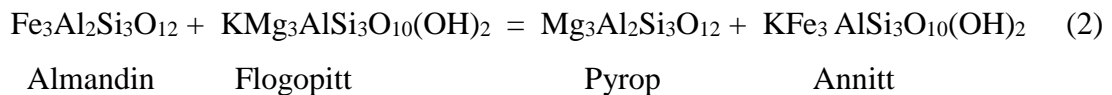
**Metamorf grad** →

Metamorf facies	Grønskifer	Overgangs-facies	Amfibolitt		Granulitt		
Albitt		-----					
Plagioklas		Oligoklas				Andesin	
Epidot			-----				
Aktinolitt		-----					
Hornblende		-----				-----	
Augitt				-----			
Ortopyroxen							
Kloritt		-----	-----				
Granat		-----	-----				
Biotitt	-----	-----	-----				
Kvarts	-----	-----	-----				
Fengitt	-----	-----	-----				
Cumingtonitt		-----	-----				
Sone for assosiert metapelitter	Kloritt-sone	Biotitt-sone	Granat-sone	Staurloitt- og kyanitt-sone	Sillimanitt-muskovitt-sone	K-feltspat-silimanitt-sone	Kordenitt-granat-sone

Figur 7 Figuren viser typisk endringer i mineralselskapet til metabasaltiske bergarter. Miljøet for den metamorfe utviklingen er ved middels trykk. Figuren viser også pelittiske soner av Barrovian-metamorfose. Figuren fra Winter (2014), redigert.

En annen metode som kan benyttes for P-T bestemmelser er geotermobarometriske metoder (geotermometri for temperatur, og geobarometri for trykk) (Spear, 1995). Enkelte mineraler oppfører seg sensitivt til endringer i temperatur og trykk og vil helst opptre i likevekt. Ut i fra

dette kan man si noe om metamorfosegraden bergarten har gått gjennom (Spear, 1995). Fe/Mg-forholdet mellom granat og biotitt er en viktig utvekslings-geotermometer (exchange geothermometer) (Ferry & Spear, 1978; Ravna, 2000). Likevektsreaksjonen som forklarer utvekslingen av Mg og Fe mellom sameksisterende biotitt (Flogopitt og annitt) og granat (almandin og pyrop), er følgende (Ferry & Spear, 1978) :



Det finnes ulike kalibreringer som kan benyttes som granat og biotitt-geotermometer. Geotermometeret til Ferry & Spear (1978) blir basert på at kun Fe og Mg mikses mens de andre komponentene mikser seg ideelt. Denne kalibreringen tar dermed ikke hensyn til andre elementer. Enkelte kalibreringer tar hensyn til at andre komponenter, som for eksempel Ca, ikke mikser ideelt (Ganguly & Saxena, 1984).

## 2.5 Geokjemi

Innenfor geokjemi omhandler hovedelementer vanligvis grunnstoffene Si, Al, Fe, Ti, Mg, Mn, Ca, K, Na og P. Kvantifisering av disse elementene er nyttig for flere formål, som blant annet bergartsklassifisering, men også for opprinnelsen og utviklingen til et magmatisk system (Rollinson, 1993; Winter, 2010). Sporelementer er elementer som vanligvis er mindre enn 0,1 wt % av bergartens masse. Sporelementer kan omhandle flere typer grunnstoff og er godt egnet til å bestemme petrologiske prosesser (Rollinson, 1993).

Enkelte sporelementer oppfører seg svært sensitivt til fraksjonering og kan dermed være nyttig å bruke for å bestemme det tektoniske-miljøet (Winter, 2010). Sporelementene oppføre seg kompatibel eller inkompatibel og vil dermed ha en preferanse for å enten solidariseres eller holde seg i smelten. Graden av kompatibilitet og inkompatibilitet vil varieres, og enkelte elementer kan oppføre seg både kompatibel og inkompatibel, avhengig av smeltens sammensetning (Rollinson, 1993). Elementenes partisjonskoeffisienten sier noe om distribusjonen av sporelementer mellom solid fase og smelte.

$$K_d = \frac{\text{Konsentrasjonen av sporelementet i solid}}{\text{Konsentrasjonene av sporelementer i smelta}} \quad (3)$$

Her vil kompatible elementer ha  $K_d > 1$  og inkompatible elementer ha  $K_d < 1$  (Best, 2002; Rollinson, 1993).

Elementenes mobilitet indikerer ofte hvordan elementer har oppført seg ved en post-magmatisk hendelse, som for eksempel metamorfose, forvitring og interaksjon med hydrotermale fluider (Rollinson, 1993). Miljø og bergartstype er avgjørende for hvordan elementene oppfører seg og i hvor stor grad elementene er immobil eller mobil (Floyd & Winchester, 1978). Sammensetning og stabiliteten til mineralene i den udeformerte bergarten vil påvirker mobiliteten. Temperatur, volum og sammensetningen av fluidene spiller også en stor rolle (Rollinson, 1993). Etersom miljø og bergartstyper spiller en stor rolle for elementenes mobilitet, er det også funnet forskjellige resultater om hvilke elementer som holder seg mobil og immobil. J. Cann (1970) mener at Zr, Y,  $TiO_2$ , Nb, Ce, Sc og Ga vanligvis oppfører seg immobil ved post-magmatisk prosesser. Finlow-Bates and Stumpf (1981) hevder derimot at bare  $TiO_2$  og Zr kan stoles på som immobil elementer ved intense hydrotermal deformasjon, mens Y, Sc og Nb i noen tilfeller kan oppføre seg mobile. Schiffman, Smith, Varga, and Moores (1987) mener derimot at Zr likevel kan oppføre seg mobilt ved et høyt fluid-stein-forhold. I følge J. Cann (1970) oppfører LILE ( Sr, Ba,  $K_2O$ , og Rb), seg vanligvis mobil ved post-magmatiske prosesser.

### **Røntgenfluorescens (XRF)**

XRF er en kvantitativ analysemetode som kan bli brukt til å bestemme grunnstoffsammensetningen i en prøve. Både hovedelementer og sporelementer kan kvantifiseres. Forenklet kan XRF-analysen forklares med at en intens gamma- eller røntgenstråler treffer overflaten av en prøve. Den høye energikilden fra strålene fører til at atomer i spesielle elementer emitterer en fluorescensstråle med en karakteristisk bølglengde tilbake. Ut i fra dette kan forskjellige grunnstoff, samt mengden av grunnstoffet bestemmes (Taggart, Lindsey Jr, Vivit, Bartel, & Stewart, 2002; Winter, 2010).

### **Røntgenkrystallografi (XRD)**

XRD er en metode som blir brukt for å identifisere mineralfaser. Røntgenstråler blir benyttet til å måle gitteravstanden mellom atomene. Dette blir gjort ved at røntgenstrålene reflekteres tilbake til en detektor. Basert på mønsteret som blir reflektert tilbake kan posisjonen til atomene bli beregnet ved hjelp av Braggs lov:

$$n\lambda = 2d \sin\theta \quad (4)$$

I analysen vil instrumentenes vinkel ( $\theta$ ) variere slik at alle vinklene på overflaten blir målt. På grunnlag av dette kan forskjellige krystallstrukturene til mineralene bli identifisert og kvantifisert (Dinnebier, 2008).

### **Sveipeelektronmikroskop (SEM)**

SEM er et instrument som kan brukes for å oppnå bilder med en høy forstørrelse. Dette blir oppnådd ved at elektronstråler med en svært kort bølgelengde blir sendt ut til en overflate. Elektronene blir reflektert fra flaten tilbake til en detektor som fanger de opp og man får et høyoppløselig bilde av overflaten. (Sutton, Li, Joy, Reynolds, & Li, 2007; Winter, 2010) I SEM vil mineraler med «tunge» elementer (for eksempel Fe, Ti) opptre som lysere enn mineraler med lette elementer. EDS (energy dispersive spectrometers) kan kobles til SEM-maskinen for kjemisk kartlegging av elementene som er tilstede.

### **Mikrosonde (EMP)**

Mikrosonde er en kvantitativt analysemetode av hovedelementer. Mikrosonde virker ved at en fokusert stråle av elektroner treffer et ønsket punkt. Når elektronene treffer overflaten blir karakteristiske elektronstråler fra forskjellige grunnstoffene reflekteres tilbake. Disse blir identifisert basert på bølgelengden og kvantifisert basert på mengden. Elektronstrålene i mikrosondeundersøkelser kan avgrenses til et lite område, ned til noen få  $\mu\text{m}$  i diameter. Analysemetoden egner seg dermed bra for mineralkjemisk analyser på grunn av strålens presisjon (Rollinson, 1993).

### **CIPW-normalisering**

CIPW normalisering er et system utviklet av Cross, Iddings, Pirsson, and Washington (1902) for å estimere det hypotetiske eller idealiserte mineralinnhold ut fra en kjemisk bulkanalyse. De utregnede resultatene vil gi en kvantitativ representasjonen av mineralene som er forventet å krystalliseres fra smelten ved en gitt temperatur (Winter, 2010). Estimater fra utregningene vil være den normaliserte mineralogien til en bergart. Den modal-mineralogien er den faktiske mineralsammensetningen til bergarten. Ved noen tilfeller vil norm-beregningene ligge tett opp til den modale mineralsammensetningen, mens hos andre bergarter vil norm-beregningene avvike fra den modale mineralsammensetningen. Dette kan skje for bergarter som har gått gjennom en metamorf prosess og har endret mineralogien i etterkant. CIPW-normaliseringssystemet er dermed ikke et helt komplett system (Currie, 1991; Winter, 2010).

### 3 Metoder

#### 3.1 Feltarbeid og innsamling av prøver

Hovedformålet med feltarbeidet var å kartlegge området geologi, samt å samle inn steinprøver til tynnslip og kjemiske analyser. Feltarbeidet ble gjennomført i siste halvdel av juni 2015 og noen dager i løpet av høsten 2015. Utstyr som ble benyttet under feltperioden var et kompass av typen Brunton geo med libelle. Kompasset måler fall og fallretning (se Figur 8). Annet utstyr som ble benyttet er feltbok, fargeblyanter, kart, lupe, kamera, meisel og hammer.



*Figur 8 Bildene viser utstyr som ble benyttet i feltarbeid. Bildet til venstre viser meisel og hammer ble benyttet ved innsamling av prøver. Bildet til høyre viser kompasset som ble benyttet for målinger av fall og fallretning av typen Brunton geo. (Foto: privat).*

Innsamling av prøver ble gjort i tre omganger. Den største prøveinnsamling fant sted i juni, sommeren 2015. De to siste innsamlingene ble utført i starten og slutten av september samme år. Et representativt antall prøver ble systematisk samlet inn ved forskjellige lokaliteter i det aktuelle området på Klemetsaunet ved hjelp av hammer, meisel, og elektronisk steinsag. Prøvene ble tildelt feltnavn med tusj og eventuelle lineasjoner ble tegnet på. De utvalgte prøvene ble hentet med tanke på strukturer, mineralinnhold eller andre interessante observasjoner. Til sammen ble 21 stuffer hentet i felt og gjort om til 28 prøver til geokjemisk analyser. Oversikt over prøver og tynnslip kan bli funnet i Tabell 1. Ved frakting av prøvene fra felt ble prøvene holdt hver for seg selv ved transportering for å unngå krysskontaminering.

## 3.2 Tynnslip

Tynnslip ble preparert ved at stoffene fra felt ble kuttet i ønsket snitt med hensyn på lineasjon og orientering. En mal av et tynnslip ble plassert på et ønsket området på steinflaten. Noen av de innsamlede prøvene ble markert med orientering. Disse orienteringen ble overført til tynnslipene med en orientert pil. Flere polariserte tynnslip ble senere laget ved Sliplaboratoriet ved Instituttet for geologi og bergteknikk (IGB), NTNU, i størrelsen 28x48 mm. Til sammen ble det preparert 30 tynnslip.

## 3.3 Kjemiske analyser

Preparering av prøvene til kjemiske analyser ble utført i flere trinn. Første steg var å fjerne uønsket materiale som eroderte flater og biologisk materiale. Dette ble sagt bort ved hjelp av Diamantsag 2 ved Ingeniørgeologisk laboratorium ved IGB. Prøvene ble knust og malt til svært finkornet materiale i flere forskjellige knuse- og møllemaskiner. Dette ble utført i «finknuserommet» i oppredningslaboratoriet ved IGB. Alle maskinene ble godt rengjort med støvsuger, trykk-luft, sprit og papir mellom nedknusing av hver prøve. Mellom hvert knuse- og mølle-trinn ble prøvene veid. Svinn av prøvemateriale kan sees i Vedlegg F 1. Utstyret som ble benyttet til nedknusing av prøvene kan oppsummeres med følgende nedknusningsrekkefølge:

**Skallebanker → Kjefteknuser → Skiveknuser → Skivesvingmølle**

Skallebankeren ble benyttet i første trinn for å dele prøve ned i mindre biter. Videre ble grovknusemaskin Retch kjefteknuser (BB 300) benyttet. Denne ble benyttet til partikkelreduksjon, fra små håndstykker til ca. 0,5 cm. Kjefteknuseren ble benyttet i to omganger, med to forskjellige størrelser, slik at materialet kunne bli brukt i skiveknusemaskinen. I skiveknusemaskinen ble materialet finknust til 0,001 mm → 20 mm størrelse (info på maskin).

En splitter ble benyttet for å få en representativ mengde av prøven på omtrentlig 30 g. Videre ble prøvene overført til skivesvingmøllen for finmaling. Komponentene i skivesvingmølla består av agat. Her ble prøvene først kjørt i 2 minutter. Prøvematerialet ble samlet på et ark.



Herfra ble tre små skjær materiale tatt ut tilegnet XRD-analyse. Den resterende mengden av materialet ble ført tilbake til skivesvingmøllen og kjørt i 2 minutter og 30 sekunder. Dette materialet ble tilegnet XRF-analyser. En standardtest ble utført for å bestemme om prøvene var nok nedknust. Dette ble gjort ved å ta en liten del av prøven og gnu den finmalte massen mellom tommel og pekefingeren. Prøven ble regnet som godt nok oppknust om man ikke kjente individuelle korn. Om man fortsatt kunne kjenne individuelle korn, ble prøvene kjørt i skivesvingmøllen i 1-2 min ekstra. Det finknuste materialet ble så samlet på et rent papir og deretter lagt i en papirpose.

Etter at alle prøvene var finknust og delt i to deler tilegnet til XRD og XRF, ble prøvene tatt med videre til Kjemisk- /mineralogisk laboratorium på IGB for videre preparering til geokjemiske analyser.

### **XRF-hovedelementer**

Glasspiller ble laget for XRF-hovedelement-analyse. Disse ble dannet ved at 2,5 g prøvemateriale ble målt og lagt i keramikkskåler. Alle prøvene ble så glødet i glødeovn en og en halv time på 1000 °C. Skålene med materialet ble så veid for å beregning av glødetap (LOI, se Vedlegg F 2). Prøvematerialet ble overført til små dramsglass. Herfra ble 0,5 g prøve og 5,0 g litiumtetraborat blandet og tømmt i en aluminiumskål. 60 µl litiumiodid ble tilsatt før prøvene ble satt i en Claisse Fluxy glødemaskin. De smeltede prøvene ble tømmt over til pilleformer. BRUKER S8 Tiger ble benyttet ved XRF-hovedelementanalyser av glasspillene med et 4 kW X-ray spektrometer. To forskjellige standardtester ble analysert for både XRF-hovedelementer og -sporelementer. De standardiserte testene ble kontrollert i etterkant. Til sammen ble ti forskjellige hovedelementer analysert.

### **XRF-sporelementer**

For XRF-sporelementer ble pressede piller benyttet. 2,4 g av bindemiddelet LICO-voks og 9,6 g prøvematerialet ble blandet sammen i en plastkopp sammen med ei plastkule. Prøvene ble ristet i ristemaskinen MU-XRF-mixingset i to minutter for å få en homogen blanding. Materialet ble så forsiktig tømmt ned i Herzog pillepresse. Prøvene ble presset omtrentlig ett minutt på 200 kN. De ferdig pillene ble så analysert i BRUKER S8 Tiger med programmet GEO-QUANT. Til sammen ble 24 sporelementer analysert.

## **XRD**

Én toppet skje av prøvematerialet tilegnet XRD og 10 ml sprit ble overført til en boks som hørte til mikroniseringsmøllen. Hver prøve ble kjørt i to minutter på mikroniseringsmøllen med komponenter av avrundete agatepellets. Etter mikroniseringsmøllen ble prøven tømt gjennom ei rist, og ned i en petriskål. Sprit ble brukt til å skylle delene som ble brukt. Skålene ble satt i et tørkeskap og sto i overkant av en time på 100 °C. Etter at prøvene hadde stått i varmeskap ble prøvene skrapet til pulver og presset inn i en pilleformet glass. Prøvene ble analysert i XRD-maskinen Bruker D8 Advance. Instrumentet hadde følgende innstillinger: spenning 40 kV, strøm 40 mA. Bølgelengde  $\lambda_{\text{CuK}\alpha 1}=1,54056 \text{ \AA}$ . Vinkelområde 3-65°(2 $\theta$ ) med en økning på 0,0009°/s.

### 3.4 Mikroskopering

Undersøkelser av tynnslipene ble gjort med gjennomlys der både polarisert- og krysspolarisert lys ble benyttet (PPL og XPL). Pålys ble benyttet ved undersøkelser av opake mineraler. For å ta bilder av tynnslipene ble et mikroskop av type Olympus BX51 TRF med et kamera festet på seg benyttet. Programmet ProgRes Capture Pro 2.9.0.1. ble brukt for billedtaking.

### 3.5 Sveipelektronmikroskop (SEM)

Til sammen ble ti tynnslip plukket ut til SEM-analyser. Før tynnslipene ble undersøkt ble alle tynnslip preparert med et tynt lag med karbon. Analysene ble gjennomført på Elektronmikroskoplaboratoriet ved IGB, på instrumentet Zeiss SUPRA 55VP SEM. Analysemetoden ble i hovedsak benyttet for å gjenkjenne de forskjellige mineralfaser samt å ta bilder. Både «element mapping» og «point mapping» i EDS ble benyttet for undersøkelser av grunnstoffene tilstede. Undersøkelsene ble vanligvis gjort med «aperture size» 60  $\mu\text{m}$ , arbeidsdistanse (working distance) på ca. 10mm og EHT på 20 kilovolt (kV).

### 3.6 Elektronmikrosonde (EMPA)

Elleve tynnslip ble benyttet ved elektronmikrosonde-analysene. Analysene ble gjennomført på Elektronmikroskoplaboratoriet ved IGB. Mikrosonde ble i hovedsak brukt for å bestemme

mineralkjemi til mineraler ved interesse. Innstilliger som ble benyttet er akselrasjonsspennning på 15 keV og elektronsstrålestrøm på 20 nA. Egne program ble benyttet ved analyser av forskjellige mineraler. Amfibolprogram omhandlet mineralene: amfibol, kloritt, muskovitt og biotitt. Et eget program ble benyttet for plagioklas, karbonater og granat. Defokus-størrelsen til de forskjellige programmene er som følger: amfibol= 2µm, plagioklas= 5 µm, karbonat= 5 µm og granat= 2 µm.

### 3.7 Kart

I forberedelsene med feltarbeid ble et kart fra Norges Kartverk benyttet i kartleggingsprosessen under feltperioden. Prøver og andre observasjoner ble knyttet til beliggenhet på kartet.

### 3.8 Helse, miljø og sikkerhet

I forkant av feltarbeidet ble feltkontrakt skrevet. Her ble ulike risikoer vurdert, som senere ble tatt i betraktning under feltarbeidet. Selve prøvetagningsområdet (se Figur 1) ligger ulendt til og vær og føreforholdene ble derfor vurdert slik at uhell ikke skulle skje.

Et nettbasert HMS-kurset «NTNU - HSE in the laboratories» ble gjennomført før arbeid på laboratorium startet. Påkrevd lokal opplæring ble også gjennomgått sammen med laboratorieansvarlig før arbeid på de forskjellige laboratoriene ble satt i gang. På Ingeniørgeologisk laboratorium (på IGB) ble verneutstyr og andre innretninger tatt hensyn til. Blant annet ble vernesko, kjeldress, vernebriller og hørselsvern benyttet ved kutting av prøver. Ved «finknuslaben» i oppredningslaboratoriet ved IGB ble vernesko, laboratoriefrakk, vernebriller og munnbind brukt.

### 3.9 Databehandling

I etterkant av feltperioden ble kartdata, observasjoner og strukturelle målinger fra området lagt inn i programmet ArcMap v.10.2 fra Esri. Koordinatene fra prøveheitingen ble georeferert fra punktene i ArcMap. For en tredimensjonal fremstilling av Klemetsaunet ble data fra ArcMap lagt inn i LeapFrog Geo. Programmet Stereonet 9, Rick Allmendinger 2014

ble benyttet for å plote strukturgeologiske data. IoGas v.6.1, RELFLEX, ble benyttet for å plote diagram til oppgaven fra geokjemiske resultat. Photoshop CS5 ble benyttet for å redigere bilder.

### 3.10 Metodevurdering og feilkilde

Kontaminering av prøvene kan være en mulig feilkilde. En eventuell kontaminering kan komme fra flere kilder, både fra miljøet, krysskontaminering mellom prøvene, men også fra apparatene som ble brukt til nedknusning. I oppgaven ble prøvematerialet behandlet på best mulig måte for å unngå en slik kontaminering. For å unngå at biologisk- og erodert materiale skulle kontaminere prøvene ble dette fjernet med sag. Prøve KIAP01 og KIV03 ble nedknust uten at eventuell erosjonsflater eller biologisk materialet ble fjernet og uten veiing ved de to første knusetrinnene. Prøvene var uten store mengder erosjon eller biologisk materiale og ble likevel vurdert å ta med videre til kjemisk analyser. For å minimere eventuell krysskontaminering mellom prøvene ble alle maskinene som ble benyttede til knusing og mølling godt rengjort med støvsuger, trykk-luft, sprit og papir. Ved noen tilfeller ble det igjen rester av materialet i skivesvingmølla som var vanskelig å fjerne ved vasking. Kvartskorn ble kjørt i ett til to minutter i møllen for å fjerne disse rester.

Både kjefteknuseren og skiveknuseren som ble benyttet inneholder komponenter av wolframkarbid. Wolframkarbid (tungstenkarbid) er et veldig hardt metall og slitesterkt materiale. Dette gjør at det egner seg godt til oppknusning av annet materiale (Suryanarayana, 2001). Likevel er oppknusning ved hjelp av wolframkarbid ikke uten konsekvenser. Ettersom wolframkarbid er et svært tungt metall kan en kontaminering av metallet til det oppknuste materialet forekomme mens knusning og møllingen pågår. (Suryanarayana, 2001). Skivesvingmølla og mikroniseringsmølla inneholder komponenter av agat. Resultater fra flere analyser gjort av Hickson and Juras (1986) med nedknusning med agat viste at det ikke ble målt kontaminering fra agat. Eventuelle kontamineringer fra maskiner vil uansett trolig være små og mest sannsynlig ubetydelig i denne oppgaven.

Prøvematerialet som ble benyttet i XRD-analyser ble kjørt gjennom en mikroniseringsmølle med avrundet agatepelletsene. Dette er en fordel for å unngå en foretrukken retning på visse mineraler som for eksempel glimmermineraler. En foretrukket retning vil gi en innvirkning på

den relative intensiteten på refleksjonen, og kan dermed innvirke på resultatene (Langford & Louer, 1996). Ved å bruke denne mølla forsøker man å unngå dette.

Prøvene hadde et tap av materiale i knuse- og mølleprosessen Vedlegg F 1 Fra prøvene gikk i skallebanker og var ferdig med skiveknuseren hadde en betydelig prosentandel av prøvene gått bort på grunn av svinn i knuse- og møllemaskinene. Av de 28 prøvene (to prøver ble ikke ble veid, prøve K1AP01 og K1V03) forsvant det i snitt 16,2% materiale fra start til slutt.

Skallebankeren hadde minst svinn med et snitt på 0,73%, mens kjefteknuseren hadde et svinn i snitt på ca. 2,1%. Mest materialet forsvant i skiveknuseren, der det forsvant i snitt ca. 10,0% materiale. Prøvene som ble brukt til XRF-hovedelementanalyse ble veid før de ble glødet (se Vedlegg F 2). Prøvene hadde et tap av masse fra denne glødningen (LOI). Glødetapet vil vise et mål på tap av væske som H<sub>2</sub>O og CO<sub>2</sub> i prøven. Oksidering av jern er også en viktig parameter (Lechler & Desilets, 1987).

GPS ble ikke benyttet til georeferering av punkter der prøvene ble tatt. Prøvene ble georeferert i etterkant i ArcMap (se Vedlegg A). Kartet som ble benyttet til kartlegging under feltperioden er detaljert med en høydekvote på 1 m, det var dermed mulig å gjenkjenne hvor man var på kartet under prøvetaking for å markere direkte. Ettersom GPS ikke ble benyttet kan den eksakte lokaliseringen til prøvene likevel gi noe ukorrekte koordinater.



## 4 Bergartsbeskrivelser

### 4.1 Innledning

I dette kapitlet vil en generell petrologisk og mineralogisk beskrivelse av geologien på et avgrenset område på Klemetsaunet bli lagt frem. Dette innebærer både observasjoner i felt, samt petrografiske beskrivelser av tynnslip som vil gi en meso- til mikroskala oversikt over området. Resultatene fra kartlegging av området kan sees i Figur 9. Vedlegg D viser 3D-kart over det undersøkte området på Klemetsaunet ryodacitten.

Tre dominerende bergarter befinner seg i det aktuelle området, Klemetsaunet ryodacitt, Byneset trondhemitt og mafiske ganger. Bergartene er kort oppsummert under.

#### **Klemetsaunet ryodacitt**

En felsisk bergart med porfyroblastisk tekstur. Bergarten inneholder porfyroblaster av granat og hornblende. Grunnmassen er delvis rekrystallisert og er svært finkornet til finkornet (se 4.2 Klemetsaunet ryodacitt).

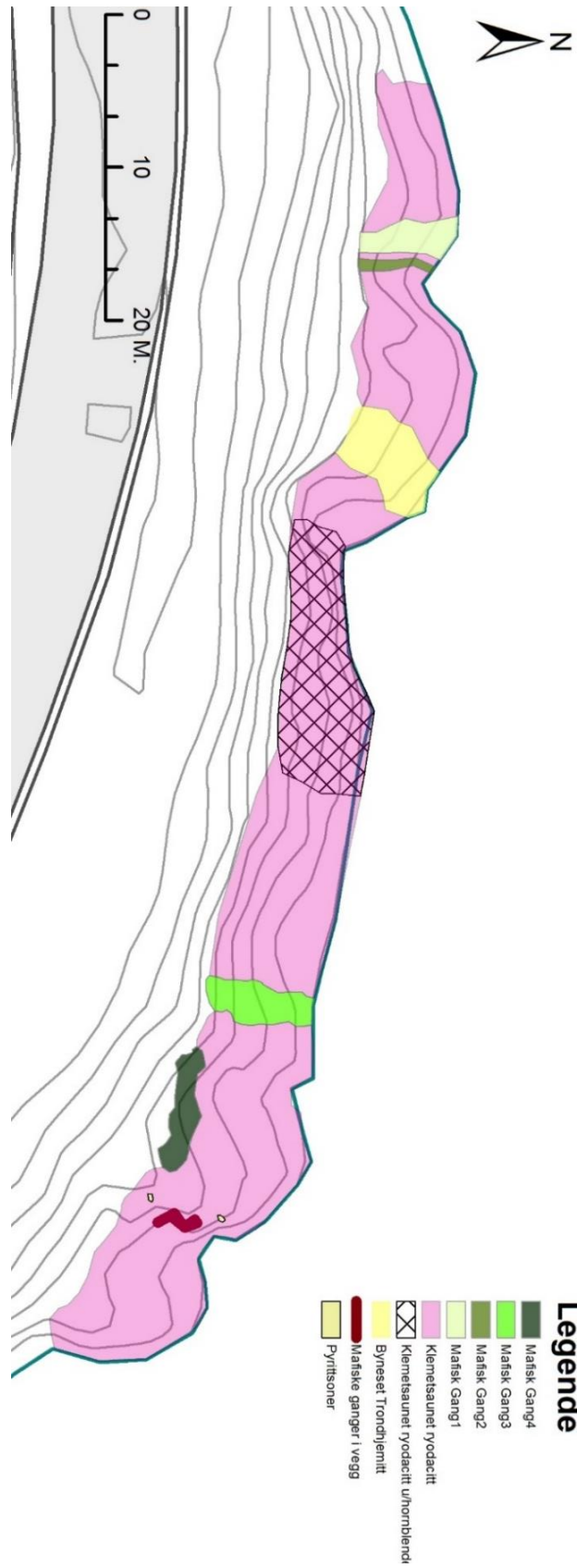
#### **Byneset trondhemitt**

En felsisk gangbergart med en magmatiske tekstur. Bergarten har et relativt lavt innhold av hornblende som er helt eller delvis nedbrutt av kloritt (se 4.3 Byneset trondhemitt).

#### **Mafiske ganger**

Fire forskjellige tavleformede og uregelmessige mafiske ganger kutter gjennom ryodacitten (se 4.4 Mafisk ganger). Disse mafiske gangene blir beskrevet som grønne mafiske ganger. På én lokalitet ligger flere relativt tynne mafiske ganger i en vegg av ryodacitten. Disse mafiske gangen har et høyt innhold av hornblende (se 4.4.2 Mafiske ganger i ryodacittvegg). Gangene på denne lokaliteten blir i denne oppgaven beskrevet som mafiske ganger i en ryodacittvegg.

For makroskopiske og mikroskopiske trekk fra felt, stuffer og tynnslip, har klassifiseringer og termer fra kompendiet «Teksturelle termer i magmatisk og metamorf petrografi» av Odd Nilsen (1983) blitt benyttet i denne oppgaven.



Figur 9. Petrologisk kart over området på Klemetsaunet, Trondheim. Høydekvote 1 m. Kartdata fra Kartverket (u.å).



Tabell 1 viser en oversikt over prøver og tynnslip som er preparert til denne oppgaven. Oversikt over hvor disse prøvene er hentet kan sees i Vedlegg B. Vedlegg M viser samtlige tynnslip som er representert i Tabell 1.

*Tabell 1 Tabellen viser en oversikt over prøver og tynnslip. Forkortelsen UH viser til prøver fra Klemetsaunet ryodacitten hentet i et område uten hornblende, mens MH viser til prøvene hentet i område med hornblende (se 4.2 Klemetsaunet ryodacitten for mer beskrivelse). Prøve 2.1 er en relativ stor heterogen prøve fra ryodacitten (se 6.2 Metasomatisme i ryodacitten, prøve 2.1)*

Beskrivelse	Prøvenavn	Tynnslip
Klemetsaunet ryodacitt MH	K1A01	K1A01-T1, K1A01-T2
Klemetsaunet ryodacitt MH	K1A02	K1A02-T1
Klemetsaunet ryodacitt MH	K1A03	-
Klemetsaunet ryodacitt UH	K1A04	K1A04-T1, K1A04-T2
Klemetsaunet ryodacitt UH	K1A05	-
Klemetsaunet ryodacitt MH	K1A06	K1A06-T1, K1A06-T2
Klemetsaunet ryodacitt MH	K1A07	K1A07-T1, K1A07-T2, K1A07-T3, K1A07-T4
Klemetsaunet ryodacitt MH	K1A08	K1A08-T1
Klemetsaunet ryodacitt MH	K1A09	K1A09-T1
Klemetsaunet ryodacitt MH	K1A10	K1A10-T1
Klemetsaunet ryodacitt- pyrittzone	K1AP01	K1AP01-T1
Byneset trondhemitt	BT01	BT01-T1
Byneset trondhemitt	BT02	BT02-T1
Mafisk gang – Gang 1	MI01	MI01-T1
Mafisk gang – Gang 3	MI02	MI02-T1
Mafisk gang – løsblokk	MI03	MI03-T1
Mafiske ganger i vegg	KIV01	KIV01-T1
Mafiske ganger i vegg	KIV02	KIV02-T1
Mafiske ganger i vegg	KIV03	KIV03-T1
Mafiske ganger i vegg	KIV04	KIV04-T1, KIV04-T2
Mafiske ganger i vegg	KIV05	KIV05-T1
Prøve 2.1	S01	S01-T1 (overlappende)
Prøve 2.1	S02	
Prøve 2.1	S03	S02-T1 (overlappende)
Prøve 2.1	S04	
Prøve 2.1	S05	S03-T1 (overlapper også delvis med S04)
Prøve 2.1	S06	-
Prøve 2.1	S07	S04-T1

## 4.2 Klemetsaunet ryodacitt

Klemetsaunet ryodacitten er den dominerende bergarten i området som ble undersøkt. På bakgrunn av observasjoner gjort i felt, har ryodacitten blitt delt inn i to undergrupper. De to undergruppene er som følger:

### **Klemetsaunet ryodacitten uten hornblende (UH)**

Et område i Klemetsaunet ryodacitten som strekker seg over flere meter der hornblende ikke er tilstede. Området kan sees i Figur 9. Flere granater i området opptrer med rustringer, selv om dette også er observert i området med hornblende.

### **Klemetsaunet ryodacitten med hornblende (MH)**

Resterende området av ryodacitten som inneholder hornblendemineraler spredt i grunnmassen. Området kan sees på kart i Figur 9.

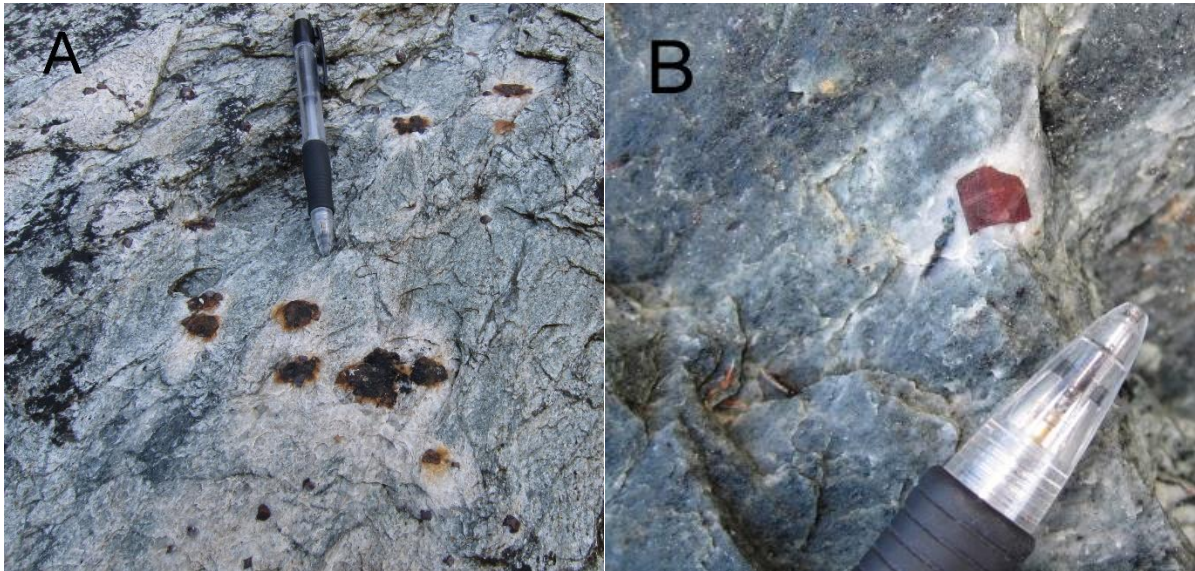
Klemetsaunet ryodacitten blir kuttet av flere mafiske gangbergarter og av én felsisk gangbergart (Byneset trondhemitt). Bergartene som kutter ryodacitten har grenser som er godt blottlagt (se Figur 32 og Figur 27). Kontakten til gangbergartene er skarp og ingen synlig deformasjonsstrukturer ble observert på ryodacitten langs grensen til gangene.

Bergarten opptrer noe heterogent, med en variasjon i både tekstur, mineralinnhold og farge. Ryodacitten har hovedsakelig en hvit/grå forvitningsfarge. Fargen varierer enkelte steder over til blågrå, og rødlig. Overgangen mellom disse fargeforskjellene er flytende. Det kan også observeres at bergarten har relativt små partier med en grønnlig farge. Dette skyldes et høyt innhold av epidot (se Metasomatisme i ryodacitten, prøve 2.1). Bruddfargen varierer på samme måte som på de eroderte flatene, men har generelt en hvit/grå farge.

Ryodacitten har en porfyroblastisk tekstur med porfyroblaster av granat og hornblende. Der porfyroblastene sameksisterer, korrelerer vanligvis mineralstørrelsen på hornblenden og granatene. Porfyroblastene ligger i en finkornet til svært finkornet, mikrokrystallin grunnmasse.

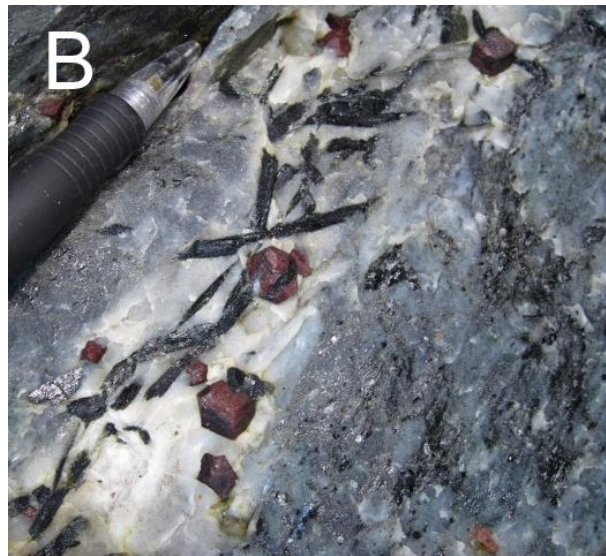
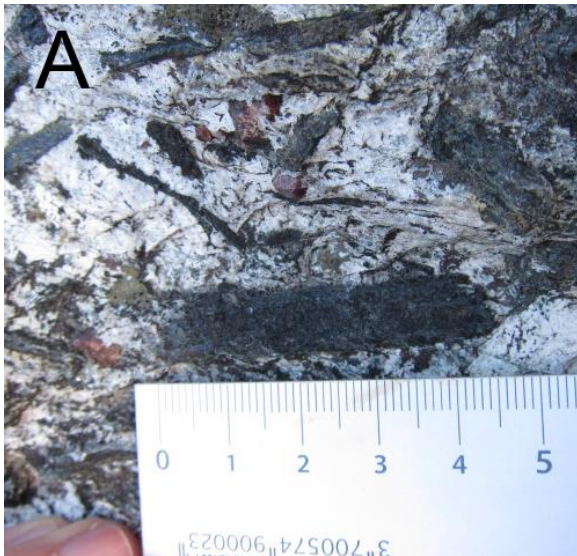
Granatene opptrer som rombedodekadriske, euhedrale porfyroblaster i grunnmassen. Fargen

varierer fra mørk- til lys-rødbrun og har en matt eller glassaktig glans. Granatene er relativt jevnt fordelt over ryodacitten. Krystallene har en størrelse opp til 1 cm, men er vanligvis mellom 0,3 mm-0,7 mm. I noen områder opptrer pyritt som inklusjoner inne i, og rundt granater. Dette har ført til rustringer rundt granatene (se Figur 11A). Hvite diffusjonshaloer rundt granatene er vanlig over hele området på Klemetsaunet (se Figur 11 A og B).



*Figur 10 Bilde A viser granater med inklusjoner av pyritt som har dannet rustringer i grunnmassen. Bilde B viser en euhedral granat i grunnmassen. Rundt granaten er en lys diffusjonshalo. Dette kan også sees i bilde A.*

De porfyroblastiske hornblendene i grunnmassen har en prismatisk krystallutvikling og korn opp til 4.5 cm langs c-aksen har blitt observert i felt (se Figur 11). Mineralene er sorte med lysgrønne kanter og har en glassaktig til matt glans. Den grønne fargen kommer fra deformasjon av kloritt langs kantene til mineralene. Stikkprøver av c-aksens orienteringen ble gjennomført i to områder (se Figur 12). Stikkprøvene viser at c-aksen til hornblendemineralene har en N-S-trend med et svakt fall. Enkelte c-akser til mineralene ser likevel ut til å ha en tilfeldig orientering.

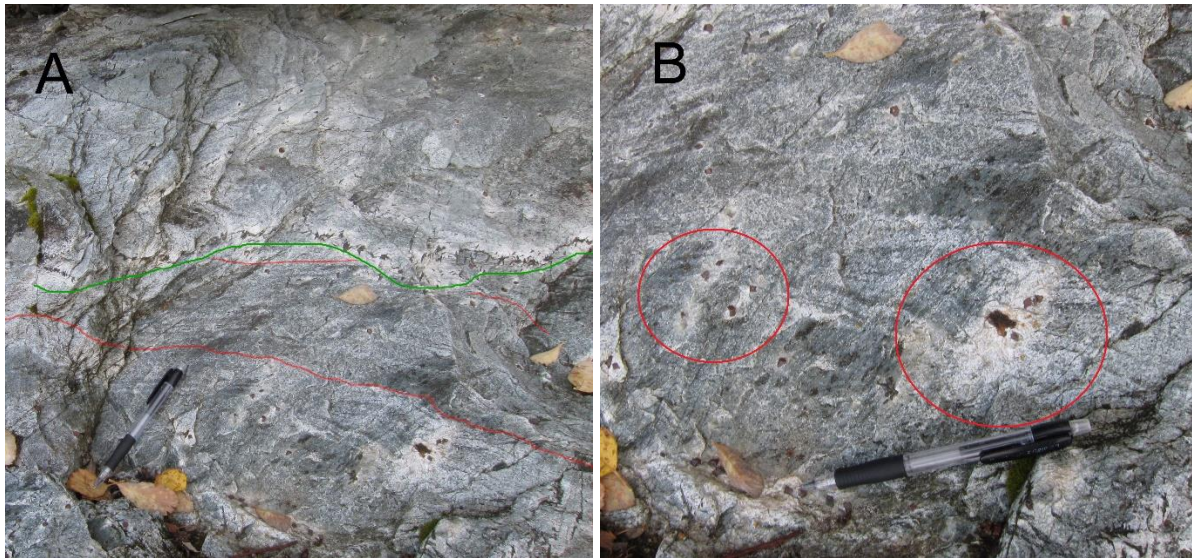


Figur 11 Bilde A viser flere store prismatisk hornblender i grunnmassen. Mineralene har en sort farge, med en grønnaktig farge i kantene. Bilde B viser nærbilde av en hornblendeåre. Åren har en bleket sone langs hornblendemineralene som kutter grunnmassen.



Figur 12 Bilde A og B viser to områder der c-aksenes orientering for hornblendemineralenes blir undersøkt. Pilene viser en retning på c-aksen til mineralene (den andre retningen på c-aksen vil ligge  $180^\circ$  på pilene). Bilde A viser mineraler som har en tilfeldig til en svak trend mot N-S. Flaten har et fall på  $15^\circ$  og en fallretning mot N. Mineralene på bilde B har en tydeligere N-S-trend, med mineraler som har en svak fall inn i berget. Flaten har et fall på  $32^\circ$  og fallretning N.

En svak S1 foliasjon befinner seg i et område i bergarten (se Figur 13). Denne foliasjonen kan sees på bakgrunn av fargeforskjellen i bergarten. I samme område kutter en hornblendeåre gjennom bergarten (se Figur 13 A) og granater med diffusjonshaloer er tilstede (Figur 13, A og B). Både hornblendeårene og diffusjonshaloene til granatene kutter/vokser over S1-foliasjonen. Det ble ikke observert lignende foliasjon andre steder i bergarten.



*Figur 13 En svak S1 foliasjon i bergarten (retningen på foliasjonen er markert med røde linjer). Den grønne linjen viser en hornblendeåre som kutter gjennom S1 foliasjonen. Hornblendeåren har en bleket sone langs mineralene. Bilde B viser granater med diffusjonshaloer fra samme område. Både diffusjonshaloene til granatene og hornblendeåren vokser over/kutter foliasjonen.*

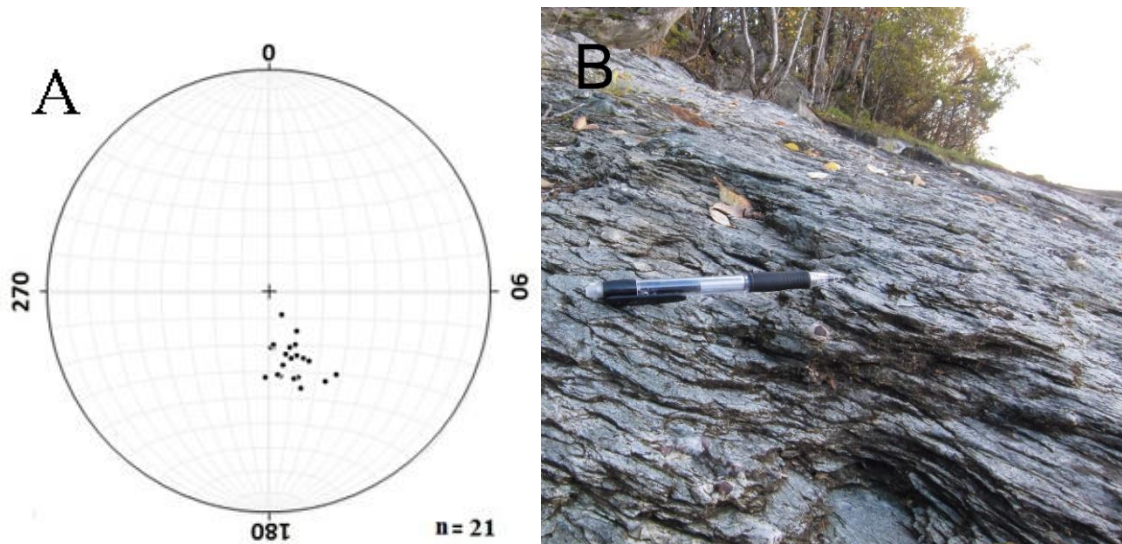
En skjærsone strekker seg over et område på noen meter befinner seg i ryodacitten (se plassering i Vedlegg C 1). Skjærsonen kutter ryodacitten i en omtrentlig NNØ-SSV-retning, men det er ikke mulig å si noe om hvilken retning skjærsonen har beveget seg. Bergarten i området er sterkt oppsprukket i tynne bruddflater. Tynnslip fra området viser en granat som er fullstendig oppknust (se Vedlegg M, tynnslip K1A04-T1), noe som ikke er observert i andre områder.

Flere steder i ryodacitten kan ansamlinger av sekundær pyritt bli observert. To merkbart store lokaliteter kan sees Figur 9. Områdene er på noen titalls cm og har et høyt innhold av pyritt og kvarts. Prøve K1AP01 kommer fra en av disse lokalitetene. Små ansamlinger av pyritt har også blitt observert andre steder i ryodacitten.

#### 4.2.1 Strukturgeologisk beskrivelse

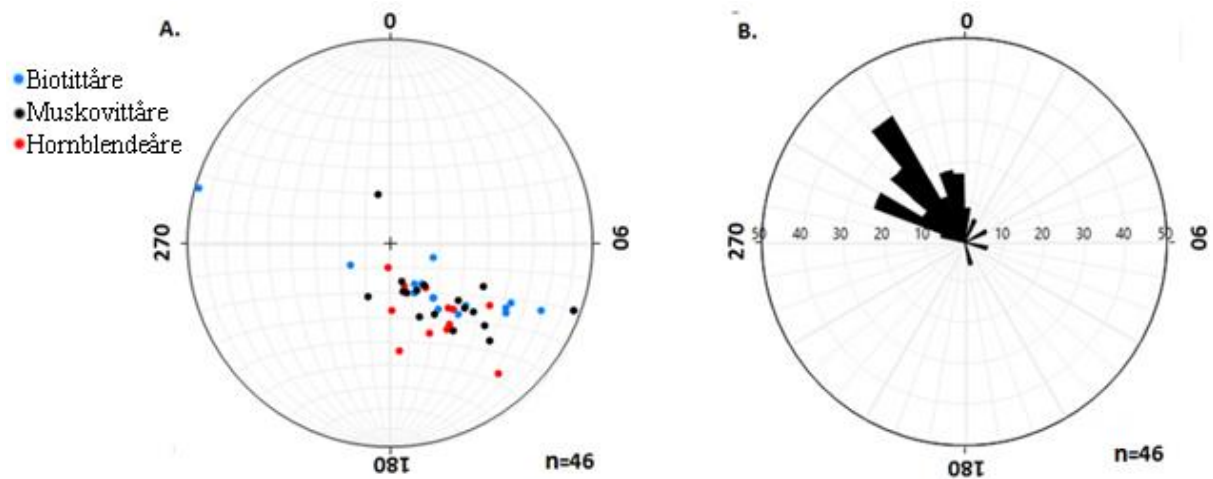
Strukturgeologiske observasjoner fra felt er tegnet på kart, se Vedlegg C 1.

Ryodacitten er i hovedsak massiv, men i noen områder er kløv godt utviklet i bergarten (se Figur 14 B). Figur 14 A viser resultat fra strukturgeologiske målinger av fall og fallretning av kløvplan. Resultatene viser at kløvplanene har en fallretning mot N-NV. Kløven har et svakt fall innenfor  $40^\circ$  og  $10^\circ$  ( $n=21$ ) og med en gjennomsnittlig fallretning på cirka  $27^\circ$ .



Figur 14 Bilde A viser polene til kløvplan i Klemetsaunet ryodacitten. Alle plan har et svakt fall, med en fallretning mot N-NV. Bilde B viser nærbilde av kløv i Klemetsaunet ryodacitten.

Klemetsaunet ryodacitten inneholder flere typer mineraliserte årer som kutter bergarten. Årene er av biotitt, muskovitt, hornblende og kvarts. Det ble ikke tatt strukturgeologiske målinger av kvartsårene, ettersom de er relativt få og lite synlige. Årene av hornblende består av prismatisk hornblendekorn som ligger i en preferert retning på planet. En bleket sone er utviklet noen mm ut fra årene (se grønn linje Figur 13 A, samt Figur 11 B). I alt ble 46 forskjellige årer målt, med fall og fallretning. Et samlet resultat fra målinger er fremstilt i Figur 15.

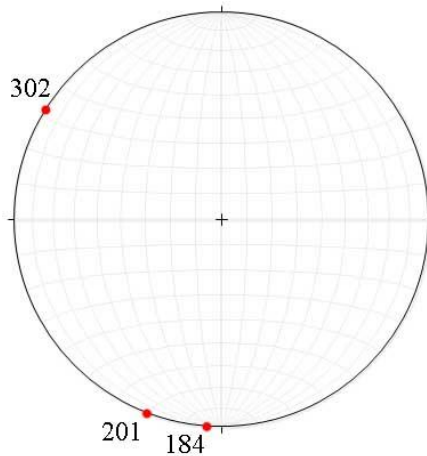


Figur 15 Figur A viser polene til plan for mineraliserte årer. Figur B viser rosedigram til de 46 målte årene.

Resultatene i Figur 15 viser at de forskjellige årene har en relativ lik fallretning mot NV. Fallet har derimot en stor spredning. 76 % av målingene har et fall innenfor  $15^{\circ}$ - $50^{\circ}$ . Resultantene fra polene til plan av biotitt (blå farge) ser tilsynelatende ut til å danne en storsirkel, som kan indikere en stor fold med en vergens mot NV. Plasseringen av hvor prøvene er tatt viser at dette trolig ikke er tilfellet. Planene til hornblende- og muskovittårene ser ut til å være tilfeldig fordelt med ingen tegn til en trend.

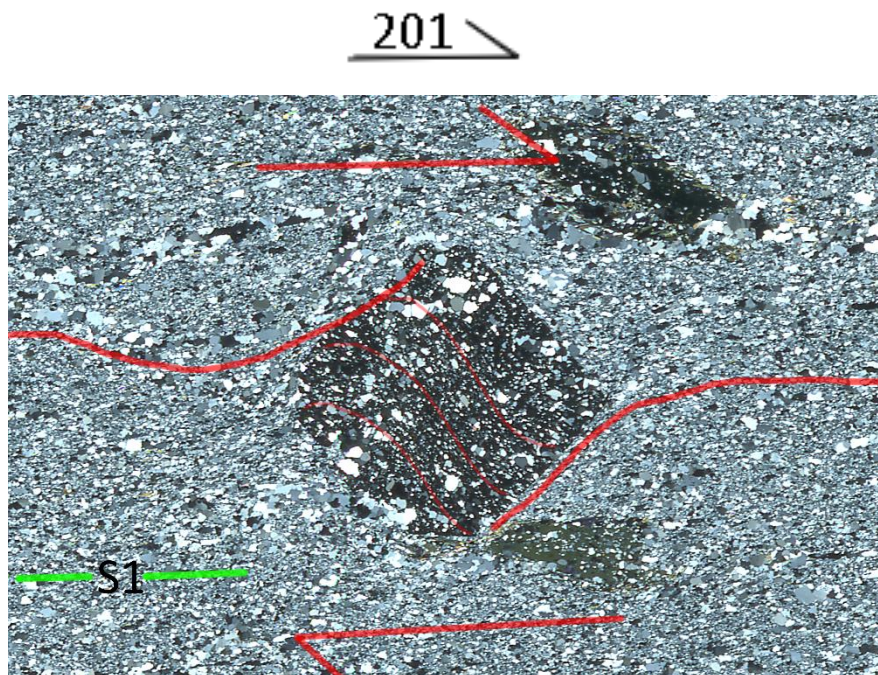
#### 4.2.2 Skjærspenning

Enkelte av granatene i ryodacitten viser en tydelig  $\delta$ -type hale som har en ikke-koaksial deformasjonsstruktur på grunn av skjærspenning. Basert på orienteringer av tynnslipet er det mulig å si noe om omtrentlig retning på skjærspenningen i ryodacitten. Figur 16 viser skjærspenningsretningene som er observer i ryodacitten.



Figur 16 Stereonet som viser skjærspenningsretning fra syn-kinematiske granater i Klemetsaunet ryodacitten.

Målingene i Figur 16 er gjort basert på granater i tilsammen 5 tynnslip (to og to av disse tynnslipene har samme orientering, ett tynnslip har en egen orientering). De tre resultatene fra stereonetet i Figur 16 viser at skjærspenningen har vært et sted mellom S til NV. Figur 17 viser en av grantene som indikerer skjærspenningsretningen.

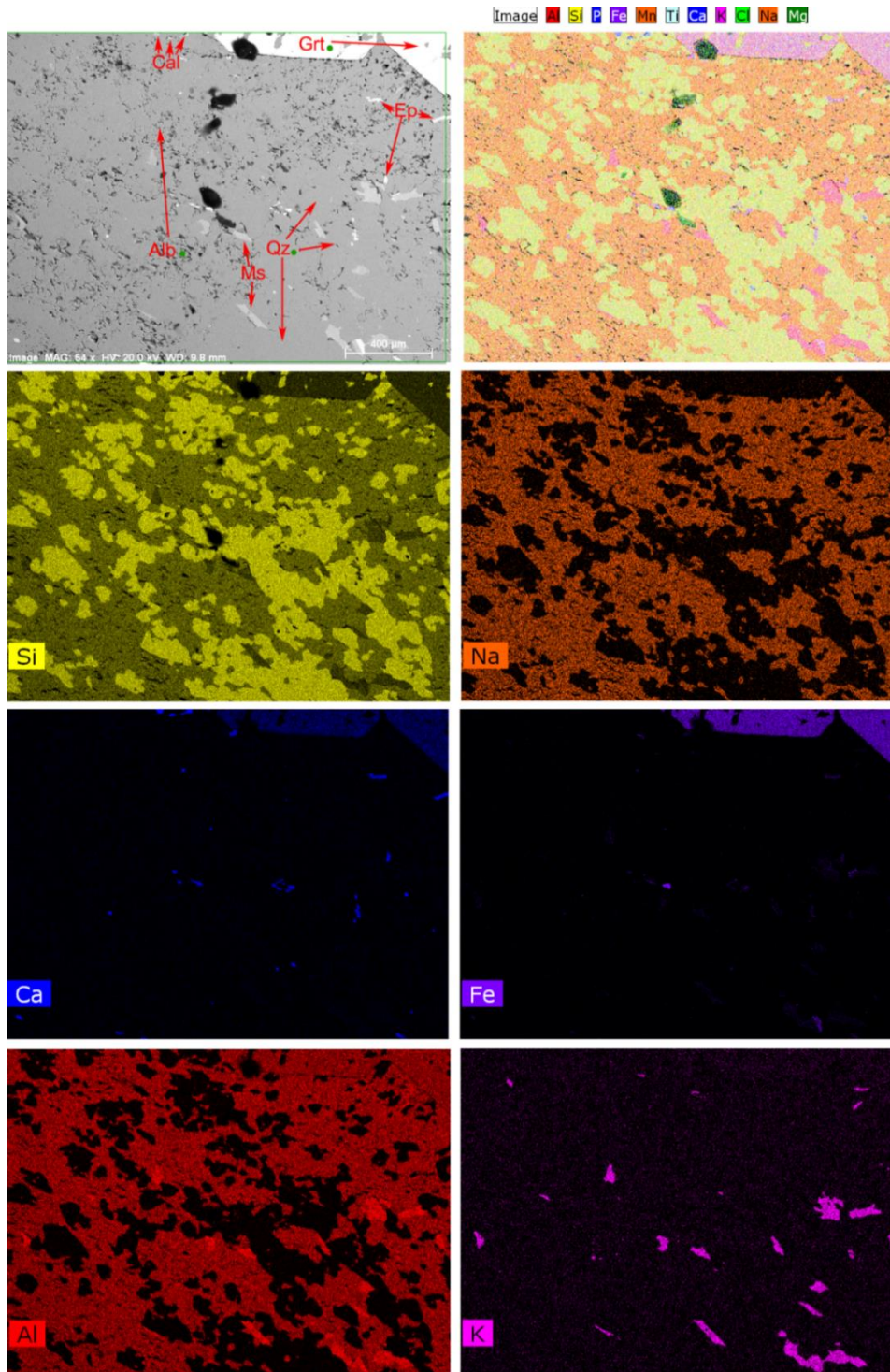


Figur 17 Bildet viser en granat med en  $\delta$ -type-hale og en syn-kinematisk tekstur. Pilen viser at skjærspenningsretningen går mot høyre ( $201^\circ = SSV$ ). S1 viser foliasjonene til Klemetsaunet ryodacitten. Tynnslipet er vertikalt.



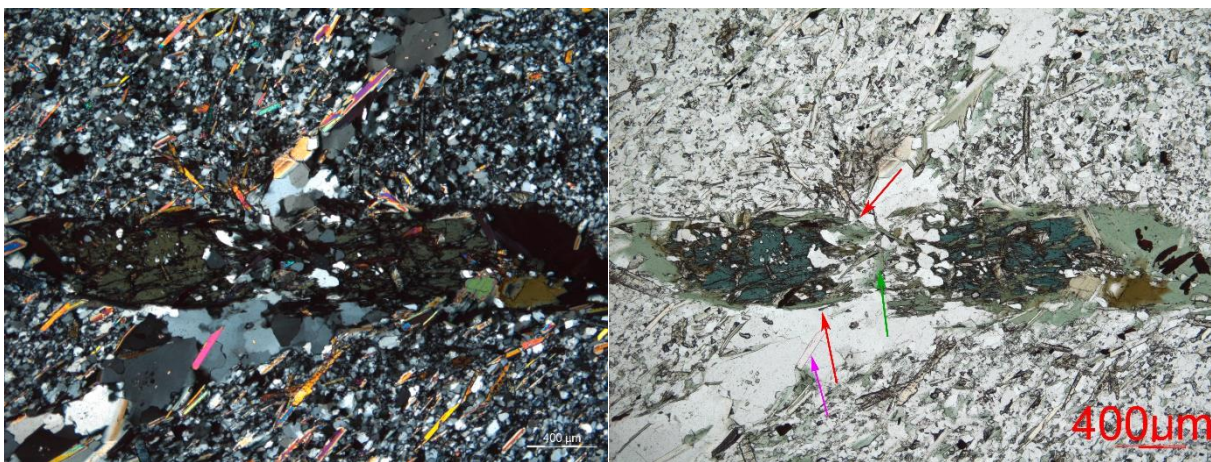
### 4.2.3 Petrografi

Mineralselskapet til Klemetsaunet ryodacitten er Ab + Qz + Ms + Chl + Cal + Ap + Mag + Ilm + Bt + Ep ± Hbl ± Alm ± Py. Bergarten består av kun krystallint materiale og har en sub-horisonal foliasjon.



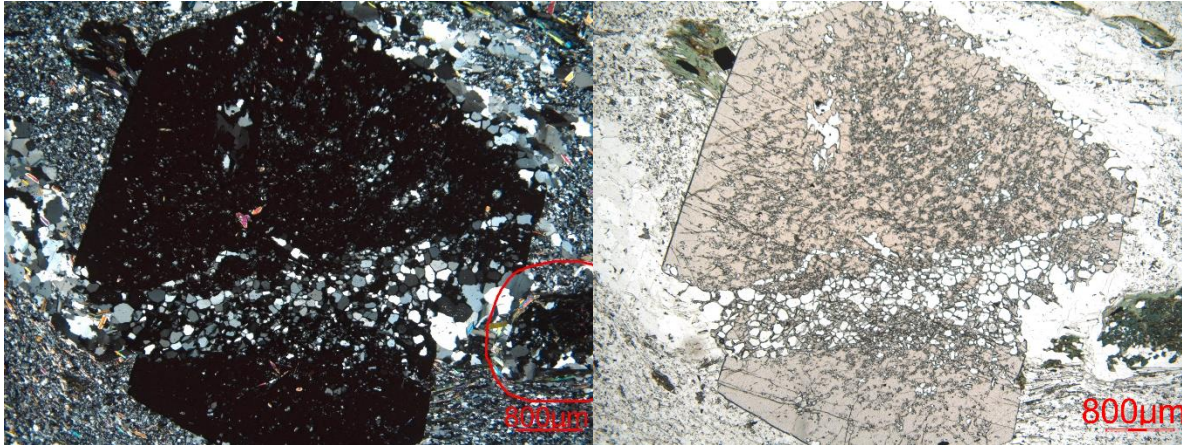
Figur 18 EDS-bilder av flere grunnstoff. Området viser typisk mineralogi for ryodacitten. Bildet er hentet fra tynnslip KIA06-T2. (Grønn prikk viser at mineralet befinner seg der mineralnavnet er skrevet, mens pil peker på andre korn av samme type)

Tynnslipene fra Klemetsaunet ryodacitten har en porfyroblastisk tekstur med porfyroblaster av granat og hornblender. Hornblenden viser en sterk plekroisme med en varierende farge fra svak gul til mørk grønn og i noen tilfeller en blålig farge. Hornblendene opptrer som store, idiomorfe krystaller med en prismetisk krystallutvikling. Størrelsen på mineralene varierer. Hornblenden har en varierende grad av omvandling langs kantene av kloritt (se Figur 19). Enkelte av mineralene er tilnærmet fullstendig omvandlet av kloritt mens andre ikke omvandlet i det hele tatt. Inneslutninger av mineraler som muskovitt, kvarts, albitt, magnetitt eller pyritt er vanlig i hornblenden.



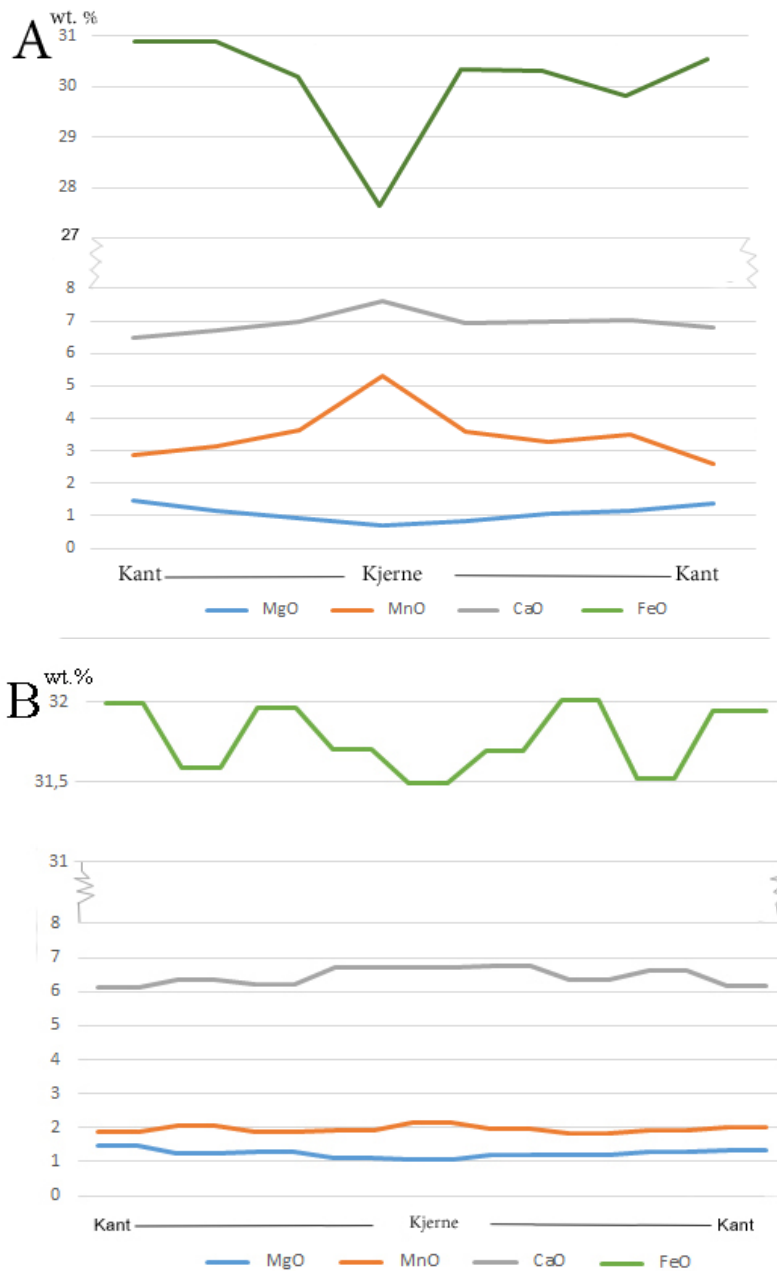
*Figur 19 Bildene viser et hornblende-mineral med en kvartsåre som kutter mineralet. Hornblenden viser en boundinert struktur. De røde pilene viser at hornblenden blir smalere fram mot der åren kutter. Grønn kloritt kan observeres langs kantene på hornblenden. Grønn pil viser at det også har vokst kloritt langs kantene til hornblenden der kvartsåren har gått gjennom. Lilla pil viser sekundær muskovitt som vokser over kvartsåren. Bildet til høyre er i PPL, mens bildet til venstre viser XPL. Bildet er hentet fra prøve KIA01-T1*

Mikrosondeanalyser viser at granatene kan klassifiseres som almandin (se delkapittel 5,3 Mineralkjemi, granat). De porfyroblastiske granatene har et høyt relieff og er lys rød i PPL. Granatene er generelt godt bevart med en euhedral form, selv om subhedrale granaten også observeres. Størrelsen på granatene er opp til 1 cm store. Alle relativt store granater er poikilitiske med inneslutninger av andre mineraler. Inneslutningene består av de fleste vanlige mineralene som befinner seg i grunnmassen, bortsett fra albitt, biotitt og muskovitt som er helt fraværende. Granaten viser vanligvis en syn-kinematisk tekstur til foliasjonen i ryodacitten (se Figur 17).



