



**GEO-3900**

**Mastergradsoppgave i geologi**

---

**OVERGANGEN FRA EKLOGITT TIL AMFIBOLITT – ET**

**DETALJSTUDIUM**

**Marte Beate Gulseth Øiesvold**

Mai, 2007

**Det matematisk–naturvitenskapelige fakultet**

**Institutt for geologi**

Universitetet i Tromsø



**GEO-3900**

**Mastergradsoppgave i geologi**

---

**OVERGANGEN FRA EKLOGITT TIL AMFIBOLITT – ET  
DETALJSTUDIUM**

**Marte Beate Gulseth Øiesvold**

Mai, 2007



# FORORD

Jeg vil først og fremst takke professor Erling J. Krogh Ravna for en kjempegod veiledning med denne spennende oppgaven. Biveileder og førsteamanuensis Kåre Kullerud takkes også for god hjelp.

Jeg vil også takke professor Fernando Corfu for veiledning og stor hjelp på massespektrometrilaben og isotoplaben ved Universitetet i Oslo (UiO). Overingeniør Muriel Erambert takkes for stor hjelp på mikrosonden ved UiO<sup>1</sup>. Avdelingsingeniør Trine Dahl takkes også for hjelp med saging av håndstykker og fremstilling av tynnslip.

TAKK til alle dere jeg har studert sammen med og som har støttet meg underveis. Tusen takk for den kjempe fine tiden vi har hatt sammen!

Og ikke minst takk til min familie og samboer Jørn for hjelp og støtte.

Marte Beate G. Øiesvold

Tromsø, mai 2007

---

<sup>1</sup> Siden SEM ved UiT har vært ute av drift fra høst 2006 til vinter/vår 2007 måtte jeg dra til mikrosonden ved UiO for å utføre mineralanalyser. Dette medførte at det bare ble tid til fire dager med analyser.



## SAMMENDRAG

Formålet med oppgaven er å gjøre en systematisk petrografisk og petrologisk undersøkelse av en mafisk linse med omgivende granat-glimmerskifer/marmor innen Tromsødekket. Den mafiske linsa har opprinnelig sannsynlig vært en basaltisk gang/sill som har blitt metamorfosert under eklogittfacies. Lokaliteten er blottlagt i ei veiskjæring ved universitetet i Tromsø (UiT). Den valgte mafiske linsa har en tilnærmet udeformert kjerne, og graden av deformasjon og hydrering tiltar mot marginene mot de omgivende sterkt folierte skifere og marmor. Den mafiske linsa har også en gjennomskjærende felsisk gang som er deformert. Lokaliteten er derfor godt egnet til å se på den gradvise endringen fra massiv og retrogradert eklogitt (høytrykksgranulitt) via ulike retrograderingsstadier til sterkt foliert og rekrystallisert amfibolitt. Datering av den gjennomskjærende felsiske gangen vil kunne gi informasjon om når retrograderingen skjedde. Tromsødekket utgjør den øverste delen av øverste allocton i de Skandinaviske kaledonidene. Under Tromsødekket ligger Skattøra migmatittkompleks, som tilhører Nakkedal dekkekompleks, disse er tektonisk separert av en stor skyveforkastning.

Resultatene er basert på dateringer og metamorf utvikling.

Proterozoiske aldre på henholdsvis  $1105,0 \pm 8,6$  (Grenvillisk/Svekonorvegisk alder) og  $1513,6 \pm 3,1$  Ma er antatt å representere provenansalder for metasedimentene, og de kan ha blitt termalt påvirket samtidig som intrusjon av den magmatiske gangen/sillen rundt 493 Ma. Avsetningsalderen på sedimentene må da være i tidsrommet 1000-500 Ma.

Opptreden av rekrystalliserte symplektitter og stedvis høyt Si-innhold i phengitt tyder på at de mafiske bergartene sannsynligvis har vært eklogitter. De mafiske bergartene viser en overpreging av amfibolittfacies.

Det antas at den felsiske gangen er dannet ved oppsmelting av de omliggende metapelittene. Gangen kan ha blitt inturdert under amfibolittfacies metamorfosen ved  $447,7 \pm 0,5$  Ma eller muligens rundt 460 Ma.

Granatene i de mafiske bergartene har en prograd vekstsonering og har vokst under økende trykk og temperatur. P-T estimatene viser at både amfibolittfacies metamorfosen og den partielle oppsmeltingen i den mafiske linsa er dannet under samme P-T forhold på  $1,15 \pm 0,11$  GPa og  $690 \pm 40$  °C. Metapelittene viser P-T estimat på  $1,15 \pm 0,15$  GPa ved  $710 \pm 30$  °C og ned til  $610 \pm 30$  °C ved samme trykk ( $1,1 \pm 0,15$  GPa). Dette kan tolkes som at den kjemiske ekvilibreringen i noen prøver fortsatte ettersom temperaturen avtok etter at de kjemiske systemene hadde "frosset" i de andre bergartene.





# INNHOLDSFORTEGNELSE

<b>1</b>	<b><i>Innledning</i></b>	<b>9</b>
1.1	Målsetting og arbeidsmetoder	9
1.2	Mafiske bergarter og granat-glimmerskifer som omtales i oppgaven – generelle beskrivelser	10
1.2.1	Eklogitt	10
1.2.2	Høytrykksgranulitt	12
1.2.3	Amfibolitt	12
1.2.4	Granat-glimmerskifer	12
1.3	Tidligere arbeid i Tromsødekket	13
1.4	Symboler for mineraler	15
<b>2</b>	<b><i>Regional berggrunnsgeologi</i></b>	<b>17</b>
2.1	De Skandinaviske kaledonidene	17
2.2	De Skandinaviske kaledonidene i Troms	21
<b>3</b>	<b><i>Bergartsbeskrivelse og mineralkjemi</i></b>	<b>27</b>
3.1	Metode	27
3.2	Mafiske bergarter	30
3.2.1	Feltforhold og håndstykker	30
3.2.2	Mikroskopiske trekk	32
3.3	Granat-glimmerskifer	47
3.3.1	Feltforhold og håndstykker	47
3.3.2	Mikroskopiske trekk	48
3.4	Den felsiske gangen	56
3.4.1	Feltforhold og håndtykke	56
3.4.2	Mikroskopiske trekk	56
<b>4</b>	<b><i>Geotermobarometri</i></b>	<b>59</b>
4.1	Geotermobarometriske metoder	59
4.1.1	Geotermometre som er brukt for de mafiske bergartene og granat-glimmerskifrene	59
4.1.2	Geobarometre som er anvendt for de mafiske bergartene og granat-glimmerskifrene	64

4.2	De mafiske bergartene	68
4.3	Granat-glimmerskifrene	76
<b>5</b>	<b>Metamorf utvikling</b>	<b>79</b>
5.1	Innledning	79
5.2	De mafiske bergartene	79
5.3	Granat-glimmerskifrene	82
5.4	Oppsummering av den metamorfe utviklingen	83
<b>6</b>	<b>Dateringer av zirkoner og titanitter</b>	<b>85</b>
6.1	Metode	85
6.1.1	Mineralseparasjon	85
6.1.2	Kjemisk separasjon	87
6.1.3	Massespektrometri	88
6.2	Resultat	92
6.2.1	Data og observasjoner	92
6.2.2	Tolkninger	94
<b>7</b>	<b>Diskusjon og konklusjon</b>	<b>97</b>
7.2	Diskusjon	97
7.3	Konklusjon	100
	<b>Referanser</b>	<b>101</b>

# 1 INNLEDNING

## 1.1 Målsetting og arbeidsmetoder

Formålet med oppgaven er å gjøre en systematisk petrografisk og petrologisk undersøkelse av en mafisk linse med omgivende granat-glimmerskifer/marmor innen Tromsødekket. Lokaliteten er blottlagt i ei veiskjæring i avkjørselen mot sør fra Erling Kjeldsens veg ("Tverrforbindelsen") mot universitetsområdet (UiT). Den valgte mafiske linsa har en tilnærmet udeformert kjerne, og graden av deformasjon og hydrering tiltar mot marginene mot de omgivende sterkt folierte skifere og marmor. Den mafiske linsa har også en gjennomskjærende felsisk gang. Lokaliteten er derfor godt egnet til å se på den gradvise endringen fra massiv og retrogradert eklogitt (høytrykksgranulitt) via ulike retrograderingsstadier til sterkt foliert og rekrystallisert amfibolitt. Datering av den gjennomskjærende felsiske gangen vil kunne gi informasjon om når retrograderingen skjedde.

### Arbeidsmetoder

1. Forarbeid: Litteraturstudier omkring regionalgeologi og forskning på eklogitter og relaterte dypmetamorfe bergarter.
2. Feltarbeid: Første del av arbeidet bestod av en systematisk prøvetaking som omfatter alle stadier av omvandlingsprosessen fra massiv retrogradert eklogitt (høytrykksgranulitt) til amfibolitt, samt av omgivende granat-glimmerskifer og den gjennomsettende felsiske gangen. Det ble tatt elleve prøver av den mafiske linsa, fire prøver av granat-glimmerskifrene og en prøve av den felsiske gangen.
3. Laboratoriearbeid:
  - a) Studier og beskrivelse av håndstykker av innsamlet materiale. Det ble laget tynnslip av alle håndstykkene/prøvene.
  - b) Mikroskopering – beskrivelse av mineralogi og teksturer for å utlede metamorf utvikling.
  - c) Fem tynnslip som representerte hele spekteret av retrogradering av den mafiske linsen, samt to av den omgivende granat-glimmerskiferen ble valgt ut til

mineralkjemiske analyser ved hjelp av mikrosonde ved Institutt for geofag, Universitetet i Oslo (UiO).

d) Knusing og separasjon av zirkon til datering av den gjennomsettende felsiske gangen.

e) Arbeid ved Laboratoriet for faststoff-massespektrometri (TIMS) ved Institutt for geofag, UiO under veiledning av Professor Fernando Corfu.

4. Prosessering av mineralkjemiske data – termobarometriske beregninger ved hjelp av spesialskrevne regneark i Excel.
5. Sammenstilling av felt-, laboratorie- og termobarometriske data – tolkning av teksturell og trykk-temperaturutvikling over tid.

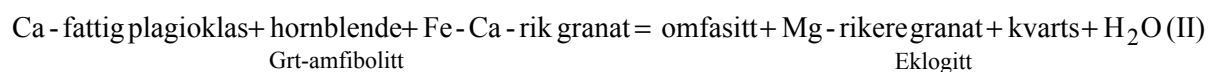
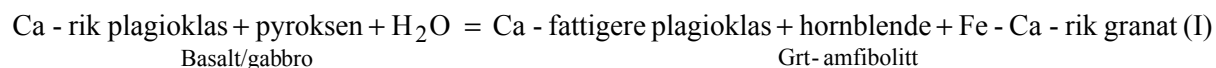
## ***1.2 Mafiske bergarter og granat-glimmerskifer som omtales i oppgaven – generelle beskrivelser***

### **1.2.1 Eklogitt**

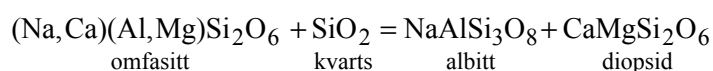
Eklogitt er en bergart med basaltisk kjemi som i hovedsak består av granat og omfasitt. Denne bergarten opptrer i områder med subduksjon og kontinentkollisjoner, og dannes kun på store dyp i jorda (> 40-45 km) ved høye trykk (> 1,2GPa) og temperaturer på > 400 °C. Opprinnelig har de fleste eklogitter vært ordinære skorpebergarter dannet ved krystallisering av basaltisk magma – enten som basalt på overflaten, diabasganger, eller som gabbro på større dyp i jordskorpa (10-30 km). Ved subduksjon og/eller kontinentkollisjon vil jordskorpa bli presset ned i dypet, og trykkøkningen fører til at bergartenes mineraler blir ustabile. For å kompensere for dette reagerer mineralene med hverandre til nye mineraler med lavere volum og høyere tetthet. Basaltiske bergarter, som opprinnelig består av Ca-rik plagioklas og Ca- og Mg-rike pyroksener vil gjennomgå en metamorfose under transporten nedover i dypet. Først kan de omdannes til blåskifer eller amfibolitt (som består av mineralene plagioklas + hornblende + granat), og tilslutt til eklogitt med hovedsakelig granat og den Na-rike pyroksen omfasitt. Eklogitt har en tetthet som er 10-15 % høyere enn utgangsbergarten basalt. Noen enkle mineralreaksjoner som illustrerer viktige faseoverganger er:

## 1 - Innledning

---



Eklogitter som i dag finnes på jordoverflata må ha vært på store dyp i fjellkjedeområder, for deretter å ha blitt transportert tilbake oppover i jordskorpa. På veien opp vil mineralselskapet granat + omfasitt bli ustabil, og de responderer med å gjennomgå en ny omdanningsprosess for å tilpasse seg de nye trykk- og temperaturforholdene på høyere nivå i jordskorpa. Mineraliet omfasitt, som er dannet ved reaksjon (II) ovenfor, vil reagere med SiO<sub>2</sub> (kvarts/coesitt) og danne fine sammenvoksninger (symplektitt) mellom diopsid (Ca-pyroksen) og albitt (Na-plagioklas):



Retrogradering av eklogitt under trykkavlastning kan omdannes til granulitt eller amfibolitt, avhengig av temperatur og/eller tilgang på H<sub>2</sub>O. Ved tilførsel av H<sub>2</sub>O vil diopsid og granat omdannes til hornblende, og bergarten har kommet tilbake til stabilitetsområdet for bergarten amfibolitt. Dersom bergarten også utsettes for deformasjon, vil den gjennomgå en rekrystallisering slik at alle spor etter den opprinnelige eklogitten forsvinner. Hvis man kun finner slike rekrystalliserte amfibolitter i et metamorft bergartskompleks, vil man normalt ikke kunne identifisere en mulig tidligere episode med eklogittdannelse, og dermed de dypeste deler av en eldre fjellkjede. Det er derfor viktig å studere i detalj den gradvise overgangen fra eklogitt til rekrystallisert amfibolitt for å se på mekanismene for reaksjoner og rekrystallisering. Det kan da være mulig å påvise teksturelle særtrekk som kan relateres til disse prosessene. I dette studiet vil også endringer i temperatur og trykk over tid kunne utledes, og absolutte trykk-/temperaturforhold vil kunne betegnes (Kohn & Spear, 1990; Ravna, 2000a; Ravna, 2000b; Ravna & Terry, 2004).

### 1.2.2 Høytrykksgranulitt

Granulitt er en metamorf bergart som har vært utsatt for høye temperaturer på 700-1000 °C og et varierende trykk på ca. 1,5-0,5 GPa (Yardley, 1989, s. 118). Mineralene som er til stede i en granulitt vil variere avhengig av utgangsbergarten og trykk-/temperaturforholdene (P-T forholdene) den ble utsatt for under regional metamorfose. En høytrykksgranulitt består av mineralene granat + klinopyroksen + kvarts + plagioklas ± hornblende (Yardley, 1989, s. 95), og dannes ved trykk på  $> 0,8-1,0$  GPa.

Det er typisk at de har en granular (granoblastisk) tekstur. Noen granulitter kan representere rester av delvis oppsmelting, mens andre ikke har vært utsatt for en slik prosess. Hvis det har vært begrenset eller lite H<sub>2</sub>O til stede under metamorfosen dannes granulitt, mens dersom det har vært mye H<sub>2</sub>O til stede kan amfibolitt dannes.

### 1.2.3 Amfibolitt

Amfibolitt består hovedsaklig av mineralene hornblende og plagioklas (tilsammen  $> 75$  %), mens granat, pyroksen, kvarts og biotitt kan opptre i mindre mengder. Fargen er vanligvis sort eller grønnsort, og bergarten kan ha blitt dannet ved metamorfose av magmatiske bergarter (orto-amfibolitt) eller sedimentære bergarter (para-amfibolitter) (Yardley, 1989, s. 27). Omdanningen har skjedd ved regional metamorfose under temperaturer på ca. 500-700 °C og et midlere trykk på ca. 0,6-1,0 GPa. Amfibolitt har en middels metamorfosegrad (amfibolittfacies). Mineralselskapet til amfibolittfacies i metabasitter er: hornblende + plagioklas ± epidot ± granat (Yardley, 1989, s. 94).

### 1.2.4 Granat-glimmerskifer

Granat-glimmerskifer er en metamorf bergart karakterisert ved skifrig struktur, og inneholder granat, kvarts og glimmer (biotitt, muskovitt, phengitt). Den kan også bestå av feltspat, kloritt, pyritt, grafitt og flere (Prinz et al., 1977). Bergarten dannes ved at vanlig leire bringes dypt ned i jordskorpen (10-20 km) og gjennomgår regional metamorfose ved temperaturer på ca. 450-650 °C og trykk på ca. 0,6-0,8 GPa. Den metamorfe graden til glimmerskifer er fra medium til høy (Grønnskifer-/amfibolitt-/blåskifer-facies,)(Prinz et al., 1977).

### **1.3 Tidligere arbeid i Tromsødekket**

Tromsødekket er den øvre delen av øverste allocton i de Skandinaviske kaledonidene, mens Nakkedal dekkekompleks er den undre delen. Skattøra migmatitt-kompleks utgjør den øvre delen av Nakkedal dekkekompleks, og ligger under Tromsødekket (Selbekk et al., 2000). De er tektonisk separert av en stor skyveforkastning. Disse to enhetene ble tidligere kalt Tromsø dekkekompleks. Krogh et al. (1990) delte det inn i tre hovedenheter: (1) en undre tektonisk enhet som består av migmatisert øvre amfibolittfacies, felsiske gneiser, amfibolitt, skifer og metamagmatiske bergarter; (2) en midtre enhet, Skattøragneisen (som nå kalles for Skattøra migmatittkompleks), består av båndet, migmatisert amfibolitt og amfibolgneis kuttet av mange diorittiske til anortittiske ganger; og (3) en øvre enhet, Tromsdalstind kompleks (Tromsødekket), som består av skifre, gneiser, marmorert og eklogitter. Varierende serpentiniserte ultramafiske bergarter opptrer lokalt.

Zwaan et al. (1998) anså den undre (1) og midtre (2) enheten for å være en del av et eget skyvedekke, Nakkedalsdekket (Nakkedal dekkekompleks som det nå blir kalt).

Eklogitter i Tromsø-området ble først beskrevet av Petersen (1878), og senere av Endell (1913). I disse tidlige arbeidene ble eklogitter og deres retrograde omdanningsprodukter betraktet som metamorfe gabbroer som hadde intrudert i suprakrustale bergarter, mens Landmark (1973) foreslo at disse bergartene ble dannet ved metamorfose og metasomatose av Mg-rike kalksedimenter.

Det er to store eklogittkropper innen Tromsødekket – Tromsdalstind og Snyfjellet (nord for Tønsvikdalen), samt mange mindre lag og linser (Landmark, 1973; Krogh et al., 1990; Ravna & Roux, 2006).

