

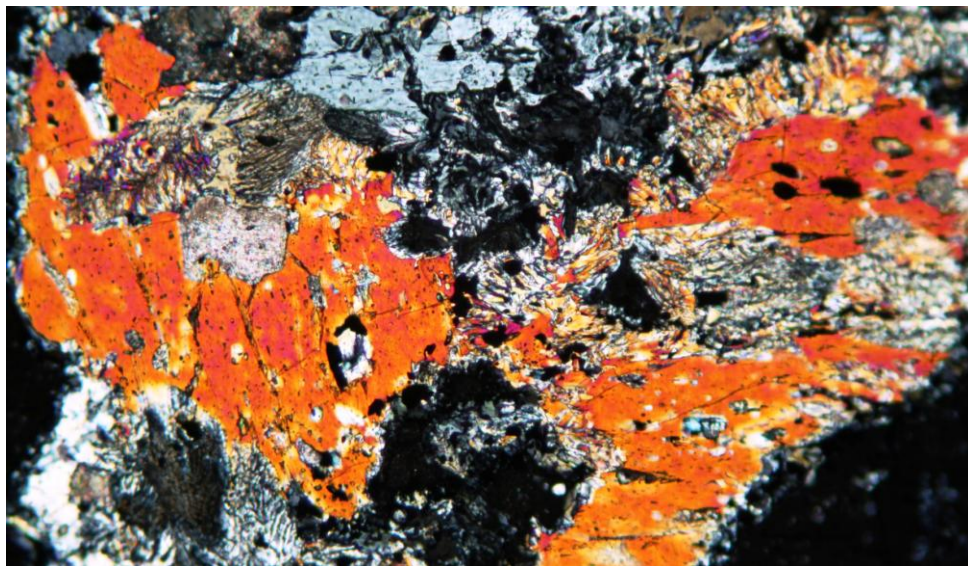


**GEO-3900**

**MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI**

---

Metamorf utvikling av Skagen-eklogitt, Flakstadøy, Lofoten



Sandra Johansen Bakkejord

Mai, 2011

FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø



**GEO-3900**

**MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI**

Metamorf utvikling av Skagen-eklogitt, Flakstadøy, Lofoten

Sandra Johansen Bakkejord

Mai, 2011



## FORORD

En stor takk først og fremst til mine veiledere Erling J. Krogh Ravna og Kåre Kullerud. Takk for veiledning jeg har fått gjennom hele prosessen. Takk Kåre for et interessant feltområde og muligheten til å få oppleve flotte Lofoten. Dere var begge til stor hjelp i Lofoten med steininnsamling. Erling takk for selskapet da vi så oss nødt til å dra til Universitetet i Oslo før å gjennomføre de mineralkjemiske analysene ved mikrosonden der. Vi var heldige og fikk med oss litt av ski VM stemningen. Takk til overingeniør Muriel Erambert ved Universitetet i Oslo, som var behjelpelig med mikrosonden. Takk til Trine Dahl som fremstilte flotte tynnslip. And then thank you Pritam Nasipuri for help during the fieldwork in Lofoten and for helping me with the geothermobarometric.

Veien frem til en nå ferdig masteoppgave har ikke alltid gått på skinner, og den siste tiden har vært ekstra slitsom, spesielt etter to måneder med ufrivillig opphold i forvente av den mineralkjemiske analysen som måtte gjennomføres i Oslo.

Jobbing med masteroppgaven har vært veldig lærerikt og mine år ved Universitetet i Tromsø og Tromsø by har vært fantastiske, blitt kjent med mange flotte mennesker. Vil spesielt trekke frem mine nåværende og tidligere kontor-kolleger for flotte avbrekk i tildels lange dager.

Tusen takk Nora og Hans Ivar for at dere har tatt dere tid til å lese gjennom deler av oppgaven og kommet med flotte tilbakemeldinger.

Sandra J. Bakkejord

Tromsø, mai 2011



## SAMMENDRAG

Bergartsprøver fra Skagen på Flakstadøy, Lofoten er mikroskopert, analysert ved mikrosonde og gjort geotermobarometriske estimat på, alt for å kunne fortelle om den metamorfe utviklingen for bergartene. Resultatene forteller om en polymorf utviklingshistorie av de proterozoiske bergartene som Flakstadøy er bygd opp av. Flere eklogittforekomster er funnet på øyen, noe som ikke er så overraskende da øya består av over 20 % mafiske intrusjoner i form av gabbro, mangeritt, troktolitt, anortositt og noritt. Skagen området består mer eksakt av koronagabbro, paragneis, dioritt, retrograderte eklogitter og eklogitt. Det er klare bevis for at de retrograderte bergartene har vært eklogitter, da omfasitt er oppdaget i matriks og som poikiloblastisk korn i granat. De geotermobarometriske estimatene forteller om en maksimal eklogittfaciesparagenese ved metamorfe forhold på  $25 \pm 3,2$  kbar og  $660 \pm 85$  °C og et minimumforhold på ca.  $14,5 \pm 0,5$  kbar  $645$  °C. Disse forholdene er tolket til å være gitt ved maksimal skorpepykkelse (skorpedybde på ca. 60 km) under subduksjonen for 480-430 Ma år siden, som er starten på dannelsen av kaledonidene. Ved et tidligere stadie og ved en laver skorpedybde ble de første granatene dannet i en koronatekstur. Granatkoronaer opptrer omkring olivin og ortopyroksen, samt plagioklas. Geotermobarometriske estimat gir et trykk på  $18 \pm 2,2$  kbar og temperatur på  $680 \pm 100$  °C for startdannelsen av koronateksturene. Eklogittforekomstene opptrer hovedsaklig i mafiske linser, duktile skjærsoner og i Al-rik protolitt. En retrogresjon etter eklogittfacies til høy amfibolittfacies er datert til 469-461 Ma (Corfu, 2004, 2007). Nedbrytning av omfasitt til symplektitt av diopsidisk klinopyroksen og feltspat er gitt et geotermobarometrisk estimat på  $8 \pm 0,5$  kbar og  $550 \pm 100$  °C. De fleste eklogittforekomstene er retrograderte eklogitter.

**Nøkkelord:** Paleoproterozoisk bergarter, subduksjonssone, koronatekstur, eklogittfacies, retrogresjon.





## INNHALDSFORTEGNELSE

<b>Kapittel 1-Innledning .....</b>	<b>1</b>
1.1 Målsetting for masteroppgave.....	1
1.2 Arbeidsmetoder .....	1
1.3 Feltarbeidområde-Flakstadøy i Lofoten.....	3
1.4 Generelt om bergarter og metamorfose omtalt i oppgaven .....	4
1.5 Mineralforkortelser .....	8
<b>Kapittel 2-Regionalgeologi .....</b>	<b>9</b>
2.1 Regionalgeologi i Lofoten-Vesterålen .....	9
2.2 Tidligere arbeid gjort på eklogitter ved Flakstadøy .....	14
<b>Kapittel 3-Bergartsbeskrivelse og mineralkjemi .....</b>	<b>19</b>
3.1 Innledning.....	19
3.2 Petrografi.....	23
<b>Kapittel 4-Geotermobarometri .....</b>	<b>47</b>
4.1 Innledning.....	47
4.2 Resultat: koronadannelse .....	54
4.3 Resultat: eklogittfaciesparagenesen .....	55
4.4 Resultat: retrograde forhold .....	56
<b>Kapittel 5-Metamorf utvikling .....</b>	<b>58</b>
5.1 Innledning.....	58
5.2 Prograd metamorfose .....	60
5.3 Retrograd metamorfose.....	65
5.4 Oppsummering av metamorf utvikling .....	70
<b>Kapittel 6-Diskusjon og konklusjon.....</b>	<b>73</b>
6.1 Diskusjon .....	73
6.2 Konklusjon.....	80
6.3 Oppsummering av geologisk utvikling .....	82

## Kapittel 1–Innledning

### 1.1 Målsetting for masteroppgave

Målsettingene for denne masteroppgaven er å:

- Kunne gi en petrologisk beskrivelse av bergartene.
- Utarbeide trykk- og temperaturforhold for bergartene.
- Fortelle en geologisk utviklingshistorie.

### 1.2 Arbeidsmetoder

Arbeidet nedlagt i masteroppgaven er basert på litteraturstudie, feltarbeid, mikroskopering, mineralkjemisk analyse av mineraler samt geotermobarometriske beregninger.

#### Litraturstudie

Litteraturstudiet omfattet undersøkelse av tidligere arbeid gjort rundt eklogitter, retrograderte eklogitter og den generelle geologien for regionene Lofoten og Vesterålen, samt nærmere undersøkelse av tidligere arbeid gjort ved feltarbeidområdet.

#### Feltarbeid

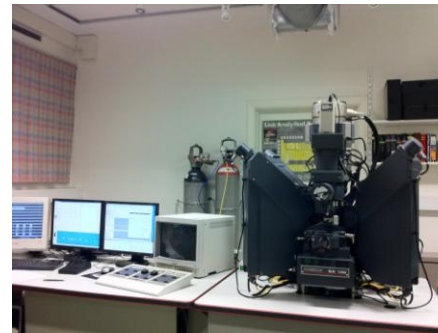
Under feltarbeidet ble det hovedsakelig samlet inn bergartsprøver som skulle brukes til mikroskopering og mineralkjemisk analyser. Bergartsprøvene er samlet fra 5 subområder nordøst for Ramberg, Lofoten. Disse subområdene er navngitt ved tall fra 1-5 og ved bokstaver fra A-G innad i de 5 områdene (e.g. 1A, 1B og 2A), dersom flere prøver ble hentet fra samme plass fikk prøvene en tilleggsbemerkning som for eksempel 1Ai og 1Aii. Ikke alle bergartene ble brukt videre i studiet (Appendiks 1).

### Mikroskopering

22 tyunnslip ble laget ved Instituttet for Geologi, Universitetet i Tromsø. Mikroskopering ble utført med et Labrolux 11 POL S mikroskop. Mikroskopbilder brukt i oppgaven er tatt av et Canon 5D, påmontert et mikroskopadaptor fra LM-Scopetil til et Leitz ORTHOLUX II POL-BK mikroskop.

### Mineralkjemisk analyse

Mineralkjemiske analyser ble gjennomført ved hjelp av mikrosonden ved Universitetet i Oslo (Figur 1.1). Mikrosonden av typen Cameca SX100 har 5 krystalspektrometre med et bølglengde-dispersjonsystem (WDS: Wavelength Dispersive System) og et energi-dispersjonsystem (EDS: Energy Dispersive System). En mikrosonde fungerer på den måten at den bestråler tyunnslipenes overflate med en finfokusert elektronstråle. Røntgenstrålingen som genereres analyseres kvalitativt og kvantitativt med WDS og EDS. En BSE-detektor (Backscatter-elektron-detektor) brukes for å få innsyn i bergartens tekstur. BES-bilder er brukt i kapitlene. Akselerasjonsspenningen på mikrosonden var 15 kV og strømstyrken på 15 nA. Overingeniør Muriel Erambert var behjelpelig og veiledet under bruken av mikrosonden. De mineralkjemiske analysene er å finne i sin helhet i Appendiks 2.



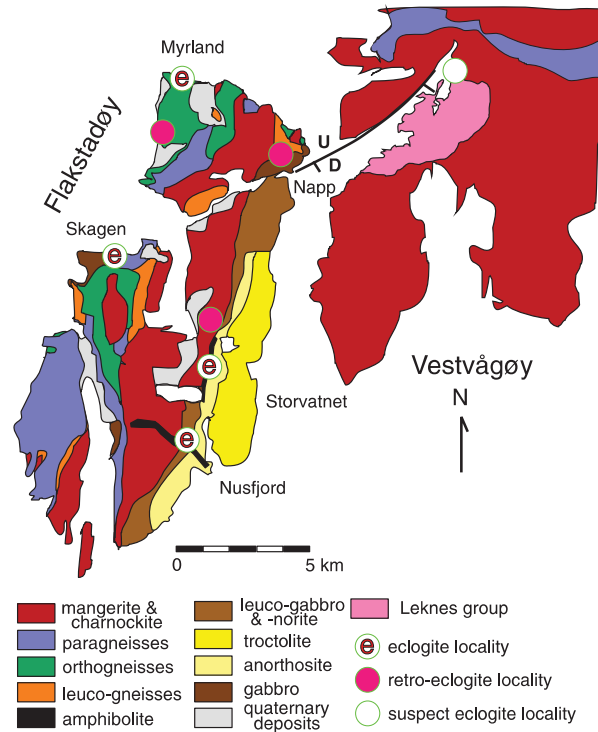
Figur 1.1: Mikrosonde-lab, Universitetet i Oslo.

### Geotermobarometriske beregninger

Beregninger av strukturformlene er gjort ved Excel regnearket; "STRUKTUR" utarbeidet av E. J. Krogh Ravana. Trykk- og temperatur beregninger er gjort ved Excel regneark " Amph-Gran mars 2006" også utarbeidet av Ravana. Programmet "Geotermobarometric" er også brukt for estimering av de metamorfe forholdene. Kapittel 4 tar for seg geotermobarometriske metoder og resultater.

### 1.3 Feltarbeidområde-Flakstadøy i Lofoten

Feltarbeidområder er på Flakstadøy i Lofoten, området er lokalisert nordøst for Ramberg ved Skagen og stekker seg ca. 800 m langs kysten. Et flybilde (Figur 1.3) viser feltområdet der det ble brukt tre dager til å samle inn bergartsprøver. I følge det geologiske kartet (Figur 1.2) skal bergartene i området være paragneis og gabbro.



**Figur 1.2: Geologisk oversiktskart over Flakstadøy og deler av Vestvågøy. Feltområdet er ved Skagen. Kartet er modifisert av Steltenpohl et al., 2011 hentet opprinnelig fra Markl & Bucher, 1997.**



**Figur 1.3: Flyfoto over lokalitetene. 1: liten rundt linse, 2: stor skjærsone, 3: små duktile skjærsoner, 4: stor linse, 5: linse. Flyfotoet er hentet fra Gule Sider Kart.**

Interessant for området er mafiske linser og skjærsoner, da det er her eventuell eklogitt ville bli funnet. Underveis i feltarbeidet ble det samlet inn en stor mengde bergartsprøver, noen av disse ble videre ikke brukt i arbeidet med masteroppgaven. Under bergartsprøvetakingen var det viktig å ta prøver av kjernen og ytterkant av linsene og skjærsonene. Linsenes og de duktile skjærsonenes utstrekning er av varierende størrelse, og opptil flere bergartsprøver ble tatt av sidebergartene. En oversikt over samtlige bergartsprøvene er å finne i Appendiks 1. Flyfotoet; Figur 1.3 viser stedene hvor bergartsprøvene ble tatt. Linsen ved lokalitet 1 har en relativ sirkulær form med et areal på ca.  $2 \times 2 \text{ m}^2$ . Denne linsen har et skarpt skille til sidebergarten som er en dioritt (1A) (Figur 1.4). Lokalitet 2 er i en større skjærson ca. 3 m brei orientert NV-SØ og protolitten er en gabbro (2C). Prøve 2A er tatt fra skjærsonen. Ved lokalitet 3 ble bergartsprøver av duktile skjærsoner med en bredde på rundt 5 cm skjært ut med sag (Figur 1.5). Lengre vest ved lokalitet 4 ble det tatt mange prøver av en relativt stor linse som går ut i havet. Linsens form var nokså lineær med en minimumslengde på ca. 17 m og en bredde på ca. 6 m. Lokalitet 6 er også en linse som i NV grenser mot gabbro.



Figur 1.4: Mafisk linse ved lokalitet 1.



Figur 1.5: Duktill skjærson ved lokalitet 3.

### 1.4 Generelt om bergarter og metamorfose omtalt i oppgaven

Bergartene som presenteres i denne oppgaven har hovedsakelig en basaltisk sammensetning. Protolitter for de metamorfe bergartene er dioritt, gabbro og anortosittisk gabbro samt finkornete basaltiske dolerittisk ganger. Disse magmatiske bergartene har gjennomgått flere metamorfe stadier dokumentert ved koronadannelse og eklogittfacies metamorfose, med påfølgende retrogradering.

**Dioritt og gabbro**

Dioritt, en grovkornet dypbergart som hovedsakelig består av plagioklas og hornblende, eventuelt med noe biotitt eller pyroksen. Gabbro, en grovkornet dypbergart med blanding av lyse og mørke mineraler. Hovedmineraler er kalsiumrik plagioklas (anortitt > 50 %) og ± hornblende ± augitt ± hypersthen ± olivin. Aksessoriske mineraler kan være kvarts, kalifeltspat, apatitt, magnetitt og ilmenitt. Tørre gabbroer er robuste bergarter og lar seg ikke lett omdanne.

Tabell 1.1: Viser klassifisering av mørke mineralinndeling i gabbroer.

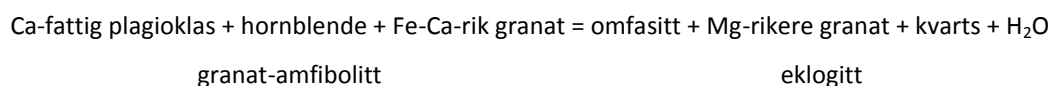
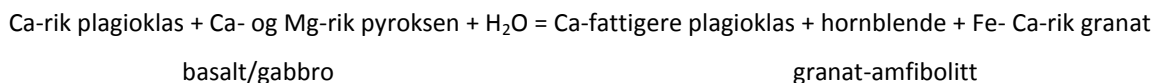
	<b>Augitt</b>	<b>Hypensthen</b>	<b>Hornblende</b>	<b>Olivin</b>
<b>Gabbro</b>	ja	nei	nei	(ja)
<b>Hyperitt</b>	ja	ja	nei	(ja)
<b>Noritt</b>	nei	ja	nei	(ja)
<b>Evjitt</b>	nei	nei	ja	nei
<b>Bojitt</b>	ja	nei	ja	nei
<b>Troktolitt</b>	nei	nei	nei	ja

**Eklogitt**

Navnet eklogitt kommer fra gresk og betyr "særlig utvalgt". Bergarten har stor vitenskaplig interesse da dens dannelse og nedbrytning gir oss kunnskap om de geologiske prosessene som foregår dypt nede i jordskorpen. Bergarten eklogitt ble først beskrevet av Haüy (1822) med hovedmineraler som granat og omfasitt. I tillegg kan mineraler som kvarts, kyanitt, amfibol, pyrrhotitt og zoisitt være tilstede. Siden den gang har det vært diskusjon rundt eklogitts definisjon. Eskola (1920, 1921) kom med den klassiske betegnelsen av eklogitt som en bergart med innhold av pyrop-rik granat og klinopyroksen med lavt jadeitt-innhold og fraværende plagioklas. Carswell (1990) bemerket at bergartsnavnet må forbeholde bergarter av basaltisk sammensetning der > 70 % er granat + jadeittiske klinopyroksen (omfasitt eller kloromelanitt). Eklogitter dannes under metamorfose kjennetegnet ved relativt høy temperatur og høy litostatisk trykk. En bergart med paragenese som ikke samsvarer med definisjonen over kan ikke kalles eklogitt selv om mineralene er dannet fra eklogittfacies metamorfose, men må da ha egne spesifikke navn

som granat peridotitt, mucronitt og hvitskifer (Carswell, 1990). Noen eklogittfacies bergarter, bestående av mineralene granat, diopsidisk klinopyroksen, ortopyroksen ± olivin er blitt kalt ortopyroksenførende eklogitter, men er ikke eklogitter ut fra den tidligere nevnte definisjonen. Disse bergartene må derfor benevnes som for eksempel granatperidotitt eller granat-pyroksenitt (Krogh, 1977). Bryhni et al. (1969) fastslår at det vil være forvirrende for feltgeologer å bruke alle disse definisjonene om bergarter med relativ lik mineralsammensetning. Derfor er det fortrinnsmessig å kalle disse bergartene med mye klinopyroksen og pyrop-almandin granater for eklogitter så lenge de ikke inneholder feltspat.

Eklogitter forekommer i tektoniske kontinentalkollisjonssoner der det dannes subduksjonssoner og dype "røtter". Ved disse scenarioene kan man forvente eklogittdannelse ved et dyp på minimum 40-45 km, et trykk på over 12 kbar og temperatur på > 500 °C. Eklogitter er hovedsakelig opprinnelige skorpebergarter av basaltisk magma i form av gabbro, diabasganger eller basalt som under en kontinentalkollisjon eller subduksjon omdannes til eklogitt. De opprinnelige magmatiske mineralene blir ustabile ved økende trykk og vil omdannes når mineralene reagerer med hverandre og nye dannes. Disse nye mineralene vil ha et lavere volum og en høyere tetthet. Eklogitt har 10-15 % høyere tetthet enn den basaltiske protolitten den er dannet fra. Typisk prograd metamorfose i subduksjonssoner omfatter basalt → grønskifer/grønnstein → blåskifer → eklogitt, mens det i kontinent-kontinent kollisjoner er vanlig med gabbro/diabas → (grønskifer →) amfibolitt → eklogitt. Mineralreaksjoner som viser faseoverganger for omdanningen til eklogitt:

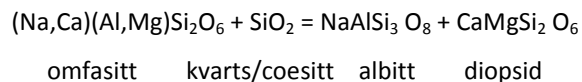


### Eklogittfacies

Eskola (1920) var den første til å definere eklogittfacies til bergarter utsatt for de høyeste trykk- og temperaturforholdene med et minimumsforhold på 500 °C og 12 kbar. Plagioklas og hornblende ble ikke assosiert med eklogittfacies selv om de ble observert av Eskola i noen eklogitter. Eskola (1921) påpekte likevel en sammenheng med eklogitter, dunitt og anortositt i vest Norge, men plagioklas og hornblende ble likevel ikke sett på som mineraler i eklogittfacies. I stedet for ble hornblende sett på som et sent krystallisasjonsprodukt under amfibolittfacies betingelser. Seinere er flere typer amfiboler blitt beskrevet som stabile primærfaser sammen med granat og omfasitt i eklogitter (Binns, 1967; Smulikowski, 1967; Bryhni og Griffin, 1971; Raheim, 1976; Krogh, 1980, 1982).

### Retrogradert eklogitt

Et flertall av eklogitter ved jordens overflate har gjennomgått en omdanningsprosess der eklogittfaciesparagenesen er blitt ustabil pga. at bergarten har beveger seg oppover jordskorpen og gjennomgått ny deformasjon. En vanlig reaksjon er at omfasitt reagerer med SiO<sub>2</sub> og danner finkornet symplektitt mellom diopsid (Ca-pyroksen) og albitt (Na-plagioklas). Reaksjonsligningen er vist ved:



Retrograderte eklogitter er eklogitter som er utsatt for denne typen reaksjoner der bergarten gjennomgår trykkavlastning. Flere forskjellige teksturer fra nedbrytning av høytrykkparagenesen er synlige i retrograderte eklogitter som videre kan omdannes, avhengig av temperatur og/eller H<sub>2</sub>O tilførselen til granulitt eller amfibolitt. Er H<sub>2</sub>O tilstede blir granat og diopsid omdannet til hornblende og bergarten vil da klassifiseres som en amfibolitt. Likevel finnes eklogitter ved overflatene, i disse situasjonene er eklogittfaciesparagenesen blitt bevart da det har vært en mangel på deformasjon.



### Amfibolittfacies

Brown og Mussett (1993) klassifiserer amfibolittfacies til 10-45 km dyp, maksimum temperatur på litt over 700 C° og et maksimum trykk på litt over 12 kbar. Minimum forholdene ligger på 500 C° og 3 kbar. Her opptrer en mineralsammensetning av hornblende, plagioklas, muligens epidot og granat (Yardley, 1989). Andre aksessorisk mineraler kan være kvarts, klinopyroksen og biotitt.

### Amfibolitt

Amfibolitt er en mørk metamorf bergart sammensatt av > 75 % hornblende og plagioklas, mens granat, pyroksen, kvarts og biotitt opptrer i en mindre mengde. Bergarten er dannet under metamorfose av basiske magmatiske bergarter (orto-amfibolitt) som gabbro, basalt, kalkrike sedimenter (para-amfibolitt) (Yardley, 1989) eller ved metasomatose av kalkstein. Bergarten amfibolitt hører til amfibolittfacies som er en middels metamorfosegrad.

## 1.5 Mineralforkortelser

Whitney og Evans (2010) har modifisert Kretz (1983) sine mineralforkortelser og tilført nye til listen. Nedenfor er noen utvalgte forkortelser som er brukt i denne oppgaven.

An = Anortitt	Ep = Epidot	Pl = Plagioklas
Ab = Albitt	Grt = Granat	Prh = Prehnitt
Amp = Amfibol	Hbl = Hornblende	Py = Pyritt
Bt = Biotitt	Ilm = Ilmenitt	Qz = Kvarts
Cal = Kalsitt	Jd = Jadeitt	Spl = Spinell
Chl = Kloritt	Ky = Kyanitt	Ttn = Titanitt
Cpx = Klinopyroksen	Mag = Magnetitt	Ttn = Titanitt
Coe = Coesitt	Ol = Olivin	Rt = Rutil
Crn	Omp = Omfasitt	Zeol = Zeolitt
Di = Diopsid	Opx = Ortopyroksen	

## Kapittel 2-Regionalgeologi

### 2.1 Regionalgeologi i Lofoten-Vesterålen

Lofoten er et langstrakt terreng langs kysten av midt Norge. Terrenget har et usikkert opphav, som verken direkte kan knyttes 100 % til Baltika eller til den kaledonske utviklingen med sikkerhet (Griffin et al., 1978; Tull, 1977; Tull et al., 1985; Olesen et al., 1997; Klein & Steltenpohl, 1999). Lofoten og Vesterålen er bygd opp av arkeisk<sup>1</sup> plutonske bergarter med en overliggende serie av proterozoisk<sup>2</sup> høygrads suprakrystale bergarter (Griffin et al., 1978; Markl og Bucher, 1997). Bergartene går under navnet "Lofoten-Vesterålen komplekset"<sup>3</sup>. Lofoten og Vesterålen kan deles inn i to provinser; en i nordøst og en i sørvest. De arkeiske bergartene opptrer hovedsakelig nordøst i Vesterålen på Langøy og Hinnøy, samt mindre partier ytterst på Austvågøy (Wade, 1985). Denne nordøstlige provinsen er dominert av tonalittisk til granittisk bergarter, migmatittiske partier og lokale grønnsteinsbelter. Disse ble dannet for 2,7 Ga år siden, og gjennomgikk for ca. 2,3 Ga år siden en sterk omdanning som forårsaket migmatittdannelse<sup>4</sup> (Markl og Bucher, 1997). De sørvestlige bergartene er proterozoiske og opptrer i Lofoten; de er utsatt for høytrykksmetamorfose, samt undergått en mindre retrograsjon. Geofysiske data er med på å stadfeste at bergartene i Lofoten og Vesterålen er dypbergarter der de dypeste dannet bergartene er å finne på Moskenesøya (Griffin et al., 1978). Bergartene i sørvest er spesielt magnetiske og har høy gravitet, som følge av bergarter med høy tetthet og en forhøyet moho som ligger ca. 25 km under overflaten (Heier, 1960; Griffin et al., 1978; Olesen et al., 1997). Paleoproterozoisk granulittfacies gneis i sørvest er blitt

<sup>1</sup> Eonene arkeikum: 4000–2500 mill. år.

<sup>2</sup> Proterozoisk: 2500–542 mill. år; den yngste del av prekambrium. Paleoproterozoisk alder: 2500-1600 mill. år; den første delen av proterozoikum.

<sup>3</sup> "Lofoten-Vesterålen gneis kompleks" består av migmatitt og metasuprakrystalline bergarter.

<sup>4</sup> Migmatitt: bergart dannet ved høyt trykk og høy temperatur dypt nede i jordskorpen. Er oftest gneisaktige bergarter som består av mørke bånd (paleosom, dvs. eldre materiale) som «svømmer» i en lys, granittisk grunnmasse (neosom, dvs. nydannet materiale). Den granittiske delen kan være dannet ved injeksjon av magma, ved delvis oppsmelting av bergarten, eller ved reaksjon i fast fase. Tilførsel av fluider kan også spille en rolle i form av metasomatose.

intrudert av anortositt<sup>5</sup>, mangeritt<sup>6</sup>, charnockitt<sup>7</sup> og granitt (AMCG) datert til 1,9-1,7 Ga år siden (Corfu, 2007). Granulittfacies forholdene lå på 3.-4 kbar og 750-800 °C (Olsen, 1978). Lofoten og Vesterålen er betraktet som en del av den Svekofenniske orogonesen<sup>8</sup> (Nordgulen og Andresen, 2006).

Dateringer fra Vikan gneisen på vestkysten av Langøy, Vesterålen gjort av Jacobsen og Wasserberg (1978) er basert på Sm-Nd data og gir datering for magmatilførselen til 2,7 Ga og metamorfose til 1,8 Ga, noe Griffin et al. (1987) støtter. Disse dateringene går ikke overens med Taylors (1974, 1975) Pb-Pb dateringer på 3460 Ma. Taylors dateringer for migmatitt dannelse basert på Rb-Sr data gir en datering på 2300 Ma. Arkeiske bergarter beskrevet i dette avsnittet er så blitt intruderte av paleoproterozoiske plutoner; som blant annet Lødingen granitten datert til 1870 Ma fra zirkon og titanitt (Corfu, 2004). Det var i samme tidsperiode det sørvestlige terrenget ble dannet da flere paleoproterozoiske plutoner (AMCG) intruderte grunnfjellet. Disse plutonene ble dannet under to korte hendelser datert ut fra U-Pb målinger til 1,87 Ga og 1,8-1,79 Ga under granulittfacies, etterfulgt av retrograsjon og yngre mindre granittiske innskytinger 20-30 Ma år seinere (Corfu, 2004). AMCG dekker rundt halvparten av Lofoten og Vesterålen (Malm og Ormaasen, 1978) og har lokalt innhold av gabbro og noritt. Mangeritt krystalliserte ved 4 kbar og > 925-860 °C, mens charnockitt krystalliserte ved 850-800 °C. Mangeritt og charnockitt er yngre enn anortositt da charnockittganger kutter Flakstadøy-anortositten. Anortositt på Flakstadøy forteller om dannelses forhold på 9-4 kbar ved 1180-1120 °C som antyder en skorpedybde på 12 km for intrusjonene (Markl et al., 1998a). Bergartene ved Flakstadøy er så blitt kuttet av ferrobasaltiske og ferrodiorittiske ganger Corfus (2000a og 2000b). U-Pb zirkon dateringer på mangeritt og charnockitt i "Flakstadøy Basic komplekset"<sup>9</sup> indikerer en alder mellom 1,97 til 1,8 Ga. Disse intrusive bergartene er mer eller mindre blitt dannet på samme tid, bare Hopen intrusjonen er betydelig eldre, dater

---

<sup>5</sup> Anortositt: labradorstein, magmatisk opprinnelse, består hovedsakelig av plagioklas.

<sup>6</sup> Mangeritt: dypbergart av monzonittisk type, inneholder hypersthen.

<sup>7</sup> Charnockitt: hypersthenførende granitt.

<sup>8</sup> Svekofennisk fjellkjededannelsen fant sted for ca. 1990–1770 Ma år siden.

<sup>9</sup> "Flakstadøy Basic Complex" bestående av anortositt, troktolitt, noritt og gabbro.

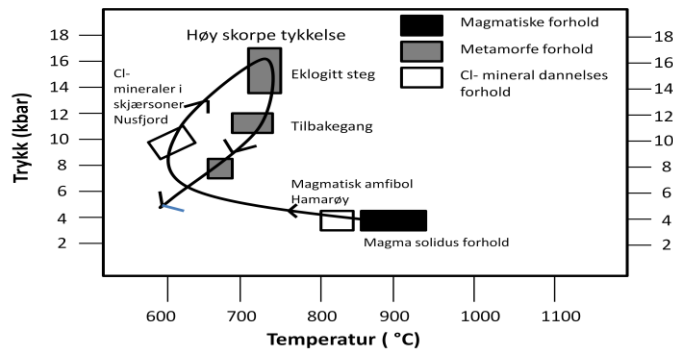
til 1,86 Ga. Eklogittfaciesforhold på 15 kbar og 680 °C representerer forhold under den mektigste skorpepykkelse (Markl og Bucher, 1997) tilknyttet subduksjonsprosessen og kaledonidene.

Grensen mellom disse to provinsene; den eldste arkeiske i nordøst hovedsakelig bestående av amfibolittfacies bergarter og den granulittfacies proterozoiske delen i sørvest er tidligere fremstillt som resultat av en eneste metamorf hendelse, der hypotesen baserer seg på Rb-Sr "whole rock" data av en metamorf suprakrystallinsk bergart datert til ca. 1830 Ma (Griffin et al., 1978). Teorien går ut på at metamorfosegraden har økt progressivt vestover med økt temperatur og trykk. En annen tolkning går ut på at overgangen er en tektonisk grense. Hypotesen baserer seg på nyere U-Pb data som viser til metamorfose av ordovicisk alder vest for grensen, men ikke øst for grensen (Corfu, 2004). Når det gjelder spørsmålet om en eneste metamorfosehendelse, går et annet alternativ ut på en mer kompleks prosess med flere hendelse diskutert av Heier og Compston (1969) og Taylor (1974). I dag mener man å kunne si at de arkeiske bergarten har gjennomgått flere faser med granulittfacies metamorfose gjennom arkeikum. I paleoproterozoikum gjennomgikk Lofoten og Vesterålen høygradsmetamorfose hovedsakelig i tre omganger; 5 Ma år før hoveddannelsen av AMCG, en andre under dannelsen av AMCG og den tredje datert til 1,88-1,81 Ga. Seinere gjennomgikk området en lokal kaledonsk høytrykkspåvirkning (Wade, 1985; Markl og Bucher, 1997; Kullerud et al., 2001; Steltenpohl et al., 2006).

Etter at de intrusive bergartene var dannet begynte mindre mengder fluider å trekke inn i de vannfrie pyroksen-olivin-feltspat bergartene som Lofoten er bygd opp av. Resultatet ble dannelsen av forskjellige Cl-rike hydrosilikater (amfibol og biotitt) under trykk- og temperatur forhold på 8-11 kbar og 570-660 °C (Markl et al., 1998b). Det ble dannet hydrosilikater i gabbro-skjærsoner som resultat av reaksjoner mellom de Cl-rike fluidene og den tørre gabbroen (Markl og Bucher, 1998b). Markl konkluderte etter å ha observert en mer homogen distribuert mengde Cl-rike hydrosilikater i charnockitt at høyere

permeabilitet i gabbro var årsaken til at de Cl-rike hydrosilikatene bare ble dannet i skjærsoner. Disse skjærsonene kutter den tidligere granulittfacies gneis-berggrunnen og er tolket til å være av tidlig kaledonsk opprinnelse (Steltenpohl et al., 2003; Kassos et al., 2004; Renström et al., 2005). Kullerud (1992, 1996) og Markl og Bucher (1997) formoder at Cl-rike mineraler og eklogitt i skjærsonene dannes av at fluider trekkes til disse svakhetssonene i det ellers tørre granulittfacies grunnfjellet. Prosessen forteller mye om den fluide strømmingen som foregår dypt nede i jordskorpen. Denne typen eklogittdannelse er også funnet igjen i "Bergens buen" (Austerheim, 1987; Austerheim & Griffin, 1985; Boundy et al., 1992). Eklogittforekomstene i Lofoten er mye mer retrogradert enn de i Bergen området.