*Figur 20 En kvartsåre som går gjennom en granat. Kvartskornene inne i selve granaten er mer finkornet enn kvartskornene utenfor granaten. Granaten er euhedral til subhedral og er poikilitisk med inneslutninger av hovedsakelig kvarts. Rød halvsirkel viser hornblende som vokser over kvartsåren. Bildet til høyre viser XPL mens bildet til venstre viser PPL. Granaten er fra tynnslip KIA01-T2*

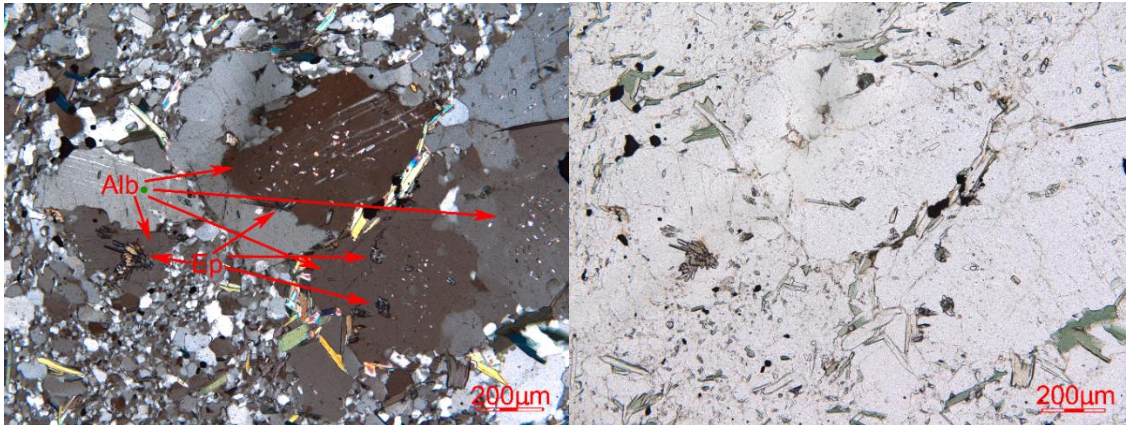
Både SEM og mikrosonde ble benyttet for å finne ut om granatene er sonert. Vedlegg E viser sammensatte bilder fra «element mapping» (EDS) av elementene Fe, Ca, Mg og Mn til en granat som er ca. 4,5 mm i diameter. Samme granat har blitt undersøkt i mikrosonde, og Figur 21 A viser geokjemiske analyser fra åtte punkter. Prøvepunktene går fra kant-kjerne-kant. MnO og CaO viser en anrikning, mens FeO og MgO viser en utarming fra kant til kjerne. Figur 21 B viser resultatet fra ni punkter fra kant-kjerne-kant til en granat på 2,7 mm i diameter. Granaten viser samme type sonering som granaten i Figur 21 A. Granat A viser derimot en tydeligere utviklet sonering sammenlignet med granat B.



Figur 21 Mikrosondeanalyser kant-kjerne-kant til to forskjellige granater. Bilde A er fra tynnslip KIA08-T1. Granaten er på ca. 4,5 mm i diameter. Til sammen ble åtte analyser tatt fra kant-kjerne-kant. Bilde B er fra tynnslip S03-T1 og granaten er på ca. 2,7 mm i diameter. Ni analyser ble tatt fra kant-kjerne-kant.

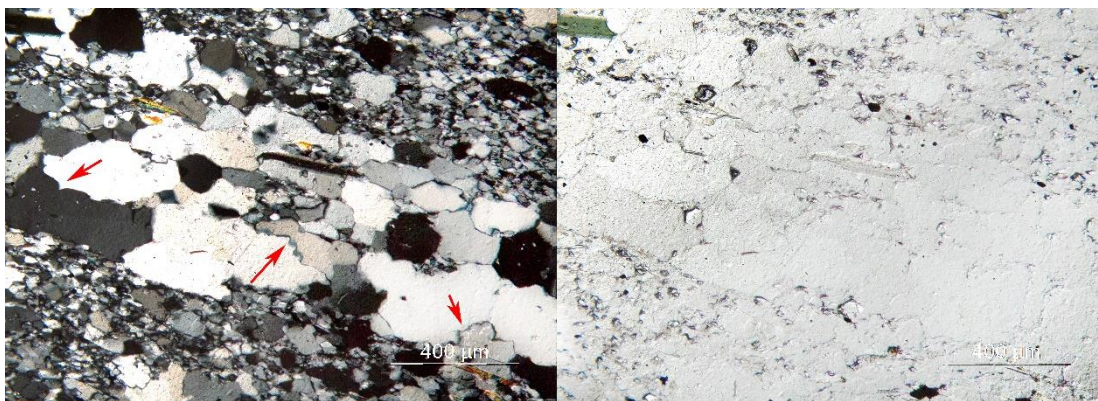
De vanligste mineralene i grunnmassen er kvarts og albitt. Albitt opptrer som svært finkornet til finkornet, anhedrale korn. Albittkornene har vanligvis en kornstørrelse <math><20\ \mu\text{m}</math> og viser tegn til å ha gått gjennom en sprø, kataklastisk kornskala-reduksjon (se Figur 22) (Hirth & Tullis, 1992). Enkelte steder opptrer albitt som en ansamling av relativt store, magmatiske

korn (se Figur 22). Mange av disse albittkornene har utviklet polysyntetiske tvillinger og viser tegn til omvandling ved inklusjoner av saussuritt.



Figur 22 En ansamling av relativt store albittkorn i grunnmassen med blant annet finkornet kvarts og svært finkornet albitt. Enkelte av albittkornene har utviklet polysyntetiske tvillinger og viser tegn til omvandling ved inklusjoner av saussuritt. Bildet kommer fra tynnslip K1A04-T1.

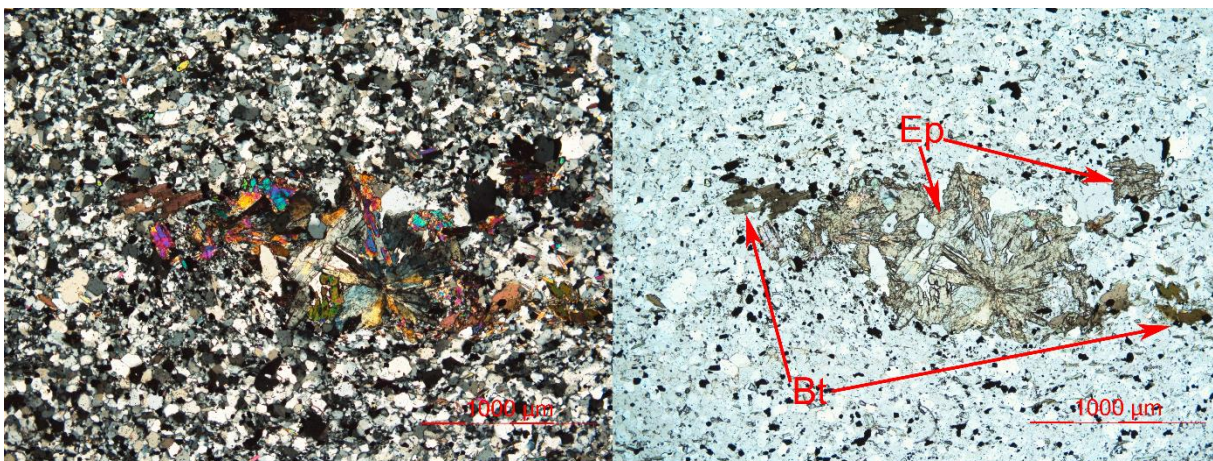
Kvarts opptrer vanligvis som finkornet, men forekommer også som svært finkornet mineraler. De anhedrale kvartskornene er undulerende og er jevnt fordelt i matriksen. Enkelte tynnslip inneholder kvartsårer som kutter gjennom matriksen. Kvartsen i årene har generelt en grovere kornstørrelse enn kvartsen i matriksen (vanligvis mellom 0,1 mm-0,5 mm). Kvartsen i disse årene viser tegn til å ha gått gjennom en rekrystallisert i regime 2, subkorn-rotasjon («subgrain rotation») og muligens regime 3, korn grensemigrasjon («grain boundary migration») etter Hirth and Tullis (1992) (se Figur 23). Flere kvartskorn inneholder fluidinkluderinger.



Figur 23 Kvartsårer gjennom matriksen viser relativt store kvartskorn. Flere korn viser en ujevn korn grense muligens som et resultat av korn grensemigrasjon (se rød pil). Bilde til venstre viser XPL, mens bilde til høyre viser PPL.

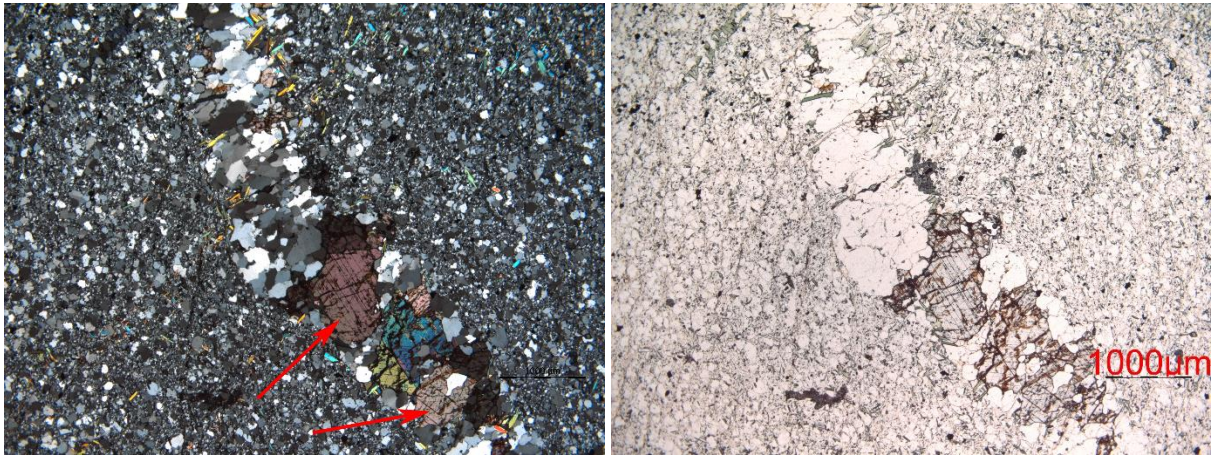
Biotitt opptrer i en liten mengde i matriksen. Mineralene opptrer som euhedrale korn med godt utviklet kløv, eller som anhedrale mineraler (se Figur 24). Enkelte biotittkorn er helt eller delvis omvandlet til kloritt. Kloritt opptrer også som omvandlingsmineral langs kanten til hornblendemineralene, men også som individuelle korn jevnt spredt i matriksen. Disse kornene forekommer som både anhedrale korn, og som lamellære, euhedrale mineralkorn. Kloritt forekommer med en blå til en blå/brun interferensfarger.

Både muskovitt og epidot opptrer som sekundære mineraler som vokser over grunnmassen (se Figur 19). Muskovitt opptrer som euhedrale, lamellære korn med en omtrentlig NNØ-SSV orientering. Mineralene er opp til 1,5 mm lange på den lengste akse, men er vanligvis rundt 0,5 mm-1 mm. Epidot opptrer spredt i matriksen både som finkornet anhedrale korn, og som euhedral diamantformet- og prismatiske korn. Ansamlinger av epidot forekommer, men er uvanlig (se Figur 24).



*Figur 24 Ansamling av epidot i matriksen fra tynnslip K1A09-T1. Biotitt er også tilstede.*

Kalsitt opptrer som anhedrale korn spredt i matriksen. Kalsittkorn har en varierende størrelse. Korn opp til 0,5 mm ble observert, men størrelsen er vanligvis mellom 30 µm -100 µm. I prøve K1A04-T2 og K1A04-T1 ble kvartsårer med ankeritt og kalsitt observeres (se Figur 25). Karbonaten som er tilstede i årene opptrer i noen tilfeller som sammenvoksinger av ren kalsitt over til ankeritt. Kornene er subhedrale og har en varierende størrelse mellom 0,3 mm-1 mm. Noen karbonatkorn i denne åren har utviklet polysyntetiske tvillinger. Det må merkes at begge disse tynnslipene kommer fra en prøve i skjærssonen. Det har ikke blitt observert ankeritt i grunnmassen eller i andre tynnslip.



Figur 25 Kvartsåre som går gjennom tynnslip KIA04-T2. Åren inneholder sammenvokst kalsitt og ankeritt med polysyntetiske tvillinger (se rød pil).

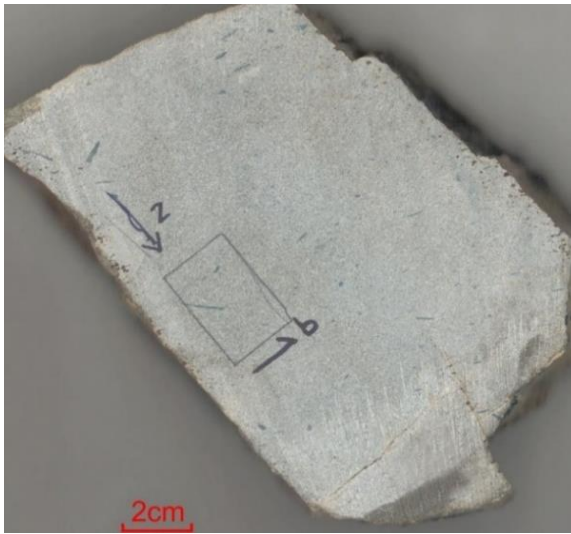
En liten mengde opake mineraler er tilstede i tynnslipene. Ilmenitt er det vanligste opake mineralet. Mineralet opptrer spredt i matriksen, som anhedrale til subhedrale korn. Kornene er vanligvis  $<10 \mu\text{m}$ . Pyritt opptrer som finkornet, subhedrale mineraler i matriksen. Mineralet er også observert som større, kubisk korn sammen med kvartsårer. Tynnslip KIAP01-T1 (se Vedlegg M) har et svært høyt innhold av pyritt, der store deler av tynnslipet er dekket av sekundær pyritt. Magnetitt opptrer som relativt små anhedrale korn i grunnmassen. Både pyritt og magnetitt forekommer som kubiske inklusjoner i hornblende. Apatitt opptrer i en liten mengde som svært finkornet anhedrale til subhedrale korn spredt i matriksen.

### 4.3 Byneset trondhemitt

Byneset trondhemitt kutter igjennom Klemetsaunet ryodacitten som en gangbergart. Gangen har en N-S eksponering, og har en bredde på cirka 5 m. Intrusjonen ligger som en irregulær gang ned i ryodacitten. Kontakten til ryodacitten er skarp og godt blottlagt (se Figur 27) og det ble ikke observert deformasjon langs kontakten mellom Klemetsaunet ryodacitten og trondhemittgangen. Forvittringsfargen til trondhemitten er mørk grå/grønn med en lys grå/grønn bruddfarge. Ingen foliasjon eller kløv ble observert i bergarten.

Byneset trondhemitten har en finkornet, homogen grunnmasse. Grunnmassen inneholder hornblendemineraler som opptrer spredt, i en lav frekvens (se Figur 26). Hornblendekornene har en grå til grønn farge og har en prismatisk form. De eneste mineraliserte årene som ble

observert i trondhemitten, er årer av kvarts. Fall og fallretning fra fire kvartsårer ble målt. Alle årene har en fallretning mot NV, med et gjennomsnittlig fall på  $68^\circ$ .



Figur 26 Et skannet bilde av prøve BT02. Prismatiske hornblendekorn opptrer spredt i matriksen som grå, avlange mineraler.

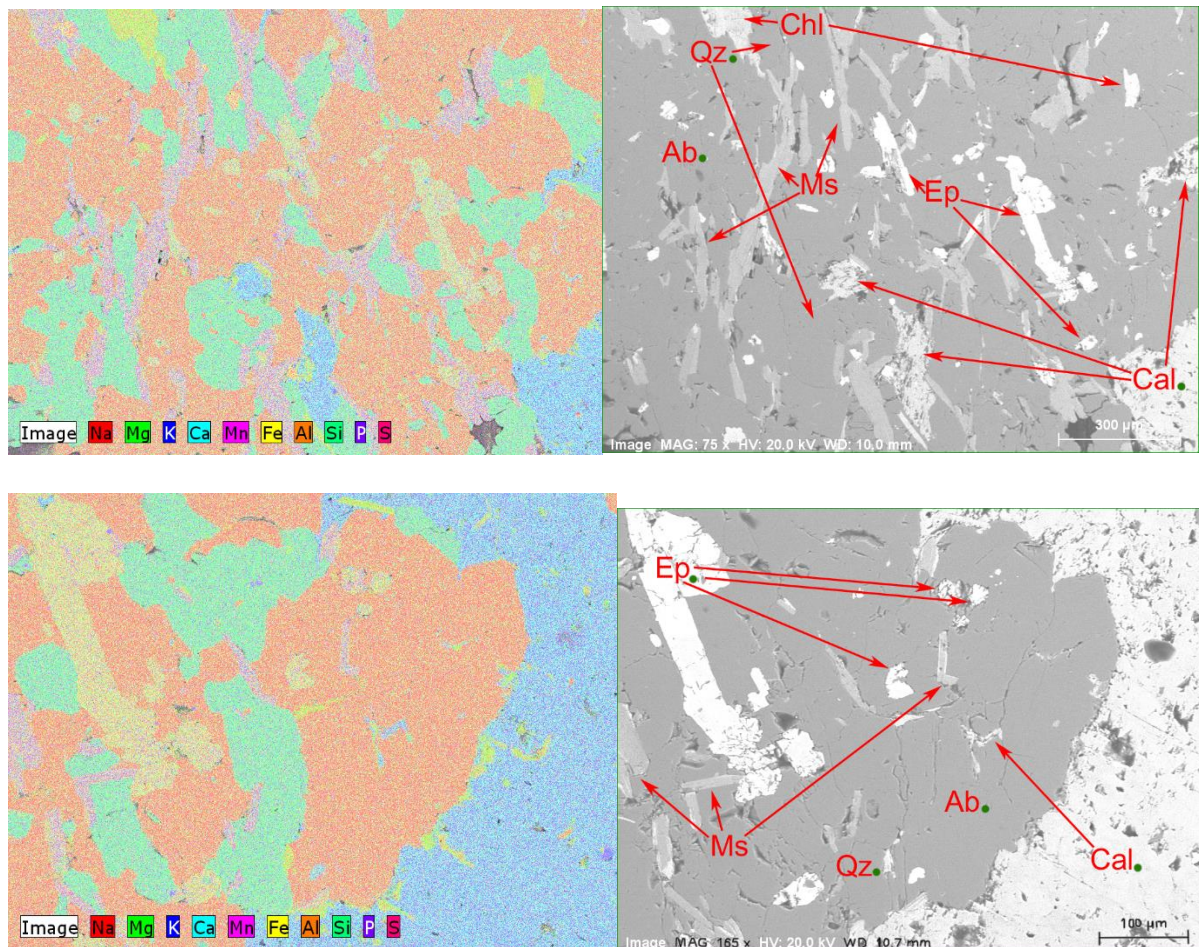


Figur 27 Bildet viser den skarpe kontakten mellom Klemetsaunet ryodacitten (venstre) og Byneset trondhemitten (høyre).



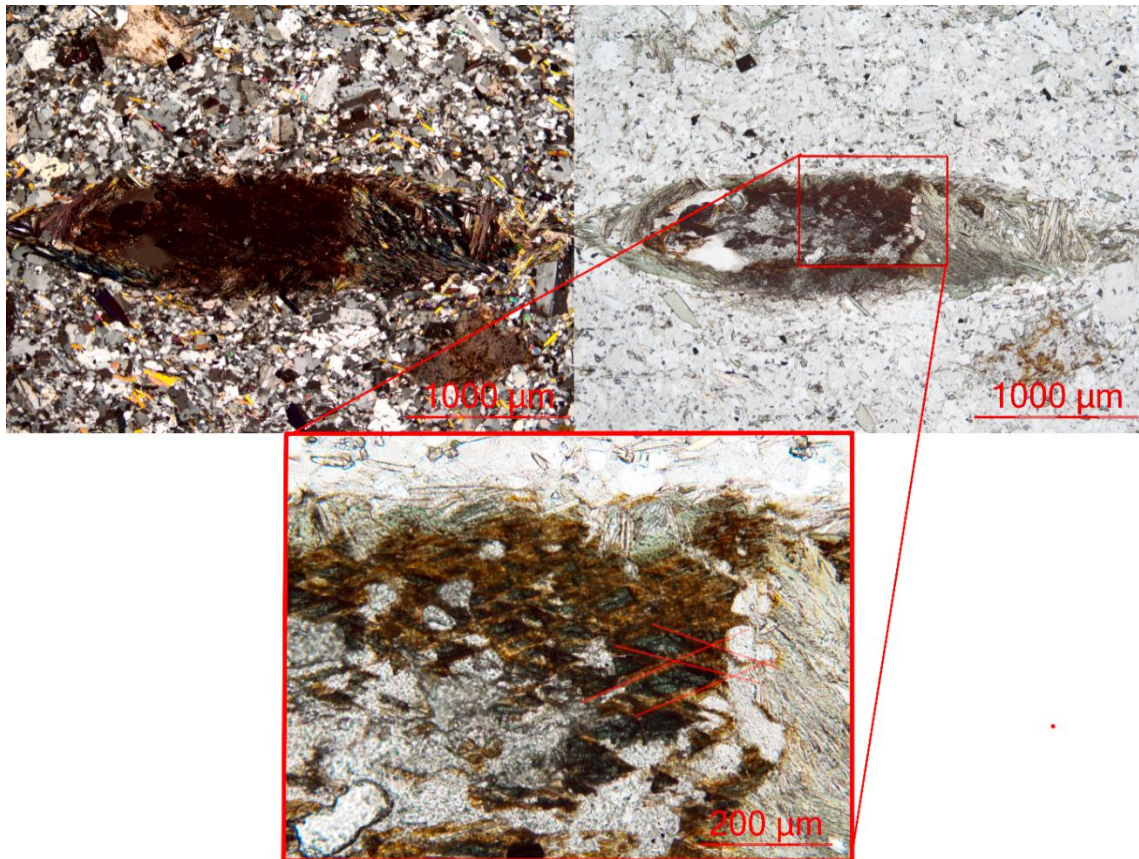
### 4.3.1 Petrografi

Oversikt over tynnslip fra Byneset trondhemitt kan sees i Tabell 1. Mineralselskapet til Byneset trondhemitten er  $Ab + Qz + Ms + Chl + Ep + Cal + Ap + Ilm + Mag + Hbl$ . Bergarten er holokrystallin og krystallutviklingen til bergarten er hypidiomorf (subhedral).



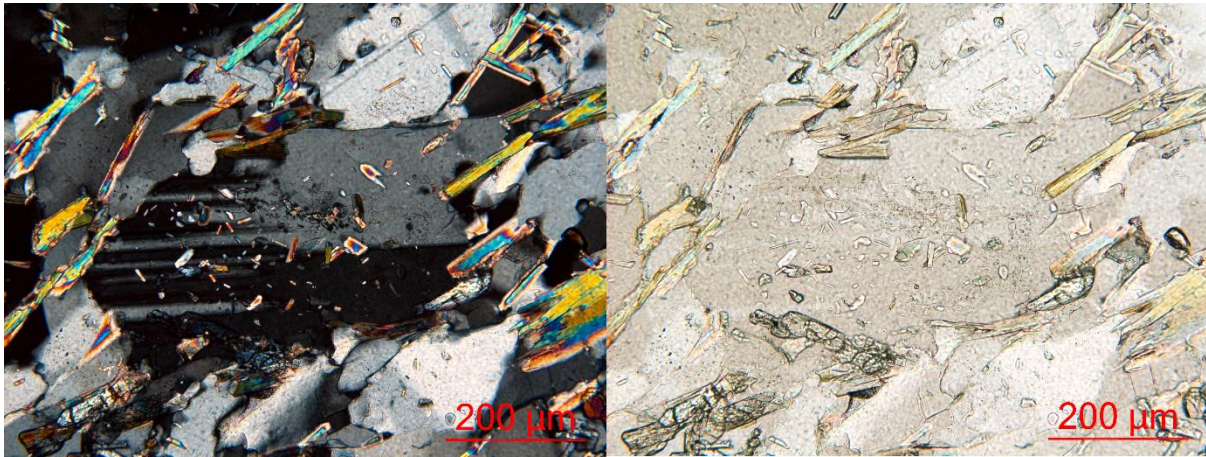
Figur 28 EDS-bilder av Byneset trondhemitten. Begge bildene til venstre viser elementkartlegging av forskjellige grunnstoff. Bildet øverst til høyre viser noen av de vanligste mineralene; kalsitt, epidot, muskovitt, kloritt, kvarts og albitt. Bildet nederst til høyre viser sauseritt inne i albitt (midten av bildet). Både muskovitt, kalsitt og epidot forekommer som sauseritt-mineraler.

Tynnslip fra Byneset trondhemitten inneholder prismatiske mineralkorn hornblende. Hornblenden er sterkt omvandlet av kloritt og lite av den originale mineralsammensetningen til er igjen (se Figur 29). Hornblendekornene er vanligvis rundt  $<0,5$  cm.



*Figur 29 Hornblende med oppsprukket 60/120 kløv fra tynnslip BT01-T1. Bildet øverst til venstre viser XPL, mens bildet øverst til høyre viser området i PPL. Bildet under i midten viser en del av hornblenden zoomet inn.*

Albitt er det vanligste mineralet i grunnmassen. Mineralet opptrer på to forskjellige måter, vanligvis som anhedrale til subhedrale fenokrystaller mellom 0,1 mm opp mot 0,5 mm, men også som svært finkornet (<10 µm) anhedrale mineralkorn. En stor del av de store albittkornene har utviklet polysyntetiske- og karlsbandtvillinger. Fenokrystallene viser tegn til omvandling ved at det er inklusjoner av saussuritt (se Figur 30).



*Figur 30 FenokrySTALL av albittkorn med polysyntetiske tvillinger og sauseritt. Bildet kommer fra BT01-TI.*

Kvarts opptrer som anhedrale til subhedrale korn som ligger godt spredt i grunnmassen. Kvartsen er finkornet, vanligvis rundt 0,3 mm-0,5 mm store korn. Trondhemittene inneholder et høyt innhold av muskovitt. Muskovitten vokser over grunnmassen, som tyder på at mineralet er et sekundært mineral (se Figur 30). Muskovitt opptrer som lamellære, euhedrale korn med perfekt kløv, er opp til 0,2 mm lang på den lengste akselen og har en omtrentlig N-S-orientering.

Epidot opptrer som et sekundært mineral som vokser over grunnmassen. Mineralet finnes i flere forskjellige former, fra anhedrale korn til prismatiske, euhedrale korn. Størrelsen på epidoten varierer, men er vanligvis <0,2 mm. Kloritt opptrer på to forskjellige måter. Den ene er som omvandlingsmineral på hornblende (se Figur 29). Den andre er som enkeltkorn spredt i matriksen, både som anhedrale korn og som subhedrale til euhedrale lamellære korn med godt utviklet kløv. Kornene er vanligvis <0,5 mm og har en blå/fiolett til brun interferensfarge.

Kalsitt, apatitt og ilmenitt opptrer i mindre grad i grunnmassen. Kalsitt kan bli observert som anhedrale korn opp mot 2 mm, og opptrer spredt i grunnmassen. Apatitt finnes i en svært liten mengde i matriksen. Mineralene opptrer som anhedrale, runde korn vanligvis rundt 30 μm-100 μm. Ilmenitt er det eneste opake mineralet som er observert i tynnslipene fra trondhemittene. Ilmenittkorn er anhedral og er vanligvis ikke større enn 10 μm.

## 4.4 Mafisk ganger

Mafiske gangbergarter er synlig ved fire forskjellige områder i ryodacitten (se Figur 9). Disse mafiske gangene blir beskrevet videre som grønne mafiske ganger, på grunn av sin grønne farge. Samtidig befinner flere tynne mafiske ganger seg på en egen lokalitet. Disse blir beskrevet i eget avsnitt, 4.4.2 Mafiske ganger i ryodacittvegg, ettersom disse gangene skiller seg ut fra de andre mafiske gangene.

Basert på lokalitet og petrografiske ulikheter er de grønne mafiske gangene delt inn i fire forskjellige ganger:

### **Mafisk gang 1 og Mafisk gang 2**

To mafiske ganger som ligger ved siden av hverandre, og bare en tynn del av ryodacitten skiller dem. Gangene har en grå/grønnlig bruddfarge (se Figur 31, stuff MI01) med en mørk brun forvitningsfarge. Bergartene har en faneritisk til afanitisk tekstur, der kun noen av mineralene kan gjenkjennes i håndstykket (mørke biotitt- og albittkorn). Biotittkornenes størrelse er på ca. <1 mm. Mafisk gang 2 er tavleformet og har et fall på ca. 30-40°-Ø inn i ryodacitten. Mafisk gang 1 opptrer som en irregulær gang med motsatt fallretning på hver side av gangen.

### **Mafisk gang 3**

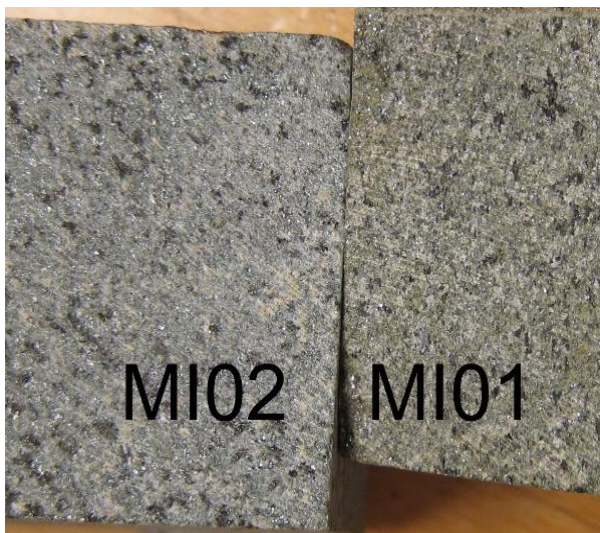
En mafisk gang som har en grålig bruddfarge (se Figur 31, stuff MI02) og en mørkegrå forvitningsfarge. Bergarten er homogen og har en faneritisk til afanitisk tekstur, der biotitt- og albittkorn kan sees med det blotte øyet. Enkelte biotitt og kvartsårer ble observert i gangen (se Figur 34). Gangen er tavleformet og har et svakt NV-fall (fall på rundt 25°) inn i ryodacitten.

### **Mafisk gang 4**

Den mafiske gangen inneholder store mengder forvitningsflater som et resultat av et høyt innhold av karbonat. Forvitningsfargen på selve bergarten er mørk grå og inneholder stedvis en rødlig farge etter karbonatforvitring (se Figur 33). Gangen har en grålig bruddfargen. Gangen er tavleformet og har et svakt NV-fall inn i ryodacitten.

Grensene mellom de mafiske bergartene og ryodacitten er godt blottlagt, med noen få unntak. Alle grensene er skarpe, og det er ingen tegn på deformasjon langs grensen til ryodacitten (se

Figur 32) Gangene er relativt tynne på <0,5 m, men på grunn av svakt fall strekker gangene seg over et relativt stort område på flere meter



Figur 31 Bildet viser to håndstykker innsamlet fra felt for bruk til kjemisk analyser. MI02 er hentet fra mafisk gang 3 og MI01 er hentet fra mafisk gang 1.



Figur 32 En skarp kontakt mellom mafisk gang 4 (bergarten over) og Klemetsaunet ryodacitten (under).



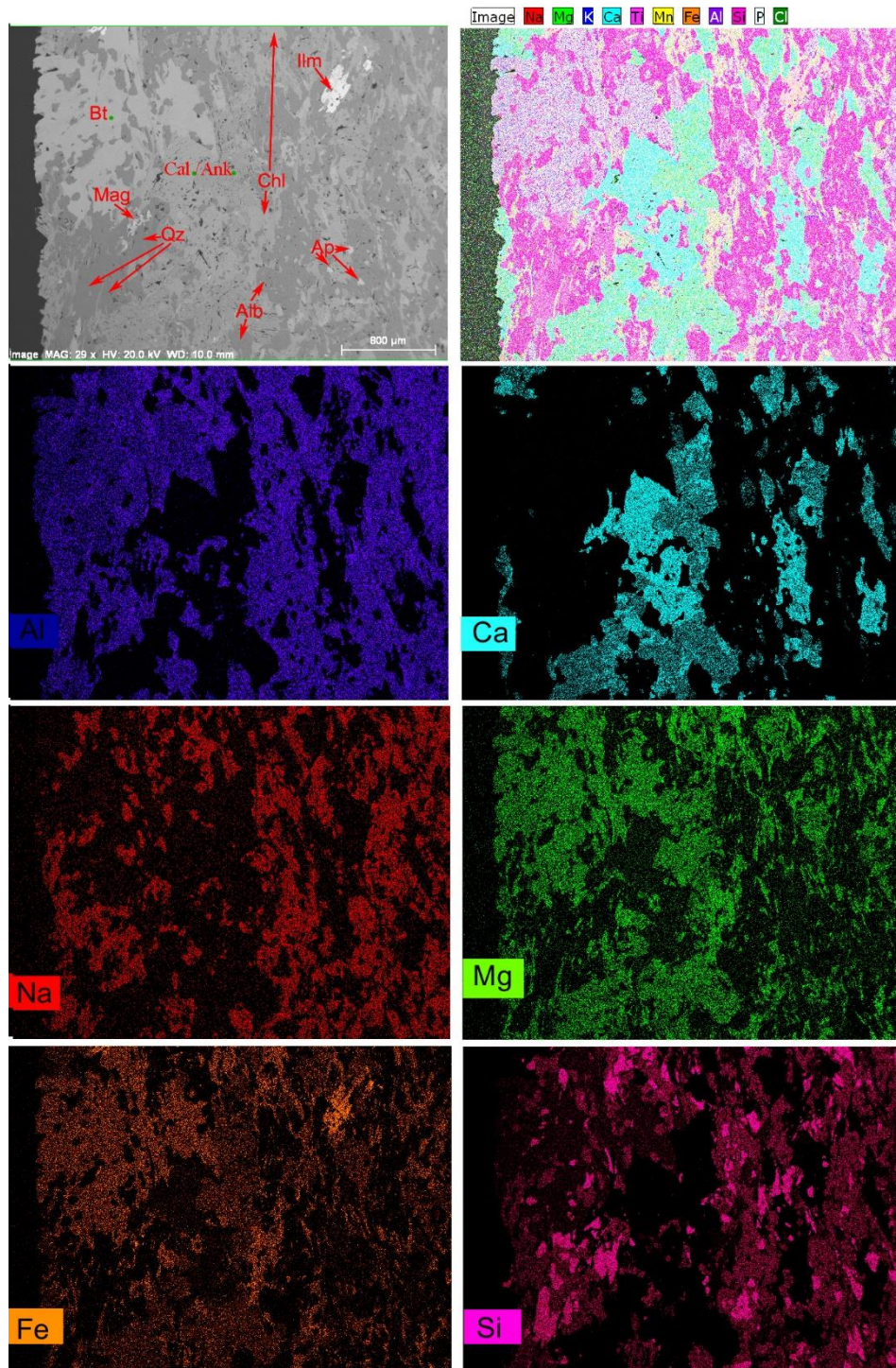
Figur 33 Bildet fra mafisk gang 4 viser rødbrune forvittringshull og forvittringsflater



Figur 34 Bildet viser en flate fra en biotittåre gjennom mafisk gang 3.

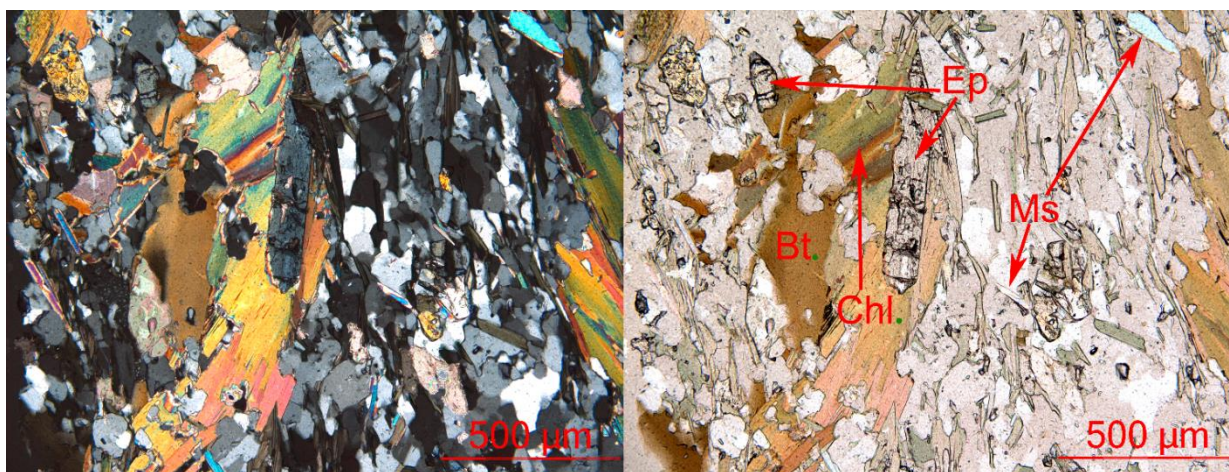
#### 4.4.1 Petrografi

Mineralselskapet til de mafiske gangene er Ab + Chl + Cal + Dol + Bt + Ep + Ap + Mag + Ilm + Ms + Qz. Elementkartleggingen i Figur 35 viser noen av de vanlige mineralene fra tynnslip MI02-T1.



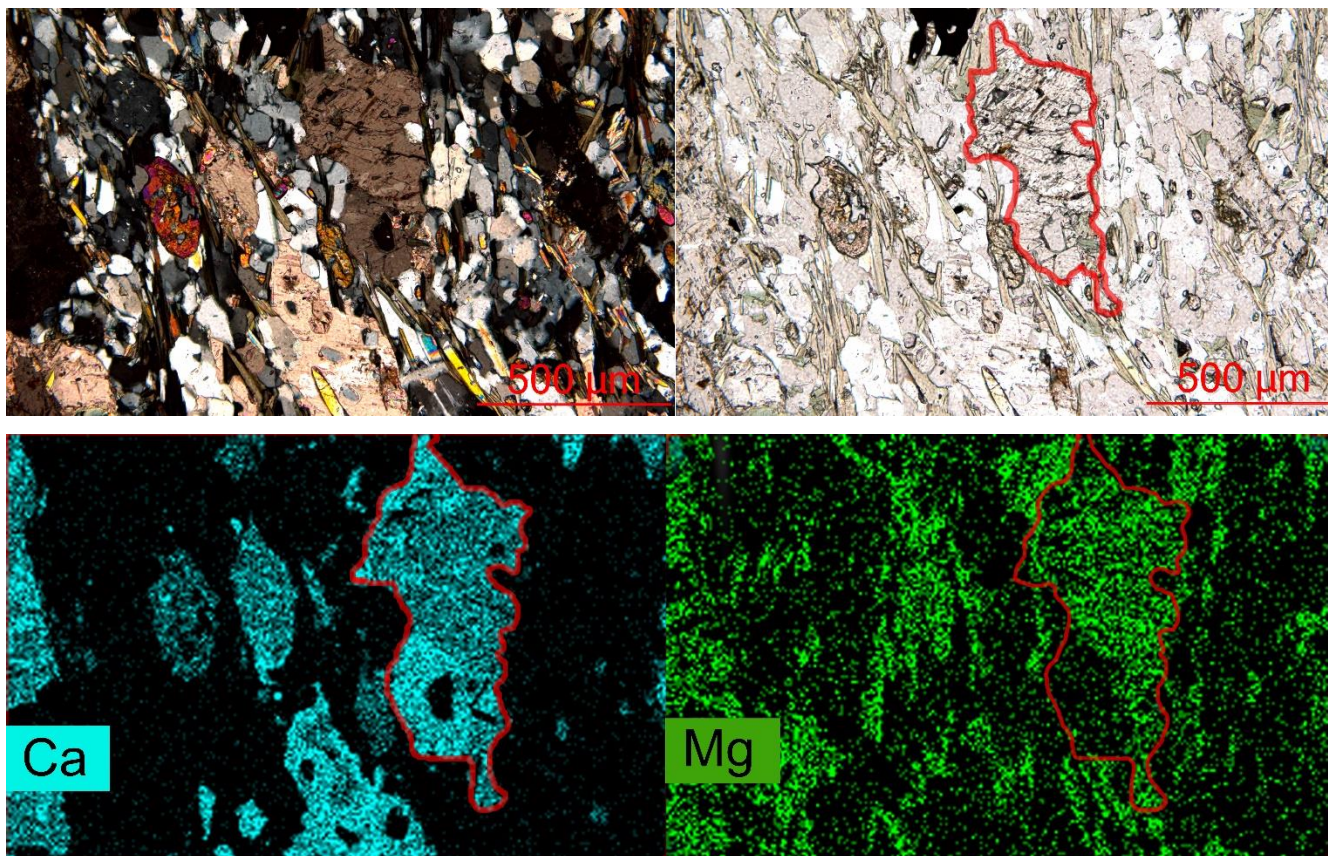
Figur 35 EDS-bilder med elementkartlegging av utvalgte grunnstoff fra tynnslip MI02-T1. Bildet øverst til venstre viser noen av de viktigste mineralene til de mafiske gangene, albitt, biotitt, kvarts, ankeritt, kalsitt, ilmenitt, magnetitt og apatitt.

Albitt opptrer vanligvis som subhedral og finkornet med en størrelse på <2 mm. Både polysyntetisketvillinger og sausritt er vanlige observasjoner i albitten. Kloritt opptrer som euhedrale- lamellære korn og anhedrale korn. Vanligvis er de lamellære kornene rundt 0,5 mm, men korn opp til 1,5 mm har blitt observert. Kloritten har en brunaktig interferensfarge. Enkelte steder opptrer kloritt som omvandlingsmineral på biotitt (se Figur 36). Biotitt finnes som både euhedrale lamellære korn, men også som subhedrale korn (se Figur 36). Størrelsen på biotittkorn er varierende, men korn opp til 1 mm er vanlig.



Figur 36 Bildene viser kloritt som opptrer som omvandlingsmineral på biotitt. Epidot vokser over kloritten og andre mineraler i grunnmassen. Bildet til venstre viser XPL, mens bildet til høyre viser PPL. Bildet hentet fra tynnslip MI02.

Både kalsitt og ankeritt er tilstede i bergarten. Mineralene opptrer som sammenvoksede korn (se Figur 37), men finnes også som enkeltmineraler. Det avmerkede kornet i Figur 37, inneholder for det meste kalsitt i delen nederst til venstre. Resten av kornet inneholder både Mg, Ca og Fe, og kan klassifiseres som ankeritt. Karbonatkornene er anhedrale til subhedrale. Størrelsen på karbonatmineralene er svært varierende, mellom fra 0,1 mm og opp til 3 mm. Mange av kornene har godt utviklet polysyntetiske tvillinger, mens andre korn har et «støvete» utseende.

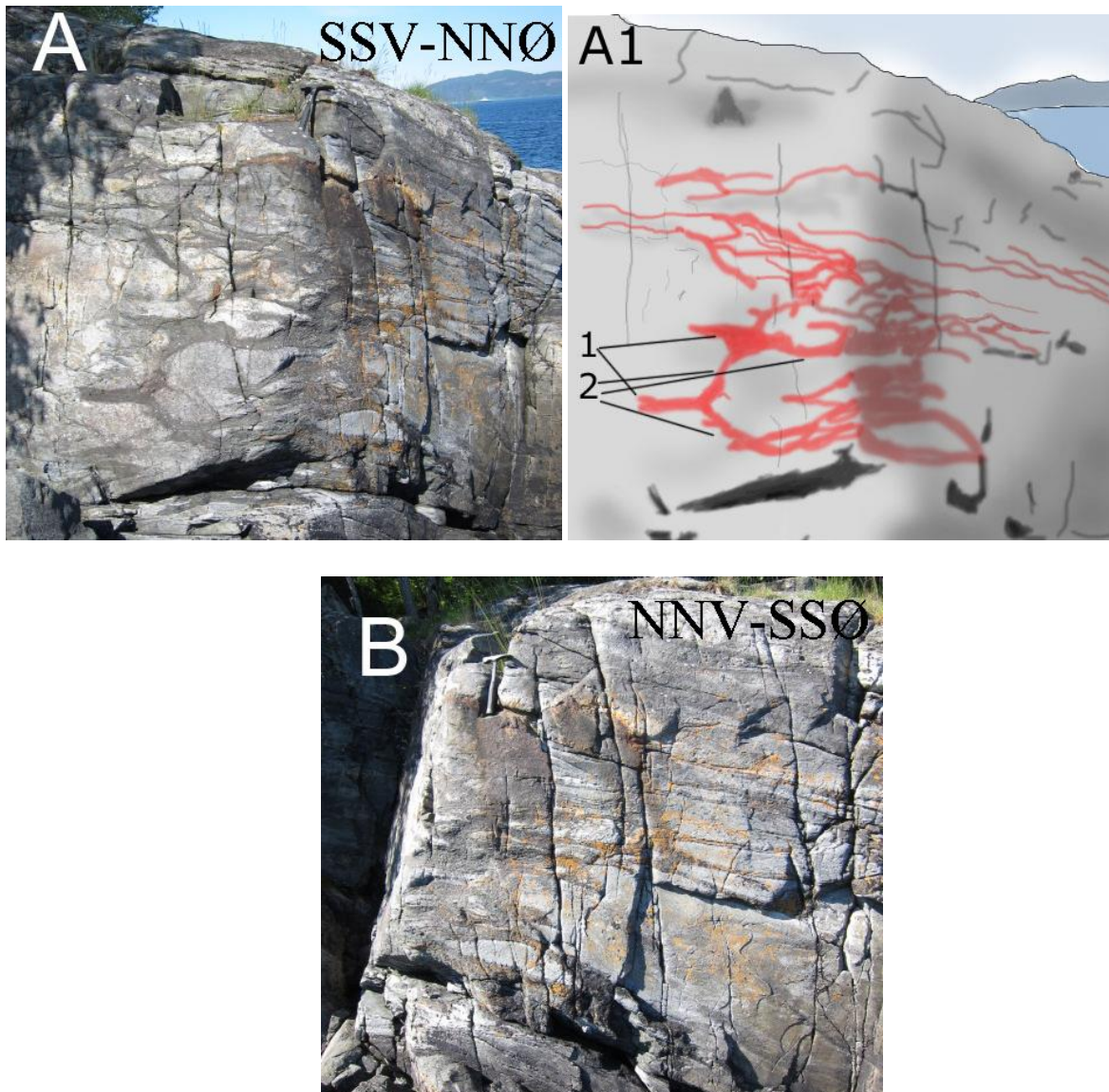


Figur 37 Avmerket område med rød strek viser et sammenvokst mineral av ankeritt og kalsitt. Bildet øverst til venstre viser området i XPL, mens bildet øverst til høyre viser området i PPL. De nederste bildene viser EDS elementkartlegging av Ca (bildet til venstre) og Mg (bildet til høyre). Det samme området som inneholder Mg, inneholder også en relativ liten mengde med Fe. Bildene kommer fra tynnslip MI02-T1.

Sekundær epidot opptrer vanligvis som anhedrale korn spredt i matriksen (se Figur 36). Størrelsen på epidotkornene er vanligvis rundt 0,1 mm, men korn opp til 0,4 mm er observert. Muskovitt opptrer som en liten mengde lamellære korn. Korn opp til 1 mm ble observert, men størrelsen er vanligvis <0,2 mm. Kvarts opptrer som anhedrale til subhedrale korn. Kvartsen er anhedral og finkornet, vanligvis mellom 0,1 mm-0,4 mm. Apatitt opptrer i en relativ liten mengde i de mafiske gangene. Mineralene er vanligvis mindre enn 50  $\mu\text{m}$  og har en anhedral krystallutvikling. Både muskovitt, kvarts og apatitt opptrer jevnt fordelt i tynnslipene. Ilmenitt er det eneste opake mineralet som ble observert. Mineralet opptrer på to forskjellige måter. I hovedsak som relativt store korn, mellom 0,2 mm-0,8 mm med en skeletal struktur (se Figur 35). Mineralet opptrer også som anhedrale, relativt små korn, <10  $\mu\text{m}$ , spredt i matriksen.



#### 4.4.2 Mafiske ganger i ryodacittvegg

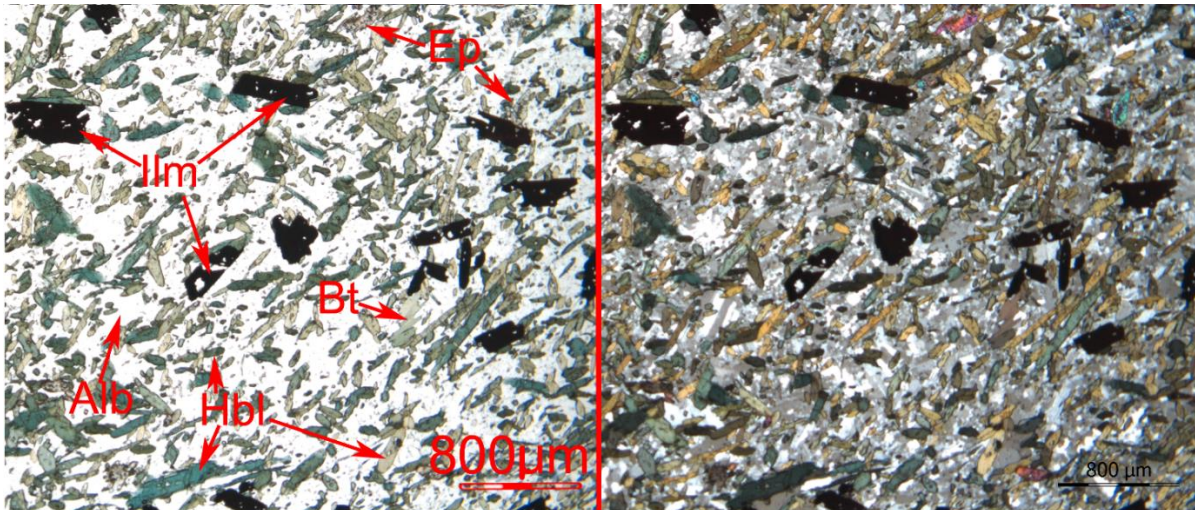


*Figur 38 Mafiske ganger lokalisert i en vegg av ryodacitt. Hammer som skala. Illustrasjonsbilde A1 viser de mafiske gangene i en rød farge. Nummereringen viser til: 1: subhorisontale akseplan med en SSV-vergens. 2: subhorisontale foldeflanker.*

I et område i ryodacitten kan flere mafiske ganger på <0,3 m observeres. Gangene ligger i en tilnærmet vertikal vegg av ryodacitt. Figur 9 viser beliggenheten av dette området på Klemetsaunet (beskrevet som mafiske ganger i vegg). Gangene på den ene siden av vegg (A på Figur 38) danner det som ser ut som isoklinale folder med et liggende akseplan og foldeflanker. Foldene har en omtrentlig vergens mot SSV. Vegg B ligger ca. 90° på vegg A og inneholder trolig foldeflanker av foldene fra vegg A. A1 i Figur 38 viser illustrasjon av vegg A med nummerering som er forklart i figurteksten.

#### 4.4.3 Petrografi mafiske ganger i ryodacittveggen

De mafiske gangene er holokrystallin og har mineralselskapet: Ab + Hbl + Ilm + Ap + Qtz + Ep + Cal + Bt + Ms.



Figur 39 Bildet viser relativt små hornblende som opptrer i en grunnmasse av albitt, ilmenitt, epidot, biotitt og kvarts. Bildet er fra tynnslip KIV4-T2.

Det mest karakteristiske trekket med disse gangene er det høye innhold av prismatisk hornblende. Hornblenden er opp til 0,5 mm, men er vanligvis rundt 0,1 mm-0,3 mm. Mineraliet viser en grønn til gul pleokroisk farge. Albitt opptrer som anhedrale til subhedrale korn, svært finkornet til finkornet. Noen albittkorn inneholder polysyntetiske tvillinger. Resten av grunnmassen består av finkornet kvartskorn, anhedrale apatittkorn opp til 0,1 mm. Ilmenitt forekommer som subhedral korn vanligvis rundt 0,1 mm. Ilmenittkornene har i enkelte tilfeller en skeltal struktur. Epidot, biotitt, kloritt og muskovitt er tilstede i en liten mengde spredt i grunnmassen.

## 5 Kjemiske analyser

### 5.1 Introduksjon

I dette kapitlet vil de geokjemiske resultatene av bulkkjemi og mineralkjemi bli presentert. Mikrosonde ble benyttet for å kvantitativt analysere og bestemme mineralkjemien. XRD og XRF, hoved- og sporelementer, ble benyttet for geokjemiske analyser.

### 5.2 Mineralkjemi

Mikrosonde ble benyttet for mineralkjemianalyse. I den forbindelse ble granat, amfibol, biotitt, muskovitt, albitt, kloritt og epidot analysert. Analysene ble i hovedsak benyttet for klassifisering av mineralene, men resultatene har også blitt benyttet til andre formål i denne oppgaven. Resultatene fra samtlige analyser av mineralene fra mikrosonde kan sees i Vedlegg G. Tabell 2 viser tynnslip som ble benyttet til mikrosondeanalyser. Oversikt over hvilke typer prøver dette er kan sees i Tabell 1 og Vedlegg M viser de aktuelle tynnslipene.

	<b>Tynnslip som ble benyttet ved mineralkjemianalyser</b>
<b>Tynnslip</b>	KIA01-T1, KIA08-T1, KIA04-T1, KIA06-T1, KIA06-T2, S03-T1, BT02-T1, MI01-T1, KIV05-T1

Tabell 2 Oversikt over tynnslip som ble benyttet til mineralkjemianalyser, mikrosonde.

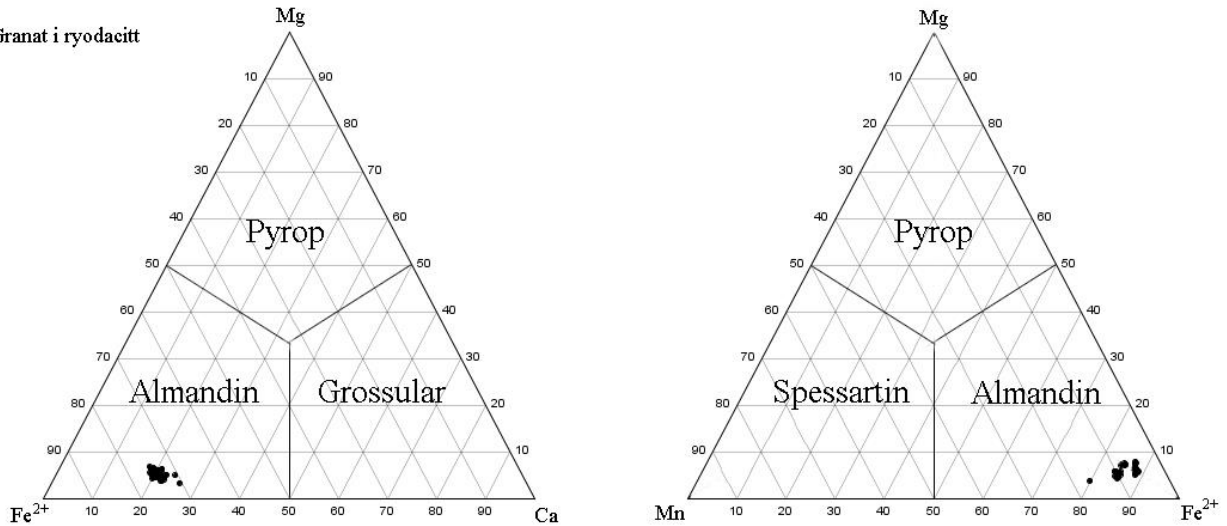
#### **Granat**

Til sammen ble det gjennomført 28 geokjemiske analyser av granater fra Klemetsaunet ryodacitten (se Vedlegg G 14, Vedlegg G 15, Vedlegg G 16). Granatene som er analysert opptrer sonert (som beskrevet i delkapittel 4.2.3 Petrografi). Basert på den generelle formelen for granat,  $X_3Y_2Z_3O_{12}$ , vil innholdet i posisjon X variere ettersom hvor analysen ble tatt i granaten (Grew et al., 2013). Posisjon X innebærer Fe, Mn, Ca og Mg. Fe-innholdet er likevel jevnt høyt i X-posisjon. En gjennomsnittlig kjemisk formel for granatene er gitt ved:



Klassifisering av granatene i Figur 40 er gjort etter diagram av Grew et al. (2013).

• Granat i ryodacitt

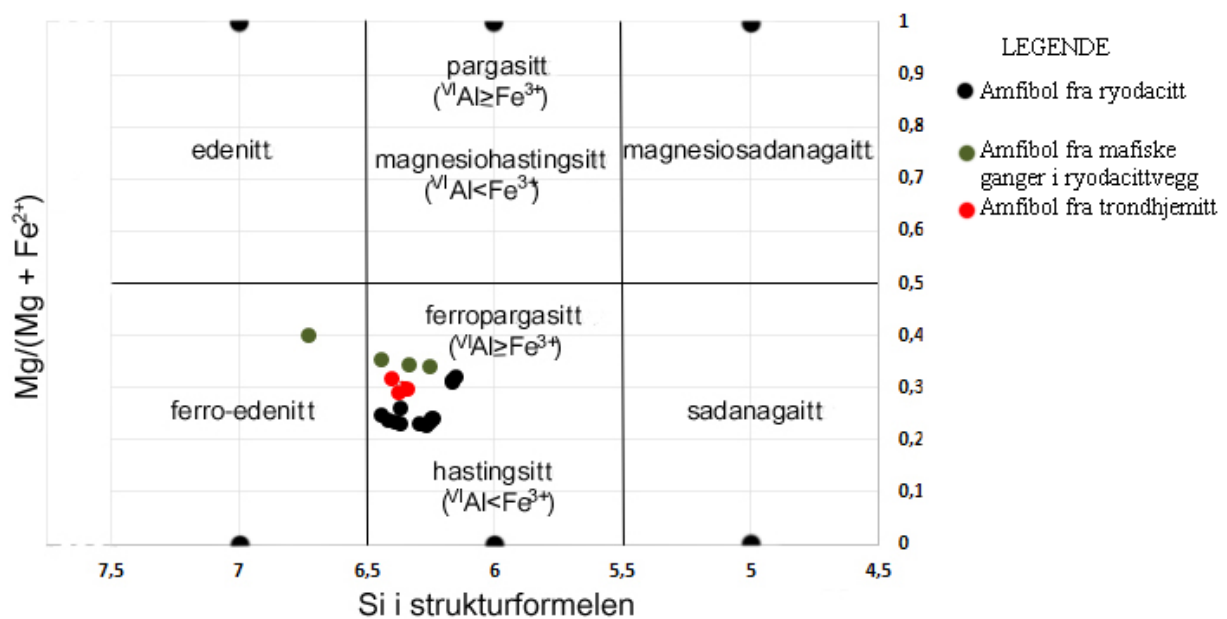


Figur 40 Klassifisering av granat i Klemetsaunet ryodacitten basert på klassifisering av Grew et al. (2013). Diagrammene inneholder komponentene  $Fe^{2+}$ , Ca, Mg og Mn og er basert på innholdet av elementer i X-posisjon.

Granatene har et høyt innhold av Fe, mens Ca-innholdet er det nest høyeste elementet i X-posisjon. Basert på Figur 40 kan granatene i Klemetsaunet ryodacitten klassifiseres som almandin.

### Hornblende

Hornblende ble undersøkt i Byneset trondhemitten, Klemetsaunet ryodacitten og i de mafiske gangene i ryodacittveggen. Til sammen ble 21 geokjemiske analyser gjennomført (se Vedlegg G 6 Vedlegg G 7). Av de 21 prøvene er tretten fra hornblenden i ryodacitten, fire i trondhemitten, og fire fra de mafiske gangene i ryodacittveggen. Klassifisering av hornblendene er basert på nomenklatur av Leake et al. (1997). Dette er gjort på grunnlag av den standard amfibolformelen  $AB_2C_5T_8O_{22}(OH)_2$  (Leake et al., 1997).



Figur 41 Klassifiseringsdiagram for kalsiumrik amfibol etter Leake et al. (1997). Diagrammet har parameterne  $Ca_B > 1,50$ ;  $(Na+K)_A \geq 0,50$  og  $Ti < 0,5$ .

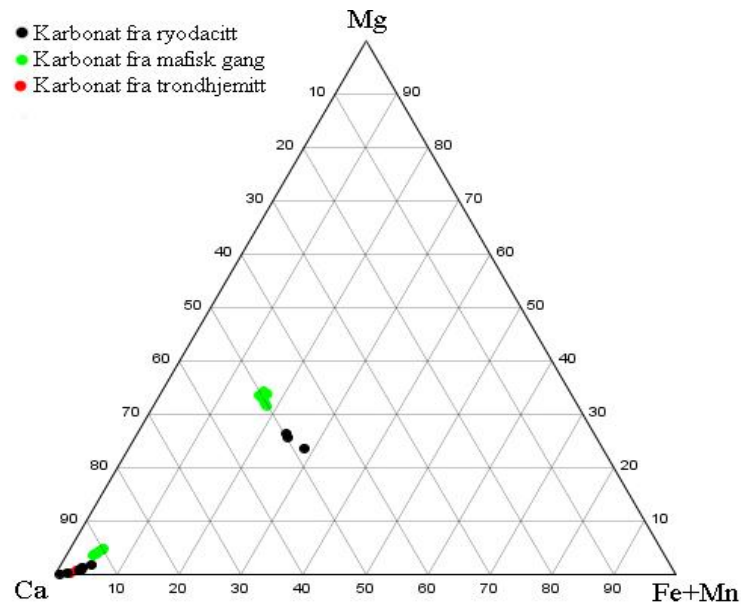
Amfibolen som er tilstede kan klassifiseres som kalsium-amfibol etter parameterne:  $(Ca+Na)_B \geq 1,00$  og  $Na_B < 0,50$ . Vanligvis vil  $Ca_B > 1,50$ . I dette tilfelle er det kun amfibolen fra trondhemitten som har  $Ca_B > 1,50$  (1,52). Amfibolen fra ryodacitten har i snitt et  $Ca_B$  innhold på 1,43, mens amfibolen fra de mafiske gangen i ryodacittveggen har et innhold på 1,41. Ved videre klassifisering av kalsium-amfibolen passer resultatene med parameterne  $Ca_B \geq 1,50$ ;  $(Na+K)_A \geq 0,50$  og  $Ti < 0,5$ . Diagrammet i Figur 41 blir benyttet for klassifiseringen innenfor disse parameterene. Alle punkt, bortsett fra ett (som faller innenfor ferro-edenittfeltet), havner i ferropargasitt/hastingsitt feltet.  $Fe^{3+}$  ble ikke målt eller regnet ut. Man kan dermed ikke fastslå med sikkerhet hvilke mineral som er tilstede. I følge Hawthorne et al. (1997) kan alle amfiboler som havner i kalsium-gruppen kalles for hornblende. Denne terminologien er benyttet videre i denne oppgaven.

Hornblenden i de tre forskjellige bergartene er geokjemisk lik, med enkelte unntak.

Hornblenden fra de mafiske gangen i ryodacittveggen har et høyere  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ -forhold enn amfibolen fra Klemetsaunet ryodacitten og Byneset trondhemitten.

## Karbonat

Til sammen ble 29 analyser av kalsitt og ankeritt gjennomført med mikrosonde (se Vedlegg G 1, Vedlegg G 2 og Vedlegg G 3). Utregningene er gjort på en basis på 6 oksygen. Av de 29 analysene er 16 prøver tatt hos mafiske ganger, to tatt fra trondhemitt og elleve i Klemetsaunet ryodacitten. Fordeling av Mg, Ca og Fe+Mn kan sees i Figur 42.