Det er utført en Cand. real. oppgave og flere Cand. scient. oppgaver innen Tromsødekket, blant annet;

Kristensen (1983) og Broks (1985) arbeidet med strukturgeologiske og petrologiske undersøkelser av Tromsødekkets bergarter på henholdsvis Malangshalvøya og i fjellområdene mellom Tromsø og Ramfjord. Ellingsen (1997) gjorde undersøkelser på metamorfose av ultramafiske bergarter innen Tromsødekket og Roux (2002) undersøkte retrograd utvikling av eklogitt i Tønsvika nord for Tromsø.

### **Metamorf utvikling**

Data på eklogitter og assosierte gneiser i Tromsødekket indikerte at de på et tidlig tidspunkt (basert på inneslutninger i granat) passerte amfibolittfacies forhold, og nådde et minimums trykk på 1,7-1,8 GPa ved 700-750 °C under eklogittfacies, med en senere amfibolittfacies overpreging på ca. 0,8-1,0 GPa ved 600-650 °C (Krogh et al., 1990). Senere er det presentert nyere data av Ravna & Roux (2006) som indikerer et maksimums trykkforhold for eklogitter på 3,36 GPa ved 735 °C. Retrogradering av eklogitten involverer bl.a. tre ulike stadier med symplektittdannelse etter omfasitt.

Partiell oppsmelting av eklogitt innen Tromsødekket er vanlig (Krogh et al., 1990), og to episoder har blitt bekreftet (Stevenson, 2006). En tidlig episode hvor det ble produsert peritektisk granat + smelte ved 2,0-2,2 GPa og 700-750 °C, og en yngre episode som produserte peritektisk hornblende + smelte (her var granat en restitffase) under trykk på 1,0-1,2 GPa ved 720-800 °C.

Det er blitt beskrevet en prograd subduksjonsrelatert utvikling av ultramafiske bergarter fra spinell- til granat-førende mineralselskaper. Cr-holdig spinell og granat i disse bergartene har mest sannsynlig koeksistert over et trykkintervall på 1,39-2,38 GPa ved temperaturer på 675-740 °C. Dekompresjonsstien etter maksimumstrykk inkluderer to temperaturmaksima på henholdsvis ca. 750-800 °C ved 1,8 GPa og den andre på >750 °C ved 1,0 GPa (Ravna et al., 2006).

### **Aldersdateringer**

Corfu et al. (2003) har presentert U-Pb zirkon- og titanittaldre for eklogittiske bergarter i Tromsødekket. Zirkoner fra et trondhjemitisk lag innen den store Tromsdalstind eklogitten ga en alder på  $493 \pm 5/-2$  Ma, og denne alderen er tolket til å være intrusjonsalderen til protolitten. Zirkoner fra en biotittrik eklogitt i Tønsvika viste en alder på  $452,1 \pm 1,7$  Ma (Corfu et al., 2003) og tidfester høytrykkshendelsen som Ravna & Roux (2006) har presentert. Titanittaldre fra 451-450 Ma fra en eklogitt, en amfibolitt og en hornblende leucosom, samt en stor rutilporfyroblast med en alder på ca. 449 Ma, indikerer at amfibolittfacies overpregingen og den partielle oppsmeltingen skjedde like etter eklogittdannelsen (Corfu et al., 2003).

En K-Ar alder av en sen hornblende i en retrogradert eklogitt ga  $437 \pm 16$  Ma (Krogh et al., 1990).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  isotop korrelasjonsaldre på hornblende er rapportert innenfor  $419,4 \pm 2,1$  og  $481 \pm 1,8$  Ma (Dallmeyer & Andresen, 1992) fra forskjellige deler av Tromsødekket.



Skandisk tektonotermal aktivitet ble registrert ved siluriske intrusiver og dateringer av avkjølingen til mineraler gjennom hele dekkekomplekset (Krogh et al., 1990; Dallmeyer & Andresen, 1992).

#### **1.4 Symboler for mineraler**

Kretz (1983) sine symboler for bergartsdannede mineraler ble brukt i oppgaven.

Disse navnene ble brukt:

Aln = Allanitt

Bt = Biotitt

Cpx = Klinopyroksen

Cal = Kalsitt

Ccp = Chalcopyritt (Kobberkis)

Chl = Kloritt

Czo = Klinozoisitt

Di = Diopsid

Ep = Epidot

Grt = Granat

Gr = Grafitt

Hbl = Hornblende

Kfs = Kalifeltspat

Pl = Plagioklas

Prh = Prehnitt

Py = Pyritt (Svovelkis)

Qtz = Kvarts

Rt = Rutil

Ttn = Titanitt

Pluss:

Phe = Phengitt



## 2 REGIONAL BERGGRUNNSGEOLOGI

### 2.1 *De Skandinaviske kaledonidene*

De Skandinaviske kaledonidene ble dannet ved lukkingen av Iapetushavet/Ægirhavet og til slutt av en kontinent-kontinent kollisjon mellom Baltika og Laurentia (nå Grønland og Nord-Amerika) i tidsperioden Silur til tidlig Devon. Dette involverte subduksjon av kontinentalmarginen til Baltika under Laurentia (den Skandiske fasen)(Stephens, 1988; Roberts, 2003), og påfølgende ekstensjonskollaps. Alt av materiale som lå mellom kontinentene Laurentia og Baltika ble involvert i fjellkjeden. Dette inkluderer havbunnskorpe, øybuer, kontinentalmarginer og eventuelle mikrokontinenter. Disse elementene finner man igjen som deler av store skyvedekker som ble dannet under selve kollisjonen og skjøvet opp på den Baltiske marginen i selve kollisjonsfasen. Fjellkjeden utviklet seg via en serie med tektoniske hendelser i tidlig Paleozoikum (Roberts, 2003 og tilhørende referanser). Rester av den kaledonske fjellkjeden finner man igjen fra Svalbard i nord, gjennom de vestlige deler av Skandinavia, over Skottland og videre på den andre siden av Nord-Atlanteren i de østlige deler av Canada/USA, og også langs de østlige deler av Grønland.

Innenfor den Skandinaviske orogesen finner man fire store orogene eller tektonotermale hendelser, og i tillegg en viktig sen episode med omfattende ekstensjonskollaps. Disse fire hendelsene eller fasene er: den (såkalte) Finnmarkiske, den Trondhjemske, den Taconske og den Skandiske fasen (Roberts, 2003 og tilhørende referanser).

I den såkalte Finnmarkiske fasen ble de første tegnene av lukkingen av Iapetushavet/Ægirhavet registrert. Den ble opprinnelig definert i Finnmark der man i Kalak dekkekompleks mente å ha en kambrisk orogen fase (Roberts, 2003 og tilhørende referanser). Denne tolkningen blir nå sett bort fra grunnet nyere arbeider, og da hovedsakelig dateringer (bl.a. Kirkland et al., 2005; Corfu et al., 2006; Kirkland et al., 2006; Roberts et al., 2006; Corfu et al., i trykk) Dateringene viser at Kalak dekkekompleks ble dannet under flere orogene hendelser som begynte for 980-960 Ma siden, og fortsatte gjennom hendelser for

880-830 og 710-680 Ma siden. Den avsluttet med en intrusjon av hovedfasen til Seiland magmatiske kompleks for 570-560 Ma siden, før dannelsen av den Kaledonske fjellkjeden. I tillegg til å vise at den Finnmarkiske orogenen ikke eksisterte, stilte Corfu (2007) spørsmål om idéen om hvor Kalak dekkekompleks stammer fra. Her betviles avstamningen fra den baltiske marginen og det argumenteres for at dette mest sannsynlig er et eksotisk terreng. Nyere data viser at Kalak dekkekompleks er mest samsvarende med vest Gondwana og sør-øst Laurentia (Corfu, 2007). Seve dekkekompleks og Kalak dekkekompleks har mange likheter (bl.a. Andréasson, 1994). Det stilles her spørsmål om Seve dekkekompleks også har en eksotisk opprinnelse, og dermed ikke en del av Baltika som er den tradisjonelle oppfatningen. Det er fortsatt mye usikkerhet angående Kalak dekkekompleks sin opprinnelse, og forståelsen av dette er bare i en begynnende fase.

Den såkalte Finnmarkiske fasen skjedde for ca. 500 Ma siden, og er funnet i Seve dekkekompleks i Norrbotten med blant annet eklogittfacies metamorfose (bl.a. Andréasson et al., 1985; van Roermund, 1989; Kullerud et al., 1990), noe som indikerer en tidlig episode med subduksjon (bl.a. Dallmeyer & Gee, 1986; Mørk et al., 1988).

I den Trondhjemske fasen, som foregikk i midtre deler av Norge i tidlig Arenig, finner man deler av Kølidedekket fra øvre allokton. Denne hendelsen markerer en hovedfase for deformasjon og metamorfose, som inkluderer ofiolitt-obduksjon og metamorfe parageneser. Det indikerer blåskiferfacies som nylig har blitt beskrevet fra de basale delene av en av de fragmenterte ofiolittene (Eide & Lardeaux, 2002).

I den Taconske fasen (ca. 450 Ma siden) skjedde det en ny subduksjon med eklogittdannelse, som blant annet er påvist i Tromsødekket. Fasen er dokumentert i det Laurentiske terreng av øverste allokton og noen av de høyeste segmentene av øvre allokton, sælig i sørvest-Norge. Dette var en øybue-akkresjonshendelse i amfibolitt til lokalt eklogittfacies, og involverer også noe ofiolitt-obduksjon langs den Laurentiske marginen i midtre til tidligst i sen Ordovisium (Roberts, 2003 og tilhørende referanser). Denne fasen er også påvist i Seve dekkekompleks i Jämtland (van Roermund & Bakker, 1984; van Roermund, 1985, 1989), der eklogitter er datert til ca. 454 Ma (Brueckner et al., 2004).

For ca. 400 til 425 Ma ble den Skandiske fasen innledet ved at Baltika kolliderte med Laurentia, noe som involverte en subduksjon av marginen til Baltika under Laurentia. Dette resulterte i skyving av alloktoner østover opp på det Baltiske skjoldet (Roberts & Gee, 1985). I varierende grad var alle de viktigste alloktonene, involvert i den Skandiske orogenesisen, inkludert de som er påvirket av den tidligere Finnmarkiske, Trondhjemske eller Taconske tektonotermiske hendelsen (Roberts, 2003).

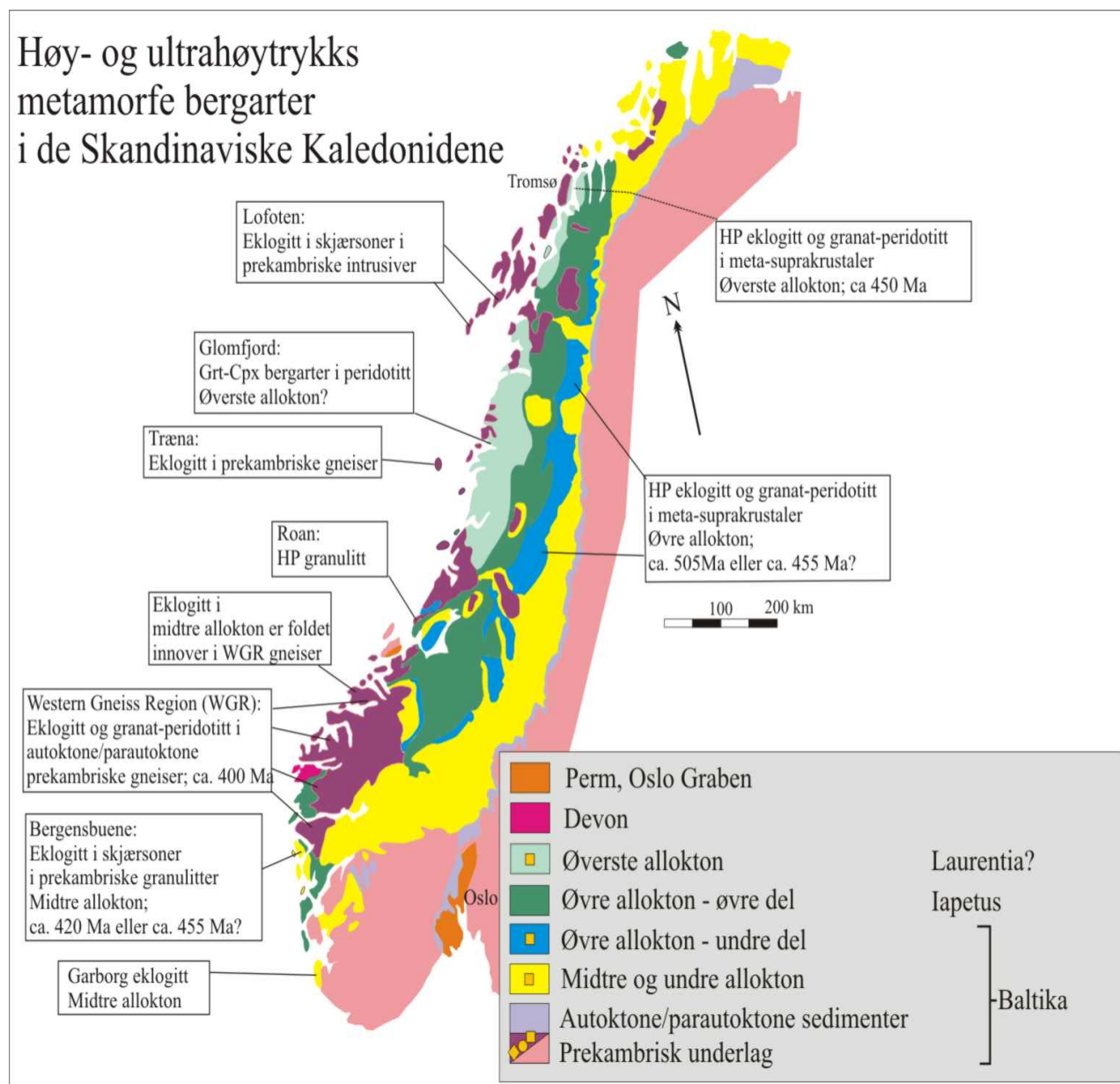
Strukturen til de Skandinaviske kaledonidene er dominert av en rekke skyvedekker bestående av forskjellige bergartskomplekser fra ulike geotektoniske settinger og varierende metamorf grad. (Stephens & Gee, 1985; Roberts, 2003 og tilhørende referanser). Skyvedekkerne ble skjøvet opptil flere hundre kilometer opp fra vest mot øst. De er for det meste flattliggende og blir tynnere mot vest (Roberts & Gee, 1985; Stephens, 1988). De tektoniske enhetene deles opp i 5 hovedkomplekser: autokton/parautokton, undre, midtre, øvre og øverste allokton (Figur 2.1)(Roberts & Gee, 1985; Stephens & Gee, 1985; Stephens, 1988).

**Autokton/Parautokton** består av en tynn enhet med sedimentære bergarter som er avsatt oppå det prekambriske krystalline underlaget. Underlaget er dominert av magmatiske og høygrads metamorfe bergarter. Den tynne autoktone sedimentære sekvensen er lokalt foldet og overprintet/preget (Roberts & Gee, 1985).

**Undre allokton** består hovedsakelig av sen-Proterozoiske og tidlig-Paleozoiske sedimenter med veldig lite underlag, utenom i de indre delene av orogenen. Undre allokton er transportert kortest av alloktonene. Metamorfosegraden i øst er grønnskifer og sub-grønnskifer facies, mens de vestlige områdene nådde en høyere metamorfosegrad (Roberts & Gee, 1985). Bergartene i denne alloktone enheten antas å stamme fra Baltika (Roberts, 2003 og tilhørende referanser).

**Midtre allokton** er dominert av sterkt deformerte Prekambriske krystalline bergarter og tykke sen-Proterozoiske psammitter. I noen områder er de i stor utstrekning intrudert av doleritter. Metamorfosegraden her er fra middels grønnskiferfacies til amfibolittfacies (Roberts & Gee, 1985). I Bergensbuene opptrer granulittfacies bergarter som er overprintet av eklogittfacies. Alderen på granulittfacies metamorfosen i Bergensbuene er ca. 930 Ma (U-Pb zirkon)(Bingen et al., 2001b) og eklogittfacies metamorfosen er på  $423 \pm 4$  Ma (U-Pb zirkon)(Bingen et al.,

2004). Disse er antatt å tilhøre midtre allokton. Som i undre allokton er også bergartene i midtre allokton antatt å stamme fra Baltika (Roberts, 2003 og tilhørende referanser). Det er imidlertid reist tvil om denne tolkningen ettersom Sveconorvegiske granittintrusjoner også er vanlige i for eksempel Kalak dekkekompleks, som beskrevet under den Finnmarkiske fasen. Kalak dekkekompleks er, som nevnt ovenfor, av enkelte antatt å tilhøre midtre allokton, mens andre plasserer det i undre del av øvre allokton.



**Figur 2.1** Et tektonostratigrafisk kart over de Skandinaviske kaledonidene modifisert av Krogh & Carswell (1995). Se teksten for detaljer.

**Øvre allokton** kan deles inn i en undre- og en øvre del. Undre del består blant annet av gneiser, amfibolitter, granulitter og lokalt eklogitter, alle med høy metamorfosegrad. Herunder tilhører blant annet Seve dekkekompleks og sannsynligvis også Kalak dekkekompleks.