En seinere amfibolittfacies mineralsammensetning har oppstått ved 1.1 Ga og seinere ved påvirkning fra dannelsen av kaledonidene (Giffen et al., 1978). Amfibolittfacies påvirkningen er bare delvis komplett, da man både kan finne granulittfacies- og eklogittfaciesparagenesen flere steder i Lofoten og Vesterålen. Denne svake påvirkningen av kaledonidene er presentert ut fra to hypoteser. Den første tolker Lofoten som et mikrokontinent, som ikke er blitt betydelig påvirket av den kaledonske fjellkjededannelsen (Tull, 1977; Corfu, 2004). Mens den hypotesen som flest legger sin lit til går ut på at mangel på fluider i det paleoproterozoiske grunnfjellet har bidratt til den minimale påvirkningen fra dannelsen av kaledonidene. Figur 2.1 viser trykk- og temperaturutviklingen gjennom de forskjellige fasene.

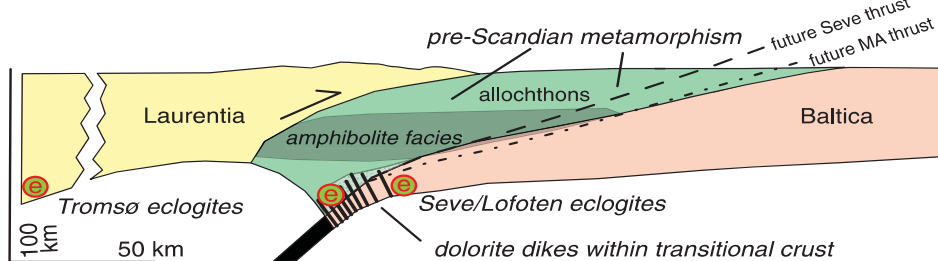


Figur 2.1: Modifisert metamorf utviklings diagram for charnockitt i Lofoten. Hartmann et al., 2008.

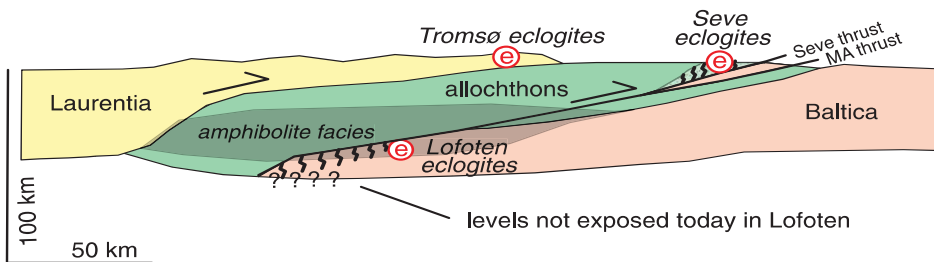
Kort oppsummert kan man si at petrologien i Lofoten og Vesterålen består av arkeisk granitt og gneis, samt paleoproterozoisk granitt, paragneis, anortositt, mangeritt, charnockitt og mangeritt. Metamorfosegraden varierer fra eklogittfacies til amfibolittfacies.

Figur 2.2 viser i grove trekk den tektoniske utviklingen av Lofoten-eklogittene under dannelsen av kaledonidene.

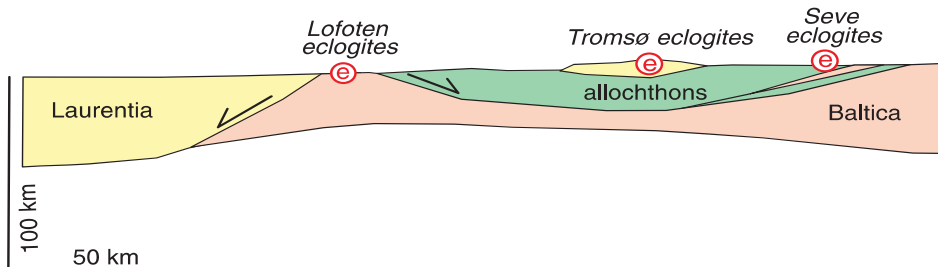
**A** 480–430 Ma: Eocaledonian eclogitization of the Baltic transitional margin



**B** 430–400 Ma: Scandian continental subduction



**C** 400–360 Ma: Exhumation



Figur 2.2: En illustrasjon av den tektoniske utviklingen for Lofoten eklogittene. A: Ordovicium-silur: tidlig fase av kollisjonen mellom Baltica og Laurentia. Startfase for eklogittdannelse ved den Baltiske overgangssonen mellom hav og kontinent. B: Silur-devonsk kontinental subduksjon, skyveforkastninger dannes og eklogittene transporteres oppover i jordskorpen, der Lofoten-eklogittene gjennomgår scandian amfibolittfacies retrogresjon. C: Devonsk ekstensjon fører Lofoten eklogittene til temperaturer under 350 °C ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  muskovitt temperatur) (Bartley, 1982; Hodges et al., 1982; Tull et al., 1985; Steltenpohl et al., 2004). Illustrasjonen er hentet fra Steltenpohl et al. (2011).

## 2.2 Tidligere arbeid gjort på eklogitter ved Flakstadøy

Flakstadøy er en av de sørligste øyene i Lofoten og strekker seg over 108 km<sup>2</sup>, der den høyeste toppen er på 937 m. Flere forekomster av eklogitt er funnet på Flakstadøy, noe som blant annet kommer av at øya består av over 20 % mafiske intrusjoner i form av gabbro, mangeritt, troktolitt<sup>10</sup>, anortositt og noritt. Tveten (1978) forteller om en geologi inndelt mellom "Lofoten-Vesterålen gneis kompleks" i vest og "Flakstadøy Basic Complex" bestående av anortositt, troktolitt, noritt og gabbro i øst (1,97-1,8 Ga). De sentrale delene av øyen består av mangeritt og charnockitt. Romey (1971) deler "Flakstrdøy Basic Complex" inn i tre enheter, i vest en sone med noritt, i de sentrale delene en sone med troktolitt og i øst en sone med anortositt. Sm-Nd "whole rock" datering gav en alder på 1803 ± 112 Ma for anortitt, og en Rb-Sr "whole rock" datering på 1893 ± 128 Ma for mangeritt (Wade, 1985). Anortositt på Flakstadøy krystalliserte ved 9-4 kbar og 1180-1120 °C og er kuttet av yngre magneritt krystallisert ved 4 kbar og 925-860 °C og charnockitt 4 kbar og 850-800 °C. Eklogitt og retrograderte eklogitt er hovedsakelig å finne i mafiske linser og duktile skjærsoner.

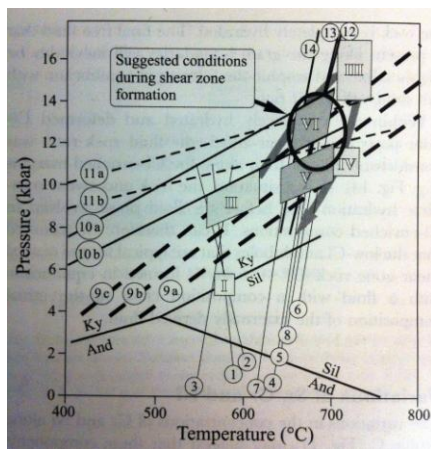
Kullerud et al. (2001) er en av flere som beskriver duktile skjærsoner på Flakstadøy der Cl-rike fluider er involvert. Tilstede i en gabbro-anortositt skjærsone nært Nusfjord er det observert Cl-rike mineralsammensetninger og eklogittfacies mineralsammensetninger dannet under forhold ved 11-14 kbar og 650-700 °C. Variasjon i mineralsammensetningen er et resultat av at skjærsonene har oppstått i forskjellige protolitt-typer<sup>11</sup> og ikke fra forskjellig deformasjon og metamorfose som tidligere antatt (Kullerud et al., 2001). Hypotesen går ut på at det er forskjell i protolitt-sammensetningen og en markant forskjell i den fluide fasen lokalt i skjærsonen som har forårsaket variasjon i mineralsammensetningen og at de Cl-rike mineralene og eklogittfaciesparagenesen har oppstått under like metamorfe forhold. To duktile skjærsoner med eklogittfacies sammensetning er beskrevet av Wade (1985) fra noritt sonen på Flakstadøy, etter dette er

---

<sup>10</sup> Troktolitt: olivingabbro som er nesten fri for pyroksen

<sup>11</sup> Protolitt: kildebergarten til en metamorf bergart.

det funnet en til duktil skjærsoner (Kullerud et al., 2001). De to først lokaliserte skjærsonene er karakterisert med nedbryting av den magmatiske sammensetningen av gabbro og anortositt, samt med en økende deformasjon inn mot de sentrale delene av skjærsonen. Kjernen består av en sterkt deformert og omdannet gabbro-anortositt (Kullerud, 1995, 1996; Markl og Bucher, 1997). Lokalt inni de mest deformerte partiene av skjærsonene er det observert flere eklogittlag (5-10 cm tykke). Eklogittforekomsten er forklart som en xenolitt rik på Fe- og Ti (Markl og Bucher, 1997). Geokjemiske data fra den nyeste observerte skjærsonen indikerer at den sentrale delen av sonene er en omdannet mafisk gang og ikke en omdannet versjon av den opprinnelige protolitten. Skjærbevegelsen er opprinnelig langs en gangbergart og da skjærbevegele startet førte Cl-rike fluider til vekst av Cl-rik biotitt (Kullerud, 1995), Cl-rik amfibol (Kullerud, 1996), salt (Markl og Bucher, 1997; Markl et al., 1998b) og Cl-rik skapolitt (Kullerud og Erambert, 1999). Disse Cl-rike mineralene er hovedsakelig observert langs randen av skjærsonene og ble dannet ved temperatur på ca. 580 °C (trykk er 5 kbar) (Kullerud, 1995). Nyere kalibreringer indikerer en høyere temperatur da likevekt for granat, plagioklas, kyanitt, kvarts ligger ved et trykk på 8-11 kbar og en temperatur på 560-660 °C under dannelsen av de Cl-rike mineralene (Markl et al., 1998b), mens eklogittfacies var innstilt ved 15 kbar og 680 °C (Markl og Bucher, 1997). Kullerud et al. (2001) mener som nevnt tidligere at trykk- og temperaturforhold under dannelsen av skjærsonene, de Cl-rike mineralene og eklogittfaciesparagenesen var like.



Figur 2.3: I, dannelsen av Cl-rik mineralsammensetning (Kullerud, 1995); II, dannelsen av Cl-rik mineralsammensetning (Markl et al., 1998b); III, eklogitt steg (Markl og Bucher, 1997); IV, retrogresjon; V, dannelsen av Cl-rik mineralsammensetning ved høyere temperatur enn ved II.; VI, metamorfe forhold da Cl-rike mineraler ble dannet. Ellipsen representerer forholdene under skjærbevegelsen. Forholdene for dannelsen av eklogitt overlapper forholdene for dannelsen av den Cl-rike mineralsammensetningen som opptrer i skjærsonene. Dermed kan man fastslå at deformerte gabbro-anortositt, Cl-rike mineraler og eklogittmineralene; granat og omfasitt kan ha vært dannet under like metamorfe forhold (Kullerud et al., 2001).



Markl og Bucher (1997) har beskrevet tre lokaliteter der eklogitt opptrer som liner inne i skjærsoner. En som en 2 m lang linse (vest før Nusfjord), en som en 70 m lang linse (nord for Nusfjord) og en som en 10 m lang linse (nord for Ramberg). Disse lokalitetene er av merket på det geologiske oversiktskartet Figur 1.2 med en e, for eklogitt.

Den 2 m lange linsen vest for Nusfjord er den minst retrograderte eklogittforekomsten av disse tre, bergarten ved lokaliteten er en gabbro-anorthositt. Prøven består av hovedsaklig omfasitt med en svak grønn farge og rødbrun granat med en svak kjerne og en sterk randsone. Granatkrystallene er oppsprukket, noe som indikerer at deformasjon har vært tilstede etter deres vekst. Inneslutninger i granaten er blant annet klor-rike amfiboler og zoesitter. Omfasitt vokser også inn i granatsprekkene, denne teksturen forteller at den sprø deformasjonen av granatene er relatert til eklogittfasen. Omfasitt viser også deformasjon og rekrystallisasjon da noen av kornene viser symplektittsoner langs kornkantene. Symplektitt består av Na-klinopyroksen og albitt plagioklas og stammer fra retrograderingen av bergarten. Rutil, magnetitt, hematitt og apatitt er også observert (Markl og Bucher, 1997).

Den 70 m lange linsen nord for Nusfjord er dannet fra troktolitt og er mer retrogradert. 2 mm omfasittkorn er separert fra euhedral granater med en ca 100  $\mu\text{m}$  tynn plagioklas-amfibol- og magnetittsone. Granatene har en svak kjerne og en sterkere randsone. Symplektitt av Na-klinopyroksen og albittisk plagioklas har hovedsakelig erstattet eklogittparagenesen. Biotitt er tilstede, det er ikke rutil (Markl og Bucher, 1997).

Den 10 m lange linsen nord for Ramberg befinner seg i en tidligere olivin-bærende gabbro og viser mest retrograsjon der over 20 % av bergarten består av amfibol og biotitt. Biotitt dannes ofte sammenvoksing med plagioklas, rutil og magnetitt. Bergarten består likevel av mye omfasitt og sonert granat. Retrograsjon av omfasitt danner symplektitt bestående av Na-klinopyroksen og albitt plagioklas. Zoisitt er omringet av amfibol (Markl og Bucher, 1997).

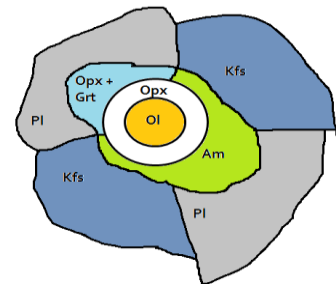
Markl og Bucher (1997) viser til TWEEQU data for kalkulering av trykk- og temperatur. Minimum trykk- og temperaturforhold for eklogittdannelse er gitt for den 2 m lange linsen til 680 °C og > 15 kbar. Den 10 m lange linsen er gitt ved forhold på 720 °C og > 14 kbar. De retrograderte forhold ligger på 700 °C og > 11 kbar og er gitt for de to linsene. Ved noe lavere trykk- og temperaturforholdene starter muligens retrograderingen av eklogittene ved Flakstadøy.

Steltenpohl et al. (2011) har arbeidet med dateringer for eklogittdannelsen i Lofoten. De har publisert datering fra U/Pb analyser av zirkon og xenotim fra en prekinematisk granittgang som kutter retrogradert eklogitt. Resultatet for eklogittdannelsen ved  $478 \pm 41$  Ma (Steltenpohl et al., 2011) er gitt ved trykk på 15 kbar og temperatur på 680 °C (Markl og Bucher, 1997) ved en skorpedybde på 51 km. En retrogresjon etter eklogittfacies til 9,2 kbar (31 km) og 780 °C (Mooney, 1997) er datert til 469-461 Ma (Corfu, 2004, 2007). Hornblende ved ~500 °C dateres til  $433 \pm 9$  Ma (Steltenpohl et al., 2003) og muskovitt ved 350 °C dateres til 427-343 Ma ved  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  datering (McDougall & Harrison, 1999). Granat-biotitt geotermobarometriske estimer for amfibolittfacies gir en temperatur på > 580 °C for eklogitt ved Nusfjord (Kullerud, 1995, 1996). Datering av muskovitt til 433 Ma er gitt en temperatur på 350 °C brukes i teorien om at Lofoten befant seg ved en skorpedybde tilsvarende en temperatur under 350 °C over en lengre periode før den ble blottlagt ved overflaten etter den devokske ekstensjonen. Dette er også med på å forklare den høye graden av retrogresjon som bergartene viser (Steltenpohl et al., 2011).

En vanlig tekstur i charnockitt bergarter i Lofoten er koronastrukturteksturer, som er vanlig i høygradsmetamorfe bergarter. Teksturen er diffusjons-kontrollert og opptrer hovedsakelig rundt fayalitt og Fe-Ti oksider. Koronatekstur dannes da endringer i trykk og temperatur fører til at enkelte mineraler blir ustabile og begynner å reagere med omkringliggende mineraler. Rundt de ustabile mineralene dannes et nytt mineral som en sone, der det er veldefinerte grenser mellom mineralene. Dette indikerer at mekanismen

bak er diffusjons kontrollert (Fisher, 1977). Det har nok vært lite fluider tilstede under denne prosessen og dette har spilt en viktig rolle for dannelsen av koronateksturer som pga. minimal tilgang på fluider er blitt dannet av en sakte-gående diffusjon. Geotermobarometriske målinger indikerer at koronateksturer i charnockitt bergarter dannes ved 780-840 °C og 4-10 kbar (Markl et al., 1998a). Olivin blir ustabil da temperaturen synker og reagerer med matriksmineraler av plagioklas eller K-feltspat slik at det dannes en koronatekstur. Ved noen koronateksturer har olivin reagert helt bort og kjernen består av blant annet ortopyroksen. Markl et al. (1998a) registrerte fire forskjellige koronateksturer rundt olivin bestående av:

- olivin | ortopyroksen | amfibol | plagioklas
- olivin | ortopyroksen | amfibol | K-feltspat
- olivin | ortopyroksen | ortopyroksen + granat | plagioklas
- olivin | ortopyroksen | ortopyroksen + granat | k-feltspat



**Figur 2.4:** Koronatykkelsen varierer i forhold til hvilken feltspat som ligger rundt. Plagioklas gir tykkere korona. Skisse modifisert fra Markl et al. (1998a)

En granat koronatekstur er knyttet til høytrykks metamorfose, med trykk- og temperaturforhold på 680 °C og 15 kbar i følge Markl og Bucher (1997). Koronadannelsen i Lofoten er hovedsakelig dannet etter at magmaen har krystallisert, bevis som peker i denne retningen er at koronatykkelsen varierer fra hvilken feltspat som er nærliggende, noe som forteller oss at feltspat allerede var krystallisert når koronastrukturen ble dannet, noe som da utelukker at olivin reagerte med smelten (Markl et al., 1998a).

# Kapittel 3-Bergartsbeskrivelse og mineralkjemi

## 3.1 Innledning

Det viktigste med denne masteroppgaven er ikke å gi en bergartsbeskrivelse for å klassifisere bergartene, men å gjenkjenne mineraler og deretter se at de forskjellige bergartene forteller en utviklingshistorie. Mikroskopering av 22 tynnslip har gitt grunnlag for en petrografisk beskrivelse som deler bergartene inn i 4 hovedtyper:

- Dioritt og gabbro (protolitt)
- Eklogitt
- Retrogradert eklogitt
- Amfibolitt

Dioritt (1A) og gabbro (2C) opptrer som sidebergart og protolitt for en mafiske linse og en skjærsone med retrograderte eklogitt. De fleste innsamlede bergartsprøvene er retrograderte eklogitter med variasjon av retrogresjon; fra delvis retrograderte eklogitter til fullstendige retrograderte eklogitter. Bergartsprøve 1Fii er et eksempel på en kyanittførende retrogradert eklogitt. Noen bergarter viser også en varierende grad av rekrystallasjon. Bergartsprøve 1B viser en sekundær sammensetning av amfibolittfacies mineraler, mens bergartsprøve 5B er en fersk eklogitt. Appendiks 1 gir en oversikt over bergartsprøvene.

### Mineralkemisk analyse

Mineralkemisk analyse gjøres for å kunne stadfeste mineral som ikke er avklart gjennom mikroskopering. Beregning av strukturformler er gjort i regnearket "Strukturformel generell 1" utarbeidet av professor E. J. Krogh Ravna. De kjemiske analysene er å finne i sin helhet i Appendiks 2, Tabell 1-8.

### Teksturer

Noen teksturer er gjennomgående for mange av tynnslipene. Kort fortalt omfatter disse:

Koronatekstur: Korona vil si noe som omringer noe annet. I bergartsteksturell sammenheng er det snakk om ett eller flere mineraler som omgir et eller flere andre mineraler som konsentriske soner. I tynnslipene opptrer forskjellige typer koronatekstur:

- Olivin kan for eksempel være omgitt av ortopyroksen og granat. Noen plasser vil olivin være helt omdannet og kjernen vil bestå av andre mineraler (Figur 3.1).
- Enkel granatkorona av varierende tykkelse opptrer rundt plagioklas (Figur 3.2).
- Koronastrukturer kan inkludere ilmenitt og rutil omringet av titanitt (Figur 3.3).

Koronateksturer dannes som resultat av reaksjoner som skjer ved korn grensene da et eller begge av mineralene delvis erstattes av et eller flere mineraler. Reaksjonssonene er et resultat av en frossen reaksjon som ikke har nådd sin fullstendige fullkommenhet forårsaket av endring i de metamorfe forholdene eller endring i de kjemiske forholdene i bergarten.

Relikt koronatekstur: En mindre velutviklet korona, der man kan antyde at det tidligere har vært en mer utviklet koronastruktur tilstede. Relikt i geologisk betydning indikerer at primære strukturer ikke her helt overkjørt av endret metamorfe forhold.

Kelyfittisk tekstur: Et mineral danner en randsone rundt et annet mineral som en korona, et eksempel vil være dannelse av amfibol rundt granat som kommer av at granaten reagerer med vann under avtagende trykk og eventuelt temperatur. Dette er et resultat av sekundær omvandling (Figur 3.4).

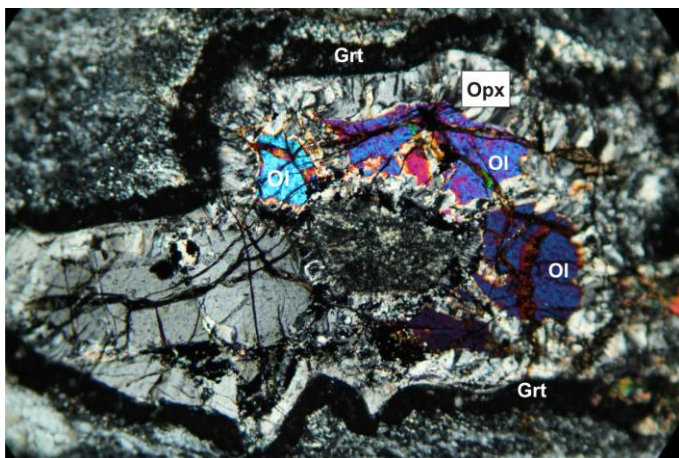
Poikiloblastisk tekstur: Relatert til metamorfe bergarter og refererer til små krystaller av et eller flere mineral som er innesluttet i en større krystall av et annet mineral (Figur 3.5).

Granoblastisk tekstur: Metamorfe bergarter hvor de enkelte mineralkornene har vokst eller rekrySTALLISERT til en masse av omtrent like store korn som tar seg ut som mosaikk i mikroskopet. Ofte grenser tre korn med en vinkel på 120° (Figur 3.6).

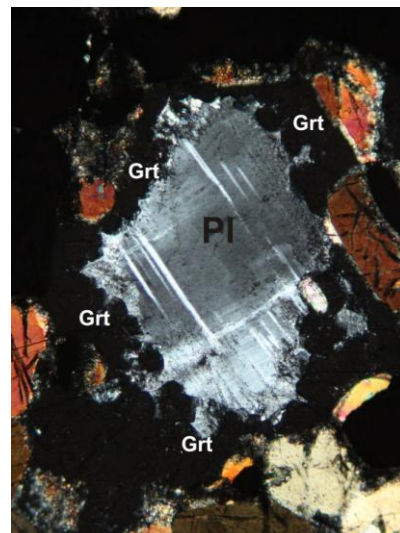
Symplektitt tekstur: Er en sammensatt sammenvoksting av forskjellige mineraler av sekundær opprinnelse. Symplektitt er for eksempel et resultat av retrogradering av eklogitt, da omfasitt brytes ned til diopsidisk klinopyroksen og albittisk plagioklas (Figur

3.6). En symplektittisk tekstur av korund og plagioklas er resultatet etter nedbrytning kyanitt.

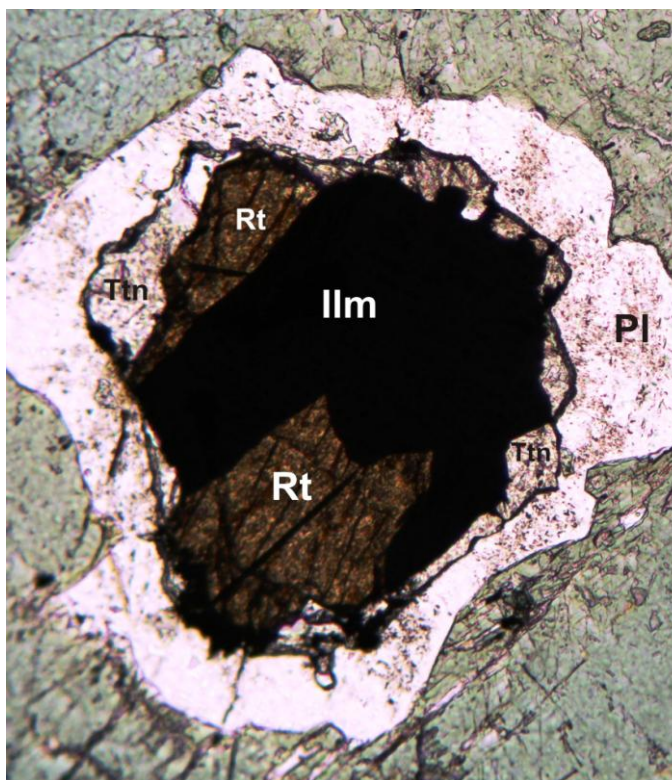
Rekrystallisert symplektittisk tekstur: En symplektittisk tekstur kan rekrystalliseres; noe som vil si at mineralkornene i den sammenvokste symplektitten danner nye enkeltkorn. Dette skjer når bergarten blir utsatt for endring i trykk og temperatur (Figur 3.7).



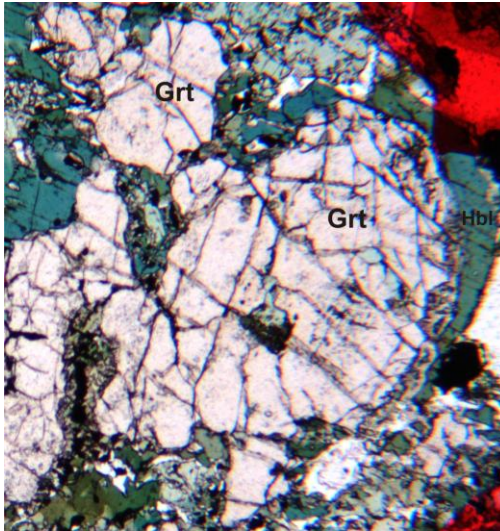
Figur 3.1: Mikroskopbilde av granatkorona rundt olivin og ortopyroksen. Lengste bildeakse 3,6 mm



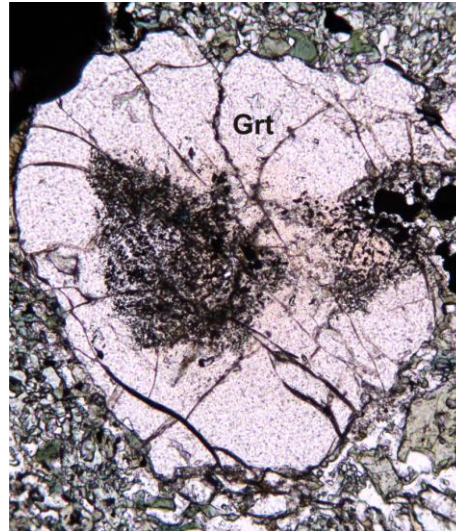
Figur 3.2: Mikroskopbilde av granatkorona rundt plagioklas. Nedre bildeakse 1,8 mm



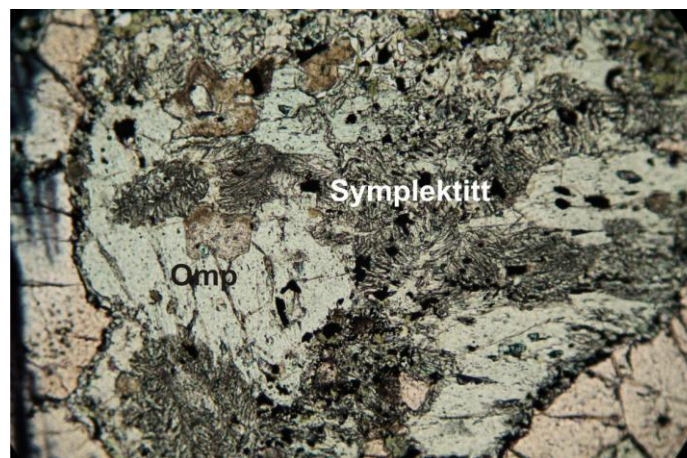
Figur 3.3: Mikroskopbilde av titanitt- og plagioklaskorona rundt ilmenitt og rutil. Lengste bildeakse 0,8 mm



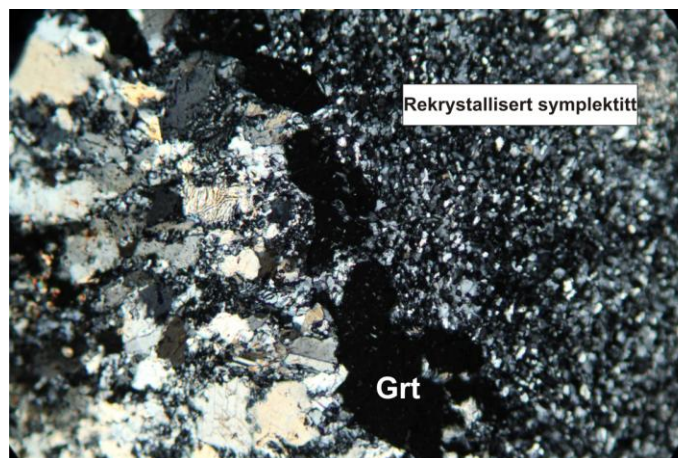
Figur 3.4: Mikroskopbilde av granat med kelyfittisk hornblende rundt. Nedre bildeakse 0,8 mm



Figur 3.5: Mikroskopbilde av granat med poikiloblastisk tekstur. Nedre bildeakse 0,8 mm



Figur 3.6: Mikroskopbilde av klinopyroksen og symplektitt av klinopyroksen og feltspat. Lengste bildeakse 1,6 mm



Figur 3.7: Mikroskopbilde av rekrystallisert symplektitt i en finkornet mosaikk tekstur. Lengste bildeakse 1,6 mm

I den petrografiske beskrivelsen er kornstørrelsen oppgitt i mm og representerer den lengste akse til mineralkornet.

### 3.2 Petrografi

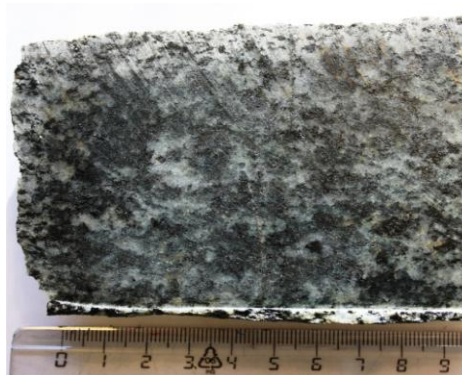
#### 3.21 Dioritt og gabbro

##### Håndstykkene og felthold

Bergartene har et 50/50-forhold i henhold til mengden av lyse og mørke mineraler, der dioritten (1A) har en betydelig finere kornstørrelse. Bergartsprøve 1A (dioritt) og 2C (gabbro) er henholdsvis sidebergart og protolitt til en mafisk intrusjon og en skjærsone ved lokalitet 1 og 2. Mineralkjemiske analyser er gjort av tynnslipp 2C.



Figur 3.8.: Bergartsprøve 1A en dioritt.



Figur 3.9: Bergartsprøve 2C en gabbro.

##### Tekstur

Bergartsprøvene viser en relativ homogen tekstur med blanding av lyse og mørke mineraler. Dioritten (1A) har en kornstørrelse ligger rundt 0,4-1,5 mm for plagioklas og 0,06-0,7 mm for amfibol og pyroksen; bergarten klassifiseres som middelskornet. Aksessoriske mineraler er biotitt og epidot, der biotittkornene forekommer med en viss foretrukket orientering. Gabbroen (2C) og er grovkornet med en kornstørrelse på 0,2-3 mm for plagioklas og 0,15- 1,25 mm for amfibol. Forskjellige koronateksturer (Figur 3.1 og

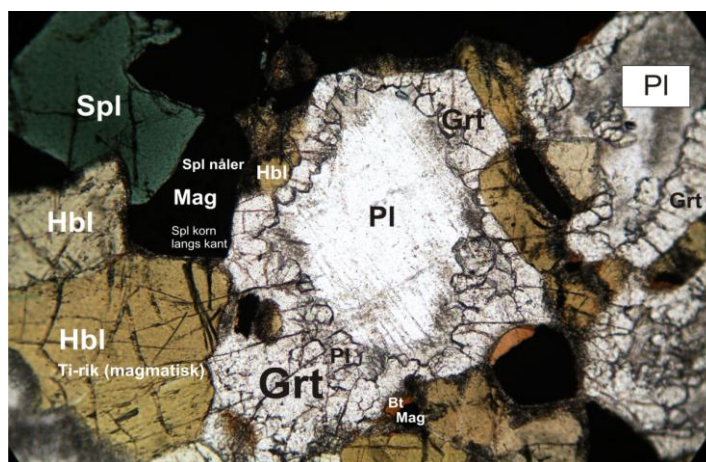


Figur 3.2) er karakteristiske trekk i gabbroen. Begge prøvene har poikiloblastisk tekstur hovedsakelig gjelder dette for granat og amfibol (Figur 3.5 og Figur 3.20).

### Mineralogi

**Plagioklas** (55% og 80%) er et fargeløst mineral med lave interferensfarger og lavt relieff, der en del av kornene viser repeterte tvillingstriper; såkalte albittvillinger. En del korn har doble vertikale tvillingstriper; såkalte albitt-pericline tvillingstriper. Utslukningsvinkelen for plagioklas er vinkelrett, mens selve utslukkingen skjer gradvis gjennom kornet, kalt undulerende utslukning. Plagioklas opptrer på fire forskjellige måter i bergartene:

- 1) Kornene forekommer hovedsakelig som subhedrale med en kornstørrelse på 0,5-1,2 mm. Diorittenes korngrenser er relativt uklare, mens gabbroens er mer veldefinert, her opptrer også en sone mellom kornene bestående av amfibol. Store deler av kornene opptrer i en granoblastisk tekstur av relativt like store korn.
- 2) Gabbroen har noen plagioklaskorn med en korona av granat rundt (Figur 3.2 og Figur 3.10). Mineralkjemiske analyser av plagioklaskornet viser økende anortitt-nivå;  $An_{59-37}$  fra kjernen til randen (labradoritt til andesin) (Tabell 3.1).