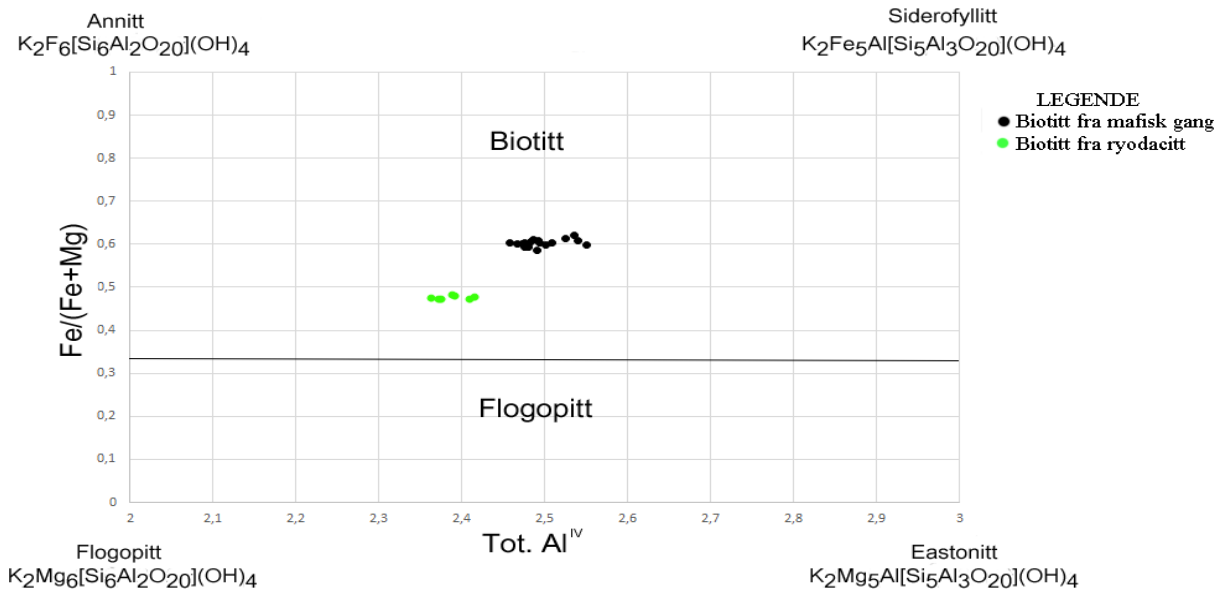


Figur 42 Diagrammet viser fordeling av Mg, Ca og Fe+Mn for karbonatmineralene.

Analysene som er samlet nederst i Ca-hjørnet kan klassifiseres som kalsitt (se Figur 42) (W. A. Deer, Howie, & Zussman, 1992). Kalsitten har et høyt innhold av Ca og et lavt innhold av Mg, Fe og Mn. Analysene viser at ryodacitten og de mafiske gangene inneholder karbonatmineraler med et relativt høyt innhold av Mg og Fe (se punktene midt i diagrammet, Figur 42). I følge W. A. Deer et al. (1992) kan terminologien ankeritt bli benyttet for et mineral hvis innholdet i posisjon X i den generelle formelen  $\text{CaX}(\text{CO}_3)_2$  oppfyller  $\text{Mg}/\text{Fe} \leq 4:1$ . Fra utregninger av punktene midt i diagrammet i Figur 42 (utregningene er ikke tatt med her) viser det seg at dette stemmer og mineralene kan kalles ankeritt.

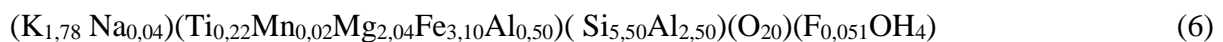
## Biotitt

24 geokjemiske analyser ble utført på biotitt (se Vedlegg G 17, Vedlegg G 18 og Vedlegg G 19). Av disse prøvene ble syv analyser gjort i mafiske ganger og 17 i ryodacitten. Figur 43 viser resultatene plottet i et klassifiseringsdiagram.

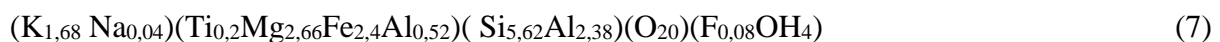


Figur 43 Fe/(Fe+Mg) plottet mot Al-klassifiseringsdiagram for biotitt. Diagrammet basert etter W. Deer and Howie (1966) der Al i diagrammet er basert på innholdet av Al i T posisjon fra den generelle kjemiske formelen.

Alle prøver i Figur 43 faller inn i biotittfeltet. Biotitten fra de mafiske gange viser et lavere Fe:Mg- og Al-innhold sammenlignet med biotitten fra ryodacitten. Den gjennomsnittlig kjemiske formelen til biotitt er utregningen basert på den generelle formelen for biotitt  $A_2M_6T_8O_{20}(OH)_4$  (W. A. Deer et al., 1992). Gjennomsnittlig formel for biotitten i ryodacitten er som følger:



Biotitten i mafisk ganger har denne gjennomsnittlige kjemiske formelen:

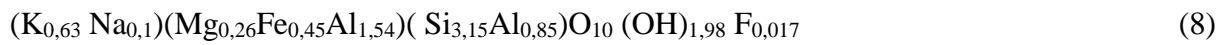


## Muskovitt

17 geokjemiske analyser ble utført på muskovitt (se Vedlegg G 4 og Vedlegg G 5).

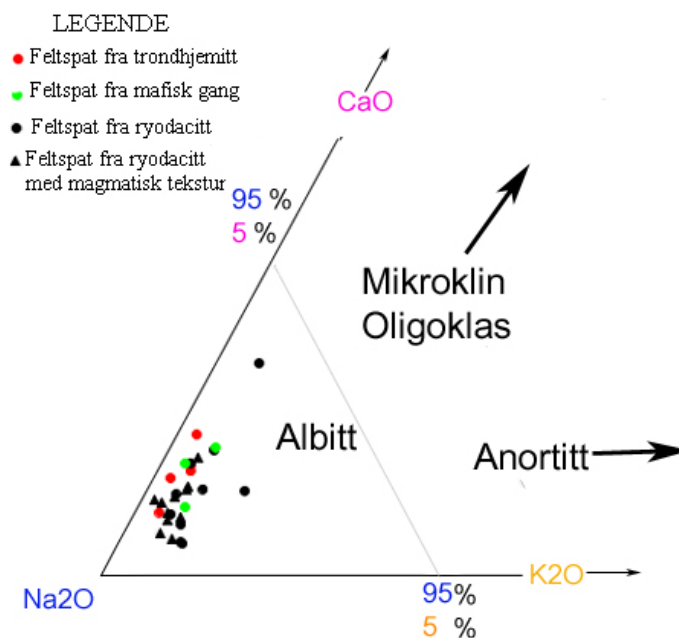
Utregningene er gjort med en normalisering av 11 oksygen-basis (10 oksygen og 2 OH) (W. A. Deer et al., 1992). Det ble tatt fire prøver fra Byneset trondhemitten, tolv prøver fra ryodacitten og en prøve fra mafiske ganger. Den gjennomsnittlige kjemiske formelen til

muskovitt har blitt utregnet basert på den generelle formelen  $A_1M_2T_4O_{10}(OH)_2$ . For ryodacitten har muskovitten den gjennomsnittlige kjemiske formelen:



## Feltspat

20 feltspatpunkter ble analysert med mikrosonde (se Vedlegg G 8 og Vedlegg G 9). Av disse er tre fra mafisk ganger, fem fra trondhemitt og tolv fra ryodacitten (se Figur 44). I ryodacitten er både rekrystallisert- og magmatiske feltspatkorn analysert.



Figur 44 Resultat fra 20 analyser av feltspat. Figur etter W. A. Deer et al. (1992).

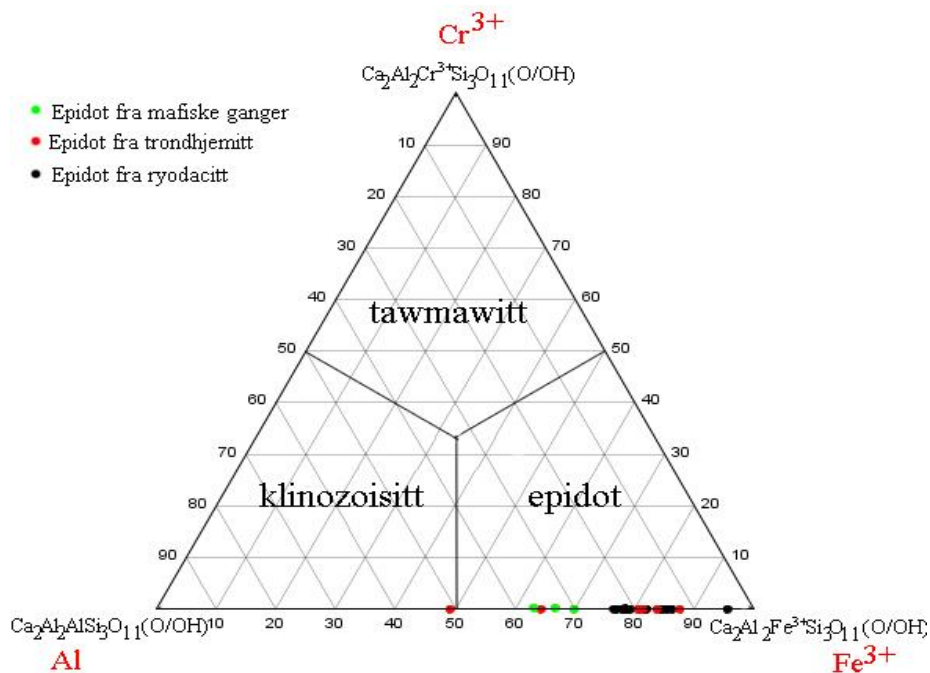
Resultatene fra Figur 44 viser at feltspaten i de mafiske gangene, trondhemitt og i ryodacitten er geokjemisk lik. Alle punktene faller innenfor 95%  $>Na_2O$ , og kan dermed klassifiseres som albitt (W. A. Deer et al., 1992).

## Epidot

Til sammen ble 27 geokjemiske analyser gjennomført på epidot (se Vedlegg G 11, Vedlegg G 12 og Vedlegg G 13). 18 av prøvene kommer fra ryodacitten, tre fra de mafiske gangene og



seks fra trondhjermitten. Figur 45 viser fordeling av Cr, Al og Fe<sup>3+</sup> i epidot.

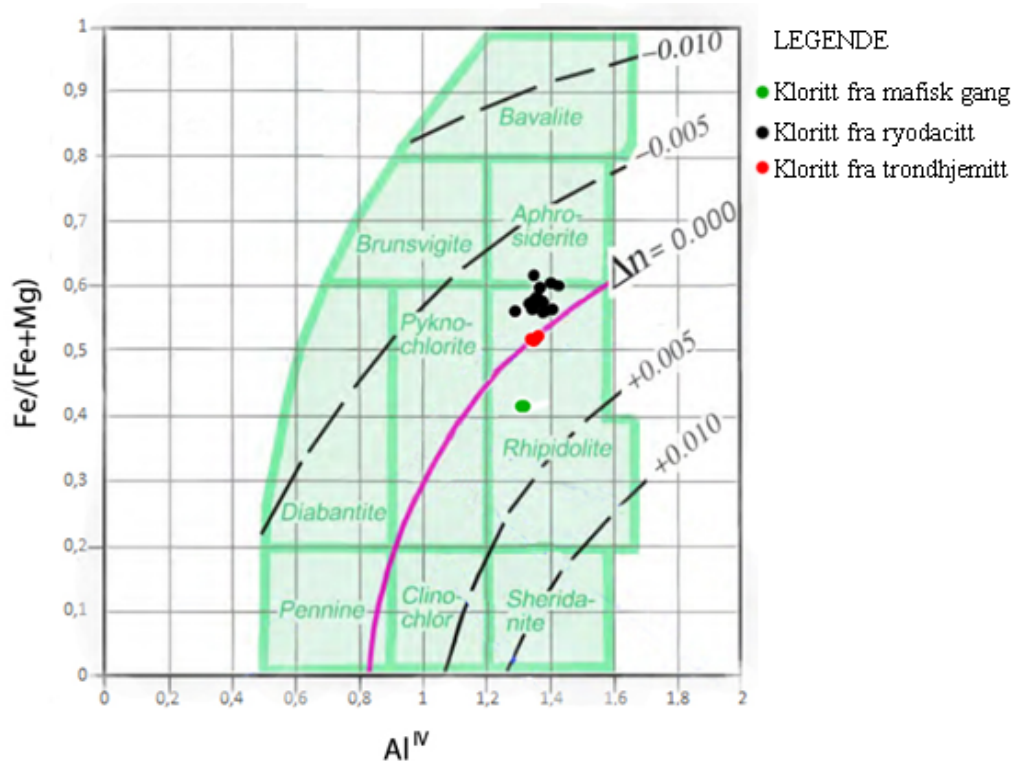


Figur 45 Klassifiseringsdiagram av epidot basert på Fe<sup>3+</sup>, Al og Cr. Diagram etter Franz and Liebscher (2004)

Prøvene viser et varierende innhold av Al og Fe<sup>3+</sup>, mens Cr- innholdet er svært lavt. Alle prøvene faller innenfor epidot-feltet (bortsett fra én prøve). Epidoten har ikke kjerne-kant sonering, men opptrer som relativt lyse og mørke mineralkorn om hverandre. De mineralenekornene som er relativt mørke, har generelt et høyere innhold av Ca og Al.

### Kloritt

Til sammen ble det tatt 20 analyser av kloritt (se Vedlegg G 20 og Vedlegg G 21). To av analysepunktene av kloritt kommer fra mafiske ganger, fire fra trondhjermitten og 14 fra ryodacitten ble analysert. Figur 46 viser klassifisering av de analyserte klorittkornene.



Figur 46 Klassifisering av kloritt etter Tröger, Taborszky, and Trochim (1969). Bildet er hentet fra Raith, Raase, and Reinhardt (2011). Den lilla streken (ved  $\Delta n=0,0$ ) viser skillet mellom hvor kloritten har en fiolett til blå interferensfarge (over  $\Delta n=0,0$ ), og brun interferensfarge (under  $\Delta n=0,0$ ). Langs den lilla linjen finnes kloritt med både brun og fiolett interferensfarge.

De fleste punktene i Figur 46 faller inn i feltet rhipidolitt (rhipiodolite). Kloritten fra ryodacitten har generelt et høyere innhold av jern sammenlignet med kloritten fra de mafiske gangene og trondhemitten.

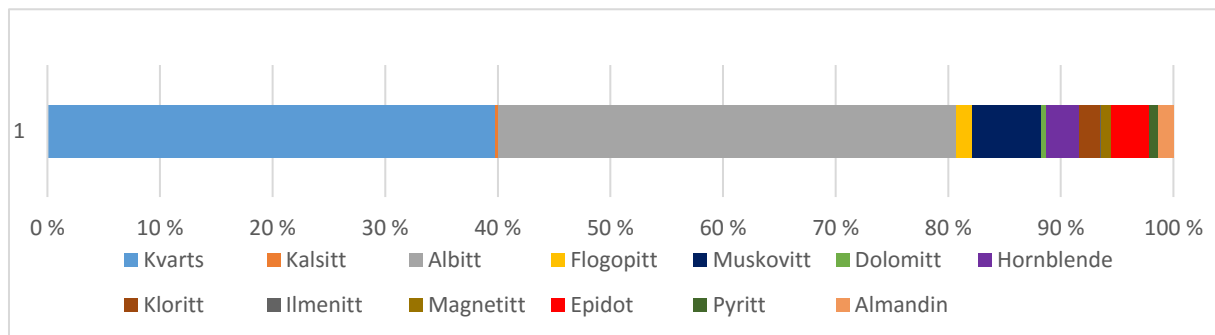
### 5.3 Bergartskjemi

Det ble utført XRF (hoved- og sporelementer)- og XRD-analyser av samtlige prøver (se Tabell 1 for oversikt over prøver). Resultatene fra XRF-hovedelementer kan sees i Vedlegg I, XRF sporelementer kan sees i Vedlegg J. Samlet resultat fra XRD kan sees i Vedlegg K, mens vedlagte grafer kan sees Vedlegg L. Resultatene fra bergartskjemien er lagt fram samlet for hver bergartstype.

### 5.3.1 Klemetsaunet ryodacitten

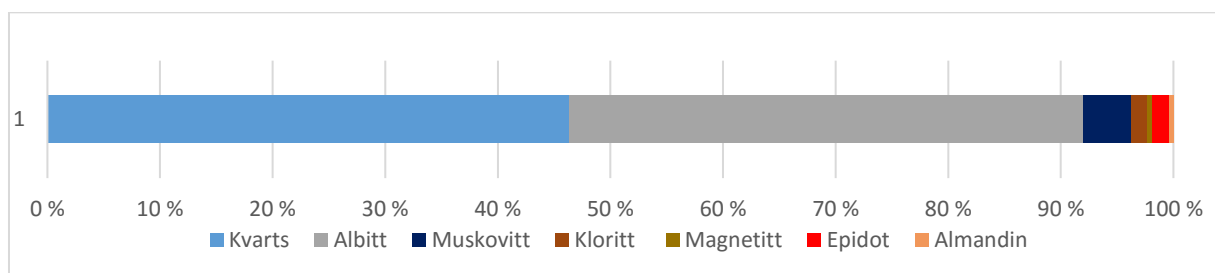
#### XRD

Figur 47 viser gjennomsnittlig innhold av mineraler for Klemetsaunet ryodacitten med hornblende. De åtte prøvene fra Klemetsaunet ryodacitten med hornblende viser en relativt stor geokjemisk variasjon. Kvartsinnholdet er i gjennomsnitt på 40,6 wt. % og varierer mellom 28,0 wt. % og 63,1 wt. %. Albitt har et gjennomsnittlig innhold på 41,5 wt. % og varierer fra 15,9 wt. % til 52,3 wt. %. Prøve KIA09 skiller seg ut fra andre prøver i ryodacitten. Prøven har det laveste albittinnholdet, samt det høyeste kvartsinnholdet. Innholdet av muskovitt i ryodacitten har et gjennomsnittlig innhold på 6,3 wt. % og varierer mellom 3,5 wt. % og 11,8 wt. %.



Figur 47 Gjennomsnittlig XRD-resultat for Klemetsaunet ryodacitten med hornblende.

Gjennomsnittlig resultat fra prøvene fra Klemetsaunet ryodacitten uten hornblende kan sees Figur 48. De to prøvene fra området uten hornblende (KIA04 og KIA05) har et kvartsinnholdet på henholdsvis 43,5 wt. % og 50,0wt%. Albittinnholdet ligger på 48,5 wt. % og 43,5 wt. %. Prøvene har et relativt likt innhold sammenlignet med området som har hornblende.



Figur 48 Gjennomsnittlig XRD-resultatene fra Klemetsaunet ryodacitten uten hornblende.

#### XRF-hovedelementer

Gjennomsnittlig XRF-innhold og standardavvik av hovedelementanalysene kan sees i Tabell

4 og Tabell 3 for henholdsvis Klemetsaunet ryodacitten området uten hornblende og området med hornblende.

Tabell 3 Gjennomsnittet og standardavviket av elementer analysert i XRF til Klemetsaunet ryodacitten med hornblende. n=8

	Gjennomsnitt, wt. %	Standardavvik
<b>FeO</b>	5,65	2,66
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,38	0,29
<b>CaO</b>	1,43	1,08
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,88	0,41
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,13	0,18
<b>SiO<sub>2</sub></b>	71,76	5,37
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,07	2,35
<b>MgO</b>	0,79	0,39
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,79	1,44
<b>MnO</b>	0,09	0,08

Tabell 4 Gjennomsnittet av elementer analysert i XRF til Klemetsaunet ryodacitten uten hornblende. n=2.

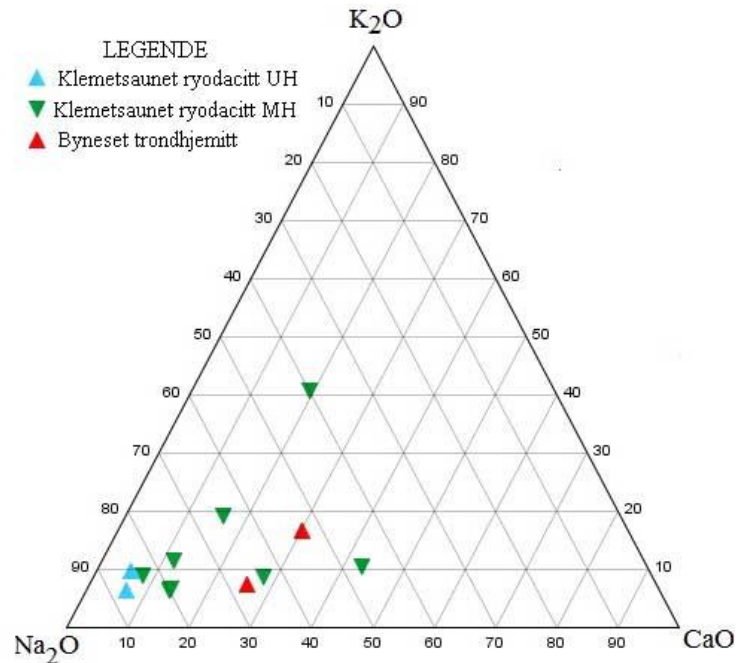
	Gjennomsnitt, wt. %
<b>FeO</b>	2,29
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,14
<b>CaO</b>	0,37
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,49
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,01
<b>SiO<sub>2</sub></b>	78,52
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	10,92
<b>MgO</b>	0,4
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	5,28
<b>MnO</b>	0,03

Klemetsaunet ryodacitten i området med hornblende

(se Tabell 3) har et gjennomsnittlig SiO<sub>2</sub>-innhold på 71,8% og varierer mellom 61,1 wt. % - 80,5 wt. %. Prøve KIA08 avviker fra de andre prøvene med et mye lavere SiO<sub>2</sub> innhold på 61,1 wt. %. Samme prøve har også et høyere innhold av CaO enn de andre prøvene med 4,1 wt. %. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> har et gjennomsnittlig innhold på 12,1 wt. %, og varierer mellom 7,8 wt. % - 14,9 wt. %. FeO-innholdet varierer mellom 2,6 wt. % til 9,4 wt. % og har et gjennomsnittlig innhold på 5,6 wt. %. MgO varierer mellom 0,2 wt. % og 1,3 wt. % med gjennomsnittlig innhold på 0,79%. Det gjennomsnittlige K<sub>2</sub>O-innhold i ryodacitten med hornblende er på 0,88 wt. %. Prøvene varierer mellom 0,48 wt. % og 1,5 wt. %. K<sub>2</sub>O-innholdet plottet mot SiO<sub>2</sub> kan sees i Figur 52. Na<sub>2</sub>O-innholdet har et gjennomsnitt på 4,8 wt. %.

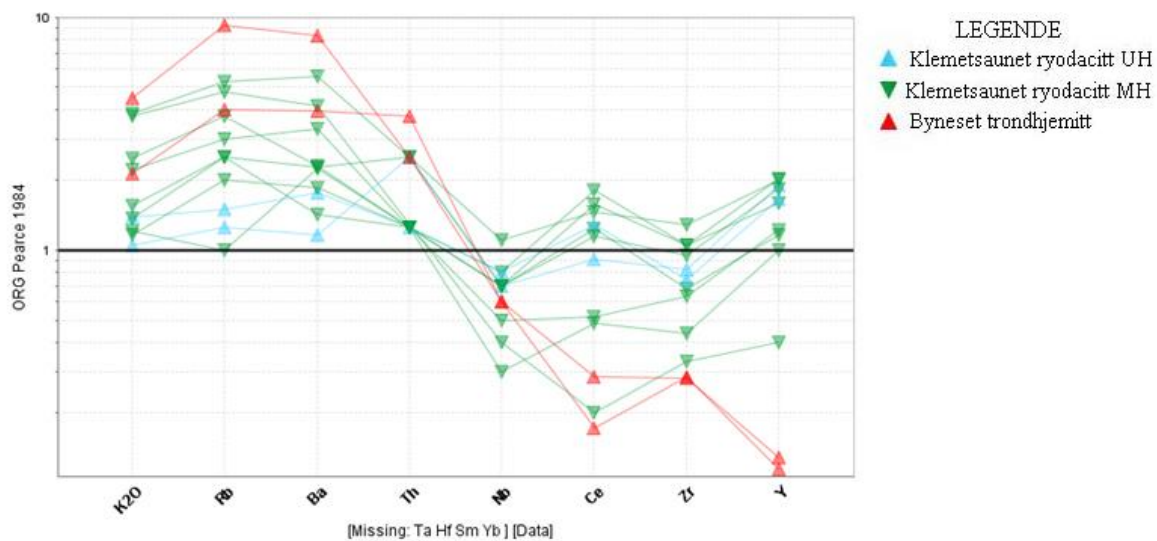
FeO-innholdet til prøvene fra området uten hornblende langt lavere sammenlignet med området med hornblende (se Tabell 4). Det gjennomsnittlige innholdet av FeO ligger på 2,3 wt. %, mens gjennomsnittet til området med hornblende er på 5,6 wt. %. CaO-innholdet for prøvene fra området uten hornblende er også relativt sammenlignet med området med hornblende. Gjennomsnittet ligger på 0,4 wt. %, mens området med hornblende har et

gjennomsnittlig CaO-innhold på 1,4 wt. %. De resterende geokjemiske resultatene fra området uten hornblende avviker ikke betydelig fra de andre prøvene i ryodacitten.



Figur 49 Trekantdiagrammet viser distribueringen av geokjemiske XRF-analyser fordelt på komponentene Na, Ca og K for Byneset trondhemitten og Klemetsaunet ryodacitten. Resultatene viser at prøvene har en anrikning på Na sammenlignet med K og Ca.

Et spiderdiagram er plottet for å se på innholdet av forskjellige elementer (se Figur 50). Diagrammet er et «ocean ridge granite»-diagram (ORG-diagram). Både prøver fra Klemetsaunet ryodacitten og Byneset trondhemitten er plottet i diagrammet.



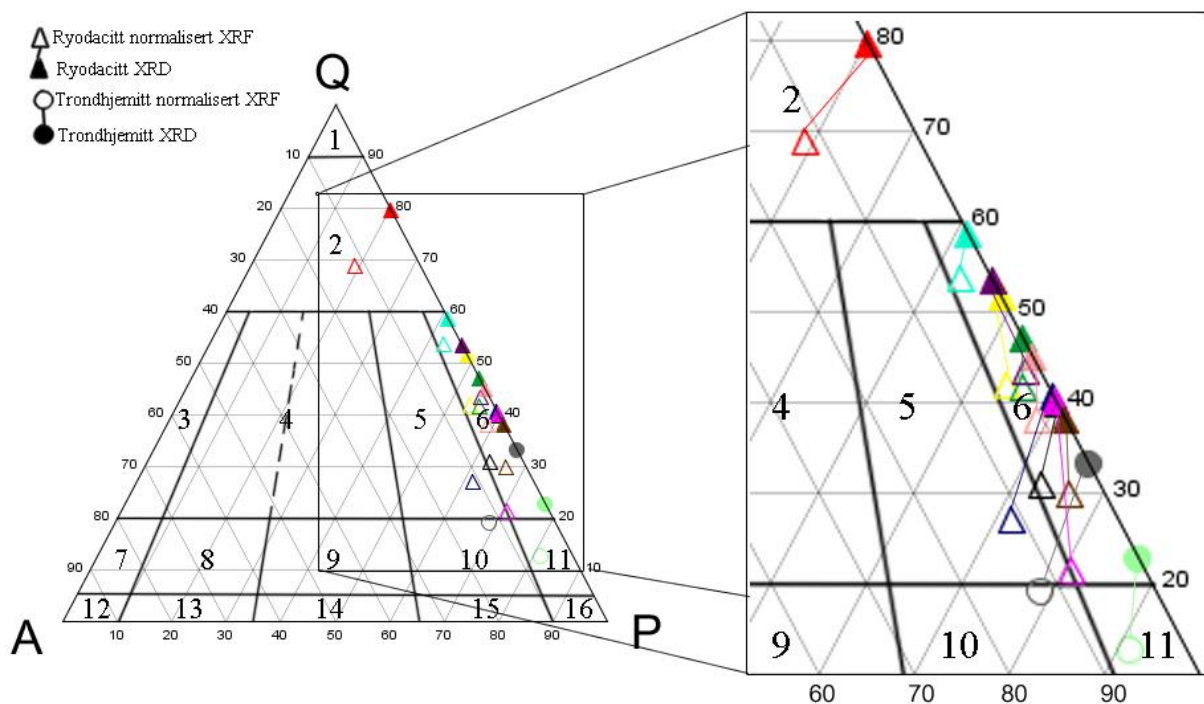
Figur 50 ORG-spiderdiagram etter Pearce, Harris, and Tindle (1984). Normaliseringsverdiene som er brukt i diagrammet i er hypotetiske verdier, kalkulert som et produkt av fraksjonering av en gjennomsnittlig N-type MORB. Inkompatibiliteten for elementene øker fra høyre mot venstre

Resultatene i Figur 50 viser at prøvene fra Klemetsaunet ryodacitten har et spredt resultat. K<sub>2</sub>O, Rb, Ba og Th har en normal til positiv anomali, med opptil 5 ganger så høye verdier sammenlignet med ORG. Innholdet av Nb, Ce og Zr viser normale ORG-verdier med en svak positiv og negativ anomali sammenlignet med ORG. De fleste prøvene i fra Klemetsaunet ryodacitten viser en normal til positivt anomali av Y.

### Klassifisering basert på hovedelementer og sporelementer

Klassifisering av bergarten på Klemetsaunet er basert på bergartens kjemiske sammensetning. Her er analyser fra XRD, XRF og normaliserte utregninger av XRF blitt benyttet for å gi en bedre kunnskap om bergartens sammensetning.

Figur 51 viser et QAP-diagram for klassifisering av plutoniske bergarter etter Streckeisen (1976). Punktene i diagrammet er laget på grunnlag av normative beregninger av XRF og XRD-resultater.

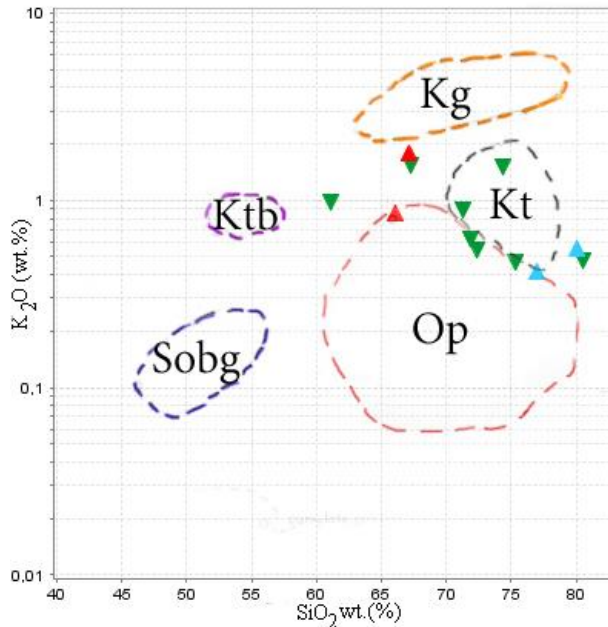


Figur 51 QAP-diagram for klassifisering av plutoniske bergarter etter Streckeisen (1976). Q (kvarts), A (alkali feltspat) og P (plagioklas). Linjen mellom figurene viser til korrelerende XRD- og XRF-prøver. Normalisering av XRF-resultatene ble gjort med et regneark av Hollocher (u.å.) (basert på arbeid av Johansen 1931). Felt 5 er granodiorittfelt 6, er tonalitt, felt 2 er kvartsrik granittoider, felt 10 er kvarts-monzodioritt og felt 11 er kvartsdioritt (Le Maitre et al., 1989).

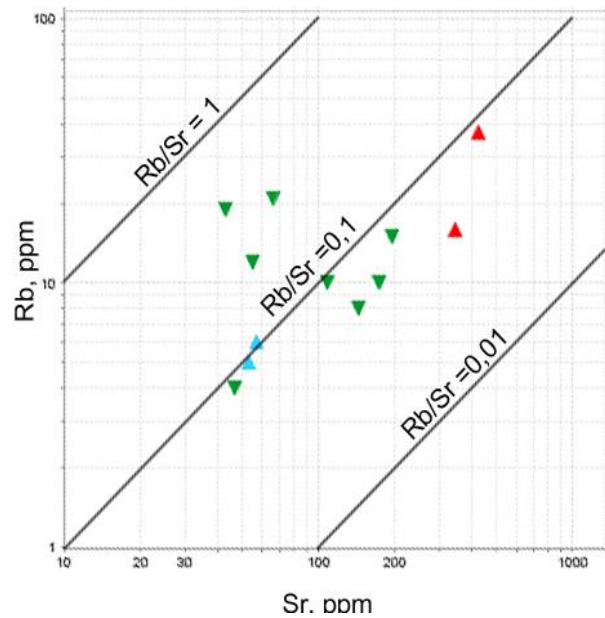
Resultatene fra XRD- og normaliserte XRF-prøver (Figur 51) varierer mest med tanke på innholdet av alkali-feltspat. XRF-prøvene har ett høyere innhold av alkalifeltspat enn XRD-resultatene. Dette er ettersom alkalifeltspat ikke ble observert i Klemetsaunet ryodacitten, og ble dermed ikke tatt med i XRD-resultatene. Én prøve (rød i Figur 51) faller innenfor feltet for kvartsrik granittoider, mens én XRF-prøve (mørk blå i Figur 51) faller innenfor granodiorittfeltet. De resterende XRF- og XRD-prøvene fra Klemetasunet ryodacitten faller innenfor tonalittfeltet. (Le Maitre et al., 1989; Streckeisen, 1976).

Sobg= Subalkalin oseanisk basalt og gabbro  
 Ktb= Kontinental tholeittisk basalt  
 Kg= Kontinental granofyr  
 Kt= Kontinental trondhemitt  
 Op= Oseanisk plagiogranitt

▲ Klemetsaunet ryodacitt UH  
 ▼ Klemetsaunet ryodacitt MH  
 ▲ Byneset trondhemitt



Figur 52 Diagrammet viser  $K_2O$  plottet mot  $SiO_2$  med forskjellige klassifiseringsfelt (se tegnforklaring). Diagram etter Coleman and Peterman (1975).



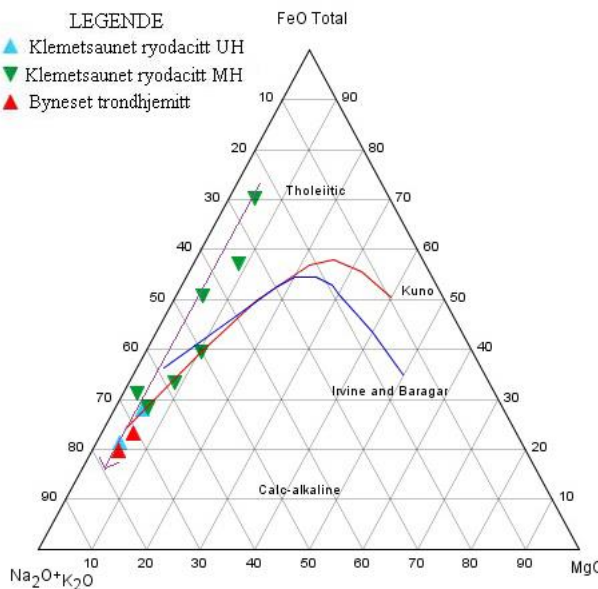
Figur 53 Diagrammet viser Rb-Sr-forholdet og spredningen av prøver fra Klemetsaunet ryodacitten og Byneset trondhemitten. Diagram etter Coleman and Peterman (1975).

Figur 52 viser prøver fra Klemetsaunet ryodacitten og Byneset trondhemitten plottet i et  $K_2O$  vs  $SiO_2$ -diagram. Det er et eget klassifiseringsfelt for oseanisk plagiogranitter, men bare noen av prøvene fra ryodacitten faller likevel innenfor dette feltet. De resterende prøvene har et generelt høyere  $K_2O$ -innhold og faller inn i kontinental trondhemittfeltet, men også utenfor noen klassifiseringsfeltet. Figur 53 viser et Rb-Sr-forholdet. Gjennomsnittlig Rb-innhold til Klemetsaunet ryodacitten er på 11 ppm, mens gjennomsnittlig Sr-innhold er på 94ppm. Det gjennomsnittlige Rb-Sr-forholdet til prøvene fra ryodacitten ligger på 0,15.

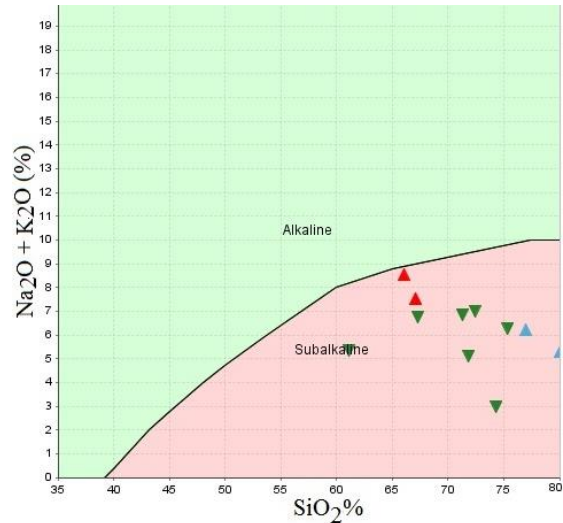
Alle prøvene fra Klemetsaunet ryodacitten kan klassifiseres som «peraluminous» etter Shands-indeks. Prøvene har et gjennomsnittlig A/CNK-innhold på 1,74, og et gjennomsnittlig A/NK innhold på 2,12. Her er  $A=Al_2O_3$ ,  $N=Na_2O$ ,  $K=K_2O$ ,  $C=CaO$  (Maniar & Piccoli, 1989; Shand, 1949).



For å undersøke den magmatiske utvikling til ryodacitten, må bergarten først deles inn som enten alkalisk eller subalkalisk. Denne inndelingen blir gjort basert på total alkali elementer ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) mot silika-innholdet ( $\text{SiO}_2$ ) (se Figur 55).



Figur 54 AFM-diagram basert på Rollinson (1993) s. 76-77. Foreslåtte linjer for inndelingen mellom kalk-alkalin og tholeiittisk av Irvine and Baragar (1971) og Kuno (1968). Den lille linjen viser differensieringstrend til ryodacitten.



Figur 55 Alkalisk/subalkalisk-klassifiseringsdiagram. Klassifiseringen er gjort på grunnlag av modell fra Irvine and Baragar (1971).

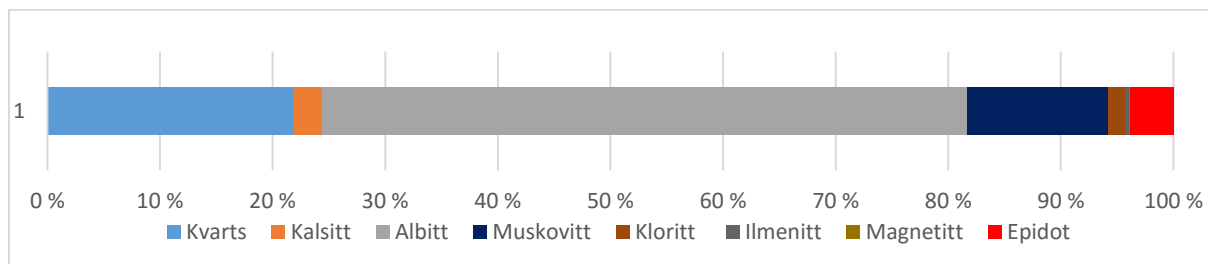
Basert på Figur 55 er det klart at Klemetsaunet ryodacitten kan klassifiseres som en subalkalisk bergarter. Videre kan den subalkaliske serien bli inndelt i kalk-alkalin og tholeiittisk ved å benytte et AFM-diagram (se Figur 54). Klemetsaunet ryodacitten har en tilsynelatende tholeiittisk magmatiske utvikling. Magmaen går fra å være jernrik ( $\text{FeO}$ ) og har en lineær differensieringstrend mot alkali-hjørnet ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ).

### 5.3.2 Byneset trondhjemit

#### XRD

Gjennomsnittlig resultat fra prøvene fra Byneset trondhjemiten kan sees i Figur 56. Det ble kun tatt to prøver fra Byneset trondhjemiten. BT01 har et gjennomsnittlig kvartsinnhold på 19,1 wt. % og et gjennomsnittlig albittinnhold på 64,9 wt. %. BT02 er rikere på kvarts med

24,7 wt. % og har et lavere innhold av albitt på 49,6 wt. %. Begge prøvene har et relativt høyt innhold av muskovitt, med BT01 på 8,0 wt. % og BT02 på 17,1 wt. %.



Figur 56 Gjennomsnittlig XRD-resultater fra Byneset trondhemitt.

## XRF-hovedelementer

Gjennomsnittlig XRF-innhold av hovedelementanalyser kan sees i Tabell 5

Tabell 5 Gjennomsnittet av elementer analysert i XRF til Byneset trondhemitt. n=2.

	Gjennomsnitt wt. %
<b>FeO</b>	2,61
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,34
<b>CaO</b>	3,09
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,32
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,1
<b>SiO<sub>2</sub></b>	66,55
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16,54
<b>MgO</b>	0,59
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	6,71
<b>MnO</b>	0,05

Prøvene har generelt et likt innhold av grunnstoffer. Det må merkes at prøve BT02, som ligger midt i trondhemitt-gangen, har nærmere dobbelt så høyt innhold av K<sub>2</sub>O enn BT01. Innholdet ligger på henholdsvis 1,8 wt. % og 0,85 wt. %. Gjennomsnittlig Na<sub>2</sub>O-nivå ligger på 6,71 wt. %, mens Ca-innholdet ligger på rundt 3 wt. %.

## Klassifisering basert på hovedelementer og sporelementer

Figur 51 viser XRD- og normativ XRF-resultat i et Streckeisen's QAP-diagram. De

normaliserte XRF-resultatene faller i feltet kvartsmonzodioritt og kvartsdioritt, mens XRD-resultatene faller innenfor tonalittfeltet.

De to prøvene fra Byneset trondhemitten er plottet i et ORG-diagram i Figur 50.

Trondhemitten viser en positiv anomali på  $K_2O$ , Rb, Ba og Th. Prøvene viser en anrikning mellom 2-9 ganger sammenlignet med ORG. Hos Nb, Ca, Zr og Y har elementene en negativ anomali. Ce, Zr og Y viser en merkbar lavere negativ anomali sammenlignet med ryodacitten.

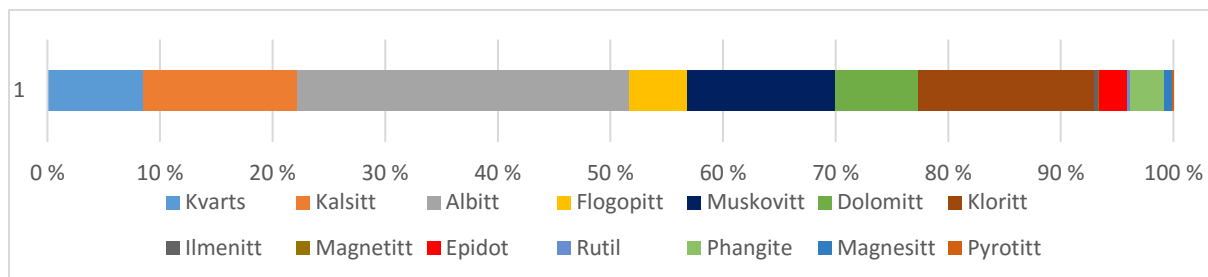
Prøvene til Byneset trondhemitten har et A/CNK innholdet i gjennomsnitt på 1,49 og A/NK er i gjennomsnitt på 2,07. Dette klassifiserer trondhemitten som en «peraluminous» bergart sammen med ryodacitten (Maniar & Piccoli, 1989). Figur 54 viser hvor de to prøvene fra Byneset trondhemitten befinner seg i et AFM- diagram. Begge prøvene faller under kalkalkalinfeltet etter inndeling av Irvine and Baragar (1971) og Kuno (1968).

### 5.3.3 Mafiske ganger

I dette delkapitlet vil resultatene fra de to forskjellige typene mafiske bergarter på Klemetsaunet bli lagt fram. Dette er de mafiske gangene i en ryodacittveggen og de grønne mafiske gangene som kutter ryodacitten.

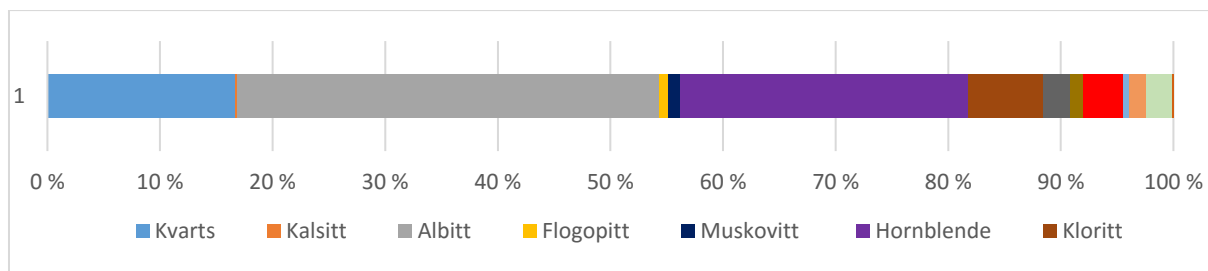
#### **XRD-resultater**

Gjennomsnittlig resultat fra de grønne mafiske gangene som kutter ryodacitten kan sees i Figur 57. Det ble tatt tre forskjellige prøver MI01, MI02 og MI03. Resultatene viser at alle prøvene har et høyt innhold av karbonater (gjennomsnitt 24,6%). Klorittinnholdet varierer mellom prøvene, der MI03 har det høyeste klorittinnhold på 27 wt. %. MI01 og MI02 har et lavere innhold på henholdsvis 9,7 wt. % og 17,7 wt. %. MI03 har et lavt innhold av kvarts på 2,8 wt. %, mens MI01 og MI02 har henholdsvis 12,1 wt. % og 14,6 wt. %. Albittinnholdet varierer mellom 27,9 wt. % til 41,5 wt. %.



Figur 57. Gjennomsnittlig XRD-resultatene fra de grønne mafiske bergarter.

Gjennomsnittlig resultat fra de mafiske gangene i ryodacittveggen kan sees i Figur 58. De mafiske gangene i ryodacittveggen har et spredt resultat. Kvartsinnholdet ligger mellom 11,4 wt. % og 28,0 wt. %. Albittinnhold varierer mellom 28,3 wt. % og 46 wt. %. De geokjemiske analysene viser at de mafiske gangbergartene har et gjennomsnittlig innhold av hornblende på 19,7 wt. %. Ved alle prøvene er karbonat observert i tynnslip, men innholdet har vært i så små mengder at de ikke har blitt tatt med i alle XRD-analysene.



Figur 58 Gjennomsnittlig XRD-resultatene fra mafiske ganger i ryodacittveggen.

### XRF-hovedelementer

Gjennomsnittlig XRF-innhold og standardavvik av hovedelementanalysene til de to forskjellige typene mafiske ganger kan sees i Tabell 7 og Tabell 6.

Tabell 6 Gjennomsnittet og standardavvik av elementer analysert i XRF for de mafiske ganger i ryodacittveggen. n=5

	Gjennomsnitt wt. %	Standardavvik
<b>FeO</b>	13,87	3,43
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,86	0,24
<b>CaO</b>	4,16	0,27
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,53	0,34
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,41	0,08
<b>SiO<sub>2</sub></b>	55,4	4,61
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,8	0,85
<b>MgO</b>	3,11	0,93
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,92	1,36
<b>MnO</b>	0,16	0,04

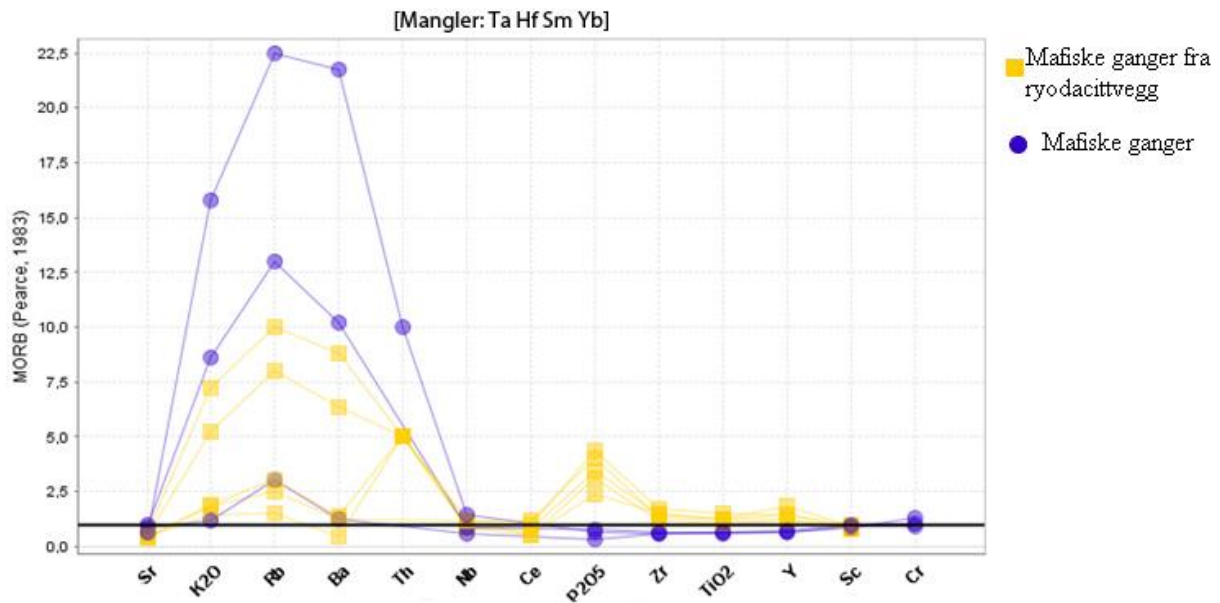
Tabell 7 Gjennomsnittet og standardavvik av elementer analysert i XRF for de grønne mafiske gangene. n=3

	Gjennomsnitt wt. %	Standardavvik
<b>FeO</b>	9,06	0,24
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,94	0,07
<b>CaO</b>	10,67	1,23
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,28	0,9
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,07	0,02
<b>SiO<sub>2</sub></b>	40,65	2,24
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,52	0,61
<b>MgO</b>	6,13	1,19
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,59	0,6
<b>MnO</b>	0,22	0,03

De mafiske gangene som kutter ryodacitten har en relativt lik hovedelementkjemi (se Tabell 7). Enkelte elementer avviker likevel mellom de forskjellige prøvene. MI01 og MI03 har et CaO-innhold på henholdsvis 11,7 wt. % og 11,4 wt. %, mens MI02 har et lavere innhold på 8,9 wt. %. Prøve MI01 har et lavere innhold av MgO på 4,5 wt. %, mens MI02 og MI03 har henholdsvis 6,6 wt. % og 7,3 wt. %. Innholdet av K<sub>2</sub>O til MI01 ligger på 2,4 wt. %. MI02 har 1,3 wt. %, mens MI03 har 0,17 wt. %.

De fem prøvene fra de mafiske gangene i ryodacittveggen har i gjennomsnittlig SiO<sub>2</sub>-innhold på 55 wt. % (se Tabell 6). Prøvene har et relativt høyt gjennomsnittlig innhold av FeO (13,9 wt. %) og TiO<sub>2</sub> (1,9 wt. %) sammenlignet med de andre mafiske gangene. CaO-innholdet er samtidig betydelig lavere med et gjennomsnitt på 4,2wt%.

Et MORB (midthavsryggbasalt)-spiderdiagram for de mafiske gangene er plottet i Figur 59.

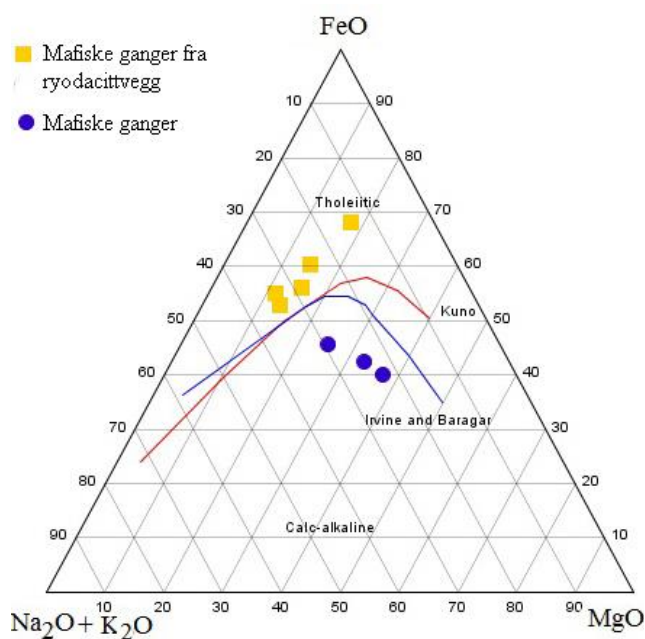


Figur 59 MORB-spiderdiagram for de mafiske bergartene etter Pearce et al. (1984).

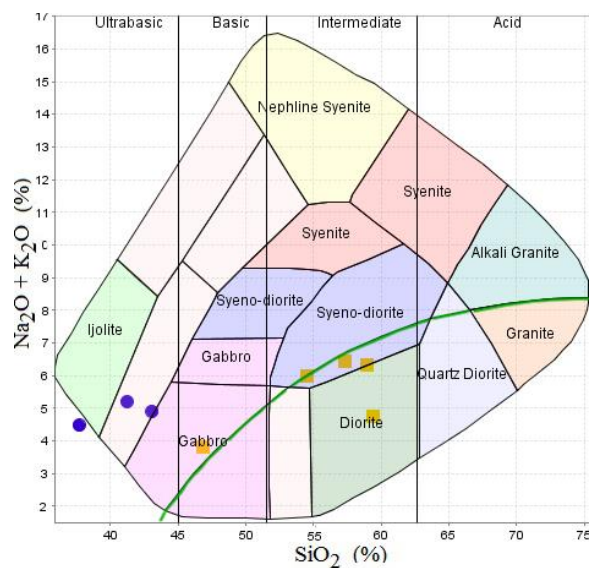
Alle prøvene viser en positiv til normal anomali for K<sub>2</sub>O, Rb, Ba, og Th. MI01 og MI02 skiller seg ut med den høyeste anomalien på de nevnte elementene. De grønne mafiske gangene viser en normal til negativ anomali hos Ce, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> Zr, TiO<sub>2</sub>, Y, Sc og Cr. De mafiske gangene fra ryodacittveggen viser en blanding av normal til en svak positiv anomali for de samme elementene.

### Klassifisering basert på hovedelementer og sporelementer

Figur 61 viser et TAS-diagram, som i dette arbeidet brukes for klassifisering av de mafiske bergartene.



Figur 60 AFM-diagram. Foreslåtte linjer for inndelingen mellom kalk-alkalin og tholeiittisk av Irvine and Baragar (1971) og Kuno (1968).



Figur 61 TAS klassifiserings-diagram av plutoniske bergarter. Diagram av Cox (1979) adaptert av Wilson (1989). Den grønne linjen skiller mellom alkalisk (over linjen) og subalkalisk bergarter (under linjen).

De grønne mafiske gangene faller mellom ijolitt- og gabbrofeltet (blå sirkler i Figur 61). Én prøve faller utenfor klassifiseringsfeltet. For de mafiske bergartene i ryodacittveggen er resultatet spredt fra gabbro- til diorittfeltet. Tre prøver faller innenfor syrenodiorittfeltet.

Figur 61 kan også benyttes til å finne ut om de mafiske bergartene er alkalisk eller subalkalin. Inndelingen er gjort ved den grønne linjen som kutter klassifiseringsfeltene (alkalisk er over linjen, subalkalisk er under linjen). 4 av de 5 prøvene fra de mafiske gangene i ryodacittveggen faller innenfor subalkalin feltet. De andre mafiske gangene faller innenfor alkalisk feltet. Prøvene som kan klassifiseres som subalkalin bergarter, kan brukes videre for å se på den magmatiske utviklingen. Et AFM-diagram er laget for denne hensikten (se Figur 60) (NB: prøvene som klassifiseres som subalkalin er også med i AFM-diagrammet). De mafiske gangbergartene i ryodacittveggen er inne i det tholeiittiske feltet etter inndeling av Irvine and Baragar (1971) og Kuno (1968). Prøvene viser det som ser ut til å være en lineær differensierings-trend mot alkali-hjørnet.



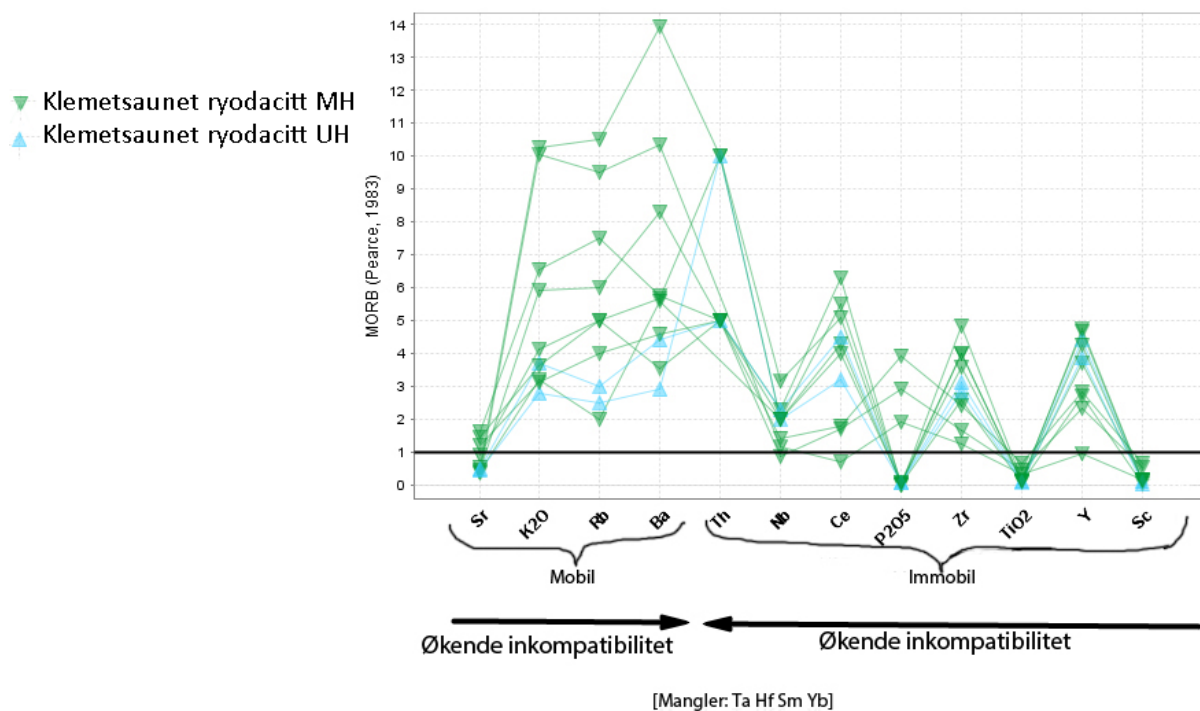


## 6 Elementmobilisering og metasomatisme

I dette arbeidet har geokjemiske analyser og observasjoner fra felt blitt benyttet for å undersøke om det har foregått elementmobilisering i Klemetsaunet ryodacitten. Samtlige prøver fra ryodacitten ble benyttet for å undersøke disse prosessene. Det ble også gjennomført to detaljerte undersøkelser. Den ene er en undersøkelse av elementmobiliteten i grensen mellom Byneset trondhjemitten og Klemetsaunet ryodacitten (se 6.1 Elementmobilisering mellom Byneset trondhjemittgang og Klemetsaunet ryodacitten).

Den andre er undersøkelser om eventuelle post-magmatiske prosesser i en stor heterogen prøve fra Klemetsaunet ryodacitten (se 6.2 Metasomatisme i ryodacitten, prøve 2.1).

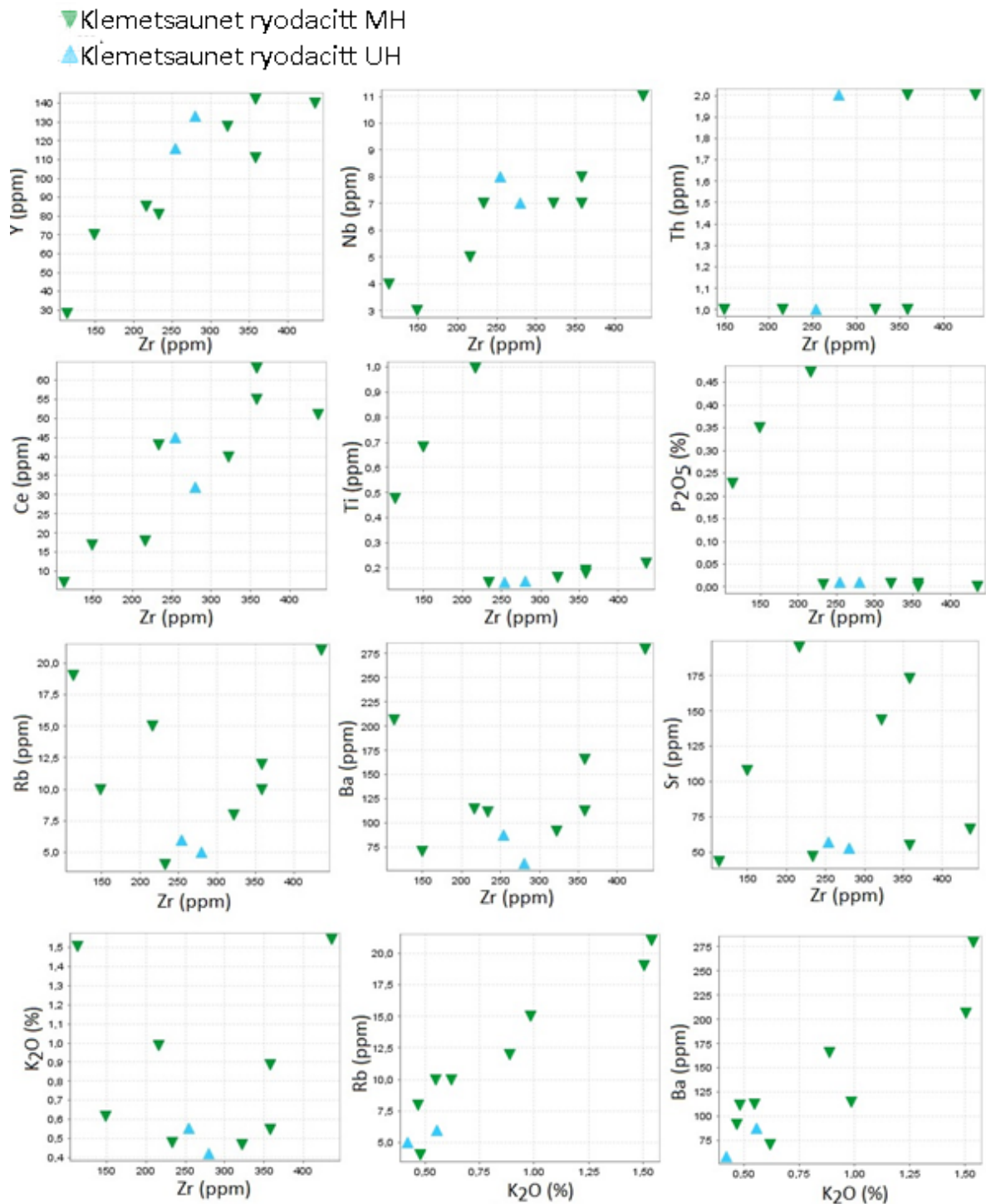
Basert på antakelser om hvilke elementer som oppfører seg mobil eller immobil, har Rollinson (1993) foreslått å bruke et MORB-diagram for å se på elementmobilisering (se Figur 62). Dette diagrammet kan muligens si noe om hvordan elementene har oppført seg i en post-magmatisk prosess ut i fra spredningen av elementene fra de ulike prøvene.



Figur 62 MORB-diagram brukt i hensikt for å se på elementmobilitet. Diagrammet viser mobile og immobile elementer. MORB-diagram etter Pearce et al. (1984).

Elementene som blir regnet som immobile, Nb, Ce, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Zr, TiO<sub>2</sub>, Y og Sc, viser generelt lite spredning av innholdet mellom prøvene (se Figur 62). Spredningen til de immobile elementene er mellom 1 og 6 ganger. De mobile elementene, med unntak av Sr, viser en relativt stor spredning mellom prøvene. Her har elementene en spredning mellom 7-11 ganger. Dette er langt høyere enn hos de immobile elementene.

Figur 63 viser trender og korrelasjoner mellom elementer i bivariate diagram. Diagrammene viser K<sub>2</sub>O og Zr (x-akse) plottet opp mot immobile og mobile elementer (y-akse). Zr er antatt å oppfører seg immobilt, mens K<sub>2</sub>O er regnet som et mobilt element ved en post-magmatisk prosess (Cann, 1970; Floyd & Winchester, 1978).