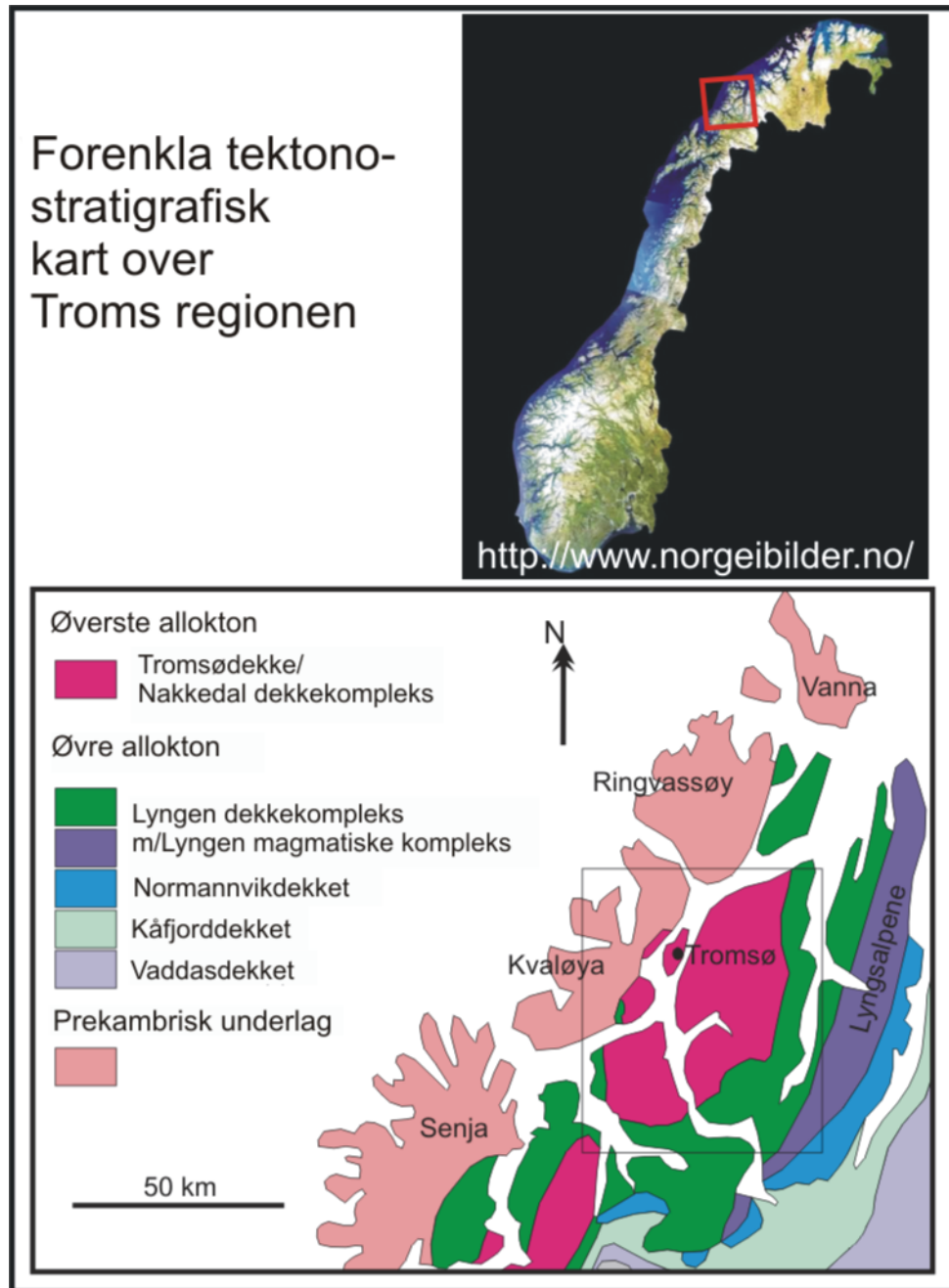
Øvre del består av en vulkansk-sedimentær enhet med blant annet ofiolitter. Den inneholder omfattende bevis for kaledonsk vulkansk aktivitet. Den metamorfe graden varierer fra grønnskifer- til høy amfibolittfacies (Roberts & Gee, 1985). Køli-dekket tilhører i likhet med Lyngen dekkekompleks øvre del av øvre allokton. Bergartene i øvre allokton er antatt å stamme fra eksotiske elementer innenfor eller i ytterkanten av Iapetushavet (Roberts, 2003 og tilhørende referanser).

**Øverste allokton** er dominert av gneiser, migmatitter, skifre, psammitter, marmor og amfibolitter samt store volumer av granittoide plutoner. Lokalt forekommer eklogitter (Tromsø-området). Metamorfosegraden varierer fra lav- til høygrad (Roberts & Gee, 1985; Stephens et al., 1985; Stephens, 1988). Øverste allokton forekommer i sentrale og nordlige deler av kaledonidene (Figur 2.1). Denne alloktone enheten stammer fra et enda mer eksotisk element enn i øvre allokton, og er antatt å stamme fra Laurentia eller et mikrokontinent som lå mellom Laurentia og Baltika (Roberts, 2003 og tilhørende referanser).

### ***2.2 De Skandinaviske kaledonidene i Troms***

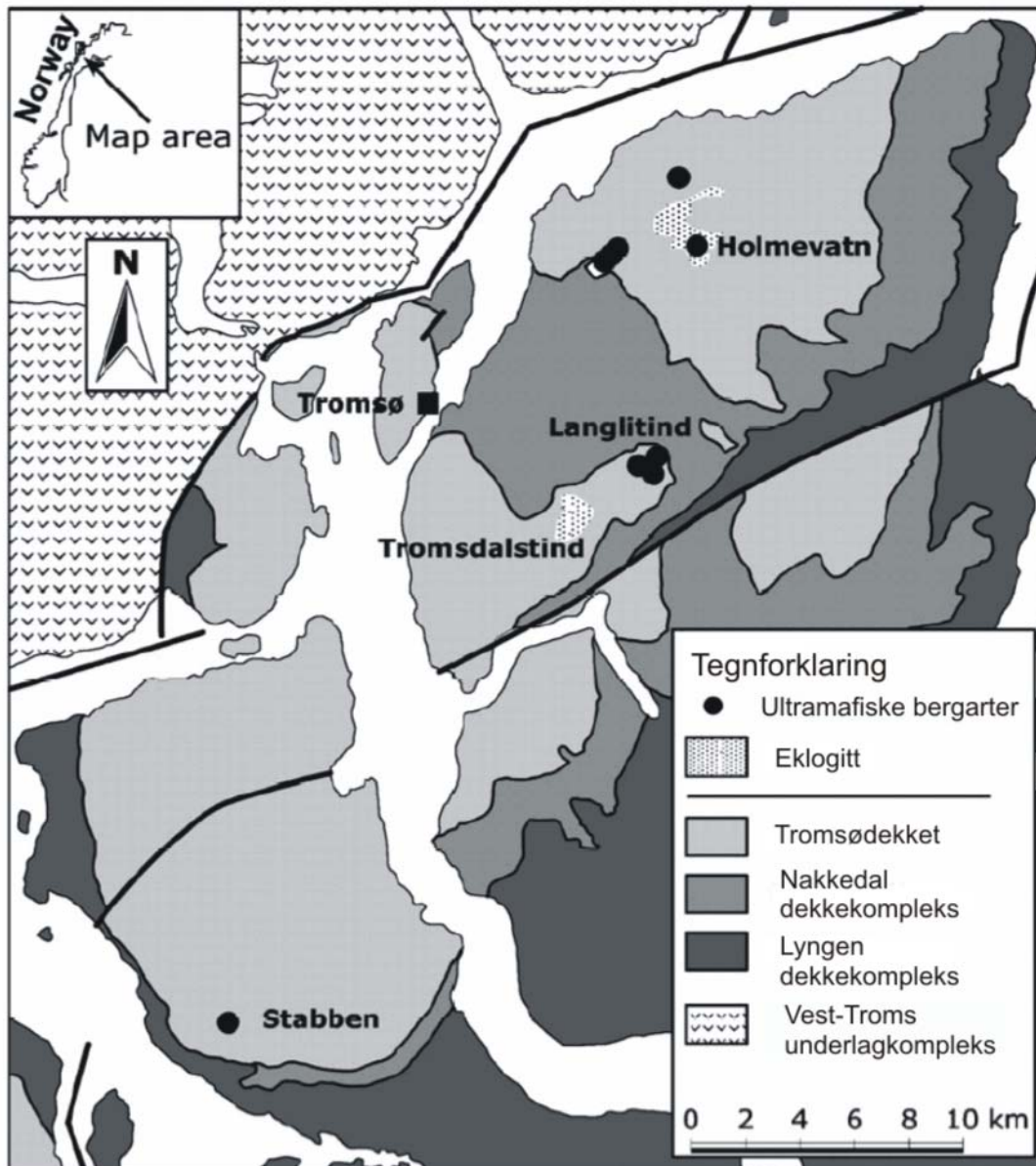
De kaledonske bergartene i Troms ligger i en mektig NØ-SV strykende dekkepakke som er bøyd ned mellom den finsk-svenske grunnfjellshøysletten i sydøst og grunnfjellet langs kysten av Troms. Denne nedbøyningen oppstod etter at dekkene var dannet og har sørget for et nærmest komplett snitt gjennom dekkepakken. Dekkene er antatt skjøvet mer enn 600 km fra nordvest mot sydøst (Zwaan et al., 1998). Dividalsgruppen er fra sen-Kambrium og er en sedimentær lagpakke (sandstein, siltstein og skifer) som er skjøvet direkte oppå de prekambriske bergartene. Den ligger under alle de kaledonske dekkene fra øst-Finnmark til nord-Sverige (Føyn, 1967, 1985).

De Skandinaviske kaledonidene i Troms er antatt å bestå av blant annet; Kalak dekkekompleks (midtre allokton/øvre allokton), Vaddasdekket, Kåfjorddekket, Nordmannvikdekket og Lyngen dekkekompleks (øvre allokton) og Nakkedal dekkekompleks og Tromsødekket (øverste allokton) (Figur 2.2 og Figur 2.3).



**Figur 2.2** Et forenklet tektonostratigrafisk kart som viser kaledonidene i Troms (Ravna et al., 2007). For et mer detaljert kart over den innrammede ruten, se Figur 2.3.





**Figur 2.3** Et tektonostratigrafisk kart av Tromsø-området, som viser lokalitetene til de største kroppene av eklogitt og ultramafiske bergarter i Tromsødekket. Modifisert etter Ravna et al. (2006).

**Kalak dekkekompleks** består blant annet av omdannede bergarter fra Prekambrisk til sen Prekambrisk tid, som granodiorittisk øyegneis, meta-arkose og granat-glimmerskifer (Zwaan et al., 1998), og også av magmatiske bergarter (bl.a. Seiland magmatiske kompleks). Kalak dekkekompleks tilhører, i følge bl.a. Zwaan et al. (1998), midtre allokton, mens Andréasson et al. (1998) og Siedlecka et al. (2004) plasserer det i undre del av øvre allokton, og korrelerer det dermed med Seve dekkekompleks. For øvrig henvises det til den Finnmarkiske fasen lenger fram i kapitlet.

**Vaddasdekket** tilhører den nederste delen av øvre allokton. Det består av omdannede sedimentære bergarter som metagråvakke, kalkspatmarmor, grønnstein og skifer. Disse antas å stamme fra Ordovisium (Zwaan et al., 1998; Lindahl et al., 2005). I tillegg finnes magmatiske bergarter som basaltisk putelava og gabbro (Lindahl et al., 2005).

**Kåfjorddekket** tilhører også øvre allokton. Det består av antatt ordovisiske omdannede dypbergarter som granitt og pegmatitt, og omdannede sedimentære og magmatiske (vulkanske) bergarter som granat-kvartsglimmerskifer og hornblendeskifer (Zwaan et al., 1998).

**Normannvikdekket** består blant annet av mylonittiske glimmer-gneiser, amfibolittførende gneiser, marmor, sagvanditt og lokalt ultramafiske linser. Normannvikdekket er i motsetning til de underliggende enhetene karakterisert ved en polyfase metamorf utvikling og har en høy metamorf grad (bl.a. Andresen et al., 1985; Bergh & Andresen, 1985). Dekket tilhører øvre allokton. En meta-dioritt som ligger i en megalinse ved Takvatn ble datert til  $492 \pm 5$  Ma (Lindstrøm & Andresen, 1992).

**Lyngen dekkekompleks** hører til øverste del av øvre allokton, og er dominert av et gabbrokompleks, Lyngen magmatiske kompleks, og Balsfjordgruppen som er skjøvet ukonformt over Lyngen magmatiske kompleks. Balsfjordgruppen består av sen-ordovisiske til siluriske fossiler (Bjørlykke & Olaussen, 1981), og av blant annet; skifer, marmor og kvartsitt (Zwaan et al., 1998). Lyngen magmatiske kompleks består hovedsakelig av Lyngen gabbroen. Disse bergartene er antatt å være fra tidlig Ordovisium til Silur (Selbekk et al., 1998). Lyngen magmatiske kompleks har en minimumsalder på  $469 \pm 5$  Ma (Oliver & Krogh, 1995).

**Nakkedal dekkekompleks** tilhører øverste allokton og ligger under Tromsødekket.

Nakkedal dekkekompleks er tektonisk separert fra Tromsødekket av en stor skyveforkastning (Selbekk et al., 2000). Bergartene her er antatt å ha en alder på sen-Proterozoisk til sen-Ordovisisk, med høy til meget høy metamorfosegrad (Zwaan, 2001). Det består av forskjellige metasedimentære bergarter, der de dominerende er kvarts-feltspattisk gneiser og Skattøra migmatittkompleks. Skattøra migmatittkompleks utgjør den øvre delen av Nakkedal

dekkekompleks og omfatter et opprinnelig Si-undermettet (nefelin normativ) lagdelt mafisk kompleks med lag av anortosittisk til ultramafisk sammensetning, med gabbroisk sammensetning som dominerende bergartstype. Bergartene har vært utsatt for en høy grad av delvis oppsmelting ved høye temperaturer (ca. 900 °C/1,0 GPa) og høyt H<sub>2</sub>O innhold, som har dannet et nettverk av anortosittiske ganger. Titanitt fra de anortosittiske leucosomene er datert til 456 ± 4 Ma (ved bruk av U-Pb metoden), mens gabbroen er datert til 456 ± 3 Ma (Selbekk et al., 2000).

**Tromsødekket** utgjør den øverste delen av øverste allokton og består av en sekvens av polymetamorfe høy-grads metasedimenter, som granat-glimmerskifer, marmor og kalk-silikat bergart. Kropper av mafiske (eklogitt og granat-amfibolitt), og ultramafiske bergarter forekommer ofte (Krogh et al., 1990; Ravna og Roux, 2006; Ravna et al., 2006). De to største kroppene av eklogitt er på Tromsdalstind, som ligger øst for Tromsø by, og på Snyfjellet ovenfor Tønsvika. I tillegg finnes mange mindre eklogittkropper/-linser i Tromsø-området. Disse er som regel mer retrogradert enn Tromsdalstind og Tønsvik eklogittene. De høyeste bevarte trykk-temperatur (P-T) forholdene for eklogitter er gitt ved 3,36 GPa og 735 °C (Ravna & Roux, 2006). Partiell smelting av eklogitter innen Tromsødekket er vanlig (Krogh et al., 1990), og nyere data av Stevenson (2006) bekrefter to episoder av partiell oppsmelting. En tidlig episode som har dannet peritektisk granat + smelte ved et trykk på 2,0-2,2 GPa ved 700-750 °C, og en yngre episode som har dannet peritektisk hornblende + smelte (hvor granat er en restitt fase) ved 1,1-1,2 GPa, 720-800 °C (Stevenson, 2006). Corfu et al. (2003) har presentert U-Pb aldere fra zirkoner og titanitter for eklogittiske bergarter fra Tromsødekket. Zirkoner fra et trondhemittisk lag innen Tromsdalstind-eklogitten ga en alder på 493 ± 5/-2 Ma, tolket til å være intrusjonsalderen for protolitten. Zirkoner fra en eklogitt i Tønsvika ga en alder på 452,1 ± 1,7 Ma, som er alderen for de høyeste P-T forholdene som er nevnt over. Dateringer av høy-Al titanitter fra en eklogitt og en kalk-silikat bergart ga 451-450 Ma (Corfu et al., 2003).



## 3 BERGARTSBESKRIVELSE OG MINERALKJEMI

### 3.1 Metode

Den mafiske linsa som er hovedmålet for denne undersøkelsen ligger inne i meta-suprakrustaler bestående av hovedsakelig granat-glimmerskifer og marmor. Dette ligger like over skyvekontakten mellom Tromsødekket og det underliggende Skattøra migmatittkompleks (Nakkedal dekkekompleks). De sentrale deler av linsa har en isotrop tekstur, mens marginene mot metasedimentene er sterkt foliert (Figur 3.1). Graden av deformasjon øker gradvis ut mot de omgivende bergartene. De massive delene av linsa har spredte rødlige granater i en grønn/svart matriks, mens de sterkt folierte marginene er tilnærmet svart/grå med mindre granater eller uten synlige granater, og kan klassifiseres som amfibolitt. Bergarter med sammensetning mellom disse to ekstremer utgjør mesteparten av linsa.

#### Prøvetaking

Formålet med prøvetakinga var å få et representativt utvalg av de ulike varianter av mafiske bergarter innen den mafiske linsa, samt av den tilgrensende granat-glimmerskiferen. Det ble samlet inn i alt elleve prøver (A1-A11) av den mafiske linsa og fire (A12 og B1-B3) av granat-glimmerskiferen. Det ble også tatt en prøve (G1) fra den felsiske gangen som går gjennom den mafiske linsa. Veiskjæringa (Figur 3.1) ble fotografert med et Konica Minolta Dynax 5D speilreflekskamera og et panoramabilde ble satt sammen ved hjelp av programmet PhotoStitch. Prøvene ble vasket, beskrevet og fotografert (Figur 3.3 - Figur 3.6, Figur 3.24 og Figur 3.25, og Figur 3.33), og deretter sagd til skiver som skulle brukes til å lage tynnslip. Tynnslipene ble lagd på laben til Institutt for geologi ved Universitetet i Tromsø (UiT). Seksten tynnslip ble studert med polarisasjonsmikroskopet Leitz Wetzlar. Det ble tatt bilder av utvalgte områder i de forskjellige slipene med mikroskopet Leica DM LP og tilhørende kamera Leica DC 300F. Forstørrelsen på linsen i kameraet som ble brukt var 10x (A1-A11 og G1) og 4x (A12, B1-B3 og G1).



**Figur 3.1** Bildet viser den mafiske linsa med den gjennomsettfende gangen og omgivende granat-glimmerskifer og marmor, som er blottlagt i ei veiskjæring i avkjørselen mot sør fra Erling Kjeldsens veg ("Tverrforbindelsen") mot universitetområdet (UiT).

## Mikrosonde

Det ble valgt ut områder i tynnslipene A2, A3, A5, A7, A9, A12 og B1 for mineralanalyser. Tynnslipene ble først klargjort for mikrosonden ved at et lag karbon ble dampet på. De mineralkjemiske analysene ble utført på en Cameca SX100 mikrosonde (Figur 3.2) med 5 krystalspektrometre med et bølgelengde-dispersjonssystem (WDS: Wavelength Dispersive System) og et energi-dispersjonssystem (EDS: Energy Dispersive System) ved Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo (UiO), under veiledning av overingeniør Muriel Erambert. I en mikrosonde bestråles prøvens overflate med en finfokusert elektronstråle, og røntgenstrålingen som genereres analyseres kvalitativt og kvantitativt med et WDS og et EDS. WDS gir mye bedre energiopløsning enn EDS, og de mineralkjemiske analysene som er presentert her er basert på WDS. Mikrosonden har et optisk system for lettere lokalisering av analysepunkter, og det ble også brukt en BSE-detektor (Backscatter-elektron-detektor) for å få et bedre bilde av teksturene og grenseforholdene mellom kornene. Akselerasjonsspenningen var 15kV, strømstyrke på 15 nA eller 10 nA (for plagioklas og kalsitt), og telletid for topp og bakgrunn for de enkelte elementer var 10 s. Ulike mineralstandarder ble brukt til kalibrering.

Beregninger av strukturformler er gjort på regnearket "Strukturformel generell 1" (Excel) utarbeidet av professor E. J. Krogh Ravna.

Alle de mineralkjemiske analysene er samlet i tabeller i appendiks, Tabell 1-14.



Figur 3.2 Cameca SX100 mikrosonde ved IG, Universitetet i Oslo.