Figur 3.10: Mikroskopbilde av plagioklas med granatkorona, lengste bildeakse 3,6 mm

- 3) I gabbroen opptrer også plagioklas og hornblende sammen i en sone rundt olivin med korona av ortopyroksen og granat. Denne plagioklasen har et anortitt-nivå på  $An_{74}$  (bytownitt) (Tabell 3.1).

### Kapittel 3-Bergartsbeskrivelse og mineralkjemi

- 4) Noen korn opptrer som inneslutninger i amfibol og granat, disse har en betydelig mindre kornstørrelse og viser ingen tvillingstripedannelse.

Tabell 3.1: Mineralkjemisk analyse av feltspat fra koronagabbro.

Strukturformel	punkt 3	punkt 2	punkt 2
Info.	hbl+plag	kjerne	rand
<b>Prøve</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>
Analyse nr.	d2-->16	d2--> 22	d2-->23
Oksygen	8,000	8,000	8,000
Kation	5,000	5,000	5,000
<b>Mineral</b>	<b>Feltspat</b>	<b>Feltspat</b>	<b>Feltspat</b>
	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	49,12	53,44	58,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,51	29,63	26,11
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,02
FeO	0,27	0,03	0,05
MnO	0,02	0,01	0,00
MgO	0,00	0,01	0,00
CaO	15,22	12,29	7,64
Na <sub>2</sub> O	2,89	4,55	7,15
K <sub>2</sub> O	0,08	0,15	0,22
Total	99,11	100,10	100,07
X(An)	0,74	0,59	0,37
X(Ab)	0,25	0,40	0,62
X(Or)	0,00	0,01	0,01

**Amfibol** (6% og 25%) har en grønn egenfarge med pleokroisme, middels til høye interferensfarger, middels relieff og kløv som danner en vinkel på 120°. Mineralkjemisk analyse viser at amfibolen er hornblende (Appendiks 2, Tabell 3). Amfibol opptrer på to forskjellige måter:

- 1) Kornene opptrer hovedsaklig i subhedral til anhedral form med en størrelse på 0,2-1,3 mm og har relative rette kornrensener. I gabbroen er amfibol hovedsakelig et sekundært produkt, men mineralkjemiske analyser viser Ti-rik amfibol som kan være av magmatisk opprinnelse (Tabell 3.2). Noen av kornene, spesielt i dioritten har inneslutninger av mineraler som plagioklas, spinell, granat og opake mineraler.
- 2) En tynn amfibolsone med finkornet material opptrer mellom mange av kornene, her har plagioklas reagert med ortopyroksen/granat og dannet sekundær amfibol.

### Kapittel 3-Bergartsbeskrivelse og mineralkjemi

Denne sonen er spesielt tydelig i gabbroen. En mineralkjemisk analyse av hornblende som opptrer sammen med plagioklas rundt olivin er Fe-fattig og Mg- og Al-rik (Tabell 3.2).

Tabell 3.2: Mineralkjemisk analyse av amfibol fra koronagabbroen

Strukturformel	punkt 2	punkt 1	punkt 1
Info.	hbl+plag	nær grt	kjerne
<b>Prøve</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>
Analyse nr.	d2-->17	d2-->31	d2-->32
Oksygen	23,000	23,000	23,000
Kation	15,000	15,000	15,000
<b>Mineral</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>
	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	40,10	40,62	40,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,00	14,80	14,71
TiO <sub>2</sub>	0,01	2,59	2,70
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,05
FeO	8,59	12,49	11,31
MnO	0,02	0,05	0,05
MgO	13,37	11,73	11,96
CaO	12,22	11,89	11,70
Na <sub>2</sub> O	2,24	1,92	2,33
K <sub>2</sub> O	2,10	2,30	1,82
Total	97,66	98,39	97,51

**Klinopyroksen** (6% og 0,5%) har grønn egenfarge med svak eller ingen pleokroisme. Relieffet er middels til høyt og to kløvretninger er vinkelrett på hverandre. Forekommer på to forskjellige måter:

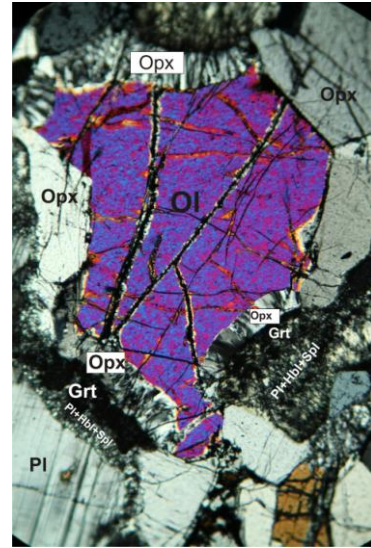
- 1) Klinopyroksen opptrer i dioritten som subhedrale korn med en kornstørrelse liggende på 0,6-0,8 mm. Mineralets grønne egenfarge og kløvvinkel peker i retningen av augitt, men dette er ikke mineralkjemisk stadfestet.
- 2) I gabbroen som inneslutning av et diopsidisk korn i granat (Appendiks 2, Tabell 2).

**Ortopyroksen** (3% og 0%) er fargeløs, kløv er ikke synlig og kornene viser rett utslukning. I gabbroen opptrer ortopyroksen på tre forskjellige måter:

- 1) Som en tynn sone langs korngrenser av plagioklas, amfibol, granat, spinell, opake mineral og biotitt.

### Kapittel 3-Bergartsbeskrivelse og mineral kjemi

- 2) Opptrer i koronatekstur rundt olivin med en subhedral kornform. Mineral kjemiske analyser viser at mineralet er Al-rikt der Fe-nivået øker inn mot kjerne (Tabell 3.3). Denne ortopyroksen er tolket til å være magmatisk.
- 3) Opptrer i koronatekstur rundt olivin med en subhedral kornform og en karakteristisk palisadetekstur. Mineral kjemiske analyser viser at mineralet er både Fe- og Mg-rikt og tyder derfor på å være av typen bronzitt/hypersthen. Ortopyroksen er tolket til å være metamorf. (Tabell 3.3)



Figur 3. 11: Mikroskopbilde av olivin med ortopyroksen- og granatkorona, lengste bildeakse 1,6 mm

Tabell 3.3: Mineral kjemisk analyse av ortopyroksen i koronagabbroen.

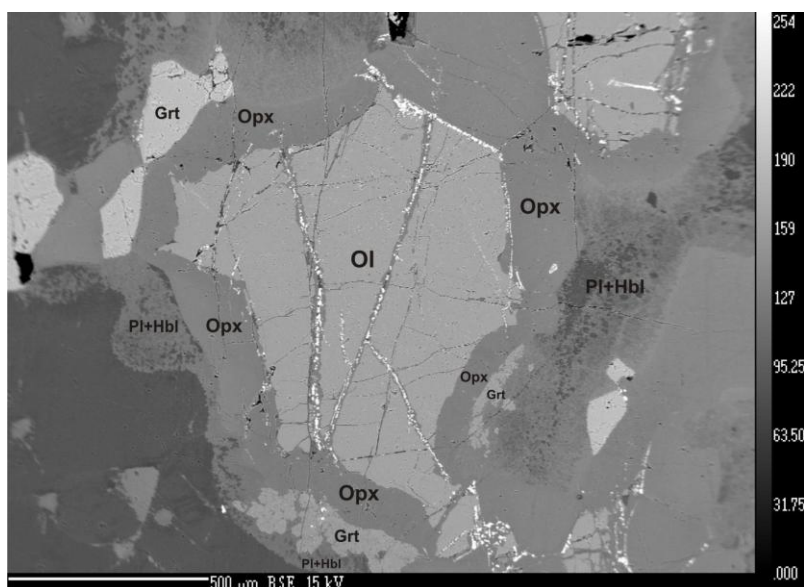
Strukturformel	magmatisk, punkt 2		palisadetekstur, punkt 3		
	rand	rand	kjerne	rand	kjerne
Prøve	2C	2C	2C	2C	2C
Analyse nr.	d2-->18	d2-->10	d2-->11	d2-->12	d2-->19
Oksygen	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Kation	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Mineral	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	52,61	55,65	55,50	55,11	52,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,04	0,41	0,30	0,99	3,06
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02
FeO	17,37	17,10	16,83	16,62	18,26
MnO	0,44	0,35	0,31	0,35	0,36
MgO	25,69	27,46	27,46	27,68	25,03
CaO	0,45	0,20	0,18	0,31	0,53
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	99,67	101,19	100,62	101,08	99,93

**Epidot** (3% og 0 %) er fargeløst til svakt gul med perfekt kløv i en retning og middels til høyt relieff. Pleokroismen er svak og interferensfargene er sterke. Epidot opptrer i dioritten som subhedrale 0,08-0,22 mm store korn.

**Biotitt** (25% og 0,5%) kjennetegnes ved en brunlig egenfarge, pleokroisme fra svak brun til sterk brun og tydelig kløv i en retning. Biotitt forekommer på to forskjellige måter:

- 1) I dioritten som subhedrale korn med en avlang kornform og en kornstørrelse på 0,5-1,5 mm. Kornene viser en foretrukket orientering, som indikerer at bergarten har vært utsatt for deformasjon.
- 2) Noen av kornene opptrer som inneslutninger i plagioklas og amfibol. Mikrosonden viser inneslutninger av biotitt i granat hos gabbroen.

**Olivin** (0% og 5%) er fargeløst til svakt gulgrønt med middels høyt relieff, der pleokroisme ikke er registrert. Kornene er euhedral til subhedral og viser ingen kløv, men er tydelig oppsprukket. Olivin er observert i gabbroen og rundt kornene opptrer det en korona bestående av ortopyroksen, granat og hornblende/plagioklas. Mineralkjemiske analyse av olivin viser at mineralet er homogent og at Fe-innhold er relativt høyt, noe som tyder på at olivinen er fayalittisk (Appendiks 2, Tabell 5).



Figur 3.12: Backscatterer mikrobilder av olivin med koronatekstur rundt. Ortopyroksenkoronaen har en minimum tykkelse på 0,02 mm og en maksimum tykkelse på 0,1 mm

### Kapittel 3-Bergartsbeskrivelse og mineralkjemi

**Granat** (0% og 4%) er fargeløst, isotropt korn med høyt relieff og ingen kløv, men ofte sterkt oppsprukket. Kornformen er avrundet og opptrer som subhedrale korn. Granat er å finne i gabbroen og forekommer som en del av en koronatekstur med varierende koronatykkelse der maksimal tykkelse er 0,08 mm. Inne i granat-koronateksturene opptrer inneslutninger som plagioklas, hornblende, spinell, diopsid, biotitt, magnetitt og eventuelt andre opake mineraler. De mest velutviklede granatkoronaene er i samspill med olivin eller plagioklas. Granatkoronaen rundt olivin grenser til ortopyroksen på ene siden og hornblende/plagioklas/spinell på andre siden. Disse granatene dannes ved reaksjon mellom ortopyroksen og feltspat. Granatene viser sonering, da Mg-nivået øker fra kjernen til randen samtidig som Ca-nivået synker (Tabell 3.4). Granatkoronaen rundt plagioklas er dannet som en reaksjon mellom plagioklas og spinell eller plagioklas og opake mineraler. Granatkoronaen rundt plagioklas viser ikke en så tydelig sonering. De mineralkjemiske analysene indikerer at granatene er av typen andraditt da den er Ca- og Fe rik (Tabell 3.4).

Tabell 3.4: Mineralkjemisk analyse av granat i koronagabbroen.

Strukturformel							
Info.	rand	kjerne	rand	kjerne	rand	rand	kjerne
Prøve	2C	2C	2C	2C	2C	2C	2C
Analyse nr.	d2-->13	d2-->14	d2-->15	d2-->25	d2-->26	d2-->27	d2-->28
Oksygen	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000
Kation	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Mineral	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	39,47	39,26	40,16	39,06	39,11	37,43	39,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,40	21,97	22,26	21,82	21,79	22,68	21,20
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,08	0,11	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01
FeO	20,64	19,56	19,59	20,77	21,92	23,37	21,85
MnO	1,14	0,83	0,54	0,61	0,77	0,84	0,91
MgO	8,43	8,07	9,38	5,49	5,99	5,47	4,69
CaO	9,09	10,46	8,89	12,87	11,05	10,14	12,92
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Total	101,20	100,21	100,84	100,64	100,73	100,09	100,85

**Spinell** (0% og 1%) er et fargeløst isotropt korn, uten kløv med en sterk og klar grønn interferensfarge. Spinell forekommer i gabbroen på to forskjellige måter:

- 1) Som euhedrale til subhedrale korn med en kornstørrelse på 0,1-1 mm. Mineralkjemiske analyser viser homogene korn (Appendiks 2, Tabell 7).
- 2) Ved hjelp av mikrosonde stadfestet som innesultning i granat og magnetitt. Spinell som opptrer som innesultning i granat har en annen kjemi enn matrikskorn da de er mer Mn-fattige enn matrikskornene (økt innhold av Si og lavere innhold av Al) (Appendiks 2, Tabell 7).

**Opake mineral** (0% og 1%) er å finne i gabbroen sammen med amfibol, spinell og granat, samt i sprekker i olivin med en kornstørrelsen variere opp til 0,85 mm. Mineralkjemisk analyse stadfestet magnetitt. Et magnetittkorn som ble undersøkt nærmere ved mikrosonden viste innesultninger av meget finkornet spinellnåler og små spinellkorn langs randen av kornet (Figur 3.10).

### 3.22 Eklogitt

#### Håndstykket og felthold

Bergartsprøve 5B er en finkornet homogen eklogitt med det karakteristiske utseende bestående av grønne og røde mineraler. Bergartsprøven er fra linsen ved lokalitet 5 som er bestående av eklogitt og retrogradert eklogitt. Denne bergartsprøven er fra kjernen av linsen.



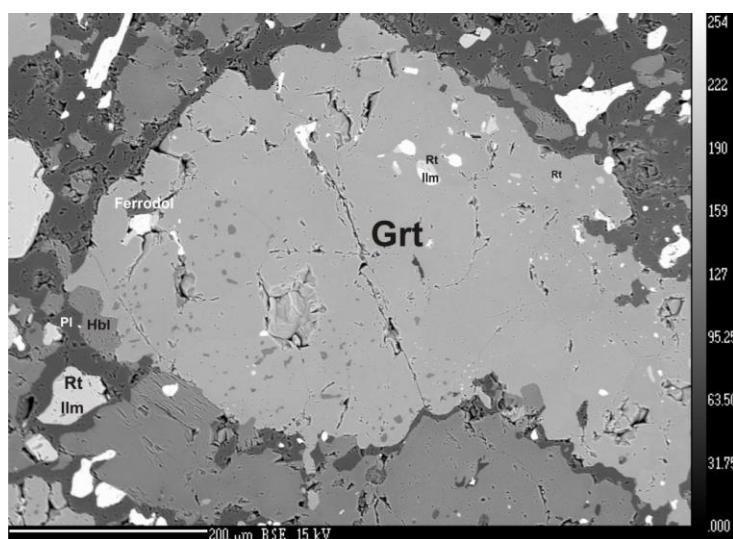
Figur 3.13: Bergartsprøve 5B, eklogitt.

### Tekstur

Eklogitten er en homogen finkornet bergart med granoblastisk tekstur, der mineraler som granat, omfasitt, rutil og opake mineraler opptrer. Granat og pyroksen viser en poikiloblastisk tekstur, med inneslutninger av blant annet opake mineral (Figur 3.5 og Figur 3.20). En del av tynnslipet viser også symplektitt i form av albittisk plagioklas og diopsidisk klinopyroksen fra nedbrytning av omfasitt. Kelyfittiske soner av plagioklas, opake mineraler og amfibol opptrer rundt granat og omfasitt (Figur 3.4)

### Mineralogi

**Granat** (50%) opptrer som subhedrale korn i koronastruktur med en kornstørrelse varierende fra 0,3-1,7 mm. Granatene har et oppsprukket ytre der de fleste har inneslutninger; de fleste er ugjenkjennelige ved bruk av vanlig mikroskop. Ved bruk av mikrosonde ble magnetitt, plagioklas, omfasitt, ilmenitt, rutil og ferrodolomitt stadfestet som poikiloblastiske mineraler (Figur 3.14). Granatene har mineralsoner rundt seg bestående av hornblende, magnetitt og plagioklas. Den kelyfittiske sonen med mineraler er dannet som en sein reaksjon mellom granat og vann, og er vanlig i eklogitter. Mineralkjemiske analyser viser at granat er svakt sonert (Tabell 3.6). Granatene er av typen almandin, da de er Fe-rike.



Figur 3.14: Backscatter mikrobilde av granat med inneslutninger av blant annet rutil, ilmenitt, omfasitt, plagioklas og magnetitt.



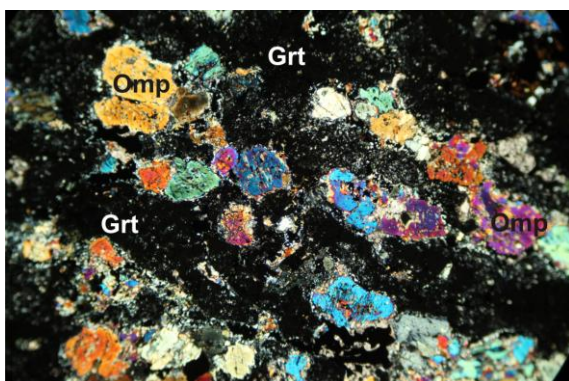
### Kapittel 3-Bergartsbeskrivelse og mineralkjemi

**Klinopyroksen** (40 %) opptrer i flere varianter og på tre forskjellige måter:

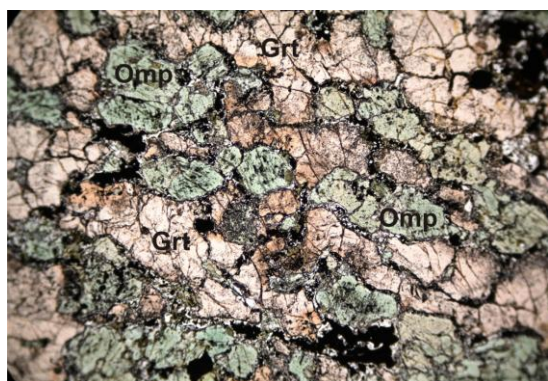
- 1) En del forekommer som symplektitt. Jd-nivå varierer fra Jd<sub>16-7</sub> (Tabell 3.5).
- 2) To andre pyroksen opptrer som enkeltkorn i matriks hvor begge har grønn egenfarge. Den ene med en svakere farge enn den andre, begge har kløv vinkelrett på hverandre, middels relieff og pleokroisme. Den pyroksen med svakest egenfarge har svakest pleokroisme. Kornene er å finne som subhedrale korn med en størrelse liggende på 0,2-1 mm. Mineralkjemisk analyse viser at dette er omfasitt og at mineralet er svakt sonert da Fe-nivået øker og Ca-nivået synker mot randen (Tabell 3.5). Omfasitt har inneslutninger av blant annet opake mineraler, plagioklas og hornblende.
- 3) Omfasitt opptrer som inneslutninger i granat. Mineralkjemiske analyser viser at det ikke er spesielt store systematiske forskjeller mellom inneslutningene og matrikskornene, bortsett fra et litt høyere Jd-nivå som varierer fra Jd<sub>23-11</sub> (Tabell 3.5).

Figur 3.5: Mineralkjemisk analyse av klinopyroksen i eklogitt (5B).

Strukturformel	punkt 2	punkt 2	punkt 2	punkt 2	punkt 3	punkt 3
Info.	kjerne	rand	rand	rand	inn.	inn.
<b>Prøve</b>	<b>5B</b>	<b>5B</b>	<b>5B</b>	<b>5B</b>	<b>5B</b>	<b>5B</b>
Analyse nr.	d1-->26	d1-->27	d1-->28	d1-->29	d1-->30	d1-->31
Oksygen	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Kation	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
<b>Mineral</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	52,51	53,77	53,40	53,43	53,11	54,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,09	4,94	4,75	5,59	5,80	5,80
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,18	0,14	0,16	0,17	0,11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00
FeO	10,97	11,48	11,64	10,41	9,29	11,13
MnO	0,08	0,06	0,07	0,07	0,05	0,00
MgO	9,99	9,02	8,89	9,67	10,36	8,55
CaO	18,62	16,38	16,68	17,30	18,64	15,02
Na <sub>2</sub> O	3,33	4,55	4,34	4,15	3,62	5,18
Total	100,72	100,38	99,91	100,79	101,10	100,22
Jd	0,07	0,16	0,15	0,14	0,11	0,23



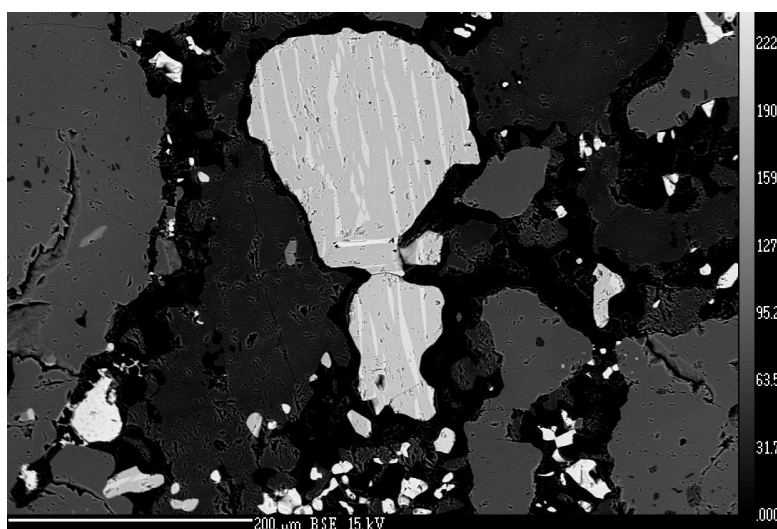
Figur 3.15: Mikroskopbilde av omfasitt og granat i en eklogitt (5B).



Figur 3.16: Mikroskopbilde av omfasitt og granat i en eklogitt (5B).

**Opake mineral** (5-10%) med en kornstørrelsen ligger på 0,04-1,75 mm opptrer på tre forskjellige måter:

- 1) Som inneslutninger i pyroksen og granat. Ilmenitt er stadfestet som ett av de opake mineralene.
- 2) Ett av de nærmere studerte ilmenittkornene i mikrosonden viser gjennomgående lange nåler bestående av hematitt/Ti-rik magnetitt (Figur 3.17). En av nålene krysser de andre vinkelrett og er magnetitt. Rundt dette og andre opake korn er det en kelyfittisk sone med plagioklas rundt.
- 3) Langs korn grensene, spesielt rundt granat og omfasitt opptrer magnetitt sammen med plagioklas og ortopyroksen som kelyfittiske soner.



Figur 3.17: Backscatter mikrobilde av ilmenitt med nåler av hematitt/Ti-rik magnetitt. Den mørke sonene rundt kornet er plagioklas.

**Ortopyroxen** (2-3%) opptrer sammen med opake mineral spesielt rundt granat og omfasitt.

**Rutil** (3%) har en klar rødbrun egenfarge, svak pleokroisme, middels høyt relieff og ofte mørke lameller, muligens av hematitt. Forekommer som 0,06-0,2 mm euhedral korn der ca. 90 % av kornene har mørke lameller med en bredde på 0,002-0,04 mm. Rutil forekommer på to forskjellige måter:

- 1) Kornene opptrer sammen med opake mineraler. Det er vanlig at rutil omdannes til opake mineraler som ilmenitt. Noen av rutilkornene har titanittkorona rundt seg (Figur 3.3).
- 2) Rutil som innesultninger i granat. Rutil kan også her være i kontakt med ilmenitt.

**Titanitt** (1-2%) opptrer med svak brunlig farge i både planær- og krysspolarisert lys. Euhedral til subhedrale korn med lameller er typisk. Titanitt opptrer rundt en del av rutilkornene som koronastrukturer (Figur 3.3 og Figur 3.31).

**Plagioklas** (1-2%) opptrer sammen med ortopyroxen rundt granat, omfasitt, magnetitt, titanitt og rutil. Mineralet er oligoklas da det har et anortitt-nivå på  $An_{26}$ . (Appendiks 2, Tabell 4).

### 3.23 Retrogradert eklogitt

#### Håndstykkene og felthold

Bergartsprøvene 1Ciii, 1Dii, 1Fii, 1Gii, 2A, 3Ai, 3Aii, 3Ci, 3Cii, 4A, 4B, 4Ci, 4D, 4E, 4F, 4G, 5A og 5C er retrogradert eklogitter. Håndstykkene er relativt like og fremstår som mørke bergarter med komponenter av mørk grønn- og rødfargede mineraler. De fleste bergartene er homogene, mens bergartsprøve 1Fii er sterkt foliert. Bergartene har mange likhetstrekk, men kan likevel skilles fra hverandre ved ulik grad av retrograsjon og rekrystallasjon. Noen inneholder omfasitt, samt symplektitt, mens andre ikke har noe

### Kapittel 3-Bergartsbeskrivelse og mineralkjemi

omfasitt. Noen har rekrystallisert symplektitt, andre koronatekstur av granat og kelyfittiske soner. Bergartene er hentet fra forskjellige linser og skjærsoner med varierende størrelse. Noen av bergartene er fra sidebergarten til de mafiske intrusjonene eller skjærsonene. Mineralkjemisk analyse er gjort på tynnslip 1Ciii, 1Fii, 3Ci og 4Ci. 1Fii ble valgt ut da den inneholdt kyanitt, mens 1Ciii, 3Cii og 4Ci viser tekstur av granatkorona og finkornet symplektitt. I tillegg inneholder 1Ciii og 4Ci omfasitt i matriks.



Figur 3.18: Bergartsprøve 1Ciii, retrogradert eklogitt.



Figur 3.19: Bergartsprøve 1Fii, retrogradert kyanittførede eklogitt.

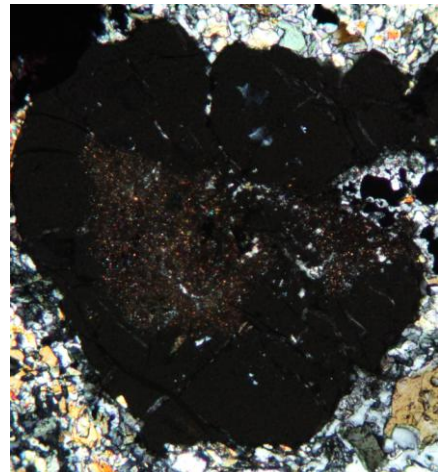
#### Tekstur

Hovedsakelig er bergartene homogen med korn i varierende størrelse. Tekstur som koronatekstur av granat, relikte koronatekstur av granat, kelyfittisk tekstur, symplektitt og rekrystallisert symplektitt er tilstede i bergartprøvene. Bergartsprøve 3Ci er et flott eksempel på tekstur av granatkorona og bergartsprøve 1Ciii viser i tillegg til omfasitt kelyfittisk tekstur av amfibol og plagioklas rundt granat. Plagioklas, klinopyroksen og hornblende, først og fremst i symplektitt og i rekrystallisert symplektitt, samt granat er de mineralene som går igjen i alle de retrograderte eklogittene. Kornstørrelsen for granat varierer fra 0,06-1,5 mm. Poikiloblastisk tekstur (Figur 3.5 og figur 3.20) opptrer i granat, amfibol, pyroksen, pyritt og kalsitt.

### Mineralogi

Mineralogien i de retrograderte eklogittene er relativt like, selv om ikke alle mineralene er gjennomgående for alle tynnslipene. Hovedtrenden er at bergartene viser varierende symplektittdannelse; en blanding mellom albittisk plagioklas og diopsidisk klinopyroksen som er et resultat av nedbrytning av omfasitt. Hovedmengden av denne symplektittdannelsen består av plagioklas og hornblende, da klinopyroksen har forsvunnet fullstendig da mineralene er rekrystallisert til hornblende. Symplektitt dekker fra 20-70 % av tynnslipenes areal. De fleste tynnslipene viser denne rekrystallasjon av symplektitt teksturen (3Cii, 4Ci og 4D) (Figur 3.6), mens noen har bevart klinopyroksen i en symplektittisk tekstur (1Ciii og 4Ci) (Figur 3.22 og Figur 3.22).

**Granat** (10-45%) opptrer som subhedrale korn opp til 2,5 mm store med inneslutninger av mineraler som hornblende, biotitt, epidot, plagioklas, rutil, kyanitt, kloritt, omfasitt, kvarts og opake mineraler; der i blant ilmenitt. Disse inneslutningene opptrer hovedsakelig sporadisk gjennom granatkornene, men en del av bergartene har granater som er tettpakket av inneslutninger i kjernen og mindre langs randsonen (Figur 3.20). Cl-rike mineraler er registrert i en av granatene i bergartsprøve 4Ci.



Figur 3.20: Mikroskopbilde av granat med mange inneslutninger, Nedre bildeakse 0,8 mm

Mineralene viser en blålig farge, men mineralkjemiske analyser av klor ble feilaktig ikke tatt med. Granat i koronatekstur varierer i tykkelse fra 0,08- 0,5 mm, der noen koronaer er mindre velutdannet en andre. Granatene viser sonering der Mg-nivået er høyest ved randsonen i prøvene 1Ciii og 4Ci. For 4Ci er også ransonen høyest på Ca. For granater i 1Fii er soneringen motsatt enn for 4Ci (også for øvrig granatene i 2C og 5B) da randsonen har høyest Ca-nivå og lavest Mg-nivå (Tabell 3.6). Fe-nivået i 1Fii granaten er også betydelig lavere en for de andre granatene, mens Al- og Mg-nivået har et betydelig høyere. En del

### Kapittel 3-Bergartsbeskrivelse og mineralkjemi

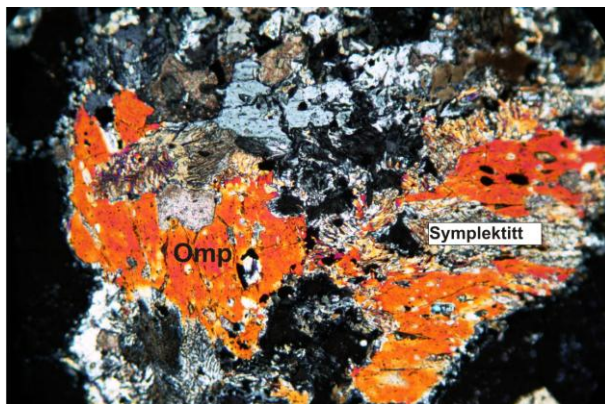
av granatene viser sekundær omvandling i form av kelyfittiske soner bestående av hornblende eller ortopyroksen, plagioklas og eventuelt opake mineral.

Tabell 3.6: Mineralkemisk analyse av granat.

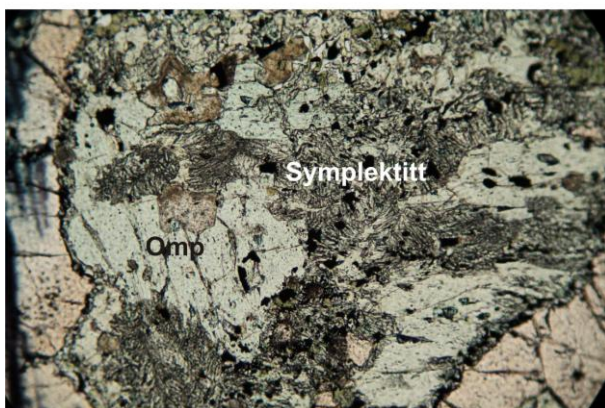
Strukturformel										
Info.	kjerne	rand	kjerne	rand	kjerne	rand	kjerne	rand	kjerne	rand
Prøve	1Fii	1Fii	1Ciii	1Ciii	4Ci	4Ci	2C	2C	5B	5B
Analyse nr.	d1-->1	d1-->2	d2-->49	d2-->50	d3-->6	d3-->7	d2-->14	d2-->15	d2-->3	d2-->1
Oksygen	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000
Kation	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Mineral	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat	Granat
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	39,67	39,65	37,97	38,45	38,27	38,23	39,26	40,16	37,92	37,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,18	22,18	20,40	21,23	21,28	20,39	21,97	22,26	21,16	20,71
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,04	0,11	0,05	0,04	0,11	0,00	0,01	0,03	0,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,02
FeO	21,30	22,21	28,32	26,03	26,60	28,73	19,56	19,59	28,28	28,15
MnO	0,50	0,61	0,61	0,33	0,40	0,36	0,83	0,54	0,45	0,53
MgO	8,86	7,97	3,69	4,22	4,27	4,87	8,07	9,38	4,50	4,95
CaO	8,37	8,73	8,23	9,80	9,42	7,67	10,46	8,89	8,03	7,57
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00
Total	100,91	101,46	99,34	100,14	100,28	100,40	100,21	100,84	100,40	99,82

**Klinopyroksen** (20%) forekommer på to forskjellige måter:

- 1) Som subhedrale til anhedrale matrikskorn med en kornstørrelse opp til 1 mm. Samtlige viser tegn til nedbrytning i form av aggregat lameller av klinopyroksen og feltspat (Figur 3.21, Figur 3.22 og Figur 5.1). Dekker fra 2-20 % av tynnslipenes areal. Bergartsprøve 4Ci og 1Ciii inneholder spesielt mye klinopyroksen i matriks. Mineralkemiske analyser viser at klinopyroksen i matriks er mer diopsidisk enn klinopyroksen som opptrer som inneslutninger. Matriks klinopyroksen har et jadeitt-nivå på Jd<sub>18-10</sub> (Tabell 5.5)
- 2) Opptrer også som inneslutninger i granat. Fra 1-2 % av tynnslipenes areal. Mineralkemiske analyser viser at det er omfasitt. Inneslutningene inneholder mer jadeitt, Jd<sub>36-16</sub> (Tabell 5.4).



Figur 3.21: Mikroskopbilde av omfasitt som brytes ned til symplektitt bestående av aggregatiske lameller av klinopyroksen,  $Jd_{10}$  og plagioklas,  $Ab_{88}$ . Lengste bildeakse 1,6 mm



Figur 3.22: Mikroskopbilde av omfasitt og symplektitt. Lengste bildeakse 1,6 mm

**Plagioklas (30%)** forekommer på fem forskjellige måter:

- 1) Opptrer som en del av symplektitt og dekker fra 20-30 % av tynnslepenes areal. Anortitt-nivået ligger på  $An_{50-12}$ , der den mest finkornet symplektitten er oligoklas, mens de mer grovkornete symplektittene er andesin (Tabell 3.7).
- 2) Som subhedral til anhedral 0,04-1,25 mm store korn i matriks og dekker 1-10 % av tynnslepenes areal. En del av kornene viser tvillingstriper (Tabell 3.7).
- 3) Som inneslutninger i granat ca. 1 % av tynnslepenes areal. Anortitt-nivået i inneslutningene er  $An_{26-8}$  altså oligoklas og albitt (Tabell 3.7).
- 4) Som en sone rundt noen granater ca. 1 % av tynnslepenes areal.
- 5) I aggregat sammen med korund og spinell ved nedbrytning av kyanitt (Figur 3.28 og Figur 5.2). Plagioklaslamellene er meget finkornet og det er dermed ikke gjennomført mineralkjemisk analyse.