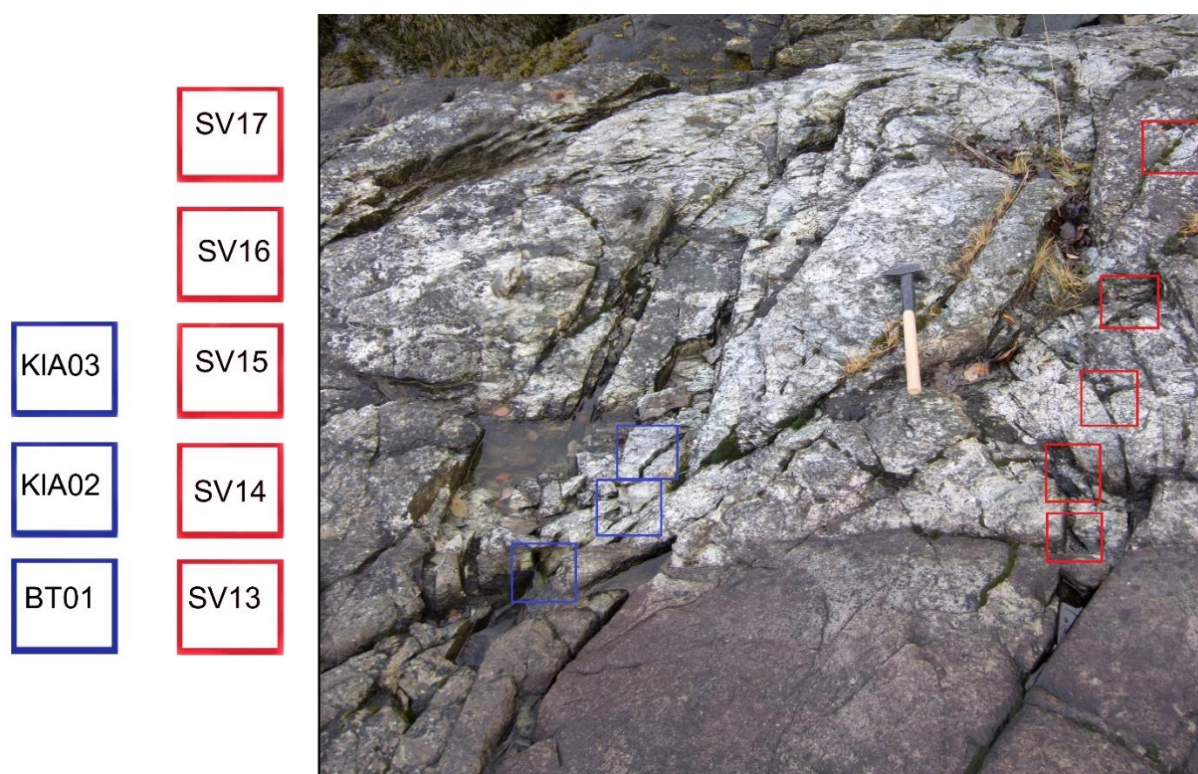
Figur 63 Bivariate diagrammer med Zr og K<sub>2</sub>O plottet opp mot mobile og immobile elementer.

I Figur 63 viser Zr en positiv lineær korrelasjon til Y, Nb og Ce. En svak positiv lineær trend kan også sees mellom Zr mot Ti og P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Det kan se ut til at K<sub>2</sub>O, Sr, Rb og Ba har en tilfeldig opptreden plottet mot Zr. K<sub>2</sub>O, Ba og Rb viser derimot en relativ lik spredning plottet mot Zr. De immobile elementene (se Figur 62) og Sr, viser ingen tegn til korrelasjon plottet mot K<sub>2</sub>O (diagram av disse elementene er ikke med i Figur 63). K<sub>2</sub>O viser derimot en positiv

lineær trend plottet mot Ba og Rb (se Figur 63). Sr viser ingen korrelasjon til verken K<sub>2</sub>O eller Zr.

## 6.1 Elementmobilisering mellom Byneset trondhjemitgang og Klemetsaunet ryodacitten.

Flere prøver ble tatt systematisk fra Byneset trondhjemitgangen og ut i Klemetsaunet ryodacitten. Dette ble gjort i hensikt for å undersøke om det har skjedd en elementmobilisering mellom bergartene. Undersøkelsene er en fortsettelse av arbeidet til Vedeler (2013), som tok fem prøver i samme område. Figur 64 viser hvor prøvene ble hentet (prøve BT02 er tatt i et annet område). Vedlegg B 2 viser en oversikt over alle prøvene fremstilt med et kart.

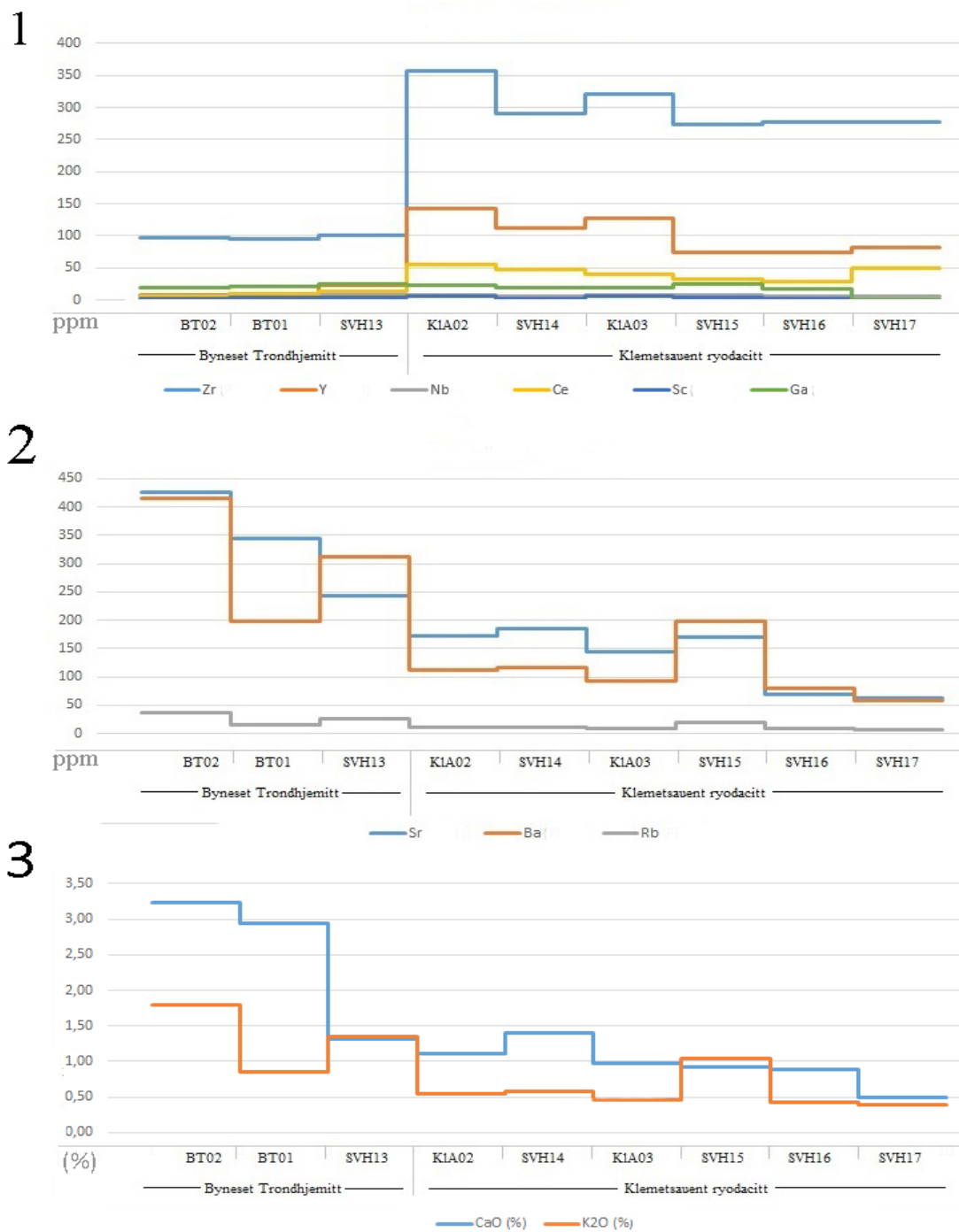


*Figur 64 Bildet viser prøvetakningspunktene. Boksene til venstre viser hvor prøvene er hentet i bildet. Prøve BT02 er hentet i midten av trondhjemitgangen..BT01, BT02 og SV13 er hentet fra Byneset trondhjemitten, mens de resterende prøvene er hentet fra Klemetsaunet ryodacitten.*

De blå firkantene i Figur 64 viser hvor prøvene til denne oppgaven ble hentet, mens de røde firkantene viser Vedeler's prøver. XRF hovedelementresultatene kan sees i Vedlegg I, mens Vedlegg J XRF-sporelementer. Vedlegg K viser XRD-resultat, mens Vedlegg H viser XRD-

og XRF-resultatene til Vedeler (2013).

Figur 65 viser spredningen av hoved- og sporelementer over det undersøkte området. Ni utvalgte sporelementer og to hovedelementer er plottet for å undersøke om det har skjedd en utveksling av elementer i kontakten mellom ryodacitten og trondhemitten. Elementene i diagram 1 viser elementer som er forventet å oppføre seg immobile, mens elementene i diagram 2 er forventet å være mobile (Cann, 1970; Floyd & Winchester, 1978). Elementene i diagram 3 er utvalgte hovedelementer.



Figur 65 Linjediagram som viser utviklingen av sporelementer og hovedelementer på grensen mellom Byneset trondhemitt og Klemetsauent ryodacitt. Diagram 1 viser immobile elementer. Diagram 2 viser mobile elementer. Diagram 3 viser hovedelementene CaO og K<sub>2</sub>O.

Zr, Y og Ce viser en relativ lik oppreden i diagram 1, Figur 65. Innholdet i trondhemittgangen er innholdet av elementene relativt jevnt og lavt. Elementene viser en anrikning i Klemetsauent ryodacitt, men har en svak nedgang bort fra Byneset trondhemittgangen. De antatte mobile elementene, Sr og Ba i diagram 2, viser en jevn

nedgang fra trondhemittgangen til ryodacitten (se fremstilling av Ba- og Sr-innholdet i Vedlegg D 3). Elementene viser ingen tydelig grense mellom bergartene. De Resterende elementer, Ga, Zr og Rb, har et lavt og jevnt innhold ut fra trondhemittgangen inn i ryodacitten.

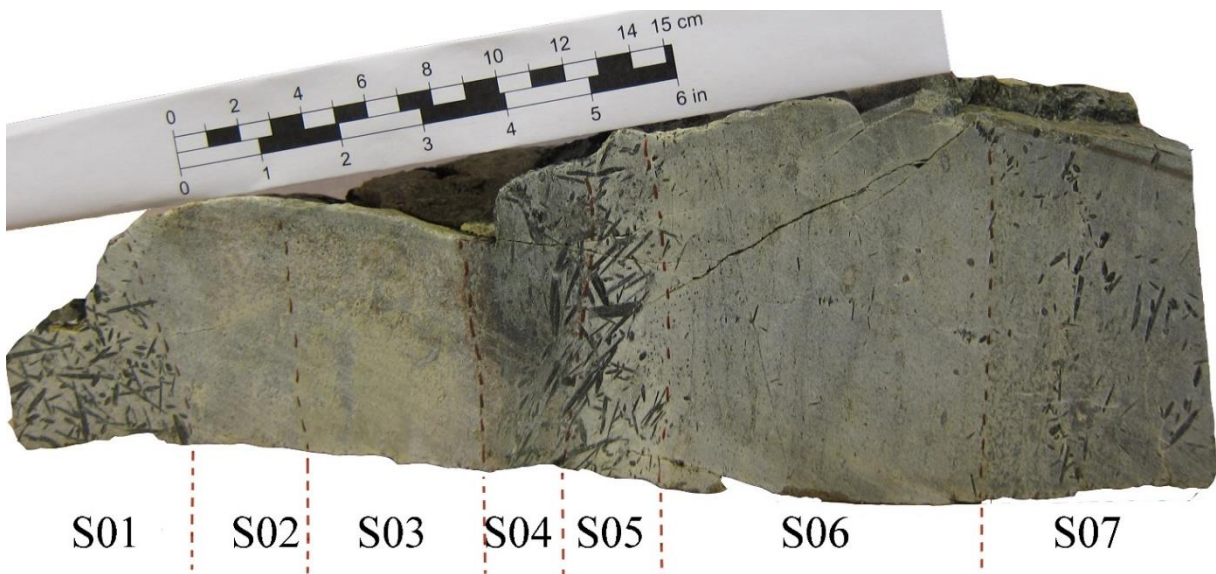
Hovedelementer har blitt undersøkt med samme hensikt. Kun  $K_2O$  og  $CaO$  viser en tilsynelatende svak mobilisering fra trondhemitten og ut i ryodacitten (se diagram 3, Figur 65). Disse elementene har et relativt høyt innhold i trondhemitten og viser en nedgang til ryodacitten. Trenden er likevel mindre klar enn trenden til Ba og Sr.

## 6.2 Metasomatisme i ryodacitten, prøve 2.1

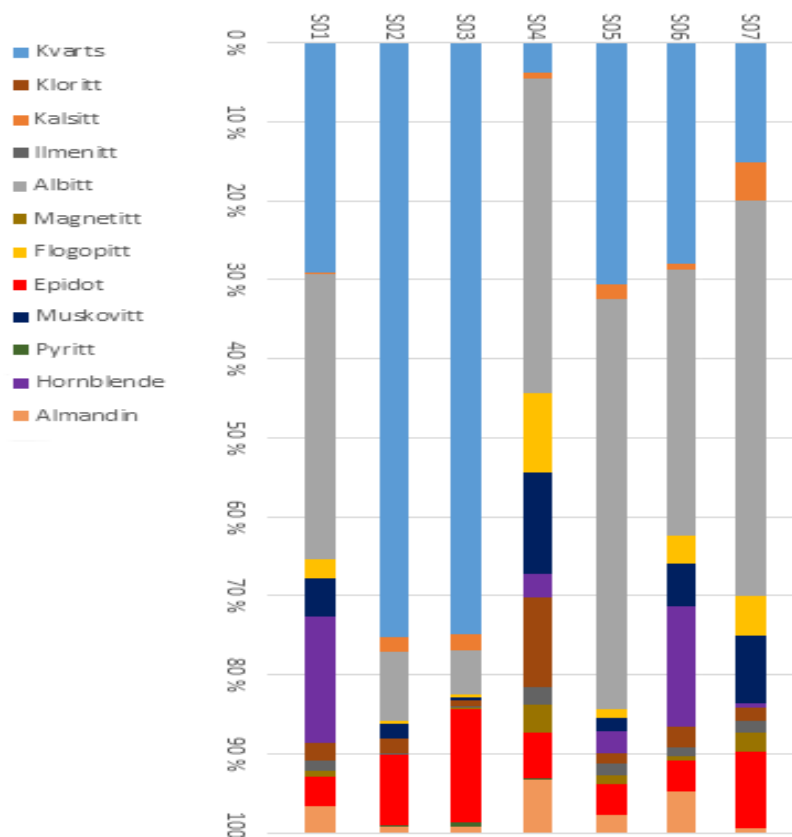
En heterogen prøve, prøve 2.1, ble funnet i Klemetsaunet ryodacitten (se Vedlegg B 3). Stoffen er interessant på grunn av dens heterogene sammensetning (se Figur 66). Stoffen viser en «lagdelings»-struktur. Lagenes tykkelse er ikke konsistent og ligger i en fold (er ikke synlig på Figur 66). For å undersøke hva som har skjedd med stoffen, ble prøven delt inn i syv deler for geokjemisk analyser. De syv delene er delt inn i henholdsvis S01, S02, S03, S04, S05, S06 og S07 (se Figur 66).

Flere diagram har blitt plottet for å se på utvikling til utvalgte mineraler og elementer. Diagrammene kan også si noe om eventuell elementmobilisering og metasomatisme. Både XRD og spor- og hovedelementer fra XRF er benyttet for undersøkelsene (se henholdsvis Figur 67 og Figur 68).

Innholdet av mineralene og elementene må sees på relativt i forhold til innholdet i stoffen, men også med tanke på innholdet til andre prøver i ryodacitten.

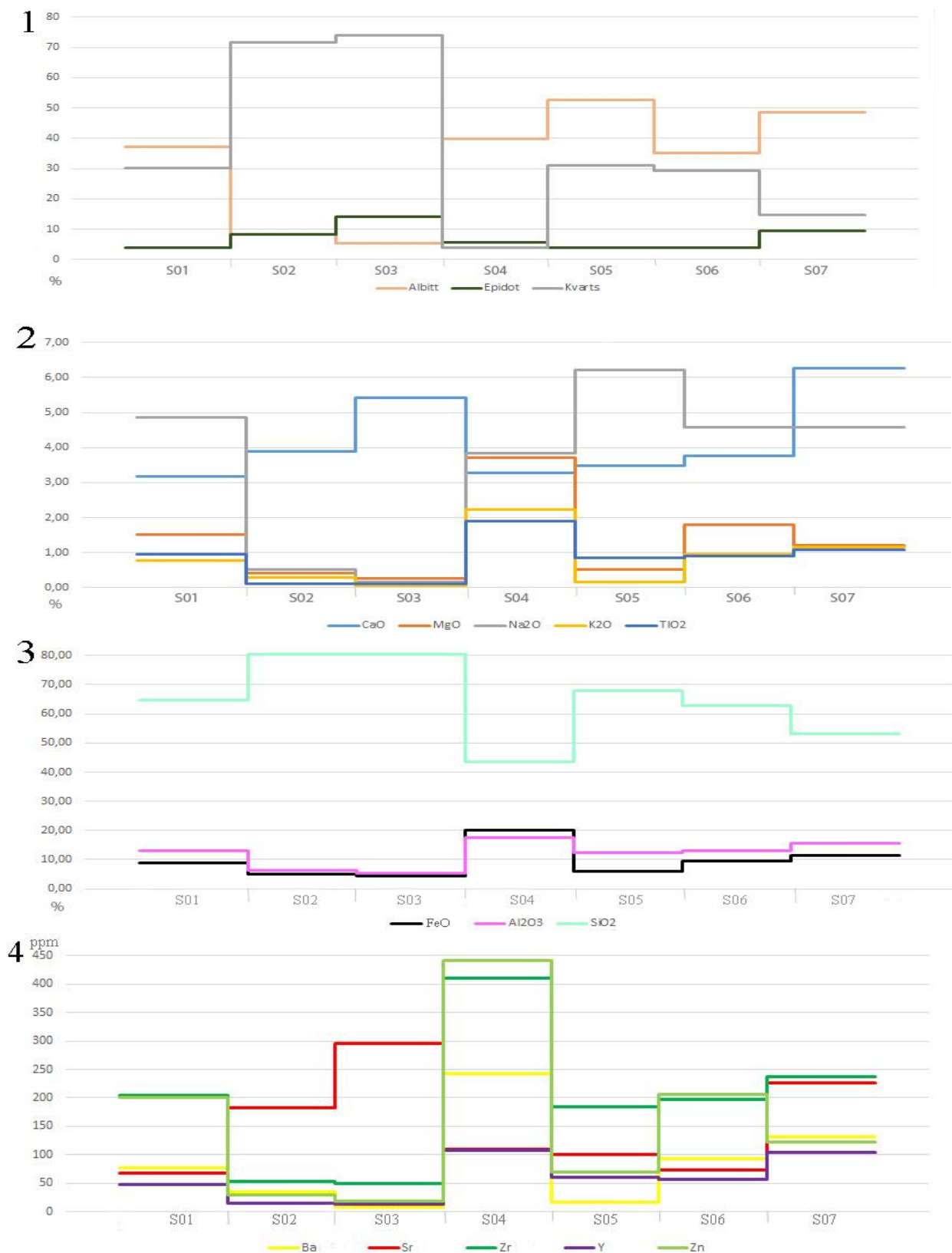


Figur 66 Snitt av Prøve 2.1. Inndelingen med røde markeringer viser hvor stoffen ble delt inn for geokjemisk analyse.



Figur 67 XRD-resultatene for de forskjellige geokjemiske inndelingene fra prøve 2.1 (se Figur 66).



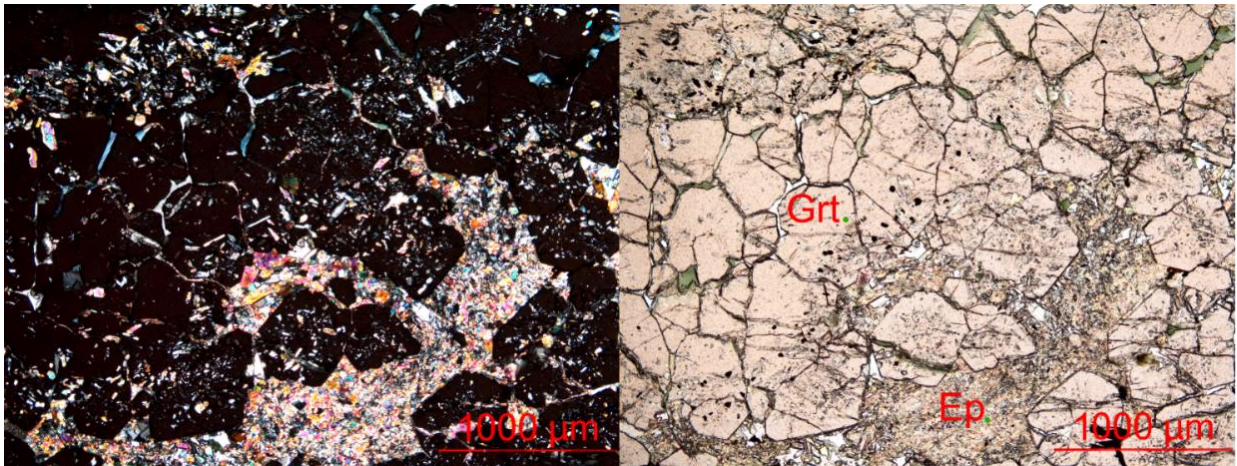


Figur 68 Linjediagram av geokjemiske data fra både XRD og XRF-resultater. Diagram 1 viser epidot, kvarts og albit fra XRD-resultat. Diagram 2 viser CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O og TiO<sub>2</sub>. Diagram 3 viser FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> og SiO<sub>2</sub>. Diagram 4 viser Ba, Sr, Zr og Y.

Basert på resultatene fra geokjemi og tynnslipsundersøkelser, er de syv forskjellige inndelingene av prøven oppsummeres i Tabell 8:

*Tabell 8 Tabellen viser en kort oppsummering av viktige geokjemiske resultater og observasjoner fra tynnslipsanalyser fra prøve 2.1.*

<b>Prøve</b>	<b>Beskrivelse</b>
<b>S01</b>	Et område med et høyt innhold av hornblende (16,6 wt. % fra XRD-analyser). Området har en skarp kontakt mot S02.
<b>S02</b>	XRD-resultatene viser at S02 har et høyt kvartsinnhold (71,6 wt. %) og et lavt albittinnhold (8,3 wt. %). Kvartsen har en grovere tekstur enn kvartsen i S01. Fargen er delvis pistasj-grønn som kommer av det høye innholdet av epidot (8,4 wt. %). Epidoten opptrer som svært finkornet, sekundære mineraler.
<b>S03</b>	S03 er utseendemessig og geokjemisk lik S02. Området har et høyt kvartsinnhold på 73,8 wt. % og et lavt albittinnhold på 5,4 wt. %. Epidotinnhold ligger på 14,1 wt. %.
<b>S04</b>	Området har et lavt innhold av kvarts (3,8 wt. %). Albitt- og glimmerinnholdet (muskovitt og biotitt) er relativt høyt på henholdsvis 38,9 wt. % og 23 wt. %. Klorittinnholdet er relativt høyt på 11,4 wt. %. Langs grensen til S03 ligger en rekke med tettvoksende granater på tvers av stuffen. Granatene er relativt små (<0,8 mm) og vokser over epidoten (se Figur 69).
<b>S05</b>	Området inneholder en ansamling av relativt store, prismetisk hornblende. Albittinnholdet er høyt på 52,7 wt. %.
<b>S06</b>	S06 har et relativt høyt innhold av hornblende, (innholdet av hornblende ikke er så tydelig i Figur 66). Kvarts- og albittinnholdet er på henholdsvis 29,4 wt. % og 35,2 wt. %
<b>S07</b>	S07 har et høyt innhold av epidot (9,4 wt. %), og et relativt lavt innhold av kvarts (14,68 wt. %). Området har et spredt innhold av hornblende.



Figur 69 Bildet kommer fra et tynnslip på grensen mellom S03 og S04. Delen har et høyt innhold av epidot og tattvoksende granater som vokser over epidoten.

Alle prøvene viser et generelt høyt innhold av epidot sammenlignet med andre prøver fra ryodacitten (se diagram 1, Figur 67). Område S02, S03 og S07 har det høyeste innholdet av epidot. De samme områdene viser et høyt innhold av Ca og Sr (se diagram 2 og 4, Figur 67).

S02 og S03 skiller seg ut på grunn av det høye Ca-, Sr-, kvarts- og epidotinnholdet. Samme området viser en tydelig utarming av andre elementer og mineraler. Albittinnholdet er lavt på ca. 10 wt. %. Innhold av  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}$  og  $\text{Al}_2\text{O}_3$  er også utarmet i området (se Figur 67). Det er likevel kun  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  og  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -innholdet som er merkbart lavere enn ved andre prøver i ryodacitten. Sporelementene Zr, Zn, Y og Ba har et relativt lavt innholdet i område S02 og S03 (se Figur 67). Innholdet av disse elementene er også lavt sammenlignet med andre prøvene fra ryodacitten.

Et annet område i stoffen som utmerker seg er S04 (se Figur 66). Dette området har et høyt innhold av glimmer (til sammen 22,9 wt. %), og et lavt innhold av kvarts (3,9 wt. %).

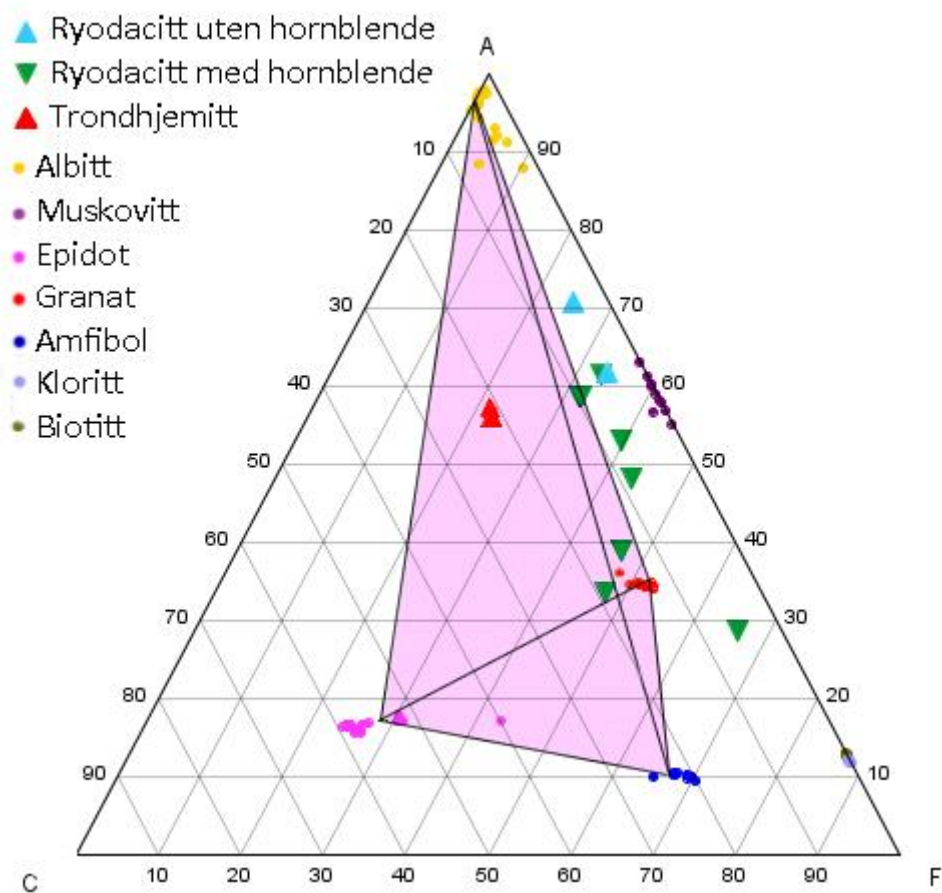
Området viser en anrikning av flere elementer:  $\text{TiO}_2$ , Zr,  $\text{FeO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  og Ba (se Figur 67). Innholdet av disse elementene er generelt høyere enn andre prøver fra ryodacitten. Området viser også et relativt høyt innhold av Ba, men innholdet er ikke høyere enn hva som er vanlig i ryodacitten.



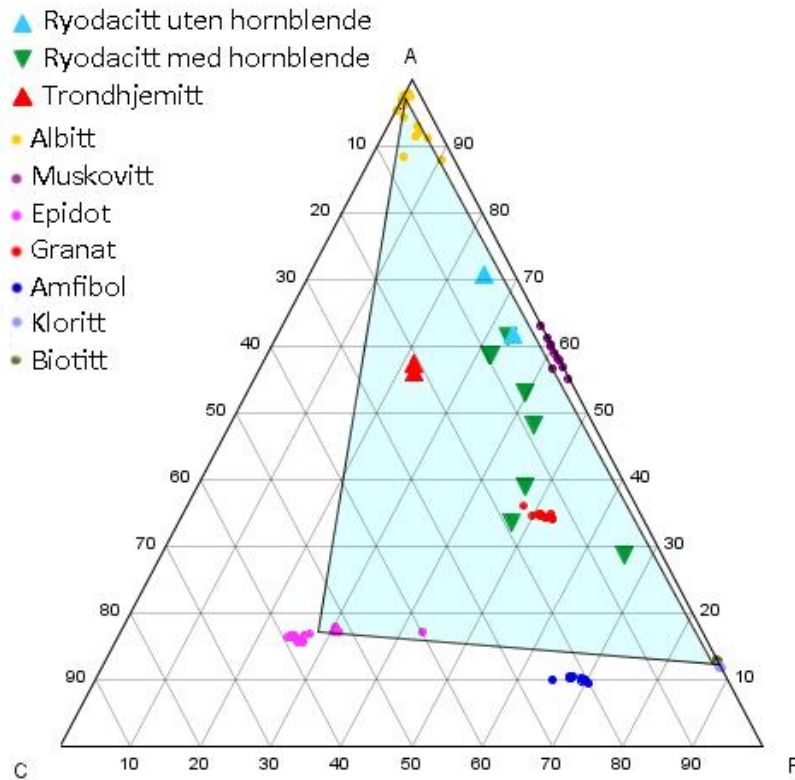
## 7 Metamorf utvikling

### 7.1 ACF-diagram

Mineralselskapet til ryodacitten er plottet i to forskjellige ACF-diagram for å undersøke hvilket diagram som passer best. Mineralene er plottet etter beregninger av mineralkjemien. «Tie-lines» knytter punktene sammen med mineralselskapet til epidot-amfibolittfacies (se Figur 70) og grønnskiferfacies (se Figur 71) etter Spear (1995). Geokjemiske resultat fra XRF-hovedelementkjemi er plottet i diagrammet sammen med mineralkjemien for å se om de geokjemiske prøvene faller innenfor de metamorfe-feltene.



Figur 70 ACF diagram med mineralkjemisk data og XRF-hovedelementkjemi for epidot-amfibolittfacies (lilla felt). Diagram etter Spear (1995), der  $A=AlO_2^3$ ,  $C=CaO$  og  $F=FeO+MgO$ .

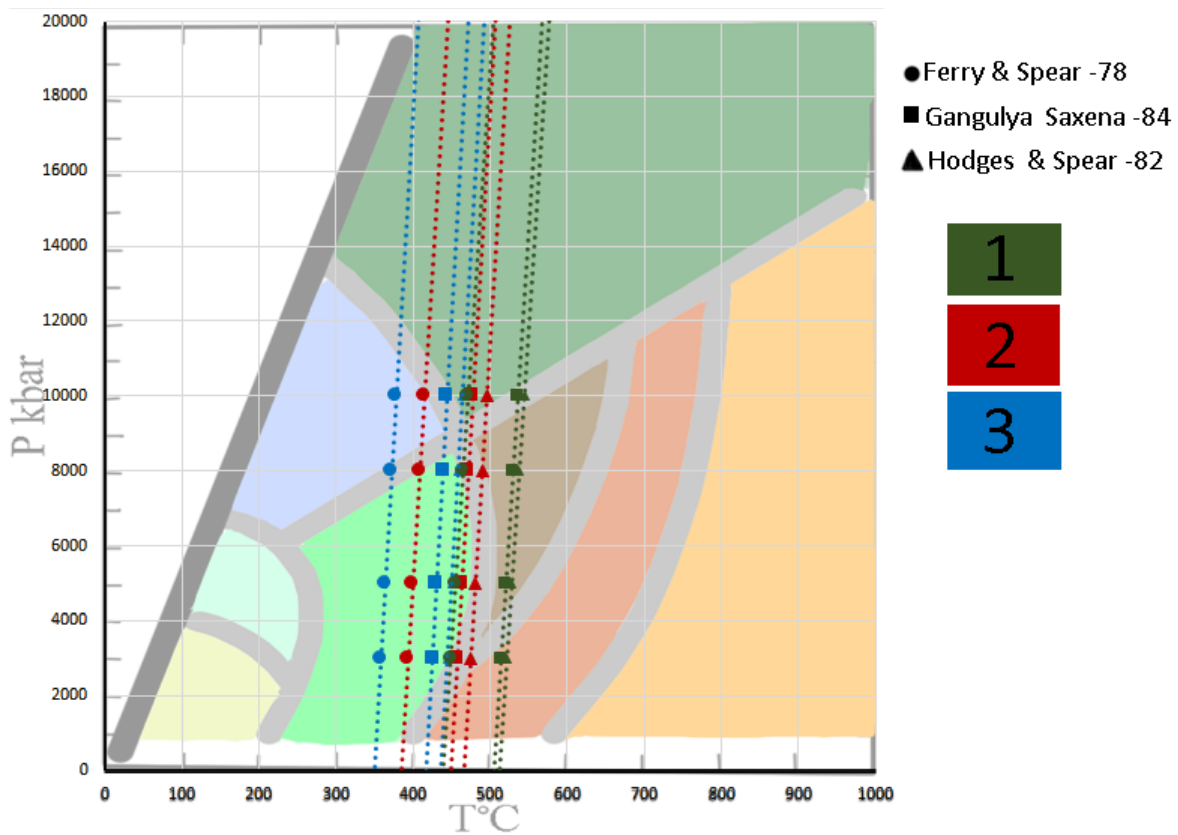


Figur 71 ACF diagram med mineralkjemisk data og XRF-hovedelementkjemi for grønskiferfacies (grønt felt). Diagram er etter Spear (1995), der  $A=AlO_3$ ,  $C=CaO$  og  $F=FeO+MgO$ .

De to ACF-diagrammen som er plottet i Figur 70 og Figur 71 er plottet basert på indeksmineral fra den bestemte faciesen. Figur 70 viser et felt som er avgrenset basert på mineralselskapet til epidot-amfibolfacies, med mineralene hornblende + granat + epidot + albitt (Spear, 1995). Få av punktene fra XRF-bulkkjemi faller innenfor feltet. De fleste andre prøvene ligger likevel tett inntil feltet. De to prøvene fra ryodacitten uten hornblende (blå trekant) faller utenfor feltet, mellom «tie lines» til granat og albitt. Figur 71 viser et ACF-diagram med grønskiferfacies med indeksmineralene epidot + kloritt + albitt (+aktinolit) (Spear, 1995). Aktinolit er ikke tilstede i bergarten. Feltet for grønskiferfacies strekker seg over et relativt stort område og alle prøver fra XRF-bulkkjemi faller innenfor grønskiferfacies-feltet.

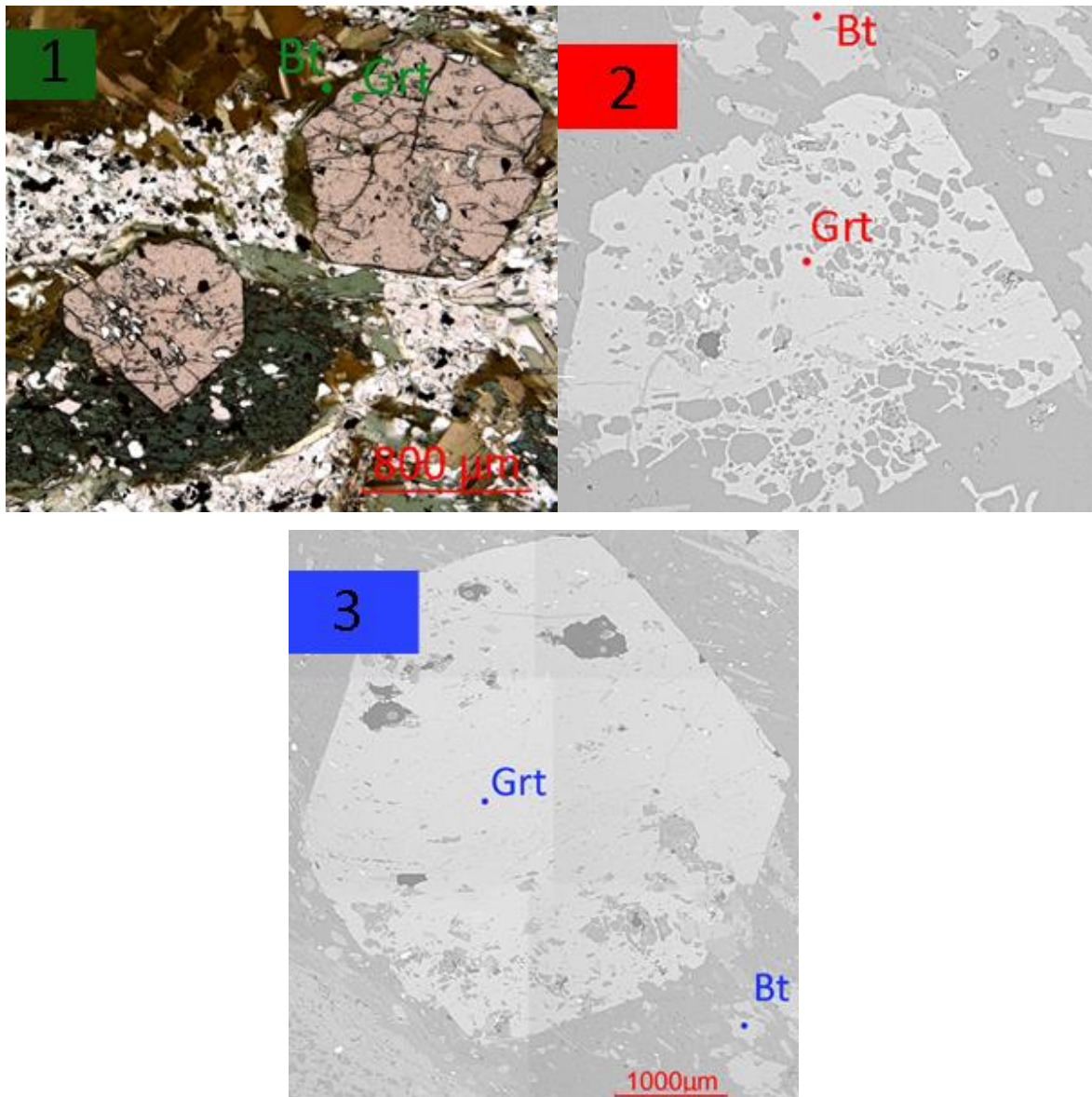
## 7.2 Geotermometriske beregninger

Mikrosondeanalyser er blitt benyttet for å lage geotermometere for å bestemme temperatur (T) som bergarten gikk gjennom ved metamorfose. Tre forskjellige granat-biotitt utvekslings-termometere («exchange geothermometer») er benyttet i denne oppgaven. Disse er Ferry and Spear (1978), Hodges and Spear (1982) og Ganguly and Saxena (1984). Resultatet i Figur 72 viser de tre forskjellige termometrene benyttet på tre forskjellige granat-biotitt punkt. Geotermometrene er laget med fire forskjellige trykkestimat på 3, 5, 8 og 10 kbar. En trendlinje er plottet gjennom estimatene.



Figur 72 Geotermometer for granat-biotitt. Figuren viser tre forskjellige temperatur estimat fra tre forskjellige punkter. Punktene i geotermometeret har tre ulike farger, grønn:1, rød:2 og blå:3. Disse vise videre til de ulike punktene som ble benyttet ved prøvetakning, se Figur 73, Modifisert bakgrunnsbilde etter Spear (1995). Se Figur 6 for facies-inndeling

De tre forskjellige punktene som er benyttet til estimat kommer fra biotitt og granat fra to forskjellige tynnslip. Punktene er tatt på forskjellige lokaliteter på granaten og biotitten (se Figur 73) De blå og røde figurene i Figur 72 er analyser fra kjernen av en granat, og biotitt som befinner seg i matriksen. De grønne figurene i Figur 72 kommer fra analyser i kanten til en granat, med et biotittkorn i kontakt med granaten.



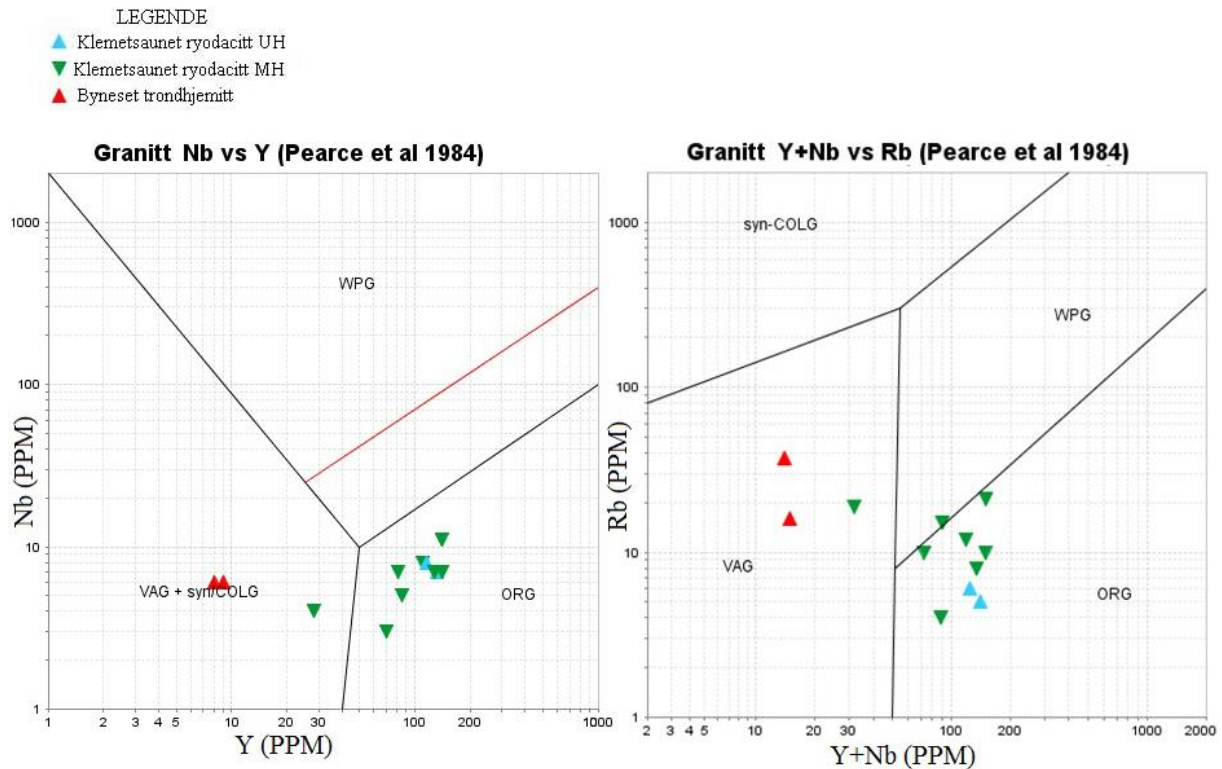
Figur 73 Analysepunkter til geotermometriske beregninger. Grønn:1, rød:2 og blå:3 viser til de forskjellige temperaturestimatene i Figur 72.

Figur 72 viser estimat av temperaturen fra analysene av biotitt og granat. Ved 0 kbar viser temperaturestimatet til trendlinjene en spredning på ca. 150 °C, der den laveste temperaturen er på ca. 350 °C (temperaturestimat av Ferry and Spear (1978)), mens den høyeste temperaturen er på ca. 500 °C (temperaturestimat av Hodges and Spear (1982)). Trendlinjen som er plottet mellom de forskjellige trykkestimatene, går gjennom flere metamorfe facies etter Spear (1995). Disse er øvre del av grønnskifer- og blåskiferfacies. Noen trendlinjer går gjennom nedre del av amfibolittfacies og epidot-amfibolittfacies. Ved høyt trykk går trendlinjene gjennom nedre del av eklogittfacies.



## 8 Tektonisk opprinnelse

To diagram fra Pearce et al. (1984) har blitt benyttet for å undersøke Klemetsaunet ryodacitten og Byneset trondhjemitens tektonisk opprinnelse (se Figur 74).

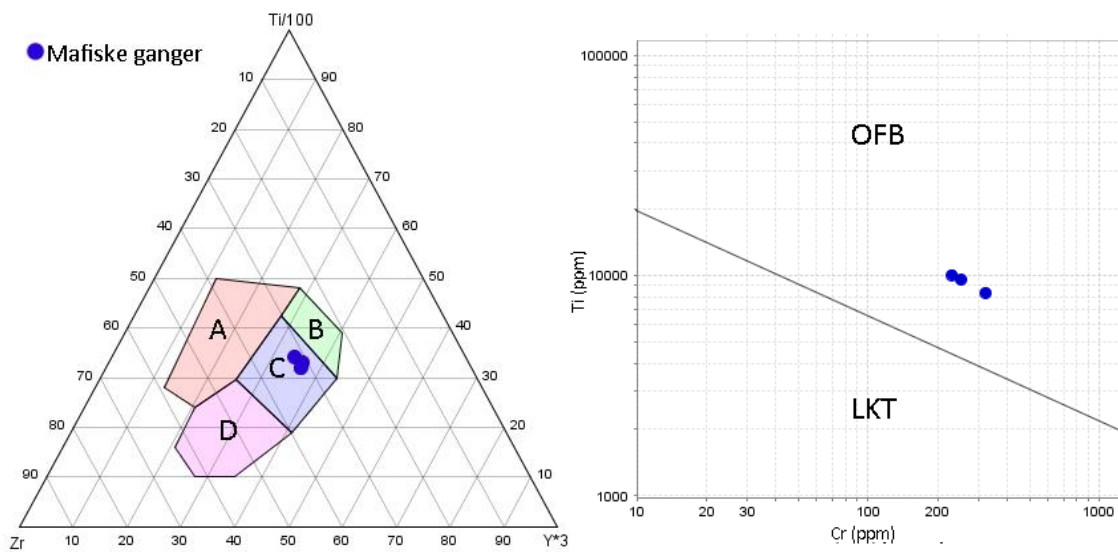


Figur 74 Tektonisk diskrimineringsdiagram for granittiske bergarter. Figur til venstre viser et Nb-Y diskrimineringsdiagram. Figur til Høyre viser et diskrimineringsdiagram med Rb og Y+Nb. Begge diagram er etter Pearce et al. (1984). Forkortelser: ORG=havryggs-granitt, VAG=vulkansk øybuegranitt, synCOLG= granittiske bergart dannet syn-tektonisk med kontinent-kontinent kollisjon), WPG=granitter dannet i tektonisk plate.

I Y-Nb-diagrammet, Figur 74, faller de fleste prøvene fra Klemetsaunet ryodacitten innenfor ORG-feltet. De to punktene fra Byneset trondhjemiten faller innenfor VAG + synCOLG-feltet. Y+Nb – Rb-diagrammet i Figur 74 separerer VAG og synCOLG feltene som er i Y-Nb-diagrammet. Prøvene fra Byneset trondhjemiten faller inn i VAG-feltet. Prøvene fra ryodacitten faller innenfor ORG-feltet.

Et diagram har blitt benyttet for å undersøke det tektoniske miljø til de mafiske gangbergartene. Det ene er et Ti, Y og Zr-diagram (se Figur 75). CaO + MgO-innholdet for

prøvene som blir benyttet må ligge mellom 12%-20%. De mafiske gangene i ryodacittveggen oppfyller ikke disse kriteriene og er dermed ikke tatt med i diagrammene.



Figur 75 Figur til venstre: Zr-Ti-Y diskrimineringsdiagram for basalt med de mafiske gangene på Klemetsaunet ryodacitt. A= "Inne i platen" basalt, B-C= øybue tholeiitt (lav K-tholeiitt (LKT), C= havbunnsbasalt (OFB) C-D= kalk-alkali basalt. Diagrammet er basert på Pearce and Cann (1973). Figur til høyre: Ti vs Cr diskrimineringsdiagram som skiller mellom LKT og OFB, figur etter Pearce (1975).

De mafiske gangene plottes i felt C i figuren til venstre, Figur 75. Bergarten er dermed enten havbunnsbasalt (OFB), lav K-tholeiitt (LKT) eller kalk-alkali basalt. Figur til høyre (Figur 75) skiller mellom OFB og LKT. Prøvene faller i OFB-feltet, men skiller ikke mellom OFB og kalk-alkali basalt. Et «klassifiseringstre» av Vermeesch (2006) ble benyttet til å klassifisere de mafiske gangene og for å skille mellom OFB og kalk-alkali basalt. Basert på innholdet av Ti, Sr og Ni kan de mafiske gangene klassifiseres som havbunns-basalt (OFB) etter klassifiseringsdiagrammet til Vermeesch (2006). De mafiske bergartene i ryodacittveggen klassifiseres som øybue-basalt (IAB) etter innholdet av Ti, Sr og Ni (Vermeesch, 2006).

## 9 Diskusjon

### 9.1 Mineralkjemi

Kun ett mineral har blitt valgt ut til videre diskusjon, dette er granat.

#### **Granat**

Resultatene fra mikrosondeanalyser viser at granatene i Klemetsaunet ryodacitten kan klassifiseres som almandin (se Figur 40). Granatene viser en varierende grad av kjemisk sonering (se Figur 21). Det kan tyde på at størrelsen på granaten påvirker hvor mye den er sonert (større granater gir mer sonering). Granatene har et anrikt innhold av Mn og Ca, og en utarming på Fe og Mg i kjernen. En anrikning av Mn og Ca i kjernen indikerer ofte at granatene har gått gjennom en prograd metamorf-prosess (Müller & Schneider, 1971). Denne antakelsen er forsterket etter geotermometriske undersøkelser (se delkapittel 7.2 Geotermometriske beregninger). Soneringen tilstede er trolig hovedsakelig av typen vekstsonering (Spear, 1995). Én granat viser tegn til å ha en anrikning på Mn i kjernen, men også langs kantene (se Vedlegg E 3). Dette kan indikere en retrograd metamorfoseprosess, men det kan også bety at det har skjedd en metamorf prosess ved et senere tidspunkt (Dietvorst, 1982; Grant & Weiblen, 1971). Det ble ikke observert andre granater med en slik type sonering av Mn.

### 9.2 Bergartskjemi

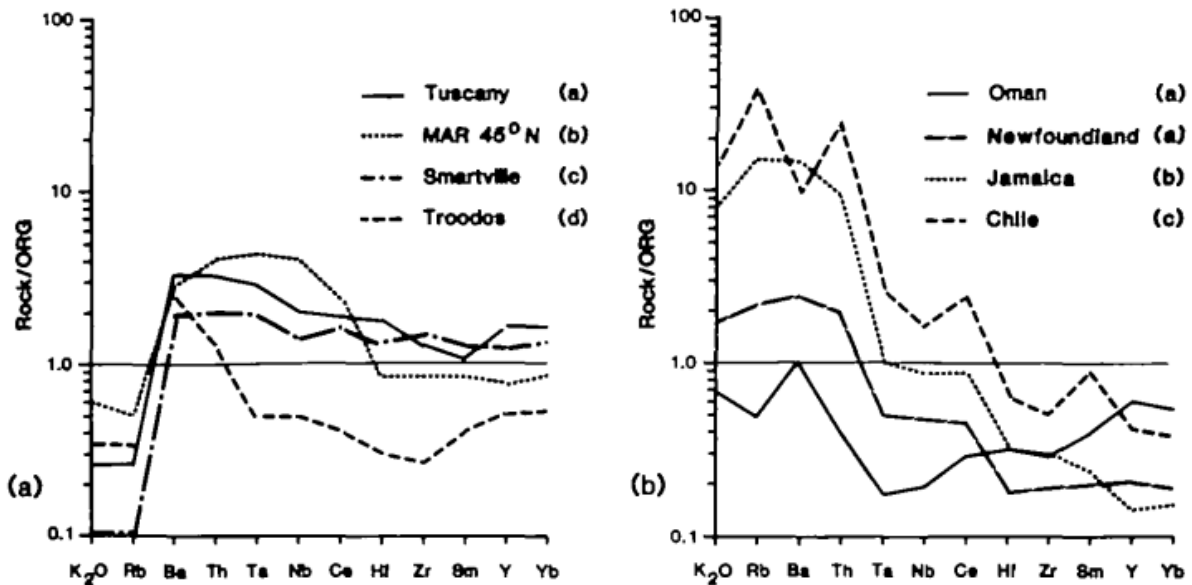
#### 9.2.1 Klemetsaunet ryodacitten

Resultatene fra Klemetsaunet ryodacitten viser at prøvene er heterogene. Dette indikerer at bergarten enten har geokjemiske ulikheter eller at bergarten har gått gjennom en ujevn post-magmatisk omvandling.

Det relativt lave  $K_2O$ -innholdet i Klemetsaunet ryodacitten skiller bergarten fra andre felsiske bergarter etter klassifisering av Maniar and Piccoli (1989) som oseanisk plagiogranitt (se delkapittel 5.3.1 Klemetsaunet ryodacitten og Figur 52).  $K_2O$ -innholdet fra samtlige prøver fra Klemetsaunet ryodacitten har et gjennomsnitt på 0,80 wt. % og bare noen av prøvene fra ryodacitten faller inn i klassifiseringsfeltet for oseanisk plagiogranitt (se Figur 52). Et lavt innhold av K for oseaniske plagiogranitter (/ Klemetsaunet ryodacitten) kan trolig knyttes

tilbake til et lavt innhold i kilden til plagiogranitten, som er oseanisk basalt (Coleman, 1977). Coleman and Donato (1979) hevder at post-magmatiske prosesser også spiller en stor rolle for innholdet av K i plagiogranitter. Dette er ettersom havbunnskorpa ofte går gjennom en hydrotermal prosess der fluider fra havvann utarmer bergarten på K (Coleman & Donato, 1979). Figur 53 viser prøver fra Klemetsaunet ryodacitten plottet i et Rb-Sr-diagram. Rb-Sr-forholdet til prøvene fra ryodacitten er 0,15. Ifølge Coleman and Peterman (1975) og Coleman and Donato (1979) er Rb-Sr-forholdet for oseaniske plagiogranitter vanligvis under 0,015, noe Klemetsaunet ryodacitten ikke har. Coleman and Donato (1979) mener at et relativt høyt Rb-innholdet for oseaniske plagiogranitter kan være på grunn av liten grad av utarming av elementet ved hydrotermale havvannsfluider.

Figur 76 viser et ORG-normaliseringsdiagram med plott av «oseanrygg-granitter» («ocean ridge granites») og vulkansk øybue-granitter («volcanic arc granites»). Både Smartville og Troodos i Figur 76 a) er oseaniske plagiogranitter som kommer fra subduksjonsrelaterte ofiolitter (Pearce et al., 1984). Figur 50 viser et ORG-diagram av Klemetsaunet ryodacitten. Sammenlignet med plagiogranittene i Figur 76 a) viser Klemetsaunet ryodacitten et relativt høyt innhold av Rb og  $K_2O$ .  $K_2O$ -innholdet til Klemetsaunet ryodacitten er likevel innenfor normalen, som er <1% (Coleman & Donato, 1979). Ryodacitten på Klemetsaunet viser relativt normale ORG-verdier for HFSE (Th, Nb, Ce, Zr og Y), også sammenlignet med Troodos og Smartville plagiogranittene (Figur 50 og Figur 76 a).



Figur 76 ORG normaliseringsdiagram. Figur a) viser «oceanrygg-granitter», mens figur b) viser vulkansk øyebue-granitter. Figur fra Pearce et al. (1984).

AFM diagrammet i Figur 54 viser at Klemetsaunet ryodacitten har en tholeiitisk magmatisk utvikling. Klemetsaunet ryodacitten har en tilsynelatende lineær differensieringstrend fra Fe-hjørnet mot Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O-hjørnet. Fe-innholdet i ryodacitten er relativt høyt og det er vanskelig å fastslå om Fe-innholdet i ryodacitten var høyt i utgangspunktet eller om bergarten har fått tilført Fe på grunn av diffusjon fra de mafiske gangene.

To prøver fra Klemetsaunet ryodacitten ble hentet fra et område uten hornblende (se prøve K1A04 og K1A05 i Vedlegg B 1). Basert på mineralkjemien til bergartene (se Figur 70) havner de to prøvene uten hornblende relativt langt unna hornblendens mineralkjemi i ACF-diagrammet. Dette kan indikere at området på Klemetsaunet ryodacitten uten hornblende ikke er geokjemisk ideelt for dannelse av hornblende. Dette er på grunn av et generelt lavere innhold av Ca og Fe sammenlignet med resten av ryodacitten.

### 9.2.2 Byneset trondhemitt

Geokjemisk resultat av Byneset trondhemitten viser karakteristiske verdier for trondhemitter etter Barker (1979), men noen verdier skiller seg ut (se delkapittel 5.3.2 Byneset trondhemitt). Det gjennomsnittlige Na<sub>2</sub>O-nivå til Byneset trondhemitten ligger på 6,71 wt. %. Dette er høyere enn hva som er vanlig for trondhemitt-bergarter, som er 4,0-5,5 wt. %

(Barker, 1979). Malpas (1979) mener at et høyt innhold av Na i trondhjemitter kan være et tegn på interaksjon med metasomatiske fluider av havvann. Byneset trondhjemitten er tolket å være en post-obduksjonsbergart så dette er dermed lite sannsynlig (Slagstad et al., 2014). Na-innholdet kan ha blitt modifisert i etterkant, men det er også mulig at det relativt høye Na-innholdet er av magmatisk opprinnelse.

Byneset trondhjemitten viser høye LILE-verdier ( $K_2O$ , Rb og Ba) og lave HFSE-verdier (Th, Nb, Ce, Zr og Y) i ORG-diagrammet (se Figur 50). Trondhjemitten viser samme type trend som vulkansk øybue-granitter (se Figur 76 b)). Den lave verdien av Y skiller seg ut og er karakteristisk for vulkansk øybue-granitter (Pearce et al., 1984).

### 9.2.3 Mafiske ganger

$SiO_2$ -innhold til de grønne mafiske gangene varierer fra 37,7 wt. % til 43,1 wt. % og har et gjennomsnittlig innhold på 40,65 wt. % (se delkapittel 5.3.3 Mafiske ganger). Dette  $SiO_2$ -innholdet er i gjennomsnitt ca. 6,6 wt. % lavere sammenlignet med analyser av  $SiO_2$  til grønnstein («greenstones») og lavere-liggende-gabbro («low level gabbro») fra Bymarka ofiolitten av Slagstad (2003). Geokjemiske analyser av mafiske ganger som kutter Klemetsaunet ryodacitten av Slagstad (2003) viste identiske resultat med grønnstein i Bymarka ofiolitten. På dette grunnlaget konkluderte han med at de mafiske gangene stammer fra ofiolittkomplekset (Slagstad, 2003; Slagstad et al., 2014). Det er usikkert hvorfor  $SiO_2$ -innholdet i de mafiske gangene som ble analysert i denne oppgaven er så lavt. Selv om gangen har et lavt innhold av  $SiO_2$  (se Figur 61), kan ikke bergartene klassifiseres som ultramafisk på grunn av det lave innhold av MgO, samt og mineralselskapet. Det er dermed grunn til å tro at de grønne mafiske gangene som ble analysert i denne oppgaven er av samme type mafiske bergarter som ble analysert av Slagstad (2003), men at  $SiO_2$ -innholdet er lavere enn vanlig. Dette kan komme av post-magmatiske prosesser, men kan også komme av lokale ulikheter i de forskjellige mafiske gangene.

MI02 og MI01 viser en anrikning av LILE (K, Ba og Rb) i MORB-diagrammet i Figur 59, mens prøve MI02 viser normale MORB-verdier for samme elementer. Verdiene er relativt lik MORB-normaliseringsdiagrammet av Slagstad et al. (2014) av «mafiske ganger i Klemetsaunet ryodacitten» (Fig.4 i Slagstad et al. (2014) «Mafic sheets in Klemetsaunet rhyodacite, Bymarka). Prøvene er også relativt lik MORB-normaliseringsverdiene til «Bymarka grønnstein» (Fig.4 i Slagstad et al. (2014)) «Bymarka greenstones»).

De mafiske gangene i ryodacittveggen viser et høyt og sprikende innhold av  $\text{SiO}_2$  (se delkapittel 5.3.3 Mafiske ganger ). Dette kan være ettersom de mafiske gangene er smale og har en uskarp grense til ryodacittent. Dette kan komme av en diffusjonsprosess mellom de mafiske bergartene og Klemetsaunet ryodacitten. Det høye innholdet av hornblende skiller disse gangene fra de andre mafiske gangene som kutter ryodacitten. Hornblendene har trolig blitt utviklet på grunn av et høyere innhold av Fe sammenlignet med de andre mafiske gangene (13,9 wt. % mot 9,1 wt. %). Karbonatmineraler i de mafiske gangene i ryodacittveggen er nesten fraværende (se Figur 58), og det meste av Ca-innholdet har trolig gått til dannelsen av Ca-rik hornblende. De mafiske gangene i ryodacittveggen viser et relativt høyt innhold av LILE og et normalt innhold av HFSE i MORB-diagrammet (se Figur 59).

### 9.3 Elementmobilitet og metasomatisme

Fra feltobservasjoner og tynnslipundersøkelser kommer det fram at ryodacitten har en metasomatisk- og metamorf historie. Dette kommer fra observasjoner av hornblendeårer med deformasjonssoner, saussuritt i feltspat og sekundære metamorfe mineraler. I følge Rollinson (1993) vil en bergarter som har vært utsatt for metamorfose eller hydrotermal omvandling mest sannsynlig også bli utsatt for en elementmobilisering. Ideelt burde de geokjemiske prøvene blitt sammenlignet med en udeformert bergart av samme type for å se hvilke elementer som har oppført seg mobilt eller ikke. En slik type bergart har ikke blitt funnet. Flere diagram har likevel blitt benyttet for å undersøke metasomatisme og elementmobilisering som har skjedd i Klemetsaunet ryodacitten. Dette har blitt gjort generelt for alle prøvene i bergarten, en undersøkelse av en stor stuff, prøve 2.1 og undersøkelser på grensen mellom Byneset trondhemitten og Klemetsaunet ryodacitten (se kapittel 6, Elementmobilisering og metasomatisme ).

Figur 62 viser et MORB-diagram som er plottet i hensikt for å se på elementmobiliseringen i Klemetsaunet ryodacitten. De mobile elementene  $\text{K}_2\text{O}$ , Rb og Ba viser en stor spredning mellom de forskjellige prøvene. De immobile elementene, Zr, Y, Sc, Nb, Ce, Th, P og Ti, viser derimot en langt lavere spredning mellom de forskjellige prøvene. Dette indikerer at de immobile elementene har oppført seg stabilt ved sekundære prosesser. Stabilitet til immobile elementer ved sekundære prosesser er vanlig så lenge bergarten ikke har gått gjennom en

svært intens hydrotermal alterasjon (Finlow-Bates & Stumpfl, 1981; Schiffman et al., 1987). Ettersom de mobile elementene har en markant større spredning sammenlignet med de immobile elementene, kan det tyde på at det har skjedd en mobilisering av  $K_2O$ , Rb og Ba ved en sekundær prosess. Det kan derimot ikke utelukkes at den store spredningen av mobile elementer kommer av kjemiske ulikheter i ryodacitten. Eventuelle kjemiske ulikheter kan ligne på prosesser som har kommet av post-magmatisk elementmobilisering (Rollinson, 1993).

Figur 63 viser korrelasjonen mellom elementer i bivariate-diagram. Bivariate-diagram kan vise magmaens utvikling, men avvik fra trender kan indikere at det har skjedd en post-magmatisk prosess. Ved plotting av Zr mot mobile og immobile elementer viste Y, Nb og Ce en korrelasjonstrend, mens Ti og  $P_2O_5$  viser en mindre klar korrelasjonstrend. Disse resultatene støtter opp om at de nevnte elementene har holdt seg relativt immobil. De mobile elementene Rb, Ba, og  $K_2O$  viser et spredt resultat med ingen tydelig korrelasjon til Zr.  $K_2O$  viser en korrelasjonstrend med både Rb og Ba. Dette tyder på at disse elementene trolig ble mobilisert samtidig og redistribuert til samme områder i en post-magmatisk prosess.

Sr viser ingen trend til verken Zr eller  $K_2O$  (se Figur 63). Dette kan bety at Sr ble redistribuert i en egen prosess. Innholdet av Sr er likevel generelt lite spredt (se Figur 62), som kan indikere at en eventuell mobilisering ikke har vært stor. I delkapittel 6.2, Metasomatisme i ryodacitten, prøve 2.1, er en epidotiseringsprosess i ryodacitten beskrevet. I enkelte områder i prøven viser Sr en sterk anrikelse som trolig har blitt anrikt av hydrotermale fluider. Sr er en vanlig komponent i epidot (Armbruster et al., 2006). Sr-innholdet som fluidene fraktet til området kan komme fra eksterne kilder, men kan også komme fra mobilisering i ryodacitten. Den manglende korrelasjonen med andre elementer kan tyde på at Sr ble mobilisert i epidotiseringsprosessen i Klemetsaunet ryodacitten.