## 3.2 Mafiske bergarter

### 3.2.1 Feltforhold og håndstykker

De studerte mafiske bergartene har forskjellige metamorfosegrader fra kjernen mot randen av linsa.

Håndstykkene av de mafiske bergartene (A1-A11) er fra fin- til middelskornet og er fra isotrop/meget svakt foliert til middels sterkt foliert. Prøve A1-A4 og A9-A10 har grønn/svart matriks (noen har grønne og gråsvarte bånd) med hvite spetter og små rødbrune granater (A2 har bare noen få granater)(Figur 3.3 og Figur 3.6). Prøve A5-A6 og A11 har en svartlig matriks med synlige granater og hvite spetter. De har en glinsende overflate (Figur 3.4). Prøve A7-A8 har grå/svart matriks med hvite spetter og glinsende overflate uten synlige granater. Mineralene ligger orientert i prøvene (Figur 3.5).



**Figur 3.3** Prøve A1 fra den sentrale del av linsa er svakt foliert med vekslende grønnlige klinopyroksen-rike og gråsvarte amfibol-rike bånd med jevnstore rødlig granater.





**Figur 3.4** Prøve A5 ble tatt lengre ut mot marginene av linsa (Figur 3.1) og er en foliert og tilnærmet svart/grå bergart med små granater, og klassifiseres som en amfibolitt.



**Figur 3.5** Prøve A7, som ble tatt ganske langt ut mot marginen av linsa (Figur 3.1): er sterkt foliert uten synlige rødlig granater og klassifiseres også som en amfibolitt.



**Figur 3.6** Prøve A9 har en del som har grønnlige klinopyroksen-rike og gråsvarte amfibol-rike bånd og rødlige granater, og en del som er tilnærmet svart uten synlige granater.

### 3.2.2 Mikroskopiske trekk

#### Mineralogi

De mafiske bergartene består hovedsakelig av hornblende, plagioklas, klinopyroksen og granat, men har også epidot/klinozoisitt, kvarts, titanitt, pyritt (svovelkis) og chalkopyritt (kobberkis) i mindre mengder. Små mengder av kalsitt, biotitt og rutil finnes i noen få av tynnslipene.

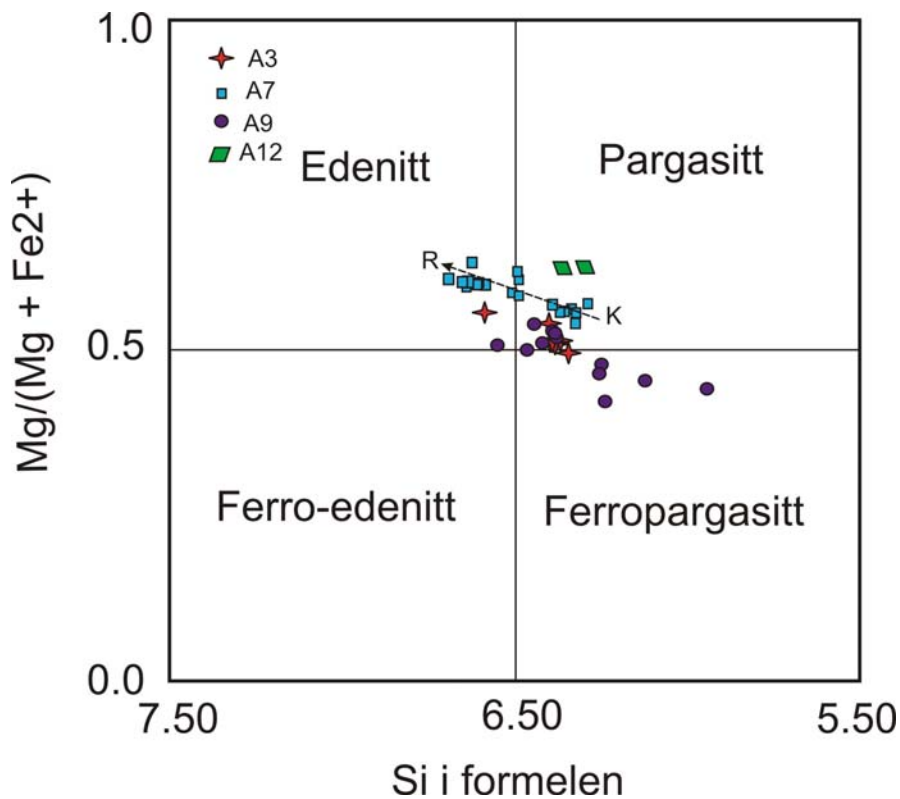
**Hornblende** (25-35 %) har pleokroisme fra lys grønn til mørk grønn, middels høye interferensfarger, medium til høyt relieff, og 2 gode kløvretninger på 56° og 124°.

Hornblende opptrer på to forskjellige måter:

- 1) som anhedrale til subhedrale, ca. 0,05-1,3 mm store korn i matriks. Disse har tilsynelatende rette korn grenser mot plagioklas, kvarts, klinopyroksen, epidot/klinozoisitt, titanitt, pyritt, kalsitt, biotitt og noen granater (Figur 3.9 - Figur 3.10, Figur 3.12 - Figur 3.16 og Figur 3.21 - Figur 3.23).

- 2) som inneslutninger i granat. Disse opptrer sammen med plagioklas, kvarts, biotitt, epidot/klinozoisitt, kalsitt og titanitt. Noen få av disse hornblendene kornene opptrer som perfekte prismeformete/euhedrale korn (Figur 3.13).

Amfibolene varierer i sammensetning fra pargasitt/ferropargasitt til edenitt (Figur 3.7), og edenittinnholdet og  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  øker generelt fra kjerne mot rand. Innhold av edenitt er lavest i inneslutningene.



**Figur 3.7** Diagrammet viser alle amfibolanalysene som er gjort i de forskjellige tynnslipene plottet i klassifikasjonsdiagram for Ca-rike amfiboler med  $(Na+K)_A \geq 0,5$  (Leake et al., 1997).

**Plagioklas** (20-30 %) er fargeløs, har lave interferensfarger og lavt relieff. Viser ofte albittvillinger.

Plagioklas opptrer på tre forskjellige måter:

- 1) som anhedrale til subhedrale, ca. 0,05-0,8 mm store korn i matriks (Figur 3.10, Figur 3.12 - Figur 3.16 og Figur 3.21 - Figur 3.23). De ligger også som en sone sammen med hornblende rundt en del granater (Figur 3.13 og Figur 3.23). De har tilsynelatende rette korgrenser mot kvarts, hornblende, klinopyroksen, epidot/klinozoisitt, titanitt, pyritt,

chalkopyritt, biotitt, kalsitt og noen granater (Figur 3.15, Figur 3.23 og Figur 3.13). En del plagioklaskorn er optisk sonert.

- 2) som polygonale mosaikkteksturer, ca. 0,05-0,1 mm store korn, sammen med klinopyroksen. De har rette korngrenser i forhold til hverandre (Figur 3.9).
- 3) som inneslutninger i granat sammen med hornblende, klinopyroksen, kvarts, epidot/klinozoisitt, titanitt, biotitt og kalsitt (Figur 3.15 og Figur 3.13).

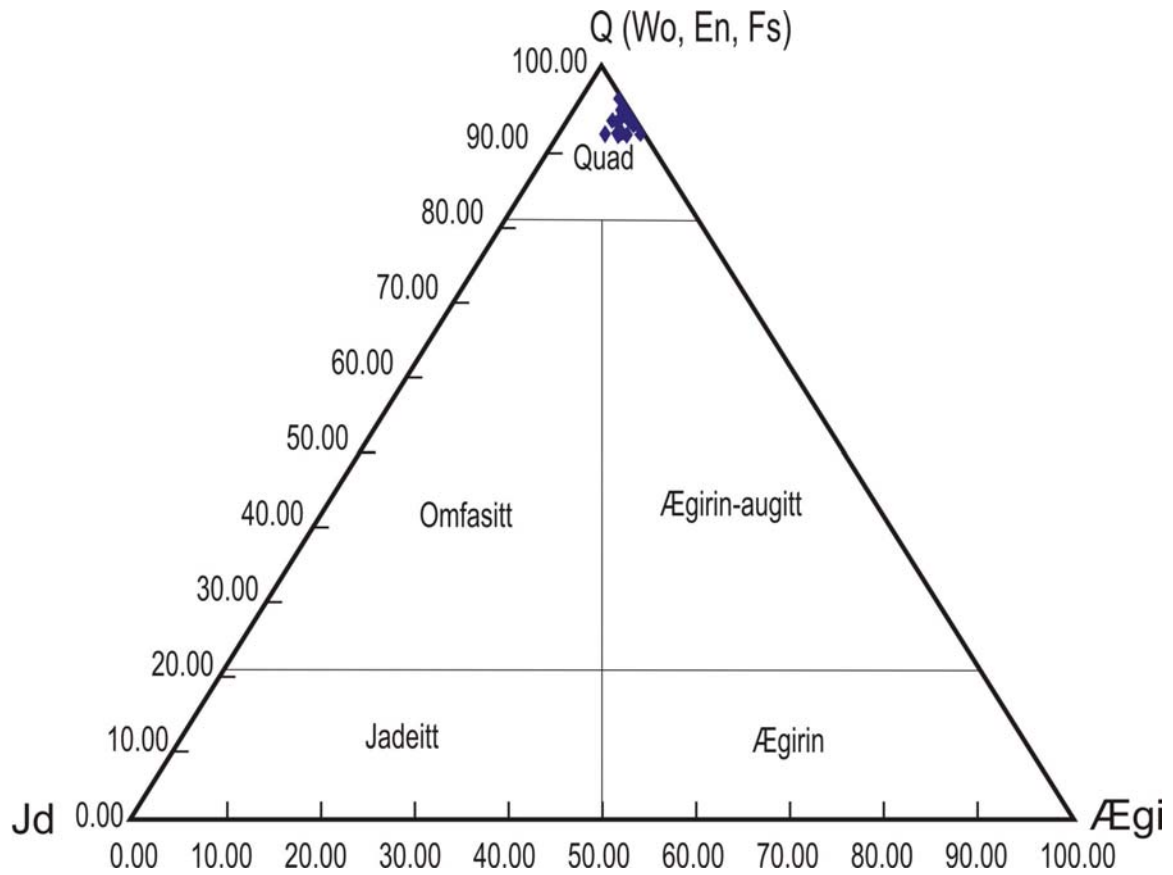
Anortitt-innholdet i plagioklas er forskjellig i matriks og inneslutninger. I matriks er variasjonen  $An_{15-36}$  og i inneslutninger  $An_{21-30}$ . Større plagioklaskorn viser avtakende An-innhold fra kjerne til rand ( $An_{32-36}$  til  $An_{28-31}$ ).

**Klinopyroksen** (10-15 %) har en lys grønn farge, ganske høye interferensfarger, ganske høyt relieff og to gode kløvretninger på  $87^\circ$  og  $93^\circ$ .

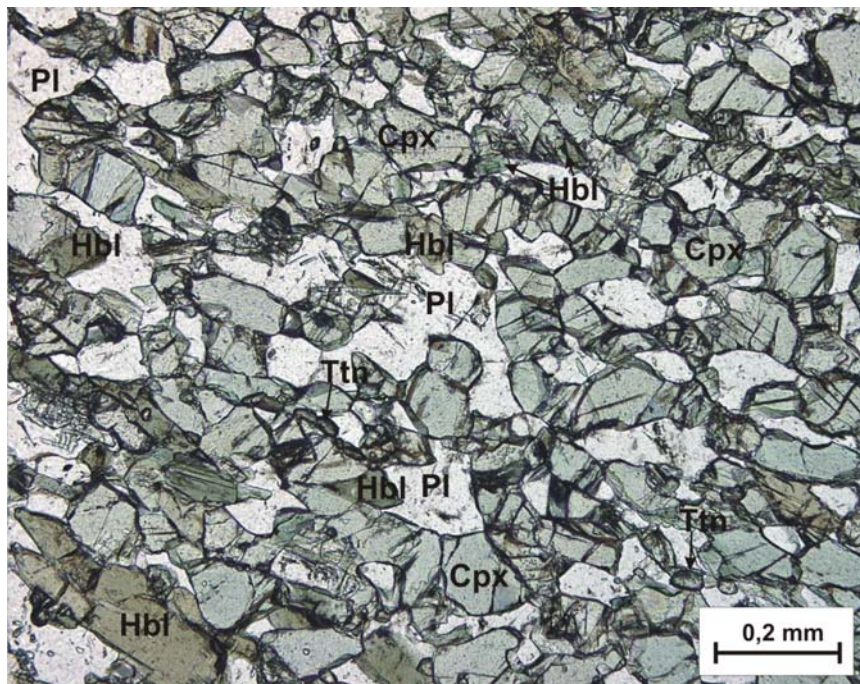
Klinopyroksen forekommer på tre forskjellige måter:

- 1) som anhedrale og subhedrale, ca. 0,05-1,2 mm store korn i matriks. De har tilsynelatende rette korngrenser mot plagioklas, kvarts, hornblende, epidot/klinozoisitt, titanitt, pyritt, chalkopyritt og kalsitt (Figur 3.10).
- 2) som polygonale mosaikkteksturer, ca. 0,05-0,1 mm store korn, sammen med plagioklas. De har rette korngrenser i forhold til hverandre (Figur 3.9).
- 3) som inneslutninger i granat sammen med plagioklas og kvarts.

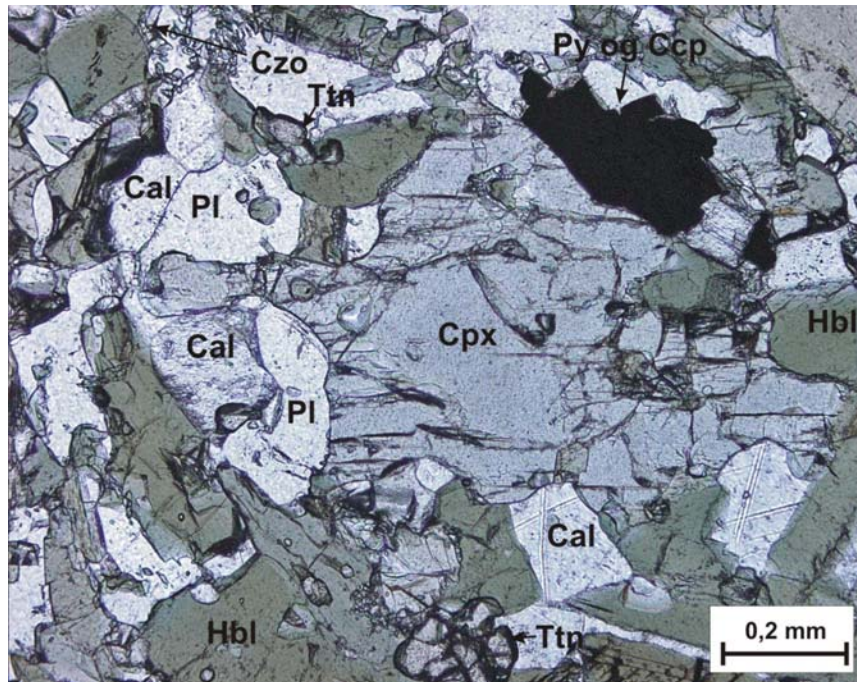
Mineralkjemiske analyser av klinopyroksen varierer lite, og alle plotter i Quad-feltet (Morimoto et al., 1988)(Figur 3.8). Inneslutninger av klinopyroksen har litt høyere Quad (95 %) enn klinopyroksener i matriks (~92 %).



**Figur 3.8** Trekantdiagram (Morimoto et al., 1988) for alle klinopyroksenanalysene som er gjort i de forskjellige tynnslipene, viser at alle ligger i Quad-feltet. Quad representerer feltet for Ca-Mg-Fe pyroksener.



**Figur 3.9** Tynnslip av A9: Bildet viser en polygonal mosaikkstruktur med plagioklas og klinopyroksen. Man ser også noe hornblende og titanitt.



**Figur 3.10** Tynnslip av A3: Bildet viser et stort korn av klinopyroksen med hornblende, plagioklas, kalsitt, pyritt og chalkopyritt rundt seg. Titanitt og epidot/klinozoisitt litt utenfor. Det er skarpe grenser mot de tilgrensende mineralene.

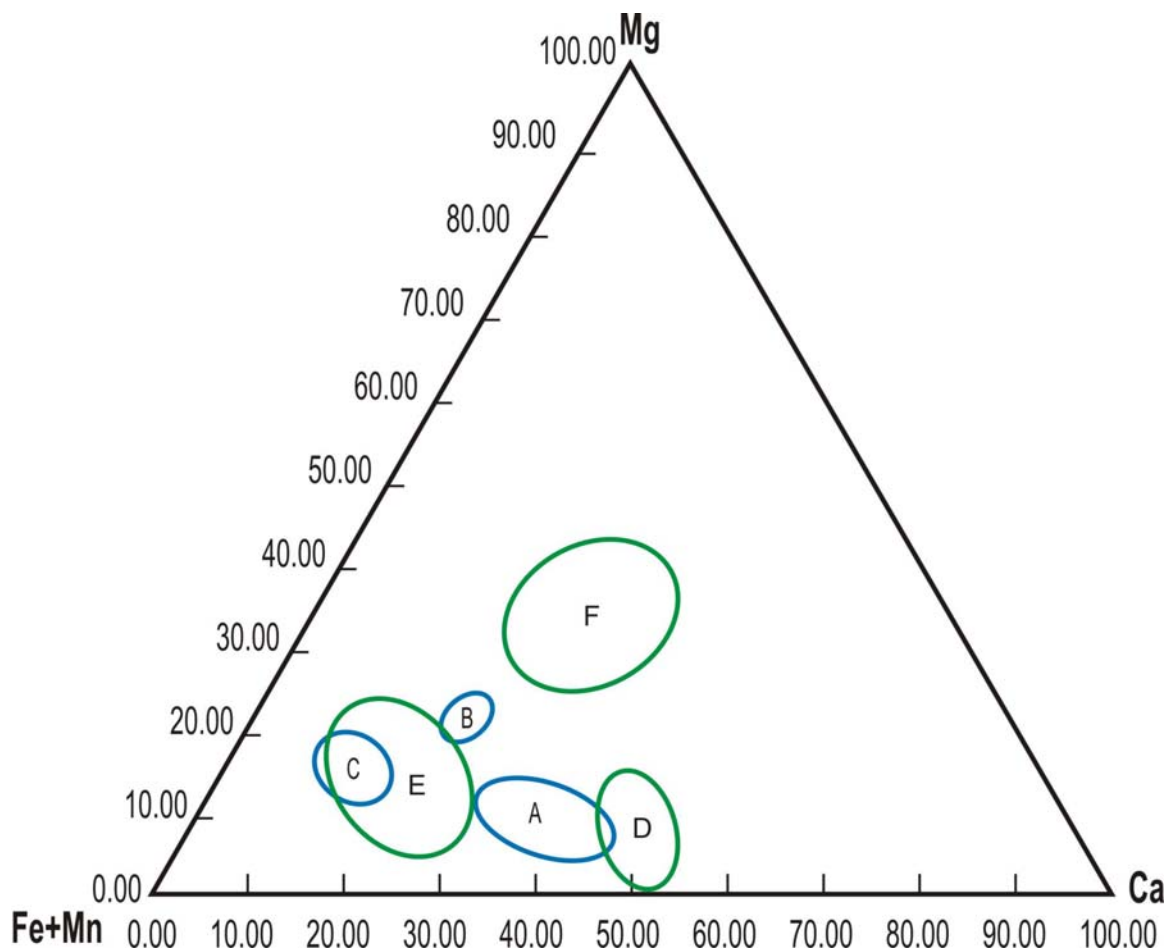
**Granat** (5-10 %) er fargeløs eller lys rosa, isotropisk, har høyt relieff og ingen kløvretning.