## Kapittel 3-Bergartsbeskrivelse og mineralkjemi

Tabell 3.7: Mineralkemisk analyse av feltspat i retrogradert eklogitt.

Strukturformel	punkt 3	punkt 1	punkt 3	punkt 3	punkt 3	punkt 2	punkt 1	punkt 1
Info.	inn.	retro.	inn.	inn.	inn.	sprekk	symp.	symp.
Prøve	1Fii	3Ci	1Ciii	4Ci	4Ci	4Ci	4Ci	4Ci
Analyse nr.	d1-->6	d2-->42	d2-->56	d3-->2	d3-->3	d3-->12	d3-->17	d3-->19
Oksygen	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Kation	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mineral	Feltspat	Feltspat	Feltspat	Feltspat	Feltspat	Feltspat	Feltspat	Feltspat
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	62,19	55,80	65,83	65,93	63,47	61,10	65,03	66,1035
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,86	28,11	21,61	21,00	22,99	24,88	20,54	21,4306
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,02	0,00	0
FeO	0,15	0,21	0,43	0,42	0,68	0,38	0,33	0,2527
MnO	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,0142
MgO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,38	0,0214
CaO	5,47	10,24	2,34	1,69	4,03	6,02	3,03	2,5361
Na <sub>2</sub> O	8,60	5,74	10,29	10,67	9,62	8,19	10,13	10,3746
K <sub>2</sub> O	0,14	0,05	0,33	0,06	0,01	0,02	0,01	0,021
Total	100,42	100,20	100,85	99,83	100,84	100,63	99,47	100,76
X(An)	0,26	0,50	0,11	0,08	0,19	0,29	0,14	0,12
X(Ab)	0,73	0,50	0,87	0,92	0,81	0,71	0,86	0,88

**Amfibol** (3-30%) der mineralkemisk analyse vier at dette er hornblende (Appendiks 2, Tabell 3). Amfibol forekommer på fem forskjellige måter:

- 1) Som subhedral opp til 0,5 mm store korn i matriks.
- 2) Som inneslutninger i granat, disse har en betydelig mindre kornstørrelse.
- 3) En stor del av kornene er rekrystallisert ut fra symplektitt, disse kornene er meget finkornet.
- 4) I noen av tynnslipene danner hornblende en sone av meget finkornet material langs kornrensene; en kelyfittisk sone. Dette ser man tydelig i tynnslip 3Cii.

**Opake mineral** (0-10%) forekommer på tre forskjellige måter:

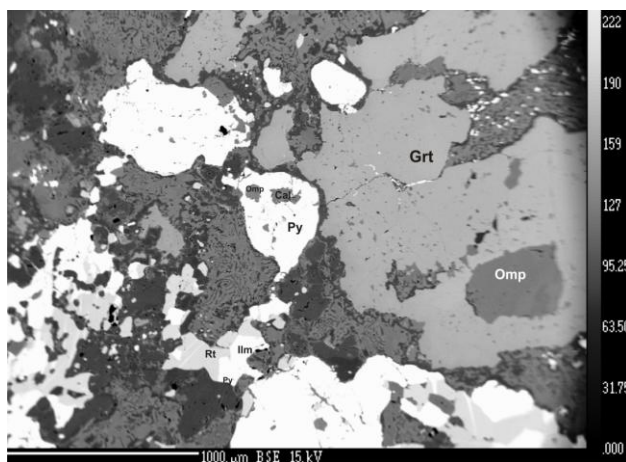
- 1) Opptrer i matriks som subhedrale til anhedrale korn med stor variasjon i kornstørrelsen fra 0,04- 5,25 mm. Mineralkemiske analyser av noen av de opake



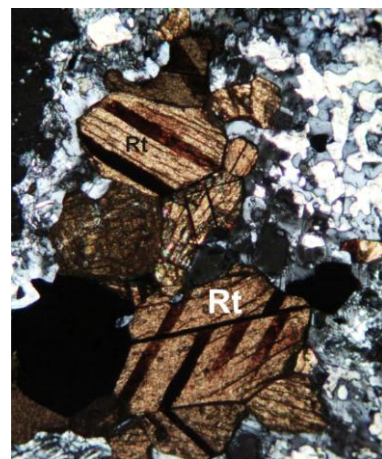
### Kapittel 3-Bergartsbeskrivelse og mineral kjemi

mineralene forteller at det er pyritt og ilmenitt. Pyritt er funnet i tynnslip 4Ci og inneholder inneslutninger av omfasitt og kalsitt (Figur 3.23).

- 2) Som inneslutninger i granat, hornblende og omfasitt.
- 3) Sammen med ortopyroksen, plagioklas og amfibol i soner rundt granat eller i samsvar med rutil.



Figur 3.23: Backscatterer mikrobilde av mineraler med store inneslutninger, pyritt med omfasitt og kalsitt inneslutninger.



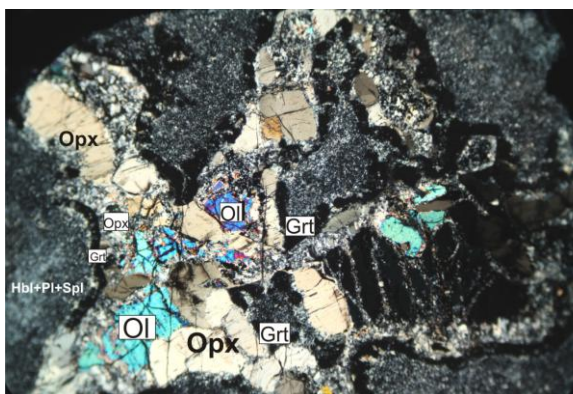
Figur 3.24: Mikroskopbilde av rutil med mørke lameller. Nedre bildeakse er 0,8 mm

**Rutil** (0-5%) opptrer som subhedrale 0,04-0,6 mm store korn. Kornene har mørke lameller med tykkelse på 0,02-0,06 mm. Eksisterer ofte sammen med opake mineraler og kan ha plagioklas som en sone rundt seg. Rutil opptrer ofte sammen med ilmenitt, noe som kommer av at rutil omdannes til ilmenitt under lavere temperatur.

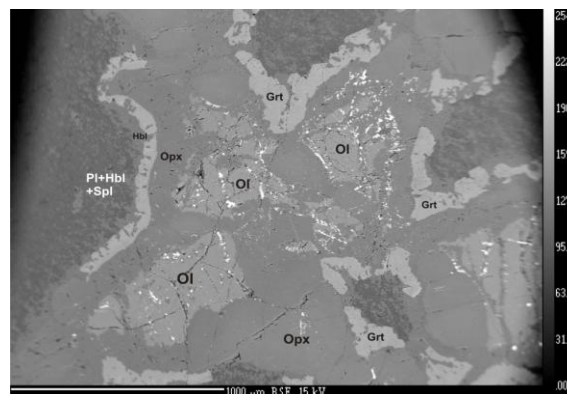
**Biotitt** (0-10%) forekommer på to forskjellige måter:

- 1) Opptrer som subhedrale til anhedrale 0,04-1,25 mm store korn i matriks. Noen av kornene er sterkt deformert og den karakteristiske avlange formen til biotitt er fraværende.
- 2) Biotitt er tilstede i granat som inneslutninger.

**Olivin** (0-10%) opptrer i prøve 3Ci som subhedrale til anhedrale 0,2-1,25 mm korn. Disse kornene er omringet av koronatekstur av ortopyroksen, granat og amfibol + plagioklas (Figur 3.25 og Figur 3.26). I forhold til olivinen i gabbroen er denne mer Fe-fattig og mer Mg-rik, olivinen er dermed av typen forsteritt.



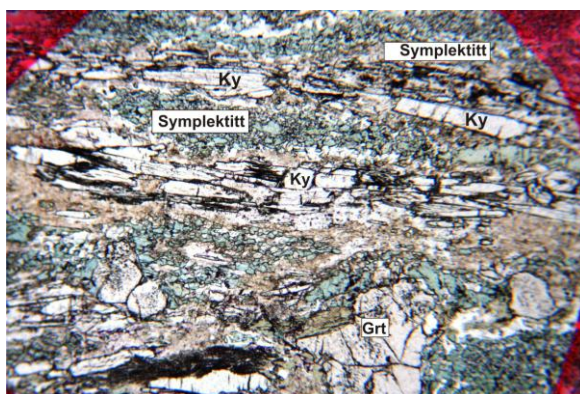
Figur 3.25: Mikroskopbilde av blant annet olivin omringet av ortopyroksen- og granatkorona. Lengste bildeakse 3,6 mm



Figur 3.26: Backscatterer mikrobilde av olivin omringet av ortopyroksen og granat i en koronatekstur.

**Klinozoesitt** (0-5%) er et fargeløst avlangt mineral med høyt relieff og en blå-grå undulerende farge i krysspolarisert lys. Kornene opptrer i tynnslip 4E og 4G som subhedrale korn med en størrelse på 0,06-1 mm.

**Kyanitt** (0-3%) er fargeløs elongert korn med høyt relieff og parallelt kløv. Kornene opptrer i tynnslip 1Fii og 1Gii som subhedrale opp til 0,6 mm korn. Kornene er orientert likt i forhold til hverandre og opptrer i visse partier av tynnslipene (Figur 3.27 og Figur 3.28).



Figur 3.27: Mikroskopbilde av kyanittførende retrogradert eklogitt. Lengste bildeakse 3,6 mm



Figur 3.28: Mikroskopbilde av kyanitt som brytes ned til korund, plagioklas og spinell. Lengste bildeakse 1,6 mm

## Kapittel 3-Bergartsbeskrivelse og mineralkjemi

**Ortopyroxen** (0-3%) forekommer på tre forskjellige måter:

- 1) Som subhedrale korn sammen med opake mineraler, plagioklas og hornblende som en sone rundt granat. Kornstørrelsen er meget liten og derfor ikke dokumentert.
- 2) Opptrer i tynnslip 3Ci som korona rundt olivin. Mineralkjemiske analyser viser et høyt Al-nivå, noe som tyder på at mineralene er av magmatisk karakter (Tabell 3.8).
- 3) Palisadeteksturelle ortopyroxen opptrer som en korona rundt olivin i tynnslip 3Ci sammen med den magmatiske ortopyroxenen. Denne palisadeteksturelle ortopyroxenen er i forhold til den funnet i gabbroen mer Fe-fattig og mer Mg-rik (Tabell 3.8).

Tabell 3.8: Mineralkjemisk analyse av ortopyroxen.

Strukturformel	magmatisk		palisadeteksturelle	
	nær ol.	kjerne	nært ol.	kjerne
Prøve	3Ci	3Ci	3Ci	3Ci
Analyse nr.	d2-->37	d2-->38	d2-->39	d2-->40
Oksygen	6,000	6,000	6,000	6,000
Kation	4,000	4,000	4,000	4,000
Mineral	Opx	Opx	Opx	Opx
	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	55,94	53,79	56,25	56,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,07	3,05	0,62	1,05
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,02	0,02	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,03
FeO	13,78	14,84	13,53	13,31
MnO	0,18	0,40	0,16	0,18
MgO	29,60	27,19	29,90	29,57
CaO	0,09	0,32	0,14	0,16
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,02
Total	100,67	99,62	100,61	100,53

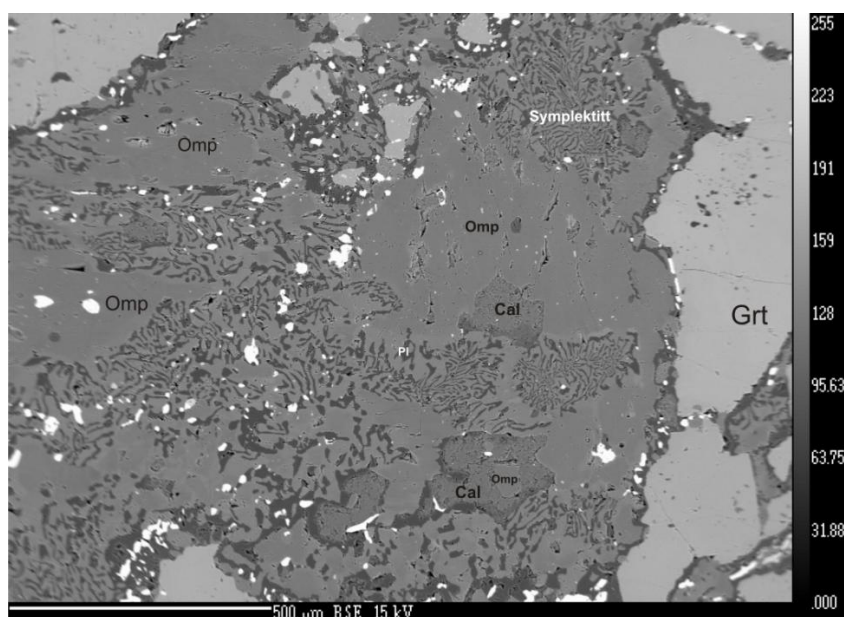
**Epidot** (0-2%) er et fargeløst til svakt gulgrønt mineral med pleokroisme, høyt relieff og sterke interferensfarger. Forekommer på to forskjellige måter:

- 1) Opptrer i tynnslip 1Ciii som subhedral 0,08-0,26 mm korn.
- 2) Opptrer som inneslutninger i granat i tynnslip hovedsakelig i 4Ci.

**Korund** (0-2%) er bare registrert ved mikrosonden i aggregat med plagioklas og spinell som resultat av nedbrytning av kyanitt. Korund lamellene er meget finkornet og det er dermed ikke gjennomført mineralkemisk analyse (Figur 5.2).

**Kloritt** (0-1%) er fargeløst til svakt grønt med pleokroisme og forekommer på tre forskjellige måter:

- 1) Opptrer i tynnslip 4E med en pseudomorf tekstur<sup>12</sup> av biotitt.
- 2) I tynnslip 4Ci som korn sammen med omfasitt i nedbrytningsfasen.
- 3) Kloritt er også funnet som inneslutninger omfasitt (Figur 3.29).



Figur 3.29: Backscatter mikrobilde av kalsitt med inneslutninger av blant annet omfasitt, ellers viser bildet klinopyroksen som delvis er nedbrutt til symplektitt av mer diopsidisk klinopyroksen og albittisk plagioklas lameller.

**Kvarts** (0-1%) er et fargeløst korn uten kløv og opptrer som anhedrale 0,14 mm store korn i tynnslip 1Fii og som inneslutning i granat.

**Prhenitt og zenolitt** (0-2%) er observert ved mikrosonden som mineraler i en åre gjennom bergarten (Figur 5.4).

<sup>12</sup> Pseudomorf tekstur: i denne sammenhengen ser kornene ut som biotitt i sin form, og er sannsynligvis biotitt som er omdannet til kloritt i grønnskiferfacies uten å endre form.

### 3.24 Amfibolitt

#### Håndstykket og felthold

Bergartsprøve 1B er en mørk bergart, med et grønt skjær og innslag av lyse mineraler. Bergarten er homogen og viser ingen foliasjon. Bergartsprøven er tatt i et område mellom linsen ved lokalitet 1 og dens sidebergart (1A). Dette er vanlig med hydrotermal aktivitet i disse typer grensesoner og det er en slik prosess som har resultert i amfibolitt.

#### Tekstur

Bergartsprøve 1B har en granoblastisk tekstur med mye amfibol med en kornstørrelse på 0,15-2,5 mm og plagioklas med en størrelse på 0,04-1,1 mm; bergarten klassifiseres som en middelskornet bergart. Bergarten er en amfibolitt da den inneholder store mengder amfibol i form av hornblende, og en god del plagioklas. Klassifiseringen av hornblende er gjort med tanke på de mikroskopiske trekkene den viste og mineralkjemiske analyser av hornblende fra andre tynnslip. Bergarten inneholder også en del biotitt, rutil, titanitt, opake mineraler og epidot. Poikiloblastisk tekstur i amfibol hovedsakelig av



Figur 3.30: Bergartsprøve 1B, amfibol.

plagioklas, og kelyfittiske soner av plagioklas og titanitt rundt rutil og opake mineralene er fremtredene teksturer i bergarten. Plagioklas opptrer som "ormer" inne i amfibol, som en delvis rekrystallisert symplektittisk tekstur. Tynnslipet viser enkelte områder med mosaikk tekstur.

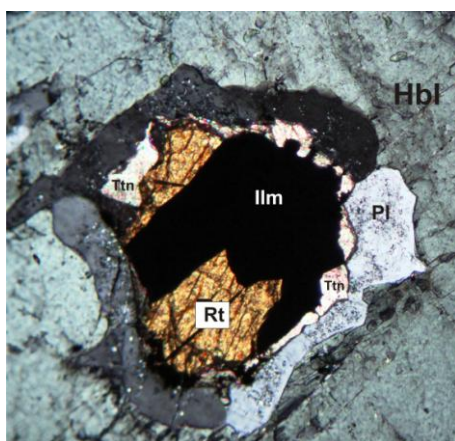
#### Mineralogi

**Amfibol** (80%) kornstørrelsen er varierende der de minste kornene kan være 0,15 mm og de største 2,5 mm. Hovedsakelig opptrer kornene som subhedrale der 85-90 % av kornene

har inneslutninger av plagioklas, opake mineral, rutil og titanitt. Korngrensene er relativt klare. Bergarten består av sekundær hornblende dannet ved hydrotermalaktivitet mellom linse og sidebergart.

**Plagioklas** (15%) forekommer på tre forskjellige måter:

- 1) Kornene opptrer som subhedrale til anhedrale med en kornstørrelse på 0,08-0,5 mm. Et fåtall av kornene viser albittvillinger, mens flere av kornene er sterkt omdannet.
- 2) Opp mot 50 % av kornene opptrer som inneslutninger i amfibol. Disse inneslutningene fremstår som "ormer", og ser ut til å stamme fra en delvis rekrystallisert symplektitt mellom amfibol og plagioklas, der plagioklas ikke er blitt rekrystallisert på lik linje med amfibolen.
- 3) En kelyfittisk sone med plagioklas opptrer rundt noen av de opake mineralene samt rundt titanitt (Figur 3.31).



Figur 3.31: Mikroskopbilde av rutil og ilmenitt som eksisterer sammen med titanitt og plagioklas rundt som en korona. Nedre bildeaksers lengde er 0,8 mm

**Titanitt** (3%) opptrer som euhedrale til subhedrale 0,06-0,14 mm store korn og danner en koronatekstur rundt opake mineral og rutil (Figur 3.3 og Figur 3.31).

### Kapittel 3-Bergartsbeskrivelse og mineralkjemi

**Opake mineral** (2-3%) forekommer på to forskjellige måter:

- 1) Med en kornstørrelse på 0,25-1,25 mm opptrer opake mineraler hovedsakelig med en sone av varierende grad av omdannet plagioklas rundt. Titanitt kan også eksistere sammen med de opake mineralene og plagioklas. Det sistnevnte er et vanlig resultat hvis det opake mineralet er ilmenitt.
- 2) Kornene opptrer som inneslutninger i amfibol.
- 3) Noen av de opake kornene har selv inneslutninger, muligens plagioklas.

**Rutil** (0,5-1%) forekommer som euhedrale til subhedrale 0,24 mm store korn inni amfibol, noen av rutilkornene har titanitt og plagioklas som koronatekstur rundt.

**Biotitt** (1%) forekommer på to forskjellige måter:

- 1) Som subhedrale korn med en størrelse på 0,1-0,5 mm.
- 2) Som inneslutninger i amfibol.

## Kapittel 4-Geotermobarometri

### 4.1 Innledning

I dette kapittelet omtales anvendelsen av ulike geotermobarometriske metoder og resultater. Datagrunnlaget kommer fra mikrosondeanalyser fra noen utvalgte prøver. Disse prøvene er valgt ut for å få mest mulig informasjon fra færrest mulig tynnslip, da tiden ved mikrosonden var begrenset til tre dager. Målet var å kunne få nok informasjon til å dokumentere de forskjellige fasene for metamorf utvikling av området. Tynnslip som ble analysert er 2C, 5B, 1Fii, 1Ciii, 3Ci og 4Ci. Tynnslip 2C og 3Ci for å estimere koronadannelse, tynnslip 5B, 4Ci, 1Fii og 1C for å estimere metamorfe forhold under dannelsen av eklogittfaciesparagenesen, og tynnslip 4Ci for å få et estimat over retrograde forhold under nedbrytning av klinopyroksen.

For å få et estimat over koronadannelsen ble et geotermometer (Brey og Köhler, 1990) og et geobarometer (Carswell og Harley, 1990) med vekt på granat og ortopyroksen brukt. For å få et estimat over eklogittfacies ble et geotermometer (Ravna, 2000) med vekt på granat og klinopyroksen brukt og et geobarometer (Ravna og Terry, 2004) med vekt på granat, klinopyroksen, kyanitt og kvarts brukt. Et estimat over de retrograde forholdene er gitt ved å ta utgangspunkt i symplektitt fra nedbrytning av klinopyroksen (Figur 3.29). Et geotermometeret med vekt på granat og klinopyroksen (Powell, 1985) og et geobarometeret med vekt på jadeitt-albitt og kvarts (Holland, 1980) ble brukt.

Trykk og temperatur er beregnet ved hjelp av Excel regnearket "Amph-Gran mars 2006" og programmet "Geothermobarometric". Excel regnearket er utarbeidet av professor E. J. Krogh Ravna, UiT. Mineralkjemisk data er hentet fra regnearket "Strukturformel generell 1" også utarbeidet av Ravna.



### 4.1.1 Geotermobarometriske metoder

**Geotermometere** er mineralreaksjoner som involverer stor entropi- og entalpiendring, men liten volumendring. Slike reaksjoner gir isopleter med høye stigningstall i et trykk- og temperaturdiagram (Carswell og Harley, 1990; Spear, 1993).

**Geobarometere** er mineralreaksjoner som gir stor volumendring, men liten entropi- og entalpiendring. Slike reaksjoner gir isopleter med lavt stigningstall i et trykk- og temperaturdiagram (Carswell & Harley, 1990; Spear, 1993).

#### Geotermometere brukt i oppgaven:

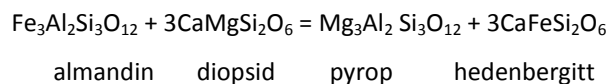
- Granat-klinopyroksen, Fe-Mg (Ravna, 2000)
- Granat-klinopyroksen, Fe-Mg (Powell, 1985)
- Granat-ortopyroksen, Fe-Mg (Brey og Köhler, 1990)

#### Geobarometere brukt i oppgaven:

- Granat-klinopyroksen-kyanitt-SiO<sub>2</sub> (Ravna og Terry, 2004)
- Granat-ortopyroksen, Al-i-Opx (Carswell og Harley, 1990)
- Jadeitt-albitt-kvarts, Jd-Ab-Qz (Holland, 1980)

#### Granat-klinopyroksen geotermometri

For et estimat over eklogittfaciesparagenesen vil geotermometeret Grt-Cpx Fe-Mg utarbeidet av Ravna (2000) være yppelig for å estimere likevektstemperaturene. Geotermometer er brukt i Excel regnearket "Amph-Gran mars 2006" og bygger på likevektsuttrykket:



Geotermometeret gitt av Ravna (2000):

$$T (C^{\circ}) = (1939,9 + 3270 \cdot X_{Ca}^{Grt} - 1396 (X_{Ca}^{Grt})^2 + 3319 \cdot X_{Mn}^{Grt} - 3535 (X_{Mn}^{Grt})^2 + 1105 \cdot X_{Mg\#}^{Grt} - 3561 (X_{Mg3}^{Grt})^2 + 2324 (X)^3 + 169,4P [GPa]) / (\ln K_D + 1,223) - 273.$$

$$X_{Ca} = Ca / (Ca + Mn + Fe^{2+} + Mg) \text{ i granat}$$

$$X_{Mn} = Mn / (Ca + Mn + Fe^{2+} + Mg) \text{ i granat}$$

$$X_{Mg\#} = Mg / (Mg + Fe^{2+}) \text{ i granat}$$

$$K_D = (Fe^{2+}/Mg)^{Grt} / (Fe^{2+}/Mg)^{Cpx}$$

Geotermometeret er kalibrert fra eksperimentell data fra flere forfattere og har en feilmargin på  $\pm 100$  °C. Geotermometeret er bundet til oksidasjonstilstanden av Fe i klinopyroksen, endring i temperatur, endring i Ca- og Mn-innholdet og Mg-innholdet i granat. Fe-fattige granater har ofte et for høyt estimat for  $Fe^{2+}$  eller  $Fe^{3+}$ , dette kan påvirke temperaturestimatet da for mye  $Fe^{3+}$  i granat vil resultere i en lavere distribusjonskoeffisient ( $K_D$ ) og dermed en høyere temperatur. For klinopyroksen som opprinnelig inneholder betraktelig mindre Fe er dette et enda større problem. Støkiometrisk beregning for klinopyroksen som ikke er spesielt Fe-fattig gir et relativt bra estimat, mens støkiometrisk beregning for Fe-fattig omfasett og diopsid vil gi et feilaktig  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  forhold ved bare små variasjon i den mineralkjemiske analysen. Ved og sette  $Na > Al$ , så reduseres disse problemene da  $Fe^{3+} = Na - Al$  dersom  $Na > Al$ , så er  $Fe^{3+} = 0$ .

Geotermometeret brukt i programmet "Geothermobarometric" baseres på Powell (1985). Eksperimentell data er hentet fra Raheim og Green (1974) og Ellis og Green (1979) og er bearbeidet ved regresjons diagnostikk for å oppdage avvik. Datagrunnlaget for geotermometeret er utarbeidet ved bruk av kraftig regresjon. Det er påpekt et overestimat ved lavere temperaturer for geotermometeret.  $\pm 100$  °C er betraktet som feilmargin.

Geotermometeret (Powell, 1985):

$$T(K) = 2790 + 10P + 3140\chi_{Ca,g} / 1,735 + \ln K_D$$

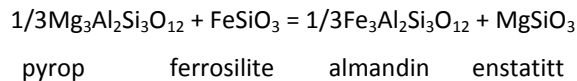
$\chi_{Ca,g} = Ca / (Ca + Mn + Fe^{2+} + Mg)$  i granat

$$K_D = (Fe^{2+}/Mg)^{Grt} / (Fe^{2+}/Mg)^{Cpx}$$

T er i kelvin og P er i kbar.

### Granat-ortopyroksen Fe-Mg geotermometri

Brey og Köhler (1990) utformet et geotermometer basert på Fe-Mg likevektsendringer for seks forskjellige mineral par. De utarbeidet granat-ortopyroksen geotermometeret som er brukt i "Amph-Gran mars 2006" og baserer seg på likevektsreaksjonen:



Geotermometeret (Brey og Köhler, 1990):

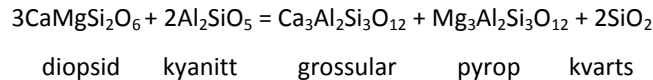
$$TBK_{190}[^{\circ}C] = (1456 + 9,86P / \ln K_D + 0,55) - 273.$$

Der  $K_D = (Fe/Mg)_{grt} / (Fe/Mg)_{opx}$  og trykket; P er i kbar. Geotermometeret gir høyere temperatur for de høye temperaturene og lavere temperatur for de lave temperaturene. Et problem er at  $K_D$  linjen har en lav gradient i et trykk- og temperaturdiagram. Brey og Köhler (1990) gir geotermometeret en feilmargin på  $\pm 120$  C.

### Granat-klinopyroksen-kyanitt-SiO<sub>2</sub> geobarometri

Et av geobarometerene brukt i Excel-regnearket "Amph-Gran mars 2006" er knyttet til mineralene granat-omfasitt-kyanitt og kvarts. Dette geobarometeret er beregnet for den kyanittførende retrograderte eklogitten, prøve 1Fii.

Ravna og Terry (2004) tar for seg lineære uavhengige netto-overføringsreaksjoner av granat-klinopyroksen-phengitt-kyanitt-kvarts/coesitt i et KCMASH system. I denne masteroppgaven ser vi bort fra phengitt og coesitt og legger vekt på kvarts som er det reelle alternativet for SiO<sub>2</sub>. Likevektsreaksjon for reaksjonen uten phengitt og med kvarts er gitt ved:



Med en likevektskonstant,  $K = ((a_{\text{pyr}}^{\text{grt}} a_{\text{grs}}^{\text{grt}} (a_{\text{SiO}_2}^{\text{qtz}})^2) / (a_{\text{di}}^{\text{cpx}})^3 (a_{\text{Al}_2\text{SiO}_5}^{\text{ky}})^2)$

Geobarometer (Ravna og Terry, 2004):

$$P = A + BT + CT \ln K$$

$$P = 11,424 - 0,001676T + 0,002157T \ln K$$

$$A = -\Delta H_r^{P,T} / \Delta V_r$$

$$B = \Delta S_r^{P,T} / \Delta V_r$$

$$C = -R / \Delta V_r$$

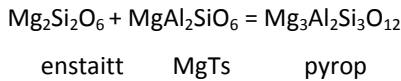
K = likevektskonstant, P = trykk i GPa og T = temperatur i kelvin.

Trykk-temperatur vinduet for geobarometeret er 3,0 GPa > P > 1,0 GPa og T = 500-1000 °C. Geobarometeret kombinert sammen med et Grt-Cpx Fe-Mg geotermometer vil kunne gi trykk- og temperatur med en feilmargin for reaksjoner med kvarts på ± 85 °C og ± 0,32 GPa.

En slik netto-overføringsreaksjoner er mer solide overfor trykk- og temperaturendringer enn kation-utskiftnings geotermometere, derfor er de mer til å stole på.

**Granat-ortopyroksen Al-i-Opx geobarometri**

Carswell og Harley (1990) har utarbeidet et geobarometer beregnet på granat og ortopyroksen. Geobarometeret tar utgangspunkt i Al<sup>3+</sup>-innholdet i ortopyroksen som koeksisterer med granat og som i likevekt gir gode indikasjoner på trykk. Geobarometeret fra Carswell og Harley (1990) er brukt i Excel regnearket "Amph- Gran mars 2006". Likevektsuttrykket mellom ortopyroksen og granat er:



Geobarometeret (Carswell og Harley, 1990):

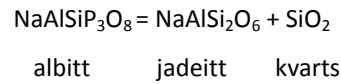
$$P \text{ kbar} = \{1/ - [183,3 + 178,98 X_{\text{Al}}^{\text{M1}} (1 - X_{\text{Al}}^{\text{M1}})] \cdot \{- RT \ln [[(1 - X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}})^3 (X_{\text{Al}}^{\text{Grt}})^2] / [X_{\text{Mg,Fe}}^{\text{M1}} (X_{\text{Mg,Fe}}^{\text{M2}})^2 X_{\text{Al}}^{\text{M1}}]] - 9000 (X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}})^2 - 3400 [2X_{\text{Cr}}^{\text{Grt}}]^2 - X_{\text{Mg}}^{\text{M1}} X_{\text{Cr}}^{\text{M1}}] - X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}} X_{\text{Cr}}^{\text{Grt}} (90853 - 90853 - 52,1 T - 7590 X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}} X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}} + 5157 X_{\text{Mg}}^{\text{M1}} X_{\text{Fe}}^{\text{M1}} + 6047 - 3,23T)\}$$

De eksperimentelle dataene fra et Cr-rike systemet; SMACCR og satt sammen med resultat fra CMAS hentet fra et CFMAS- og FMAS system (Harley og Green, 1982) for å danne geobarometeret. Feilmargin for geobarometeret er satt til ± 2,2 kbar av Gasparik og Newton (1984).

**Jadeitt-albitt-kvarts Jd-Ab-Qz geobarometri**

Holland (1980) har utarbeidet et geobarometer med utgangspunkt i jadeitt-albitt- og kvartsinnhold i prøvene. Eksperimentell data utarbeidet i et temperaturvindu på 600-1200 °C og termodynamiskdata er hentet fra Robie et al. (1978) og Holland (1979). Dette geobarometeret er brukt i programmet "Geothermobarometric" for å få et estimat over trykk og temperatur under dannelsen av symplektitt i nedbrytningsfasen av klinopyroksen og eklogittfaciesparagenesen. En feilmargin på 0,5 kbar gitt av Holland (1980) kan brukes.

Likevektsuttrykket baserer seg på:



Geobarometeret (Holland, 1980):

$$P = 0,35 + 0,0265T \pm 0,5 P$$

P er i kbar og T i celsius.

### Vurdering av geotermobarometriske metoder

For at de geotermobarometriske resultatene skal være holdbare er det visse forutsetninger rundt de geotermobarometriske metodene:

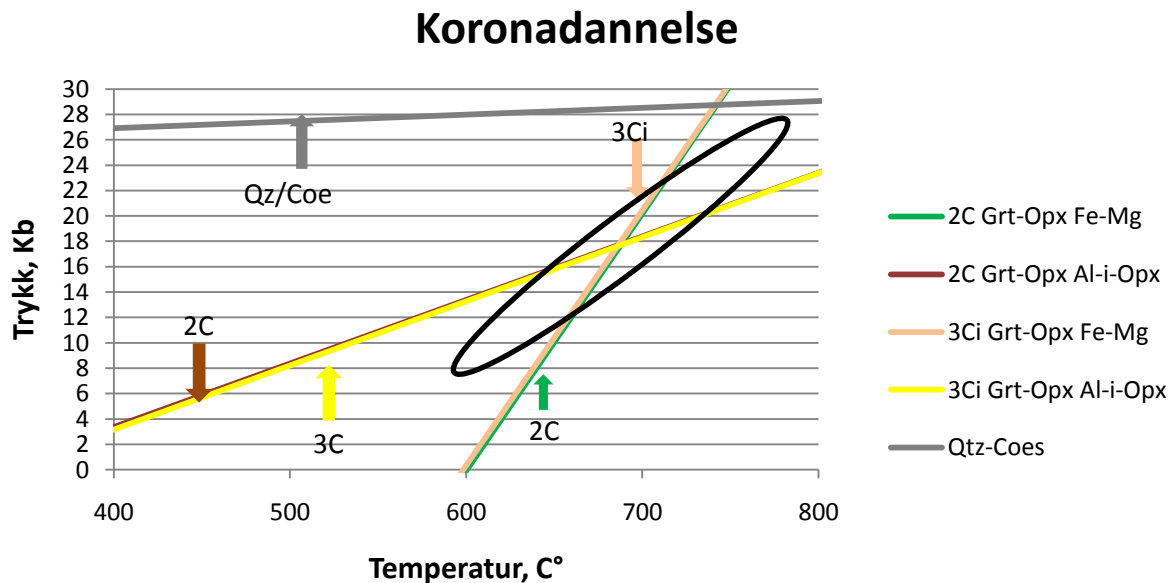
- Systemet må være lukket
- Alt jern skal være  $\text{Fe}^{2+}$
- Systemet må være i kjemisk likevekt

Fe-Mg geotermometerene er de mest brukte da granat og Fe-Mg silikater er veldig vanlige. Fe/Mg- forholdet påvirkes ved trykk, temperatur og tilstedeværelse av fluider, og gir derfor et brukbart estimat. Et velkjent problem for geotermometerene er at forholdet mellom  $\text{Fe}^{2+}$  og  $\text{Fe}^{3+}$  er problematisk å estimere, da man ofte bare har data på  $\text{Fe}_{\text{total}}$ . Selv om det er flere metoder for å regne ut dette forholdet er beregningene svært følsom for analytisk unøyaktighet som kan føre til unøyaktighet i resultatene (Ravna, 2000). Carswell og Zhang (1999) sier at selv ved elektronmikrosonde vil analysene ha en feilmargin på  $\pm 100$  °C for Grt-Cpx estimer, på grunn av tvilen i Fe/Mg-forholdet mellom granat og klinopyroksen. I følge Ravna og Paquin (2003) vil en feilmargin kunne ligge på  $\pm 60$  °C.