Mobiliseringen av LILE ( $K_2O$ , Rb og Ba) i Klemetsaunet ryodacitten kan stamme fra flere mulige prosesser. Dette kan i teorien komme av mobilisering ved intrusjoner av de mafiske gangen eller Byneset trondhjemiten. Undersøkelser av mobilisering langs Byneset trondhjemitgangen (se delkapittel 6.1, Elementmobilisering mellom Byneset trondhjemitgang og Klemetsaunet ryodacitten.) viser resultatene at ryodacitten har blitt påvirket av elementmobilisering langs grensen, trolig på grunn av diffusjon mellom vertsbergarten (ryodacitten) og intrusjonen. Det kan dermed ikke utelukkes at det også har



skjedd en mobilisering av elementene langs grensen til de mafiske gangene.

Elementmobilisering kan også komme av hydrotermale fluider som har sirkulert i bergarten.

En annen mulig årsak til mobiliseringen av elementene kan stamme fra den samme metamorfe prosessen som dannet hornblende og granater i ryodacitten.

### 9.3.1 Elementmobilisering i grensen mellom Byneset trondhemitt og Klemetsaunet ryodacitt

I delkapittel 6.1 blir mobilisering av elementer fra Byneset trondhemitten og Klemetsaunet ryodacitten beskrevet. På det tidspunktet som Byneset trondhemitten intruderte Klemetsaunet ryodacitten var det ca. 20 mill. år siden ryodacitten krystallisertes (Slagstad et al., 2014).

Ryodacitten var på dette tidspunktet trolig relativt kald da trondhemitten intruderte og en varmeutveksling mellom bergartene tok sted. Det ble ikke observert «chilled margins» langs kontakten til trondhemitten. Ved intrusjon av en gangbergart inn i en vertsborgart vil temperaturen til vertsborgarten langs intrusjonen øke mens temperaturen til intrusjonen vil synke (Jaeger, 1964). Etter hvert som intrusjonene fikk en lavere temperatur ville bergarten begynne å krystalliseres. Ved krystallisering vil magmaen ha et tap av fluider ( $H_2O$  og  $CO_2$ ) (Vigneresse, 2006). Fluidene plukket trolig opp enkelte elementer som er mobile, som Sr, Ba og muligens  $K_2O$  og CaO, og fraktet de ut av intrusjonen og inn i vertsborgarten (se diagram 2 og diagram 3, Figur 67). Elementmobiliseringen som har skjedd mellom Byneset trondhemitten og ryodacitten har trolig skjedd på grunn av diffusjon mellom bergartene. Innholdet av Zr, Y og Ce viser en skarp kontakt mellom trondhemitten og ryodacitten (se diagram 1, Figur 67) som antyder at elementene trolig har oppført seg immobilt.

### 9.3.2 Metasomatisme i ryodacitten, Prøve 2.1

I delkapittel 6.2 blir en stor, heterogen stoff (prøve 2.1) fra Klemetsaunet ryodacitten beskrevet. Geokjemiske resultater fra S02 og S03 i prøve 2.1 viser et høyt innhold av kvarts og epidot (se diagram 1 Figur 68). Innholdet av andre mineraler som er vanlig i Klemetsaunet ryodacitten er relativt lavt. Området viser indikasjoner på å ha gått gjennom en sterk hydrotermal alterasjon som har ført til en epidotiseringsprosess og delvis dannelsen av epidosit i et avgrenset område. I følge Jackson (2005) og Sigmond et al. (2013) er epidotisering en hydrotermal prosess der epidot (epidositter) blir dannet på bekostning av

andre mineraler. Områdene viser derimot ikke tegn til å ha gått gjennom en klorittiseringsprosess, en prosess som ofte er etterfulgt av epidotisering (Jackson, 2005). Dette kan trolig komme av at området bare er delvis epidotisert.

Epidotisering er en vanlig prosess i SSZ-miljøer (suprasubduksjons-soner), men er uvanlige i midt-havsryggofiolitter (Banerjee, Gillis, & Muehlenbachs, 2000). Epidositter som er tilstede i en plagiogranitt i Troodos-ofiolitten opptrer som irregulære cm til m store flekker (Kelley, Robinson, & Malpas, 1992; Richardson, Cann, Richards, & Cowan, 1987). Epidositten i prøve 2.1 opptrer på samme måte, som irregulære flekker i cm-skala (se område S02 og S03 i Figur 66).

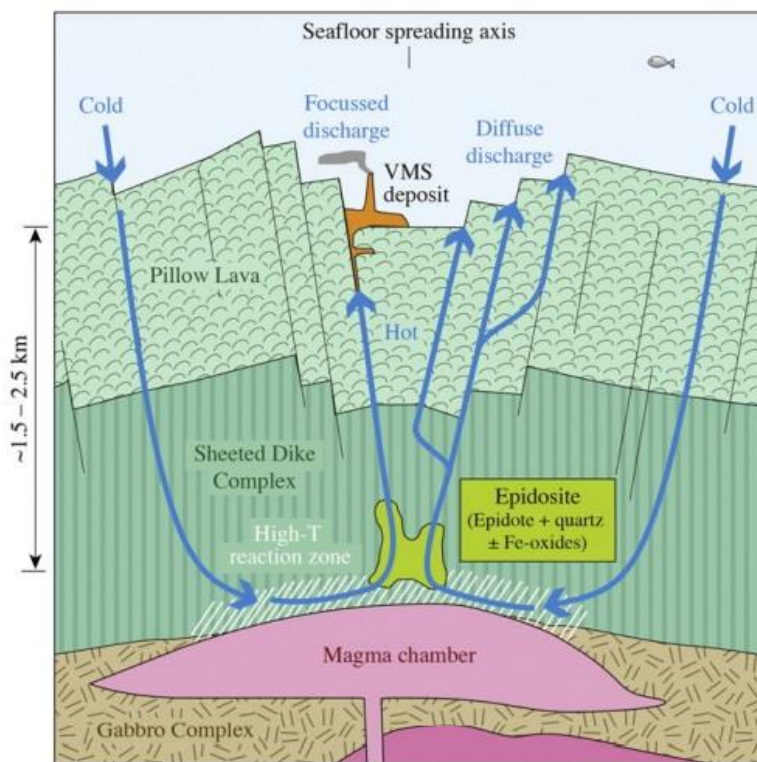
Ved en hydrotermal epidotiseringsprosess vil fluidene vanligvis fjerne Al, Na, K, Zr, S, Cu og Zn, og tilføre Ca og Sr (Bird & Spieler, 2004; Schiffman & Smith, 1988). S02 og S03 viser samme type karakteristiske kjemiske endringer (se diagram 2,3 og 4 i Figur 68). Området viser utarminger av flere sporelementer som Y, Zr, Zn og Ba. Zr er regnet som et immobilt element, men ved en intens hydrotermal prosess med et høyt fluid-stein-forholdet kan elementet bli fjernet med fluidene (Floyd & Winchester, 1978; Schiffman et al., 1987). Utarming av metaller som Zn er også en vanlig prosess ved epidotisering (Schiffman & Smith, 1988). Dette indikerer at området har gått gjennom en intens hydrotermal aktivitet.

S02 og S03 viser en anrikning av Ca og Sr. Det høye Ca-innholdet kan korreleres med epidotinnholdet. Sr ble ikke analysert ved mineralkjemiske analyser, men grunnstoffet er en kjent komponent i epidot (Armbruster et al., 2006). Ca og Sr ble dermed trolig tilført av hydrotermale fluider til S02 og S03 og området gikk gjennom en lokal Ca-metasomatisk-prosess. Andre grunnstoffer som Zr, Zn, Mg, Na, Fe, Al og K ble fraktet bort og trolig redistribuert, og avsatt i andre områder.

S04 inneholder en høy ansamling av biotitt og muskovitt. Området har et relativt høyt innhold av K og Mg (se diagram 2, Figur 68). Tilførselen av disse komponenter gjorde det gunstig for dannelsen av glimmermineraler. Område S02 og S03 viser en utarming av disse elementene som kan tyde på at K, Mg og Ti ble mobilisert fra S02 og S03 til S04. Denne prosessen kan dermed ha skjedd samtidig som epidotiseringsprosessen.

### 9.3.3 Opprinnelse av metasomatiske fluider

På bakgrunn av oppdagelsen av epidosit i Klemetsaunet ville det vært nyttig å vite hvilke type hydrotermale fluider som dannet epidosit. I følge Schiffman et al. (1987) og Schiffman and Smith (1988) representerer epidositter en distinkt hydrotermal metamorf prosess som skjer i undermarine hydrotermale systemer. Epidosit har blitt tolket å komme fra oppstrømssoner fra bunnen av et hydrotermal system som driver sirkulerende fluider rik på metaller (se Figur 77) (Banerjee et al., 2000). Basert på undersøkelser av andre forekomster av epidosit, er temperaturen i miljøet tolket å være mellom ca. 300 °C-400 °C (Bird & Spieler, 2004; Kelley & Robinson, 1990; Schiffman & Smith, 1988).



Figur 77 Figuren viser interaksjonen mellom fluider og bergarter ved en aktiv spredningsrygg. Dannelsen av epidositter skjer vanligvis nederst i et hydrotermal oppstrømsmiljø. Figur fra Gilgen, Diamond, and Mercolli (2016)

Undersøkelser av  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  og  $\delta^{34}\text{S}$  og pH fra fluider fra andre epidosittholdige plagiogranitter viser at fluidene som dannet epidositene har en kjemisk sammensetning lik havvann. Havvannet er dog ofte kjemisk modifisert på grunn av interaksjon med havbunnskorpen (Bird & Spieler, 2004; Gilgen et al., 2016; Schiffman & Smith, 1988; Spooner, Beckinsale, Fyfe, & Smewing, 1974). I følge Bird and Spieler (2004) er fluidene som danner epidositter vanligvis rike på Ca og utarmet på Mg. En interaksjon mellom fluider

og havbunnskorpe kan føre til utarming av Ca i bergartene og en tilførsel av Ca i fluidene (Pirajno, 2013). Det er dermed grunn til å tro at fluidene som dannet epidositten i Klemetsaunet ryodacitten hadde en komposisjon lik havvann, men på grunn av interaksjon med havbunnskorpen ble fluidene anrikt på Ca. Opprinnelsen til fluidene er derimot ikke undersøkt videre.

Det finnes flere eksempler på at havvann har migrert flere kilometer ned i havbunnskorpen. I følge Alt and Teagle (2000) er ofiolittkompleks vanligvis mer rekrystallisert på grunn av havvannsmetamorfose enn «in situ» havbunnskorpe. Bakgrunnen kan være tektonisk miljø, kjemisk sammensetning eller varmekilden til bergarten. Oppsprekking, mikrosprekker og porøsiteten til bergartene i ofiolittkomplekset er også viktig for at fluider fra havvann har mulighet til å migrere ned til ryodacitten (Manning, MacLeod, & Weston, 2000). Coleman and Donato (1979) mener at havbunnsmetamorfose for plagiogranitter er en svært vanlig prosess. Undersøkelser av Troodos ofiolitten viste at hydrotermale fluider gikk minimum 2 km ned i ofiolittsekvensen ettersom plagiogranitten viser indikasjoner på hydrotermal metamorfose (Spooner, Chapman, & Smewing, 1977). Gilgen et al. (2016) har funnet epidositter som er på ca. 3,8 dyp. Det er usikkert hvor langt ned ryodacitten på Klemetsaunet lå i ofiolittkomplekset. Fra en ideell figur av en ofiolitt illustrert av Winter (2010) ligger plagiogranitter typisk 0,7 km-1,2 km under havnivå (uten sedimenter) (se Figur 4). Basert på tidligere undersøkelser om havvanns rekkevidde i ofiolittkompleks er det fullt mulig at havvann er den potensielle kilde til epidotiseringsprosessen i ryodacitten og at bergarten har gått gjennom en lokal havbunnsmetamorfose.

Fluidene som danner epidositter kan danne metallrike fluider som blir avsatt som store sulfidforekomster (Richardson et al., 1987; Schiffman et al., 1987). Feltobservasjoner viser at ryodacitten inneholder pyrittrike områder (se prøve KIAP01). Dette kan indikere at fluidene som dannet epidositter i ryodacitten ble avsatt i små mengder lokalt i ryodacitten.

Klemetsaunet ryodacitten har et relativt høyt innhold av K og Rb sammenlignet med enkelte andre oseaniske plagiogranitter som har gått gjennom en intens hydrotermal omvandling av fluider i havbunnskorpen (se 5.3.1, Klemetsaunet ryodacitten)(Coleman & Donato, 1979). K- og Rb-innholdet til Klemetsaunet ryodacitten er likevel betydelig lavere K- og Rb-innhold sammenlignet med oseaniske plagiogranitter som ikke har blitt utsatt for utarminger av K og

Rb fra hydrotermale fluider (Bird & Spieler, 2004; Coleman & Donato, 1979; Coleman, Hadley, Fleck, Hedge, & Donato, 1978). Dette kan tyde på at ryodacitten gikk gjennom en hydrotermal utarming av K og Rb i havbunnskorpen, men at denne utarmingene ikke var relativt lav.

## 9.4 Metamorfe utvikling

### 9.4.1 ACF

To forskjellige ACF-diagram ble plottet, Figur 70 og Figur 71, for å se på Klemetsaunet ryodacittens og Byneset trondhemittens metamorfe utvikling (se delkapittel 7.1 ACF-diagram). For ACF-diagrammet til grønskiferfacies (Figur 70) faller alle prøvene fra XRF-hovedelementkjemi innenfor grønskiferfacies-feltet. Feltet mangler derimot et indeksmineral fra grønskiferfacies, aktinolitt. Dette mineralet er ikke tilstede i Klemetsaunet ryodacitten og bergarten inneholder samtidig granat. Det er dermed trolig at ryodacitten gikk gjennom en høyere metamorfose grad. Figur 71 viser ACF-diagram for epidot-amfibolittfacies. Mineralselskapet her er albitt + hornblende + granat + epidot. Dette diagrammet passer bedre til ryodacittens mineralselskap ettersom hornblende og granat er tilstede. Kun noen av prøvene fra Klemetsaunet ryodacitten faller innenfor epidot-amfibolittfacies-feltet. Grunnen til dette kan være at diagrammet inneholder for mange komponenter (mineraler).

Overgangen fra grønskiferfacies til amfibolittfacies ved lavt trykk medfører nedbryting av epidot og kloritt for å danne Ca-rik feltspat og hornblende (Winter, 2010). Dannelsen av Ca-rik feltspat vil skje før aktinolitt har blitt til hornblende. Dette gjelder både for mafiske og pelittiske bergarter (Gilbert & Popp, 1982; Winter, 2010). Ved middels trykk vil hornblende vokse fram før albitt blir til Ca-rik feltspat. Figur 78 illustrerer denne overgangen mellom grønskifer til amfibolittfacies ved middels trykk (område merket med rødt). I denne overgangsfasen sameksisterer plagioklas (albitt til oligoklas) + hornblende + epidot + granat (Spear, 1995). Dette betyr at hvis hornblende ble dannet samtidig som granatene, skjedde dette ved middels trykk, trolig i epidot-amfibolittfacies.

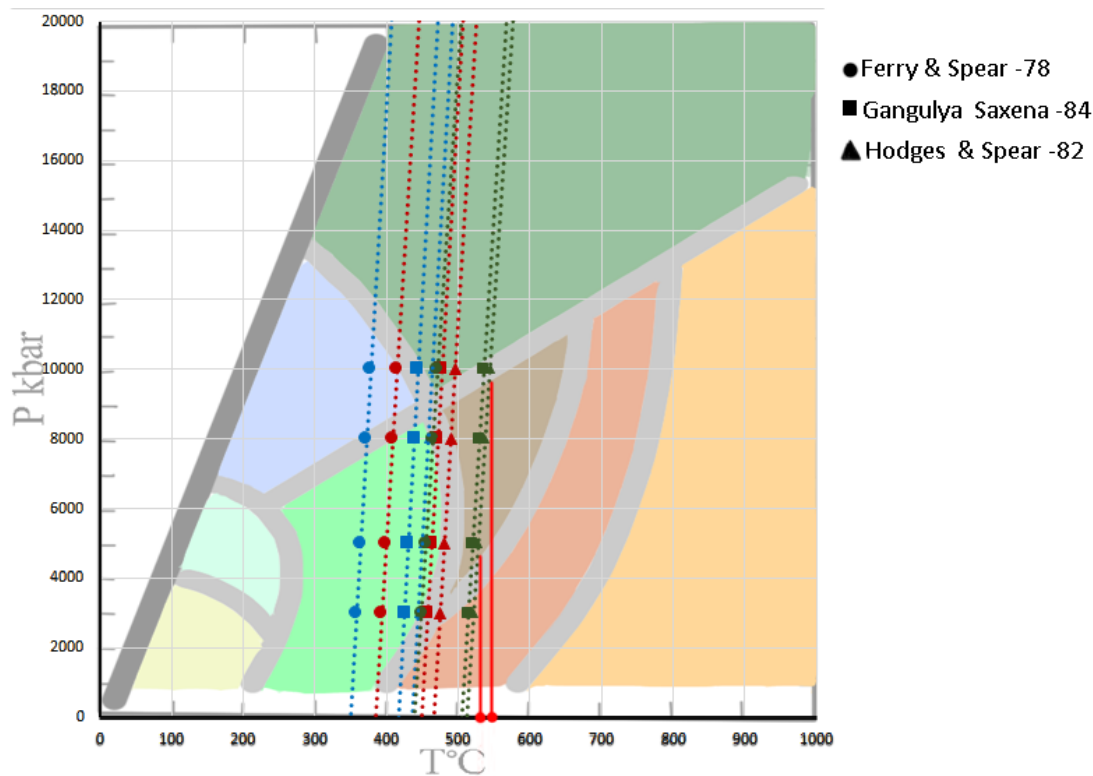
Metamorffacies	Metamorff grad →						
	Grønnskifer	Overgangs-facies		Amfibolitt		Granulitt	
Albitt							
Plagioklas			Oligoklas				Andensin
Epidot							
Aktinolitt							
Hornblende							
Augitt							
Ortopyrokseen							
Kloritt							
Granat							
Biotitt							
Kvarts							
Fengitt							
Cummingtonitt							
Sone for assosiert metapelitter	Kloritt-sone	Biotitt-sone	Granat-sone	Staurloitt- og kyanitt-sone	Sillimanitt- muskovitt-sone	K-feltspat-silmanitt-sone	Kordenitt-granat-sone

Figur 78 Mineralselskapet til grønnskifer-, amfibolitt- og granulittfacies ved middels trykk. Overgangsfacies (merket med rødt) tilsvarer epidot-amfibolittfacies etter Spear (1995). Figur etter Winter (2010), redigert.

Epidot-amfibolittfacies strekker seg fra 4 kbar-10 kbar og fra ca. 450 °C til ca. 600 °C (se Figur 6) (Spear, 1995). Det er dermed grunn til å tro at Klemetsaunet ryodacitten, de mafiske gangene og muligens Byneset trondhemitten gikk gjennom en metamorf prosess opp til epidot-amfibolittfacies.

#### 9.4.2 Geotermometeriske beregninger

Geotermometerene som ble benyttet i denne oppgaven er biotitt- og granat-termometer (se delkapittel 7.2, Geotermometeriske beregninger). Disse geotermometerene er vanlige utvekslings-geotermometere. I denne oppgaven ble tre forskjellige geotermometere benyttet. Disse er Ferry & Spear (78), Hodge & Spear (82) og Ganguly & Saxena (84).



Figur 79 Geotermometri av granat og biotitt. Bakgrunnsbilde etter Spear (1995), redigert.

Resultatene fra geotermometeren gir et varierende temperaturestimat (se Figur 79). Dette kommer av at resultatene er fra forskjellige punkter, samt at det er benyttet forskjellige geotermometere. Undersøkelser av mineralselskapet til Klemetsaunet ryodacitten (se Figur 70) viser at bergarten trolig har vært gjennom en epidot-amfibolittfacies. De heltrukne røde linjene i Figur 79 viser den høyeste temperaturen («peak metamorphism») i epidot-amfibolittfacies. Denne temperaturen ligger mellom ca. 530 °C-550 °C, avhengig av trykket. Dette temperaturestimatet kommer fra Hodges and Spear (1982). Temperaturestimatet til Ganguly and Saxena (1984) fra samme punkt er omtrentlig det samme.

Oversikt over prøvepunktene kan sees i Figur 73. Etersom granatene er sonert vil resultatet fra geotermometerene variere ut i fra analysepunktene plassering på granatene. I denne oppgaven er det tatt prøver fra både kjernen og rim til granaten. Analysepunktene til biotitt har vært både fra biotitt i kontakt med granaten og biotitt i matriksen. Den høyeste temperaturen («peak» metamorfose) fra geotermometerne kommer fra kanten til granaten i kontakt med et biotittkorn. De laveste temperaturene er i kjernen til granatene sammen med biotitt i matriksen. Disse resultatene viser at granatene har utviklet seg i et prograd miljø med økende temperatur (Spear, 1995). Det minkede innholdet av Mn ut mot kanten på granatene er også en indikator på en prograd utvikling (Müller & Schneider, 1971).

Standardavvikene til de forskjellige geotermometerene varierer. Hodges and Spear (1982) har en standardavvik på 3%. I følge Holdaway (2000) er minimum feilmargin for Ferry and Spear (1978) på  $\pm 25$  °C. Wu, Zhang, and Ren (2004) påpeker flere mulige feil med kalibreringen til Ganguly and Saxena (1984), men mener at standardavviket til Ganguly and Saxena (1984) kan settes til  $\pm \sim 77$  °C.

Biotitt- og granat-geotermometeret av Ferry and Spear (1978) regner med at kun Fe og Mg mikses mellom granat og biotitt mens de andre komponentene mikser seg ideelt og blir dermed ikke tatt hensyn til. Etersom Ca er det nest høyeste komponenten i X-posisjon til granatene som er undersøkt (se delkapittel 5.2, Mineralkjemi Granater) er geotermometerene til Hodges and Spear (1982) og Ganguly and Saxena (1984) benyttet. Disse geotermometerene tar hensyn til at Ca ikke mikser seg ideelt med Mg. Begge disse geotermometerene gir et høyere temperaturestimat, noe som er vanlig når Ca blir tatt hensyn til i beregningene. Etersom granatene som er benyttet i geotermometerene inneholder et signifikant innhold av Ca er det dermed grunn til å tro at de to geotermometerene som tar hensyn til Ca-innholdet vil gi et mer korrekt temperaturestimat.

## 9.5 Tektonisk opprinnelse

Kapittel 8 tar for seg den tektoniske opprinnelsen til bergartene på Klemetsaunet. De fleste prøvene fra Klemetsaunet ryodacitten faller inn i ORG-feltet i diskrimineringsdiagrammene som tyder på at de er dannet i et havbunns-miljø (se Figur 74). ORG kan være knyttet til flere tektoniske miljøer. Slagstad (2003) benyttet REE til Klemetsaunet ryodacitten for å undersøke om ryodacittens opprinnelse er av delvis oppsmelting eller fraksjonell krystallisasjon. Han kom frem til at Klemetaaunet ryodacitten trolig ble dannet av fraksjonell krystallisasjon av en lavereliggende-gabbroisk magma (low-level magma).

Byneset trondhemitten faller inn i VAG + synCOLG-feltet i Y-Nb-diagrammet (se figur til venstre, Figur 74). I Y+Nb - Rb-diagrammet faller de to prøvene fra Byneset trondhemitten inn i VAG-feltet (se figur til høyre, Figur 74). Den lave verdien av Y fra ORG-diagrammet i Figur 50 er et typisk trekk for vulkansk øybue-granitter (VAG) (Pearce et al., 1984). Felsiske bergarter som plottes innenfor VAG-feltet kan ha en varierende tektonisk opprinnelse, blant



annet øybuer («island arc») (Pearce et al., 1984). Tolkninger av geokjemiske REE-resultater av Slagstad (2003) tyder på at Byneset trondhemitten trolig ble dannet av delvis oppsmelting av basaltisk havbunn/øybue-relaterte bergarter.

Basert på klassifiseringsdiagram av Vermeesch (2006) og Figur 75 kan de grønne mafiske gangenes tolkes å være havbunnsbasalt (ORB). Resultatene fra de mafiske gangene i ryodacittveggen ble klassifisert som øybue-basalt (IAB) ved bruk av Vermeesch (2006) diskrimineringsdiagram. Dette resultatet kommer trolig på grunn av diffusjon mellom ryodacitten som har påvirket de geokjemiske resultatene (se delkapittel 5.3.3 Mafiske ganger).

## 9.6 Geokronologisk utvikling til bergartene på Klemetsaunet

De mafiske gangene i ryodacittveggen viser det som ser ut til å være folder med subhorisontale akseplan (se Figur 38). Denne foldingen kan komme fra en av flere deformasjonsprosesser som Bymarka ofiolitten har gått gjennom (David Roberts, 2003). De grønne mafiske gangene på Klemetsaunet stammer fra Bymarka ofiolitten, ettersom geokjemien er relativt lik andre mafiske bergarter fra ofiolitten (se delkapittel 9.2.3, Mafiske ganger). De mafiske gangene viser derimot enkelte geokjemiske og mineralogiske ulikheter, det er dermed vanskelig å avgjøre om disse gangene er en del av et større foldesystem på Klemetsaunet, eller om de er individuelle ganger.

Epidositt-innholdet i Klemetsaunet ryodacitten, samt utarming av K og Rb, kommer trolig fra hydrotermale fluider i et havbunnsmiljø (se delkapittel 9.3.2 Metasomatisme i ryodacitten, Prøve 2.1). Denne prosessen skjedde før ofiolittene ble obdusert.

Hornblenden i Klemetsaunet ryodacitten stammer trolig fra samme metamorf-prosess som granatene. Dette begrunnes med observasjoner av hornblende som vokser over en kvartsåre, der den samme kvartsåren kutter en granat (Figur 20). Andre steder ble det observert kvartsårer som kutter hornblende (se Figur 19). Om kvartsårene kommer fra samme mineraliseringsprosess, kan dette tyder på at granatene og hornblenden ble dannet i samme metamorfe prosess.

Rekrystalliseringen av kvarts og kornstørrelsesreduksjonen av albitt i Klemetsaunet

ryodacitten stemmer overens med en deformasjonsprosess fra midtre til høyere del av grønnskiferfacies (se delkapittel 4.2, Klemetsaunet ryodacitt) (Hirth & Tullis, 1992). Geotermometriske undersøkelser tyder likevel på at temperaturen trolig har vært opp til nedre del av epidot-amfibolittfacies (se delkapittel 9.4.2, Geotermometriske beregninger). Klemetsaunet ryodacitten har en klar foliasjon, og de porfyroblastiske granatene viser en synkinematisk tekstur til foliasjonen (se Figur 17). Byneset trondhemitten inneholder en svært lav grad av rekrystalliserte mineraler og en svak foliasjon av orienterte muskovittkorn. Obduksjonen av Bymarka ofiolitten skjedde trolig en gang mellom 480 til 475 mill. år siden (David Roberts, 2003; Slagstad et al., 2014). Byneset trondhemitten er datert til  $467 \pm 5$  Ma og intruderte dermed trolig etter obduksjonen av Bymarka ofiolitten (Tor Grenne, 1989; Slagstad, 2003; Slagstad et al., 2014). Det kan dermed være grunn til å tro at Klemetsaunet ryodacitten gikk gjennom en metamorf prosess der granatene, foliasjonen og hornblendene vokste frem, før Byneset trondhemitten intruderte ofiolitten.

Granatene i ryodacitten viser en skjærspenningsretning mellom S-V-NV (se Figur 16). Årsaken til det varierende resultatet kommer trolig av at prøvene ikke ble kuttet korrekt etter foliasjonen. Granseth (2015) fant indikasjoner på at bergarter på Gråkallen, i Bymarka ofiolitten, hadde en skjærspenningsretning omtrentlig mot «top-to-the-west». Granatene og foliasjon i ryodacitten kan ha blitt dannet ved obduksjonen av Bymarka ofiolitten. Bymarka ofiolitten ble trolig obdusert S-SØ opp på Gula-komplekset sammen med de andre ofiolittene i Støren gruppen (Kurt Hollocher, Robinson, Walsh, & Roberts, 2012; David Roberts, 2003; Sturt & Roberts, 1991). En omtrentlig sørlig obduksjon av Bymarka ofiolitten kan stemme overens med enkelte av resultatene fra denne oppgaven (se Figur 16), men stemmer ikke overens med en NV-skjærspenningsretning som ble funnet i denne oppgaven, eller av en omtrentlig V-retning funnet av Granseth (2015). Skjærspenningsretningen som ble funnet i denne oppgaven kan derimot stemme om Bymarka ofiolitten først ble obdusert i en omtrentlig V-retning, for så å bli forflyttelse mot Ø-SØ i en senere fase av kontinentkontinentkollisjonen.

Bymarka ofiolitten har gått gjennom flere deformasjonsprosesser (D. Roberts & Wolff, 1981). Det er dermed ikke sikkert at foliasjonen fra obduksjonen av Bymarka ofiolitten fortsatt er tilstede i bergartene. Skjærspenningsretningen til granatene i ryodacitten kan også stemme overens med kollapsen av Kaledonidene (V-NV-retning) (Torgeir B. Andersen, 1998). Det

kan dermed ikke utelukkes at granatene og foliasjonen stammer fra denne prosessen. Fraværet av foliasjon, rekrystalliserte mineraler og større hornblende i Byneset trondhemitten er derimot påfallende.

Innholdet av sekundær kloritt og muskovitt kommer trolig fra en prosess som skjedde etter at granat og hornblende ble dannet. Både hornblenden i Byneset trondhemitten og Klemetsaunet ryodacitten er delvis omvandlet til kloritt (se Figur 29 og Figur 19). Biotitten i Klemetsaunet ryodacitten er også delvis nedbrutt av kloritt, mens granatene viser ingen tegn til klorittisering. Årsaken til dette kan være ettersom klorittiseringen tok sted i et miljø der granatene var stabile, mens hornblenden var ustabil. Ifølge Ries and Watson (1947) kan dette også komme av at granater sjeldnere går gjennom en klorittiseringsprosess, sammenlignet med hornblende. Sekundære muskovittkorn vokser over matriksen, og i Figur 20 kan man se muskovittkorn som vokser over en kvartsåre som kutter et hornblendekorn. Dette tyder på at muskovitten trolig kom i en prosess etter hornblenden ble dannet. De sekundære muskovittkornene i Klemetsaunet ryodacitten og Byneset trondhemitten viser en omtrentlig N-S orientering. Dette kan tyde på at bergarten på Klemetsaunet gikk gjennom en lav metamorf-deformasjonsprosess etter den metamorfe episoden som dannet granat og hornblende.



## 10 Konklusjon

Fra feltobservasjoner og geokjemiske undersøkelser viser Klemetsaunet ryodacitten tegn til å ha gått gjennom flere post-magmatiske prosesser. Epidositt som opptrer som uregelmessige, cm-store flekker i ryodacitten i Klemetsaunet ryodacitten indikerer at bergarten trolig har gått gjennom en metasomaisk deformasjon i et havbunnsmiljø. Det relativt høye innholdet av K og Rb i ryodacitten kan indikere at bergarten kun gikk gjennom en lav grad av havbunnsmetamorfose, der utarmingene av K og Rb av hydrotermale fluider var lav. Epidositten indikerer likevel at bergarten har hatt et stedvis høyt fluid-stein-forhold. Fluidene har tilført Ca og Sr, og fjernet Zr, Zn, Y, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O og Na<sub>2</sub>O. Enkelte av disse elementene har trolig blitt mobilisert lokalt og dannet glimmerminerale.

På grunn av et heterogent innhold av K<sub>2</sub>O, Rb og Ba ved forskjellige lokaliteter i ryodacitten, er det grunn til å tro at elementene ble mobilisert ved en post-magmatiske prosess. Elementene viser en korrelasjonstrend som antyder at de ble mobilisert og redistribuert i samme prosess. Sr viser ingen korrelasjon med andre elementer, og kan ha blitt mobilisert i en egen prosess. Denne prosessen kan muligens kobles til mobiliseringen av Sr i epidottiseringsprosessen. Rb, Sr og muligens K<sub>2</sub>O og CaO ble trolig mobilisert fra Byneset trondhemittintrusjonen over til Klemetsaunet ryodacitten gjennom diffusjon mellom bergartene.

Geotermometriske undersøkelser av biotitt og granat, samt sonering av granatene, tyder på at ryodacitten har gått gjennom en prograd metamorf prosess. Mineralselskapet til ryodacitten, Alb + Hbl + Ep + Grt, samsvarer med mineralselskapet til epidot-amfibolittfacies. Temperaturestimat fra geotermometriske analyser viser at en metamorf-temperaturtopp i ryodacitten kan settes til å være mellom 530 °C -550 °C ± ~16 °C. Mineralselskapet og temperaturestimatet indikerer at bergartene har gått gjennom en metamorfose i nedre del av epidot-amfibolittfacies.

Klemetsaunet ryodacitten viser en rekrystallisert tekstur og foliasjon med granater som har en syn-kinematisk utvikling. Byneset trondhemitten har en magmatisk tekstur uten foliasjon. Dette kan tyde på at Klemetsaunet ryodacitten gikk gjennom en metamorf prosess der granatene og foliasjonen ble utviklet, før Byneset trondhemitten intruderte ryodacitten.

-

## 11 Forslag til videre arbeid

-Analyser av fluid-inklusionene i kvartskorn. Disse inklusionene kan si noe om opprinnelsen til fluidene som har migrert i Klemetsaunet ryodacitten, muligens ved havbunnsmetamorfose eller ved senere prosesser.

- Denne oppgaven gjorde kun geotermometriske beregninger. Flere geotermometriske-beregninger er derimot nødvendig for et nøyaktigere T-estimat. Geobarometriske-beregninger kan også være nyttig for å finne trykket som Klemetsaunet ryodacitten har gått gjennom.

-Datering av sekundære muskovittkorn for å finne ut hvilken tektonisk deformasjons-prosess mineralene ble dannet i.

- Laserablasjon-analyser (LA-ICP-MS) fra bergartene på Klemetasunet. Sjeldne jordartselementer (REE) fra disse analysene kan brukes for nærmere undersøkelser av tektonisk opprinnelse.





## 12 Litteraturliste

- Alt, J. C., Honnorez, J., Laverne, C., & Emmermann, R. (1986). Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, Deep Sea Drilling Project Hole 504B: Mineralogy, chemistry and evolution of seawater-basalt interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B10), 10309-10335.
- Alt, J. C., & Teagle, D. A. (2000). Hydrothermal alteration and fluid fluxes in ophiolites and oceanic crust. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 273-282.
- Andersen, T. B. (1998). Extensional tectonics in the Caledonides of southern Norway, an overview. *Tectonophysics*, 285(3), 333-351. doi:10.1016/S0040-1951(97)00277-1
- Andersen, T. B., Jamtveit, B., Dewey, J., & Swensson, E. (1991). Subduction and eduction of continental crust: major mechanism during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Caledonides. *Terra Nova*, 3, 303-310.
- Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanec, V., Chopin, C., Gieré, R., . . . Yuanming, P. (2006). Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy*, 18(5), 551-567.
- Banerjee, N. R., Gillis, K. M., & Muehlenbachs, K. (2000). Discovery of epidotes in a modern oceanic setting, the Tonga forearc. *Geology*, 28(2), 151-154.
- Barker, F. (1979). Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. *Trondhjemites, dacites and related rocks. Elsevier, Amsterdam*, 1, 12.
- Barton, M. D., Ilchik, R. P., & Marikos, M. A. (1991). Metasomatism. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 26(1), 321-349.
- Best, M. G. (2002). Igneous and metamorphic petrology (2nd ed. ed., s. 409, 428, 431): Blackwell Publishing.
- Bird, D. K., & Spieler, A. R. (2004). Epidote in geothermal systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 56(1), 235-300.
- Cann, J. (1970). Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 10(1), 7-11.
- Cann, J. R. (1979). Metamorphism in the ocean crust. *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Ocean Crust*, 230-238.
- Coleman, R. (1977). Ophiolites, 229 pp (s. 52): Springer-Verlag, New York.
- Coleman, R., & Donato, M. (1979). Oceanic plagiogranite revisited *Trondhjemites, dacites and related rocks* (Vol. 6, 149-168): Elsevier Amsterdam.
- Coleman, R., Hadley, D., Fleck, R., Hedge, C., & Donato, M. (1978). The Miocene Tihama Asir ophiolite and its bearing on the Red Sea opening. *Precambrian Research*, 6(1), A11.
- Coleman, R., & Peterman, Z. (1975). Oceanic plagiogranite. *Journal of Geophysical Research*, 80(8), 1099-1108.
- Cox, K. BELL, JD: PANKHURST, RJ (1979) The interpretation of igneous rocks. *William Clowes, London, Britain*.
- Cross, W., Iddings, J. P., Pirsson, L. V., & Washington, H. S. (1902). A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *The Journal of Geology*, 10(6), 555-690.
- Currie, K. (1991). GENORM: a generalized norm calculation. *Computers & Geosciences*, 17(1), 77-89.
- Deer, W., & Howie, R. (1966). J. ZUSSMAN (1965): Rock-forming minerals, Vol. 2: Chain-Silicates: Longmans, London.

- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals* (Vol. 696): Longman London.
- Dietvorst, E. J. (1982). Retrograde garnet zoning at low water pressure in metapelitic rocks from Kemioe, SW Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79(1), 37-45.
- Dinnebier, R. E. (2008). *Powder diffraction: theory and practice*: Royal Society of Chemistry.
- Eide, E., & Lardeaux, J.-M. (2002). A relict blueschist in meta-ophiolite from the central Norwegian Caledonides—discovery and consequences. *LITHOS*, 60(1), 1-19.
- Ferry, J. t., & Spear, F. (1978). Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66(2), 113-117.
- Fettes, D. J., Desmons, J., & Árkai, P. (2007). *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*: Cambridge Univ Pr.
- Finlow-Bates, T., & Stumpfl, E. F. (1981). The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermally altered rocks associated with volcanogenic submarine-exhalative ore deposits. *Mineralium Deposita*, 16(2), 319-328.
- Floyd, P., & Winchester, J. (1978). Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21(3), 291-306.
- Franz, G., & Liebscher, A. (2004). Physical and Chemical Properties of the Epidote Minerals—An Introduction—. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 56(1), 3-5, 1-81.
- Ganguly, J., & Saxena, S. K. (1984). Mixing properties of aluminosilicate garnets. *American Mineralogist*, 69(1-2), 88-97.
- Gee, D. G., Fossen, H., Henriksen, N., & Higgins, A. K. (2008). From the early Paleozoic platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes*, 31(1), 44-51.
- Gilbert, M., & Popp, R. (1982). Amphiboles: petrology and experimental phase relations *MSA Reviews in Mineralogy* (Vol. 9, s. 123, 231-267): Mineralogical Society of America Washington, DC.
- Gilgen, S., Diamond, L. W., & Mercolli, I. (2016). Sub-seafloor epidosite alteration: Timing, depth and stratigraphic distribution in the Semail Ophiolite, Oman. *LITHOS*.
- Granseth, A. U. (2015). Deformation, Phyllonitization and Associated Element Mobilization of Granitoid Rocks:-A geochemical study of the Fagervika granitoid, Norway.
- Grant, J. A., & Weiblen, P. W. (1971). Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd. *American Journal of Science*, 270(4), 281-296.
- Greiling, R. O., Garfunkel, Z., & Zachrisson, E. (1998). The orogenic wedge in the central Scandinavian Caledonides: Scandian structural evolution and possible influence on the foreland basin. *GFF*, 120(2), 181-190.
- Grenne, T. (1989). Magmatic evolution of the Løkken SSZ Ophiolite, Norwegian Caledonides: Relationships between anomalous lavas and high-level intrusions. *Geological Journal*, 24(4), 251-274.
- Grenne, T., Ihlen, P., & Vokes, F. (1999). Scandinavian Caledonide metallogeny in a plate tectonic perspective. *Mineralium Deposita*, 34(5-6), 422-471.
- Grenne, T., & Roberts, D. (1980). Geochemistry and volcanic setting of the Ordovician Forbordfjell and Jonsvatn greenstones, Trondheim Region, central Norwegian Caledonides. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 74(4), 375-386. doi:10.1007/BF00518118
- Grew, E. S., Locock, A. J., Mills, S. J., Galuskina, I. O., Galuskin, E. V., & Hålenius, U. (2013). Nomenclature of the garnet supergroup. *American Mineralogist*, 98(4), 785-811.

- Hacker, B. R., & Gans, P. B. (2005). Continental collisions and the creation of ultrahigh-pressure terranes: Petrology and thermochronology of nappes in the central Scandinavian Caledonides. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2), 117-134.
- Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., . . . Rock, N. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can Mineral*, 35(1), 219-246 Lindsley.
- Hickson, C. J., & Juras, S. J. (1986). Sample contamination by grinding. *Canadian Mineralogist*, 24(3), 585-589.
- Hirth, G., & Tullis, J. (1992). Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14(2), 145-159.
- Hodges, K., & Spear, F. (1982). Geothermometry, geobarometry and the Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire.
- Holdaway, M. (2000). Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 85(7-8), 881-892.
- Hollocher, K. *CIPW norm calculation, Excel*. Retrieved from: [minerva.union.edu/hollochk/c\\_petrology/norms.htm](http://minerva.union.edu/hollochk/c_petrology/norms.htm)
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., & Roberts, D. (2012). Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312(4), 357-416.
- Humphris, S. E., & Thompson, G. (1978). Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(1), 107-125.
- Jackson, J. A. (2005). Glossary of geology. *Glossary of Geology, by JA Jackson. 2005 Approx. 900 p. 5th revised and enlarged ed. ISBN 3-540-27951-2. Berlin: Springer, 2005.*, 5th.
- Jaeger, J. (1964). Thermal effects of intrusions. *Reviews of Geophysics*, 2(3), 443-466.
- Kartverket. (u.å.).
- Kelley, D. S., & Robinson, P. T. (1990). Development of a brine-dominated hydrothermal system at temperatures of 400–500 C in the upper level plutonic sequence, Troodos ophiolite, Cyprus. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(3), 653-661.
- Kelley, D. S., Robinson, P. T., & Malpas, J. G. (1992). Processes of brine generation and circulation in the oceanic crust: fluid inclusion evidence from the Troodos ophiolite, Cyprus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B6), 9307-9322.
- Korzhinskii, D. (1959). Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals (Fiziko-khimicheskie osnovy analiza paragenezisov mineralov). *Consultants Bureau, New York*.
- Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68(1-2), 277-279.
- Kuno, H. (1968). Differentiation of basalt magmas. *Basalts*, 2(3), 623-688.
- Kvartverket. (u.å.). Norge i bilder. Retrieved from <http://norgebilder.no/>
- Langford, J. I., & Louer, D. (1996). Powder diffraction. *Reports on Progress in Physics*, 59(2), 131.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M., . . . Streckeisen, A. (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks* (Vol. 193): Blackwell Oxford.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., . . . Krivovichev, V. G. (1997). Report. Nomenclature of Amphiboles: Report of the

- Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association  
Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61(2), 295-321.
- Lechler, P., & Desilets, M. (1987). A review of the use of loss on ignition as a measurement of total volatiles in whole-rock analysis. *Chemical Geology*, 63(3), 341-344.
- Malpas, J. (1979). Two contrasting trondhjemite associations from transported ophiolites in Western Newfoundland: initial report. *Trondhjemites, dacites, and related rocks*, 465-487.
- Maniar, P. D., & Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5), 635-643.
- Manning, C. E., MacLeod, C. J., & Weston, P. E. (2000). Lower-crustal cracking front at fast-spreading ridges: Evidence from the East Pacific Rise and the Oman ophiolite. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 261-272.
- Müller, G., & Schneider, A. (1971). Chemistry and genesis of garnets in metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 31(3), 178-200.
- Nilsen, O. (1974). Mafic and ultramafic inclusions from the initial (Cambrian?) volcanism in the central Trondheim Region, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 54, 337-359.
- Nilsen, O. (1983). *Teksturelle termer i magmatisk og metamorf petrografi* (Vol. 42). Oslo: Institutt for geologi, Universitetet i Oslo.
- Norges geologiske undersøkelse. (u.å.). Berggrunn N50. Retrieved from <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>
- Norkart AS. (2015). 1881.no/kart. Retrieved from <http://www.1881.no/kart/>
- Oftedahl, C. (1981). *Norges geologi : en oversikt over Norges regionalgeologi* (2. utg. ed.). Trondheim: Tapir.
- Pearce, J. A. (1975). Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25(1), 41-67.
- Pearce, J. A., & Cann, J. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 290-300.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.
- Pirajno, F. (2013). Effects of metasomatism on mineral systems and their host rocks: alkali metasomatism, skarns, greisens, tourmalinites, rodingites, black-wall alteration and listvenites *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock* (203-251): Springer.
- Prestvik, T. (2001). Petrologi og geokjemi (s. 164, 180, 181): Vett & viten.
- Putnis, A., & Austrheim, H. (2010). Fluid-induced processes: metasomatism and metamorphism. *Geofluids*, 10(1-2), 254-269.
- Raith, M. M., Raase, P. R., & Reinhardt, J. R. (2011). Guide to Thin Section Microscopy (s. 98): University of Bonn.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A., & Norsk geologisk, f. (2007). Landet blir til : Norges geologi (2. oppl. med rettelser. ed., s. 178-284). Trondheim: Norsk geologisk forening.
- Ravna, E. K. (2000). Distribution of Fe 2+ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet–hornblende Fe–Mg geothermometer. *LITHOS*, 53(3), 265-277. doi:10.1016/S0024-4937(00)00029-3
- Richardson, C., Cann, J., Richards, H., & Cowan, J. (1987). Metal-depleted root zones of the Troodos ore-forming hydrothermal systems, Cyprus. *Earth and Planetary Science Letters*, 84(2), 243-253.
- Ries, H., & Watson, T. L. (1947). *Elements of engineering geology*: Рипол Классик.

- Roberts, D. (2003). The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, 365(1), 283-299.
- Roberts, D., & Gee, D. G. (1985). An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. *The Caledonide orogen—Scandinavia and related areas*, 1, 55-68.
- Roberts, D., Walker, N., Slagstad, T., Solli, A., & Krill, A. (2002). U-Pb zircon ages from the Bymarka ophiolite, near Trondheim, Central Norwegian Caledonides, and regional implications. *Norwegian Journal Of Geology*, Vol.82, pp.19-30.
- Roberts, D., & Wolff, F. C. (1981). Tectonostratigraphic development of the Trondheim region Caledonides, Central Norway. *Journal of Structural Geology*, 3(4), 487-494. doi:10.1016/0191-8141(81)90048-1
- Rollinson, H. R. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation (s. 15, 16, 37-39, 48, 49, 71, 72, 102-106, 135-136, 176): Routledge.
- Schiffman, P., & Smith, B. M. (1988). Petrology and oxygen isotope geochemistry of a fossil seawater hydrothermal system within the Solea graben, northern Troodos ophiolite, Cyprus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B5), 4612-4624.
- Schiffman, P., Smith, B. M., Varga, R. J., & Moores, E. M. (1987). Geometry, conditions and timing of off-axis hydrothermal metamorphism and ore-deposition in the Solea graben.
- Shand, S. J. (1949). *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-deposits* (3rd ed.). New York: J. Wiley & Sons.
- Sigmond, E. M. O., Bryhni, I., Jorde, K., & Norges geologiske, u. (2013). *Norsk geologisk ordbok : med engelsk-norsk ordliste*. Trondheim: Akademika forl.
- Slagstad, T. (1998). *High-K<sub>2</sub>O plagiogranite and greenstones in ophiolitic rocks of Bymarka, Trondheim.*, Norwegian University of Science and Technology (NTNU), Unpublished Diploma thesis.
- Slagstad, T. (2003). Geochemistry of trondjemites and mafic rocks in the Bymarka ophiolite fragment, Trondheim, Norway: Petrogenesis and tectonic implications. *Norwegian Journal Of Geology*, 83, pp.167-185.
- Slagstad, T., Pin, C., Roberts, D., Kirkland, C. L., Grenne, T., Dunning, G., . . . Andersen, T. (2014). Tectonomagmatic evolution of the Early Ordovician suprasubduction-zone ophiolites of the Trondheim Region, Mid-Norwegian Caledonides. *Geological Society, London, Special Publications*, 390(1), 541-561.
- Solli, A., & Nordgulen, Ø. (2007). Berggrunnskart over Norge og kaledonidene i Sverige og Finland—M1: 2 000 000. *Geological Survey of Norway*.
- Spear, F. S. (1995). Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths (s. 1-24, 93-94, 511-544, 575-586): Mineralogical Society of America Washington.
- Spooner, E., Beckinsale, R., Fyfe, W., & Smewing, J. (1974). O<sub>18</sub> enriched ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria (Italy), Pindos (Greece), and Troodos (Cyprus). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 47(1), 41-62.
- Spooner, E., Chapman, H., & Smewing, J. (1977). Strontium isotopic contamination and oxidation during ocean floor hydrothermal metamorphism of the ophiolitic rocks of the Troodos Massif, Cyprus. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41(7), 873-890.
- Strecheisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12(1), 1-33.
- Sturt, B. A., & Roberts, D. (1991). Tectonostratigraphic relationships and obduction histories of Scandinavian ophiolitic terranes *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere* (745-769): Springer.
- Suryanarayana, C. (2001). Mechanical alloying and milling. *Progress in materials science*, 46(1), 1-184.

- Sutton, M. A., Li, N., Joy, D., Reynolds, A. P., & Li, X. (2007). Scanning electron microscopy for quantitative small and large deformation measurements part I: SEM imaging at magnifications from 200 to 10,000. *Experimental mechanics*, 47(6), 775-787.
- Taggart, J., Lindsey Jr, J., Vivit, D., Bartel, A., & Stewart, K. (2002). Analysis of geologic materials by wavelength-dispersive X-ray fluorescence spectrometry. *Methods for Geochemical Analyses. US Geological Survey Professional Paper*, 1770.
- Tröger, W. E., Taborszky, F., & Trochim, H. D. (1969). *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale* (Vol. 2): Schweizerbart.
- Vedeler, S. (2013). Structural and Petrological Study of the Klemetsaunet Plagiogranite, Trondheim, Norway.
- Vermeesch, P. (2006). Tectonic discrimination of basalts with classification trees. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(7), 1839-1848.
- Vigneresse, J. L. (2006). Element Mobility in Melts during Successive Intrusions of Crustal-derived Magmas and Sn-W Mineralization. *Resource Geology*, 56(3), 293-314.
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185.
- Winter, J. D. (2010). Principles of igneous and metamorphic petrology (Vol. 2, s. 135-136, 143-148, 158, 295, 409, 448, 455, 465, 568, 562, 658-660): Prentice Hall New York.
- Winter, J. D. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology*
- Wu, C.-M., Zhang, J., & Ren, L.-D. (2004). Empirical garnet–biotite–plagioclase–quartz (GBPQ) geobarometry in medium-to high-grade metapelites. *Journal of petrology*, 45(9), 1907-1921.
- Zharikov, V., Pertsev, N., Rusinov, V., Callegari, E., & Fettes, A. (2007). Systematic nomenclature for metamorphic rocks: 9. Metasomatic rocks. Recommendations by the IUGS Sub-commission on the Systematics of Metamorphic Rocks. British Geological Survey recommendations.

## 13 Vedlegg

<b>Vedlegg A</b>	<b>Prøvekoordinater</b>
<b>Vedlegg B</b>	<b>Kart med prøvetakningspunkt</b>
<b>Vedlegg C</b>	<b>Strukturgeologisk kart</b>
<b>Vedlegg D</b>	<b>3D-kart av Klemetsaunet</b>
<b>Vedlegg E</b>	<b>Sonering i granat</b>
<b>Vedlegg F</b>	<b>Vekt av prøver ved nedknusing og glødning</b>
<b>Vedlegg G</b>	<b>Mineralkjemi</b>
<b>Vedlegg H</b>	<b>XRD- og XRF-resultater fra Vedeler (13)</b>
<b>Vedlegg I</b>	<b>XRF-hovedelementer</b>
<b>Vedlegg J</b>	<b>XRF-sporelementer</b>
<b>Vedlegg K</b>	<b>XRD-resultater oppsummert</b>
<b>Vedlegg L</b>	<b>XRD-resultater, grafer</b>
<b>Vedlegg M</b>	<b>Tynnslip</b>

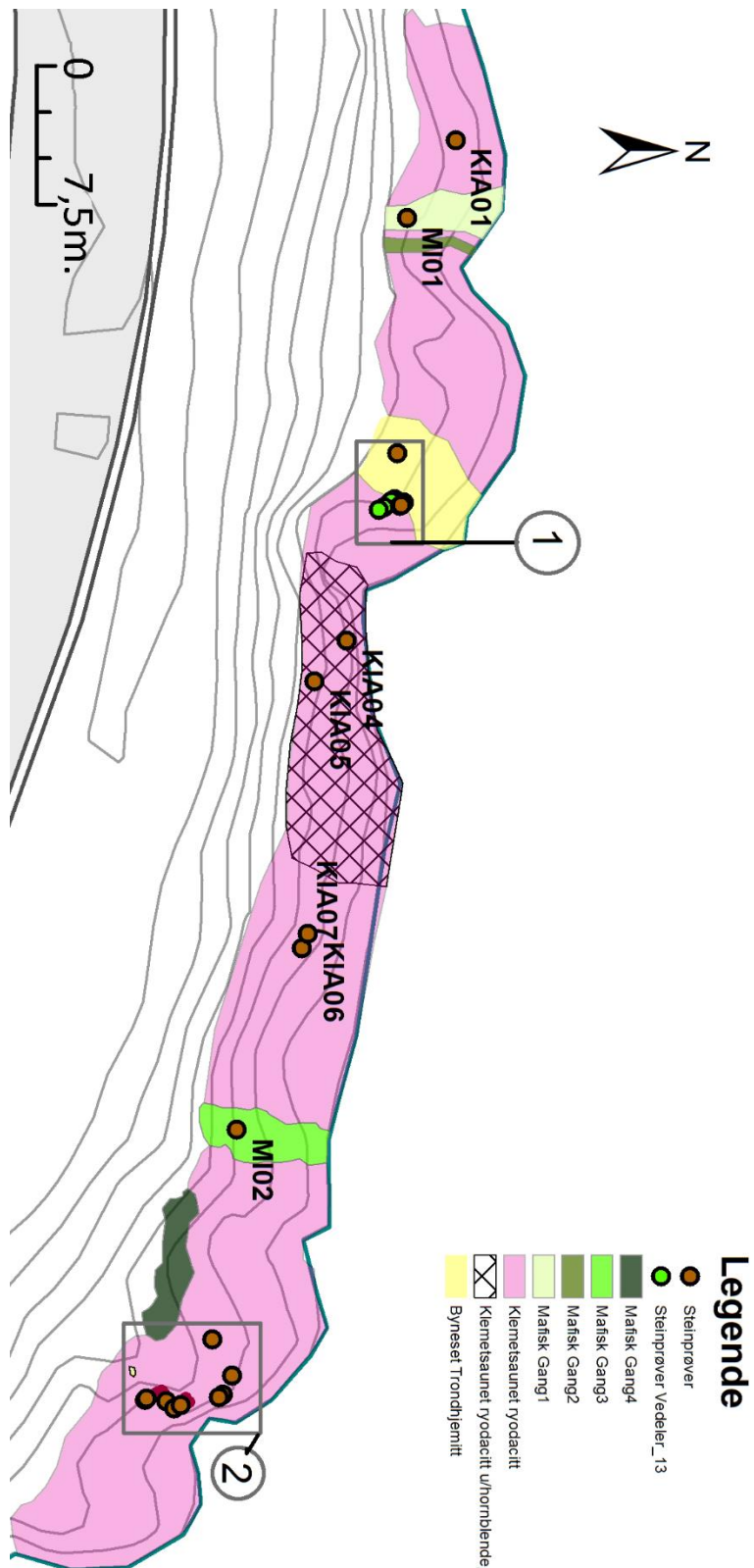
## Vedlegg A – Prøvekoordinater

*Vedlegg A 1: Georefererte prøver oppgitt i kartetiske koordinater.*

<b>Prøver</b>	<b>X-Koordinater</b>	<b>Y-Koordinater</b>
KIA01	562155,701	7036685,723
KIA02	562175,487	7036682,788
KIA03	562175,548	7036682,698
KIA04	562182,865	7036679,830
KIA05	562185,066	7036678,080
KIA06	562198,748	7036677,720
KIA07	562199,542	7036677,389
KIA08	562220,981	7036672,465
KIA09	562223,766	7036673,097
KIA10	562223,766	7036673,097
KIAP01	562223,915	7036672,900
BT01	562175,378	7036682,916
BT02	562172,680	7036682,547
MI01	562159,924	7036683,098
MI03	-1000	-1000
MI02	562222,367	7036672,793
KIV01	562224,130	7036670,056
KIV02	562224,340	7036670,827
KIV03	562224,512	7036670,488
KIV04	562223,996	7036668,968
KIV05	562224,039	7036668,911
S01	562223,440	7036673,670
S02	562223,440	7036673,670
S03	562223,440	7036673,670
S04	562223,440	7036673,670
S05	562223,440	7036673,670
S06	562223,440	7036673,670
S07	562223,440	7036673,670

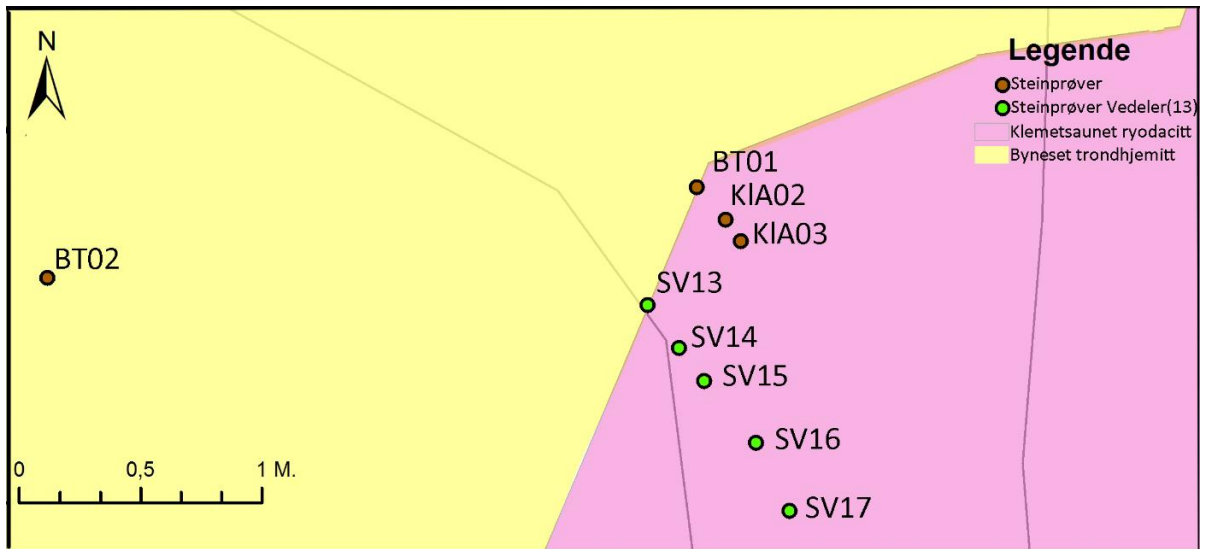


## Vedlegg B – Kart med prøvetakningspunkt



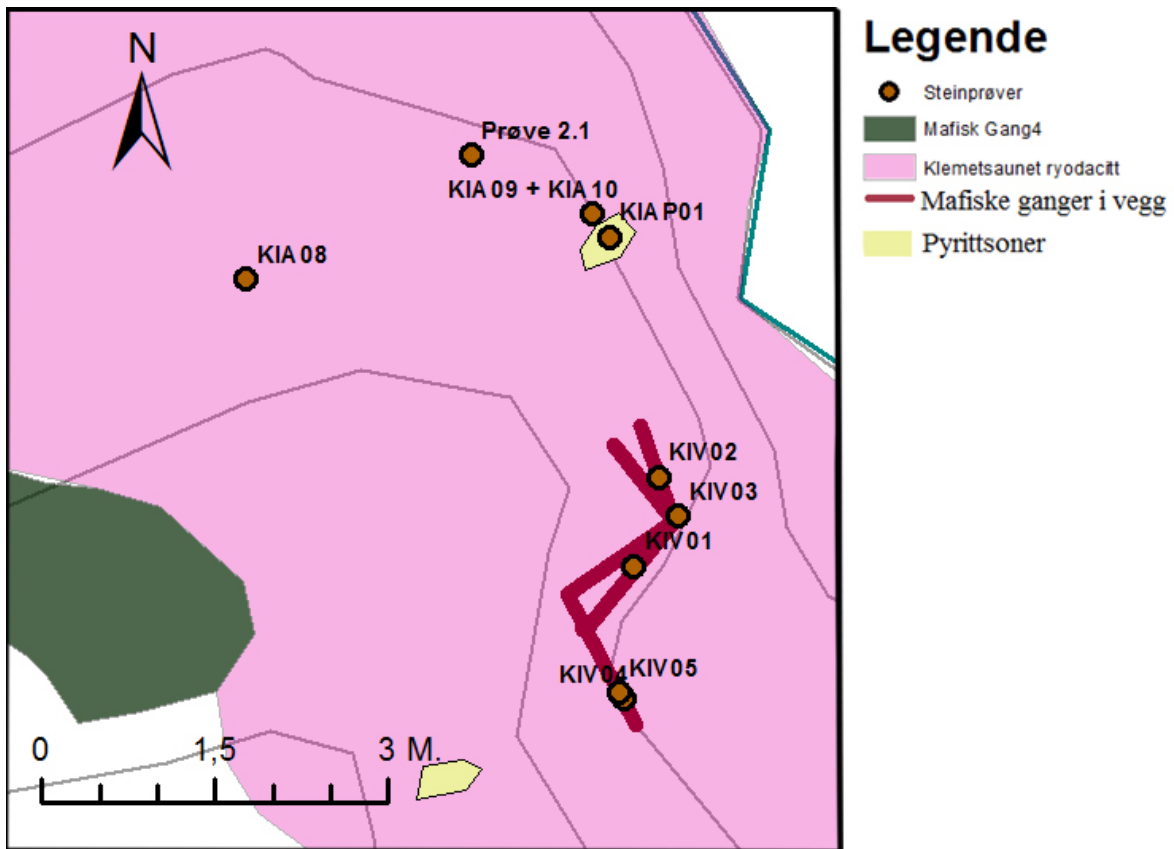
Vedlegg B 1: Kart over Klemetsaunet som viser prøvetakningspunkt. Kartdata fra Kartverket (u.å).