Granat forekommer hovedsakelig som anhedrale, opptil 1,5 mm store korn, men det er også subhedrale og noen euhedrale granater (Figur 3.16).

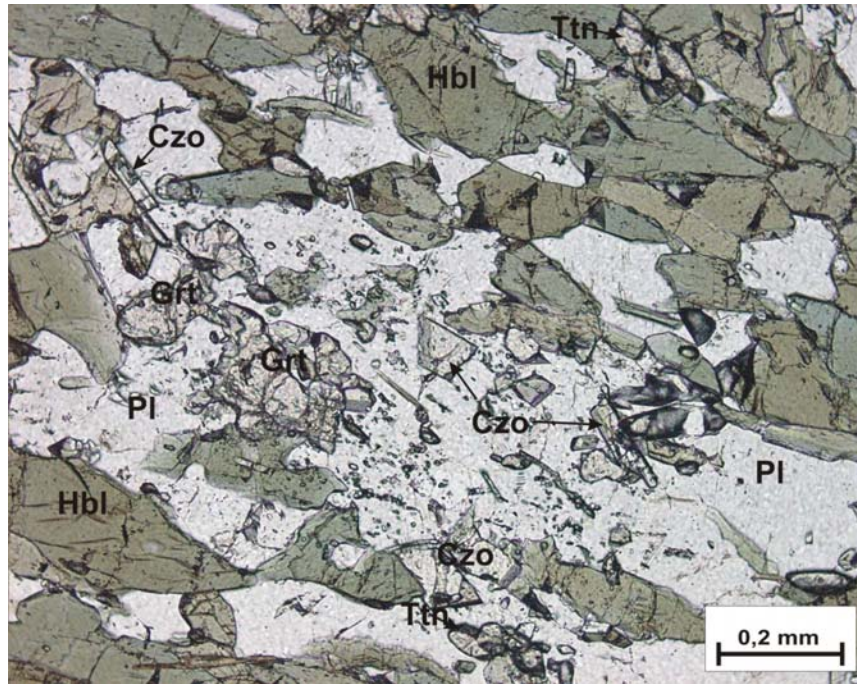
Så å si alle granatene inneholder inneslutninger av forskjellige mineraler som, plagioklas, kvarts, hornblende, klinopyroksen, epidot/klinozoisitt, biotitt, kalsitt, rutil, pyritt og titanitt. Inneslutningene er av ulik størrelse og de minste er orientert i en foretrukket retning (Figur 3.15). De minste inneslutningene kan kun identifiseres med mineralkjemi ved å bruke mikrosonde. I noen av granatene ser man mer grovkornete og uregelmessige aggregater bestående av perfekte prismeformede korn av hornblende sammen med plagioklas og kvarts (Figur 3.13), i sjeldnere tilfelle også plagioklas og klinopyroksen. Mange av granatene er også omgitt av en sone med plagioklas og hornblende. Granatene er oppsprukket, og noen har uregelmessige korgrenser mot plagioklas, kvarts, hornblende, klinopyroksen, epidot/klinozoisitt, titanitt, kalsitt og pyritt. En del av disse uregelmessige granatene har lokalt en ytre sone som er så å si fri for inneslutninger (Figur 3.13) og tilsynelatende velutviklede krystallflater mot plagioklas og hornblende (Figur 3.15). Disse granatene har for det meste mange små orienterte inneslutninger i de sentrale deler. I tynnslipene A1-A11 går granatene

fra å ha noen velutviklede krystallflater med mange små inneslutninger med en gradvis overgang til uregelmessige korngrenser (Figur 3.13 og Figur 3.16) med store og små inneslutninger og små rester av granater (Figur 3.12), til ikke å være tilstede.

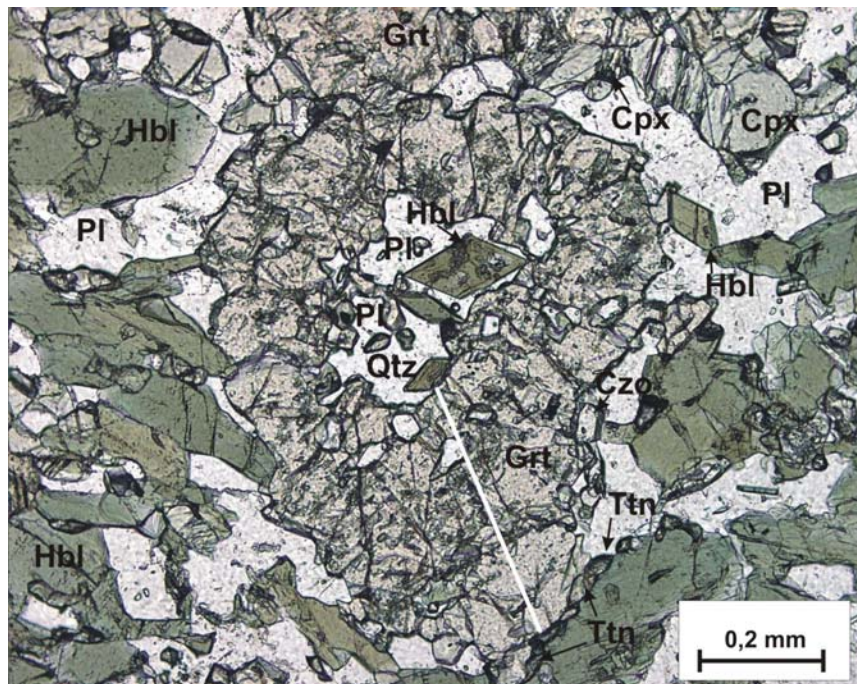
De fleste granatene viser kjemisk sonering, med en generell økning i parametrene  $Mg\#$  ( $= Mg/(Mg+Fe)$ ) og  $X_{Mg}X_{Ca}^2$  fra kjerne til rand (Figur 3.17 og Figur 3.18). I noen tilfeller er det en nedgang av disse i den ytterste randsonen. Den kjemiske sammensetningen i granatene varierer lite (Figur 3.11). Granatanalyser fra gneiser og amfibolitter (Krogh et al., 1990) sammeffaller ganske bra med de studerte mafiske bergartene.  $Mg\#$ -innholdet er lavt i forhold til eklogittiske granater ellers i Tromsødekket (Figur 3.11).



**Figur 3.11** Trekantdiagram for granatanalysene som er gjort i de forskjellige prøvene, og fra Krogh et al. (1990). A = Granatanalyser fra prøvene A2, A3, A5 og A9. B = Granatanalyser fra prøve A12. C = Granatanalyser fra prøve B1. Mens D = Granatanalyser fra gneiser og amfibolitter fra Krogh et al. (1990). E = Granatanalyser fra metapelitter fra Krogh et al. (1990). F = Granatanalyser fra eklogitter fra Krogh et al. (1990).

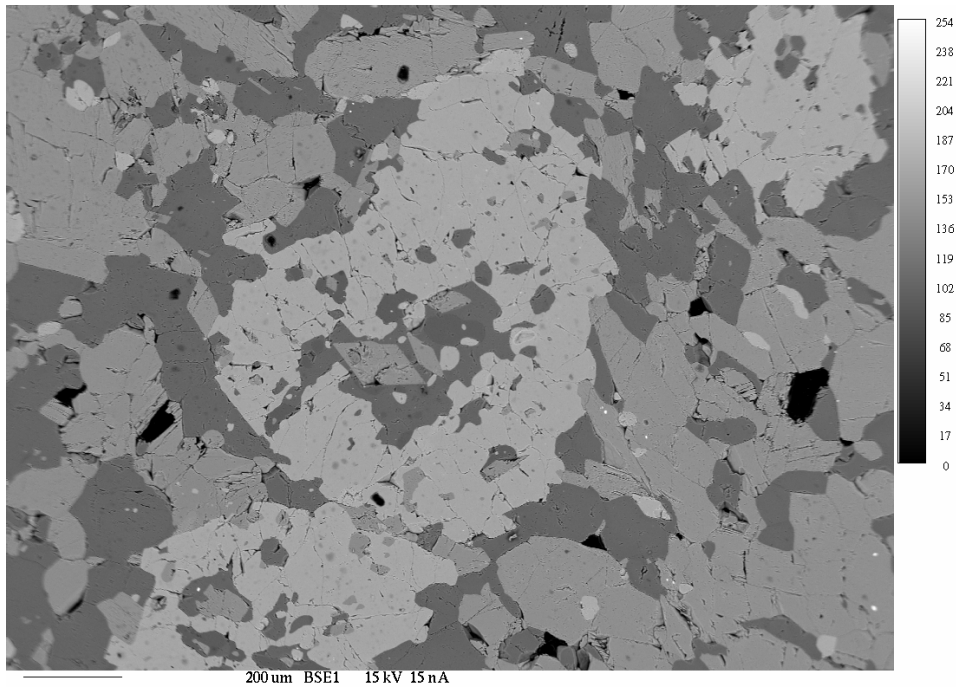


**Figur 3.12** Tynnslip av A2: Bildet viser en rest av en granat i en matriks av hovedsakelig plagioklas med mange små korn av blant annet epidot/klinzoisitt. Rundt dette er det hornblende og titanitt.

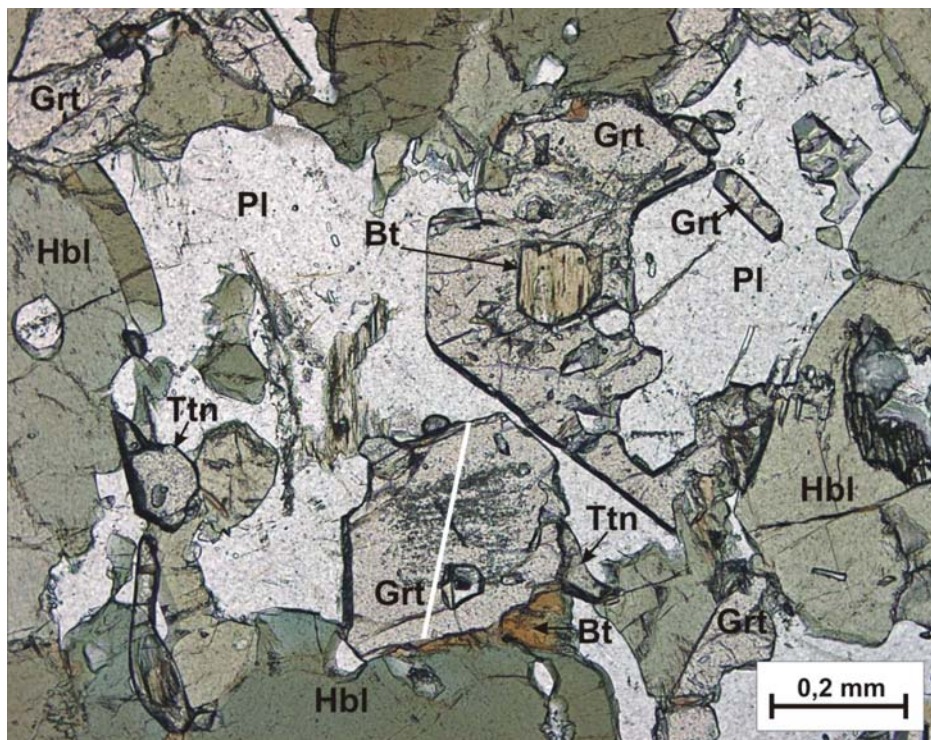


**Figur 3.13** Tynnslip av A3: Bildet viser en granat med uregelmessige krystallflater med store inneslutninger i senter, nederst på granaten ser det ut som at det er en inneslutningsfri del og at det også er en liten granat med velutviklede krystallflater. Noen euhedrale korn av hornblende som inneslutninger i granaten og et euhedralt korn i matriks. Ellers er det kvarts og plagioklas i granaten og plagioklas, titanitt, hornblende og klinopyroksen i matriks. Den hvite linjen representerer hvor soneringsprofilen er tatt.

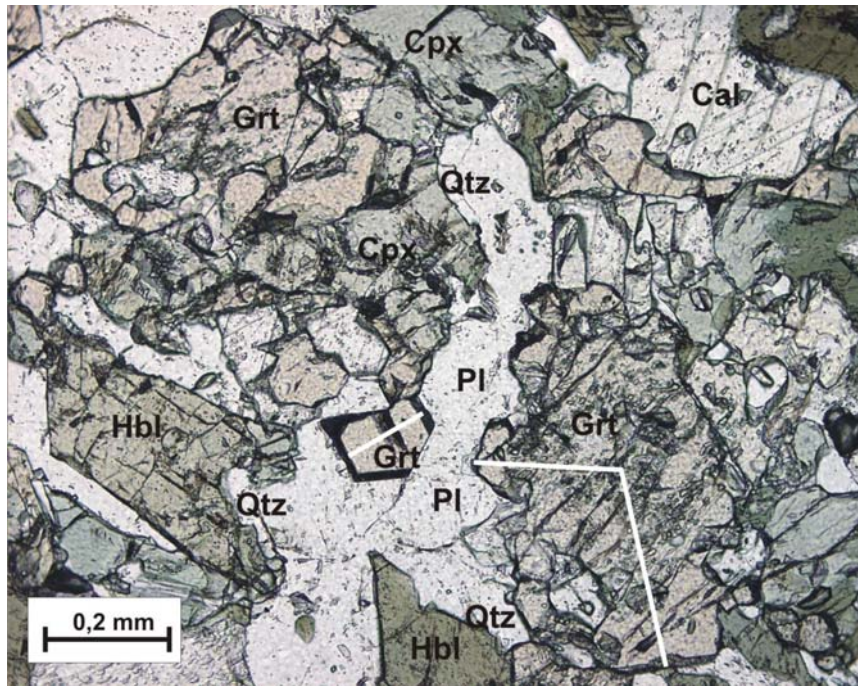




**Figur 3.14** Backscatter-bilde av Figur 3.13 (litt forskjellig målestokk og opp ned i forhold til Figur 3.13). Her ser man bedre formen på den store inneslutningen.

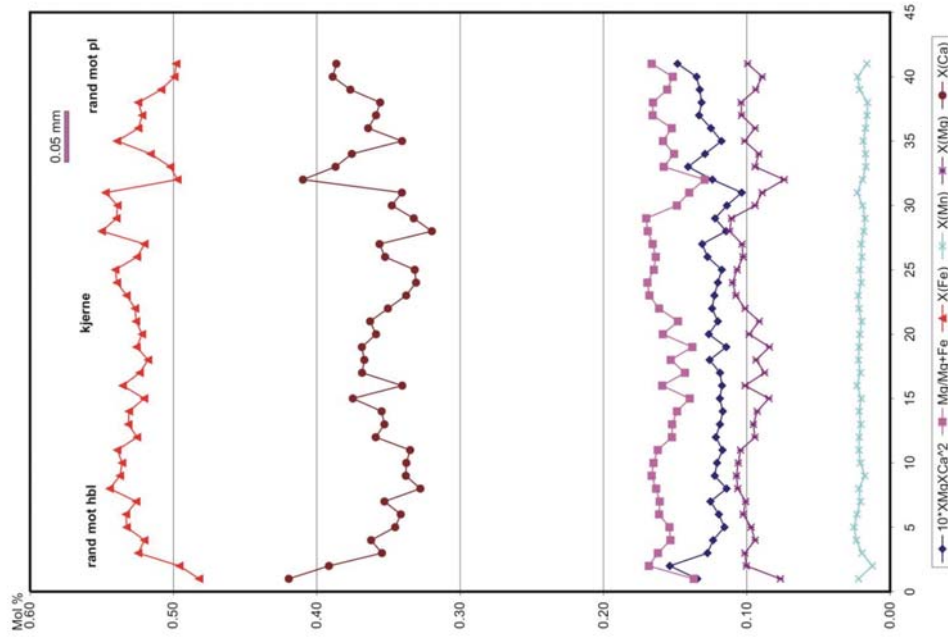


**Figur 3.15** Tynnslip av A5: Bildet viser granater med noen tilsynelatende velutviklede krystallflater, plagioklas, hornblende, titanitt og biotitt. Granaten nederst i midten har planorienterte små inneslutninger.

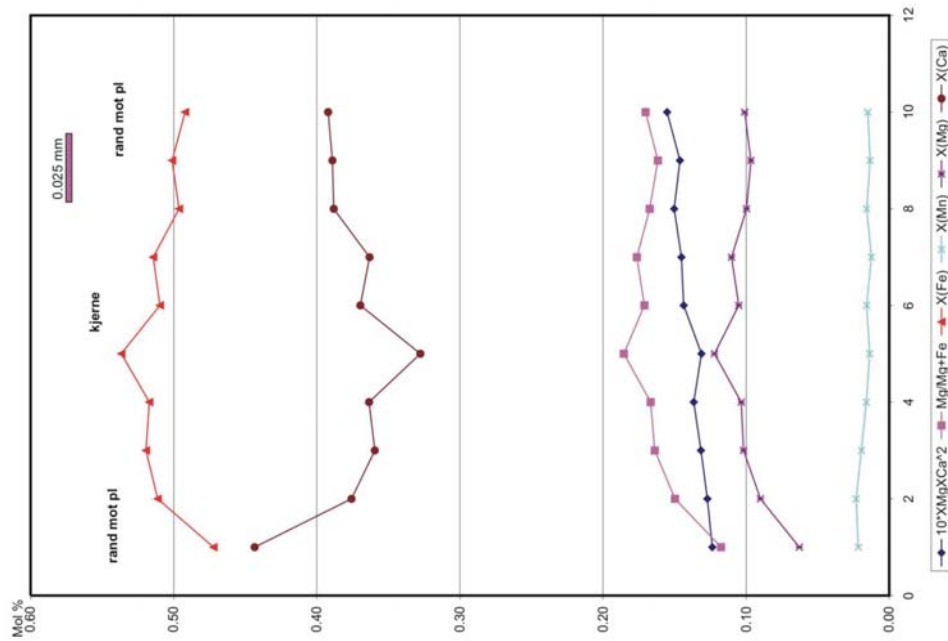


**Figur 3.16** Tynnslip av A9: Bildet viser granater med uregelmessige krystallflater og en liten euhedral granat med tilsynelatende rette krystallflater. Det er også klinopyroksen, hornblende, plagioklas, kvarts og kalsitt tilstede.