## 4.2 Resultat: koronadannelse

Tabell 4.1: Mineralkjemisk analyse brukt i trykk- og temperaturdiagrammet Figur 4.1.

Mineralkjemisk analyse av granat og ortopyroksen brukt i Grt-Opx: Fe-Mg termometer og Al-i-Opx barometer				
Info.	nær opx	nær grt	kjerne	kjerne
Prøve	2C	2C	3Ci	3Ci
Analyse nr.	d2-->13	d2-->12	d2-->41	d2-->40
Oxygen	12,000	6,000	12,000	6,000
Cations	8,000	4,000	8,000	4,000
Mineral	Garnet	Opx	Garnet	Opx
	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	39,47	55,11	40,11	56,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,40	0,99	22,57	1,05
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,01	0,03
FeO	20,64	16,62	19,30	13,31
MnO	1,14	0,35	0,88	0,18
MgO	8,43	27,68	10,17	29,57
CaO	9,09	0,31	8,16	0,16
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,01	0,01	0,02
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,01	0,01
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	101,20	101,08	101,22	100,53



Figur 4.1: Trykk- og temperaturdiagram for koronadannelsen. Geotermometerene er Grt-Opx Fe-Mg (Brey og Köhler, 1990) og geobarometerene er Grt-Opx Al-i-Opx (Carswell og Harley, 1990). Disse er gitt forskjellige farger og er også avmerket med piler og prøvenr. Kvarts/coesitt grensen er markert med grå farge. Ortopyroksen er av typen med palisadetekstur. Estimaterne fra de to prøvene stemmer meget godt overens med hverandre. Den sorte sirkelen avmerker trykk- og temperaturforholdene for koronastrukturene. Trykk er  $18 \pm 2,2$  kbar og temperatur er  $680 \pm 120$  °C

4.3 Resultat: eklogittfaciesparagenesen

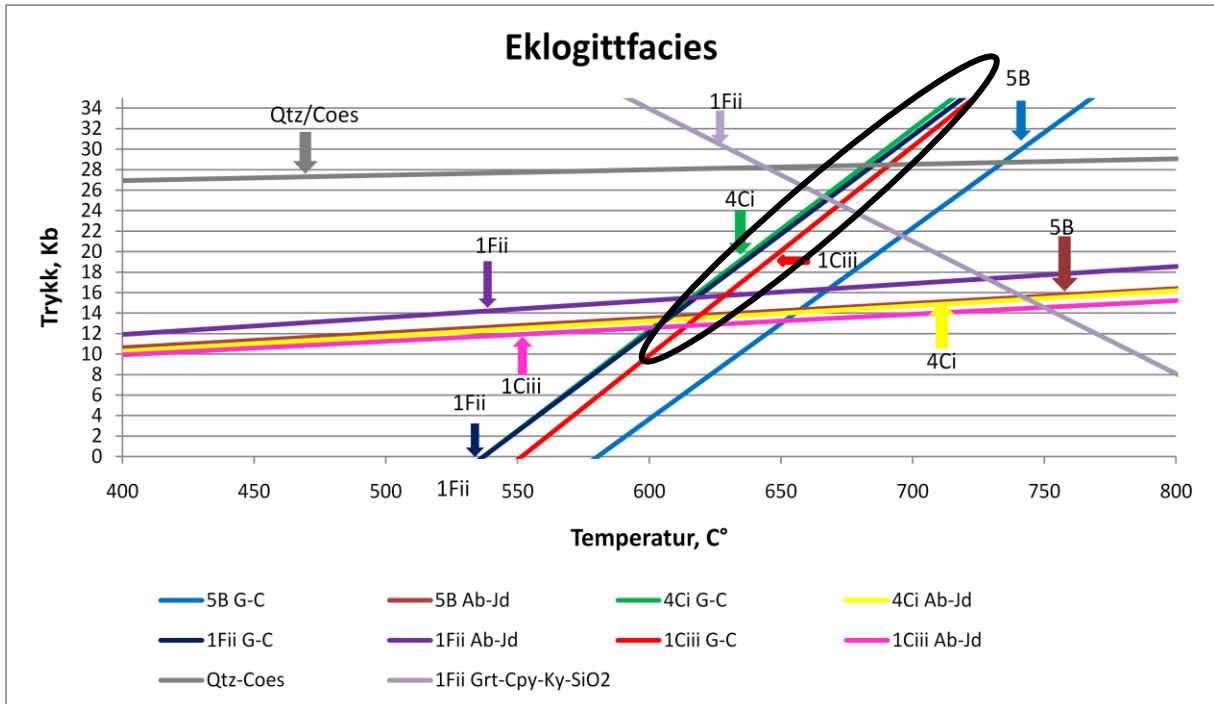
Tabell 4.2a: Mineralkjemisk analyse brukt i trykk- og temperaturdiagrammet Figur 4.2.

<b>Mineralkjemisk analyse av granat og omfasitt brukt i Grt-Cpx: Fe-Mg termometer og Grt-Cpy-Ky-SiO<sub>2</sub> barometer</b>				
Info.	rand	inn.	kjerne	inn.
Prøve	1Ciii	1Ciii	1Fii	1Fii g
Analyse nr.	d2-->50	d2-->47	d1-->1	d1-->24
Oxygen	12,000	6,000	12,000	6,000
Cations	8,000	4,000	8,000	4,000
Mineral	Granat	Cpx	Granat	Cpx
	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	38,45	54,07	39,67	55,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,23	6,11	22,18	9,82
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,08	0,02	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,00	0,01
FeO	26,03	10,13	21,30	4,32
MnO	0,33	0,03	0,50	0,04
MgO	4,22	8,68	8,86	10,05
CaO	9,80	15,40	8,37	15,75
Na <sub>2</sub> O	0,00	5,15	0,01	5,43
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,01
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,14	99,66	100,91	100,93

Tabell 4.2b: Mineralkjemisk analyse brukt i trykk og temperturdiagrammet Figur 4.2.

<b>Mineralkjemisk analyse av granat og omfasitt brukt i Grt-Cpx:Fe-Mg termometer og Grt-Cpy-Ky-SiO<sub>2</sub> barometer</b>				
Info.	rand	inn.	rand	inn.
Prøve	4Ci	4Ci	5B	5B
Analyse nr.	d3-->7	d3-->8	d2-->1	d1-->31
Oxygen	12,000	6,000	12,000	6,000
Cations	8,000	4,000	8,000	4,000
Mineral	Granat	Cpx	Granat	Cpx
	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	38,23	54,33	37,82	54,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,39	7,83	20,71	5,80
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,17	0,07	0,11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,02	0,00
FeO	28,73	9,28	28,15	11,13
MnO	0,36	0,00	0,53	0,00
MgO	4,87	8,22	4,95	8,55
CaO	7,67	14,64	7,57	15,02
Na <sub>2</sub> O	0,03	5,64	0,00	5,18
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,01
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,40	100,12	99,82	100,22





Figur 4.2: Trykk- og temperaturdiagram som viser eklogittfaciesparagenesen. Geotermometerene som er brukt er Grt-Cpx Fe-Mg (Ravna, 2000) og geobarometeret er Grt-Cpx-Ky-SiO<sub>2</sub> (Ravna og Terry, 2004) og et geobarometer med vekt på Ab-Jd nivået i prøvene. Geotermometerene og geobarometerene er avmerket og gitt forskjellige farger. Den sorte ellipsen markerer mulige trykk- og temperaturforhold for eklogittfacies. Geobarometeret (albitt/jadeitt) viser et minimumsforhold på 14 kbar og 635 ± 100 °C og Geobarometeret og geotermometeret for 1Fii krysses ved 25 ± 3,2 kbar og 660 ± 85 °C og er maksimum forhold for eklogittfaciesparagenesen.

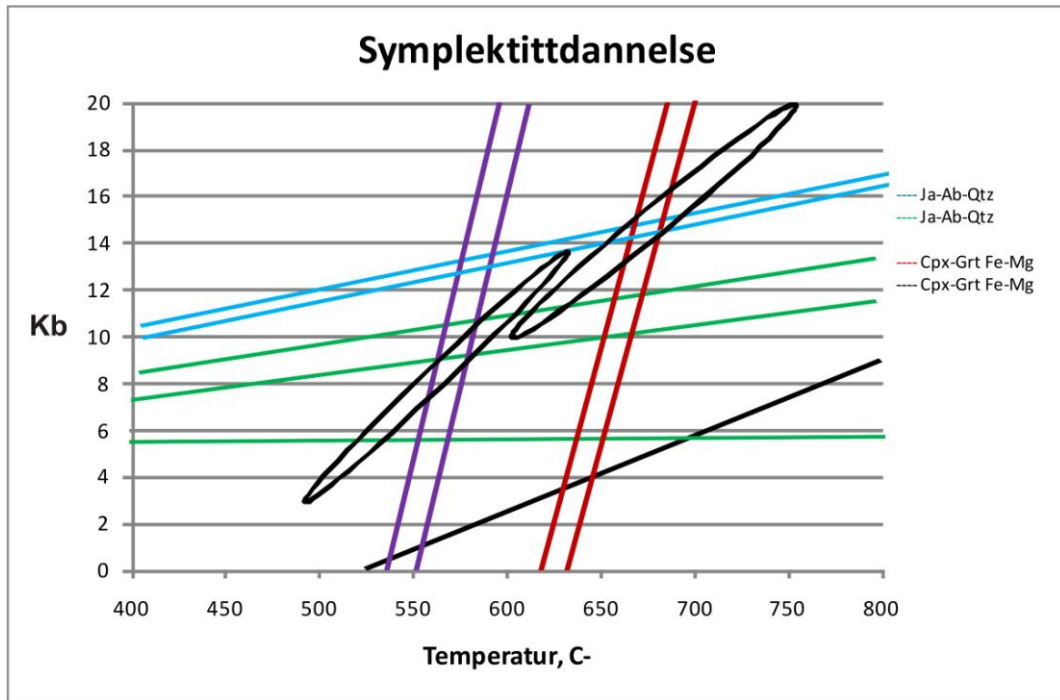
Grt-Cpx termometrene for de forskjellige bergartsprøvene viser relativt lik temperatur, bare 5B avviker med rundt 50 °C, men dette er ikke spesielt urovekkende når geotermometret kan ha en feilmargin opp mot 100 °C. Om prøvene inneholdt kvarts eller coesitt er ikke stadfestet, mest sannsynlig er kvarts.

#### 4.4 Resultat: retrograde forhold

Geotermobarometriske metoder for å estimere et retrograd stadiet ble utført på symplektitt av klinopyroksen i nedbryningsfasen der klinopyroksen er mer jadeitt-fattig og feltspaten mer albitt-rik. Mineralkjemiske analyser (Tabell 4.3) er brukt i programmet "Geothermobarometric".

Tabell 4.3: Mineralkjemisk analyse av mineraler brukt i trykk- og temperaturdiagram Figur 4.3.

Mineralkjemisk analyse av granat, klinopyroksen og feltspat brukt i geotermometeret Grt-Cpx Fe-Mg, og geobarometeret Jd-Ab-Qz.							
Info.	kjerne	kjerne	inn.	sympl.	sympl.	inn	sympl.
Prøve	4Ci	4Ci	4Ci	4Ci	4Ci	4Ci	4Ci
Analyse nr.	d3-->5	d3-->6	d3-->8	d3-->15	d3-->16	d3-->3	d3-->19
BSE	4Ci a	4Ci a	4Ci a	4Ci d	4Ci d	4Ci a	4Ci d
Oksygen	12,000	12,000	6,000	6,000	6,000	8,000	8,000
Kation	8,000	8,000	4,000	4,000	4,000	5,000	5,000
Mineral	Granat	Granat	Cpx	Cpx	Cpx	Feldspar	Feldspar
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	38,73	38,27	54,33	53,49	53,97	63,47	66,1035
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,31	21,28	7,83	3,61	4,08	22,99	21,4306
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,04	0,17	0,24	0,13	0,01	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,05	0,01	0,02	0
FeO	27,35	26,60	9,28	8,22	7,98	0,68	0,2527
MnO	0,41	0,40	0,00	0,06	0,03	0,00	0,0142
MgO	4,54	4,27	8,22	11,86	11,49	0,02	0,0214
CaO	9,03	9,42	14,64	19,85	19,67	4,03	2,5361
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,00	5,64	2,67	2,93	9,62	10,3746
Total	101,52	100,28	100,12	100,04	100,29	100,84	100,76



Figur 4.3: Trykk- og temperaturdiagram for retrograde forhold, estimert ut fra nedbrytning av klinopyroksen i en symplektittisk tekstur. Geotermometeret er Grt-Cpx Fe-Mg (Powell, 1985) og geobarometeret er Jd-Ab-Qz (Holland 1980). Geotermometerene er gitt rødt og lilla farge, de røde er temperatur for eklogittfaciesparagenesen, mens de lilla er temperaturforholdene ved symplektittdannelse under den retrograde prosessen. Geobarometerene er gitt grønn og blå farge, den blå viser maksimale trykkforhold, mens de grønne viser trykkforholdene under retrograderingen ved dannelsen av symplektitt. De sorte sirklene avmerker trykk- og temperaturforholdene. Trykk- og temperatur for eklogittfaciesparagenesen er  $15 \pm 0,5$  kbar  $660 \pm 100$  °C. Retrograd trykk- og temperaturforhold for symplektitt dannelse ved nedbrytning av klinopyroksen ligger på ca  $8 \pm 0,5$  kbar og  $550 \pm 100$  °C.

## Kapittel 5-Metamorfe utvikling

### 5.1 Innledning

Ved gjennomført mikroskopering av bergartene, mineralkjemiske analyser og geotermobarometriske estimat får man forståelse av en polymetamorfe utvikling for bergartene i området. De geotermobarometriske metodene estimerer trykk- og temperaturforhold i tre forskjellige utviklingsstadier som kjennetegnes ved henholdsvis koronatekstur, eklogittfaciesparagenese og nedbrytning av klinopyroksen. De to første metamorfe stadiene representerer begge en prograd utviklingen, mens den siste representerer en retrograd utvikling. Flere teksturer indikerer retrograde forhold, ikke bare i form av symplektitt fra nedbrytning av omfasitt, men også klyffittiske soner ved nedbrytning av granat, nedbrytning av kyanitt til korund, plagioklas og spinell, rutil som omdannes til ilmenitt, korona av titanitt rundt rutil og ilmenitt, og sekundære hydrøse mineraler i form av hornblende, klorzoisitt, prehnitt og zeolitt, samt rekrystallasjon av mineraler av den tidligere høytrykksparagenesen.

#### Metamorfe trykk- og temperaturstadier

##### 1) Prograd utvikling

- Eklogittfacies → granatkoronadannelse
- Eklogittfacies → eklogittfaciesparagenesen

##### 2) Retrogradert utvikling

- Amfibolittfacies → symplektittdannelse

### Magmatiske mineraler

Magmatiske mineraler er bevart i noen av bergartene, disse er tolket til å være krystallisert ved et seinere stadie og har behold sin primære form. En av sidebergartene er klassifisert som gabbro (2C), som opprinnelig er en magmatisk bergart. Denne er svært motstandsdyktig og har ikke latt seg omvandle under de økende metamorfe forholdene. Ahrens og Schubert (1975) har kalkulert ut at en tørr gabbro ikke vil la seg eklogittisere ved temperaturer under 800 °C. Mineralkjemisk analyse viser magmatisk pyroksen, amfibol og feltspat. Al-rik pyroksen indikerer høyere temperatur. Ti-rik hornblende indikerer mineral i primær form og kan i mikroskopet ha en brunlig egenfarge. Hornblendene med en brunlig egenfarge og er tilstede i bergartsprøve 2C, 3Ci, 5B (bare data fra 2C og 5B forteller om Ti-rik hbl). Primær feltspat kan man si generelt inneholder mer Ca. Alle disse magmatiske mineralene tolkes til å være av postmagmatisk opprinnelse, krystallisert nært solidus (Tabell 5.1 og Tabell 5.2).

Tabell 5.1: Mineralkjemisk analyse av magmatisk pyroksen som er Al-rik.

Strukturformel				
Info.	rand	kjerne	nær ol.	kjerne
Prøve	2C	2C	3Ci	3Ci
Analyse nr.	d2-->18	d2-->19	d2-->37	d2-->38
Oksygen	6,000	6,000	6,000	6,000
Kation	4,000	4,000	4,000	4,000
Mineral	Opx	Opx	Opx	Opx
	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	52,61	52,64	55,94	53,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,04	3,06	1,07	3,05
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,00	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,00	0,00
FeO	17,37	18,26	13,78	14,84
MnO	0,44	0,36	0,18	0,40
MgO	25,69	25,03	29,60	27,19
CaO	0,45	0,53	0,09	0,32
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,00
Total	99,67	99,93	100,67	99,62

Tabell 5.2: Mineralkjemisk analyse av magmatisk amfibol og feltspat

Strukturformel					
Info.	nær grt	kjerne	ved plag	ved grt	kjerne
<b>Prøve</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>5B</b>	<b>5B</b>	<b>2C</b>
Analyse nr.	d2-->31	d2-->32	d2-->4	d2-->5	d2--> 22
Oksygen	23,000	23,000	23,000	23,000	8,000
Kation	15,000	15,000	15,000	15,000	5,000
<b>Mineral</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Feltspat</b>
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	40,62	40,87	40,81	41,87	53,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,80	14,71	14,75	14,08	29,63
TiO <sub>2</sub>	2,59	2,70	2,09	2,15	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00
FeO	12,49	11,31	12,67	12,74	0,03
MnO	0,05	0,05	0,03	0,01	0,01
MgO	11,73	11,96	12,10	11,90	0,01
CaO	11,89	11,70	11,43	11,53	12,29
Na <sub>2</sub> O	1,92	2,33	3,16	3,01	4,55
K <sub>2</sub> O	2,30	1,82	0,07	0,07	0,15
Total	98,39	97,51	97,10	97,36	100,10

## 5.2 Prograd metamorfose

### 5.2.1 Tidligste metamorfe forhold

Inneslutninger i granat vil ofte ha en annen kjemi enn matrikskornene, da de beholder sin kjemiske sammensetning fra da de innkapsles i en voksende krystall. Likevel er ikke noen av de studerte relikte inneslutningene tolket til å være magmatiske mineraler. Granatene, som mange av de relikte inneslutningene er innkapslet i har begynt å vokse etter at hovedmengden av mineralene er blitt metamorfisert. Dagens blottlagte bergarter i Lofoten befant seg nemlig ved dette stadiet dypt nede i jordskorpen, og ble her utsatt for metamorfose før de ble innkapslet. Det er disse metamorfe forholdene mange av de relikti inneslutningene angir. Bergartene har like etter krystalliseringen gjennom både granulitfacies og amfibolitfacies før granat startet å vokse.

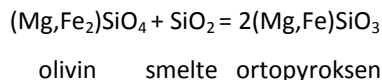
I bergartsprøve 4Ci ble det register Cl-rike inneslutninger i granat, disse viser en blålig farge i mikroskopet, men mineralkjemisk analyse av Cl ble ikke dokumentert, selv om de ble observert. Disse Cl-rike mineralene stamme eventuelt fra Cl-rike fluider som strømte lokalt gjennom området, tidligere dokumenter av Kullerud (1995, 1996); Kullerud og Erambert (1999); Kullerud et al. (2001); Markl og Bucher (1998); Markl et al. (1998b). Disse mineralene er dannet før granatene og hører til den prograde metamorfe utviklingen. Markl et al. (1998b) legger de metamorfe forholdene til 8-11 kbar og 570-660 °C. Kullerud et al. (2001) opererer med en hypotese som går ut på at skjærbevegelsen, eklogittfaciesparagenesen og de Cl-rike fluidene stammer fra samme metamorfe prosess, gitt en metamorf grad på 11-14 kbar og 650-700 °C.

### 5.2.2 Koronadannelse

I flere av bergartene opptrer en koronatekstur av ett eller flere forskjellige mineraler. Olivin kan for eksempel være omgitt av ortopyroksen- og granatkorona. Noen steder er olivin fullstendig omdannet og kjernen består av andre mineraler. Granatkoronaene opptrer også rundt enkelte plagioklaskorn. En koronatekstur dannes som resultat av reaksjoner som skjer ved korn grensene, da ett eller begge av mineralene delvis erstattes av ett eller flere andre mineral. Disse reaksjonene er et resultat av endring i trykk- og temperaturforholden eller at kjemien i bergartene setter begrensninger for reaksjonene.

Mineralkjemiske analyser er gjort av koronateksturene rundt olivin og plagioklas i bergartsprøve 2C og 3Ci, som har den best bevarte koronateksturen. Koronateksturen rundt olivin er komplekse og består av flere forskjellige lag av mineraler. Som nevnt i bergartsbeskrivelsen er det her snakk om to forskjellige ortopyroksener rundt olivin, der den uten palisadetekstur tolkes til å være av postmagmatisk opprinnelse; en peritektisk ortopyroksen. Denne ortopyroksenen er mer Al-rik noe som indikerer høyere temperatur (Tabell 5.3). Den krystalliserte olivinen har reagert med gjenværende smelte noe som har

ført til dannelsen av Al-rik ortopyroksen. Denne reaksjonen har skjedd like etter at protolitter med magma intruderte området for ca. 1,97-1,8 Ga år siden.



Tabell 5.3: Mineralkjemisk analyse av opx-korona, magmatisk og metamorf.

Strukturformel				
Info.	metamorf	magmatisk	metamorf	magmatisk
Prøve	2C	2C	3Ci	3Ci
Analyse nr.	d2-->12	d2-->18	d2-->39	d2-->38
Oksygen	6,000	6,000	6,000	6,000
Kation	4,000	4,000	4,000	4,000
Mineral	Opx	Opx	Opx	Opx
	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO2	55,11	52,61	56,25	53,79
Al2O3	0,99	3,04	0,62	3,05
TiO2	0,00	0,02	0,02	0,02
Cr2O3	0,00	0,01	0,00	0,00
FeO	16,62	17,37	13,53	14,84
MnO	0,35	0,44	0,16	0,40
MgO	27,68	25,69	29,90	27,19
CaO	0,31	0,45	0,14	0,32
Na2O	0,01	0,02	0,00	0,00
Total	101,08	99,67	100,61	99,62

Over 1 Ga år seinere blir bergartskomplekset subduseres dypere ned i jordskorpen, og her ble den metamorfe palisadeteksturelle ortopyroksen dannet. Subduksjon av Baltika er en følge av at Iapetushavet<sup>13</sup> subduseres under Baltika, en platekonvergens som starter for ca. 500 Ma år siden. Geotermometer og geobarometer med granat og metamorf ortopyroksen estimerer et trykk- og temperaturforhold for dannelse av ortopyroksen- og granatkoronaen til rundt  $18 \pm 2,2$  kbar og  $680 \pm 120$  °C (Figur 4.1). Ved disse metamorfe forholdene befinner bergartene seg i eklogittfaciesfeltet.

<sup>13</sup> Iapetushavet er et urhav som eksisterte mellom Laurentia og Baltika rundt 480 og 600 Ma år siden.

Bergartsprøve 2C og 3Ci har som nevnt de mest velutviklede koronastrukturene, da flere av de retrograderte eklogittene inneholder varierende grad av relikte granatkoronatekstur. Dannelsen av koronastrukturer er bestemt ved diffusjon mellom mineraler. Er diffusjonene mellom mineralene i en korona begrenset eller reaksjonstiden kort vil det nye mineralet omgi en mindre del enn hvis diffusjonen ikke er begrenset og reaksjonstiden er lang, som resulterer i en velutviklet korona (Passchier og Trouw, 1996). Bergartene viser også varierende koronatykkelse og det er ved økende mengde diffusjon at koronateksturen blir tykkere (Passchier og Trouw, 1996). Granatkoronaene viser varierende koronatykkelse, noe som skyldes lokale forskjeller i diffusjon, grunnet endringer i trykk- og temperaturforholdene eller begrensninger knyttet til kjemien i bergarten (Figur 2.4).

De mineralkjemiske analysene av granat fra bergartsprøve 2C og 3Ci antyder av mineralet er sonert, da Mg-nivået øker og Ca-nivået synker fra kjernen mot randen for prøve 2C. Denne soneringen kan forklares som en prograd vekstsonering; der granat har vokst under økende trykk og temperatur (Spear, 1993). Hovedparagenesen for inneslutninger i granat er Spl + Di og Hbl. Disse mineralene var tilstede før de første granatene begynte og vokse og er i likevekt med granatkjernen. Det er ingen tegn til omfasittinneslutninger og dermed kan granatkoronaen tolkes til å være dannet før omfasitt, noe også de geotermobarometriske estimatene viser (utarbeidet fra "Amph-Gran mars 2006", Figur 4.1 og Figur 4.2).

### 5.2.3 Eklogittfacies og eklogittparagenese

Bergartsprøve 5B er en nokså fersk eklogitt og representerer eklogittfaciesparagenesen best. Det er utført estimat for eklogittfaciesparagenesen ved to forskjellige geotermobarometriske metoder, to estimat er utarbeidet fra Excel regnearket "Amph-Gran mars 2006" og et tredje utarbeidet fra programmet "Geothermobarometric" begge omtalt i kapittel 4. Den maksimale metamorfe eklogittfaciesparagenesen er representert



ved trykk på henholdsvis  $25 \pm 3,2$  kbar og temperatur på  $660 \pm 100$  °C, mens et minimums forhold ligger på 14 kbar og 630 °C (Figur 4.2) og  $15 \pm 0,5$  kbar og  $660 \pm 100$  °C (Figur 4.3). Høytrykksparagenesen i matriks er: Grt + Omp + Rt + Ky. Og hovedparagenesen for inneslutninger i granat er: Omp + Ilm + Rt + Ep. Bergartene er blitt subdusert til et enda større dyp med økende metamorfe forhold. Her dannes essensielle mineraler for eklogittfaciesparagenesen, som det karakteristiske mineralet omfasitt.

Omfasitt er å finne i bergartsprøve 5B, 4Ci, 1Fii og 1Ciii, 1Dii, der bare bergartsprøve 5B viser mindre tegn til nedbrytning. Bergartsprøve 1Ciii og 4Ci har både omfasitt som inneslutninger og som matrikskorn. Det at omfasitt finnes som inneslutninger kan være med på å trekke tolkningen til at nye granater er blitt dannet etter koronastadiet og omfasittdannelsen. Inneslutninger av klinopyroksen har et høyere Jd-nivå enn matriks klinopyroksen. Jadeitt-nivået i inneslutningene varierer fra Jd<sub>36</sub> til Jd<sub>16</sub> (Tabell 5.4). Disse klinopyroksenene er blitt innkapslet i granat og er ikke påvirket av nedbrytning på lik linje som matriks kornene som har lavere Jd-nivå. Mineralkjemisk analyse av omfasitt fra 5B viser at mineralet er svakt sonert da Fe-nivået øker og Ca-nivået og Mg-nivået synker mot randen (Tabell 5.4). Denne soneringen beretter om at omfasitt enten har vokst under økende metamorfe forhold eller at det har vært endringer i den kjemiske sammensetningen i bergartene som har forårsaket denne kjemiske soneringen.

Tabell 5.4: Mineralkjemisk analyse av cpx inneslutninger, Jd-nivå og sonering

Strukturformel					
Info.	inn.	inn.	kjerne	rand	rand
Prøve	1Fii	4Ci	5B	5B	5B
Analyse nr.	d1-->15	d3-->22	d1-->26	d1-->27	d1-->28
Oksygen	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Kation	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	55,52	54,40	52,51	53,77	53,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,37	3,80	5,09	4,94	4,75
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,11	0,13	0,18	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
FeO	4,36	11,05	10,97	11,48	11,64
MnO	0,08	0,00	0,08	0,06	0,07
MgO	10,09	9,63	9,99	9,02	8,89
CaO	15,29	16,25	18,62	16,38	16,68
Na <sub>2</sub> O	5,28	4,72	3,33	4,55	4,34
Total	101,05	100,00	100,72	100,38	99,91
Jd	0,36	0,16	0,07	0,16	0,15

Granatene viser varierende kjemi seg imellom. Hovedsaklig er de Al- og Fe-rike, men også Al- og Mg-rike eller Al- og Ca-rike. Det er da snakk om pyrop, almandin eller anderaditt granater (Appendiks 2, Tabell 1). Granatene har nok samtlige vært eklogittfacies granater av pyrop og almandin sammensetning, men er blitt omdannet under de lavere metamorfe forholdene som har oppstått etter maksimumsforholdene i eklogittfacies. Granatene i bergartsprøvene 5B, 4C og 1Ciii har en prograd vekstsoneringen, mens granatene i 1Fii viser et synkende Mg-nivå og et økende Ca-nivå fra kjernen mot randen (Tabell 3.6). Granatene i 1Fii har nok tidligere vist en annen kjemi, muligens blitt homogenisert og deretter gjennomgått diffusjonsonering som har forårsaket at granatene får synkende Mg-nivå og økende Ca-nivå (Spear, 1993). Fe-nivået i 1Fii granaten er betydelig lavere enn i de andre granatene, også Al- og Mg-nivået avviker med et betydelig større innhold.

Det er i denne Al-rike protolitten at kyanitt er blitt dannet under de høyeste metamorfe forholdene. I bergarten opptrer kyanitt i matrikse og omfasitt som inneslutningene i granat. Dette indikerer at bergarten tidligere har vært en kyanittførende eklogitt. Bergartene har befunnet seg i kyanitts stabilitetsfeltet og kyanitt er blitt dannet i den Al-rike protolitten med et høyt innhold av anortitt (e.g. dioritt, gabbro, noritt eller paragneis).

Symplektitt fra nedbrytning av klinopyroksen og poikiloblastisk klinopyroksen indikerer at de mafiske linsene, de duktile skjærsonene og Al-rik gabbro/dioritt/noritt protolitt har vært tidligere eklogitter.

### 5.3 Retrograd metamorfose

Trykket og eventuelt temperaturen synker når bergartene transporteres oppover jordskorpen, det er her nedbrytning av høytrykksparagenesen starter. Samtlige bergartsprøver viser tegn til denne retrograderingen. Polygonale sammenvokste lameller av hovedsakelig albittisk plagioklas og diopsidisk klinopyroksen ( $\pm$  spinell,  $\pm$  opake mineraler) er tolket til å være symplektitt etter nedbrytning av omfasitt fra eklogittfacies.

## Kapittel 5-Metamorf utvikling

Symplektitt og rekrystallisert symplektitt er den vanligste teksturen for de retrograderte eklogittene, og sammen med omfasitt og poikiloblastisk omfasitt i granat forteller de at bergartene har vært eklogitter.

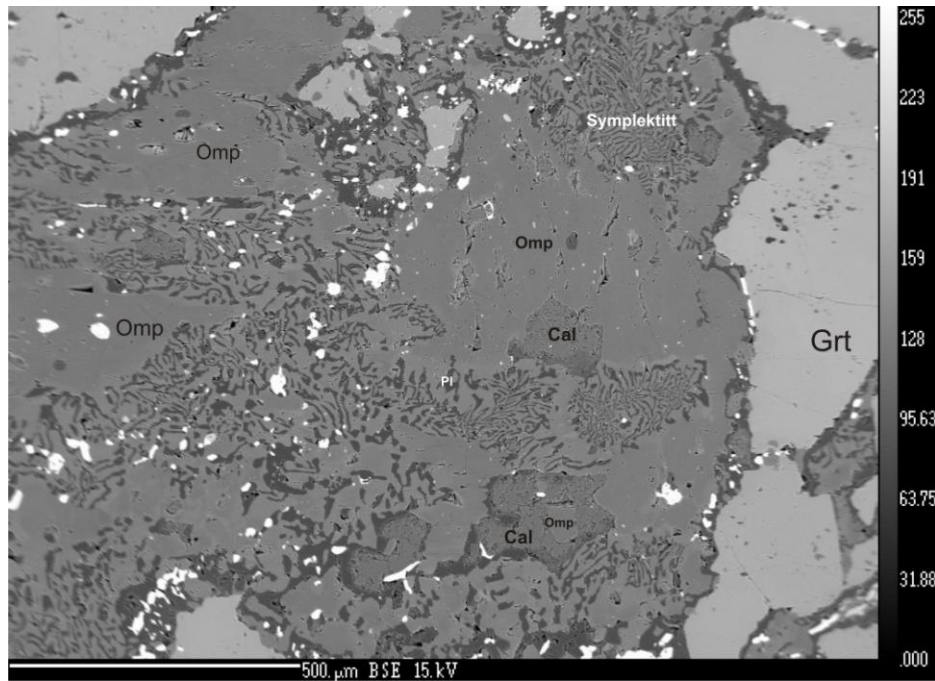
Geotermobarometriske estimat for den retrograde utvikling er knyttet til omfasitts nedbrytning og er gjennomført i programmet "Geothermobarometric" (Figur 4.3), der et trykk på  $8 \pm 0,5$  kbar og en temperatur på  $550 \pm 100$  °C faller i amfibolittfacies feltet.

Matriks klinopyroksen fra 1Ciii og 4Ci viser varierende grad av symplektittisk nedbrytning. Jadeitt-nivået i matriks klinopyroksen varierer fra  $Jd_{17}$  til  $Jd_7$  (Tabell 5.5). For feltspat i aggregat med klinopyroksen varierer albitt-nivå rundt  $Ab_{80}$ . Jadeitt-nivå for matriks klinopyroksen lavere enn for nivået for poikiloblastisk klinopyroksen ( $Jd_{-36-16}$ ), noe som gjenspeiler at matriks mineralene har blitt påvirket av trykkavlastning under retrogresjon.

Tabell 5.5: Mineralkjemisk analyse av klinopyroksen i matriks.