1



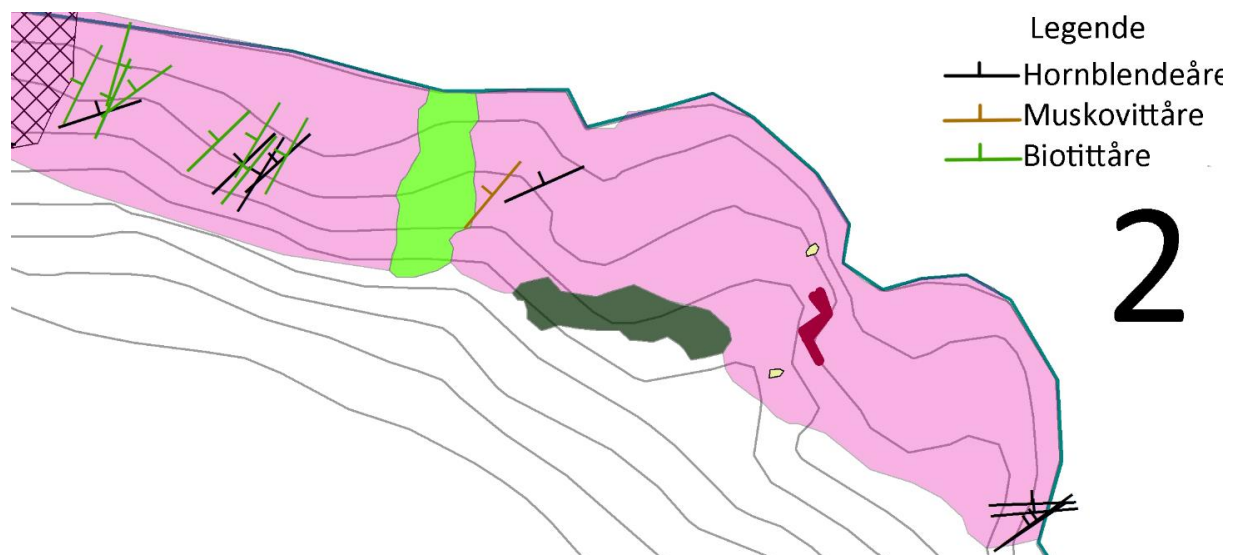
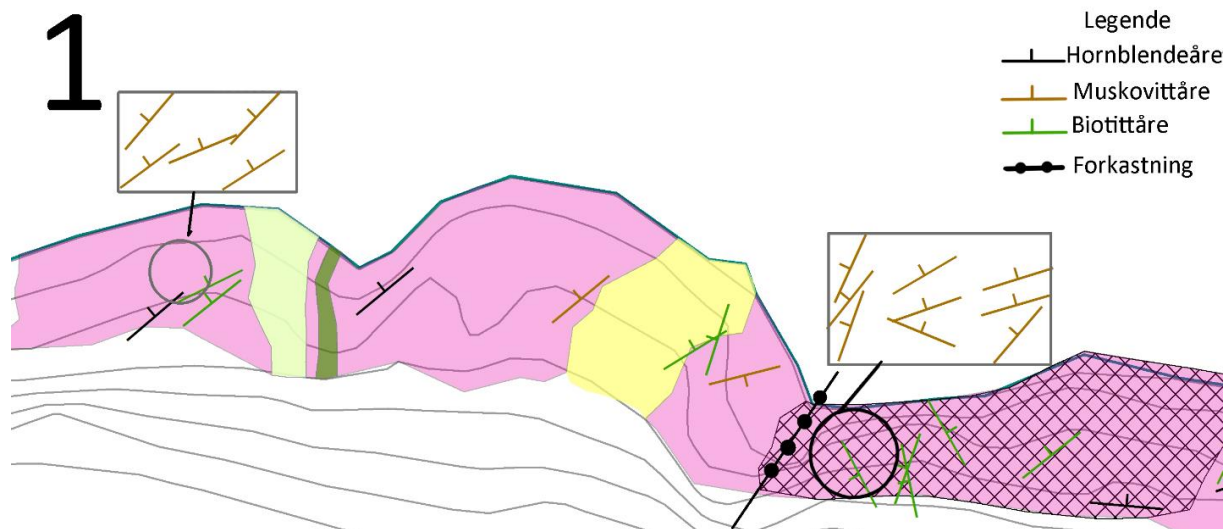
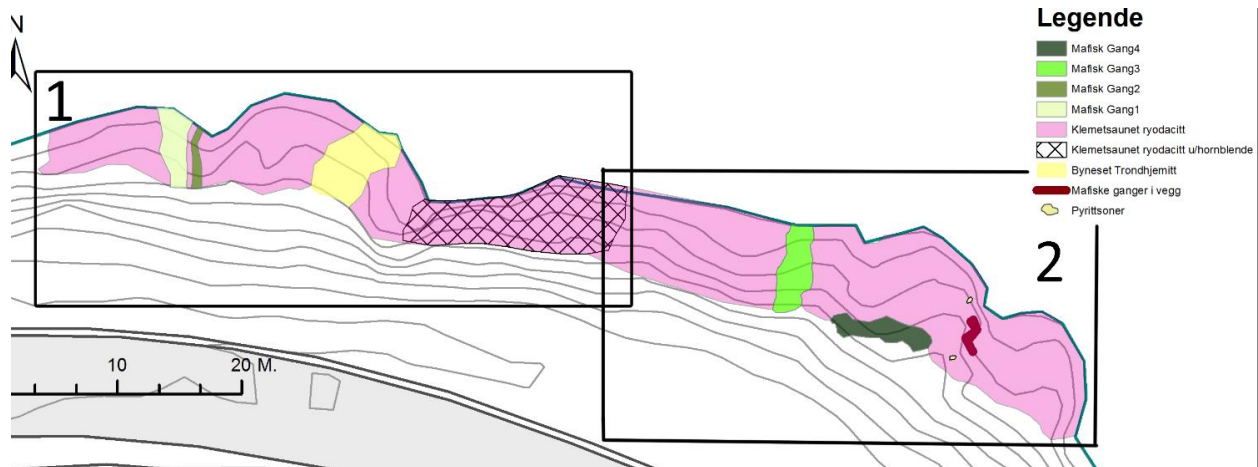
Vedlegg B 2: Oversikt over prøvepunkt, Kart 1 fra Vedlegg B 1.

2



Vedlegg B 3: Oversikt over prøvepunkt, Kart 2 fra Vedlegg B 1.

## Vedlegg C – Strukturgeologisk kart

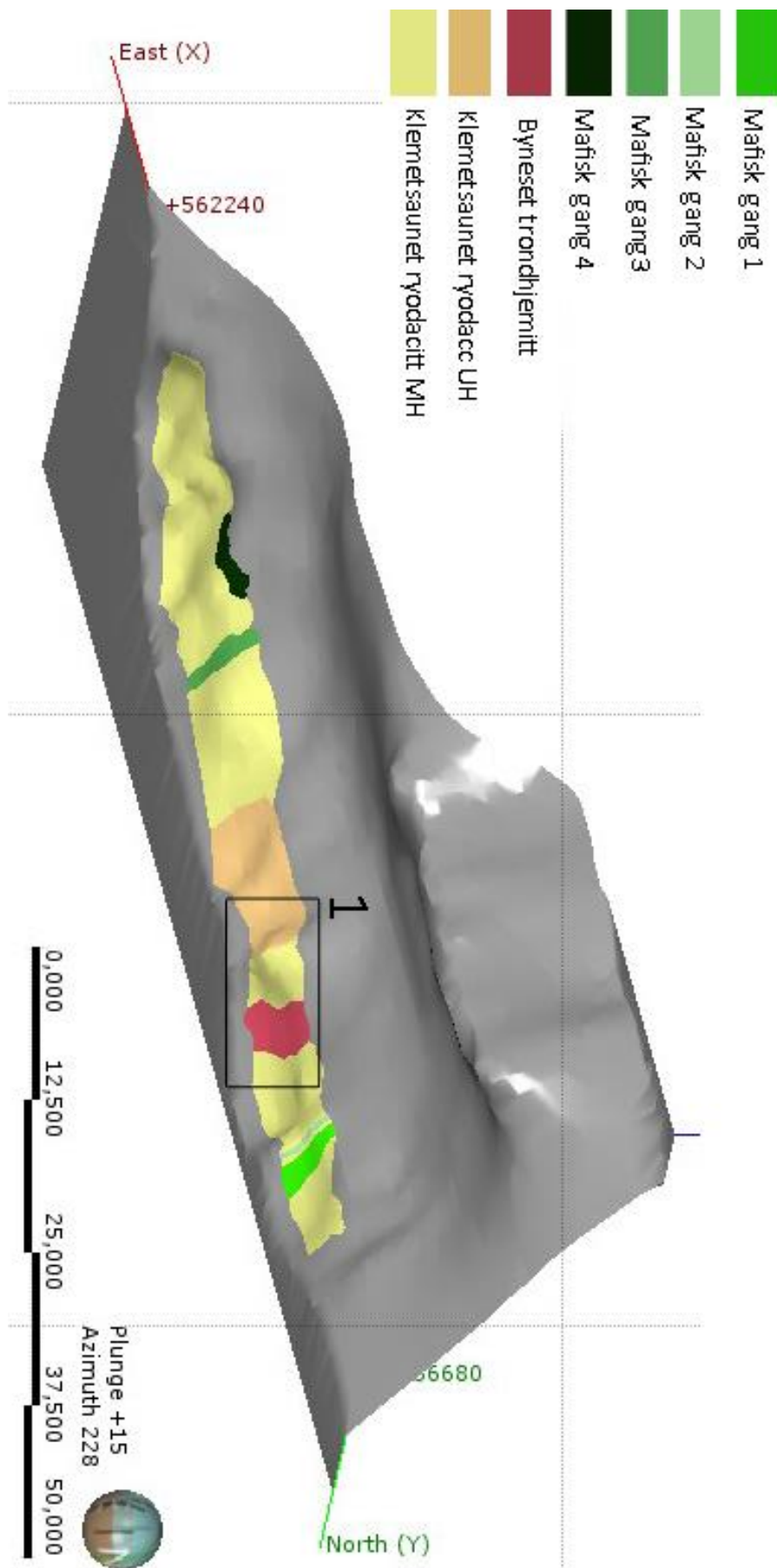


Vedlegg C 1: Strukturgeologisk kart som viser fallretning til mineraliserte årer av muskovitt, biotitt og hornblende. Kartdata fra Kartverket (u.å).

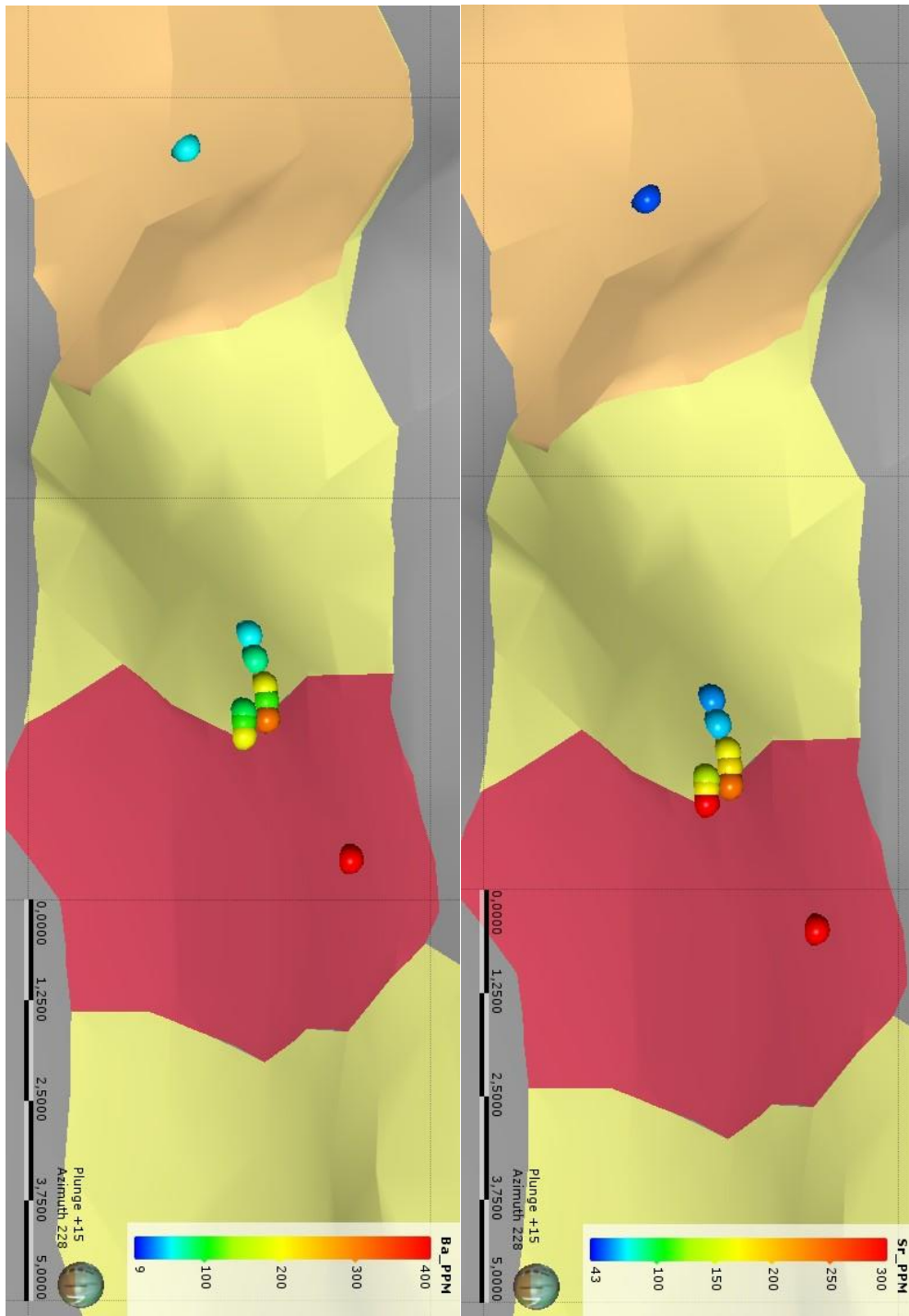
## Vedlegg D – 3D-kart av Klemetsaunet



Vedlegg D 1: 3D-kart over Klemetsaunet, sett fra horisontalt med asimut 211°.

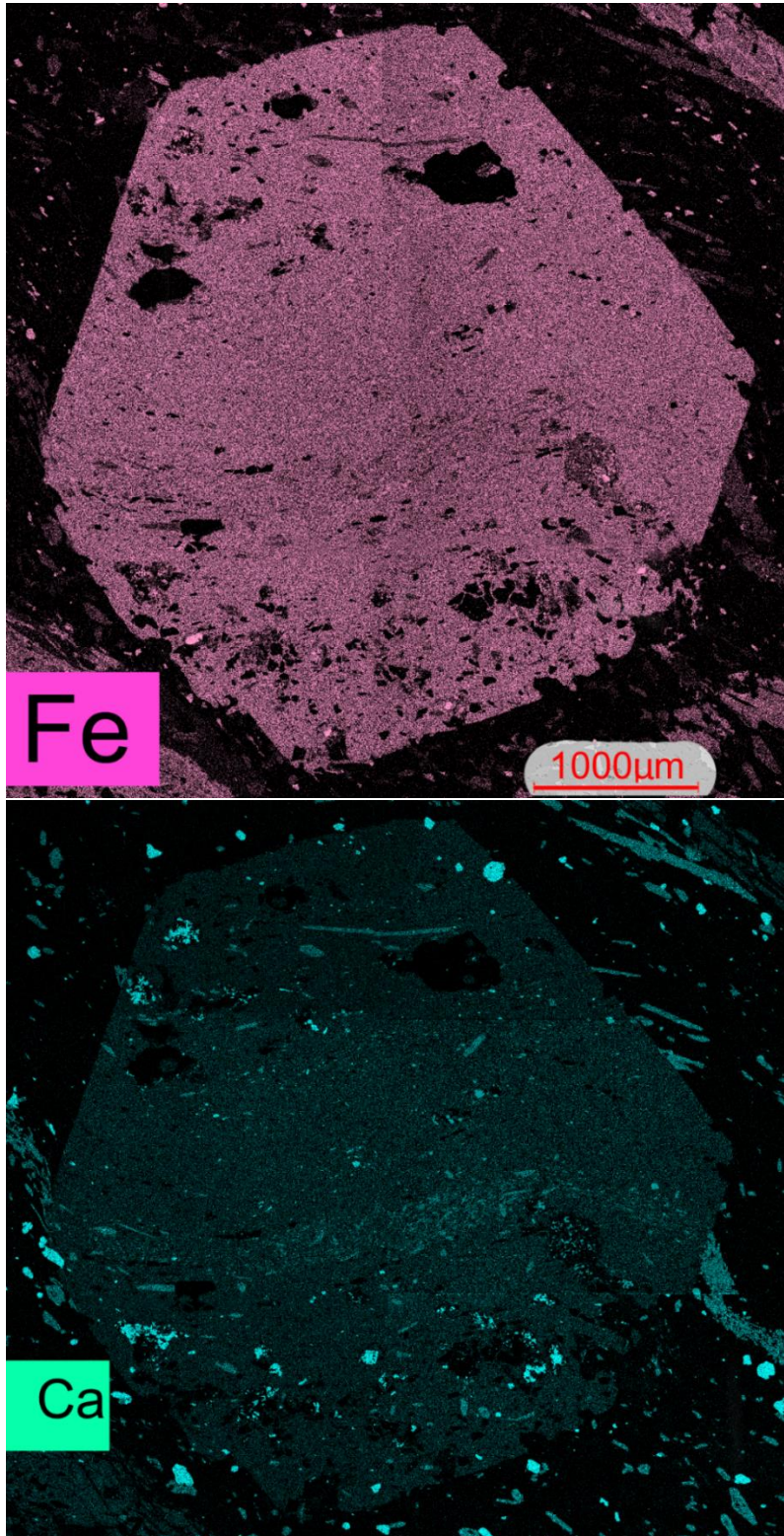


Vedlegg D 2: 3D-kart av Klemetsaunet, sett fra en 15° vinkel med asimut på 228°.

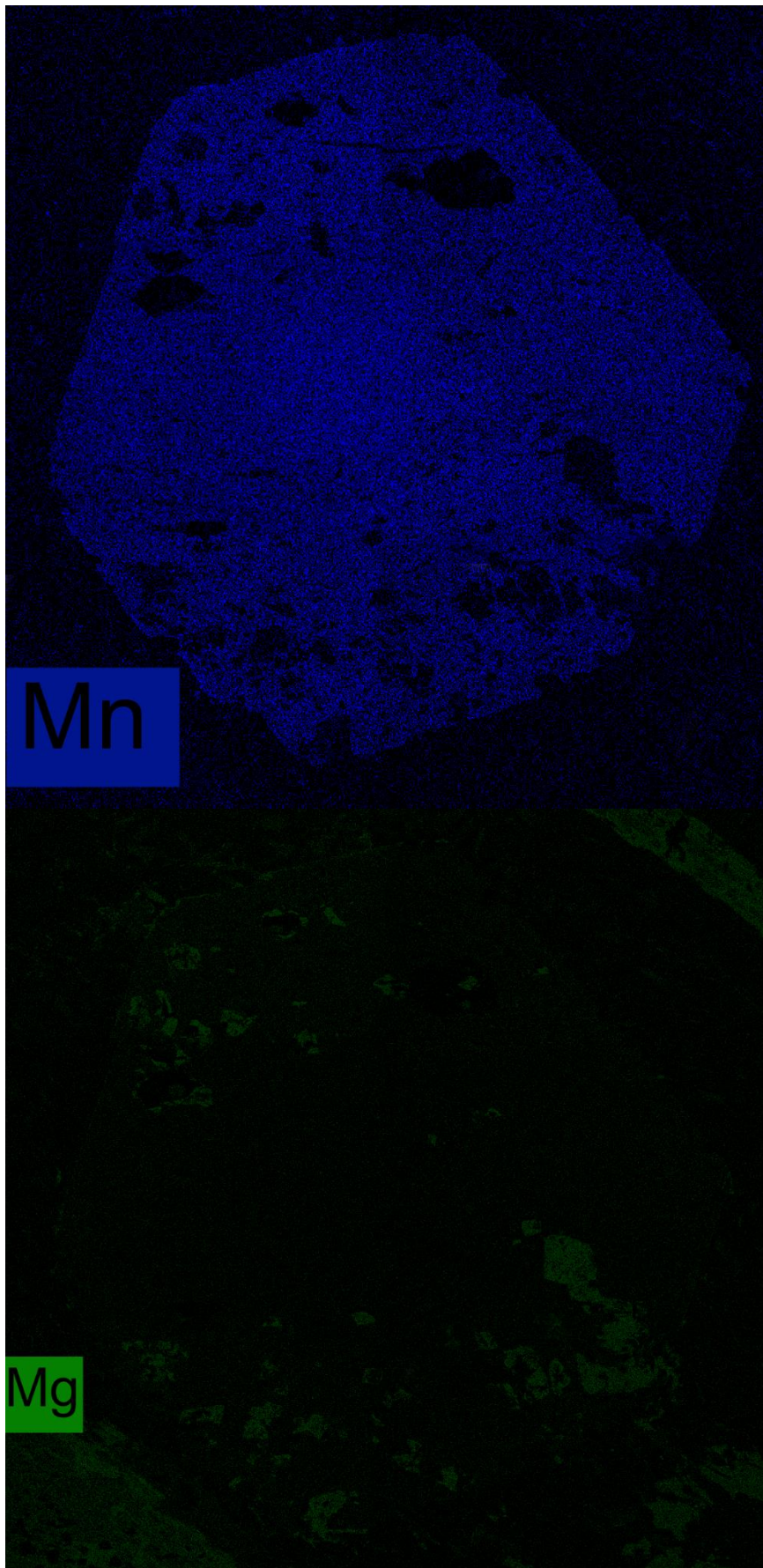


Vedlegg D 3 Bildene visert til område 1 i Vedlegg D 2. Fargekartet viser innholdet av Ba og Sr på grensen mellom Byneset trondhemitt (rød) og Klemetsaunet ryodacitt (gul). Klemetsaunet ryodacitt uten hornblende har oransje farge.

## Vedlegg E – Sonering i granat

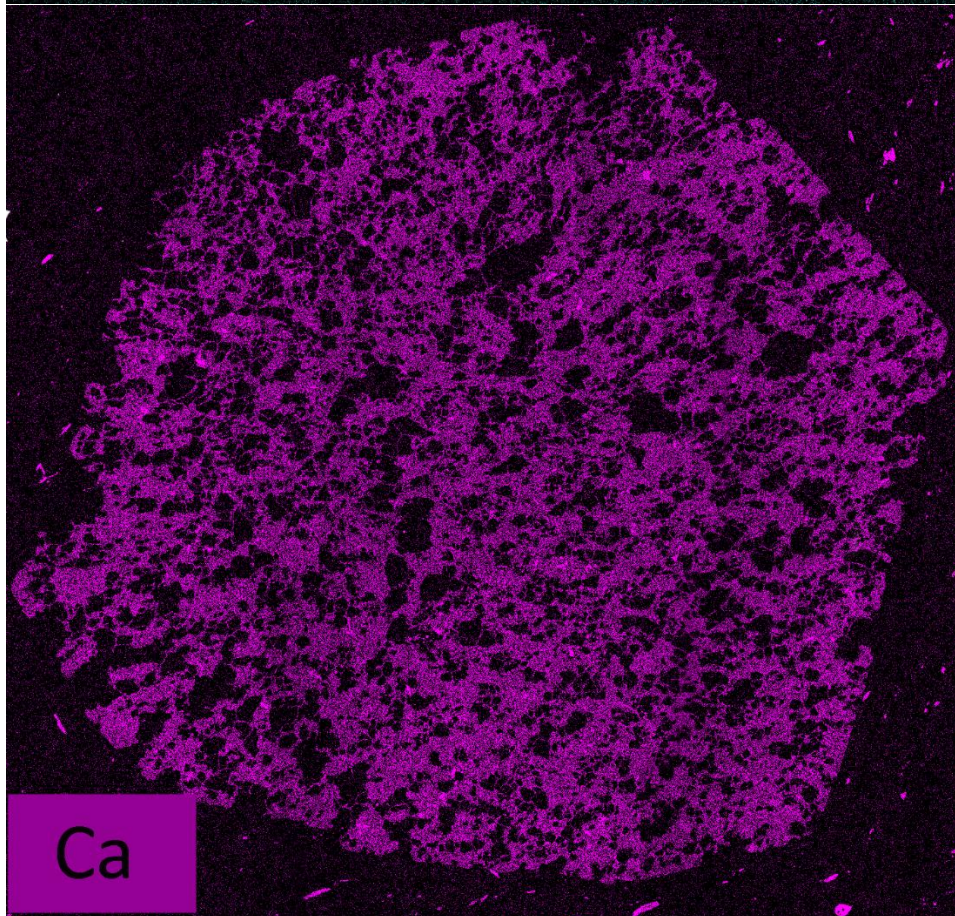
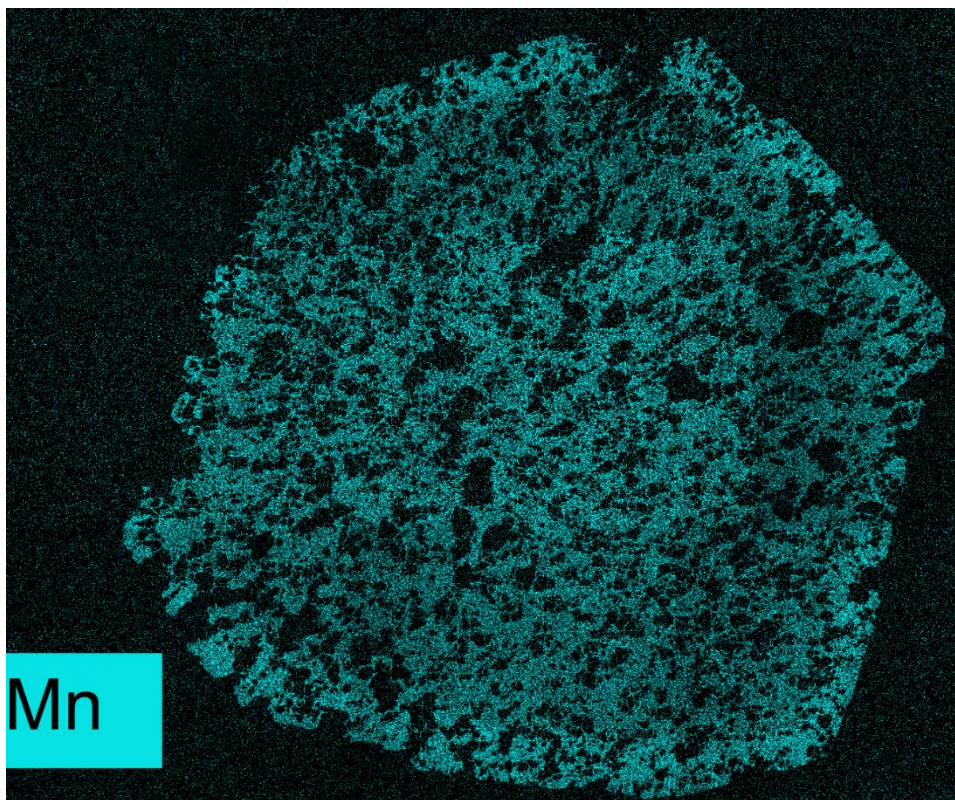


Vedlegg E 1: Elementkartlegging av grunnstoffene Fe og Ca i en granat fra tynnslip KIA08-T1.



*Vedlegg E 2 Elementkartlegging av grunnstoffene Mg og Mn i en granat fra tynnslip KIA08-T1.*





*Vedlegg E 3: Elementkartlegging av grunnstoffene Mn og Ca i en granat fra tynnslip K1A07-T1.*

## Vedlegg F – Vekt av prøver ved nedknusing og glødning

Vedlegg F 1: Tap av materiale fra mølling og knusing

Prøve	Vekt før skallebanker, g	Vekt før kjefteknuser, g	Vekt før skiveknuser, g	Vekt etter skiveknuser, g	Materiale etter oppknusing, wt. %.
KIA01	511	510	506	468	91,6
KIA02	443	440	431	422	95,26
KIA03	395	393	383	358	90,63
KIA04	319	319	314	288	90,28
KIA05	219	218	215	202	92,24
KIA06	308	300	295	271	87,99
KIA07	299	298	292	276	92,31
KIA08	336	329	319	297	88,39
KIA09	496	494	480	284	57,26
KIA10	478	477	471	442	92,47
KIAP01	-	-	208	193	92,79
BT01	242	241	238	222	91,74
BT02	270	267	265	240	88,89
MI01	483	482	478	452	93,58
MI02	323	321	314	296	91,64
MI03	285	283	279	257	90,18
KIV01	293	291	289	190	64,85
KIV02	251	248	245	230	91,63
KIV03	-	-	79	73	92,41
KIV04	263	258	251	228	86,69
KIV05	291	289	273	249	85,57
S01	-	124	122	113	91,13
S02	365	364	362	317	86,85
S03	480	477	473	444	92,5
S04	-	172	169	153	88,95
S05	157	155	154	137	87,26
S06	683	681	594	472	69,11
S07	866	864	855	792	91,45

Vedlegg F 2 Glødetap for XRF-prøver.

Prøve	Vekt digel	Vekt digel + prøve	Vekt digel + prøve etter glød	Vekt prøve	Vekt prøve etter glød.	Vekttap, g	LOI (%) 1000 °C
<b>KIA01</b>	16,7899	19,3161	19,277	2,5262	2,4871	0,0391	1,55
<b>KIA02</b>	18,6592	21,1575	21,1363	2,4983	2,4771	0,0212	0,85
<b>KIA03</b>	18,3469	20,8346	20,8131	2,4877	2,4662	0,0215	0,86
<b>KIA04</b>	17,4276	19,9543	19,9291	2,5267	2,5015	0,0252	1,00
<b>KIA05</b>	16,7412	19,1752	19,1572	2,4340	2,4160	0,0180	0,74
<b>KIA06</b>	17,4389	19,8816	19,8494	2,4427	2,4105	0,0322	1,32
<b>KIA07</b>	16,9604	19,5287	19,5181	2,5683	2,5577	0,0106	0,41
<b>KIA08</b>	18,9754	21,6309	21,5952	2,6555	2,6198	0,0357	1,34
<b>KIA09</b>	18,6099	21,0182	20,9651	2,4083	2,3552	0,0531	2,20
<b>KIA10</b>	17,2536	19,7646	19,7379	2,5110	2,4843	0,0267	1,06
<b>KIAP01</b>	17,6935	20,2173	19,8899	2,5238	2,1964	0,3274	12,97
<b>BT01</b>	17,2082	19,7078	19,6398	2,4996	2,4316	0,0680	2,72
<b>BT02</b>	16,9573	19,4731	19,464	2,5158	2,5067	0,0091	0,36
<b>MI01</b>	18,5501	21,1372	20,8188	2,5871	2,2687	0,3184	12,31
<b>MI03</b>	17,2442	19,6616	19,3419	2,4174	2,0977	0,3197	13,22
<b>MI02</b>	17,9186	20,5728	20,2699	2,6542	2,3513	0,3029	11,41
<b>KIV01</b>	17,7186	20,2011	20,1184	2,4825	2,3998	0,0827	3,33
<b>KIV02</b>	18,4864	21,286	21,2618	2,7996	2,7754	0,0242	0,86
<b>KIV03</b>	17,8467	20,6109	20,5855	2,7642	2,7388	0,0254	0,92
<b>KIV04</b>	17,7402	20,6386	20,6005	2,8984	2,8603	0,0381	1,31
<b>KIV05</b>	17,6306	20,5975	20,5804	2,9669	2,9498	0,0171	0,58
<b>S01</b>	18,2047	20,7318	20,7065	2,5271	2,5018	0,0253	1,00
<b>S02</b>	17,0662	19,5039	19,4627	2,4377	2,3965	0,0412	1,69
<b>S03</b>	17,1244	19,8322	19,7706	2,7078	2,6462	0,0616	2,27
<b>S04</b>	17,1946	19,7628	19,7	2,5682	2,5054	0,0628	2,45
<b>S05</b>	17,8916	20,4194	20,3775	2,5278	2,4859	0,0419	1,66
<b>S06</b>	16,4923	19,073	19,0335	2,5807	2,5412	0,0395	1,53
<b>S07</b>	18,4255	20,9721	20,8798	2,5466	2,4543	0,0923	3,62

## Vedlegg G – Mineralkjemi

Vedlegg G 1: Mineralkjemi til kalsitt. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 3 kationer og 6 O.

Prøve	MI02-T1-1	MI02-T1-2	MI02-T1-3	MI02-T1-4	MI02-T1-7	MI02-T1-8	MI02-T1-11	MI02-T1-12	MI02-T1-14	MI02-T1-15
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
<b>MgO</b>	1,59	1,77	1,68	1,60	1,42	1,53	2,01	1,88	1,90	1,91
<b>CaO</b>	52,00	51,55	52,01	51,95	52,51	52,55	51,74	51,87	52,30	51,73
<b>MnO</b>	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,8	0,7	0,7	0,7
<b>SrO</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>FeO</b>	2,6	2,8	2,8	2,6	2,5	2,6	3,1	3,0	3,1	3,0
<b>CO<sub>2</sub></b>	43,2	43,2	42,9	43,2	43,0	42,8	42,4	42,5	42,0	42,6
<b>Total</b>	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
<b>MgO</b>	0,08	0,09	0,08	0,08	0,07	0,08	0,10	0,09	0,10	0,10
<b>CaO</b>	1,87	1,85	1,88	1,87	1,89	1,90	1,87	1,88	1,90	1,87
<b>MnO</b>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>FeO</b>	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,09	0,09	0,09	0,09
<b>CO<sub>2</sub></b>	1,98	1,98	1,97	1,98	1,97	1,97	1,96	1,96	1,95	1,96

Vedlegg G 2: Mineralkjemi til kalsitt. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 3 kationer og 6 O.

Prøve	BT02-T1-1	BT02-T1-2	KIA06-T1-1	KIA06-T1-2	KIA01-T1-1	KIA01-T1-2	KIA01-T1-3	KIA06-T2-1	KIA06-T2-2	KIA06-T2-3
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
<b>MgO</b>	0,26	0,14	0,28	0,74	0,42	0,49	0,51	0,10	0,32	0,05
<b>CaO</b>	52,81	54,31	47,98	52,46	53,98	52,65	52,81	54,19	54,20	55,23
<b>MnO</b>	0,99	0,87	0,86	0,98	0,77	0,88	0,92	0,92	0,75	0,23
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>FeO</b>	1,13	0,70	1,41	2,52	1,76	1,70	1,73	0,33	1,68	0,20
<b>CO<sub>2</sub></b>	44,82	43,99	49,48	43,31	43,06	44,27	44,04	44,47	43,05	44,30
<b>Total</b>	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
<b>Mg</b>	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00
<b>Ca</b>	1,87	1,94	1,63	1,89	1,95	1,88	1,89	1,93	1,96	1,97
<b>Mn</b>	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01
<b>Sr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe</b>	0,03	0,02	0,04	0,07	0,05	0,05	0,05	0,01	0,05	0,01
<b>C</b>	2,03	2,00	2,15	1,99	1,98	2,01	2,01	2,02	1,98	2,01

Vedlegg G 3: Mineralkjemi til ankeritt. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 3 kationer og 6 O.

Prøve	MI02-T1-5	MI02-T1-6	MI02-T1-9	MI02-T1-10	MI02-T1-13	MI02-T1-16	KIA04-T1-1	KIA04-T1-2	KIA04-T1-3
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
<b>MgO</b>	12,83	13,18	12,55	12,97	13,69	13,53	10,33	10,03	9,13
<b>CaO</b>	27,89	27,79	27,62	27,63	27,40	28,05	27,07	26,92	25,76
<b>MnO</b>	0,69	0,59	0,76	0,60	0,53	0,60	1,33	1,59	1,66
<b>SrO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
<b>FeO</b>	12,06	11,05	12,15	11,48	11,15	10,87	15,50	15,47	17,76
<b>CO<sub>2</sub></b>	46,53	47,39	46,93	47,32	47,23	46,94	45,77	46,00	45,59
<b>Total</b>	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
<b>Mg</b>	0,61	0,63	0,6	0,62	0,65	0,64	0,5	0,49	0,45
<b>Ca</b>	0,96	0,95	0,95	0,94	0,93	0,96	0,95	0,94	0,91
<b>Mn</b>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,05
<b>Sr</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Fe</b>	0,32	0,29	0,33	0,31	0,3	0,29	0,42	0,42	0,49
<b>C</b>	2,04	2,06	2,05	2,06	2,05	2,05	2,04	2,05	2,05

Vedlegg G 4: Mineralkjemi til muskovitt. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 7 kationer og 11 O (12 O + 2 OH).

Prøve	BT02-T1-7	BT02-T1-8	BT02-T1-9	BT02-T1-10	KIA06-T1-1	KIA06-T1-2	KIA06-T1-3	KIA06-T1-4
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46,79	47,04	46,28	47,99	26,00	46,80	46,83	46,18
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	28,68	29,68	30,63	27,86	17,54	29,61	31,72	29,92
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,29	0,33	0,35	0,18	0,04	0,28	0,34	0,40
<b>FeO</b>	4,79	4,71	4,30	4,74	33,71	5,14	4,45	4,82
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02
<b>MgO</b>	2,24	1,73	1,46	2,26	11,51	1,57	1,16	1,39
<b>MnO</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,53	0,04	0,01	0,01
<b>CaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,83	0,68	0,87	0,46	0,01	0,51	0,81	0,61
<b>K<sub>2</sub>O</b>	7,92	8,34	8,74	8,40	0,02	9,04	8,30	8,73
<b>F</b>	0,12	0,00	0,07	0,32	0,00	0,08	0,09	0,16
<b>Cl</b>	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
<b>Total</b>	91,70	92,53	92,71	92,21	89,51	93,08	93,70	92,26
<b>Si</b>	3,26	3,24	3,19	3,33	2,22	3,23	3,18	3,21
<b>Al</b>	2,35	2,41	2,49	2,28	1,76	2,41	2,54	2,45
<b>Ti</b>	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,28	0,27	0,25	0,28	2,40	0,30	0,25	0,28
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,23	0,18	0,15	0,23	1,46	0,16	0,12	0,14
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,11	0,09	0,12	0,06	0,00	0,07	0,11	0,08
<b>K</b>	0,70	0,73	0,77	0,74	0,00	0,80	0,72	0,77
<b>F</b>	0,03	0,00	0,01	0,07	0,00	0,02	0,02	0,04
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Vedlegg G 5: Mineralkjemi til muskovitt. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 7 kationer og 11 O (12 O + 2 OH).

Prøve	KIA06-T1-5	KIA05-T1-14	KIA05-T1-15	KIA04-T1-3	KIA04-T1-4	KIA08-T1-9	KIA08-T1-10	KIA08-T1-11	MI02-T1-6
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46,26	46,01	45,71	47,67	48,66	48,81	49,74	47,93	48,92
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	30,60	30,67	30,82	31,30	30,47	30,82	29,21	29,80	29,23
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,35	0,34	0,33	0,23	0,24	0,32	0,23	0,22	0,34
<b>FeO</b>	4,69	4,72	5,32	4,68	4,87	4,48	4,68	4,58	3,50
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,13
<b>MgO</b>	1,37	1,34	1,36	1,27	1,66	1,54	2,07	1,75	2,21
<b>MnO</b>	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
<b>CaO</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,01
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,78	0,77	0,62	1,01	0,80	0,95	0,60	0,74	0,63
<b>K<sub>2</sub>O</b>	8,79	8,45	8,82	6,79	6,76	6,79	6,96	7,12	6,41
<b>F</b>	0,02	0,10	0,19	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00
<b>Total</b>	92,89	92,42	93,22	92,99	93,62	93,75	93,49	92,41	91,39
<b>Si</b>	3,19	3,19	3,16	3,23	3,28	3,28	3,35	3,28	3,34
<b>Al</b>	2,49	2,50	2,51	2,50	2,42	2,44	2,32	2,40	2,35
<b>Ti</b>	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,27	0,27	0,31	0,27	0,27	0,25	0,26	0,26	0,20
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Mg</b>	0,14	0,14	0,14	0,13	0,17	0,15	0,21	0,18	0,22
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
<b>Na</b>	0,10	0,10	0,08	0,13	0,10	0,12	0,08	0,10	0,08
<b>K</b>	0,77	0,75	0,78	0,59	0,58	0,58	0,60	0,62	0,56
<b>F</b>	0,00	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00



Vedlegg G 6: Mineralkjemi til hornblende. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 16 kationer og 22 O (20 O + 4 OH).

Prøve	KIA01-T1-1	KIA01-T1-2	KIA01-T1-3	KIA01-T1-4	KIA01-T1-5	KIA06-T2-1	KIA06-T2-2	KIA06-T2-3	KIA06-T2-4	KIA06-T2-5
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
<b>SiO<sub>2</sub></b>	41,44	40,69	41,37	41,03	41,10	40,42	40,12	39,94	40,08	39,98
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,78	13,94	13,28	14,32	13,89	14,58	14,62	14,67	14,69	14,60
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,28	0,28	0,26	0,31	0,28	0,33	0,31	0,30	0,34	0,32
<b>FeO</b>	26,10	26,17	26,31	24,90	26,30	25,83	25,65	25,56	25,69	25,68
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>MgO</b>	4,53	4,36	4,81	4,89	4,46	4,28	4,23	4,35	4,52	4,50
<b>MnO</b>	0,50	0,47	0,47	0,47	0,55	0,31	0,28	0,27	0,28	0,27
<b>CaO</b>	7,96	7,74	7,71	7,84	7,73	8,42	8,52	8,50	8,54	8,68
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,21	3,31	3,12	3,38	3,24	3,25	3,38	3,28	3,09	3,25
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,44	0,49	0,42	0,50	0,48	0,49	0,50	0,51	0,53	0,52
<b>F</b>	0,11	0,00	0,00	0,28	0,07	0,00	0,04	0,03	0,05	0,00
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00
<b>Total</b>	98,35	97,45	97,77	97,92	98,10	97,91	97,68	97,42	97,82	97,81
<b>Si</b>	6,41	6,36	6,44	6,36	6,39	6,29	6,27	6,25	6,25	6,24
<b>Al</b>	2,51	2,57	2,44	2,62	2,54	2,67	2,69	2,71	2,70	2,68
<b>Ti</b>	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	3,38	3,42	3,42	3,23	3,42	3,36	3,35	3,35	3,35	3,35
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	1,05	1,02	1,12	1,13	1,03	0,99	0,99	1,01	1,05	1,05
<b>Mn</b>	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
<b>Ca</b>	1,32	1,30	1,29	1,30	1,29	1,40	1,43	1,43	1,43	1,45
<b>Na</b>	0,96	1,01	0,94	1,02	0,97	0,98	1,02	1,00	0,93	0,98
<b>K</b>	0,09	0,10	0,08	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
<b>F</b>	0,05	0,00	0,00	0,14	0,04	0,00	0,02	0,01	0,03	0,00
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00

Vedlegg G 7: Mineralkjemi til hornblende. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 16 kationer og 22 O (20 O + 4 OH).

Prøve	S03-T1-4	S03-T1-5	S03-T1-6	BT01-T1-1	BT01-T1-2	B01-T1-3	BT01-T1-4	KIV05-T1-1	KIV05-T1-2	KIV05-T1-3	KIV05-T1-4
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
<b>SiO<sub>2</sub></b>	39,22	39,37	39,38	41,80	41,55	41,47	41,96	41,96	43,87	41,03	40,34
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,66	15,00	14,79	14,37	14,67	14,47	14,14	13,39	11,22	14,14	13,87
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,34	0,29	0,35	0,32	0,23	0,25	0,32	0,25	0,21	0,32	0,35
<b>FeO</b>	22,84	23,02	22,99	24,20	23,96	23,65	23,18	22,25	21,28	22,32	22,71
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02
<b>MgO</b>	6,03	5,77	5,86	5,48	5,64	5,59	5,95	6,75	7,85	6,45	6,46
<b>MnO</b>	0,15	0,14	0,15	0,23	0,26	0,24	0,30	0,27	0,26	0,30	0,24
<b>CaO</b>	10,02	9,55	9,85	8,54	8,67	8,58	8,62	8,86	8,98	8,99	10,11
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,54	2,81	2,60	3,46	3,23	3,48	3,54	3,33	2,84	3,28	2,82
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,56	0,46	0,51	0,50	0,57	0,56	0,48	0,43	0,30	0,48	0,56
<b>F</b>	0,15	0,00	0,00	0,21	0,25	0,08	0,14	0,07	0,05	0,16	0,10
<b>Cl</b>	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Total</b>	96,54	96,41	96,51	99,15	99,04	98,36	98,62	97,60	96,86	97,46	97,57
<b>Si</b>	6,15	6,16	6,16	6,37	6,34	6,35	6,40	6,44	6,72	6,33	6,25
<b>Al</b>	2,71	2,77	2,73	2,58	2,64	2,61	2,54	2,42	2,02	2,57	2,53
<b>Ti</b>	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,04	0,04
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	3,00	3,01	3,01	3,08	3,06	3,03	2,96	2,86	2,73	2,88	2,94
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	1,41	1,35	1,37	1,24	1,28	1,28	1,35	1,54	1,79	1,48	1,49
<b>Mn</b>	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03
<b>Ca</b>	1,68	1,60	1,65	1,39	1,42	1,41	1,41	1,46	1,47	1,49	1,68
<b>Na</b>	0,77	0,85	0,79	1,02	0,96	1,03	1,04	0,99	0,84	0,98	0,85
<b>K</b>	0,11	0,09	0,10	0,10	0,11	0,11	0,09	0,08	0,06	0,09	0,11
<b>F</b>	0,08	0,00	0,00	0,10	0,12	0,04	0,07	0,03	0,02	0,08	0,05
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Vedlegg G 8: Mineralkjemi til albitt. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 5 kationer og 8 O.

Prøve	KIA04-T1-1	KIA04-T1-2	KIA04-T1-3	KIA04-T1-4	KIA04-T1-5	KIA04-T1-6	KIA04-T1-7	KIA04-T1-8	KIA08-T1-1	KIA08-T1-2
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
<b>SiO<sub>2</sub></b>	67,43	68,35	67,53	67,43	67,77	67,90	68,46	68,36	67,32	67,02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18,97	18,77	18,87	18,93	18,83	18,71	18,72	18,67	18,87	18,87
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>FeO</b>	0,02	0,02	0,03	0,00	0,02	0,05	0,04	0,00	0,05	0,08
<b>MgO</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
<b>MnO</b>	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>CaO</b>	0,24	0,11	0,16	0,15	0,14	0,07	0,14	0,11	0,17	0,22
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	11,27	11,12	11,27	11,25	11,19	11,08	11,12	10,99	11,09	10,98
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,08	0,08	0,07	0,05	0,04	0,09	0,02	0,06	0,07	0,06
<b>Total</b>	98,02	98,48	97,93	97,83	98,00	97,89	98,50	98,21	97,57	97,24
<b>Si</b>	3,00	3,02	3,01	3,01	3,01	3,02	3,03	3,03	3,01	3,01
<b>Al</b>	1,00	0,98	0,99	1,00	0,99	0,98	0,98	0,98	0,99	1,00
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Na</b>	0,97	0,95	0,97	0,97	0,97	0,96	0,95	0,94	0,96	0,96
<b>K</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00

Vedlegg G 9: Mineralkjemi til albitt. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 5 kationer og 8 O..

Prøve	BT02-T1-5	KIA01-T1-1	KIA01-T1-2	KIA01-T1-3	KIA01-T1-4	KIA06-T2-1	KIA06-T2-2	S03-T1-1	S03-T1-2	S03-T1-3
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
<b>SiO<sub>2</sub></b>	68,88	68,22	68,23	68,41	68,08	68,29	68,25	67,55	66,52	66,90
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18,68	18,59	18,81	18,60	18,86	18,77	18,66	18,51	18,56	18,61
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00
<b>FeO</b>	0,03	0,77	0,36	0,45	0,30	0,30	0,28	0,30	0,32	0,23
<b>MgO</b>	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,05	0,02
<b>MnO</b>	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
<b>CaO</b>	0,12	0,10	0,16	0,11	0,41	0,21	0,15	0,06	0,06	0,16
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	11,20	11,33	11,19	11,25	11,24	11,10	11,15	11,18	11,06	10,97
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,04	0,09	0,17	0,06	0,08	0,05	0,05	0,11	0,11	0,09
<b>Total</b>	98,97	99,10	98,94	98,92	99,02	98,75	98,66	97,74	96,69	96,97
<b>Si</b>	3,03	3,01	3,01	3,02	3,01	3,02	3,02	3,02	3,01	3,01
<b>Al</b>	0,97	0,97	0,98	0,97	0,98	0,98	0,97	0,97	0,99	0,99
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
<b>Na</b>	0,96	0,97	0,96	0,96	0,96	0,95	0,96	0,97	0,97	0,96
<b>K</b>	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01

Vedlegg G 10: Mineralkjemi til albitt. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 5 kationer og 8 O.

Prøve	KIA08-T1-3	KIA08-T1-4	MI02-T1-1	MI02-T1-2	MI02-T1-3	BT02-T1-1	BT02-T1-2	BT02-T1-3	BT02-T1-4
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
<b>SiO<sub>2</sub></b>	67,94	67,69	66,91	67,29	67,66	67,74	68,20	68,10	68,69
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18,42	18,47	18,90	18,78	18,76	18,89	18,88	18,72	18,69
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>FeO</b>	0,07	0,05	0,10	0,08	0,10	0,04	0,07	0,05	0,03
<b>MgO</b>	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
<b>MnO</b>	0,02	0,00	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>CaO</b>	0,08	0,10	0,24	0,21	0,13	0,26	0,21	0,20	0,18
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	11,03	11,12	11,31	11,15	11,23	11,10	11,15	11,22	11,06
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,06	0,06	0,08	0,04	0,08	0,03	0,05	0,06	0,03
<b>Total</b>	97,64	97,50	97,60	97,59	97,98	98,08	98,57	98,35	98,69
<b>Si</b>	3,03	3,03	3,00	3,01	3,01	3,01	3,02	3,02	3,03
<b>Al</b>	0,97	0,97	1,00	0,99	0,98	0,99	0,98	0,98	0,97
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Na</b>	0,95	0,96	0,98	0,97	0,97	0,96	0,96	0,96	0,95
<b>K</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00

Vedlegg G 11: Mineralkjemi til epidot. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 11 kationer og 12,5 O (12 O + 1 OH).

Prøve	BT02-T1-5	BT02-T1-1	BT02-T1-2	BT02-T1-6	BT02-T1-3	BT02-T1-4	MI02-T1-3	MI02-T1-4	MI02-T1-5
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36,59	36,53	36,20	36,88	36,98	36,86	36,94	37,25	36,58
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,03	0,06	0,05	0,07	0,04	0,02	0,15	0,14	0,16
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22,21	22,75	22,87	23,14	26,63	24,99	24,45	25,17	24,58
<b>FeO</b>	13,41	13,10	12,65	12,27	7,44	9,85	10,72	9,50	10,12
<b>MnO</b>	0,11	0,10	0,08	0,10	0,45	0,08	0,11	0,11	0,13
<b>MgO</b>	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,10	0,07	0,08
<b>CaO</b>	22,65	22,79	22,81	22,90	23,23	23,41	23,28	23,33	23,24
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,01	0,09	0,22	0,14	0,14	0,07	0,07	0,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,12
<b>F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,06	0,09	0,00
<b>Cl</b>	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,03	0,01	0,00
<b>Total</b>	95,10	95,39	94,83	95,60	95,13	95,39	95,94	95,89	95,01
<b>Si</b>	2,98	2,96	2,95	2,97	2,97	2,96	2,96	2,98	2,96
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Al</b>	2,13	2,17	2,20	2,20	2,52	2,37	2,31	2,37	2,34
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,91	0,89	0,86	0,83	0,50	0,66	0,72	0,63	0,68
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Ca</b>	1,97	1,98	1,99	1,98	2,00	2,01	2,00	2,00	2,01
<b>Na</b>	0,00	0,00	0,01	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Vedlegg G 12: Mineralkjemi til epidot. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 11 kationer og 12,5 O (12 O + 1 OH).

Prøve	KIA06-T2-11	KIA06-T2-12	KIA06-T1-6	KIA06-T1-7	KIA08-T1-12	KIA08-T1-20	KIA08-T1-8	KIA06-T2-8	KIA06-T2-9
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
<b>SiO<sub>2</sub></b>	35,84	36,89	36,88	36,26	36,34	37,06	36,23	35,60	36,16
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,02	0,04	0,06	0,10	0,07	0,09	0,09	0,09	0,03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21,65	22,69	23,64	23,68	22,63	23,52	22,94	21,71	22,60
<b>FeO</b>	13,44	12,44	12,41	12,21	13,32	12,14	12,93	13,72	12,74
<b>MnO</b>	0,60	0,49	0,31	0,26	0,47	0,33	0,41	0,70	0,47
<b>MgO</b>	0,06	0,05	0,11	0,04	0,00	0,02	0,02	0,08	0,02
<b>CaO</b>	18,27	21,21	23,18	23,12	22,45	22,81	22,74	17,95	20,77
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,09	0,00	0,00	0,06	0,08	0,06	0,05	0,04
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,07	0,05	0,06	0,12
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	89,90	93,90	96,62	95,70	95,45	96,09	95,48	89,93	92,91
<b>Si</b>	3,05	3,02	2,95	2,93	2,95	2,97	2,94	3,03	2,99
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
<b>Al</b>	2,17	2,19	2,23	2,25	2,16	2,22	2,19	2,18	2,20
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,96	0,85	0,83	0,82	0,90	0,81	0,88	0,98	0,88
<b>Mn</b>	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03
<b>Mg</b>	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Ca</b>	1,66	1,86	1,98	2,00	1,95	1,96	1,98	1,64	1,84
<b>Na</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Vedlegg G 13: Mineralkjemi til epidot. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 11 kationer og 12,5 O (12 O + 1 OH).

Prøve	KIA08-T1-19	KIA08-T1-20	KIA01-T1-8	KIA06-T1-8	KIA04-T1-1	KIA06-T1-9	KIA04-T1-2	KIA01-T1-6	KIA01-T1-7
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36,80	36,42	36,51	36,82	27,72	36,74	34,72	36,30	36,43
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,04	0,06	0,00	0,08	0,00	0,03	0,04	0,07	0,04
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22,48	22,59	23,30	23,44	15,46	23,52	22,26	23,66	23,60
<b>FeO</b>	13,08	13,47	12,46	12,08	12,97	12,32	13,01	12,43	12,18
<b>MnO</b>	0,23	0,37	0,33	0,21	0,51	0,25	0,54	0,29	0,33
<b>MgO</b>	0,03	0,02	0,05	0,05	0,35	0,09	0,10	0,06	0,07
<b>CaO</b>	23,00	22,79	22,85	23,29	9,86	22,96	17,65	22,79	22,85
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,09	0,07	0,00	0,00	0,23	0,03	0,19	0,01	0,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01
<b>F</b>	0,06	0,01	0,03	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cl</b>	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00
<b>Total</b>	95,78	95,82	95,52	96,02	67,23	95,99	88,51	95,65	95,52
<b>Si</b>	2,97	2,94	2,95	2,96	3,13	2,95	3,00	2,93	2,94
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	2,14	2,15	2,22	2,22	2,06	2,23	2,26	2,25	2,25
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0,88	0,91	0,84	0,81	1,22	0,83	0,94	0,84	0,82
<b>Mn</b>	0,02	0,03	0,02	0,01	0,05	0,02	0,04	0,02	0,02
<b>Mg</b>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Ca</b>	1,99	1,97	1,98	2,01	1,19	1,98	1,63	1,97	1,98
<b>Na</b>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>F</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00



Vedlegg G 14: Mineralkjemi til granat. Mineralkjemi til albitt. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 11 kationer og 12,5 O (12 O + 1 OH).

Prøve	KIA08-T1-1	KIA08-T1-2	KIA08-T1-3	KIA08-T1-4	KIA08-T1-5	KIA08-T1-6	KIA08-T1-7	KIA08-T1-8	KIA08-T1-9
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36,36	36,56	36,71	36,64	36,27	36,46	36,38	36,52	36,49
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	20,22	20,09	19,93	20,11	20,00	20,57	20,36	20,16	20,03
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,07	0,03	0,13	0,04	0,16	0,02	0,04	0,09	0,06
<b>FeO</b>	30,55	31,09	29,61	30,53	30,63	31,21	30,89	30,89	30,19
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>MgO</b>	0,90	1,05	1,15	1,50	1,17	1,53	1,46	1,17	0,94
<b>MnO</b>	3,46	3,26	3,35	2,51	3,51	2,55	2,89	3,16	3,64
<b>CaO</b>	6,89	6,31	7,68	6,69	6,72	6,33	6,48	6,70	7,00
<b>ZnO</b>	0,09	0,05	0,06	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,05
<b>Total</b>	98,54	98,46	98,61	98,02	98,52	98,67	98,52	98,68	98,42
<b>Si</b>	2,99	3,01	3,01	3,01	2,99	2,98	2,99	3,00	3,00
<b>Al</b>	1,96	1,95	1,93	1,95	1,94	1,98	1,97	1,95	1,94
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	2,10	2,14	2,03	2,10	2,11	2,14	2,12	2,12	2,08
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,11	0,13	0,14	0,18	0,14	0,19	0,18	0,14	0,12
<b>Mn</b>	0,24	0,23	0,23	0,18	0,25	0,18	0,20	0,22	0,25
<b>Ca</b>	0,61	0,56	0,68	0,59	0,59	0,56	0,57	0,59	0,62
<b>Zn</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Vedlegg G 15: Mineralkjemi til granat. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 8 kationer og 12 O.

Prøve	S03-T1-10	S03-T1-11	S03-T1-12	S03-T1-13	S03-T1-14	KIA08-T1-10	KIA08-T1-11	KIA08-T1-12	KIA08-T1-13	KIA08-T1-14
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36,42	36,26	36,32	36,47	36,20	36,50	36,48	36,64	36,13	36,57
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	20,07	20,14	19,99	20,16	20,36	19,59	20,15	19,99	20,13	20,49
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,10	0,05	0,04	0,04	0,03	0,10	0,04	0,10	0,06	0,04
<b>FeO</b>	31,49	31,70	32,01	31,52	31,95	27,66	30,34	30,32	29,82	30,54
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
<b>MgO</b>	1,05	1,19	1,20	1,31	1,32	0,71	0,85	1,07	1,16	1,40
<b>MnO</b>	2,16	1,99	1,84	1,94	2,02	5,31	3,57	3,27	3,48	2,62
<b>CaO</b>	6,71	6,76	6,36	6,63	6,19	7,60	6,93	7,00	7,03	6,81
<b>ZnO</b>	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,08	0,08	0,04	0,00	0,02
<b>Total</b>	98,00	98,12	97,79	98,10	98,08	97,56	98,45	98,41	97,81	98,50
<b>Si</b>	3,01	2,99	3,01	3,00	2,99	3,03	3,00	3,01	2,99	2,99
<b>Al</b>	1,95	1,96	1,95	1,96	1,98	1,92	1,95	1,94	1,96	1,98
<b>Ti</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	2,17	2,19	2,22	2,17	2,20	1,92	2,09	2,08	2,06	2,09
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,13	0,15	0,15	0,16	0,16	0,09	0,11	0,13	0,14	0,17
<b>Mn</b>	0,15	0,14	0,13	0,14	0,14	0,37	0,25	0,23	0,24	0,18
<b>Ca</b>	0,59	0,60	0,56	0,59	0,55	0,68	0,61	0,62	0,62	0,60
<b>Zn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00

Vedlegg G 16: Mineralkjemi til granat. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 8 kationer og 12 O.

Prøve	S03-T1-1	S03-T1-2	S03-T1-3	S03-T1-4	S03-T1-5	S03-T1-6	S03-T1-7	S03-T1-8	S03-T1-9
<b>SiO<sub>2</sub></b>	37,00	36,41	36,44	36,23	36,31	36,32	36,57	36,63	36,57
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	20,18	20,28	20,16	20,16	20,19	20,22	20,11	20,01	19,94
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,03	0,05	0,06	0,04	0,00	0,05	0,06	0,08	0,08
<b>FeO</b>	31,90	32,03	31,81	31,11	31,79	31,99	31,59	31,96	31,70
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,02
<b>MgO</b>	1,54	1,17	1,03	1,24	1,62	1,49	1,25	1,28	1,10
<b>MnO</b>	1,74	1,97	2,16	1,88	1,69	1,89	2,06	1,89	1,94
<b>CaO</b>	6,25	6,54	6,41	7,37	5,89	6,10	6,33	6,20	6,71
<b>ZnO</b>	0,07	0,00	0,04	0,03	0,07	0,00	0,04	0,00	0,05
<b>Total</b>	98,71	98,45	98,11	98,05	97,55	98,07	98,06	98,06	98,11
<b>Si</b>	3,02	2,99	3,01	2,99	3,00	2,99	3,01	3,02	3,02
<b>Al</b>	1,94	1,97	1,96	1,96	1,97	1,96	1,95	1,94	1,94
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	2,18	2,20	2,19	2,15	2,20	2,21	2,18	2,20	2,19
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,19	0,14	0,13	0,15	0,20	0,18	0,15	0,16	0,14
<b>Mn</b>	0,12	0,14	0,15	0,13	0,12	0,13	0,14	0,13	0,14
<b>Ca</b>	0,55	0,58	0,57	0,65	0,52	0,54	0,56	0,55	0,59
<b>Zn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Vedlegg G 17: Mineralkjemi til biotitt. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 8 kationer og 11 O.

Prøve	KIA08-T1-1	KIA08-T1-2	KIA08-T1-3	KIA08-T1-4	KIA08-T1-5	KIA08-T1-6	KIA08-T1-7	KIA08-T1-8
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
<b>SiO<sub>2</sub></b>	35,39	35,69	35,52	35,44	35,79	35,68	35,39	35,11
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16,38	16,08	16,11	16,29	16,25	16,13	16,38	16,60
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,71	1,72	1,86	1,88	1,85	1,78	1,77	1,81
<b>FeO</b>	24,03	24,04	23,97	23,93	23,89	24,00	23,87	24,09
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01
<b>MgO</b>	8,72	8,89	8,82	8,58	8,92	8,95	8,85	8,75
<b>MnO</b>	0,15	0,13	0,11	0,09	0,14	0,11	0,11	0,13
<b>CaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,09	0,09	0,13	0,12	0,05	0,12	0,07	0,16
<b>K<sub>2</sub>O</b>	9,01	8,98	8,97	9,18	9,04	9,17	8,87	8,94
<b>F</b>	0,06	0,00	0,18	0,17	0,21	0,00	0,22	0,18
<b>Cl</b>	0,03	0,03	0,03	0,06	0,05	0,05	0,02	0,04
<b>Total</b>	95,57	95,64	95,70	95,75	96,18	95,98	95,56	95,82
<b>Si</b>	2,75	2,77	2,76	2,76	2,77	2,76	2,75	2,73
<b>Al</b>	1,50	1,47	1,48	1,49	1,48	1,47	1,50	1,52
<b>Ti</b>	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,11
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1,56	1,56	1,56	1,56	1,54	1,55	1,55	1,57
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	1,01	1,03	1,02	1,00	1,03	1,03	1,03	1,01
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
<b>K</b>	0,89	0,89	0,89	0,91	0,89	0,91	0,88	0,89
<b>F</b>	0,02	0,00	0,04	0,04	0,05	0,00	0,05	0,04
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00

Vedlegg G 18: Mineralkjemi til biotitt. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 8 kationer og 11 O.

Prøve	KIA08-T1-9	MI02-T1-1	MI02-T1-2	MI02-T1-3	MI02-T1-4	MI02-T1-5	MI02-T1-6	MI02-T1-7
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
<b>SiO<sub>2</sub></b>	34,81	36,85	37,26	36,87	36,56	36,48	36,73	37,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16,29	16,32	16,23	16,15	16,25	15,91	16,25	16,14
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,74	1,88	1,92	1,96	1,92	1,85	2,06	2,00
<b>FeO</b>	24,24	18,97	19,28	19,19	18,99	18,48	19,23	19,03
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,11	0,08	0,10	0,07	0,09	0,10	0,08
<b>MgO</b>	9,14	11,85	11,84	11,59	11,61	11,54	11,48	11,80
<b>MnO</b>	0,14	0,06	0,07	0,06	0,08	0,08	0,05	0,06
<b>CaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,09	0,11	0,12	0,18	0,29	0,19	0,11	0,16
<b>K<sub>2</sub>O</b>	8,47	9,10	8,22	8,94	8,87	8,91	8,11	8,40
<b>F</b>	0,25	0,14	0,22	0,41	0,23	0,24	0,30	0,48
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,03	0,00	0,07	0,03	0,00	0,00
<b>Total</b>	95,18	95,38	95,27	95,43	94,94	93,81	94,47	95,15
<b>Si</b>	2,72	2,80	2,82	2,80	2,79	2,81	2,81	2,81
<b>Al</b>	1,50	1,46	1,45	1,45	1,46	1,45	1,46	1,45
<b>Ti</b>	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1,59	1,20	1,22	1,22	1,21	1,19	1,23	1,21
<b>Cr</b>	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
<b>Mg</b>	1,07	1,34	1,34	1,31	1,32	1,33	1,31	1,34
<b>Mn</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02
<b>K</b>	0,85	0,88	0,79	0,87	0,86	0,88	0,79	0,81
<b>F</b>	0,06	0,03	0,05	0,10	0,06	0,06	0,07	0,11
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00

Vedlegg G 19: Mineralkjemi til biotitt. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 8 kationer og 11 O.

Prøve	KIA08-T1-15	KIA08-T1-16	KIA08-T1-17	KIA01-T1-09	KIA01-T1-10	S03-T1-1	S03-T1-2	S03-T1-3
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
<b>SiO<sub>2</sub></b>	35,59	35,12	35,35	35,40	35,75	34,48	35,39	34,60
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16,34	16,40	16,25	16,57	16,78	16,21	16,37	16,70
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1,75	1,75	1,59	1,59	1,75	1,48	1,74	1,99
<b>FeO</b>	23,46	23,58	24,09	23,03	23,16	24,11	23,75	23,66
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
<b>MgO</b>	9,06	8,74	9,05	9,14	8,88	8,56	8,64	8,08
<b>MnO</b>	0,16	0,16	0,14	0,18	0,20	0,12	0,11	0,09
<b>CaO</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,09	0,10	0,06	0,07	0,09	0,11	0,14	0,11
<b>K<sub>2</sub>O</b>	8,97	9,17	9,10	9,07	9,14	8,77	9,08	8,73
<b>F</b>	0,27	0,14	0,16	0,55	0,29	0,22	0,10	0,08
<b>Cl</b>	0,04	0,04	0,02	0,01	0,00	0,04	0,01	0,05
<b>Total</b>	95,71	95,21	95,79	95,61	96,04	94,09	95,34	94,09
<b>Si</b>	2,76	2,75	2,75	2,75	2,76	2,74	2,76	2,73
<b>Al</b>	1,49	1,51	1,49	1,52	1,53	1,52	1,50	1,55
<b>Ti</b>	0,10	0,10	0,09	0,09	0,10	0,09	0,10	0,12
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1,52	1,54	1,57	1,50	1,50	1,60	1,55	1,56
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	1,05	1,02	1,05	1,06	1,02	1,01	1,00	0,95
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Na</b>	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
<b>K</b>	0,89	0,91	0,90	0,90	0,90	0,89	0,90	0,88
<b>F</b>	0,07	0,03	0,04	0,14	0,07	0,06	0,02	0,02
<b>Cl</b>	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01

Vedlegg G 20: Mineralkjemi til kloritt. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 10 kationer og 14 O (10 O + 8 OH).