**Figur 3.19** Soneringsprofil av en granat i A9 fra rand mot hornblende til rand mot plagioklas. Denne granaten ligger ved siden av den lillegranaten over (Figur 3.16). Mineralkjemiske analyser brukt til soneringsprofilen er presentert i appendiks, tabell 5a, b og c.



**Figur 3.20** Soneringsprofil av en liten granat med velutviklede krystallflater i A9 fra rand mot plagioklas til rand mot plagioklas. Granaten er nesten euhedral (Figur 3.16). Mineralkjemiske analyser brukt til soneringsprofilen er presentert i appendiks, tabell 4.

**Epidot/Klinozoisitt** (5-10 %) er fargeløs, epidot har høye interferensfarger, mens klinozoisitt som regel har anomale blå interferensfarger, høyt relieff og én god kløvretning.

Epidot/klinozoisitt forekommer på følgende måter:

- 1) som euhedrale til subhedrale, ca. 0,03-1,2 mm lange korn. De har tilsynelatende rette korngrenser mot plagioklas, hornblende, klinopyroksen, biotitt, kalsitt og titanitt (Figur 3.10, Figur 3.12, Figur 3.13 og Figur 3.22). I to tynnslip (A6 og A9) har epidot/klinozoisitt kvartsormer i seg (Figur 3.21).

- 2) som inneslutninger i granat sammen med hornblende, plagioklas, titanitt og pyritt.

Mineralkjemiske analyser viser en liten variasjon i  $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al})$ -innholdet på 0,10-0,18.

**Kvarts** (4-8 %) er fargeløs, har lav interferensfarge, har veldig lavt relieff og den har konkoidalt brudd.

Kvarts forekommer på to måter:

- 1) som små korn i matriks og har tilsynelatende rette korngrenser mot plagioklas, hornblende og klinopyroksen (Figur 3.16), og i to slip (A6 og A9) opptrer kvarts som ormer i epidot/klinozoisitt (Figur 3.21).
- 2) som inneslutninger i granat sammen med plagioklas, hornblende, klinopyroksen og titanitt (Figur 3.13).

Kvarts er identifisert ved hjelp av EDS på mikrosonden.

**Titanitt** (3-6 %) er fargeløs, har veldig høye interferensfarger, veldig høyt relieff og den har en god kløvretning som ofte ikke vises.

Titanitt opptrer på følgende måter:

- 1) som anhedrale og subhedrale, ca. 0,03-0,1 mm store korn. Titanitt har tilsynelatende rette korngrenser mot plagioklas, hornblende, klinopyroksen, epidot/klinozoisitt, biotitt, kalsitt og pyritt og chalkopyritt (Figur 3.9 - Figur 3.10, Figur 3.12 - Figur 3.15 og Figur 3.21 - Figur 3.23).
- 2) som inneslutninger i granat sammen med plagioklas, kvarts, hornblende, epidot/klinozoisitt og kalsitt, og som inneslutninger i epidot/klinozoisitt sammen med biotitt.

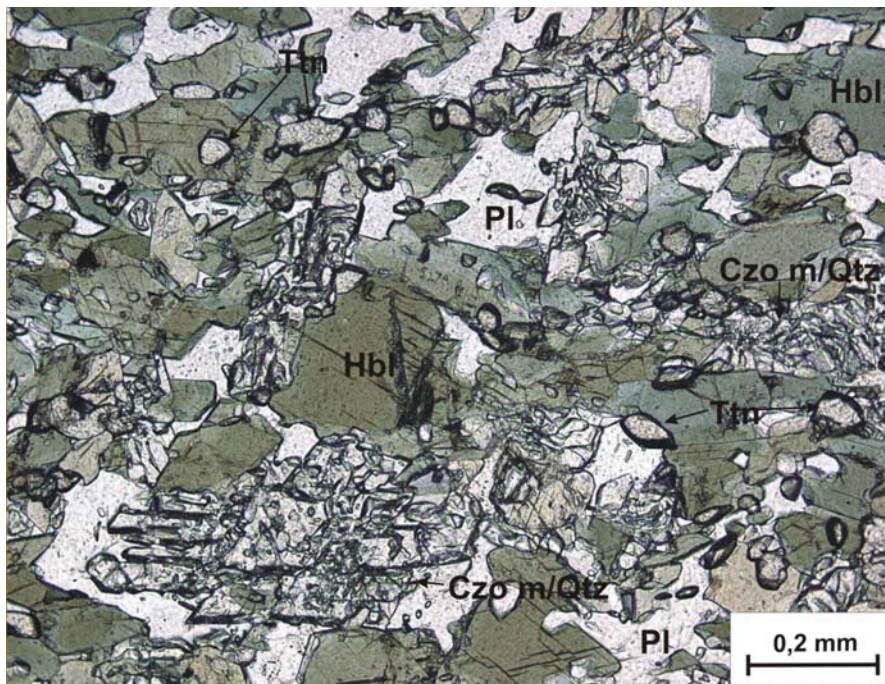
I en del av titanittene (prøvene A5, A7 og A9) er det små rester av rutil (Figur 3.22), mens titanitter uten rutil opptrer i de øvrige. Alle titanittene er lave i Al ( $X_{\text{Al}} = 0,04-0,11$ ).

**Biotitt** (ca. 1-7 %) har pleokroisme fra fargeløs til brun, ganske høye interferensfarger, middels relieff og den har én perfekt kløvretning.

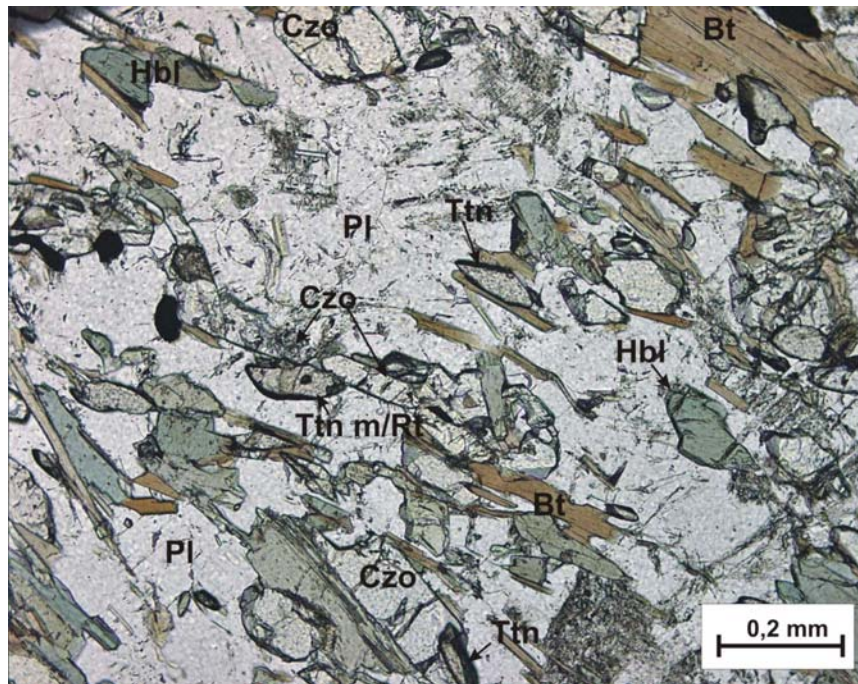
Biotitt opptrer på to måter:

- 1) som subhedrale, 0,05-0,8 mm lange korn i matriks. De har tilsynelatende rette korngrenser sammen med plagioklas, hornblende, titanitt, epidot/klinozoisitt og pyritt (Figur 3.15, Figur 3.22 og Figur 3.23). Inne i et biotitt korn er det prehnitt (Figur 3.23).
- 2) som inneslutninger i granat (Figur 3.15 og Figur 3.23) sammen med plagioklas, hornblende og kalsitt, og som inneslutninger i epidot/klinozoisitt sammen med titanitt.

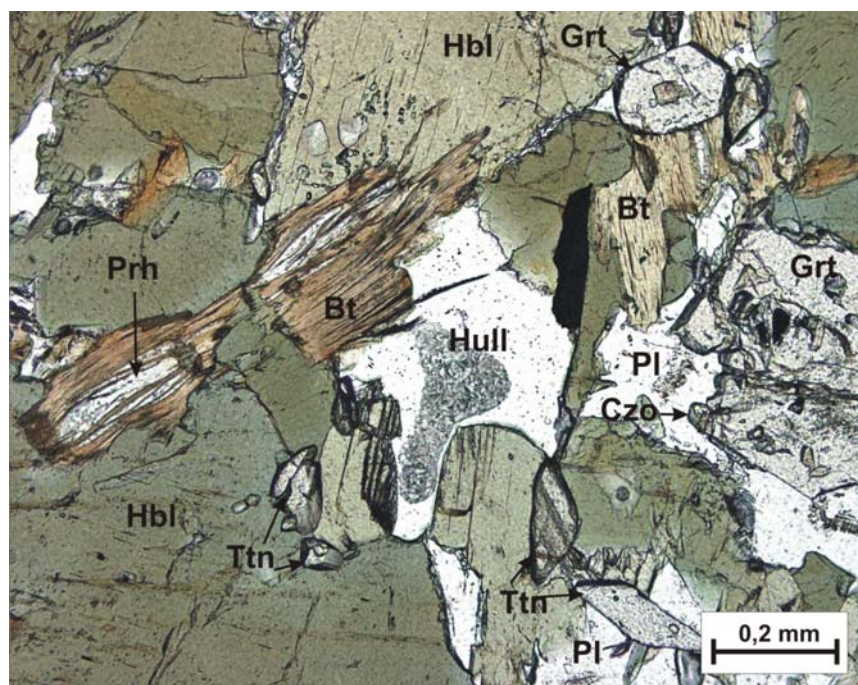
Mineralkjemiske analyser av biotitt viser at  $\text{TiO}_2$ -innhold og  $\text{Mg}\#$  varierer fra inneslutning i granat (2,32-2,47 vekt %  $\text{TiO}_2$ ;  $\text{Mg}\# = 53$ -54) til matriks (1,50-1,53 vekt %  $\text{TiO}_2$ ;  $\text{Mg}\# = 60$ -61).



**Figur 3.21** Tynnslipe av A6: Bildet viser en del epidot/klinozoisitt med kvartsormer i, plagioklas, hornblende og titanitt.



**Figur 3.22** Tynnslip av A7: Bildet viser her en titanitt med rutill i, epidot/klinzoisitt, plagioklas, biotitt, hornblende og titanitt. Dette ser ut til å være fra en sterkt amfibolittisert del av den mafiske bergarten. Ser her at hornblende, biotitt og epidot/klinzoisitt er parallellorientert.



**Figur 3.23** Tynnslip av A5: Hornblenderikt domene med biotitt, plagioklas, euhedral granat og titanitt. Rester av prehnitt i biotitt.

**Kalsitt** (ca. 1-2 %) er fargeløs, har meget høye interferensfarger, middels relieff og den har én perfekt kløvretning.

Kalsitt forekommer på to måter:

- 1) som subhedrale, ca. 0,1-0,5 mm store korn. De har tilsynelatende rette korn grenser mot hornblende, plagioklas, titanitt, klinopyroksen, epidot/klinozoisitt og pyritt (Figur 3.10 og Figur 3.16).
- 2) som inneslutning i granat sammen med plagioklas, kvarts, hornblende og titanitt.

**Prehnitt** (< 1 %) er fargeløs, har ganske høye interferensfarger, middels relieff og den har én kløvretning.

Prehnitt forekommer som en rest i biotitt (Figur 3.23) og er identifisert ved hjelp av EDS på mikrosonden.

**Rutil** (< 1 %) har en rødbrun farge og veldig høyt relieff.

Rutil opptrer på følgende måter:

- 1) som anhedrale, 0,02-0,05 mm store korn i matriks. Mange av rutilkornene opptrer med en sone med titanitt rundt seg (Figur 3.22).
- 2) som inneslutninger i granat.

Rutil er identifisert ved hjelp av EDS på mikrosonden.

**Pyritt (svovelkis) og Chalkopyritt (kobberkis)** (< 1 %) forekommer på følgende måter:

- 1) som anhedrale og subhedrale, ca. 0,03-0,8 mm store korn. De har tilsynelatende rette korn grenser mot plagioklas, hornblende, klinopyroksen, kalsitt, titanitt og biotitt (Figur 3.10 og Figur 3.23).
- 2) som inneslutninger i granat sammen med epidot/klinozoisitt.

Pyritt og chalkopyritt er identifisert ved hjelp av EDS på mikrosonden.



### 3.3 Granat-glimmerskifer

#### 3.3.1 Feltforhold og håndstykker

Granat-glimmerskifrene forekommer utenfor den mafiske linsa (Figur 3.1) og på begge sider av veien.

Håndstykkene av granat-glimmerskifrene (A12, B1-B3) er middels- til grovkornet og fargen er grå, svarte og hvite med små og store rødbrune granater. I prøve A12 (Figur 3.24) er de rødbrune granatene små, mens i prøvene B1-B3 (Figur 3.25) er de store. Alle prøvene er sterkt foliært og mineralene ligger orientert i bergartene.



**Figur 3.24** Prøve A12 fra vestsiden av veien: Mineralene ligger orientert i prøven. Denne prøven er litt mindre grovkornet enn de på østsiden av veien.



**Figur 3.25** Prøve B1 fra østsiden av veien: Denne prøven har blitt sterkt foliert, og man ser store flak av glimmerminerale.

### 3.3.2 Mikroskopiske trekk

#### Mineralogi

Granat-glimmerskiferene består hovedsaklig av kvarts, plagioklas, phengitt, biotitt og granat. Det er også mindre mengder opake mineraler (vesentlig pyritt), rutil, kloritt, kalifeltspat og allanitt i tynnslipene. A12 inneholder også epidot/klinozoisitt og noen få korn av hornblende.

**Kvarts** (30-40 %) opptrer på to forskjellige måter:

- 1) som anhedrale, 0,05-3,0 mm store korn i matriks. En del små kvarts korn opptrer rundt store plagioklas korn. De har tilsynelatende rette korn grenser mot plagioklas, phengitt, biotitt, kloritt, pyritt og hornblende (Figur 3.27 -Figur 3.29).
- 2) som inneslutninger i granat hvor de opptrer sammen med plagioklas, epidot/klinozoisitt, kloritt, phengitt, rutil, kalifeltspat, pyritt og biotitt (Figur 3.28, Figur 3.29 og Figur 3.32).

Kvarts er identifisert ved hjelp av EDS på mikrosonden.

**Plagioklas** (15-20 %) forekommer på to forskjellige måter:

- 1) som subhedrale og anhedrale, 0,05-3,0 mm store korn i matriks. De har tilsynelatende rette korngrenser mot kvarts, biotitt, phengitt, hornblende, epidot/klinozoisitt, kloritt og pyritt (Figur 3.27 - Figur 3.28).
- 2) som inneslutninger i granat sammen med kvarts, biotitt, phengitt, pyritt, epidot/klinozoisitt, kloritt, kalifeltspat og rutil (Figur 3.27 - Figur 3.28 og Figur 3.32).

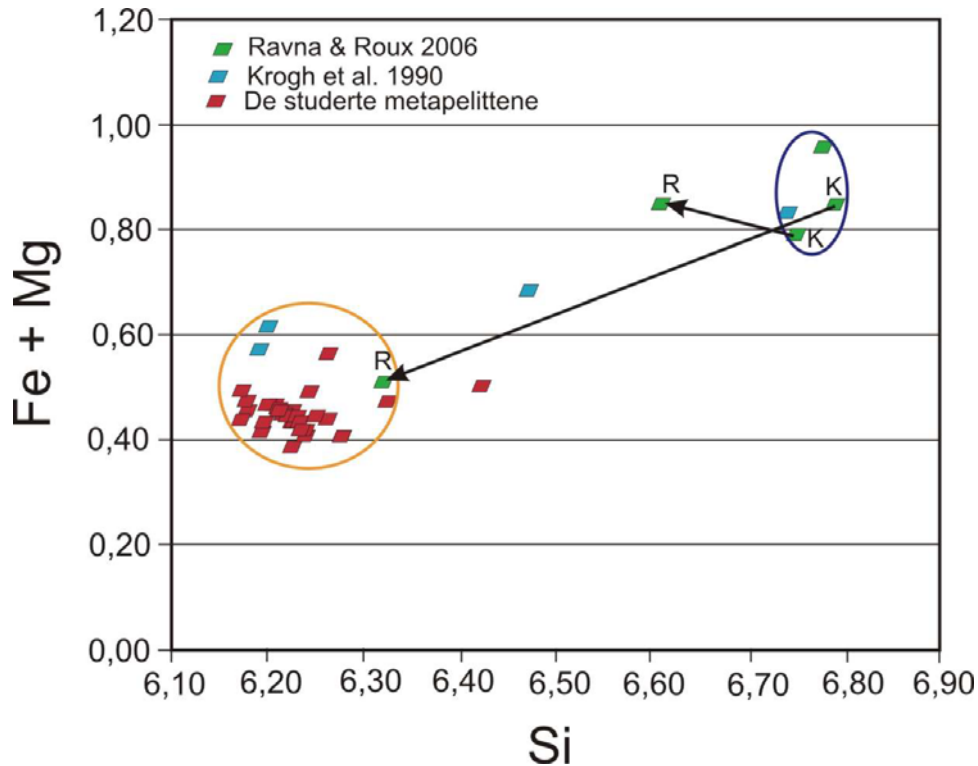
Anortitt-innholdet i plagioklas varierer meget fra matriks til inneslutning. Inneslutninger i granat har generelt et lavt An-innhold ( $An_{14-16}$ ), men ett korn i prøve A12 har opptil  $An_{45}$ . Plagioklas i matriks er svakt sonert, fra  $An_{19-22}$  (kjerne) til  $An_{21-27}$  (rand).

**Phengitt** (5-20 %) er fargeløs, har ganske høye interferensfarger, medium relieff og èn perfekt kløvretning.

Phengitt opptrer også på to forskjellige måter:

- 1) som subhedrale, 0,1-2,0 mm lange korn i matriks. Disse har tilsynelatende rette korngrenser mot biotitt, plagioklas, pyritt og kvarts (Figur 3.29 og Figur 3.32).
- 2) som inneslutninger i granat, hvor de opptrer sammen med plagioklas, kvarts, rutil, biotitt, kloritt og pyritt (Figur 3.29 og Figur 3.28).

Mineralkjemiske analyser av phengitt viser litt forskjeller i  $Si^{IV}$  i matriks (6,17-6,42 %) og inneslutning (6,26-6,28 %) basert på 22 oksygen. Phengitt viser varierende verdier av Si, men det er én analyse som har et høyere Si-innhold enn de andre (Figur 3.26).



**Figur 3.26** Phengitt-plott av analyser fra de studerte metapelittene (granat-glimmerskifrene), analyser fra Krogh et al. (1990) og analyser fra Ravna & Roux (2006). Den orange ellipsen representerer amfibolittfacies, mens den mørke blå representerer eklogittfacies. To analyser fra Ravna & Roux (2006) går fra kjerne med eklogittfacies til rand med amfibolittfacies.