Strukturformel											
Info.	kjerne	rand	rand	rand	matriks	matriks	matriks	matriks	sympl.	sympl.	
Prøve	5B	5B	5B	5B	1Ciii	1Ciii	1Ciii	1Ciii	4Ci	4Ci	
Analyse nr.	d1-->26	d1-->27	d1-->28	d1-->29	d2-->52	d2-->53	d2-->54	d2-->55	d3-->15	d3-->16	
Oksygen	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	
Kation	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	
SiO <sub>2</sub>	52,51	53,77	53,40	53,43	52,29	52,34	52,66	52,03	53,49	53,97	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,09	4,94	4,75	5,59	5,65	5,65	6,00	5,48	3,61	4,08	
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,18	0,14	0,16	0,10	0,09	0,08	0,15	0,24	0,13	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	
FeO	10,97	11,48	11,64	10,41	10,79	10,85	10,80	10,59	8,22	7,98	
MnO	0,08	0,06	0,07	0,07	0,10	0,09	0,16	0,16	0,06	0,03	
MgO	9,99	9,02	8,89	9,67	9,22	9,35	8,40	9,22	11,86	11,49	
CaO	18,62	16,38	16,68	17,30	17,95	18,38	17,26	18,59	19,85	19,67	
Na <sub>2</sub> O	3,33	4,55	4,34	4,15	3,47	3,51	3,98	3,34	2,67	2,93	
Total	100,72	100,38	99,91	100,79	99,57	100,27	99,35	99,56	100,04	100,29	
Jd	0,07	0,16	0,15	0,14	0,13	0,10	0,18	0,11	0,10	0,13	

Bergartsprøve 4Ci, viser den klareste symplektitt teksturen med aggregat av klinopyroksen og plagioklas (Figur 5.1). Her kan man antyde forskjell i lamelldykkelsen til plagioklas og klinopyroksen i den symplektittiske teksturen. Noen lameller er mer finkornet enn andre og dette kan antyde at symplektitten er dannet under forskjellige metamorfe forhold. Joanny, et al. (1991) beskriver denne forskjellen i lamelldykkelsen, der de tynnere lamellene representerer lavere temperatur enn de mer grove lamellene. Boland og van Roermund (1983) nevner at det er distansen mellom lamellene som indikerer forskjell i temperatur. Da tette lameller indikerer lavere temperaturer eller hurtigere nedkjøling enn lameller med større distanse. På Figur 5.1 ser man en sammenheng mellom distansen mellom lamellene og kornstørrelsen, de finkornete lamellene er også de tettete lamellene og representerer laveste temperatur. Reaksjonen som danner lamellene er diskontinuerlig og følger en vokse-lov:  $\log(L) = A - B / T$ , der L er lamellenes distanse som er avhengig av T (temperatur), mens A og B er konstanter (Joanny, et al., 1991).

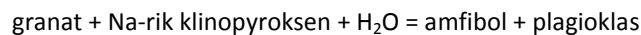


Figur 5.1: Backscatterer mikrobilder som viser symplektitt etter nedbrytning av klinopyroksen, antydning til variasjon i lamellene, som indikerer endring i metamorfe forhold.

Hovedmengden av symplektitt i de retrograderte bergartene er rekrystallisert fra aggregat av klinopyroksen og plagioklas til polygonal mosaikkteksturell hornblende og plagioklas.

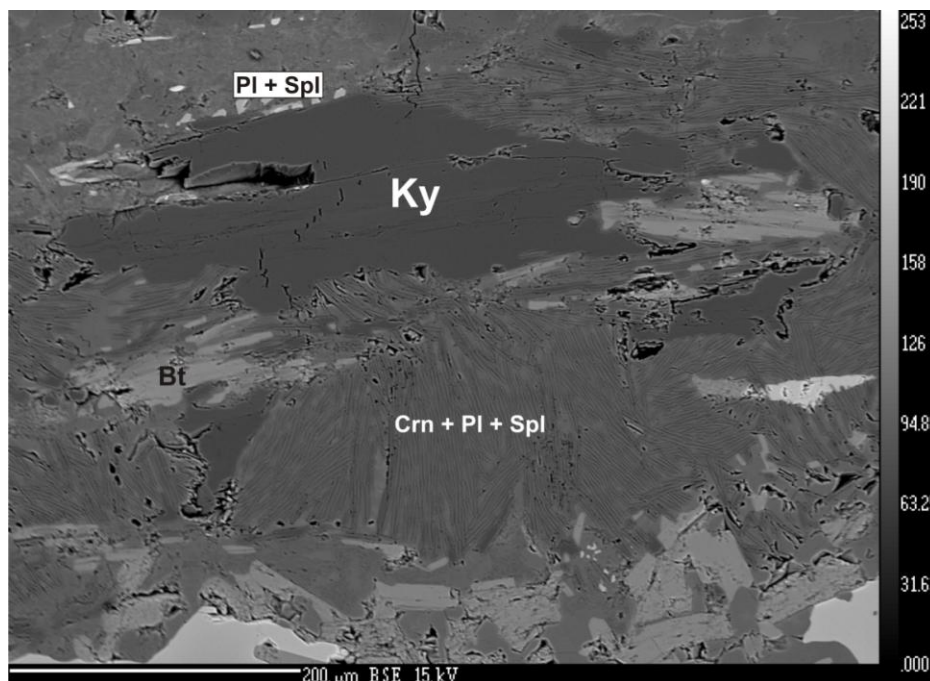
Når en symplektittmasse rekrystalliseres dannes selvstendige korn. Rekrystallasjon er en av de seinere metamorfe prosessene bergartene har gjennomgått og er avhengig av tilstedeværelse av fluider.

Nedbrytning av granat danner kelyfittiske soner av hovedsaklig amfibol, men også av hornblende + plagioklas ± spinell, eller hornblende + plagioklas + opake mineral. Amfibol og plagioklas dannes under dekompresjonsforhold når granat og klinopyroksen reagerer med hverandre under tilstrekkelige hydrøse forhold:



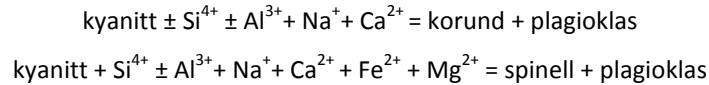
Granat og amfibol gjennomgår som oftest i disse sammenhengene en stor diffusjon av Fe og Mg (Elvevold og Gilotti, 2000). Mineralkjemisk analyse viser at amfibol er mest Fe rik langs randen som grenser til granat (Tabell 5.2).

Kyanitt brytes ned til finkornet lameller av sammenvokst korund og plagioklas, der også små spinellkorn er tilstede (Figur 5.2). Lameller av korund er ca. 150  $\mu\text{m}$  lang, mens spinell opptrer som enkeltkorn inne i symplektitt teksturen. Plagioklas opptrer rundt hele sekvensen.

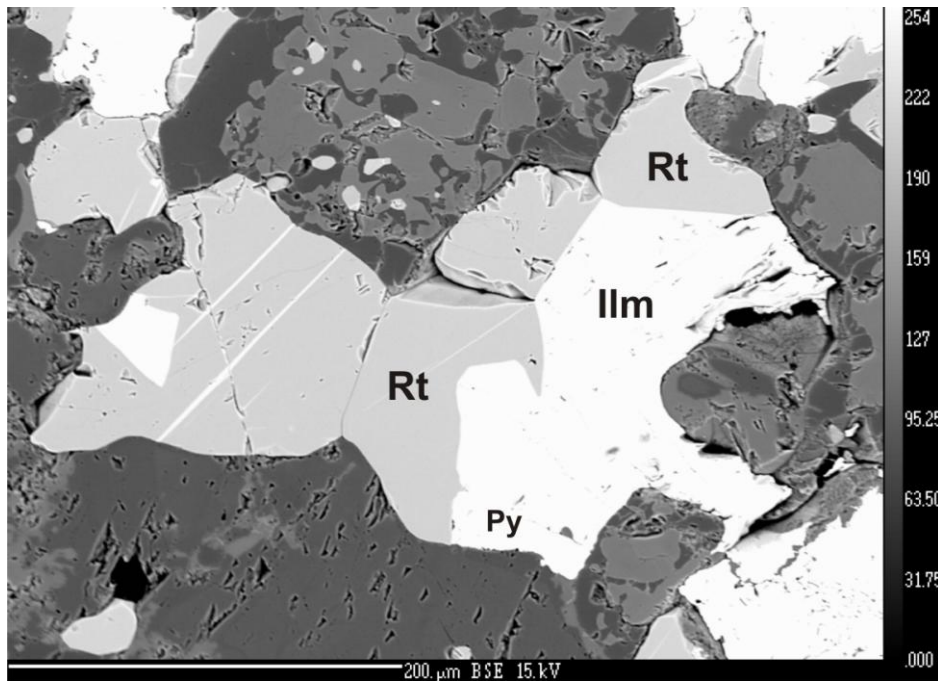


Figur 5.2: Backscatter mikrobilde av kyanitt og nedbrytninga av kyanitt til korund, plagioklas og spinell.

Under nedbrytningen av kyanitt foregår en diffusjon av Ca, Fe, Mg og Na fra klinopyroksen og/ eller granat for å danne spinell og plagioklas:



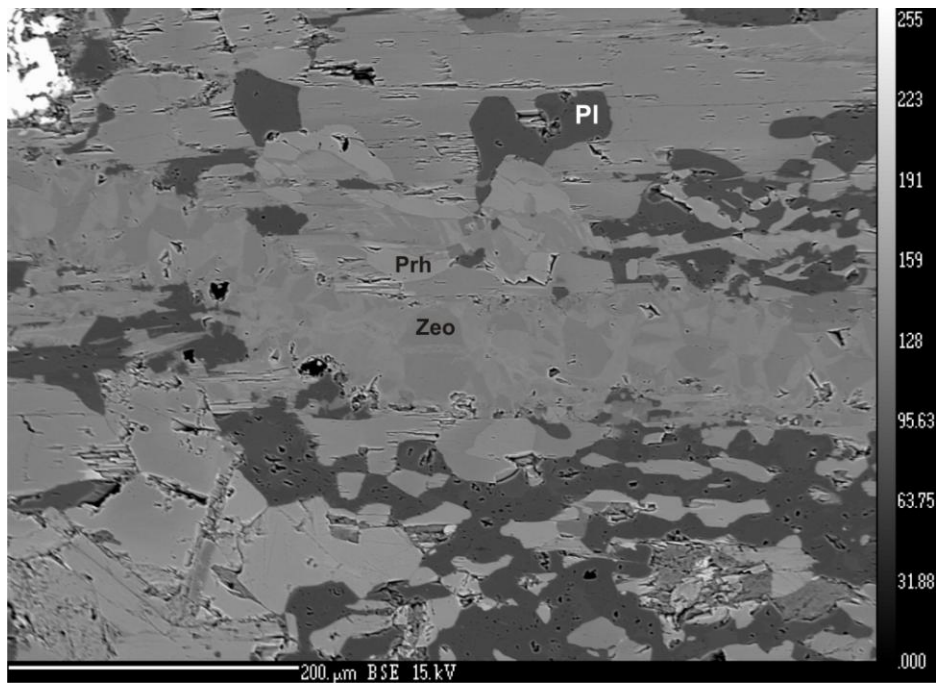
Høytrykksmineralet rutil reagerer også på trykkavlastning ved å brytes ned til ilmenitt. Ilmenitt og rutil opptrer sammen både i matriks og som poikiloblastisk korn i granat, i noen av disse tilfellene omdannes rutil til ilmenitt som er stabil ved lavere trykk (Figur 5.3)



Figur 5.3: Backscatter mikrobilde som viser rutil og ilmenitt i opptreden sammen. Også pyritt er tilstede.

Inneslutninger av rutil brytes også ned til ilmenitt og er dermed ikke skjermet for påvirkning av de retrograderte forholdene, dette skjer ofte hvis det er sprekker i granatene. Ved noen av disse fasene er en titanittkorona dannet rundt (Figur 3.3). Ilmenitt og titanitt er begge dannet under trykkavlastning, tilførselen av Fe og Ca må dermed ha vært tilstrekkelig siden ilmenitt og titanitt opptrer sammen i en bergart. Dannelsen av en titanittkorona skjer ved reaksjoner mellom ilmenitt og Ca-rik plagioklas.

Hydrotermal aktivitet, et av de seinere stadiene for området da hydrøse mineraler som hornblende, klinopyroksen, kloritt, zenolitt og prehnitt er blitt dannet. Bergartsprøve 1A som tidligere nevnt er en amfibolitt er også dannet ved hydrotermalt da H<sub>2</sub>O-fluider har strømt gjennom bergarten som befinner seg mellom den mafiske intrusjonen og sidebergarten. Ved mikrosonden ble det registrert opptreden av prehnitt og zeolitt i årer gjennom bergartsprøve 1Fii (Appendiks 2, Tabell 7). Denne åren er dannet hydrotermalt, og kutter den rekrySTALLISERT symplektitten (Figur 5.4). Dens relative alder er dermed en av de yngste prosessene for området.



Figur 5.4: Backscatter mikrobilde av hydrotermalt dannet åre bestående av prehnitt og zeolitt. Åren kutter rekrySTALLISERT symplektitt.

### 5.4 Oppsummering av metamorf utvikling

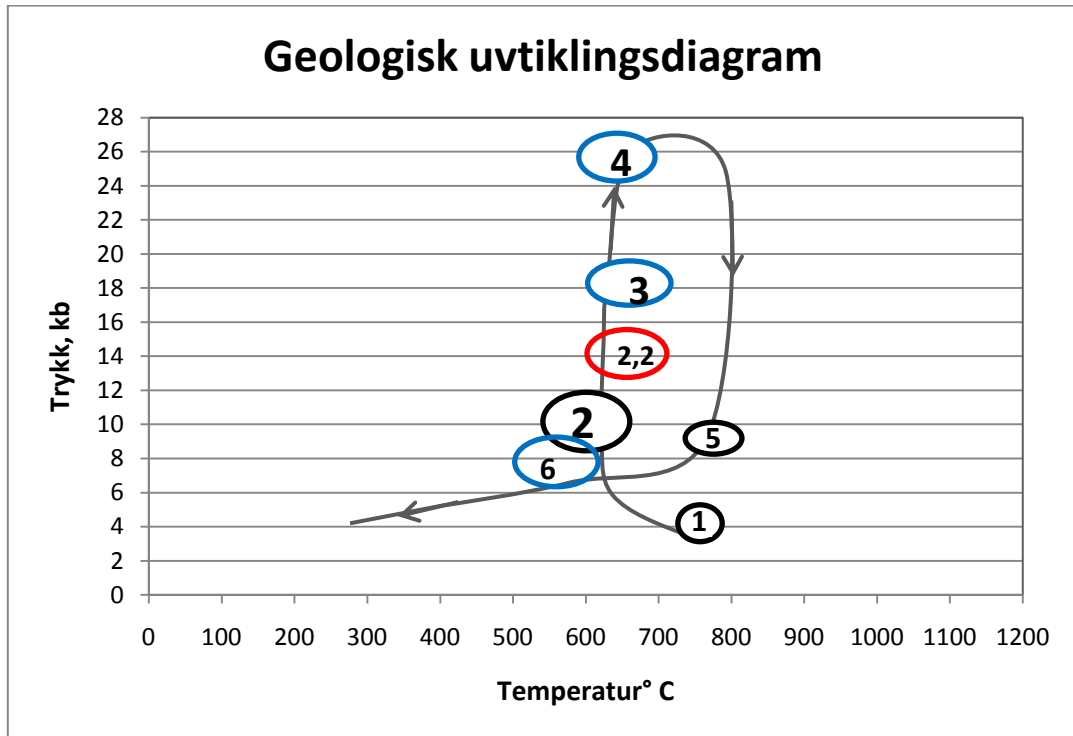
Paleoproterozoisk grunnfjell med lokale mafiske intrusjoner subduseres ned til et dyp på over 60 km før ekstensjon fører bergartene opp til overflaten igjen.

Punktvis tolket metamorf utvikling for bergartene:

- 1) Noen av de relikte inneslutningene (Di + Hbl + Spl +Ep) antyder en paragenese som var tilstede etter at komplekset ble krystallisert ved granulittfacies og/eller høy amfibolittfacies forhold. Bergartene er krystalliserte ved 9-4 kbar og rundt 1180-800 °C som tilsvarer en skorpedybde på > 12 km (Markl et al., 1998a).
- 2) Dannelsen av de Cl-rike mineraler er usikkert, det som er sikkert er at Cl-rike fluider har resultert i dannelse av Cl-rike poikiloblastisk mineraler. Mineralene er dannet i skjærsoner ved et trykk på 8-11 kbar og en temperatur på 570-660 °C (Markl et al., 1998b) og/eller ved 11-14 kbar og 650-700 °C (Kullerud et al, 2001).
- 3) Metamorf ortopyroksen med palisadetekstur dannes rundt olivin når den og feltspat reagerer med hverandre. Metamorfe forhold var ved  $18 \pm 2,2$  kbar og  $680 \pm 120$  °C.
- 4) Granat dannes når ortopyroksen og plagioklas eller spinell og plagioklas reagerer med hverandre under metamorfe forhold på  $18 \pm 2,2$  kbar og  $680 \pm 120$  °C.
- 5) Nye granater dannes med en poikiloblastisk tekstur av høytrykksmineraler som omfasitt og rutil. Disse relikte inneslutningene forteller om de maksimale metamorfe forholdene bergartene har vært gjennom.
- 6) Høytrykksparagenesen bestående av klinopyroksen, kyanitt, rutil og granat er dannet under eklogittfaciesforhold ved et trykk på  $25 \pm 3,2$  kbar og en tempertur på  $660 \pm 100$  °C eller ved metamorfe forhold på rundt  $14,5 \pm 0,5$  kbar og  $645 \pm 100$  °C.
- 7) Nedbrytning av omfasitt (Omp  $\rightarrow$  Cpx + Pl) til diopsidisk klinopyroksen og albittisk feltspat i aggregatiske lameller, er dannet under metamorfe forhold liggende på  $8 \pm 0,5$  kbar og  $550 \pm 100$  °C.
- 8) Nedbrytning av kyanitt og granat, samt omdanning av høytrykksmineralet rutil til ilmenitt er også en del av den retrograde metamorfe utviklingen.
- 9) Titanittkorona dannes rundt rutil og ilmenitt.
- 10) Rekrystallasjon av mineraler til lavtrykksparagenese. Dette gjelder spesielt klinopyroksen i symplektitt som er rekrystallisert til amfibol.



- 11) Dannelse av hydrøse mineraler som hornblende, prehnitt, zeolitt og klinozoisitt. En åre med prehnitt og zenolitt kutter rekrystrallisert symplektittdannelse og er dermed en yngre prosess.



Figur 5.5: Metamorfe utvikling plottet i et utviklingsdiagram. Punkt 1: Granulittfacies forhold ved 3-4 kbar og 750-800 °C (Olsen, 1978) innrettet like etter krystallisasjonen. Noen relikte inneslutninger i blant annet granat representerer godt mulig disse forholdene. Punkt 2: Dannelse av Cl-rike mineraler i duktile skjærsoner ved 8-11 kbar og 570-660 °C (Markl et al., 1998b). Punkt 2.2: En alternativ eklogittfaciesparagenese ved 14,5 kbar og 645 °C (Figur 4.2 og Figur 4.3). Denne sirkelen kan også representere Kullerud et al., 2001 Cl-rike mineraler, skjærbevegelse og eklogittfaciesparagenesen. Punkt 3: Koronadannelse av metamorf ortopyroksen og granat ved 18 kbar og 680 °C (Figur 4.1). Bergartene er subduert ned i dypet i tidlig ordovicium. Punkt 4: Eklogittfaciesparagenesen ved 25 kbar og 660 °C (Figur 4.2) dannet under maksimal skorpedybde 478 Ma. Punkt 5: Retrograde metamorfe forhold ved 9,2 kbar og 780 °C (Mooney, 1997). Punkt 6: Nedbrytning av klinopyroksen i matriks ved 8 kbar og 550 °C (Figur 4.3). For 343 Ma år siden ble eklogittene ved Flakstadøy hevet til en temperatur under 350 °C (muskovitt estimat) (Steltenpohl et al., 2004).

# Kapittel 6-Diskusjon og konklusjon

## 6.1 Diskusjon

Bergarten eklogitt er interessant på mange måter, ikke minst fordi den forteller oss at berggrunnen har befunnet seg ved en skorpedybde på 40-80 km. For å oppnå slike forhold må bergartene presses dypt ned i jordskorpen som skjer ved en subduksjonssone eller ved en fjellkjededannelse. En av eklogittens bruksområdene ligger derfor ved anvendelsen knyttet til geotermale gradienter under en subduksjonssone (Boland og van Roermund, 1983). Disse geotermale gradientene kan fortelle mye om trykk- og temperaturforholdene ved en subduksjonsprosess og kan dermed bidra med viktig informasjon om forholdene under eklogitts stabilitetsområdet. Modeller av litosfæren er også knyttet til informasjon man kan uthente fra blant annet høytrykksbergarten eklogitt (Ringwood og Green, 1966; Green og Ringwood, 1967; Ito og Kennedy, 1974) og subduksjonsrelaterte modeller legger stor vekt på opptreden av blant annet eklogitt (Cloos, 1982; Patt 1986; Ernst, 1988; Hacker og Peacock, 1995).

Samtlige observasjoner gjennomgått i oppgaven tyder på en polymetamorf utvikling for bergartene ved Skagen. En geologisk utvikling for området indikerer en trykk- og temperaturutvikling som beveger seg med klokken (Figur 6.3) der utviklingen er av en teoretisk modell for regionalmetamorfose knyttet til platekollisjon med skorpeforskyvning, subduksjon og heving (Krogh, 1977; Ernst, 1988; Hacker og Peacock, 1995). Den konvergente platebevegelsen under lukkingen av Iapetushavet startet for ca. 500 Ma år siden og forårsaket dannelsen av en subduksjonssone utenfor Baltika. Subduksjonen og kontinent-kontinent kollisjonen har deretter ført til en Andes type fjellkjede, der den kontinentale skorpen ved kontinentalmarginen av Baltika har blitt presset ned i jordskorpen, kontinentet er blitt mye tykkere noe selv kollisjonen av

kontinentene; Baltika og Laurentia i tillegg har bidratt til. Den subduerte skorpen kan ha befunnet seg ved et skorpenivå på 65-80 km uten at bergartene har begynt å smelte (Krogh, 1977). Under slike metamorfe forhold dannes eklogitt.

En av de tidligste registrerte geologiske utviklingsprosessene ved Flakstadøy kan man si startet med dannelsen av "Flakstadøy Basic Complex" for 1,97-1,8 Ga i et eldre kontinent. Komplekset består hovedsakelig av anortositt, magneritt, charnocitt, troktolitt, noritt og gabbro som intruderte ved en skorpedybde på > 12 km og krystalliserte ved 9-4 kbar og rundt 1180-800 °C (Markl et al., 1998a). Noen mineraler, som tidligere nevnt i kapittel 5 krystallisertes svært nært solidus og har beholdt sin primære form fra denne postmagmatiske hendelsen. Disse mineralene er ikke påvirket av de metamorfe forholdene som bergartene seinere har gjennomgått.

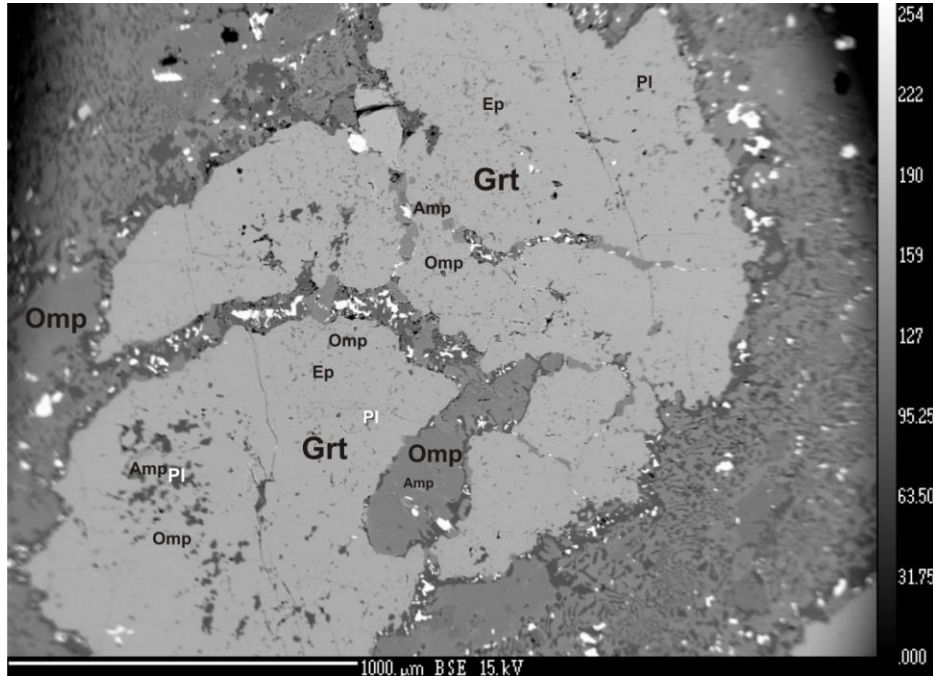
Etter at bergartene er krystallisert er de blitt utsatte for metamorfe forhold trolig ved lav til middels granulittfacies og deretter høy amfibolittfacies. Relikte inneslutninger i granat blant annet av epidot, hornblende, spinell og diopsid kan indikere at bergartene har gjennomgått slike metamorfe forhold før dannelsen av granat startet ved trykk- og temperaturforhold rundt  $18 \pm 2,2$  kbar og  $680 \pm 120$  °C.

Den fremtredende koronateksturen i bergartene er dannet etter at mineralene er krystallisert, sett bort fra den Al-rike magmatiske ortopyroksen som er en del av koronateksturen. Bevis som peker i retningen av en metamorf korona er at koronatykkelsen varierer fra hvilken feltspat som var nærliggende. De forskjellige feltspatene var dermed allerede krystallisert når koronateksturen ble dannet. Geotermobarometriske estimatene indikerer metamorfe forhold på  $18 \pm 2,2$  kbar og  $680 \pm 120$  °C for dannelsen av koronateksturene. Trykk- og temperaturøkningen skyldes at bergartene befinner seg ved et dypere skorpenivå. Datering for koronateksturens dannelse er ikke gjennomført, men det økende trykket stammer nok fra en tidlig fase i subduksjonsprosessen; tidlig ordovicium. Koronateksturene er dannet før

eklogittfaciesparagenesen kom på plass, da det ikke finnes inneslutninger av høytrykksmineraler i form av klinopyroksen og rutil i disse granatene.

Dannelsen til de Cl-rike mineralene er uklar, det som er klart er at de er dannet etter granulittfaciesen da den relativt tørre granulittfaciesparagenesen har reagert med Cl-rike fluider tolket til å stamme fra subdusert havbunn, som frigir klor når den blir oppvarmet. Markl og Bucher (1997) konkluderte etter å ha observert en homogen distribuert mengde av Cl-rike hydrosilikater i charnockitt at høyere permeabilitet i gabbro var årsaken til at de Cl-rike hydrosilikatene her hovedsaklig strømmer gjennom skjærsoner. Da det er vanlig at skjærsoner ved middel til lav skorpenivå fungerer som kanaler for fluidtransport (Austerheim, 1987; Fountain og Boundy, 1992). Markl et al. (1998b) gir en temperatur for de Cl-rike mineralene på 570-660 °C dannet ved et trykk på 8-11 kbar. Tar man utgangspunkt i trykk- og temperaturestimatene antydes det at de Cl-rike fluidene strømmet gjennom området før granat og eklogittparagenesen ble dannet ved  $18 \pm 2,2$  kbar og  $680 \pm 100$  °C og  $25 \pm 3,2$  kbar og  $660 \pm 85$  °C.

Kullerud et al., 2001 (Figur 2.3) diskuterer hvorvidt de Cl-rike mineralene, deformasjonen av gabbro-anortositt og eklogittfaciesparagenesen kan ha vært dannet under samme metamorfe forhold. De har estimert dette metamorfe stadiet til 11-14 kbar og 650-700 °C. Den fluide fasen av Cl-rike fluider er ansett til å ha opphørt etter at de Cl-rike mineralene ble dannet, og omfasitt og granat er blitt dannet under anhydrøse forhold. Den studerte granaten i bergartsprøve 4Ci (Figur 6.1) har en poikiloblastisk tekstur av mineraler som Pl + Omp + Ep og Amp. Hvorvidt de Cl-rike mineralene observert i bergartsprøve 4Ci stammer fra en slik prosess er ikke avklart, da disse Cl-rike mineralene kan være dannet under en mye seinere prosess, muligens under grønskiferfacies, da granater ofte sprekker opp under trykkavlastning og gjør det mulig for fluider å strømme gjennom granaten og påvirke innkapslete mineraler. Estimaten på  $15 \pm 0,5$  kbar og  $660 \pm 100$  °C og 14 kbar og  $630 \pm 100$  °C (Figur 4.3 og Figur 4.2) kan være med å støtte opp om en hypotese med en felles metamorf dannelsesprosess.



Figur 6.1: Backscatter mikrobilde av granat med poikiloblastisk tekstur. Inneslutningene på venstre side av venstre del av granaten er Cl-rike. Dessverre ble ikke klor-nivået dokumentert ved mikrosonden. Inneslutningene på venstre side er betydelig større enn resten av inneslutningene. Det ble ikke registrert sprekker direkte inn til de Cl-rike mineralene, men granaten er generelt oppsprukket.

Den maksimale skorpe tykkelsen under subduksjonen og fjellkjededannelsen er starten på eklogittdannelsen, og er i følge Steltenpohl et al., (2011) ved et dyp på ca. 60 km (Figur 2.2). Bergartene i subduksjonssonene befant seg ved den største skorpedybden for 480-430 Ma år siden (tidlig ordovicium). Flere geotermobarometriske estimat er gjennomført med forskjellige geotermobarometriske modeller og forskjellige geotermometer og geobarometer. Disse metodene gav forskjellige trykk- og temperaturestimat for de maksimale metamorfe forholdene (Figur 4.2 og Figur 4.3). Som nevnt tidligere går estimatene med et trykk rundt  $14,5 \pm 0,5$  kbar og en temperatur rundt  $645 \pm 100$  °C godt overens med Kullerud et al. (2001) sin hypotese om et felles opphav for dannelse av skjærsonene, de Cl-rike mineralene og eklogittfaciesparagenesen. Estimaten går ikke helt overens med estimatet der geobarometeret med kyanitt er brukt. Det kyanitt relaterte geobarometeret indikerer betydelig høyere trykkforhold for eklogittfaciesparagenesen. Estimaten for koronadannelsen går heller ikke overens da det på lik linje med det kyanitt relaterte geobarometeret indikerer høyere trykkforhold.

Tidligere arbeid for eklogittfacies lar seg knytte til de lavere trykkestimatene utarbeidet i oppgaven. 14 kbar representerer forhold under den mektigste skorpeetykkelse i følge Markl og Bucher (1997) og Kullerud et al. (2001) opererer med et estimat på 11-14 kbar, mens Steltenpohl et al. (2011) gir et trykk på 11-14 kbar. Alle disse estimatene er betydelig lavere enn henholdsvis 18 og 25 kbar. Begge estimatene er utarbeidet med forskjellige geobarometer og det at disse to estimatene likevel gir en logisk kronologisk metamorf utvikling er med på å undertrykke at estimatene er brukbare. De estimerte trykkforholdene kan der igjen indikere at bergartene har befunnet seg ved en større skorpedybde enn < 45 km (Steltenpohl et al., 2006) og 60 km (Steltenpohl et al., 2011) som er tidligere oppgitt.

Når det gjelder temperaturestimatet under eklogittfaciesparagenesen er det derimot lavere enn for koronadannelsen. Hva som forårsaker denne temperatursenkningen er ikke sikkert, og det kan være en så enkel grunn som ett usikkert geotermobarometrisk temperaturestimat.

Poikiloblastisk mineraler som Omp + Ilm + Rt + Ep opptrer i granat og forteller at granat også har vokst etter at høytrykksmineraler er blitt dannet. De fleste av granatene har bevart sin prograd vekst-sonering, men ingen er lengre typiske eklogitt-granater; pyrop, da de retrograderte forholdene har endret granatenes kjemi.

Bergartene viser flere retrograde trekk, der høytrykksmineralene brytes ned, omdannes, eller at nye sekundære lavtrykksmineraler dannes. Temperaturøkning og trykkavlastning er en nokså vanlig inngang i den retrograde utviklingen for eklogittbergarter dannet ved en subduksjonssone. Mooney (1997) har utarbeidet estimat for den retrograde utviklingen for eklogittene ved Flakstadøy og kommet frem til et estimat på 9,2 kbar og 780 °C, noe som dermed er med på å bekrefte en økning i temperatur under den retrograde utviklingen. Markl og Bucher (1997) forklarer også denne typen retrogresjon der temperaturen øker mens trykket synker. De nevner metamorfe forhold fra 15 kbar og 680

°C til 11 kbar og 700 °C. Et geotermobarometrisk estimat over nedbrytning av omfasitt er gjennomført og forteller om forhold på  $8 \pm 0,5$  kbar og  $550 \pm 100$  °C (Figur 4.3). De geotermobarometriske estimatene tar utgangspunkt i de grovere symplektitt lamellene (Figur 5.1), som er dannet før de mer finkornete og representerer dermed en høyere temperatur (Boland og van Roermund, 1983; Joanny, et al., 1991).

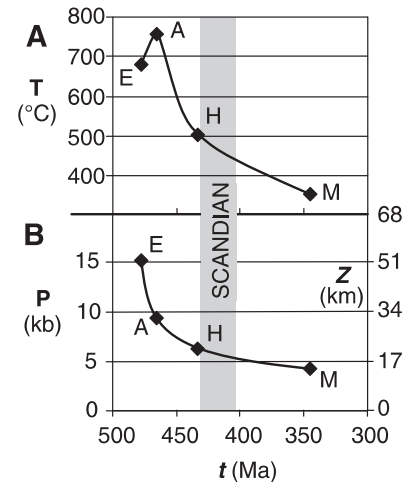
Bergratene har med stor sannsynlighet befunnet seg ved et dyp på over 60 km. Termale kontinentale kollisjonsmodeller (Thompson og England, 1984; Rubie, 1984) krever nemlig at bergartene har vært ved 60 km dyp for at det skal være mulig med en temperaturøkning under den tidlige fasen av retrogradering. Denne temperaturøkningen kan være et resultat av "thermal relaxation by conduction" (Oxburgh og Turcotte, 1974; England og Richardson, 1977; Hacker og Peacock, 1995). Prosessen er knyttet til en isostatisk modell der temperaturen øker litt i starten før en langvarig avkjøling overtar den retrograde prosessen. Denne eventuelle temperaturøkningen kan også knyttes til en "hot iron model", som går ut på at varmere bergarter transporteres ved en skyveforkastning over de respektive bergratene (Spear, 1993). I Lofoten og Vesterålen dannes Seve skyveforkastningen rundt 430-400 Ma og fører varmere bergarter over Lofoten-eklogitten, noe som kan ha ført til økte metamorfe forhold. En slik hendelse vil ha ført til økning i både trykket og temperaturen. Men en slik hendelse er ikke registrert og da Steltenpohl et al. (2003) har estimert amfibolittfaciesforhold (hornblende ved 500 °C) datert til 433 Ma, og dermed vil en påvikning fra Seve skyveforkastningen se ut til å være fraværende for Lofoten-eklogittene.