Prøve	BT02-T1-12	BT02-T1-11	BT02-T1-13	BT02-T1-14	KIA06-T1-10	KIA06-T1-11	KIA06-T1-12	KIA06-T1-13	MI02-T1-12	MI02-T1-13
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,06	0,02	0,00	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,00	0,00
<b>F</b>	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
<b>Cl</b>	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,02
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,07
<b>SiO<sub>2</sub></b>	24,76	24,44	24,42	24,33	24,87	24,23	24,57	24,58	25,60	25,73
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21,00	20,79	20,70	20,55	20,49	20,14	20,50	20,56	20,69	20,68
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,03	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
<b>MnO</b>	0,09	0,10	0,09	0,05	0,35	0,36	0,33	0,34	0,11	0,12
<b>MgO</b>	14,28	14,22	14,03	13,71	12,64	12,27	12,69	12,47	17,93	17,94
<b>CaO</b>	0,05	0,06	0,01	0,07	0,01	0,04	0,01	0,02	0,09	0,20
<b>FeO</b>	27,13	27,64	27,05	26,33	30,51	30,71	30,38	30,79	22,65	22,54
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,03	0,04	0,05	0,06	0,03	0,04	0,03	0,05	0,07	0,07
<b>Total</b>	87,40	87,43	86,39	85,15	88,95	87,82	88,57	88,85	87,25	87,36
<b>Na</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>F</b>	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Cl</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Si</b>	2,65	2,63	2,65	2,67	2,66	2,64	2,64	2,64	2,68	2,69
<b>Al</b>	2,65	2,63	2,64	2,66	2,59	2,59	2,60	2,60	2,55	2,54
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mn</b>	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01
<b>Mg</b>	2,28	2,28	2,27	2,24	2,02	1,99	2,04	2,00	2,80	2,79
<b>Ca</b>	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	2,43	2,49	2,45	2,41	2,73	2,80	2,73	2,77	1,98	1,97
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01

Vedlegg G 21: Mineralkjemi til kloritt. Strukturformelen er utregnet basert på normalisering til 10 kationer og 14 O (10 O + 8 OH).

Prøve	KIA06-T1-13	KIA01-T1-11	KIA01-T1-12	KIA01-T1-13	KIA06-T2-13	KIA06-T2-14	KIA06-T2-15	S03-T1-1	S03-T1-2	S03-T1-3
	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,01	0,01	0,06	0,09	0,01	0,00	0,06	0,04	0,12
<b>F</b>	0,00	0,11	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,14
<b>Cl</b>	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
<b>SiO<sub>2</sub></b>	24,38	24,29	24,51	25,10	23,81	23,76	24,32	24,25	23,89	24,19
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	20,74	20,81	20,34	19,81	20,60	20,75	20,28	20,33	20,72	20,37
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,02	0,07	0,16	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
<b>MnO</b>	0,34	0,32	0,34	0,33	0,35	0,29	0,33	0,19	0,19	0,16
<b>MgO</b>	12,61	13,03	12,83	12,95	11,62	11,99	11,96	13,25	12,96	11,03
<b>CaO</b>	0,02	0,00	0,04	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00	0,05
<b>FeO</b>	30,64	29,84	29,61	29,59	31,89	32,13	31,84	29,98	30,05	31,62
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,06	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,05	0,05	0,10
<b>Total</b>	88,80	88,45	87,81	88,05	88,45	89,03	88,84	88,13	87,95	87,75
<b>Na</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03
<b>F</b>	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05
<b>Cl</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Si</b>	2,62	2,61	2,65	2,71	2,59	2,57	2,63	2,62	2,59	2,65
<b>Al</b>	2,63	2,64	2,59	2,52	2,64	2,65	2,59	2,59	2,65	2,63
<b>K</b>	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Mn</b>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01
<b>Mg</b>	2,02	2,09	2,07	2,08	1,89	1,94	1,93	2,13	2,09	1,80
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	2,75	2,69	2,68	2,67	2,90	2,91	2,88	2,71	2,72	2,90
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01



## Vedlegg H – XRD- og XRF-resultater fra Vedeler (13)

Vedlegg H 1: Prøver fra Vedeler (2013). Kartetiske X- og Y-koordinater og XRF-hovedelementer.

Prøve	X- Koordinater	Y- Koordinater	FeO, %	TiO <sub>2</sub> , %	CaO, %	K <sub>2</sub> O, %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %	SiO <sub>2</sub> , %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	MgO, %	Na <sub>2</sub> O, %	MnO, %
SVH13	562175,164	7036682,4353	3,04	0,31	1,32	1,35	0,11	68,89	16,94	0,71	7	0,04
SVH14	562175,2925	7036682,2572	3,33	0,15	1,4	0,58	0	76,83	11,16	0,71	4,37	0,05
SVH15	562175,3964	7036682,1213	5,3	0,14	0,92	1,04	0,01	77,44	10,13	1,2	2,91	0,05
SVH16	562175,6115	7036681,8642	2,56	0,14	0,88	0,43	0,01	79,88	10,09	0,55	4,59	0,05
SVH17	562175,7499	7036681,582	3,02	0,14	0,49	0,39	0,01	77,9	11,4	0,55	5,67	0,05

Vedlegg H 2: Prøver fra Vedeler (2013), XRF- sporelementer.

Prøve	Sc, ppm	V, ppm	Cr, ppm	Co, ppm	Ni, ppm	Cu, ppm	Zn, ppm	Ga, ppm	As, ppm	Rb, ppm	Sr, ppm	Y, ppm)
SVH13	3	20	0	97	6	3	97	25	16	26	244	23
SVH14	2	9	0	130	8	9	119	20	26	11	185	112
SVH15	4	6	0	108	8	17	182	24	20	20	169	75
SVH16	2	4	0	103	4	2	72	17	17	9	69	74
SVH17	1	4		98	6	5	83	19	17	7	62	82

Prøve	Zr, ppm	Nb, ppm	Mo, ppm	Sn, ppm	Sb, ppm	Cs, ppm	Ba, ppm	La, ppm	Ce, ppm	Pb, ppm	Th, ppm	U, ppm
SVH13	100	8	1		5	1	312	4	14	7	3	1
SVH14	291	6	0		5	1	116	3	48	7	2	
SVH15	273	7	0	1	5		197		33	19	2	
SVH16	277	6	0	1	5		79		29	3	1	
SVH17	277	6		1	6		58	9	50	4	1	

## Vedlegg I – XRF-hovedelementer

### Vedlegg I 1: XRF-hovedelementer

Prøver	FeO, %	TiO <sub>2</sub> , %	CaO, %	K <sub>2</sub> O, %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %	SiO <sub>2</sub> , %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	MgO, %	Na <sub>2</sub> O, %	MnO, %
KIA01	5,91	0,22	1,29	1,54	0,00	67,26	14,96	1,41	5,22	0,14
KIA02	3,35	0,19	1,10	0,55	0,01	72,39	13,59	0,65	6,46	0,08
KIA03	3,04	0,16	0,97	0,47	0,01	75,36	12,16	0,57	5,81	0,04
KIA04	2,89	0,15	0,43	0,42	0,01	76,98	11,42	0,49	5,79	0,03
KIA05	1,70	0,14	0,31	0,55	0,01	80,05	10,42	0,31	4,77	0,04
KIA06	4,37	0,18	0,90	0,89	0,00	71,26	13,23	1,02	5,95	0,08
KIA07	2,59	0,14	0,43	0,48	0,01	80,53	9,46	0,20	4,47	0,08
KIA08	9,94	0,99	4,05	0,98	0,47	61,10	14,54	1,30	4,38	0,27
KIA09	9,42	0,48	0,71	1,51	0,23	74,33	7,87	0,60	1,48	0,02
KIA10	6,55	0,68	1,98	0,62	0,35	71,85	10,76	0,59	4,51	0,04
KIAP01	32,91	0,24	0,92	1,32	0,12	47,36	5,33	0,52	0,00	0,06
BT01	2,46	0,31	2,95	0,85	0,09	66,03	16,19	0,56	7,68	0,06
BT02	2,75	0,38	3,23	1,80	0,10	67,08	16,90	0,62	5,75	0,04
MI01	9,04	0,96	11,36	2,37	0,08	41,21	14,40	4,50	2,84	0,25
MI03	8,78	0,84	11,70	0,17	0,04	37,67	15,32	7,33	4,30	0,22
MI02	9,37	1,01	8,94	1,29	0,09	43,07	13,83	6,55	3,61	0,18
KIV01	20,57	1,89	3,93	1,09	0,28	46,85	14,26	4,83	2,72	0,23
KIV02	11,58	1,75	3,99	0,27	0,48	58,95	13,60	2,16	6,04	0,12
KIV03	12,89	1,52	4,40	0,78	0,37	59,42	12,26	2,83	3,96	0,15
KIV04	13,14	2,27	3,93	0,28	0,53	54,52	14,62	3,24	5,69	0,16
KIV05	11,18	1,87	4,58	0,22	0,41	57,31	14,32	2,51	6,21	0,13
S01	8,95	0,95	3,17	0,78	0,48	64,79	12,92	1,52	4,86	0,07
S02	4,89	0,12	3,90	0,30	0,08	80,38	6,19	0,42	0,53	0,25
S03	4,32	0,11	5,43	0,05	0,08	80,44	5,47	0,26	0,16	0,17
S04	20,25	1,91	3,27	2,23	0,70	43,64	17,54	3,71	3,83	0,25
S05	5,86	0,85	3,49	0,16	0,47	67,89	12,25	0,52	6,21	0,12
S06	9,38	0,91	3,75	0,95	0,45	62,80	13,09	1,79	4,58	0,10
S07	11,32	1,08	6,27	1,16	0,43	53,29	15,49	1,20	5,34	0,29

## Vedlegg J – XRF-sporelementer

Vedlegg J 1: XRF- sporelementer 1.

Prøver	Zr, ppm	Nb, ppm	Mo, ppm	Sn, ppm	Sb, ppm	Cs, ppm	Ba, ppm	La, ppm	Ce, ppm	Pb, ppm	Th,ppm	U, ppm
KIA01	436	11		4	3		279	16	51		2	
KIA02	358	7		2	5		113	10	55	4	2	
KIA03	322	7		1	5	1	92	3	40	3	1	
KIA04	280	7		3	6	1	58		32	1	2	
KIA05	254	8		2	4		88		45	3	1	
KIA06	358	8		4	5	2	166	15	63		1	
KIA07	233	7		1	6		112		43	1		
KIA08	216	5			3		115	12	18	2	1	2
KIA09	113	4	1		2		207	4	7			
KIA10	149	3			3		71		17	3	1	2
KIAP01	71	3	25			1	143	17			3	6
BT01	96	6			3		197	4	10	10	3	2
BT02	97	6			5		415	4	6	10	2	2
MI01	54	5	1		1	2	435	1		1	2	1
MI03	50	2	2				25					
MI02	56	3	1				204	6				
KIV01	134	3				3	176	15	5		1	2
KIV02	119	4	1		3		25	7	12			1
KIV03	108	4	1				127	7	5		1	
KIV04	153	4	1		2	3	28	14	10		1	2
KIV05	129	3			1	2	9	5	8		1	3
S01	204	5			3	2	76	7	6	1		
S02	53	2	1	1	4		35		13	5		
S03	49	2	1		5	3	8		8	7	1	1
S04	411	7			1		243	20	26		3	1
S05	185	4			3		16	2	8	1	1	1
S06	197	5			3	3	94	6	11		1	
S07	238	5					132	10	16	4	2	1

Vedlegg J 2: XRF- sporelementer 2.

Prøve	Sc, ppm	V, ppm	Cr, ppm	Co, ppm	Ni, ppm	Cu ,ppm	Zn, ppm	Ga, ppm	As, ppm	Rb, ppm	Sr, ppm	Y, ppm
KIA01	5	9		69	12	2	311	31	11	21	66	140
KIA02	6	6	16	99	10	4	97	22	17	10	173	142
KIA03	5	5		114	7	4	91	20	21	8	144	128
KIA04	4	5		73	8	3	82	20	13	5	53	133
KIA05	1	5		104	5	1	44	20	19	6	57	116
KIA06	7	13		89	10	2	123	25	15	12	55	111
KIA07	2	4		122	6	3	26	18	20	4	47	81
KIA08	27	17		70	17	2	125	27	12	15	195	85
KIA09	7	72		142	18	24	63	20	21	19	43	28
KIA10	21	39		111	10	12	74	18	18	10	108	70
KIAP01	8	62		170	105	86	60	23	35	28	71	26
BT01	3	21		49	5	4	55	21	7	16	344	9
BT02	2	37		44	5	5	60	20	6	37	426	8
MI01	38	263	252	41	103	29	164	21	2	45	74	21
MI03	34	191	323	50	149	12	94	18		6	105	19
MI02	36	246	231	44	90	51	103	17	1	26	119	20
KIV01	36	115		44	36	9	293	36	7	20	86	56
KIV02	33	77		71	18	6	135	21	10	5	45	38
KIV03	30	77		71	20	3	171	24	7	16	59	35
KIV04	40	75		47	23	4	177	25	4	6	52	44
KIV05	34	75		73	20	3	132	23	8	3	53	43
S01	23	34		73	14	3	200	23	11	11	68	48
S02	4	22		153	7	4	29	15	25	5	182	15
S03	5	26		138	7	4	18	18	21	1	295	12
S04	28	44		30	39	8	442	42	8	40	110	108
S05	19	13		63	9	3	70	16	9	3	100	61
S06	28	26		49	15	4	206	24	10	14	73	56
S07	35	21		48	21	9	122	29	9	19	226	104

## Vedlegg K - XRD-resultater oppsummert

Vedlegg K 1: XRD-resultater oppsummert 1.

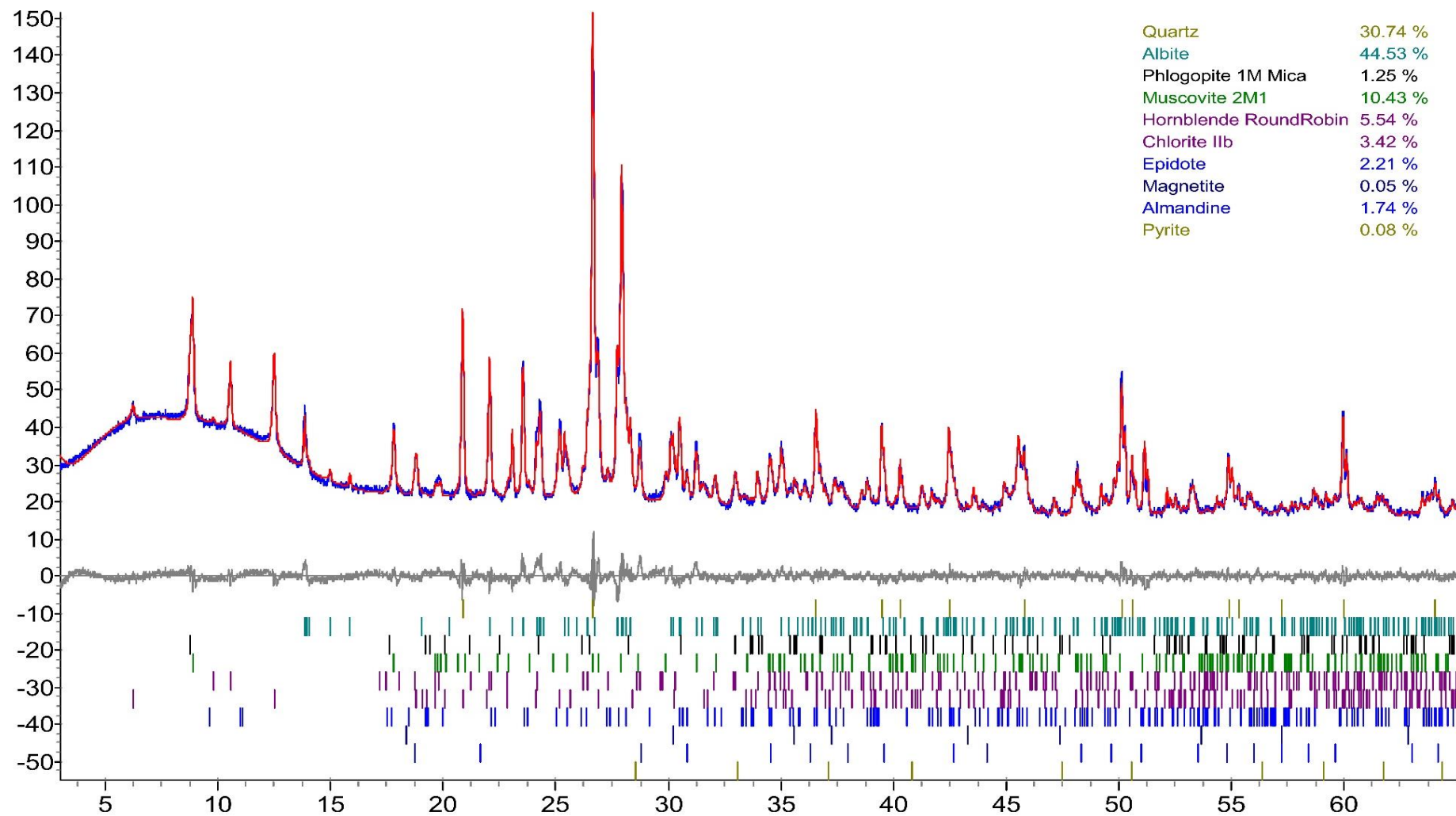
Prøve	Kvarts	Kalsitt	Albitt	Flogopitt	Muskovitt	Dolomitt	Hornblende	Kloritt	Ilmenitt	Magnetitt
KIA01	30,74		44,54	1,25	10,43		5,54	3,42		0,05
KIA02	32,24	0,22	52,33	1,44	5,01		3,33	1,7	0,25	0,26
KIA03	39,23	0,27	47,80	1,00	3,89		3,49	1,31	0,20	0,30
KIA04	43,46		48,51		3,74			1,87		0,64
KIA05	49,88		43,39		4,86	0,0		0,94		0,38
KIA06	34,63	0,51	51,73	2,86	4,86		0,39	2,3	0,02	0,45
KIA07	54,00		38,06	0,52	3,48		0,83	0,74		0,88
KIA08	28,05		41,79		6,15		4,22	3,32		1,44
KIA09	63,09		15,94		11,85	0,5	2,55			2,70
KIA10	43,03		40,19	1,98	4,34		2,99	0,46		1,26
KIAP01	50,33		1,69		10,31			2,37		2,58
BT01	19,16	2,45	64,97		7,99			1,71	0,42	0,12
BT02	24,72	2,46	49,68		17,02			1,28	0,21	0,10
MI01	12,19	22,758	27,96	8,48	15,36	11,35		9,73	0,31	
MI03	2,86	17,09	41,55	2,40		3,20		27,23	0,68	0,07
MI02	14,61	8,00	34,10	7,12		11,35		17,69	0,31	0,05
KIV01	17,85		28,29		1,41		13,15	20,48	1,46	3,68
KIV02	16,98	0,3	46,45	0,86			25,34	2,43	2,67	1,39
KIV03	28,33		29,76		0,95		31,62	2,54	1,77	0,58
KIV04	12,12		44,42		0,78		28,49	7,22	3,40	0,25
KIV05	11,38	0,0	45,75				34,03	2,16	3,04	0,26
S01	30,04	0,06	37,11	2,55	4,96		16,57	2,31	1,27	0,71
S02	71,64	1,72	8,31	0,43	1,67		0,02	1,73	0,25	0,06
S03	73,81	1,94	5,45	0,40	0,31		0,07	0,75	0,24	0,09
S04	3,87	0,66	39,82	9,97	12,93		2,91	11,40	2,30	3,48
S05	31,08	1,82	52,72	1,08	1,71		2,85	1,22	1,65	1,14
S06	29,41	0,76	35,18	3,65	5,65		16,11	2,69	1,13	0,64
S07	14,68	4,75	48,48	4,94	8,29		0,50	1,60	1,44	2,37

Vedlegg K 2: XRD-resultater oppsummert 2.

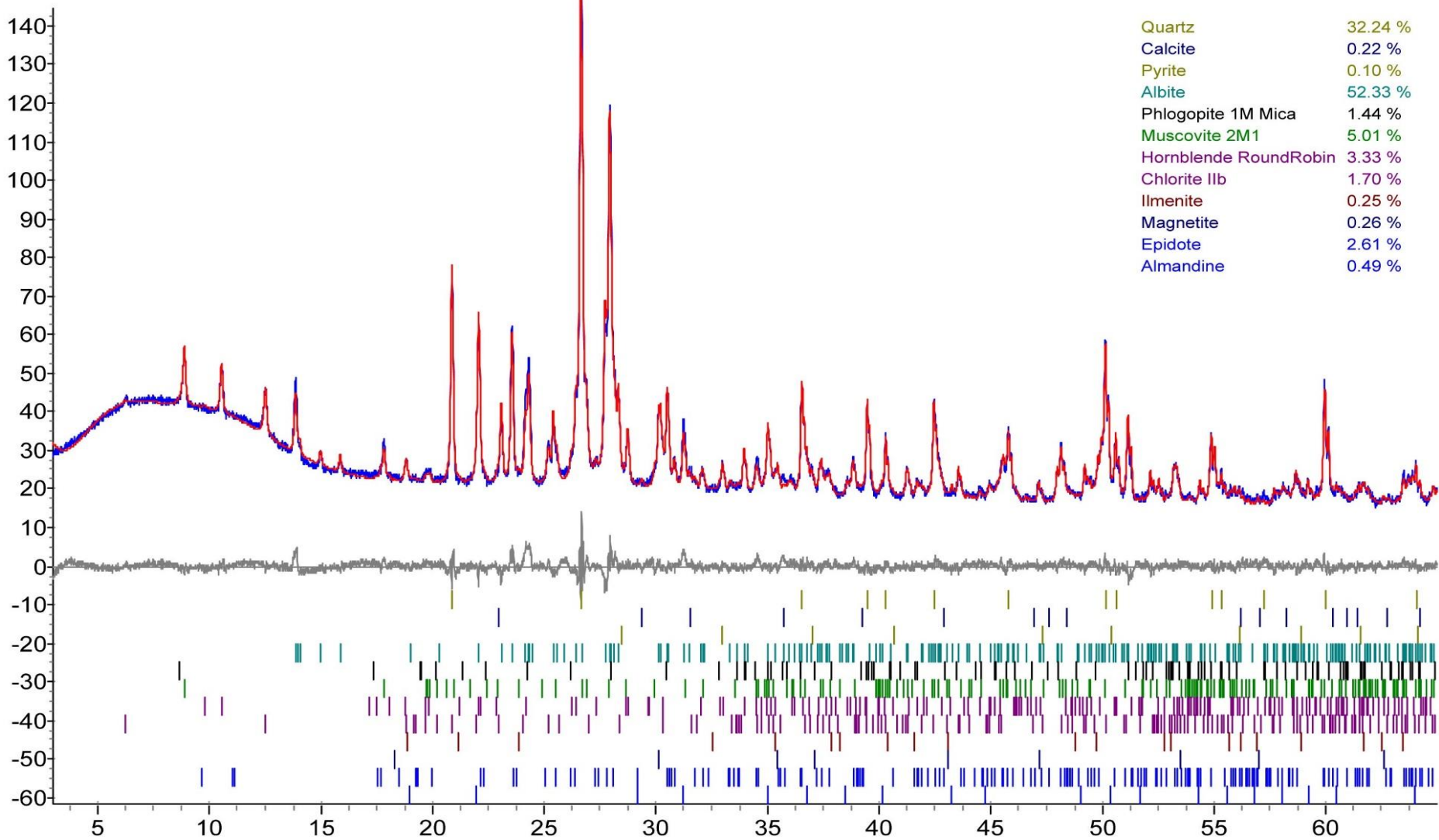
Prøvw	Epidot	Pyritt	Pyrop	Almandin	Andraditt	Microcline	Rutil	Phangitt	Magnesitt	Pyrotitt
KIA01	2,21	0,08		1,74						
KIA02	2,61	0,10		0,49						
KIA03	2,10	0,08		0,34						
KIA04	1,46			0,32						
KIA05				0,50	0,04					
KIA06	1,11			1,14						
KIA07	0,75			0,76						
KIA08	10,85			3,97					0,21	
KIA09		2,78							0,59	
KIA10	4,39	0,87							0,49	
KIAP01	2,07	28,73		1,92						
BT01	3,18									
BT02	4,53									
MI01	1,33								0,80	0,16
MI03	4,60						0,33			
MI02	3,03						0,20	3,54		
KIV01	6,64			2,77		4,27				
KIV02	3,25					0,39				
KIV03	3,79			0,51						0,16
KIV04	1,95			1,38						
KIV05	2,75		0,58							
S01	3,83	0,07		0,52						
S02	8,43	0,21		5,52						
S03	14,05	0,62		2,28						
S04	5,76	0,23		6,68						
S05	3,85	0,09		0,80						
S06	3,95	0,08		0,74						
S07	9,40	0,06		3,49						