**Biotitt** (5-20 %) forekommer på følgende måter:

- 1) som subhedrale, 0,05-0,8 mm lange korn i matriks. De har tilsynelatende rette korn grenser mot plagioklas, kvarts, phengitt, hornblende, pyritt, kloritt og epidot/klinozoisitt (Figur 3.27, Figur 3.29 og Figur 3.28).
- 2) som inneslutninger i granat sammen med plagioklas, kvarts, rutil, phengitt, kloritt, pyritt, allanitt og epidot/klinozoisitt (Figur 3.27, Figur 3.28 og Figur 3.32).

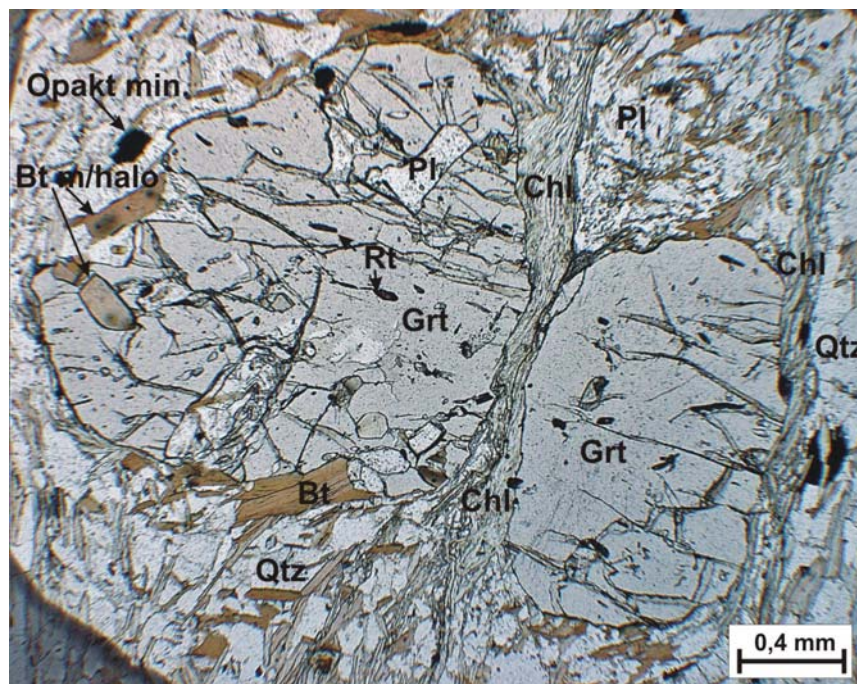
Mørke brune radioaktive haloer i biotittene skyldes sannsynlig små inneslutninger av zirkon (Figur 3.27).

Mineralkjemiske analyser av biotitt viser at  $\text{TiO}_2$ -innhold og Mg# varierer litt fra inneslutning i granat (1,50-1,78 vekt %  $\text{TiO}_2$ ; Mg# = 54-64) til matriks (1,35-1,76 vekt %  $\text{TiO}_2$ ; Mg# = 56-65).

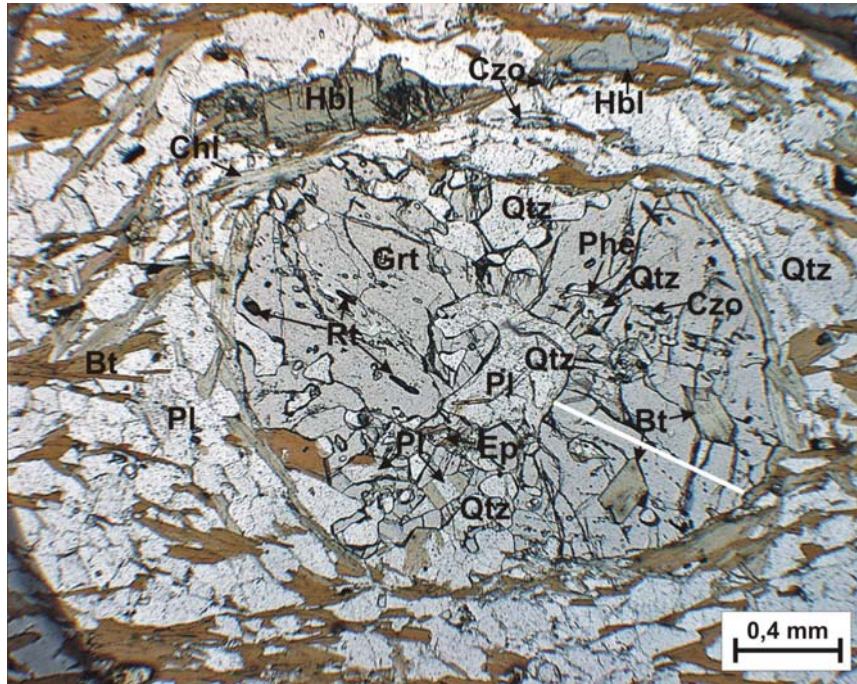
**Granat** (12-18 %) opptrer som subhedrale og anhedrale, 0,8-4,5 mm store korn. De har en del sprekker, og både store og små inneslutninger. Sprekkeorienteringen i noen granater er ca.  $90^\circ$  på foliasjonen i matriks (Figur 3.27). De har inneslutninger av plagioklas, biotitt, phengitt, kloritt, rutil, epidot/klinozoisitt, kvarts, kalifeltspat, pyritt og allanitt (Figur 3.32 og Figur

3.28). En del av granatene er meget store med mange store inneslutninger noe som gjør at volumforholdet mellom vertsgranat og inneslutninger er lavt mens andre granater er mindre og har mindre inneslutninger (Figur 3.27 og Figur 3.29). Granatene har uregelmessige korgrensener mot plagioklas, kvarts, phengitt, biotitt, kloritt og pyritt.

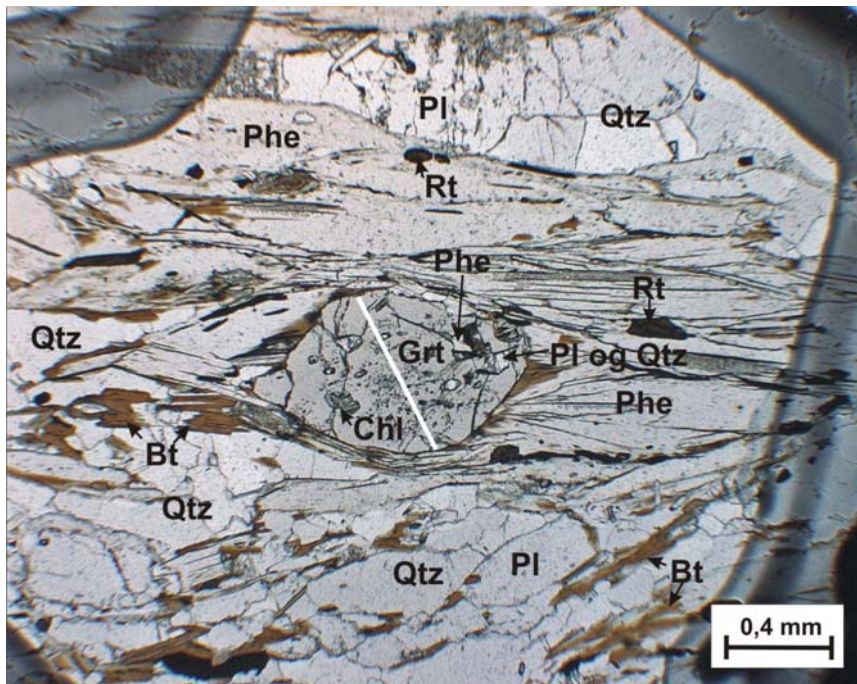
Granatene fra prøvene A12 og B1 har forskjellig sammensetning (A12: Gr21-24 og Alm51-54;  $X_{Mg}X_{Ca}^2 = 0,09-0,13$ ) og (B1: Gr10-18 og Alm67-73;  $X_{Mg}X_{Ca}^2 = 0,02-0,04$ ). Granatanalyser fra metapelitter (Krogh et al., 1990) sammenfaller bra med de studerte metapelittene (Figur 3.11). Granatene fra begge prøvene viser en svak sonering fra kjerne til rand (Figur 3.30 og Figur 3.31), og generelt minkende  $Mg/(Mg+Fe)$  i begge.  $X_{Mg}X_{Ca}^2$  i A12 har et maksimum vel halvveis fra kjerne mot rand, mens  $X_{Mg}X_{Ca}^2$  i B1 varierer lite, bortsett fra i randsonen mot phengitt, noe som skyldes en markert økning i Ca. B1 viser også asymmetrisk sonering i  $Mg/(Mg+Fe)$  med markert lavere verdi mot phengitt enn mot biotitt.



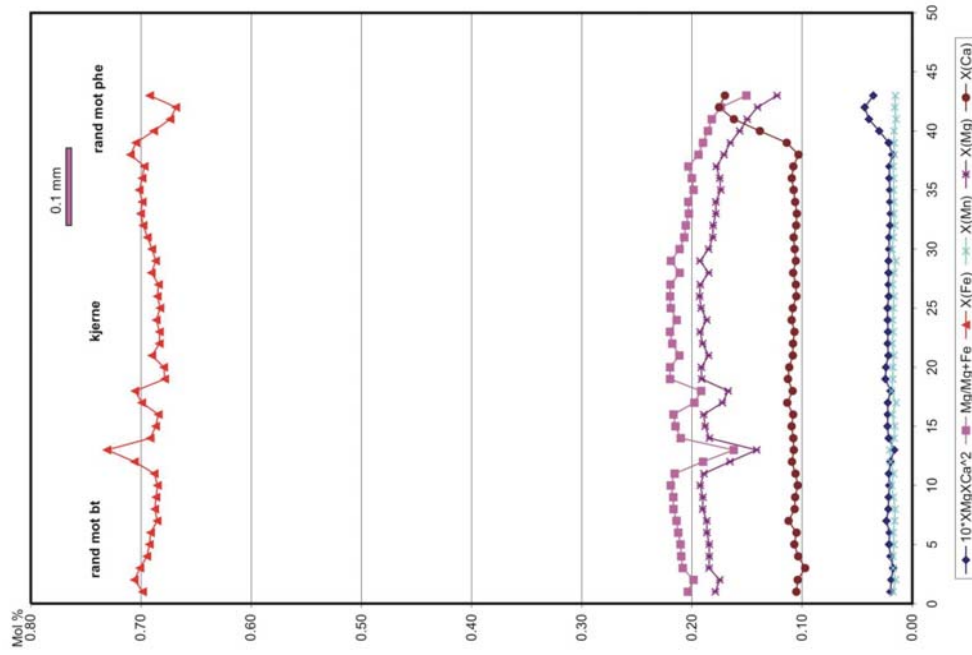
**Figur 3.27** Tynnslip av A12: Bildet viser her to granater med kloritt i mellom seg, kloritten opptrer her langs de uregelmessige korgrensene til granatene. Den ene granaten har inneslutninger av plagioklas, biotitt og rutil. Ellers i matriks ser man kvarts, plagioklas, biotitt og opake mineral. I et par biotittkorn ser man mørke brune radioaktive haloer.



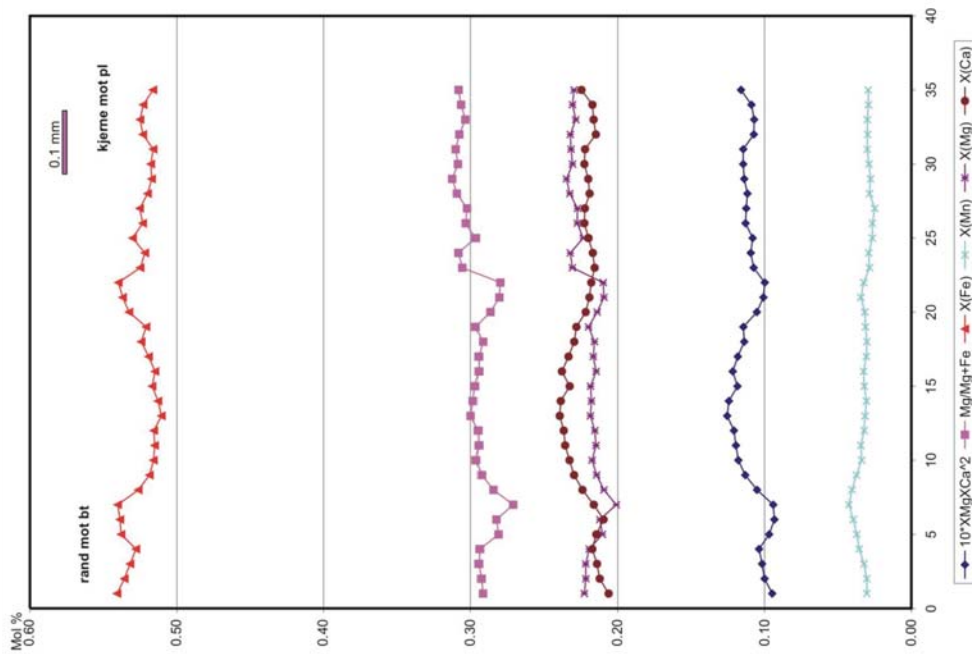
**Figur 3.28** Tynnslip av A12: Bildet viser en granat med mye inneslutninger som kvarts, plagioklas, biotitt m/halo, phengitt, rutil og epidot/klinzoisitt. I matriks ser man plagioklas, kvarts, biotitt, litt kloritt, hornblende og epidot/klinzoisitt.



**Figur 3.29** Tynnslip av B1: Bildet viser en granat med mye phengitt rundt seg. Granaten har noen små inneslutninger som kloritt, plagioklas, kvarts og phengitt. I phengitt er det noen rutilkorn, og ellers i matriks er det kvarts, plagioklas og biotitt.



**Figur 3.30** Soneringsprofil av granat i B1 fra rand mot biotitt til rand phengitt (Figur 3.29). Mineralkjemiske analyser brukt til soneringsprofilen er presentert i appendiks, tabell 7a, b og c.



**Figur 3.31** Soneringsprofil av granat i A12 fra rand mot biotitt til mot kjerne mot en stor inneslutning (Figur 3.28). Mineralkjemiske analyser brukt til soneringsprofilen er presentert i appendiks, tabell 6a og b.

**Kloritt** (ca. 2-3 %) er fargeløs, har svake interferensfarger, middels til høyt relieff og har én perfekt kløvretning.

Kloritt opptrer på to måter:

- 1) som subhedrale, 0,05-0,4 mm store korn i matriks. En del kloritt opptrer langs de uregelmessige korngrensene til granat (Figur 3.27 og Figur 3.28). Kloritt ligger tilfeldig orientert i forhold til biotitt (hoved-foliasjonen) og ligger over de andre kornene i matriks. De opptrer mest i prøve A12.
- 2) som inneslutninger i granat (prøve B1) hvor de opptrer sammen med plagioklas, kvarts, biotitt, rutil og phengitt (Figur 3.29).

**Pyritt** (ca. 2 %) forekommer på følgende måter:

- 1) som anhedrale og subhedrale, 0,05-0,6 mm store korn i matriks. De har tilsynelatende rette korngrenser mot plagioklas, kvarts, biotitt, kloritt og phengitt (Figur 3.27 og Figur 3.29).
- 2) som inneslutninger i granat sammen med plagioklas, kvarts, biotitt, kalifeltspat og phengitt (Figur 3.32).

Pyritt er identifisert ved hjelp av EDS på mikrosonden.

**Rutil** (ca. 1 %) forekommer på følgende måter:

- 1) som anhedrale og subhedrale, 0,02-0,3 mm store korn i matriks. (Figur 3.29).
- 2) som inneslutninger i granat sammen med plagioklas, kvarts, kloritt, biotitt, epidot/klinozoisitt og phengitt (Figur 3.27, Figur 3.28 og Figur 3.32).

**Epidot/Klinozoisitt** (ca. 1 %) opptrer på to måter:

- 1) som subhedrale, 0,05-0,4 mm store korn i matriks. De har tilsynelatende rette korngrenser mot plagioklas, biotitt og kvarts (Figur 3.28).
- 2) som inneslutninger i granat sammen med plagioklas, rutil og kvarts (Figur 3.28).

Epidot/Klinozoisitt opptrer mest i prøve A12.

Mineralkemisk analyse av én epidot-inneslutning viser et  $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al})$  innhold på 0,10.



**Hornblende** (< 1 %) forekommer som subhedrale, 0,4-1,7 mm store korn i matriks. De har tilsynelatende rette korgrenser mot plagioklas, biotitt og kvarts. Et par korn ligger ved siden av en granat (Figur 3.28). Hornblende opptrer bare i A12.

Mineralkjemiske analyser av hornblende i matriks viser et  $Al^{iv}$ -innhold på 1,81-1,24 %, og den plotter som pargasitt (Figur 3.7).

**Kalifeltspat** (< 1 %) er fargeløs, har lave interferensfarger, lavt relieff og én perfekt og én god kløvretning. Kløven er vanskelig å se på grunn av lavt relieff.

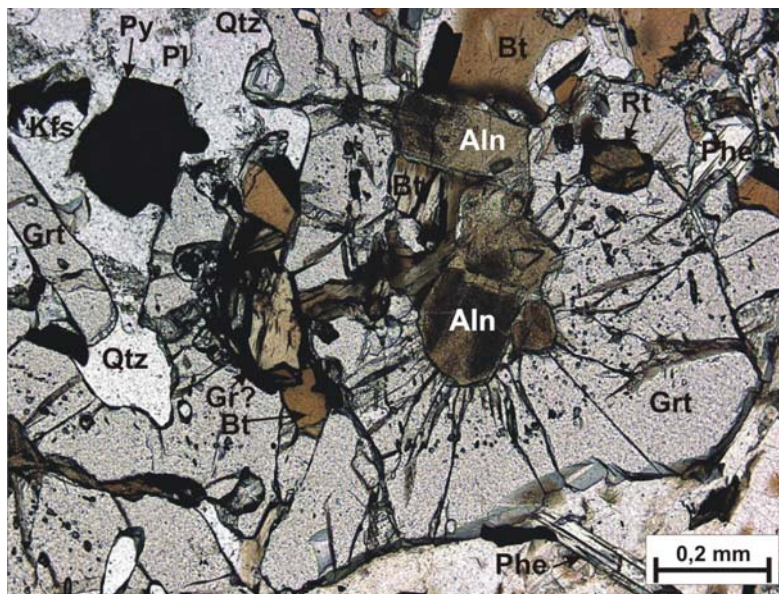
Kalifeltspat opptrer som subhedrale, 0,1-0,2 mm store korn som inneslutninger i granat. De har tilsynelatende rette korgrenser mot plagioklas, kvarts og pyritt (Figur 3.32).

Kalifeltspat er identifisert ved hjelp av EDS på mikrosonden.

**Allanitt** (< 1 %) opptrer på følgende måter:

- 1) som mørke brune radioaktive haloer i biotitt (Figur 3.27). Disse har pleokroisme sammen med biotitt, går fra lys til mørk brun.
- 2) som inneslutninger i granat. I én granat er det et par korn av allanitt som har radiære sprekker rundt seg i granaten (Figur 3.32). Her opptrer den sammen med biotitt og rutil.