Hvis man tar utgangspunkt i Steltenpohl et al. (2011) sin datering for eklogittiseringen til ~ 478 Ma under metamorfe forhold på 11-15 kbar og 680-780 °C (Markl og Bucher, 1997) tilsvarende en skorpedybde på 51 km. Og et estimert på 9,2 kbar og 780 °C tilsvarende en skorpedybde på 31 km (Mooney, 1997), datert til rundt 464 Ma (Corfu, 2004) for de retrograde forholdene. Så tilsvarer dette et oppløft av skorpen på 20 km over 14 Ma år. En metamorf temperatur for hornblende på 500 °C er datert til 433 Ma (Steltenpohl et al,

2003) og gir dermed en temperatursenkning på 280 °C over 45 Ma år. Noe som gir en nedkjølingshastighet på 6 °C/Ma. Datering på 343 Ma er gitt for muskovitt ved en temperatur på 350 °C og brukes av Steltenpohl et al. (2011) til å stadfeste at berggrunnen passerte den sprø-duktilen grensen ved en skorpedybde på 15 km.

Eklogittene har i stor grad mistet sin eklogittparagenese da bare en bergartsprøve viser mindre grad av nedbrytning (5B). Bevaring av eklogittparagenesen skjer når tiden ikke blir tilstrekkelig for at en lavere metamofosegrad skal kunne påvirke bergraten. Det er også essensielt at bergarten ikke blir utsatt for fluider, som bidrar til deformasjon.

Rekrystallasjon av hovedsakelig symplektitten til hornblende og plagioklas er en prosess som kan ha foregått ved granulitt- eller amfibolittfacies. Mineralkjemi av hornblende stammer enten fra rekrystallisert symplektitt eller fra nedbrytning av granat. Et geotermobarometriske estimat utregnet i Excel regnearket "Amph-Gran mars 2006" for et retrograd stadie med utgangspunktet i amfibol og feltspat gav uønskelige resultater. Geotermometeret fra Holland og Blundx (1994) varierte kraftig fra 900-560 °C og et geobarometerene fra Bhadra og Bhattacharya (2007) gav helt ulogiske estimat. Grunner til dette vil være at paragenesen ikke er i likevekt og at de geobarometriske grenseverdiene ikke er innfrid (Bhadra og Bhattacharya, 2007).



Figur 6.2: Trykk- og temperatur utvikling for Flakstadøy-eklogitten. Øverste grafen viser temperaturutviklingene og nedre grafen trykkutviklingen. All data brukt i figuren er diskutert i teksten. E, står for eklogittfacies, A, for amfibolittfacies (granulittfacies), H, for hornblende og M, for muskovitt.



### 6.2 Konklusjon

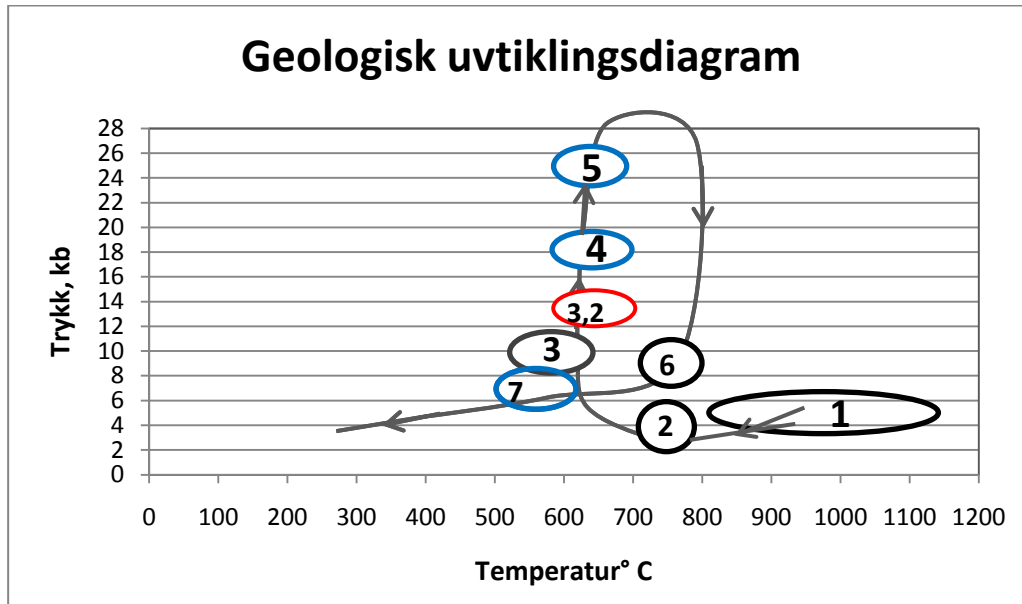
Kort oppsummert geologisk utviklingshistorie for feltområdet.

- 1) Paleoproterozoisk berggrunn; "Flakstadøy Basic Complex" intruderte i et eldre kontinent for 1,97-1,8 Ga år siden. Disse paleoproterozoiske plutonene størknet ved et skorpenivå på  $> 12$  km; krystallisert ved 9-4 kbar og  $> 1180-850$  °C (Markl et al., 1998a).
- 2) Enkelte postmagmatiske mineraler har beholdt sin primære form. Ellers har komplekset gjennomgått granulittfacies metamorfose.
- 3) Olivin og gjenværende smelte har reagert og dannet magmatisk ortopyroksen krystallisert postmagmatisk for rundt 1,8 Ga år siden. Denne ortopyroksen har bevart sin primære form og er å finne som en del av koronateksturen rundt olivin i bergartsprøve 2C og 3Ci.
- 4) Lokale Cl-fluider har strømt gjennom bergartene hovedsaklig ved skjærsoner. Cl-rike mineraler er dannet ved 8-11 kbar og 570-660 °C (Markl et al., 1998b) og/eller ved 11-14 kbar og 650-700 °C (Kullerud et al. 2001). Bergartsprøve 4Ci er fra kantene av en større duktil skjærsoner og viser spor etter Cl-rike fluider i relikte granatinnestlutninger. Om innestlutningene i bergartsprøve 4Ci kan knyttes til denne prosessen er ikke sikkert, da de også kan være et resultat av seinere Cl-fluider.
- 5) Olivin og feltspat har reagert og dannet metamorf palisadeteksturell ortopyroksen i en koronatekstur. Trykk- og temperaturforhold for den metamorfe koronadannelsen har ligget på rundt  $18 \pm 2,2$  kbar og  $680 \pm 120$  °C. Tolket til å være en tidlig fase av subduksjonen, rundt 500 Ma år siden.
- 6) Tidlig fase av subduksjon har ført til koronadannelse av granat i eklogittfacies feltet. Trykk- og temperaturforhold på  $18 \pm 2,2$  kbar og  $680 \pm 120$  °C.
- 7) Ved maksimal skorpedybde ( $> 60$  km) omdannes de mafiske intrusjonen, de duktile skjærsonene og visse Al-rike protolitter til eklogitt, ved trykk på  $25 \pm 3,2$  kbar og

temperatur på  $660 \pm 85$  °C. Eklogittfacies metamorfosen er dater til  $479 \pm 41$  Ma (Steltenpohl et al., 2011).

- 8) Eklogittene i skjærsonene er seinere blitt påvirket av amfibolittfacies dater til 433 Ma og må derfor være eldre enn 433 Ma (Steltenpohl et al., 2003).
- 9) Ekstensjon i silur-devon har ført til at bergartene transporteres oppover i jordskorpen, dette har resultert i en mengde forskjellige retrograde særtrekk, som symplektitt fra nedbrytning av klinopyroksen og kyanitt, kelyfittiske soner rundt granat som resultat av nedbrytning og rekrystallisasjon av høytrykksparagenesen til mineraler i en lavere paragenese.
- 10) Nedbrytning av omfasitt estimert til å ha skjedd ved  $8 \pm 0,5$  kbar og  $550 \pm 100$  °C.
- 11) Hydrotermal aktivitet som danner hydrøse mineraler som hornblende, prehnitt, zeolitt og klinozoisitt. En åre med prehnitt og zeolitt kutter rekrystallisert symplektitt og er dermed en yngre prosess.
- 12) De retrograde metamorfe forholdene strekker seg mest sannsynlig fra granulitt- til zenolittfacies.

## 6.3 Oppsummering av geologisk utvikling



Figur 6.3: Geologisk utvikling. Punkt 1: "Flakstadøy Basic Complex" krystalliserer ved en skorpedybde på ca. 12 km, under forhold på 4-5 kbar og 850-1180 °C (Markl et al., 1998a) for rundt 1.8 Ga år siden. Et postmagmatisk stadiet nært solidus dannet magmatisk oropyroksen rundt olivin i en koronatekstur. Punkt 2: Granulittfacies forhold ved 3-4 kbar og 750-800 °C (Olsen, 1978) innrettet like etter krystallisasjonen. Punkt 3: Dannelse av Cl-rike mineraler i duktile skjærsoner ved 8-11 kbar og 570-660 °C (Markl et al., 1998b). Punkt 3.2: Et alternativt eklogittfaciesparagenese ved 14,5 kbar og 645 °C (Figur 4.2 og Figur 4.3). Denne sirkelen kan også representere Kullerud et al., 2001 Cl-rike mineraler, skjærbevegelse og eklogittfaciesparagenesen. Punkt 4: Koronadannelse av metamorf ortopyroksen og granat ved  $18 \pm 2,2$  kbar og 680 °C (Figur 4.1). Bergartene er subduert ned i dypet i tidlig ordovicium. Punkt 5: Eklogittfaciesparagenesen ved  $25 \pm 3,2$  kbar og 660 °C (Figur 4.2) dannet under maksimal skorpedybde 478 Ma. Punkt 6: Retrograd metamorft forhold ved 9,2 kbar og 780 °C (Mooney, 1997). Punkt 7: Nedbrytning av klinopyroksen i matriks ved 8 kbar og 550 °C (Figur 4.3). Ved 342 Ma er eklogittene ved Flakstadøy hevet til under 350 °C (muskovitt estimat) (Steltenpohl et al., 2004).

## REFERANSELISTE

- Ahrens T. J. & Schubert, G., 1975:** Rapid formation of eclogite in a slightly wet mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 27, s. 90-94.
- Austerheim, H. & Griffin, W. L., 1985:** Shear deformation and eclogite formation within granulite-facies anorthosites of the Bergen Arcs, western Norway, *Chemical Geology*, vol.50, s. 267-281.
- Austerheim, H., 1987:** Eclogitisation of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones, *Earth and Planetary Sciences Letters*, vol. 81, s. 221-232.
- Bartley, J. M., 1982:** Limited basement involvement in Caledonian deformation, Hinnøy, North Norway, and tectonic implications, *Tectonophysics*, vol. 83, s. 185-203.
- Binns, R. E., 1967:** Barroisite-bearing eclogite from Naustdal, Sogn og Fjordane, Norway, and the relationship between Troms sagvandites and geologic history of the area, *Acta Borealia, A. Scintia*, 30, s. 1-16.
- Bhadra, S. & Bhattacharya, A., 2007:** The barometer tremolite + tschermakite + 2 albite = 2 paragasite + 8 quartz: Constraints from experimental data at unit silica activity, with application to garnet-free natural assemblages, *American Mineralogist*, vol. 92, s. 491-502.
- Boland, J. N. & van Roermund, H. L. M., 1983:** Mechanisms of Exsolution in Omphacites from High Temperature, Type B, eclogites, *Physics and Chemistry of Minerals*, s. 30-37
- Boudry, T. M., Fountain, D. M. & Austerheim, H., 1992:** Structural development and petrofabrics of eclogite facies shear zones, Bergen Arcs, western Norway Implications for deep crustal deformational processes, *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 10, s. 127-146.
- Brey, G. P. & Köhler, T., 1990:** Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New Thermobarometers, and Practical Assessment of existing Thermobarometers, *Journal of Petrology*, 31 s.1353-1378.
- Brown, G. C. & Musset, A. E., 1993:** The Inaccessible Earth. An Integrated View of its Structure and Composition, 2.nd ed. xi + 276 pp.
- Bryhni, I., Bollingberg, H. J. & Graff, P. R., 1969:** Eclogite in quartzofeldspathic gneisses of Nordfjord, west Norway, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 49, s. 193-225.
- Bryhni, I. & Griffin, W. L., 1971:** Zoning in eclogite garnets from Nordfjord, west Norway, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 32, s.112-225.
- Carswell, D. A., 1990:** Eclogites and the eclogite facies: definitions and classification, Eclogite Facies Rocks, *Blackwell*, 1-13.
- Carswell, D. A. & Harley, S.L., 1990:** Mineral barometry and thermometry. In: Carswell, D.A. (Ed.), Eclogite Facies Rocks, Blackie, New York, pp. 83-110.
- Carswell, D. A. & Zhang, R. Y., 1999:** Petrographic characteristics and metamorphic evolution of ultrahigh-pressure eclogites in plate-collision belts, *International Geology Review*, vol. 41, s. 781-798
- Corfu, F., 2000a:** U-Pb geochronology in the Lofoten Vesterålen: age of the AMCG magmatic suite and some preliminary indications concerning the time of high-grade metamorphism. Lofoten-2002, workshop about and excursion to Troms-Lofoten 24-31.8.2002, del I. workshop prog. With abstracts Geocenter Rapport, nr. 19, Turku University-Åbo Akademi University, s 5-6.
- Corfu, F., 2000b:** U-Pb geochronology of the Lofoten-Vesteraalen AMCG Suite, Northern Norway. Goldschmidt 2000 Conference, 3-8 sep., Oxford, UK. J Conf Abstr 5(2): 318.
- Corfu, F., 2004:** U-Pb age, setting and tectonic significance of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite, Lofoten-Vesteralen, Norway. *J.Petrol.* 45, s. 1799-1819
- Corfu, F., 2007:** Multistage metamorphic evolution and nature of the amphibolites-granulite facies transition in Lofoten-Vesterålen, Norway, revealed by U-Pb in accessory minerals, *Chemical Geology*, 108-126.

- Cloos, M., 1982:** Flow mélanges: numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California, *Geological Society of America, Bulletin*, 93, 330-345.
- Ellis, D. J. & Green, D. H., 1979:** An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contr. Mineral. Petrol.* 71, s. 13-22.
- Elvevold, S. & Gilotti, J. A., 2000:** Pressure-temperature evolution og retrogressed kyanite eclogites Weinschenk Island, North-East Greenland Caledonides, *Elsevier, Lithos* 53, s.127-147.
- England, P. C. & Richardson, S. W., 1977:** The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments, *Journal of Geological Society of London*, 134, s. 201-213.
- Ernst, W. G., 1988:** Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P-T paths, *Geology*, 16, s.1081-1084.
- Eskola, P., 1920:** The mineral facies of rocks, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 6, s. 143-194.
- Eskola, P., 1921:** On the eclogites of Norway, *Norsk Videnskabs Srifter I*, Matematisk-Naturvidenskabelig Klasse, 8, s. 1-118.
- Fisher, G. W., 1977:** Non-equilibrium thermodynamics in metamorphism, *Thermodynamics in Geology* (ed. Fraser, D. G.), Reidel Publication Company, s. 381-403.
- Fountain, D. M. og Boundy, T. M., 1992:** Structural development and petrofabrics of eclogite facies shear zones, Bergen Arcs, western Norway: implications for deep crustal deformational processes, *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 10, s. 127-146.
- Gasparik, T. & Newton, R. C., 1984:** The reversed Al-contents of orthopyroxene in equilibrium with spinel and forsterite in system MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, s. 186-196.
- Guler sider kart:** [flyfoto], <http://kart.gulesider.no/>
- Green, D. H. & Ringwood, A. E., 1967:** An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications, *Geochimica & Cosmochimica Acta*, 31, s. 767-833.
- Griffen, W. L., Taylor P. L., Hakkinen, J.W., Heier, K.S., Iden, I.K., Krogh, E. J., Malm, O., Olsen, K. I., Ormaasen, D.E. & Tveten, E., 1978:** Archaean and Proterozoic crustal evolution in Lofoten-Vesterålen N. Norway, *Journal of Geological Society of London* vol. 135, s. 629-644.
- Hacker, B. R. & Peacock, S. M., 1995:** Creation, preservation, and exhumation of UHPM rocks. I: *Ultrahigh Pressure Metamorphism*, s. 159-181.
- Harley, S. L. & Green, D. H., 1982:** Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites, *Nature* 200, s. 697-701.
- Hartmann, K., Wirth, R. & Markl, G., 2008:** P-T-X-controlled elements transport through granulite-facies ternary feldspar from Lofoten Norway, *Mineral Petrol.*, 156, s. 359-374.
- Haüy, 1822:** Traitè de mineralogy, *Bachelier, Paris*.
- Heier, K. S., 1960:** *Petrology and geochemistry of high-grade metamorphic and igneous rocks on Langøy, Northern Norway. Norges Geologiske Undersøkelse* 207, s. 1-246.
- Heier, K. S. & Compston, W., 1969:** Interpretation of Rb-Sr age patterns in high grade metamorphic rocks, north Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 49, s. 257-283.
- Hodges, K. V., Bartley J. M. & Burchfiel B. C., 1982:** Structural evolution of an A-type subduction zone, Lofoten-Rombak Area, northern Scandinavian Caledonides, *Tectonics*, vol. 1, nr. 5, s. 441-462.
- Holland, T. 1979:** Experimental determination of the reaction paragonite: jadeite + kyanite + water, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> -SiO<sub>2</sub> -H<sub>2</sub>O, with applications to eclogites and blueschists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, s. 293-301.
- Holland, T. 1980:** The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200 °C, *American Mineralogist*, vol. 65, s. 129-134.
- Holland, T. & Blundy, J., 1994:** Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Mineralogy and Petrology*, 116, s. 433-447.
- Ito, K. & Kennedy, G. C., 1974:** The composition of liquids formed by partial melting of eclogites at high temperatures and pressures. *Journal of Geology*, 82, 282-392.

- Jacobsen, S. B. & Wasserberg, G. J., 1978:** Interpretation of Nd, Sr and Pb isotope data from Archean migmatites in Lofoten-Vesteralen, Norway, *Earth Planet. Sci. Lett.* 41, s. 245-253.
- Joanny, V., van Roermund, H. & Lardeaux, J. M., 1991:** The clinopyroxene/plagioclase symplectite in retrograde eclogites: a potential geothermobarometer, *Geologische Rundschau* 80/2, Stuttgart s. 303-320
- Kassos, G., Steltenpohl M. G., Rehnstrøm, E., Mager, S. & Andresen, A., 2004:** Structural and isotropic studies of eclogite-facies shear zones and associated pseudotachylytes in lower-crustal continental basement, Lofoten Islands, Norway: Deep-crustal seismic faults(?), *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol. 36, nr 5, s. 430.
- Klein, A. C. & Steltenpohl, M. G., 1999:** Basement-cover relations and late- to post-Caledonian extension in the Leknes group, west-central Vestvågøy, Lofoten, north Norway, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, vol. 79, s.19 – 31.
- Kullerud, K., 1992:** Metamorphism and fluid-rock interaction in shear zones within the Flakstadøy Basic Complex, Lofoten, Northern Norway. Ph.D. thesis, University of Oslo.
- Kullerud, K., 1995:** Chlorite, titanium and barium-rich biotites: factors controlling biotite composition and the implications for garnet-biotite geothermometry, *contrib. Mineral Petrol* 120: 42-59.
- Kullerud, K., 1996:** Chlorite-rich amphibols: interplay between amphibole composition and an evolving fluid, *Eur. J. Mineral*, 8, s. 355-370.
- Kullerud, K. & Erambert, M., 1999:** Cl-scapolite, Cl-amphibole, and plagioclase equilibria in ductile shear zones at Nusfjord, Lofoten, Norway: Implications for fluid compositional evolution during fluid-mineral interaction in the deep crust, *Geochimica et cosmochimica acta*, vol. 63, nr. 22, s. 3829-3844.
- Kullerud, K., Flatt, K. & Davidsen, B., 2001:** High-pressure fluid-rock Reactions involving Cl-bearing Fluids in Lower-crustal Ductile Shear Zones of the Flakstadøy Basic Complex, Lofoten, Norway, *Journal of Petrology*, vol. 42, nr 7, s. 1349-1372.
- Kretz, R., 1983:** Symbols for rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 68, s.177-279
- Krogh, E. J., 1977:** Evidence of Precambrian continent-continent collision in Western Norway, *Nature*, vol. 267, s. 17-19.
- Krogh, E. J., 1980:** Geochemistry and petrology of glaucophane-bearing eclogites and associated rocks from Sunnfjord, western Norway. *Lithos*, 13, 355-380.
- Krogh, E. J., 1982:** Metamorphic evolution of Norwegian eclogites. Reply. *Nature*, 269, 730.
- Krogh, E. J., 1984:** Petrology of Country-Rock Eclogites in the Basal Gneiss Region Western Norway, 3-10.
- Malm, O. & Ormaasen, D. E., 1978:** Mangerite–charnockite intrusives in the Lofoten–Vesterålen area, North Norway: petrography, chemistry and petrology. *Norges Geologiske Undersøkelse* 338, s. 83–114.
- Markl, G. & Bucher, K., 1997:** Proterozoic eclogites from the Lofoten islands, northern Norway, Elsevier Science, *Lithos* 42, s.15-34.
- Markl, G. & Bucher, K., 1998:** Composition of fluids in the lower crust inferred from metamorphic salt in lower crustal rocks, *Nature*, vol. 391, s. 781–783.
- Markl, G., Foster, T. C. & Bucher, K., 1998a:** Diffusion-controlled olivine corona textures in granitic rocks from Lofoten, Norway: calculation of Onsager diffusion coefficient, thermodynamic modeling and petrological implications, *Journal of Metamorphic Geology*, vol.15, nr. 5, s. 607-622.
- Markl, G., Ferry, J., & Bucher, K., 1998b:** Formation of saline brines and salt in lower crust by hydration reactions and partially retrogressed granulites from the Lofoten Islands, Norway, *American Journal of Science*, 298, s 705-757.
- Markl, G. & Höhndorf, A., 2003:** Isotopic constraints on the origin of AMCG-suite rock on the Lofoten Islands, N Norway, *Mineralogy and Petrology*, 78, s. 149-169.
- McDougall, I. & Harrison, T., M., 1999:** Geochronology and Thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method (2.ed) New York, Oxford University Press, 269.

- Mooney, 1997:** Structural and lithologic investigation of Værøy, Lofoten, North Norway and regional study of Caledonian metamorphism [M.S. thesis]: Auburn, Alabama, Auburn University, s.1-180.
- Nordgulen, Ø & Andresen, A, 2006:** Jordas urtid, Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A., Landet blir til, *Norges geologi*, s.66-68, 71 og 89.
- Olsen, 1978:** Metamorphic petrology and fluid-inclusion studies of granulites and amphibolites-facies gneisses on Langøy and Hinnøy, Vesterålen, N Norway: Cad. real. thesis, University of Oslo, s. 1-214.
- Olesen, O., Torsvik, T. H., Tveten E., Zwann, K.B., Løseth, H. & Henningsen. T., 1997:** Basement structure of the continental margin in the Lofoten-Lopphavet area, northern Norway: Constraints from potential field data, on-land structural mapping and palaeomagnetic data, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, vol. 77, s. 15-30.
- Oxburgh, R. E. & Turcotte, D. L., 1974:** Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the eastern Alps. *Scweiz Mineral Petror. Mitt*, 42, s.641-662.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J., 1996:** Microtectonics, Springer-Verlag
- Patt, J. P., 1986:** Dynamics of orogenic wedges and uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America, Bullentin*, 97, s. 1037-1053.
- Powell, R., 1985:** Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited, *J. Metamorph. Geol.*, 2, s. 33-42.
- Raheim, A., & Green, H. D., 1974:** Experimental determination of temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contr. Mineral. Petrol.*, 49, s. 179-203.
- Raheim, A., 1976:** Petrology of eclogites and surrounding schists from the Lyell Highway-Collingwood River area, *Journal of Soc. Austral.*, 23, s.313-327.
- Ravna, E. K., 2000:** The garnet- clinopyroxene Fe<sup>2+</sup> -Mg geothermometer an updated calibration, *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 8, nr. 2, s.211-219
- Ravna E. J. K. & Paquin, 2003:** Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites, *ENU Notes in Mineralogy*, vol. 5, kap. 8, s. 229-259.
- Ravna, E. J. K. & Terry, M. P., 2004:** Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists an evaluation of equilibria among garnet-clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz, *Journal of metamorphic Geology*, 22, s.579-592.
- Rehnström, E. F., Steltenpohl, M. G., Kassos, G., Mager, S. & Andresen. A., 2005:** Dating the Lofoten Island eclogites, Norges Geologiske Forening, Vinterkonferansen Abstracts and Proceedings, nr. 1, s. 98-99.
- Ringwood, A. E. & Green, D. H., 1966:** An experimental investigation of gabbro-eclogites transformation and some geophysical consequences, *Tectonophysics*, 3, s.383-427.
- Romey, W. D., 1971:** Basic Igneous Complex, Mangerite and High Grade Gneisses of Flakstadøy, Lofoten, Northern Norway: I. Field Relations and Speculations on Origins, *Norsk geologisk tidsskrift*, s.33-36.
- Robie, R. A. & Hemingway B. S. & Fisher, J. R., 1978:** Thermodynamic properties of mineral and related substances at 298.15 K and 1 bar (10<sup>5</sup> Pascals) pressure and at higher temperatures U. S Geol. Surv. Bull. 1452.
- Rubie, D. C., 1984:** A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia Zone, Western Alps, *Journal of Geology*, 92, s.21-36.
- Smulikowski, K., 1967:** Eclogites of the Sněžnik Mts. in the Sudetes. *Geologia Sudetica*, 3, 7-180.
- Spear, F. S., 1993:** Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths, *Mineralogical Society of America, Monograph*, 799.
- Steltenpohl, M. G., Hames, W. E., Andresen, A. & Markl, G., 2003:** New Caledonian eclogite province in Norway and potential Laurentian (Taconic) and Baltic links, *Geology*, vol. 31, nr. 11, s. 985-988.

- Steltenpohl, M. G., Hames, W. E. & Andresen, A., 2004:** The Silurian to Permian history of a metamorphic core complex in Lofoten, northern Scandinavian Caledonides, *Tectonics*, vol. 23, s. 1-23.
- Steltenpohl, M. G., Kassos, G. & Andresen, A., 2006:** Retrograded eclogite- facies pseudotachylytes as deep- crustal paleoseismic faults within continental basement of Lofoten, north Norway, *Geosphere*, vol. 2, nr. 1, s. 61-72
- Steltenpohl, M. G., Kassos, G., Andresen, A., Rehnstrom, E. F. & Hames, W. E., 2011:** Eclogitization and exhumation of Caledonian continental basement in Lofoten, North Norway. *Geological Society of America*, vol. 7, nr.1, s.1-17.
- Taylor, 1974:** *Isotope geology and related geochemical studies of ancient high-grade metamorphic basement complexes: Lofoten and Vesterålen, North Norway. Ph.D. thesis, University of Oxford.*
- Taylor, P. N., 1975:** An Early Precambrian age for migmatitic gneisses from Vikan i Bø, Vesterålen, North Norway. *Earth and Planetary Science Letters* 27, s. 35–42.
- Thompson, A. B. & England, P. C., 1984:** Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks, *Journal of Petrology*, 25, s, 929-955.
- Tull, J. F., 1977:** Geology and structure of Vestvågøy. Lofoten, north Norway, *Norges Geologiske Undersøkelse*, vol. 42, 109.
- Tull, J. F., Bartley J. M., Hodges, K. V., Andresen, A., Steltenpohl, M. G. & White, J. M., 1985:** The Caledonides in the Ofoten region (68-69N), north Norway: Key aspects of tectonic evolution, in Gee, D.G., and Sturt, B.A., (eds.), *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*, Wiley-Interscience, New York, s. 553-569.
- Tveten, E., 1978:** Beskrivelse til geologisk kart over Norge-1:250 000, Svolvær. *Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse.*
- Wade, 1985:** Radiogenic isotope studies of crust-forming processes in *the* Lofoten–Vesterålen Province of North Norway. Ph.D. thesis, University of Oxford.
- Whitney, D. L., Evans, B. W., 2010:** Abbreviations for names of rock-forming minerals, *Mineralogical Society of America, American Mineralogist*, vol. 95, nr. 1, s. 185-187.
- Yardley, 1989:** *An Introduction to Metamorphic. Petrology*, Longman Earth Science Series, Longman Scientific & Technical.



## BERGRATSPRØVE OVERSIKT

### Lokalitet 1

- en 2x2m<sup>2</sup> sirkulær mafisk linse som har en klar grense til dioritt i nord.

Bergartsprøve nr.	Bergartsnavn	Generell info.
1A	Dioritt	Sidebergart til den mafiske linsen
1B	Amfibolitt	Fra grensesonen mellom mafisk linse og dioritt
1Ciii	Retrogradert eklogitt	Fra linsens randsone, med klinopyroksen i matriks
1Dii	Retrogradert eklogitt	Fra linsens kjerne, med klinopyroksen i matriks
1Fii	Kyanittførende retrogradert eklogitt	Sidebergartene til mafisk linse, med kyanitt og omfasitt-inneslutninger
1Gii	Kyanittførende retrogradert eklogitt	Sidebergartene til mafisk linse

### Lokalitet 2

- en skjærsone orientert NV-SØ, skjærsonen deler seg i to og mellom opptrer protolitt av gabbro.

Bergartsprøve nr.	Bergartsnavn	Generell info.
2A	Retrogradert eklogitt	Foliert bergart, fra skjærsonen
2C	Gabbro (koronagabbro)	Korona av granat og ortopyroksen rundt blant annet olivin og plagioklas, protolitt til skjærsonen

### Lokalitet 3

- duktil skjærsone ca 5 cm brei.

Bergartsprøve nr.	Bergartsnavn	Generell info.
3Ai	Retrogradert eklogitt	Meget finkornet, relikte koronatekstur med granat i favorisert orientering
3Aii	Retrogradert eklogitt	Båndet bergart, koronatekstur med granat i favorisert orientering
3Ci	Retrogradert eklogitt	Veldefinert koronatekstur av granat og ortopyroksen
3Cii	Retrogradert eklogitt	Relikt koronatekstur, med granat i favorisert orientering

**Lokalitet 4**

- en mer lineær formet mafisk linse med en bredde på ca 6 m og en minimumslengde på 17 m (linsen fortsatte ute i havet). Linsen grenser i vest til en stor skjærsone.

Bergartsprøve nr.	Bergartsnavn	Generell info.
4A	Retrogradert eklogitt	Fra mafisk linses randsone
4B	Retrogradert eklogitt	Fra mafisk linses randsone
4Ci	Retrogradert eklogitt	Fra mafisk linses randsone, med klinopyroksen i matriks, Cl-rike mineraler inni granat
4D	Retrogradert eklogitt	Fra mafisk linses kjerne
4E	Retrogradert eklogitt	Sidebergart i kontakt med mafisk linse, der soner med klinozoesitt opptrer
4F	Retrogradert eklogitt	Sidebergart
4G	Retrogradert eklogitt	Sidebergart, med soner der klinozoesitt opptrer

**Lokalitet 5**

- en mafisk linse.