# Vedlegg L- XRD-resultater, grafer

## KIA01

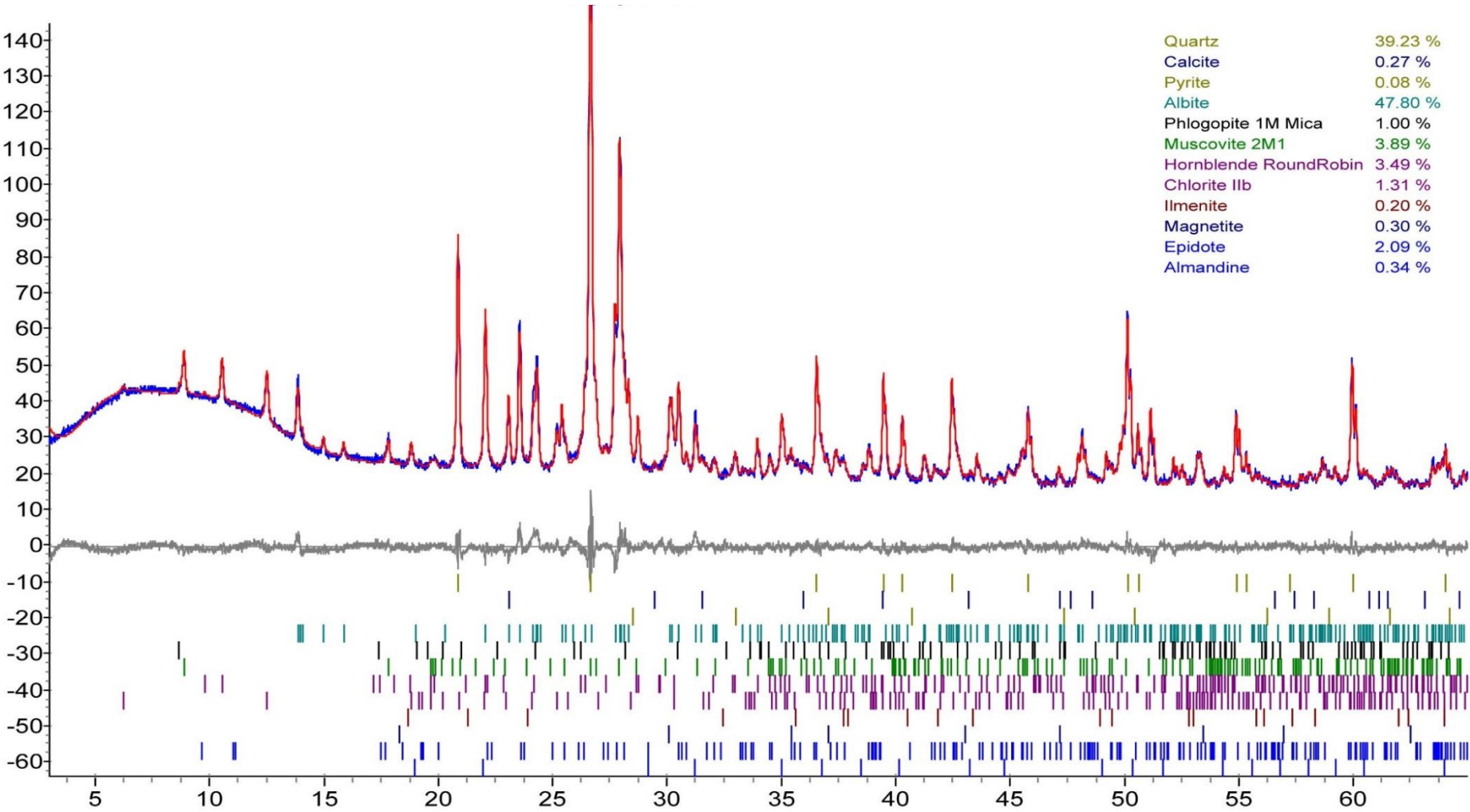


# KIA02

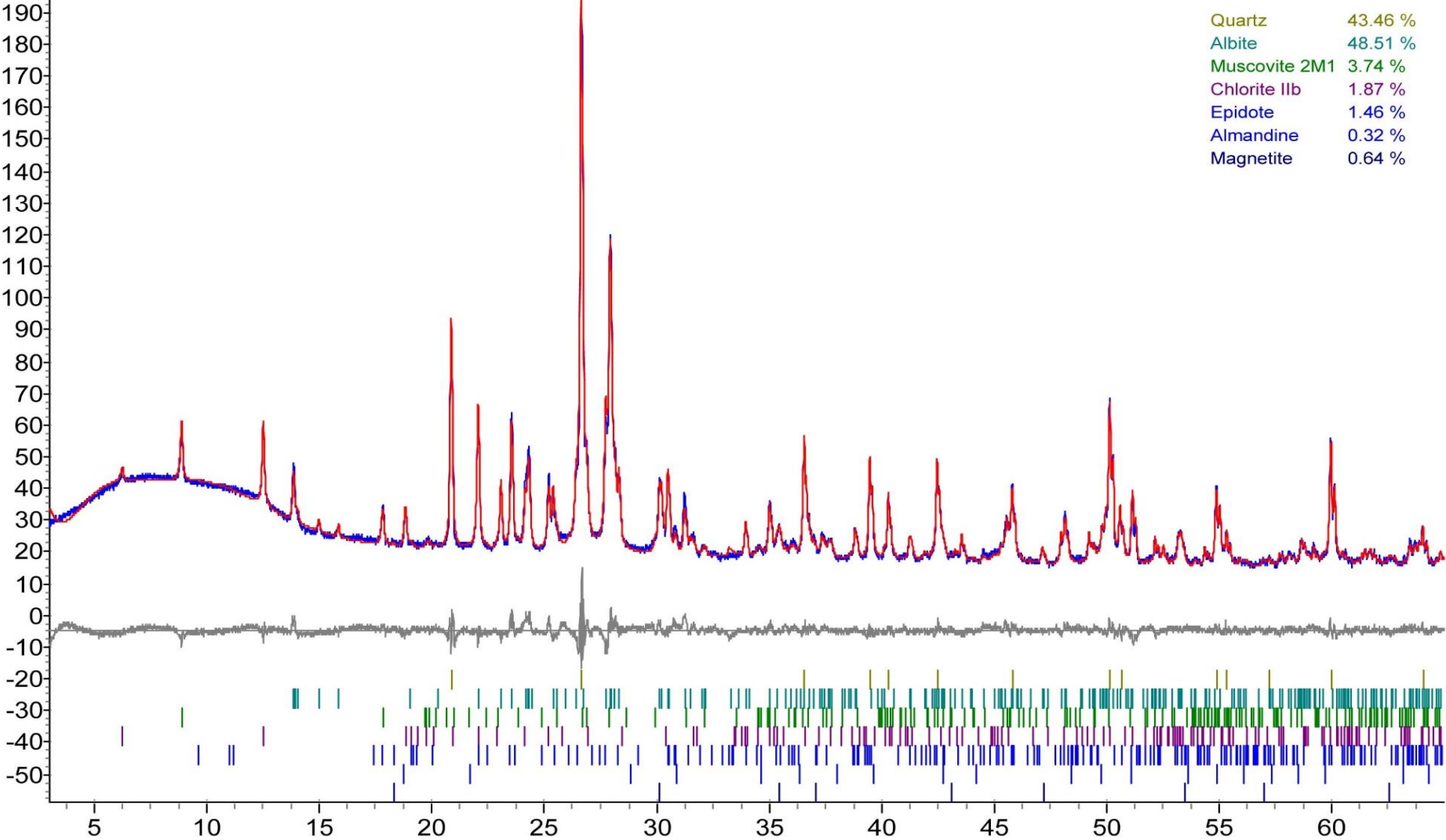




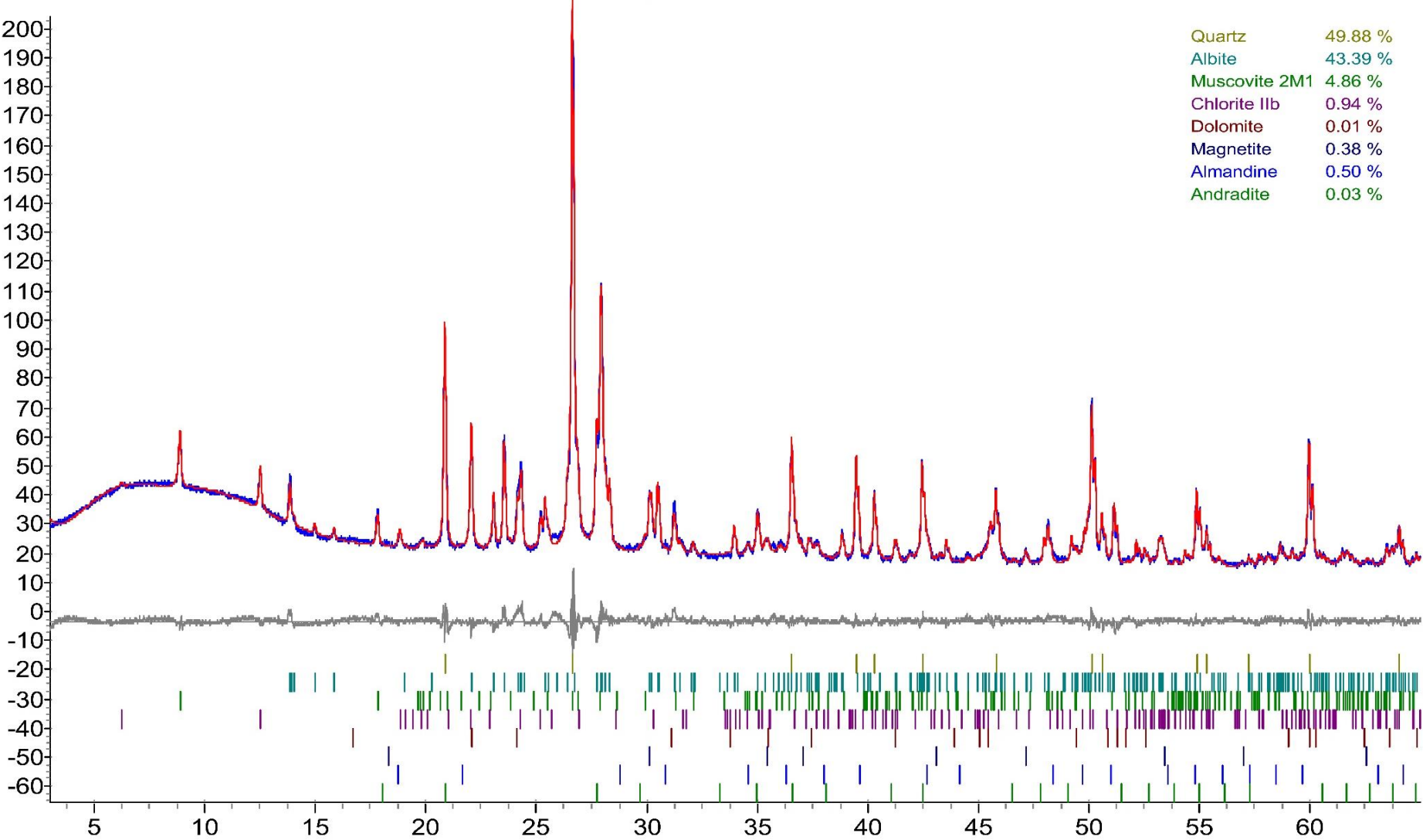
# KIA03



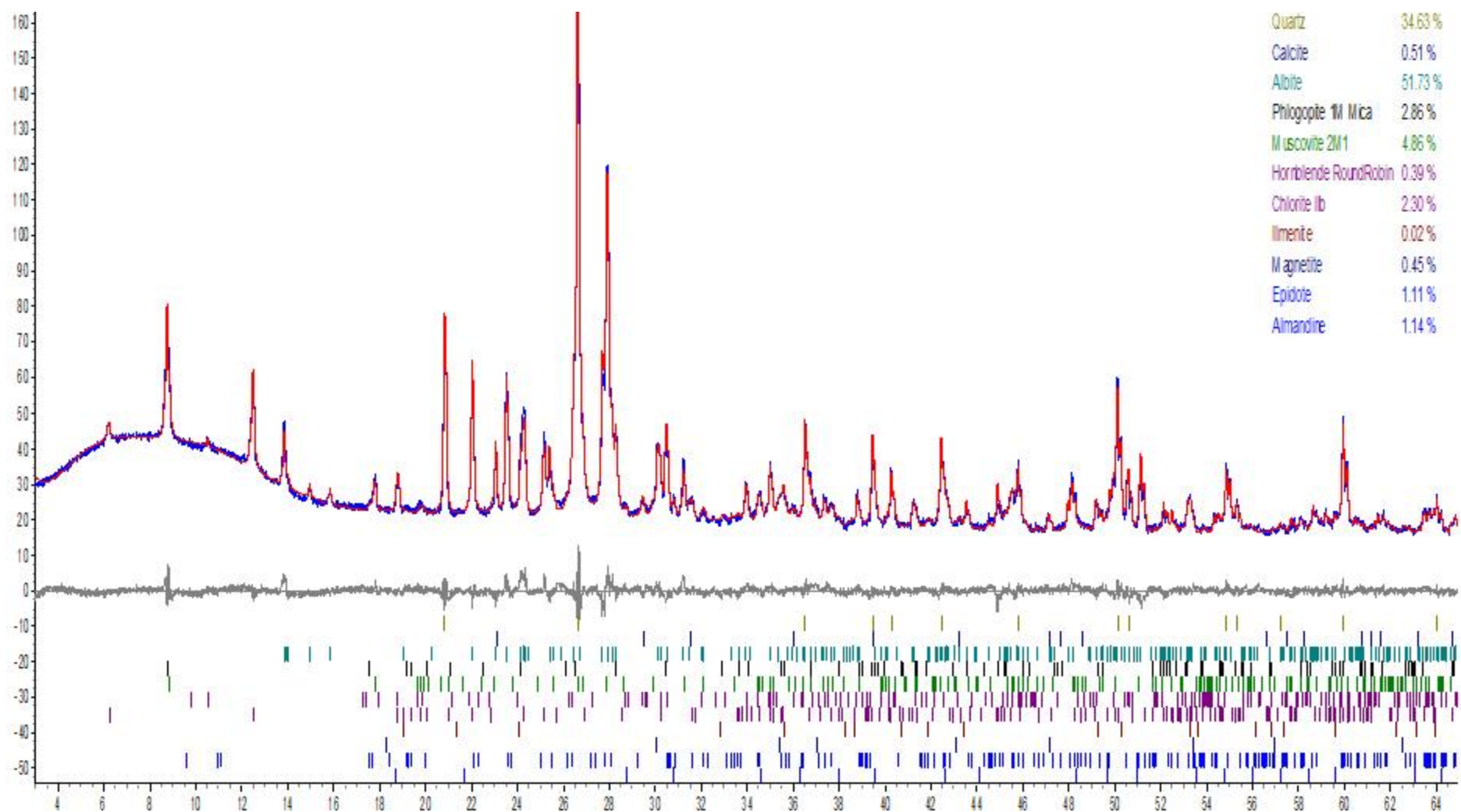
**KIA04**



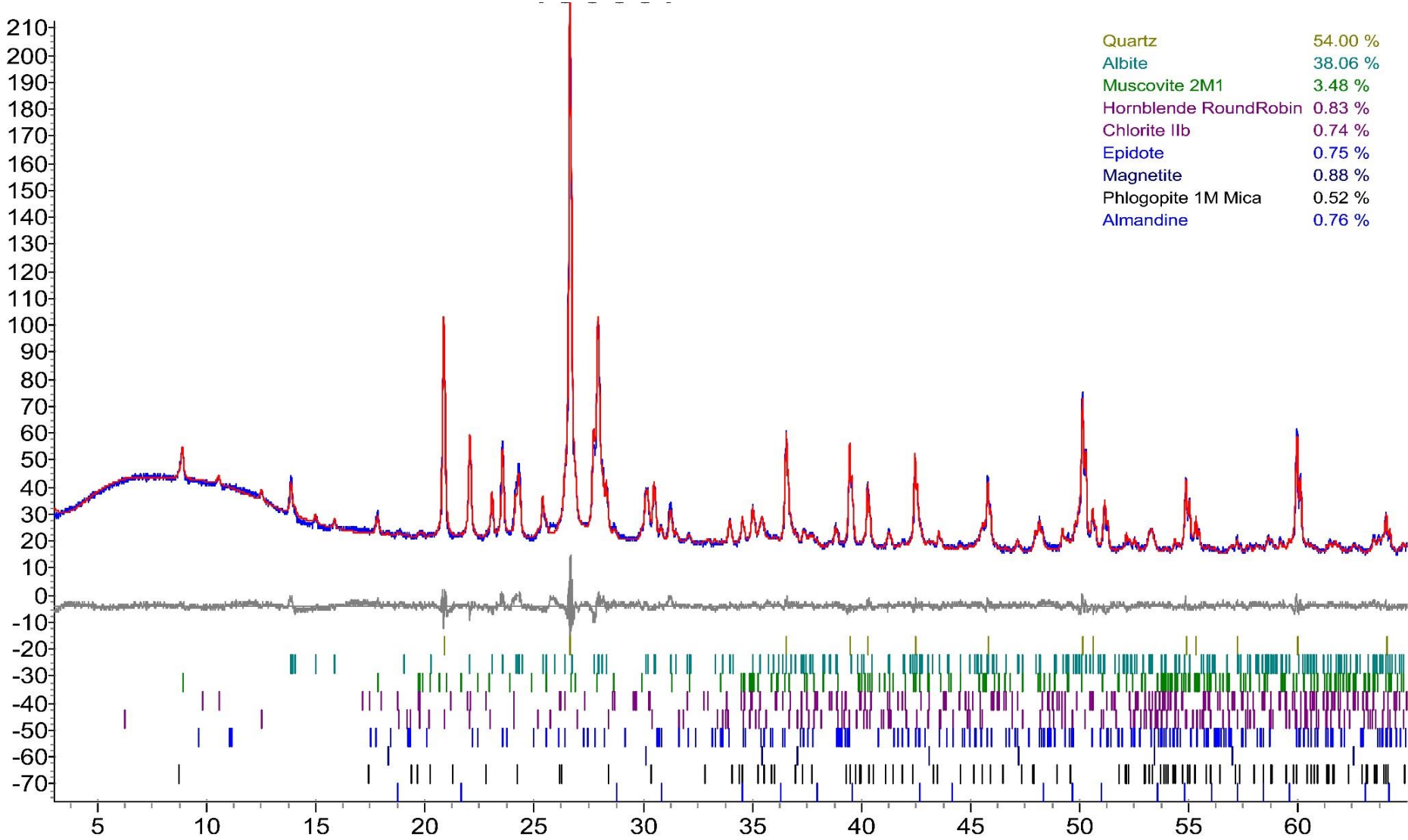
**KIA05**



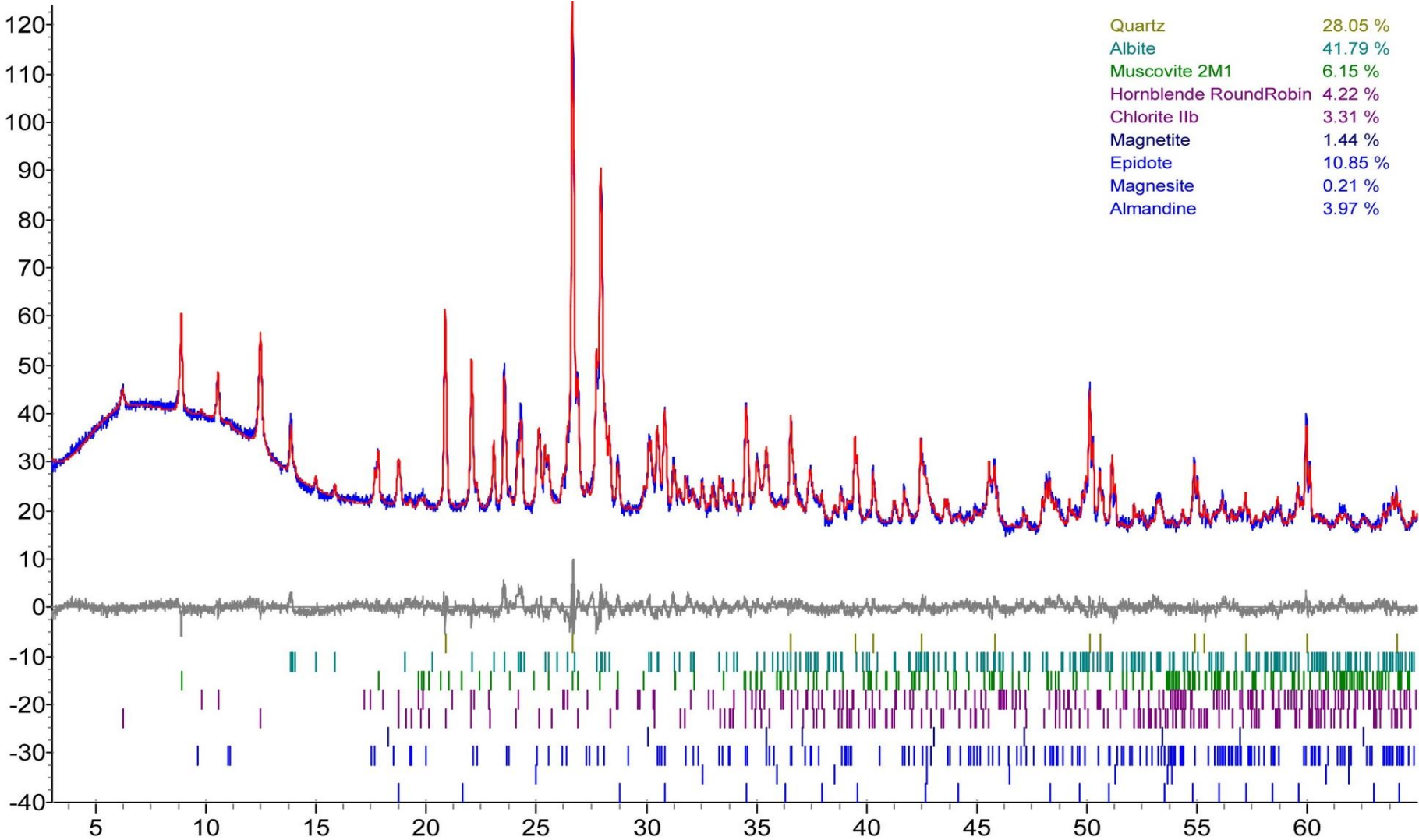
# KIA06



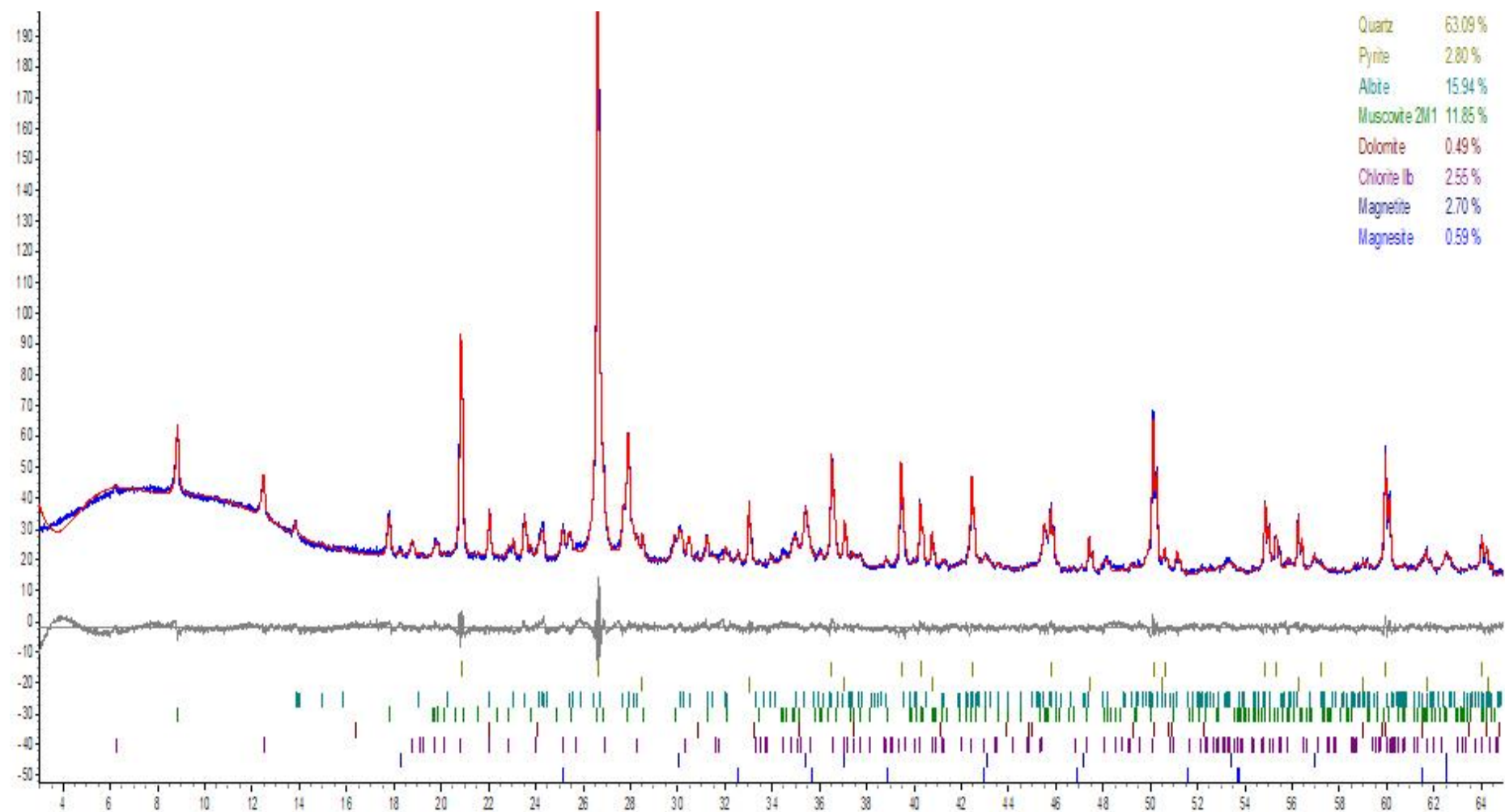
**KIA07**



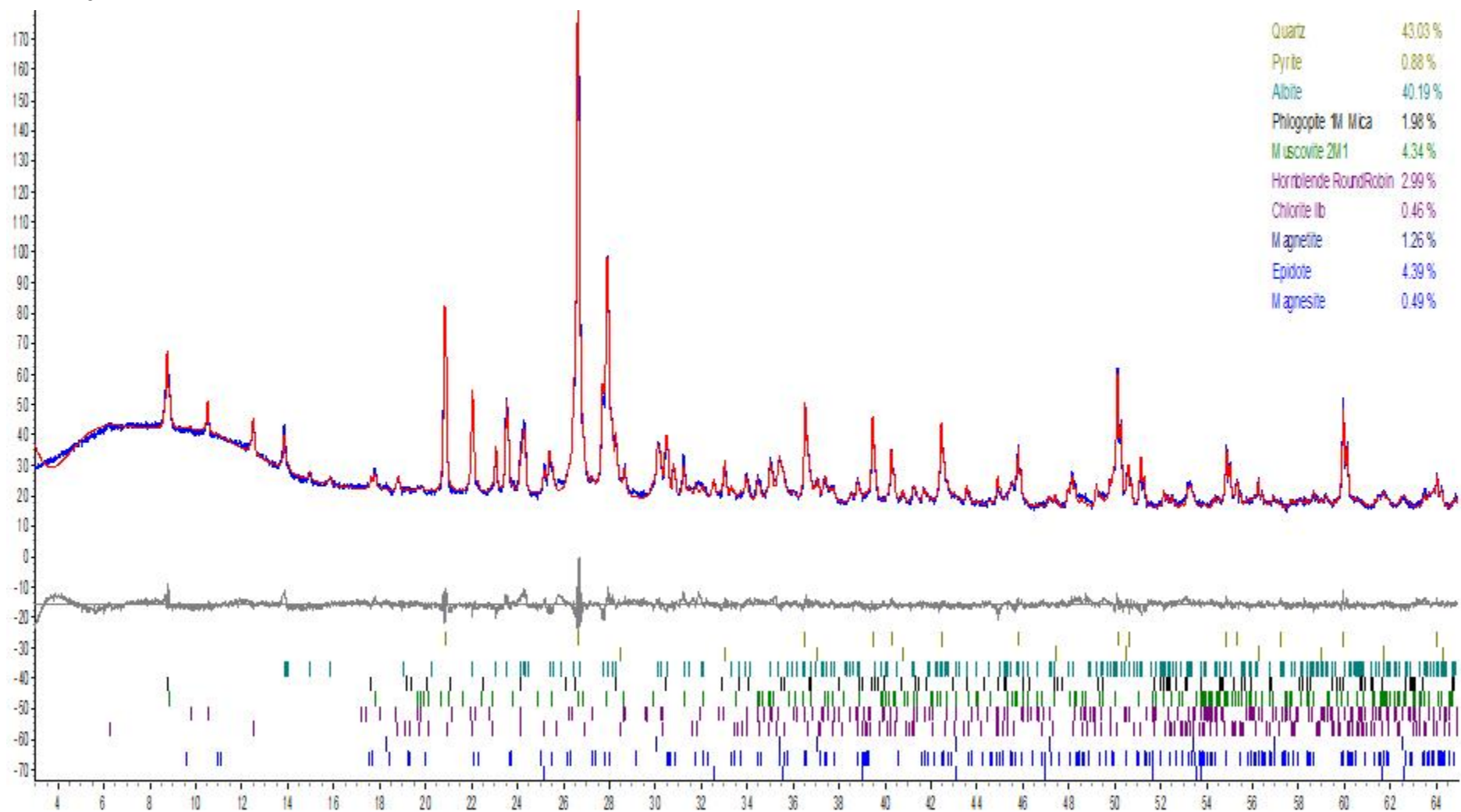
# KIA08



# KIA09

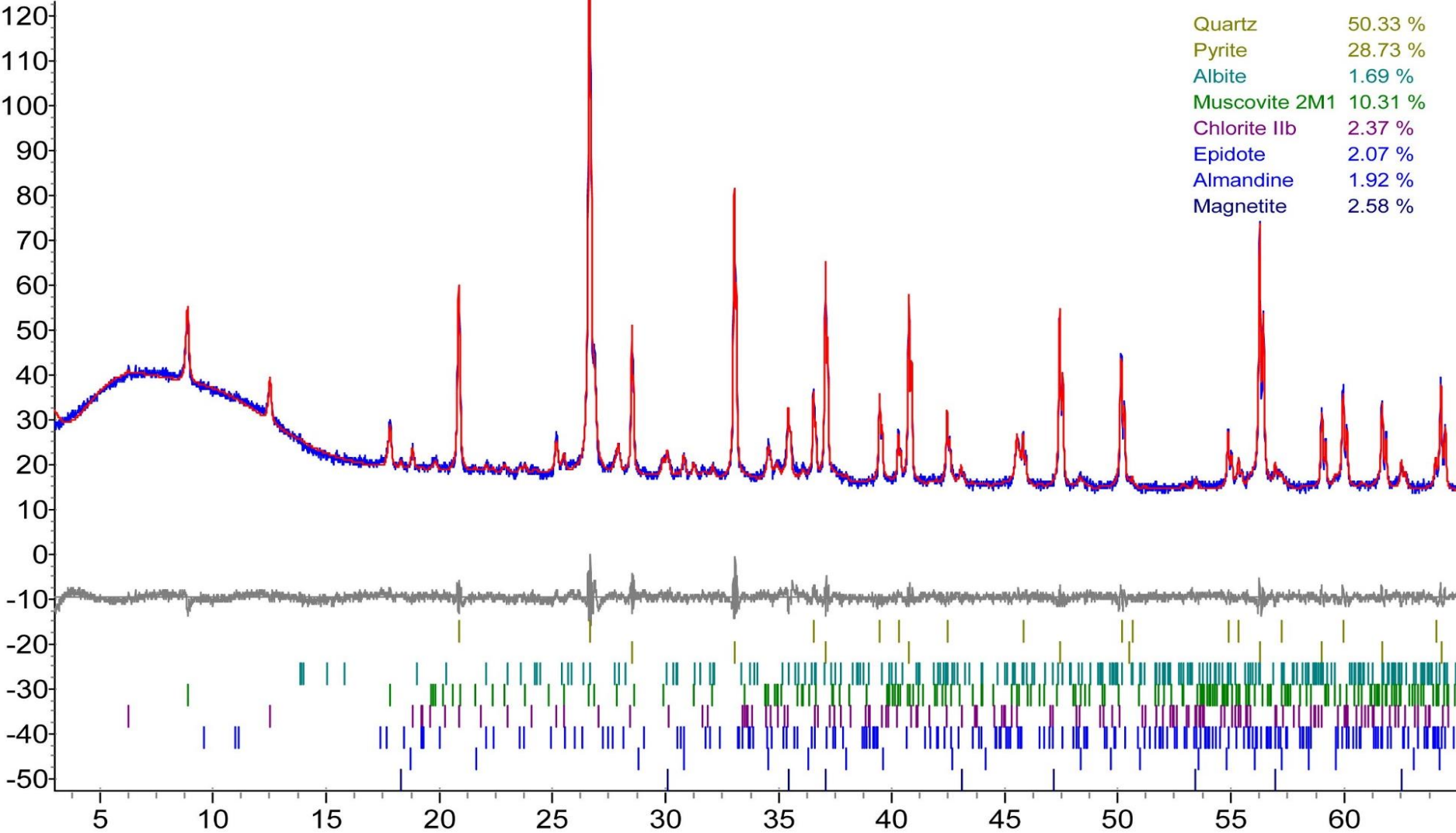


# KIA10

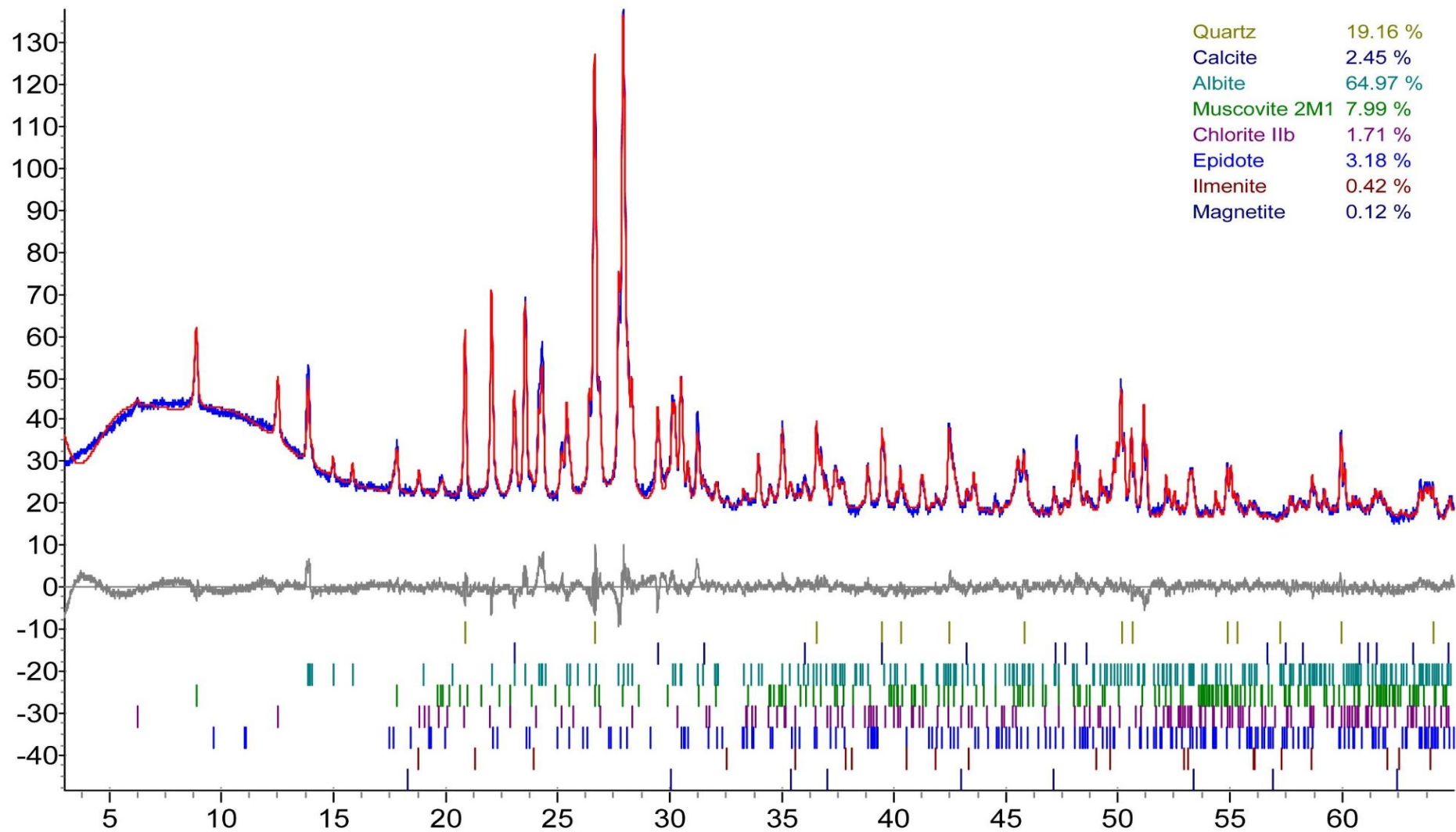




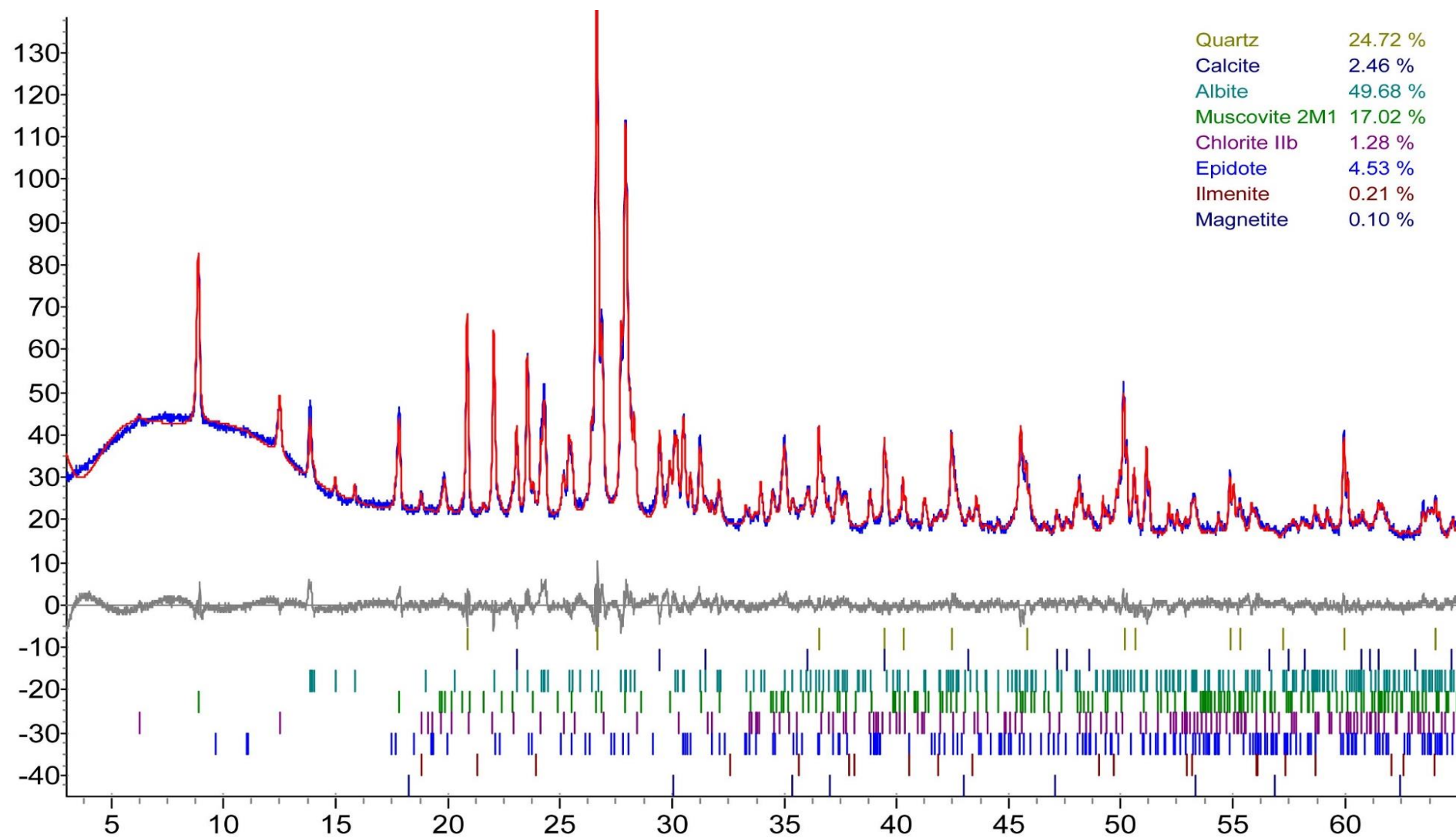
**KIAP01**



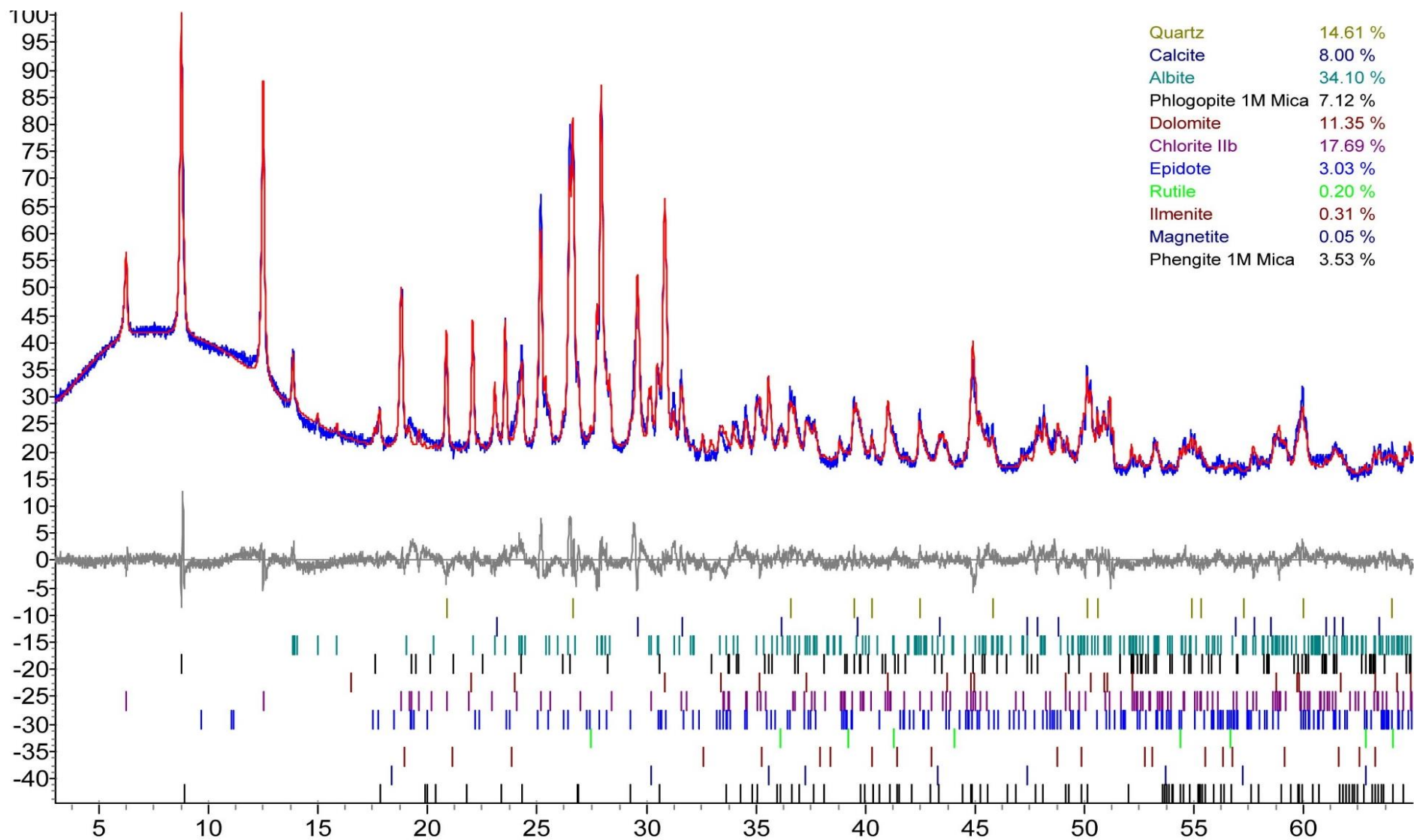
# BT01



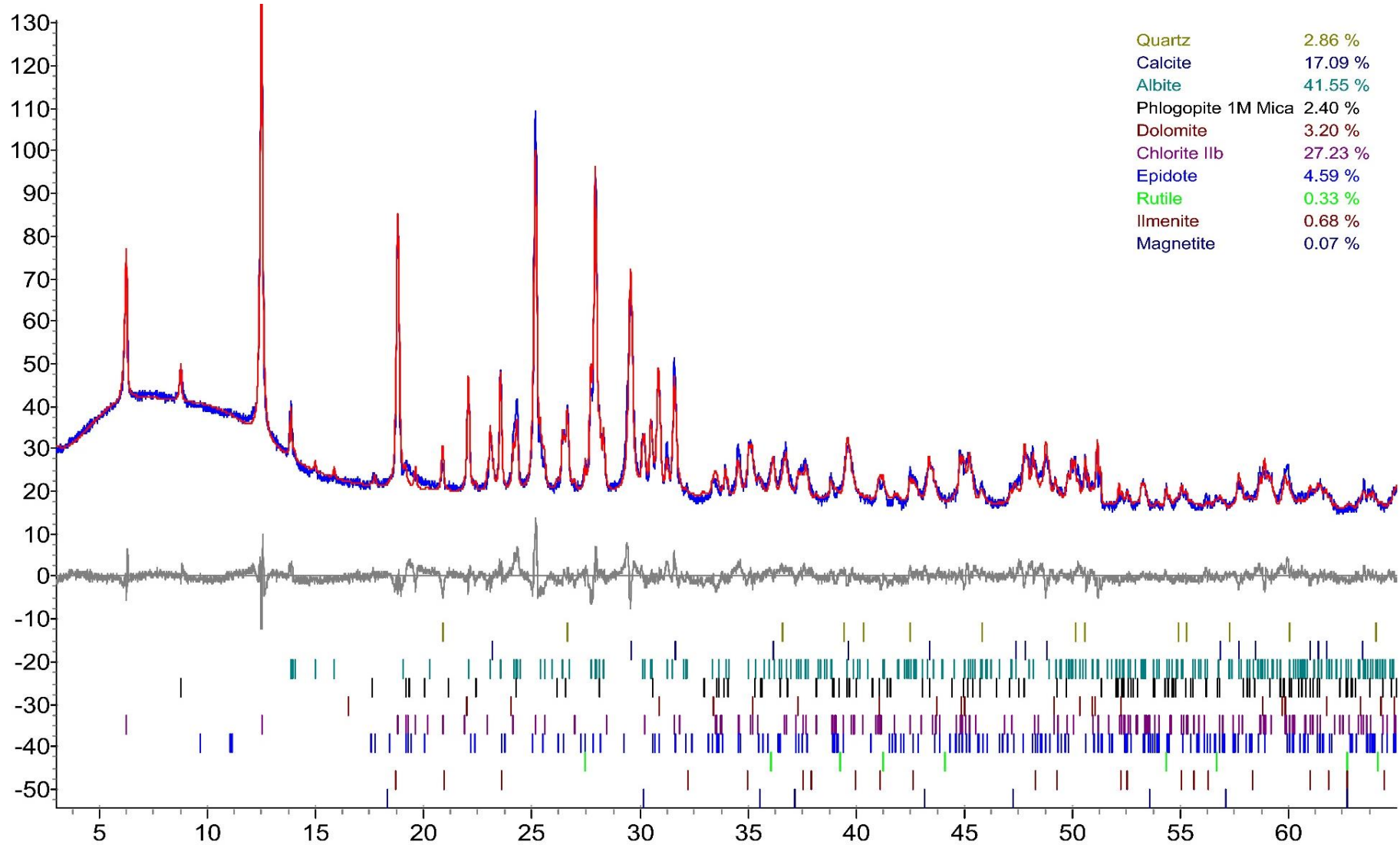
# BT02



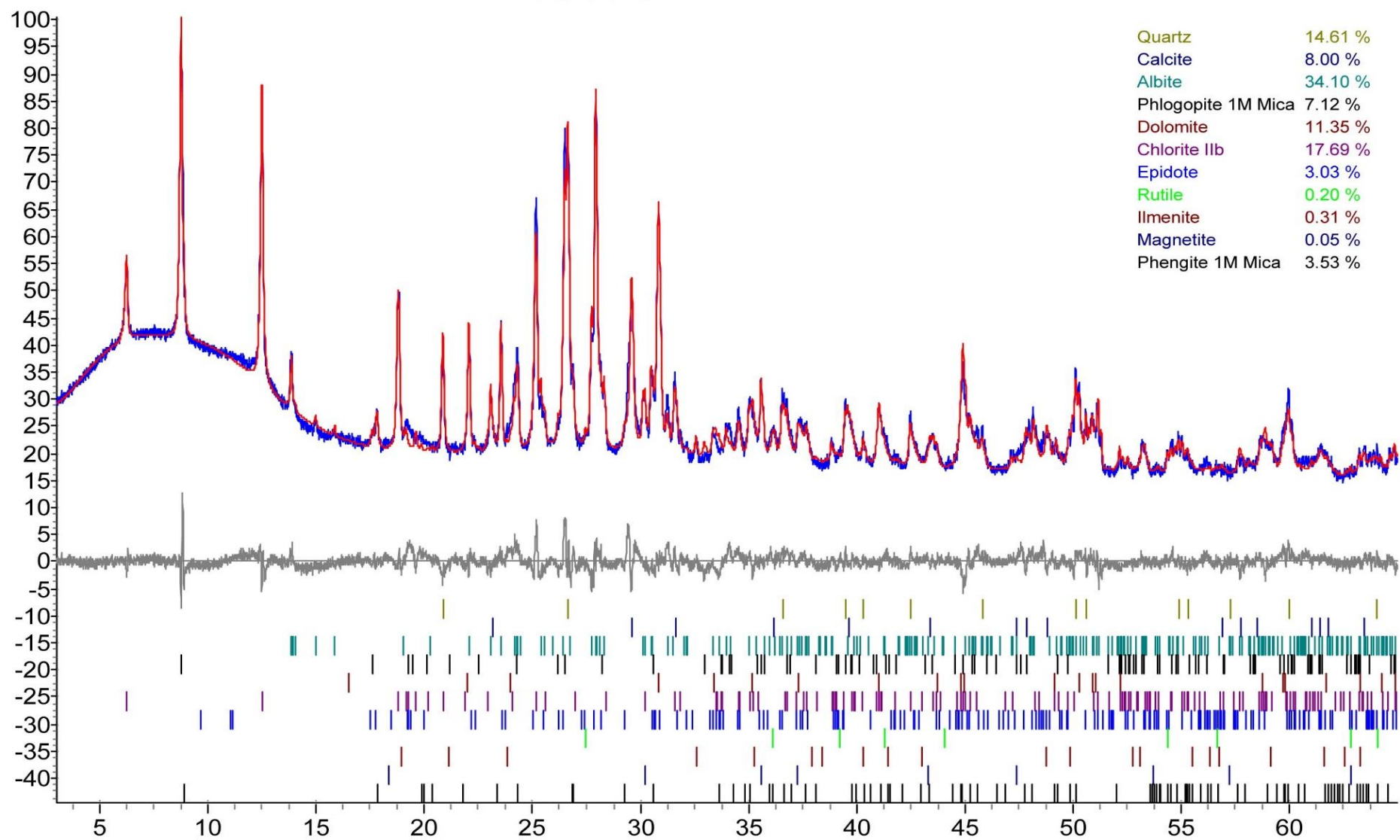
# MI01



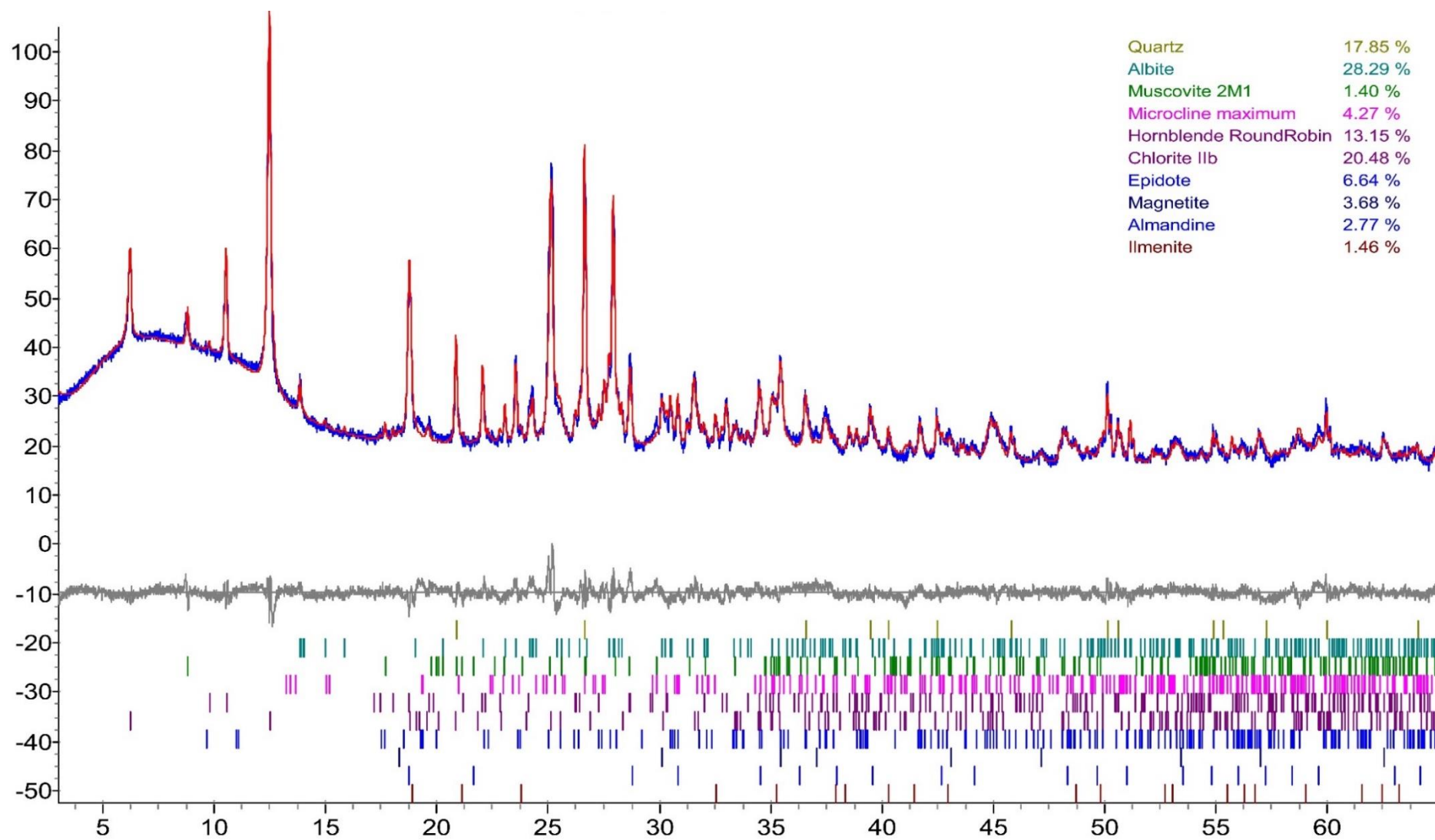
# MI03



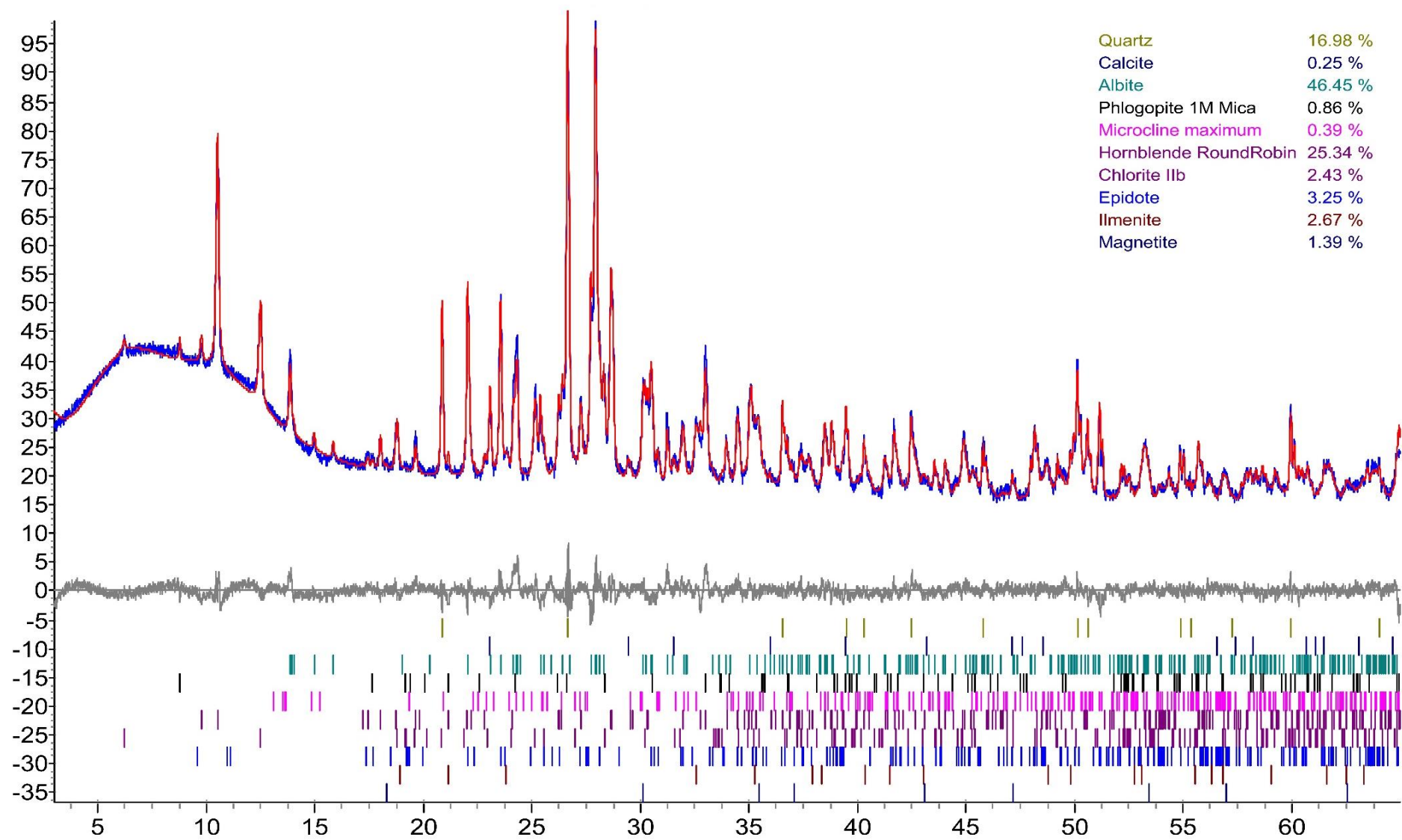
# MI02



# KIV01

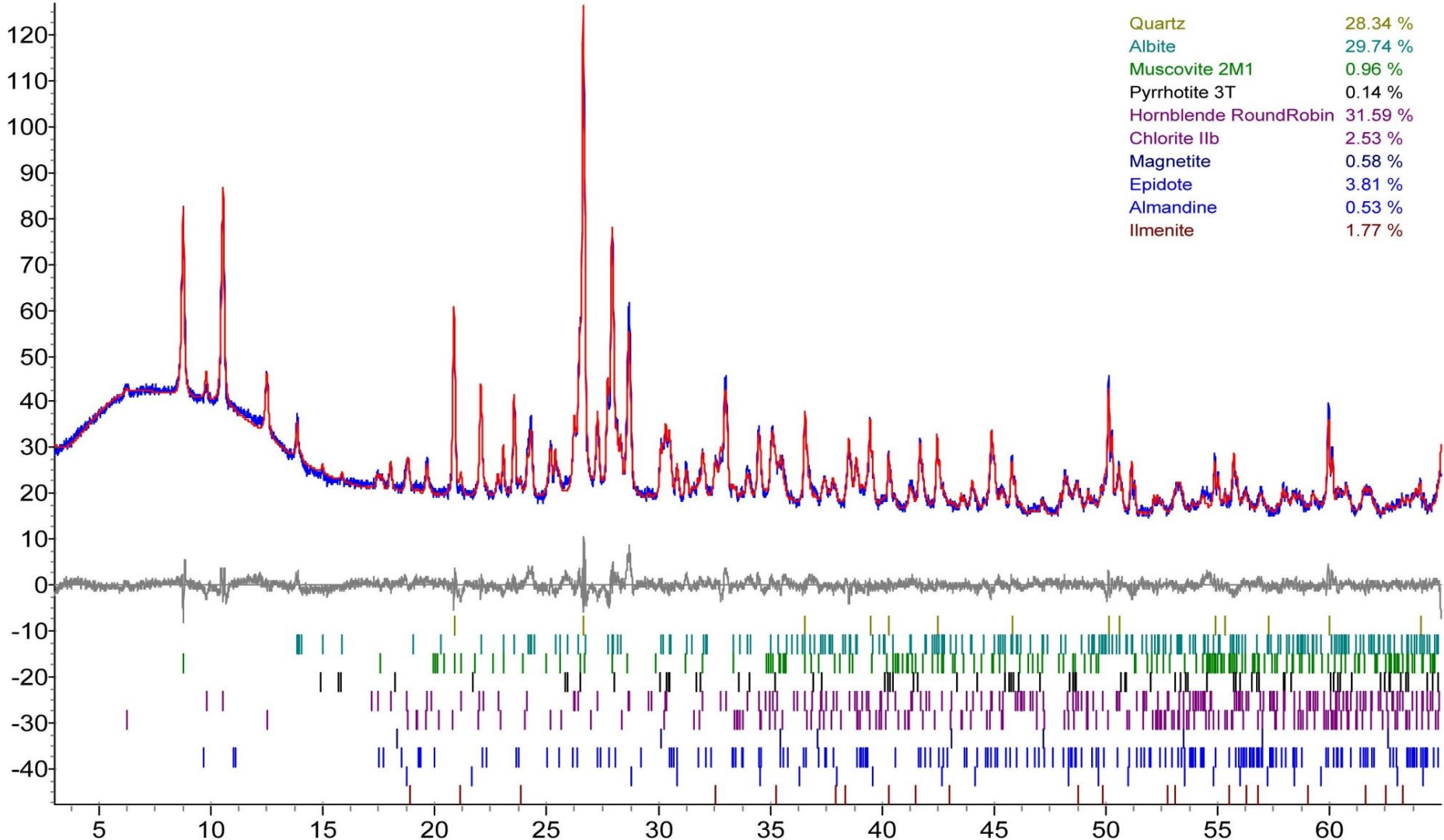


# KIV02

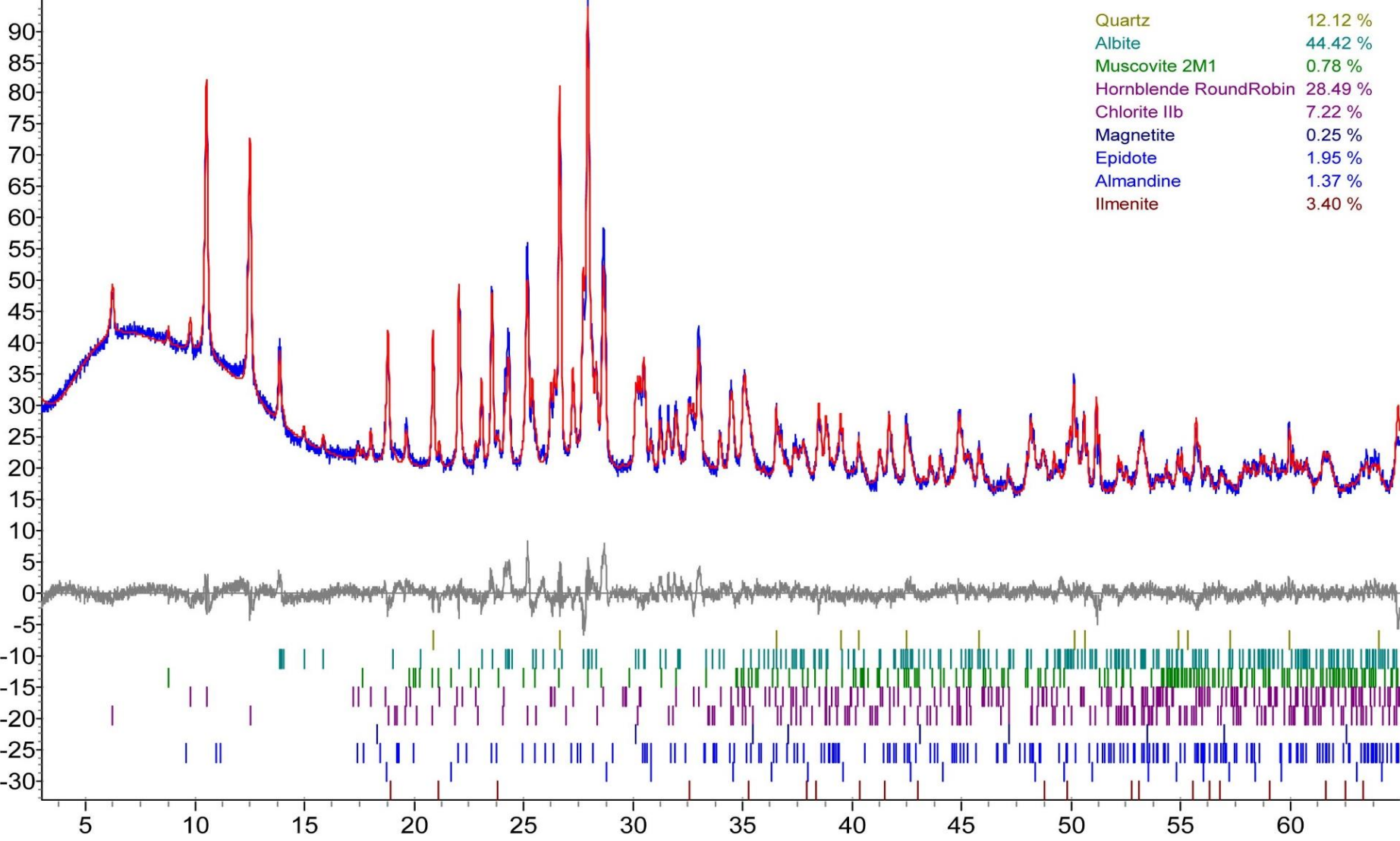




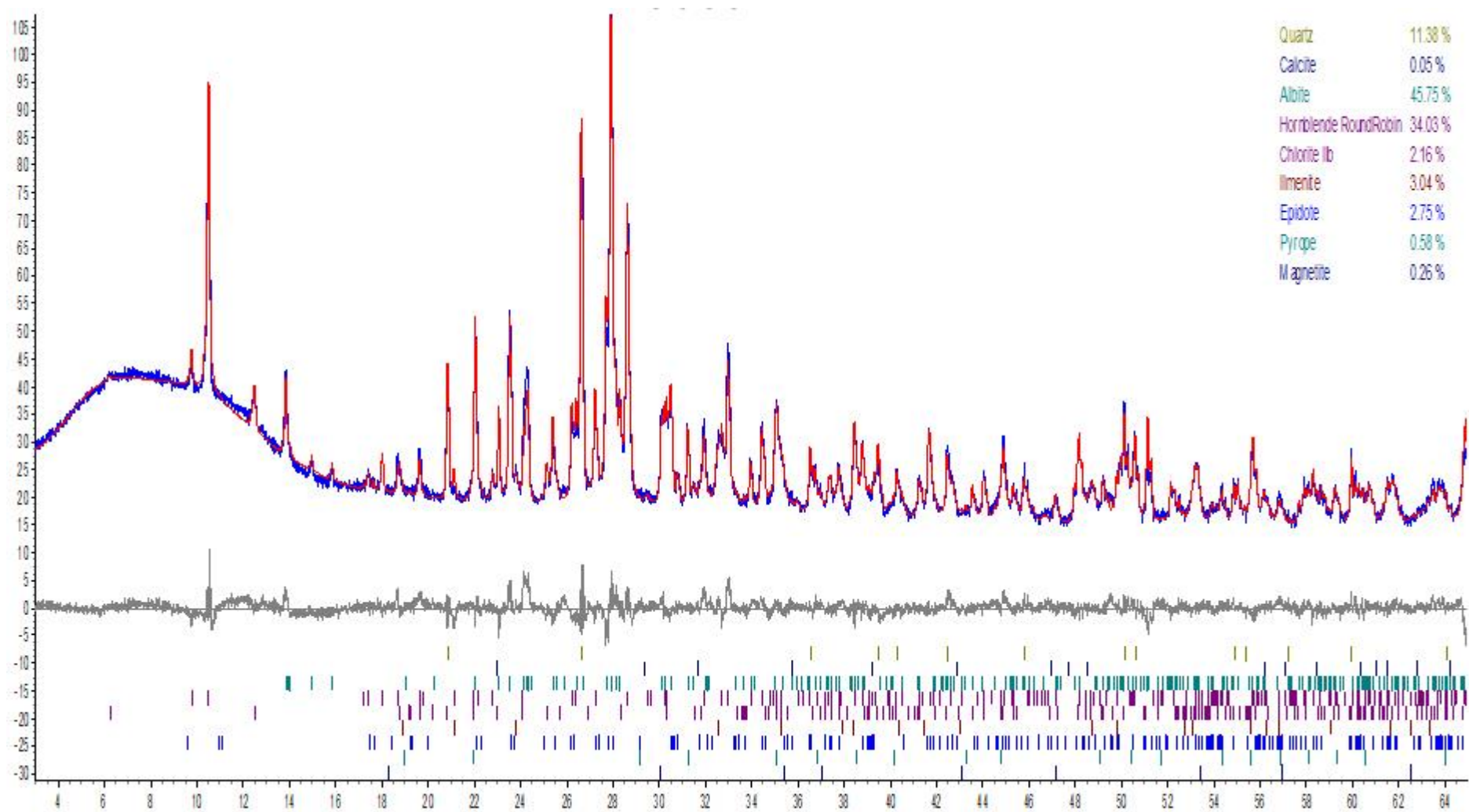
# KIV03



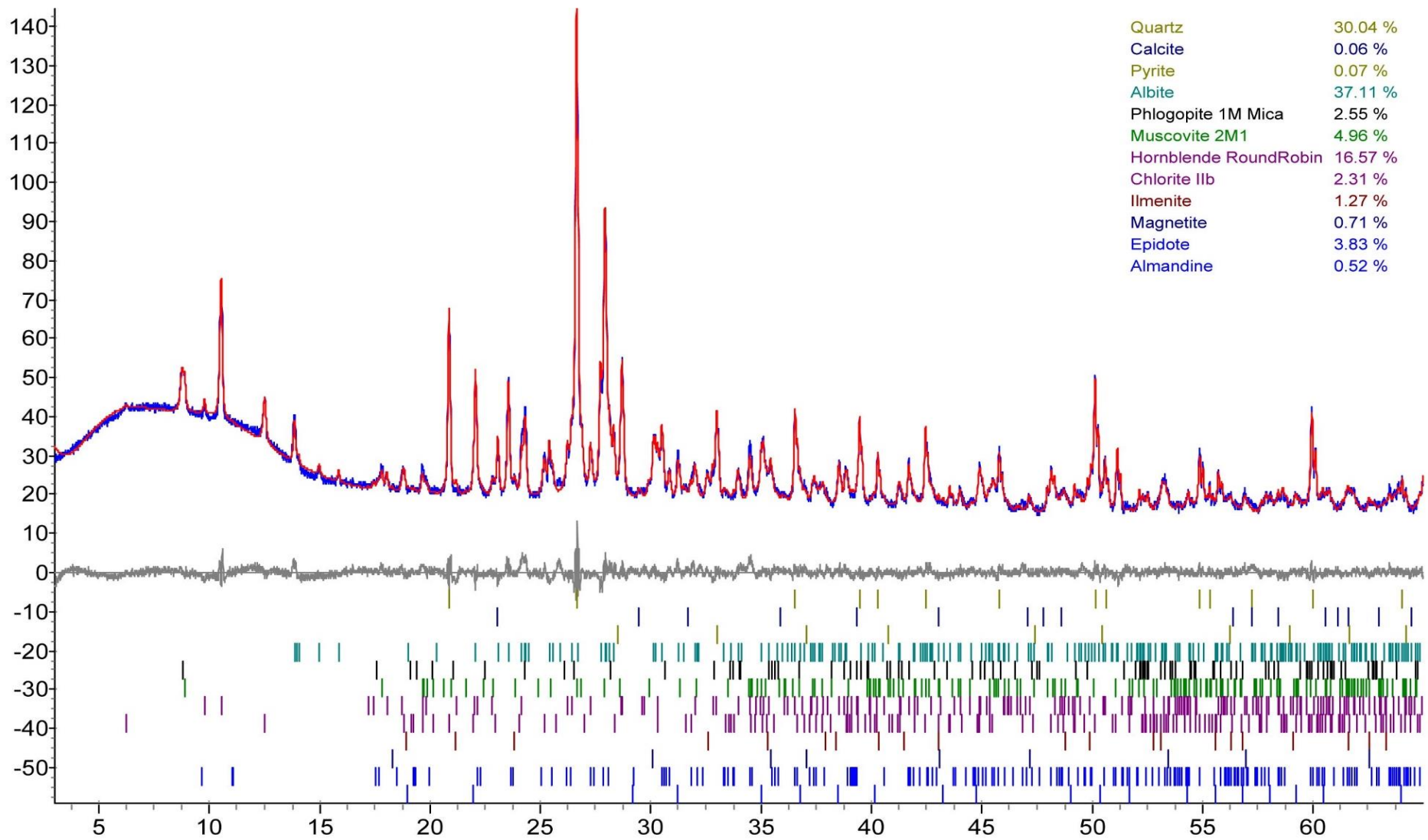
**KIV04**



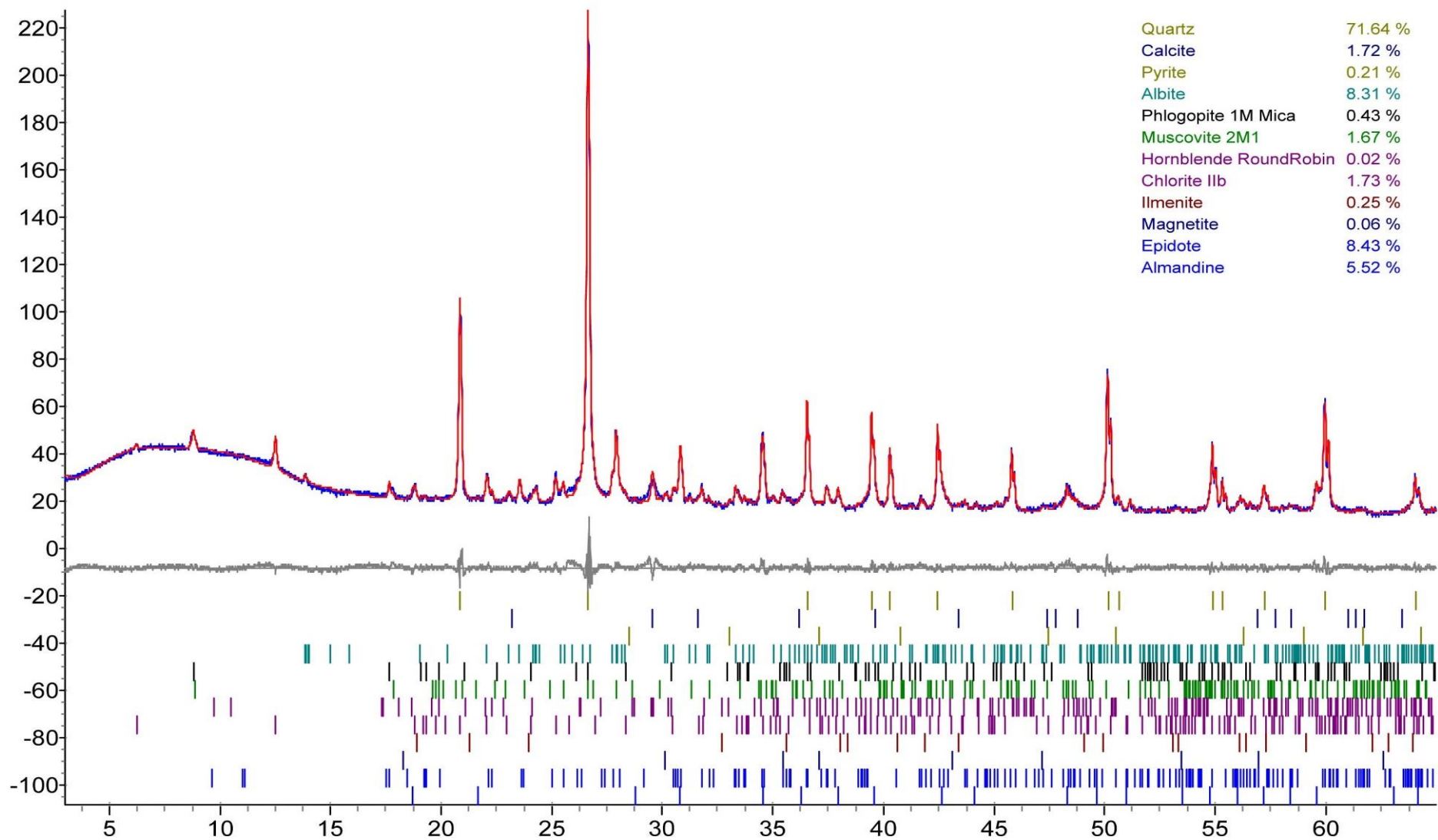
# KIV05



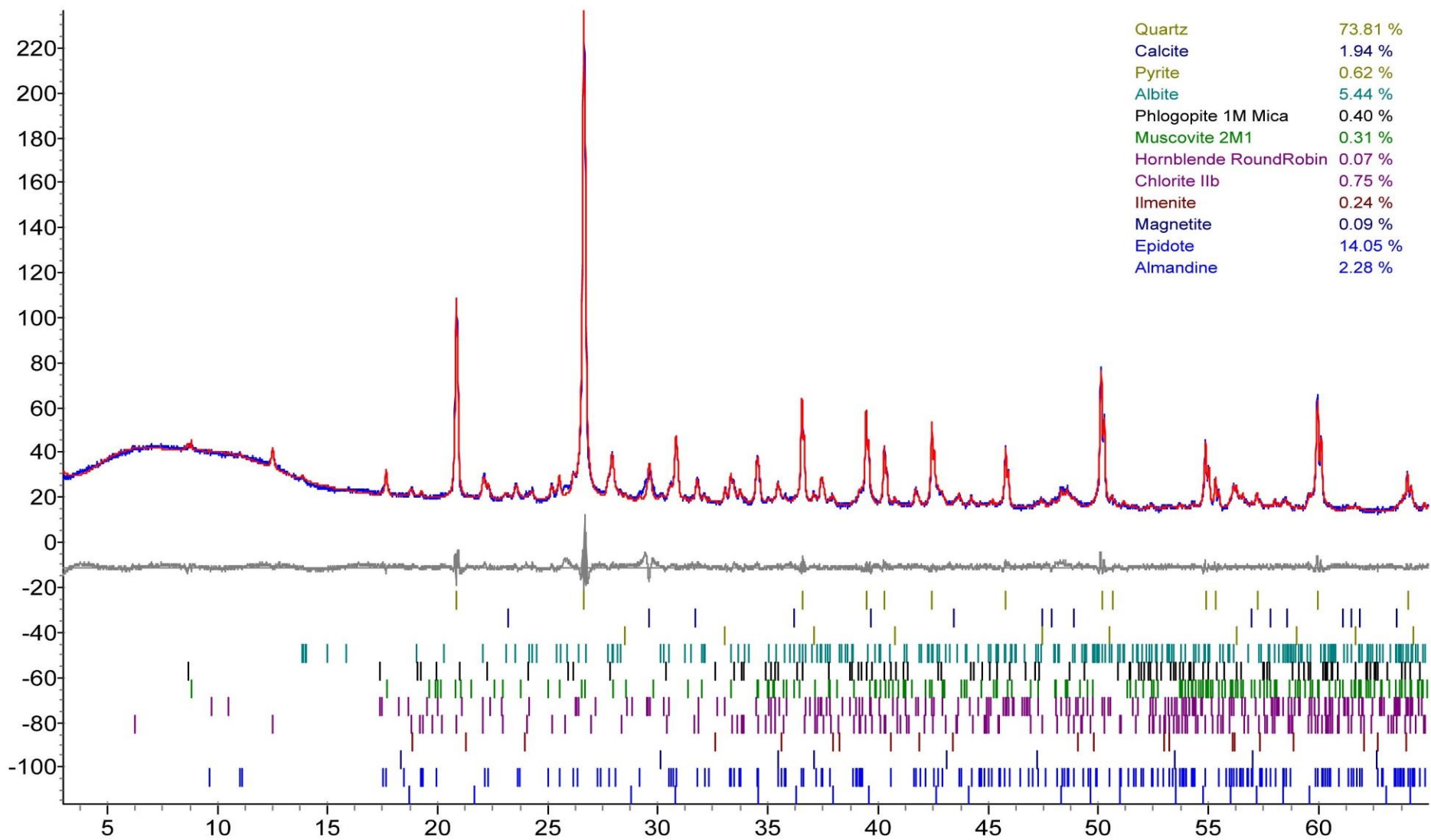
S01



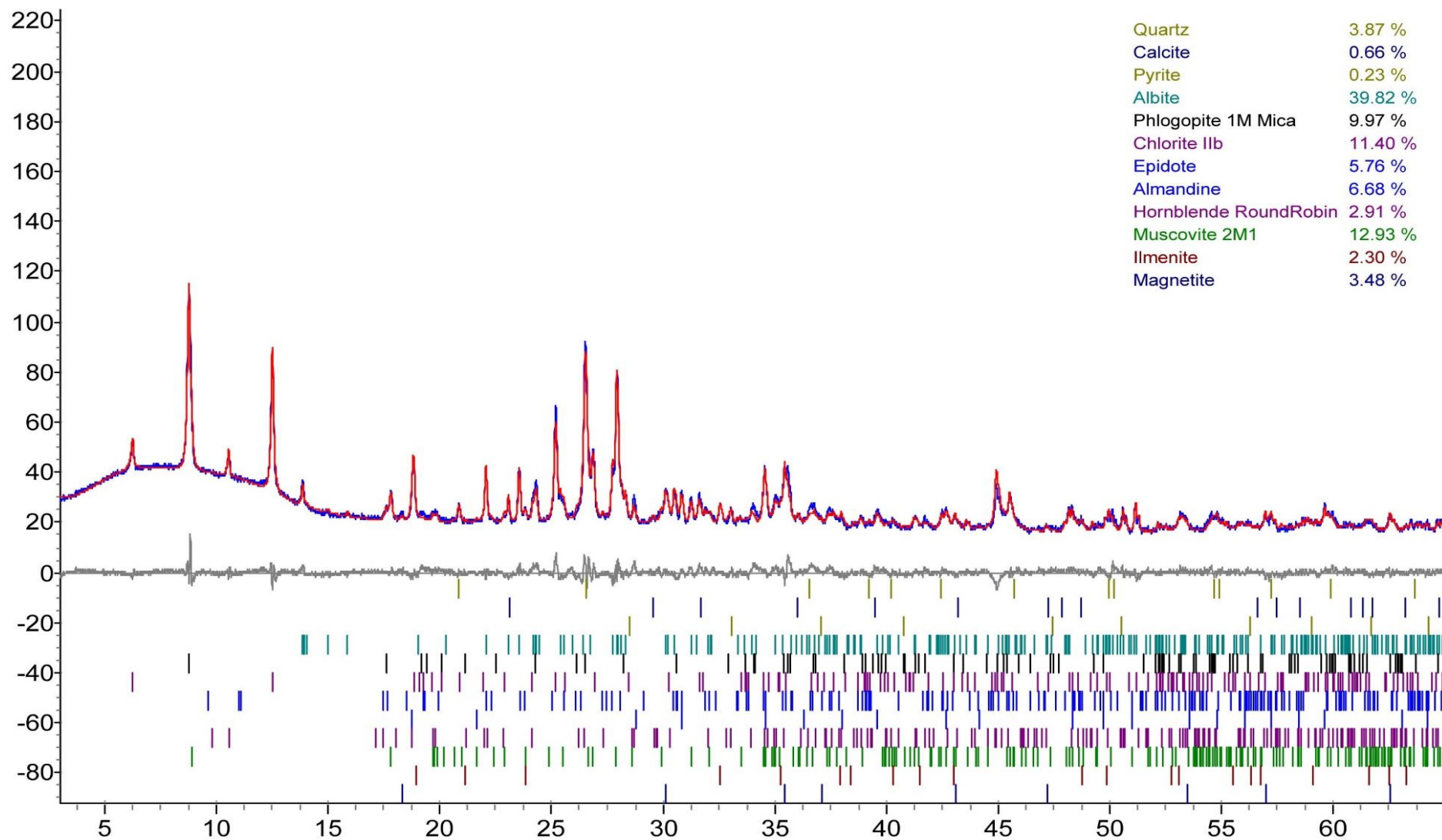
S02



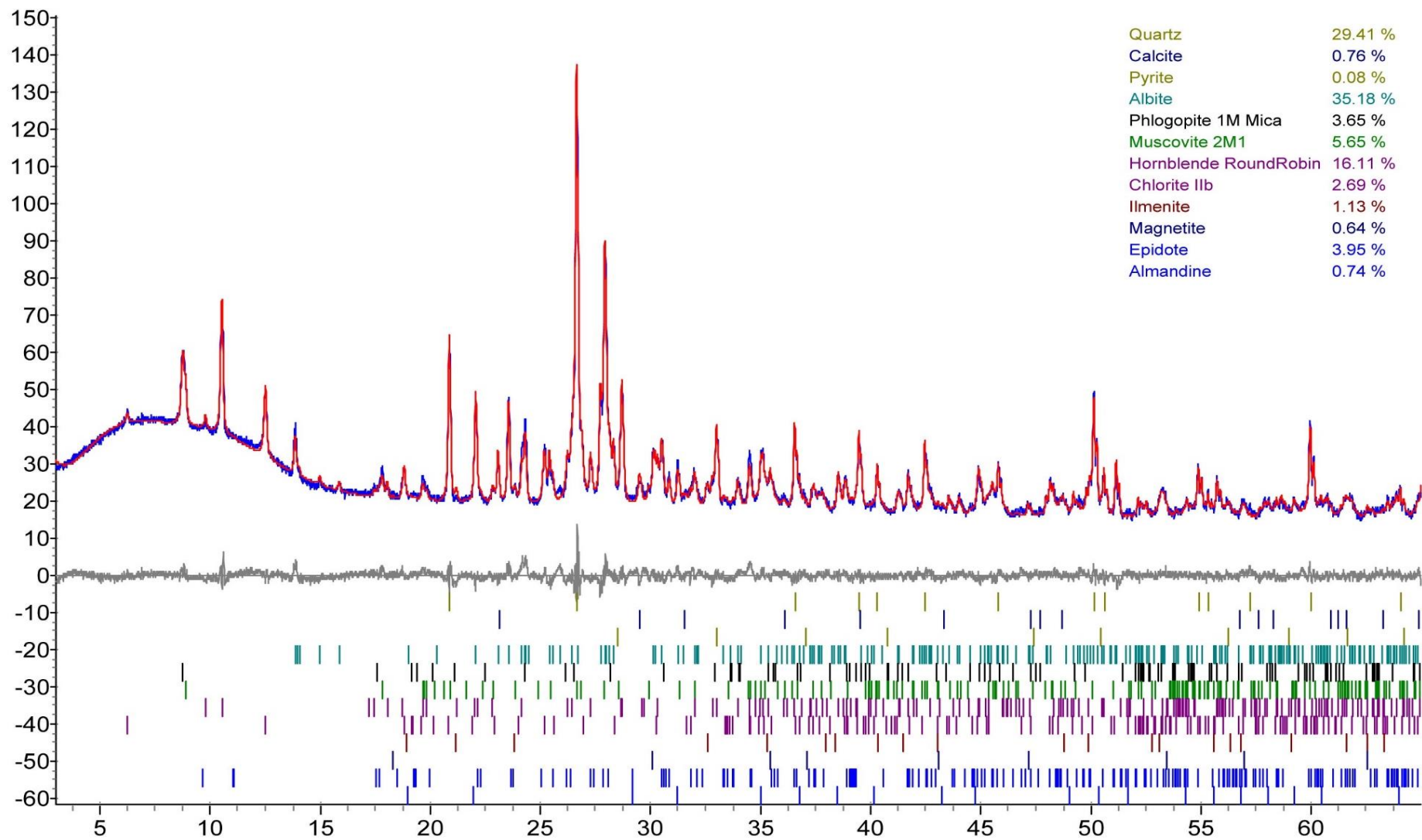
# SO3



# SO4

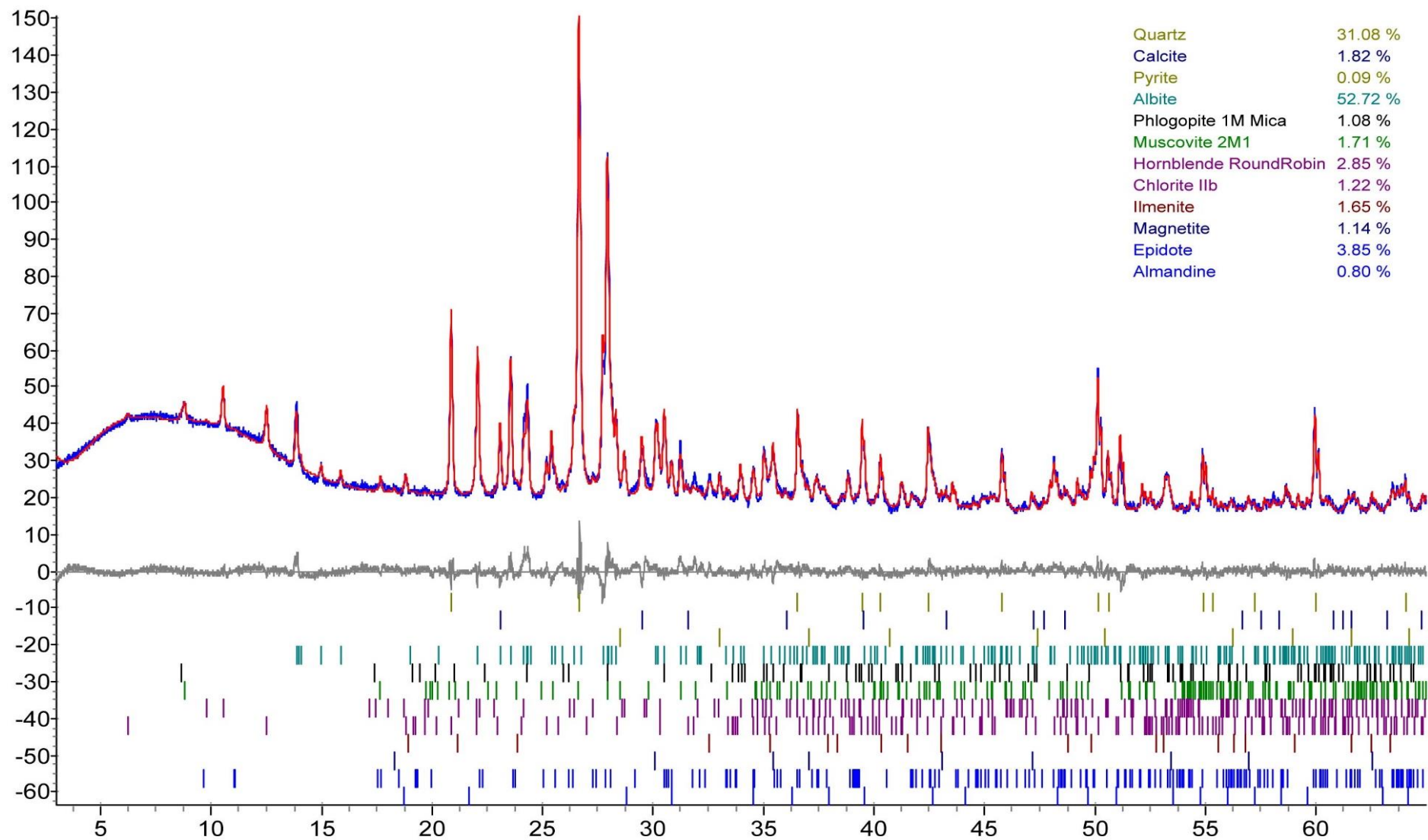


S05

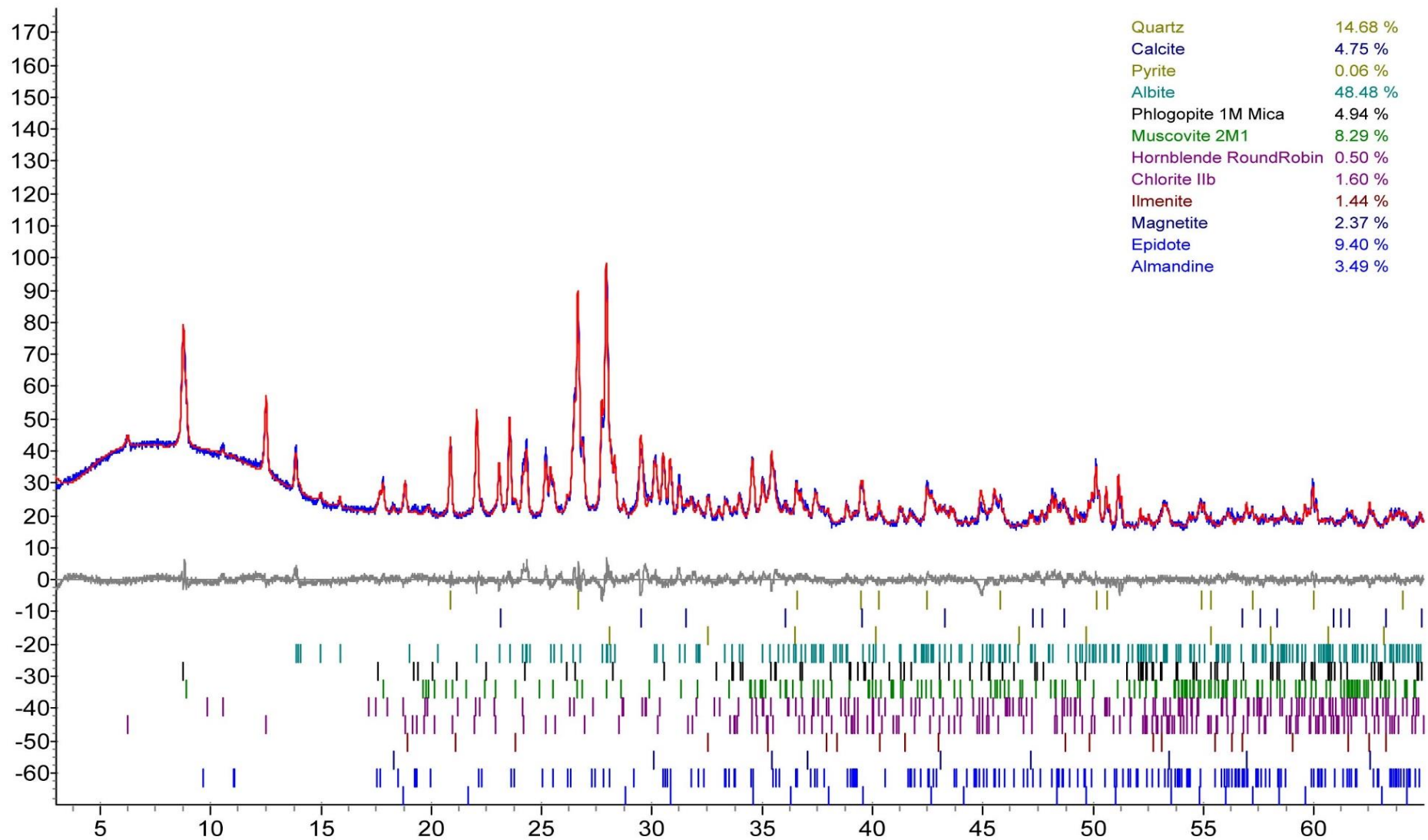




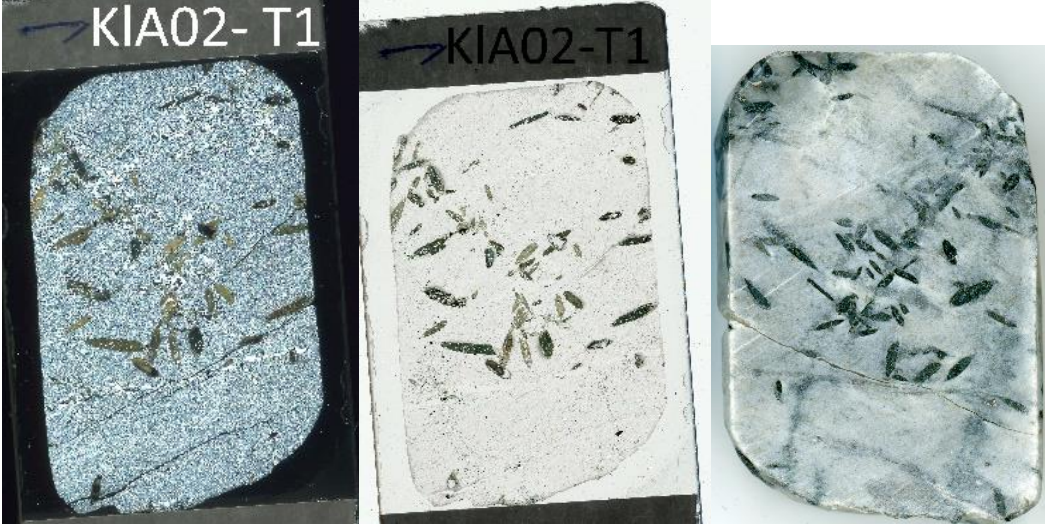
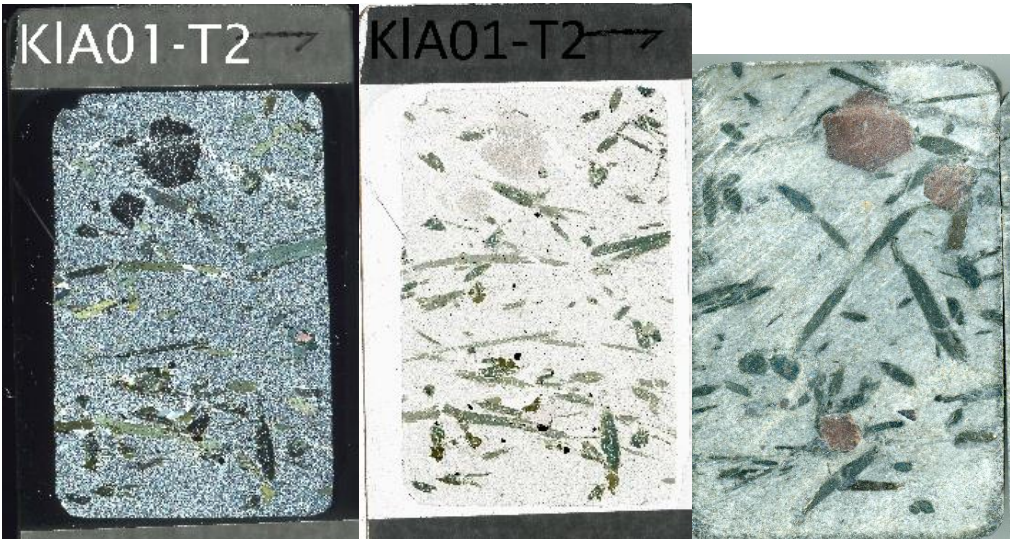
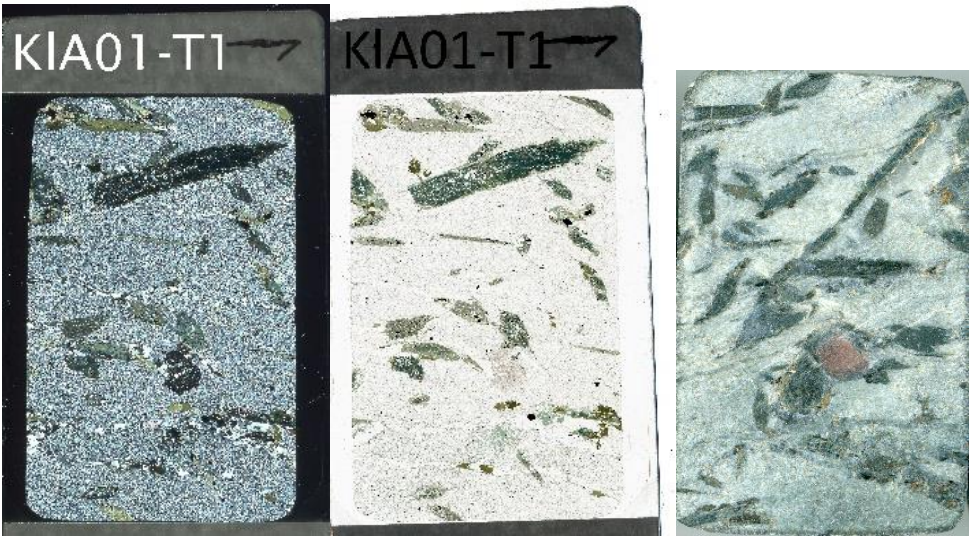
S06

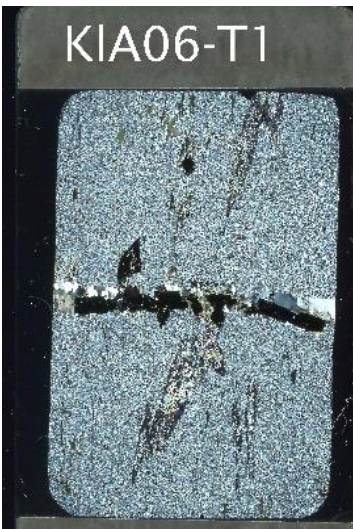


S07

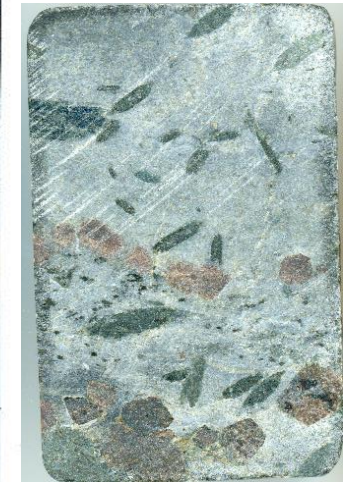
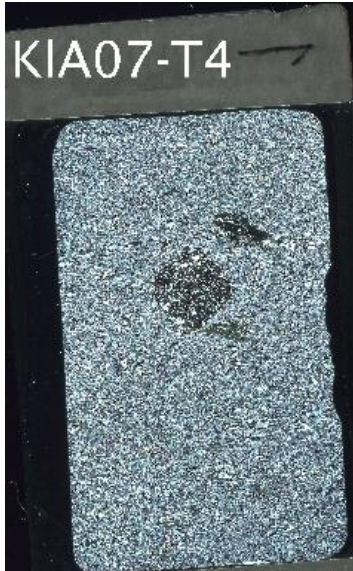


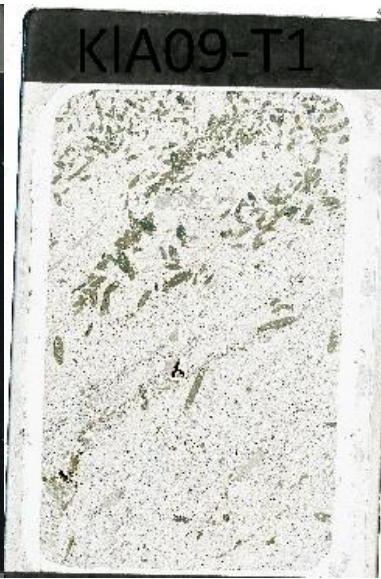
Vedlegg M – Tynnslip

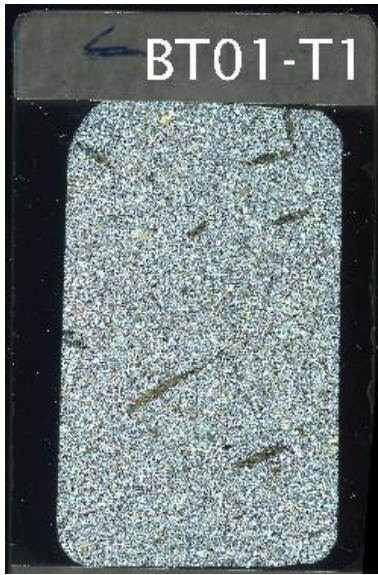








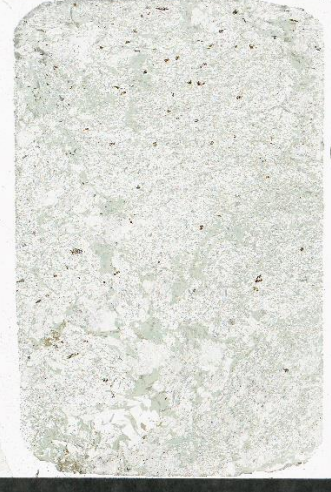
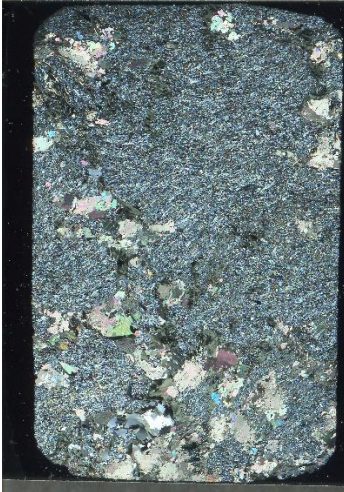






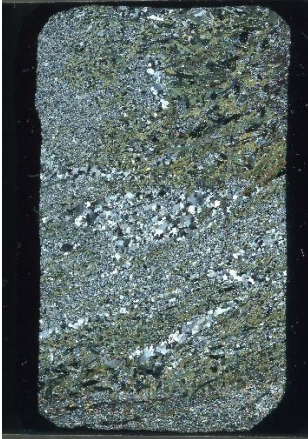
MI03-T1

MI03-T1



KIV01-T1

KIV01-T1



KIV02-T1

KIV02-T1