Bergartsprøve nr.	Bergartsnavn	Generell info.
5A	Retrogradert eklogitt	Relikt koronatekstur
5B	Eklogitt	Omfasitt og granat, viser lite antydning til nedbrytning
5C	Retrogradert eklogitt	Relikt koronatekstur

MINERALKJEMI

Tabell 1: Mineralkjemisk analyse av granat

<b>Strukturformel</b>	kant		kant					
Info.	nær opx	kjerne	nær amp	nær plag	kjerne	nær hbl	nær mag	
<b>Prøve</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>
Analyse nr.	d2-->13	d2-->14	d2-->15	d2-->24	d2-->25	d2-->26	d2-->27	d2-->28
Oksygen	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000
Kation	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
<b>Mineral</b>	<b>Garnet</b>	<b>Garnet</b>	<b>Garnet</b>	<b>Garnet</b>	<b>Garnet</b>	<b>Garnet</b>	<b>Garnet</b>	<b>Garnet</b>
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	39,47	39,26	40,16	39,50	39,06	39,11	37,43	39,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,40	21,97	22,26	22,79	21,82	21,79	22,68	21,20
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,08	0,11	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01
FeO	20,64	19,56	19,59	19,03	20,77	21,92	23,37	21,85
MnO	1,14	0,83	0,54	0,25	0,61	0,77	0,84	0,91
MgO	8,43	8,07	9,38	5,28	5,49	5,99	5,47	4,69
CaO	9,09	10,46	8,89	13,97	12,87	11,05	10,14	12,92
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Total	101,20	100,21	100,84	100,84	100,64	100,73	100,09	100,85
<b>Normalisert kation</b>								
Si	2,966	2,976	3,009	3,000	2,986	2,990	2,891	3,003
Al(iv)	0,034	0,024	0,000	0,000	0,014	0,010	0,109	0,000
Al(vi)	1,951	1,940	1,966	2,040	1,952	1,954	1,957	1,921
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,005	0,006	0,008
Cr	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001
Fe**	1,297	1,240	1,228	1,209	1,328	1,402	1,510	1,404
Mn	0,073	0,053	0,034	0,016	0,040	0,050	0,055	0,060
Mg	0,945	0,912	1,048	0,598	0,626	0,683	0,629	0,537
Ca	0,732	0,850	0,714	1,137	1,054	0,905	0,839	1,064
Kation	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
X(Fe)	0,420	0,397	0,400	0,408	0,428	0,455	0,498	0,446
X(Mn)	0,024	0,018	0,011	0,005	0,013	0,017	0,018	0,020
X(Mg)	0,313	0,303	0,350	0,202	0,208	0,227	0,207	0,179
X(Ca)	0,243	0,282	0,238	0,384	0,350	0,301	0,277	0,355
XMgXCa <sup>2</sup>	0,0184	0,0241	0,0199	0,0298	0,0255	0,0206	0,0159	0,0226
Mg#	0,427	0,433	0,467	0,331	0,327	0,333	0,294	0,287
XMgXCa	0,0759	0,0855	0,08345	0,07758	0,0729	0,0684	0,05741	0,0636

Tabell 1: Mineralkjemisk analyse av granat

<b>Strukturformel</b>								
Info.	rand	rand	kjerne	kjerne	rand	rand	rand	kjerne
<b>Prøve</b>	<b>5B</b>	<b>5B</b>	<b>5B</b>	<b>1Fii</b>	<b>1Fii</b>	<b>1Fii</b>	<b>1Fii</b>	<b>1Fii</b>
Analyse nr.	d2-->1	d2-->2	d2-->3	d1-->1	d1-->2	d1-->9	d1-->10	d1-->11
Oksygen	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000
Kation	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
<b>Mineral</b>	<b>Granat</b>	<b>Garnet</b>	<b>Garnet</b>	<b>Granat</b>	<b>Granat</b>	<b>Granat</b>	<b>Granat</b>	<b>Granat</b>
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO2	37,82	37,95	37,92	39,67	39,65	39,34	39,84	39,82
Al2O3	20,71	20,40	21,16	22,18	22,18	22,03	22,19	22,07
TiO2	0,07	0,09	0,03	0,02	0,04	0,07	0,03	0,07
Cr2O3	0,02	0,00	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	0,03
FeO	28,15	28,86	28,28	21,30	22,21	22,53	22,67	22,38
MnO	0,53	0,44	0,45	0,50	0,61	0,64	0,59	0,48
MgO	4,95	4,85	4,50	8,86	7,97	8,05	8,21	9,03
CaO	7,57	7,61	8,03	8,37	8,73	7,92	7,75	7,24
Na2O	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02
Total	99,82	100,20	100,40	100,91	101,46	100,59	101,28	101,15
<b>Normalisert kation</b>								
Si	2,972	2,977	2,966	2,986	2,986	2,990	3,006	2,997
Al(iv)	0,028	0,023	0,034	0,014	0,014	0,010	0,000	0,003
Al(vi)	1,891	1,864	1,918	1,955	1,955	1,964	1,974	1,955
Ti	0,004	0,006	0,001	0,001	0,002	0,004	0,002	0,004
Cr	0,001	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,002
Fe**	1,851	1,893	1,850	1,341	1,399	1,432	1,431	1,409
Mn	0,035	0,029	0,030	0,032	0,039	0,041	0,037	0,031
Mg	0,580	0,567	0,524	0,994	0,895	0,912	0,924	1,013
Ca	0,637	0,639	0,673	0,675	0,704	0,645	0,627	0,584
Kation	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
X(Fe)	0,585	0,590	0,593	0,434	0,455	0,468	0,470	0,457
X(Mn)	0,012	0,010	0,010	0,011	0,013	0,014	0,012	0,010
X(Mg)	0,192	0,188	0,174	0,331	0,298	0,304	0,308	0,338
X(Ca)	0,211	0,212	0,223	0,225	0,234	0,215	0,209	0,195
XMgXCa^2	0,0086	0,0085	0,0086	0,0167	0,0163	0,0140	0,0135	0,0128
Mg#	0,247	0,242	0,226	0,432	0,395	0,394	0,396	0,425
XMgXCa	0,040607	0,0399	0,0388	0,0743	0,0697	0,0652	0,06448	0,06575

Tabell 1: Mineralkjemisk analyse av granat

Strukturformel					kjerne	kjerne		
Info.	nær omf	nær omf	nær omf	korona	ved omf	ved omf	Rand	ved sprekk
Prøve	1Fii	1Fii	1Fii	3Ci	1Ciii	1Ciii	1Ciii	4Ci
Analyse nr.	d1-->18	d1-->23	d1-->25	d2-->41	d2-->48	d2-->49	d2-->50	d3-->4
Oksygen	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000	12,000
Kation	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Mineral	Granat	Granat	Granat	Garnet	Granat	Granat	Granat	Granat
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO2	39,58	39,63	39,49	40,11	38,21	37,97	38,45	38,29
Al2O3	22,02	22,24	21,93	22,57	20,79	20,40	21,23	21,36
TiO2	0,10	0,01	0,16	0,00	0,07	0,11	0,05	0,04
Cr2O3	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
FeO	21,59	22,88	21,96	19,30	28,18	28,32	26,03	26,34
MnO	0,53	0,49	0,46	0,88	0,43	0,61	0,33	0,31
MgO	7,97	8,81	8,73	10,17	3,71	3,69	4,22	4,47
CaO	8,59	6,94	7,76	8,16	8,35	8,23	9,80	8,72
Na2O	0,05	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01
Total	100,43	101,01	100,54	101,22	99,76	99,34	100,14	99,56
Normalisert kation								
Si	3,007	2,992	2,991	2,984	3,020	3,018	3,004	3,008
Al(iv)	0,000	0,008	0,009	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000
Al(vi)	1,973	1,971	1,950	1,963	1,937	1,911	1,956	1,979
Ti	0,006	0,000	0,009	0,000	0,004	0,007	0,003	0,002
Cr	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Fe**	1,372	1,444	1,391	1,201	1,863	1,883	1,701	1,730
Mn	0,034	0,031	0,030	0,055	0,029	0,041	0,022	0,021
Mg	0,902	0,991	0,985	1,127	0,436	0,437	0,491	0,524
Ca	0,700	0,561	0,630	0,651	0,707	0,701	0,820	0,734
Kation	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
X(Fe)	0,453	0,473	0,452	0,390	0,607	0,605	0,555	0,573
X(Mn)	0,011	0,010	0,010	0,018	0,010	0,014	0,007	0,007
X(Mg)	0,302	0,330	0,328	0,375	0,146	0,146	0,164	0,175
X(Ca)	0,234	0,187	0,210	0,216	0,237	0,235	0,274	0,245
XMgXCa^2	0,0165	0,0115	0,0145	0,0175	0,0082	0,0081	0,0123	0,0105
Mg#	0,400	0,411	0,421	0,490	0,194	0,195	0,228	0,234
XMgXCa	0,070643	0,061601	0,06891	0,08107	0,0347	0,034348	0,0449	0,0428893

Tabell 1: Mineralkjemisk analyse av granat

<b>Strukturformel</b>			
Info.	ved plag	ved plag	rand
<b>Prøve</b>	<b>4Ci</b>	<b>4Ci</b>	<b>4Ci</b>
Analyse nr.	d3-->5	d3-->6	d3-->7
Oksygen	12,000	12,000	12,000
Kation	8,000	8,000	8,000
<b>Mineral</b>	<b>Granat</b>	<b>Granat</b>	<b>Granat</b>
	wt%	wt%	wt%
SiO2	38,73	38,27	38,23
Al2O3	21,31	21,28	20,39
TiO2	0,10	0,04	0,11
Cr2O3	0,01	0,00	0,00
FeO	27,35	26,60	28,73
MnO	0,41	0,40	0,36
MgO	4,54	4,27	4,87
CaO	9,03	9,42	7,67
Na2O	0,04	0,00	0,03
Total	101,52	100,28	100,40
<b>Normalisert kation</b>			
Si	2,988	2,989	2,992
Al(iv)	0,012	0,011	0,008
Al(vi)	1,927	1,949	1,873
Ti	0,006	0,002	0,007
Cr	0,001	0,000	0,000
Fe**	1,765	1,738	1,880
Mn	0,027	0,026	0,024
Mg	0,522	0,497	0,568
Ca	0,747	0,788	0,643
Kation	8,000	8,000	8,000
X(Fe)	0,568	0,564	0,588
X(Mn)	0,009	0,009	0,008
X(Mg)	0,174	0,165	0,189
X(Ca)	0,249	0,262	0,214
XMgXCa^2	0,0108	0,0114	0,0087
Mg#	0,235	0,227	0,244
XMgXCa	0,04331923	0,04331648	0,040604

Tabell 2: Mineralkjemisk analyse av pyroksen

Strukturformel	palisadetekstur			magmatisk			magmatisk	
	rand	kjerne	rand	rand	kjerne	inn.	nær ol.	kjerne
Prøve	2C	2C	2C	2C	2C	2C	3Ci	3Ci
Analyse nr.	d2-->10	d2-->11	d2-->12	d2-->18	d2-->19	d2-->20	d2-->37	d2-->38
Oksygen	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Kation	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Mineral	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Diopsid	Opx	Opx
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	55,65	55,50	55,11	52,61	52,64	52,42	55,94	53,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	0,30	0,99	3,04	3,06	4,71	1,07	3,05
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
FeO	17,10	16,83	16,62	17,37	18,26	5,53	13,78	14,84
MnO	0,35	0,31	0,35	0,44	0,36	0,18	0,18	0,40
MgO	27,46	27,46	27,68	25,69	25,03	14,55	29,60	27,19
CaO	0,20	0,18	0,31	0,45	0,53	23,27	0,09	0,32
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,61	0,00	0,00
Total	101,19	100,62	101,08	99,67	99,93	101,29	100,67	99,62
<b>Normaliserte kation</b>								
Si	1,99	1,99	1,97	1,91	1,92	1,90	1,98	1,94
Al(iv)	0,01	0,01	0,03	0,09	0,08	0,10	0,02	0,06
Al(vi)	0,01	0,01	0,01	0,04	0,05	0,10	0,02	0,07
Al(tot)	0,02	0,01	0,04	0,13	0,13	0,20	0,04	0,13
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>***</sup>	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,05	0,00	0,00
Fe <sup>**</sup>	0,51	0,51	0,47	0,49	0,53	0,12	0,41	0,45
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,46	1,47	1,47	1,39	1,36	0,78	1,56	1,46
Ca	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,90	0,00	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Kation	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Jad	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Acm	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,05	0,00	0,00
Cats	0,01	0,01	0,03	0,09	0,08	0,10	0,02	0,06
	0,02	0,01	0,06	0,13	0,11	0,15	0,02	0,06
Quad	0,98	0,99	0,94	0,87	0,89	0,85	0,98	0,94

Tabell 2: Mineralkjemisk analyse av pyroksen

Strukturformel	palisadetekstur								
	nært ol.	kjerne	inn.	inn.	inn.	inn.	inn	kjerne	rand
Prøve	3Ci	3Ci	1Fii	1Fii	1Fii	1Fii	1Fii g	5B	5B
Analyse nr.	d2-->39	d2-->40	d1-->15	d1-->16	d1-->21	d1-->22	d1-->24	d1-->26	d1-->27
Oksygen	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Kation	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Mineral	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO2	56,25	56,19	55,52	54,24	55,12	54,91	55,39	52,51	53,77
Al2O3	0,62	1,05	10,37	6,51	10,39	10,16	9,82	5,09	4,94
TiO2	0,02	0,02	0,08	0,22	0,05	0,03	0,14	0,13	0,18
Cr2O3	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,01
FeO	13,53	13,31	4,36	4,78	4,84	4,74	4,32	10,97	11,48
MnO	0,16	0,18	0,08	0,00	0,03	0,00	0,04	0,08	0,06
MgO	29,90	29,57	10,09	12,60	9,92	10,10	10,05	9,99	9,02
CaO	0,14	0,16	15,29	20,35	15,82	15,73	15,75	18,62	16,38
Na2O	0,00	0,02	5,28	2,82	5,26	5,14	5,43	3,33	4,55
Total	100,61	100,53	101,05	101,52	101,44	100,88	100,93	100,72	100,38
Normaliserte kation									
Si	1,99	1,99	1,96	1,93	1,94	1,95	1,96	1,92	1,97
Al(iv)	0,01	0,01	0,04	0,07	0,06	0,05	0,04	0,08	0,03
Al(vi)	0,01	0,03	0,39	0,21	0,38	0,37	0,37	0,14	0,18
Al(tot)	0,03	0,04	0,43	0,27	0,43	0,42	0,41	0,22	0,21
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>***</sup>	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,03	0,04	0,16	0,16
Fe <sup>**</sup>	0,40	0,39	0,13	0,10	0,11	0,11	0,09	0,17	0,19
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,58	1,56	0,53	0,67	0,52	0,53	0,53	0,55	0,49
Ca	0,01	0,01	0,58	0,78	0,60	0,60	0,60	0,73	0,64
Na	0,00	0,00	0,36	0,19	0,36	0,35	0,37	0,24	0,32
Kation	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Jad	0,00	0,00	0,36	0,15	0,32	0,32	0,33	0,07	0,16
Acm	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,03	0,04	0,16	0,16
Cats	0,01	0,01	0,04	0,07	0,06	0,05	0,04	0,08	0,03
	0,01	0,01	0,40	0,26	0,42	0,41	0,41	0,31	0,35
Quad	0,99	0,99	0,60	0,74	0,58	0,59	0,59	0,69	0,65



Tabell 2: Mineralkjemisk analyse av pyroksen

<b>Strukturformel</b>									
Info.	rand	rand	inn.	inn.	inn.	inn.	inn.	inn.	matriks
<b>Prøve</b>	<b>5B</b>	<b>5B</b>	<b>5B</b>	<b>5B</b>	<b>1Ciii</b>	<b>1Ciii</b>	<b>1Ciii</b>	<b>1Ciii</b>	<b>1Ciii</b>
Analyse nr.	d1-->28	d1-->29	d1-->30	d1-->31	d2-->45	d2-->46	d2-->47	d2-->51	d2-->52
Oksygen	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Kation	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
<b>Mineral</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	53,40	53,43	53,11	54,42	51,91	52,16	54,07	54,05	52,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,75	5,59	5,80	5,80	5,83	6,30	6,11	6,77	5,65
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,16	0,17	0,11	0,12	0,14	0,08	0,10	0,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00
FeO	11,64	10,41	9,29	11,13	10,63	10,56	10,13	8,14	10,79
MnO	0,07	0,07	0,05	0,00	0,04	0,04	0,03	0,04	0,10
MgO	8,89	9,67	10,36	8,55	9,33	8,43	8,68	9,72	9,22
CaO	16,68	17,30	18,64	15,02	18,35	17,27	15,40	17,12	17,95
Na <sub>2</sub> O	4,34	4,15	3,62	5,18	3,16	3,90	5,15	4,36	3,47
Total	99,91	100,79	101,10	100,22	99,39	98,83	99,66	100,34	99,57
<b>Normaliserte kation</b>									
Si	1,97	1,94	1,92	1,99	1,93	1,95	1,98	1,96	1,94
Al(iv)	0,03	0,06	0,08	0,01	0,07	0,05	0,02	0,04	0,06
Al(vi)	0,18	0,18	0,17	0,24	0,19	0,22	0,24	0,25	0,19
Al(tot)	0,21	0,24	0,25	0,25	0,26	0,28	0,26	0,29	0,25
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>***</sup>	0,16	0,16	0,15	0,14	0,10	0,10	0,14	0,09	0,12
Fe <sup>**</sup>	0,20	0,16	0,14	0,20	0,23	0,22	0,17	0,16	0,22
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,49	0,52	0,56	0,47	0,52	0,47	0,47	0,53	0,51
Ca	0,66	0,67	0,72	0,59	0,73	0,69	0,60	0,67	0,71
Na	0,31	0,29	0,25	0,37	0,23	0,28	0,37	0,31	0,25
Kation	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Jad	0,15	0,14	0,11	0,23	0,13	0,18	0,23	0,22	0,13
Acm	0,16	0,16	0,15	0,14	0,10	0,10	0,14	0,09	0,12
Cats	0,03	0,06	0,08	0,01	0,07	0,05	0,02	0,04	0,06
	0,34	0,35	0,33	0,38	0,30	0,34	0,39	0,35	0,31
Quad	0,66	0,65	0,67	0,62	0,70	0,66	0,61	0,65	0,69

Tabell 2: Mineralkjemisk analyse av pyroksen

<b>Strukturformel</b>									
Info.	matriks	matriks	matriks	inn.	inn.	sprekk	inn.kalsitt	sympl.	sympl.
<b>Prøve</b>	<b>1Ciii</b>	<b>1Ciii</b>	<b>1Ciii</b>	<b>4Ci</b>	<b>4Ci</b>	<b>4Ci</b>	<b>4Ci</b>	<b>4Ci</b>	<b>4Ci</b>
Analyse nr.	d2-->53	d2-->54	d2-->55	d3-->8	d3-->10	d3-->13	d3-->14	d3-->15	d3-->16
Oksygen	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Kation	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
<b>Mineral</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO2	52,34	52,66	52,03	54,33	54,87	53,39	54,59	53,49	53,97
Al2O3	5,65	6,00	5,48	7,83	8,73	6,15	8,25	3,61	4,08
TiO2	0,09	0,08	0,15	0,17	0,20	0,04	0,11	0,24	0,13
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,01
FeO	10,85	10,80	10,59	9,28	9,03	7,43	8,20	8,22	7,98
MnO	0,09	0,16	0,16	0,00	0,02	0,06	0,06	0,06	0,03
MgO	9,35	8,40	9,22	8,22	8,02	11,25	8,41	11,86	11,49
CaO	18,38	17,26	18,59	14,64	14,44	19,74	14,82	19,85	19,67
Na2O	3,51	3,98	3,34	5,64	6,19	3,20	5,74	2,67	2,93
Total	100,27	99,35	99,56	100,12	101,49	101,27	100,19	100,04	100,29
<b>Normaliserte kation</b>									
Si	1,93	1,96	1,93	1,97	1,95	1,92	1,97	1,96	1,97
Al(iv)	0,07	0,04	0,07	0,03	0,05	0,08	0,03	0,04	0,03
Al(vi)	0,17	0,22	0,17	0,30	0,32	0,18	0,32	0,12	0,15
Al(tot)	0,24	0,26	0,24	0,33	0,37	0,26	0,35	0,16	0,18
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe***	0,15	0,11	0,13	0,11	0,14	0,11	0,11	0,09	0,08
Fe**	0,19	0,23	0,20	0,17	0,13	0,11	0,14	0,16	0,16
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,51	0,47	0,51	0,44	0,43	0,60	0,45	0,65	0,63
Ca	0,72	0,69	0,74	0,57	0,55	0,76	0,57	0,78	0,77
Na	0,25	0,29	0,24	0,40	0,43	0,22	0,40	0,19	0,21
Kation	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Jad	0,10	0,18	0,11	0,28	0,29	0,11	0,30	0,10	0,13
Acm	0,15	0,11	0,13	0,11	0,14	0,11	0,11	0,09	0,08
Cats	0,07	0,04	0,07	0,03	0,05	0,08	0,03	0,04	0,03
	0,32	0,33	0,31	0,43	0,47	0,30	0,43	0,23	0,24
Quad	0,68	0,67	0,69	0,57	0,53	0,70	0,57	0,77	0,76

Tabell 2: Mineralkjemisk analyse av pyroksen

<b>Strukturformel</b>				
Info.	symp.	inn.	inn.	inn.
<b>Prøve</b>	<b>4Ci</b>	<b>4Ci</b>	<b>4Ci</b>	<b>4Ci</b>
Analyse nr.	d3-->18	d3-->20	d3-->21	d3-->22
Oksygen	6,000	6,000	6,000	6,000
Kation	4,000	4,000	4,000	4,000
<b>Mineral</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>	<b>Cpx</b>
	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	53,04	54,17	54,55	54,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,27	8,08	7,84	3,80
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,18	0,10	0,11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,01
FeO	8,49	8,80	8,96	11,05
MnO	0,05	0,03	0,00	0,00
MgO	11,95	8,32	8,19	9,63
CaO	20,50	15,19	14,50	16,25
Na <sub>2</sub> O	2,39	5,64	5,86	4,72
Total	99,94	100,42	99,98	100,00
<b>Normaliserte kation</b>				
Si	1,95	1,95	1,98	1,99
Al(iv)	0,05	0,05	0,02	0,01
Al(vi)	0,10	0,30	0,31	0,16
Al(tot)	0,14	0,34	0,33	0,16
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>***</sup>	0,11	0,13	0,12	0,18
Fe <sup>**</sup>	0,15	0,13	0,15	0,16
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,66	0,45	0,44	0,53
Ca	0,81	0,59	0,56	0,64
Na	0,17	0,39	0,41	0,34
Kation	4,00	4,00	4,00	4,00
Jad	0,06	0,26	0,29	0,16
Acm	0,11	0,13	0,12	0,18
Cats	0,05	0,05	0,02	0,01
	0,22	0,44	0,44	0,34
Quad	0,78	0,56	0,56	0,66

Tabell 3: Mineralkjemisk analyse av amfibol

<b>Strukturformel</b>								
Info.	hbl+plag	nær grt	kjerne	ved plag	ved grt	inn.	sympl.	primær
<b>Prøve</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>5B</b>	<b>5B</b>	<b>1Fii</b>	<b>1Fii</b>	<b>1Fii</b>
Analyse nr.	d2-->17	d2-->31	d2-->32	d2-->4	d2-->5	d1-->3	d1-->5	d1-->12
Oksygen	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00
Kation	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00
<b>Mineral</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	40,10	40,62	40,87	40,81	41,87	43,58	43,93	50,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,00	14,80	14,71	14,75	14,08	14,07	13,68	8,10
TiO <sub>2</sub>	0,01	2,59	2,70	2,09	2,15	0,92	0,15	0,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
FeO	8,59	12,49	11,31	12,67	12,74	8,45	11,63	8,94
MnO	0,02	0,05	0,05	0,03	0,01	0,01	0,07	0,10
MgO	13,37	11,73	11,96	12,10	11,90	14,93	13,53	16,88
CaO	12,22	11,89	11,70	11,43	11,53	11,81	11,41	11,27
Na <sub>2</sub> O	2,24	1,92	2,33	3,16	3,01	2,53	2,37	1,76
K <sub>2</sub> O	2,10	2,30	1,82	0,07	0,07	0,54	0,82	0,38
Total	97,66	98,39	97,51	97,10	97,36	96,84	97,60	97,60
<b>Oksygen</b>	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00
Si	5,85	6,01	6,06	6,06	6,19	6,19	6,42	7,13
Al(iv)	2,15	1,99	1,94	1,94	1,81	1,81	1,58	0,87
Al(vi)	1,12	0,60	0,63	0,64	0,64	0,64	0,78	0,50
Al	3,27	2,58	2,57	2,58	2,45	2,45	2,36	1,36
Ti	0,00	0,29	0,30	0,23	0,24	0,00	0,02	0,01
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>**</sup>	1,05	1,55	1,40	1,57	1,57	1,57	1,42	1,07
Mn	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg	2,91	2,59	2,64	2,68	2,62	2,62	2,95	3,59
Ca	1,91	1,89	1,86	1,82	1,83	1,83	1,79	1,72
Na	0,63	0,55	0,67	0,91	0,86	0,86	0,67	0,49
K	0,39	0,43	0,34	0,01	0,01	0,01	0,15	0,07
Kation	16,02	15,90	15,86	15,88	15,78	15,54	15,79	15,45
<b>Normaliserte kation</b>								
Si	5,48	5,67	5,73	5,73	5,88	5,97	6,10	6,93
Al	3,06	2,44	2,43	2,44	2,33	2,37	2,24	1,32
Ti	0,00	0,27	0,29	0,22	0,23	0,00	0,02	0,01
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>***</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>**</sup>	0,98	1,46	1,33	1,49	1,50	1,52	1,35	1,04
Mn	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg	2,72	2,44	2,50	2,53	2,49	2,53	2,80	3,48
Ca	1,79	1,78	1,76	1,72	1,74	1,76	1,70	1,67
Na	0,59	0,52	0,63	0,86	0,82	0,83	0,64	0,47
K	0,37	0,41	0,33	0,01	0,01	0,01	0,15	0,07
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Kation	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00
Fe <sup>***</sup>	2,93	2,60	2,49	2,54	2,28	2,28	2,31	1,34
Fe <sup>**</sup>	-1,88	-1,05	-1,09	-0,96	-0,71	-0,71	-0,89	-0,27

Tabell 3: Mineralkjemisk analyse av amfibol

<b>Strukturformel</b>							
Info.	nedbryt.	hydrert	sympl.	matriks	i omp.	inn.	sprekk
<b>Prøve</b>	<b>1Fii</b>	<b>1Fii</b>	<b>3Ci</b>	<b>1Ciii</b>	<b>4Ci</b>	<b>4Ci</b>	<b>4Ci</b>
Analyse nr.	d1-->13	d1-->17	d2-->43	d2-->57	d3-->1	d3-->9	d3-->11
Oksygen	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000	23,000
Kation	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000	15,000
<b>Mineral</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>	<b>Amfibol</b>
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO2	43,59	45,70	41,45	44,06	41,33	40,73	42,17
Al2O3	13,09	13,54	18,42	10,11	12,22	13,40	14,88
TiO2	0,24	0,08	0,00	0,85	1,36	1,72	0,17
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01
FeO	11,39	12,93	7,35	17,17	17,22	19,52	12,03
MnO	0,03	0,32	0,03	0,15	0,03	0,06	0,02
MgO	14,10	9,97	14,60	10,73	9,93	7,73	12,87
CaO	11,82	13,90	12,07	11,44	10,73	9,78	11,77
Na2O	2,37	1,86	3,03	1,74	2,93	3,75	3,04
K2O	0,89	0,00	0,89	1,20	0,44	0,26	0,05
Total	97,53	98,31	97,84	97,48	96,19	96,95	97,00
<b>Oksygen</b>	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00	23,00
Si	6,39	6,65	5,96	6,65	6,33	6,25	6,23
Al(iv)	1,61	1,35	2,04	1,35	1,67	1,75	1,77
Al(vi)	0,66	0,97	1,09	0,44	0,54	0,67	0,82
Al	2,26	2,32	3,13	1,80	2,21	2,42	2,59
Ti	0,03	0,01	0,00	0,10	0,16	0,20	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe**	1,40	1,57	0,88	2,17	2,21	2,50	1,49
Mn	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Mg	3,08	2,16	3,13	2,41	2,27	1,77	2,83
Ca	1,86	2,17	1,86	1,85	1,76	1,61	1,86
Na	0,68	0,52	0,84	0,51	0,87	1,12	0,87
K	0,17	0,00	0,16	0,23	0,09	0,05	0,01
Kation	15,87	15,44	15,98	15,73	15,89	15,92	15,90
<b>Normaliserte kation</b>							
Si	6,04	6,46	5,60	6,34	5,98	5,89	5,88
Al	2,14	2,26	2,93	1,71	2,08	2,28	2,44
Ti	0,03	0,01	0,00	0,09	0,15	0,19	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe***	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe**	1,32	1,53	0,83	2,07	2,08	2,36	1,40
Mn	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Mg	2,91	2,10	2,94	2,30	2,14	1,67	2,67
Ca	1,76	2,10	1,75	1,76	1,66	1,51	1,76
Na	0,64	0,51	0,79	0,48	0,82	1,05	0,82
K	0,16	0,00	0,15	0,22	0,08	0,05	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Kation	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00	15,00
Fe***	2,52	1,32	2,81	2,13	2,57	2,67	2,60
Fe**	-1,12	0,25	-1,93	0,04	-0,36	-0,17	-1,11

Tabell 4: Mineralkjemisk analyse av feltspat

<b>Strukturformel</b>								
Info.	hbl+plag	kjerne	rand	ved grt	inn.	symp.	inn.	inn.
<b>Prøve</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>5B</b>	<b>1Fii</b>	<b>3Ci</b>	<b>1Ciii</b>	<b>4Ci</b>
Analyse nr.	d2-->16	d2--> 22	d2-->23	d2-->6	d1-->6	d2-->42	d2-->56	d3-->2
Oksygen	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Kation	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
<b>Mineral</b>	<b>Feltspat</b>	<b>Feltspat</b>	<b>Feltspat</b>	<b>Feltspat</b>	<b>Feltspat</b>	<b>Feltspat</b>	<b>Feltspat</b>	<b>Feltspat</b>
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	49,12	53,44	58,86	62,01	62,19	55,80	65,83	65,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,51	29,63	26,11	24,00	23,86	28,11	21,61	21,00
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,01	0,26	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03
FeO	0,27	0,03	0,05	0,13	0,15	0,21	0,43	0,42
MnO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03
MgO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
CaO	15,22	12,29	7,64	5,72	5,47	10,24	2,34	1,69
Na <sub>2</sub> O	2,89	4,55	7,15	8,46	8,60	5,74	10,29	10,67
K <sub>2</sub> O	0,08	0,15	0,22	0,02	0,14	0,05	0,33	0,06
Total	99,11	100,10	100,07	100,60	100,42	100,20	100,85	99,83
<b>Normaliserte kation</b>								
Si	2,26	2,42	2,63	2,74	2,75	2,51	2,87	2,90
Al	1,71	1,58	1,37	1,25	1,24	1,49	1,11	1,09
Fe <sup>***</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,75	0,60	0,37	0,27	0,26	0,49	0,11	0,08
Na	0,26	0,40	0,62	0,72	0,74	0,50	0,87	0,91
K	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Kation	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
X(An)	0,74	0,59	0,37	0,27	0,26	0,50	0,11	0,08
X(Ab)	0,25	0,40	0,62	0,73	0,73	0,50	0,87	0,92
X(Or)	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
X(Cel)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabell 4: Mineralkjemisk analyse av feltspat

<b>Strukturformel</b>				
Info.	inn.	sprekk	symp.	symp.
<b>Prøve</b>	4Ci	4Ci	4Ci	4Ci
Analyse nr.	d3-->3	d3-->12	d3-->17	d3-->19
Oksygen	8,000	8,000	8,000	8,000
Kation	5,000	5,000	5,000	5,000
<b>Mineral</b>	<b>Feltspat</b>	<b>Feltspat</b>	<b>Feltspat</b>	<b>Feltspat</b>
	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	63,47	61,10	65,03	66,1035
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,99	24,88	20,54	21,4306
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,02	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,00	0,00
FeO	0,68	0,38	0,33	0,2527
MnO	0,00	0,00	0,01	0,0142
MgO	0,02	0,00	0,38	0,0214
CaO	4,03	6,02	3,03	2,5361
Na <sub>2</sub> O	9,62	8,19	10,13	10,3746
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,01	0,021
Total	100,84	100,63	99,47	100,76
<b>Normaliserte kation</b>				
Si	2,78	2,70	2,88	2,89
Al	1,19	1,30	1,07	1,10
Fe <sup>***</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,19	0,29	0,14	0,12
Na	0,82	0,70	0,87	0,88
K	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00
Kation	5,00	5,00	5,00	5,00
X(An)	0,19	0,29	0,14	0,12
X(Ab)	0,81	0,71	0,86	0,88
X(Or)	0,00	0,00	0,00	0,00
X(Cel)	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabell 5: Mineralkjemisk analyse av olivin

<b>Strukturformel</b>				
Info.	kjerne	rand	kjerne	rand
<b>Prøve</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>3Ci</b>	<b>3Ci</b>
Analyse nr.	d2-->8	d2-->9	d2-->35	d2-->36
Oksygen	4,000	4,000	4,000	4,000
Kation	3,000	3,000	3,000	3,000
<b>Mineral</b>	<b>Olivine</b>	<b>Olivine</b>	<b>Olivine</b>	<b>Olivine</b>
	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	37,47	37,83	39,06	39,21
FeO	28,61	28,25	21,90	21,58
MnO	0,36	0,33	0,17	0,21
MgO	34,55	34,43	39,77	40,44
Total	101,04	100,90	100,94	101,50
<b>Oksygen</b>	4,00	4,00	4,00	4,00
Si	0,99	1,00	1,00	1,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>***</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>**</sup>	0,64	0,63	0,47	0,46
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00
Mg	1,37	1,36	1,52	1,54
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00
Kation	3,01	3,00	3,00	3,00
X(Fe)	0,32	0,31	0,24	0,23
X(Mg)	0,68	0,68	0,76	0,77
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00
	7,99	8,01	8,01	8,00



Tabell 6: Mineralkjemisk analyse av biotitt

<b>Strukturformel</b>		
Info.	inn.	inn.
<b>Prøve</b>	<b>1Fii</b>	<b>1Fii</b>
Analyse nr.	d1-->7	d1-->8
Oksygen	22,000	22,000
Kation	14,000	14,000
<b>Mineral</b>	<b>Biotitt</b>	<b>Biotitt</b>
	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	33,76	35,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,60	19,75
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02
FeO	11,55	11,38
MnO	0,03	0,01
MgO	17,20	17,14
CaO	0,08	0,08
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,20
K <sub>2</sub> O	9,58	9,83
Total	91,34	94,65
<b>Okygen</b>	22,000	22,000
Si	5,207	5,303
Al(iv)	2,793	2,697
Al(vi)	0,589	0,745
Ti	0,038	0,038
Cr	0,000	0,003
Fe**	1,489	1,406
Mn	0,004	0,002
Mg	3,954	3,775
Ca	0,013	0,012
Na	0,066	0,059
K	1,884	1,853
Ba	0,000	0,000
Kation	16,039	15,892
NaKCaBa	1,963	0,000
<b>Temperatur utregning</b>		
A	-2,3594	-2,3594
B	4,6E-09	4,6E-09
C	-1,7283	-1,7283
ln(Ti)	-3,2713	-3,2723
XMg	0,7264	0,7286

Tabell 7: Mineralkjemisk analyse av spinell

<b>Strukturformel</b>				
Info.	inn.	kjerne	rand	
<b>Prøve</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>2C</b>	<b>1Fii</b>
Analyse nr.	d2-->21	d2-->29	d2-->30	d1-->14
Oksygen	4,000	4,000	4,000	4,000
Kation	3,000	3,000	3,000	3,000
<b>Mineral</b>	<b>Spinell</b>	<b>Spinell</b>	<b>Spinell</b>	<b>Spinell</b>
	wt%	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	5,02	0,02	0,01	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54,57	59,41	59,41	59,53
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,04	0,01
FeO	0,31	0,10	0,07	0,12
MnO	12,73	9,99	9,99	9,28
MgO	0,54	0,03	0,02	0,03
ZnO	0,02	0,01	0,05	0,06
CaO	0,00	0,00	0,01	0,04
Total	96,51	98,62	98,50	96,85
<b>Kation</b>				
Si	0,15	0,00	0,00	0,00
Al	1,95	2,09	2,09	2,12
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>***</sup>	0,53	0,65	0,65	0,63
Fe <sup>**</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,33	0,25	0,25	0,24
Mg	0,02	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00
Kation	3,00	3,00	3,00	3,00
Fe <sup>***</sup>	-0,79	-0,74	-0,74	-0,76
Fe <sup>**</sup>	0,80	0,75	0,75	0,76
<b>Oksygen</b>	4,00	4,00	4,00	4,00
Si	0,14	0,00	0,00	0,00
Al	1,78	1,91	1,91	1,94
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>***</sup>	0,48	0,60	0,59	0,58
Fe <sup>**</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,30	0,23	0,23	0,22
Mg	0,02	0,00	0,00	0,00
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00
Kation	2,73	2,74	2,74	2,74

Tabell 8: Mineralkjemisk analyse av prehnitt og zeolitt.

<b>Strukturformel</b>			
Info.	Åre	Åre	
<b>Prøve</b>	<b>1Fii</b>	<b>1Fii</b>	<b>1Cii</b>
Analyse nr.	d1-->19	d1-->20	d2-->44
Oksygen	12,5	12,5	12,5
Kation	8	8	8
<b>Mineral</b>	<b>Prehnitt</b>	<b>Prehnitt</b>	<b>Zeolitt</b>
	wt%	wt%	wt%
SiO <sub>2</sub>	42,90	43,48	55,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,90	23,14	17,91
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,01	0,02
FeO	4,16	1,23	0,02
MnO	0,06	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,04
CaO	26,96	27,31	2,07
Total	95,05	95,26	82,32
<b>Normalisert kation</b>			
Si	3,43	3,44	4,97
Al	1,97	2,16	1,89
Ti	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>***</sup>	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>**</sup>	0,28	0,08	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00
Ca	2,31	2,31	0,20
Na	0,01	0,01	0,46
K	0,00	0,00	0,47
Ba	0,00	0,00	0,00
La	0,00	0,00	0,00
Ce	0,00	0,00	0,00
Nd	0,00	0,00	0,00
Sm	0,00	0,00	0,00
Gd	0,00	0,00	0,00
Kation	8,00	8,00	8,00