Allanitt er identifisert ved hjelp av EDS på mikrosonden.

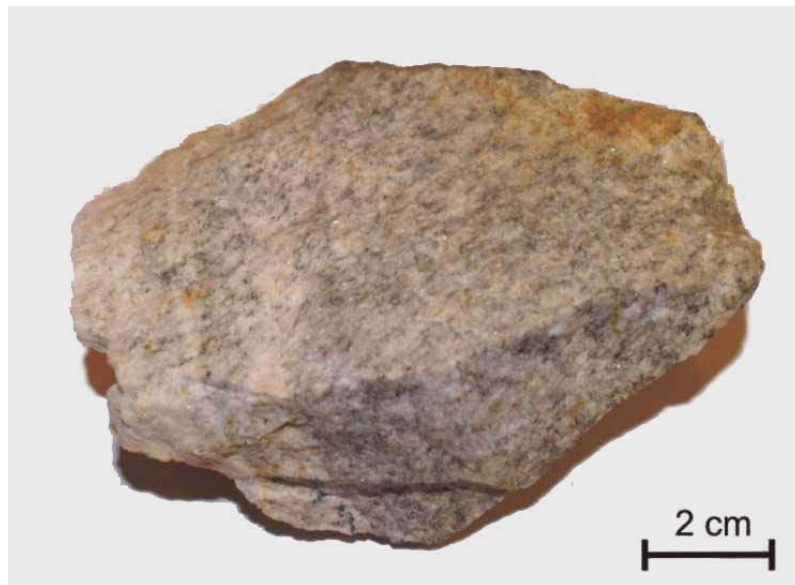


**Figur 3.32** Tynnslip av B1: Bildet viser en liten del av en større granat med inneslutning av allanitt omgitt av radiære sprekker. Andre mineraler er biotitt, plagioklas, kvarts, phengitt, pyritt, kalifeltspat og rutil.

### 3.4 Den felsiske gangen

#### 3.4.1 Feltforhold og håndtykke

Prøve G1 er en granittisk bergart, som ligger foldet og deformert i den mafiske linsa (Figur 3.1). Den er middels grovkornet og fargen er lys med svarte små korn.



Figur 3.33 Prøve G1: Håndstykke fra den felsiske gangen.

#### 3.4.2 Mikroskopiske trekk

##### Mineralogi

Den felsiske gangen består hovedsakelig av plagioklas, kvarts og biotitt. Det er også mindre mengder kalsitt, epidot/klinozoisitt, lys glimmer, titanitt og opake mineraler i tynnslipet.

**Plagioklas** (ca. 50 %) forekommer som subhedrale, 0,1-2,0 mm store korn i matriks. De har tilsynelatende rette korngrenser mot kvarts, biotitt, kalsitt, epidot/klinozoisitt, titanitt, opake mineraler og lys glimmer. De store plagioklaskornene har stor andel av inneslutninger av lys glimmer, som av og til ligger parallelt med albitt-tvillinger, og sprekker. De mindre kornene ligger rundt/delvis rundt de større kornene og danner mosaikkteksturer sammen med kvarts,

og har ikke inneslutninger og sprekker. Plagioklas viser en tydelig optisk sonering. Det er tydelig at de større kornene har vært utsatt for deformasjon, mens de mindre har tilsynelatende rette krystallflater (Figur 3.34 og Figur 3.35).

**Kvarts** (ca. 30 %) opptrer som anhedrale og subhedrale, 0,05-1,3 mm store korn i matriks. De har tilsynelatende rette korngrenser mot plagioklas, biotitt, kalsitt, epidot/klinozoisitt, titanitt, lys glimmer og opake mineraler. Kvartskornene har en undulerende utslukning. De små kornene har tilsynelatende rette krystallflater og opptrer i en slags mosaikktekstur sammen med plagioklas (Figur 3.34 og Figur 3.35).

**Biotitt** (ca. 8-10 %) opptrer som subhedrale, 0,1-0,8 mm lange korn i matriks. De har tilsynelatende rette korngrenser mot plagioklas, kvarts, kalsitt, epidot/klinozoisitt, titanitt, opake mineraler og lys glimmer (Figur 3.34 og Figur 3.35).

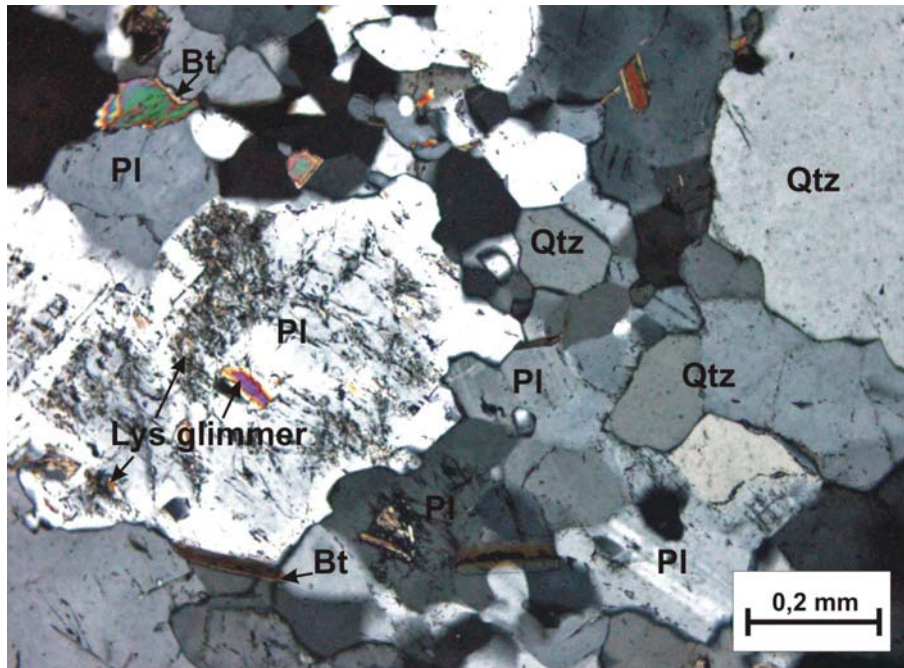
**Kalsitt** (ca. 3-5 %) forekommer som anhedrale og subhedrale, 0,1-0,5 mm store korn i matriks. De har tilsynelatende rette korngrenser mot plagioklas, kvarts, biotitt, epidot/klinozoisitt, titanitt og opake mineraler (Figur 3.35).

**Epidot/Klinozoisitt** (ca. 2-4 %) forekommer som subhedrale, 0,05-0,3 mm store korn i matriks. De har tilsynelatende rette korngrenser mot plagioklas, kvarts, biotitt, kalsitt, titanitt og opake mineraler (Figur 3.35).

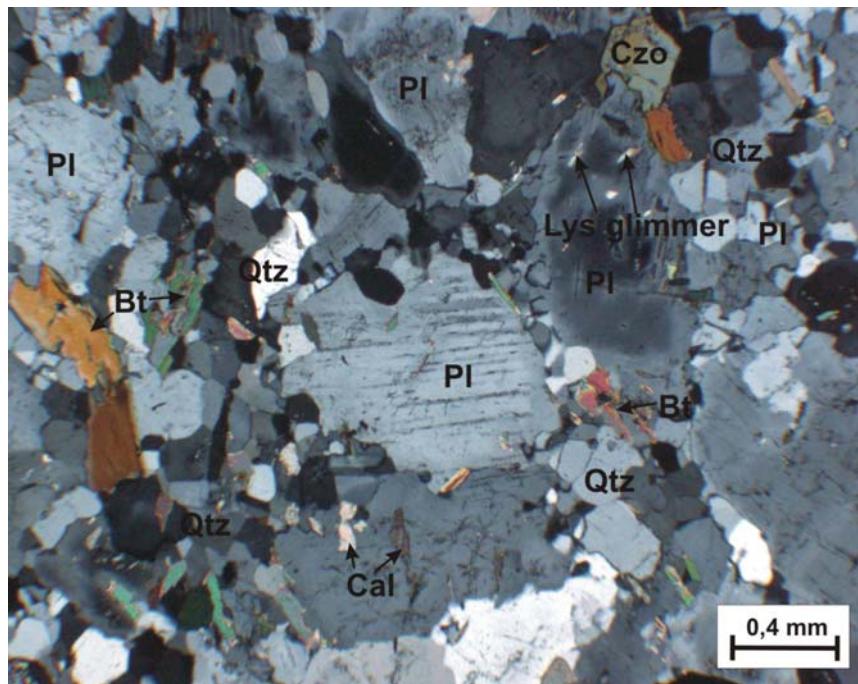
**Lys glimmer** (ca. 2-3 %) opptrer som subhedrale, 0,05-0,3 mm lange korn både som inneslutning i plagioklas (Figur 3.34 og Figur 3.35), og i matriks med tilsynelatende rette korngrenser mot plagioklas, kvarts, biotitt og opake mineraler.

**Titanitt** (ca. 1 %) opptrer som anhedrale og subhedrale, 0,05-1,0 mm store korn i matriks. De har tilsynelatende rette korngrenser mot plagioklas, kvarts, biotitt, epidot/klinozoisitt, kalsitt og opake mineraler.

**Opake mineraler** (< 1 %) opptrer som anhedrale og subhedrale, 0,05-0,2 mm store korn i matriks. De har tilsynelatende rette korngrenser mot plagioklas, kvarts, biotitt, kalsitt, epidot/klinozoisitt, titanitt og lys glimmer.



**Figur 3.34** Bildet viser hovedsakelig plagioklas og kvarts med noe biotitt og litt lys glimmer i plagioklas. Det er en del små korn med tilsynelatende rette krystallflater som danner en mosaikktekstur, mens de større plagioklas kornene har mye sprekker og inneslutninger.



**Figur 3.35** Bildet viser hovedsakelig plagioklas og kvarts, med mindre mengder biotitt, kalsitt, epidot/klinozoisitt og lys glimmer. På de større plagioklas kornene kan man se optisk sonering og albitt-tvillinger. De små kornene danner en mosaikktekstur rundt de større kornene.

## 4 GEOTERMOBAROMETRI

### 4.1 Geotermobarometriske metoder

I dette kapitlet blir det redegjort for resultater ved anvendelse av ulike geotermobarometriske metoder. Datagrunnlaget er mikrosonde-analyser av utvalgte prøver fra både de mafiske bergartene og granat-glimmerskifrene.

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

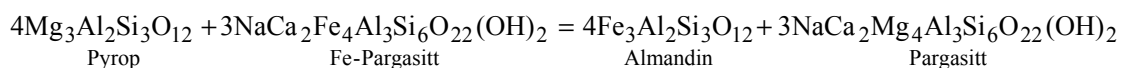
Geobarometre er mineralreaksjoner som gir stor volumendring, men liten entropi- og entalpiforandring. Slike reaksjoner gir isopleter med lavt stigningstall i et trykk- og temperaturdiagram (Carswell & Harley, 1990; Spear, 1993).

Trykk og temperatur i de mafiske bergartene er beregnet ved hjelp av regnearket "Amph-Gran mars 2006" i Excel. Mens trykk og temperatur i granat-glimmerskifrene er beregnet ved hjelp av regnearkene "P-T CALC METAPEL" og "P-T Grt-Phe-Bt" i Excel. Alle regnearkene er laget av professor E. J. Krogh Ravn, UiT.

#### 4.1.1 Geotermometre som er brukt for de mafiske bergartene og granat-glimmerskifrene

##### Granat-Hornblende geotermometri

- 1) Grt-Hbl Fe-Mg termometer (Ravn, 2000a). Termometret er anvendt på de mafiske bergartene. Det bygger på følgende likevektsreaksjon:



Temperaturen beregnes med følgende uttrykk:

$$T ( ^\circ C) = \frac{1504 + 1784 (X_{Ca}^{Grt} + X_{Mn}^{Grt})}{\ln K_{D(Fe^{2+}/Mg)}^{Grt-Hbl} + 0,720} - 273$$

$$\text{hvor } K_{D(Fe^{2+}/Mg)}^{Grt-Hbl} = \frac{(Fe^{2+}/Mg)^{Grt}}{(Fe^{2+}/Mg)_{M1-M3}^{Hbl}},$$

$$X_{Ca}^{Grt} = \frac{Ca}{Ca + Mn + Fe^{2+} + Mg} \text{ i granat,}$$

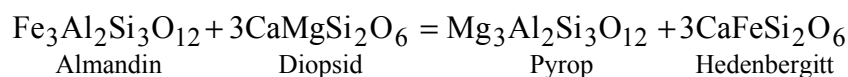
$$X_{Mn}^{Grt} = \frac{Mn}{Ca + Mn + Fe^{2+} + Mg} \text{ i granat.}$$

Fe<sup>2+</sup> og Fe<sup>3+</sup> i hornblende er beregnet ut fra Schuhmacher (1991).

Fordelingen av Fe<sup>2+</sup> og Mg i amfibol og granat er en oppgitt feilkilde.

### Granat-Klinopyroksen geotometri

- 2) Grt-Cpx Fe-Mg termometer (Ravna, 2000b). Termometret er anvendt på de mafiske bergartene. Det bygger på følgende likevektsreaksjon:



Temperaturen beregnes med følgende uttrykk:

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

$$\text{hvor } K_D = (Fe^{2+}/Mg)^{Grt} / (Fe^{2+}/Mg)^{Cpx},$$

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

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

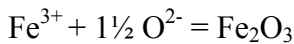
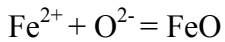
$$X_{Mg\#}^{Grt} = Mg / (Mg + Fe^{2+}) \text{ i granat.}$$

Termometret er hovedsakelig avhengig av temperatur, Ca- og Mn-innhold samt Mg# i granat og oksidasjonstilstanden til Fe i klinopyroksen. Det har en oppgitt feilmargin på ± 100 °C.

Beregning av  $Fe^{2+}$  og  $Fe^{3+}$  er beregnet på to ulike måter:

i) Stokiometrisk klinopyroksen:

Antall kationer i cpx = 4,00 og antall oksygen i cpx = 6,00. Ladningsbalanse skal da være på 12<sup>+</sup> og 12<sup>-</sup>. Det balanseres opp ved å justere  $Fe^{2+}$  og  $Fe^{3+}$  (Neumann, 1976).

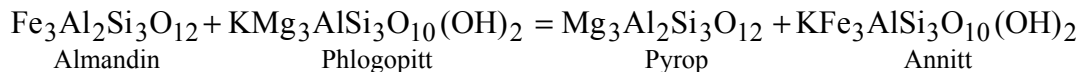


ii)  $Fe^{3+} = Na - Al - Cr$

Dersom  $Fe_{total}$  betraktes som  $Fe^{2+}$ , blir distribusjonskoeffisienten ( $K_D$ ) for lav og den beregnete temperaturen for høy. I tillegg er  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ -forholdet for pyroksen med lav  $Fe_{total}$  ofte beregnet med for høy verdi. Dette fører til at beregnet temperatur blir for lav. For å redusere disse problemene på en enkel måte forutsetter vi at dersom  $Na > Al$ , så beregnes  $Fe^{3+} = Na - Al$  og dersom  $Na < Al$ , så settes  $Fe^{3+} = 0$ .

### Granat-Biotitt geotermometri

Alle granat-biotitt termometrene er anvendt på granat-glimmerskifrene, og de bygger alle på følgende likevektsreaksjon:



Distribusjonskoeffisienten til termometrene er gitt som:  $K_D = \frac{(Fe^{2+}/Mg)^{Grt}}{(Fe^{2+}/Mg)^{Bt}}$  og P er trykk i kbar.

3) Grt-Bt termometer (Grt-Bt K90) (Krogh et al., 1990).

Denne kalibreringen basert på tidlige eksperimentelle data av Perchuk & Lavrent'eva (1983), inneholder korreksjoner for komponenten Ca.

Temperaturen beregnes med følgende uttrykk:

$$T(^{\circ}C) = \frac{3824 + 1341(X_{Ca} + X_{Mn}) + 20,7 \cdot P}{\ln K_D + 2,868} - 273$$

4) Grt-Bt termometer (Grt-Bt KM04) (Kaneko & Miyano, 2004).

Temperaturen beregnes med følgende uttrykk, som er antatt å ha fravær av Fe<sup>3+</sup> i biotitt:

$$T = \frac{-38889,9 + (-0,295 + 3 \cdot W_V^{Grt})(P-1) + 3 \cdot W_H^{Grt} - 15667,5(X_{Mg}^{Bt} - X_{Fe}^{Bt}) - 256595,2 \cdot X_{Al}^{Bt} - 310,990 \cdot X_{Ti}^{Bt}}{-7,880 - 3 \cdot R \ln K_D^{(l)} + 3 \cdot W_S^{Grt} - 12,238(X_{Mg}^{Bt} - X_{Fe}^{Bt}) - 309,871 \cdot X_{Al}^{Bt} - 370,39 \cdot X_{Ti}^{Bt}}$$

hvor T er temperatur i kelvin og R er gasskonstanten (8,314 J/bar).

Feilmarginen til dette termometret er oppgitt på ± 30 °C.

5) Grt-Bt termometer (Grt-Bt P85) (Perchuk et al., 1985).

Temperaturen beregnes med følgende uttrykk:

$$T = \frac{3720 + 2871 \cdot X_{Ca}^{Gr} + 0,038 \cdot P}{\ln K_D + 0,625 \cdot X_{Ca}^{Gr} + 2,868}$$

hvor T er temperatur i kelvin.

Feilmarginen er oppgitt på ± 15 °C.

6) Grt-Bt termometer (Grt-Bt K&R 94) (Kleemann & Reinhardt, 1994).

Temperaturen beregnes med følgende uttrykk:

$$T(^{\circ}C) = \frac{20253 + \Delta W_H^{Grt} + 77785 \cdot X_{Al}^{Bt} - 18138 \cdot X_{Ti}^{Bt} + (\Delta V^0 + \Delta W_V^{Grt}) \cdot P}{10,66 - R \ln K_D + \Delta W_S^{Grt} + 94,1 \cdot X_{Al}^{Bt} - 11,7 \cdot X_{Ti}^{Bt}} - 273$$

hvor R er gasskonstanten (8,314 J/bar).

Feilmarginen er oppgitt på ± 14 °C.





hvor  $\gamma_{ab-an}$  er gitt ved: når  $X_{ab} > 0,5$  er  $\gamma_{ab-an} = 3,0$  kJ

For øvrig er  $\gamma_{ab-an} = 12,0 (2X_{ab} - 1) + 3,0$  kJ.

For begge disse termometrene gjelder det at T er temperatur i kelvin, P er trykk i kbar, R er gasskonstanten ( $0,0083144$  kJ K<sup>-1</sup> mol<sup>-1</sup>) og  $X_i^\phi$  betegner molfraksjonen av type (eller komponent)  $i$  i fase (eller krystallografisk plass)  $\phi$ .

Det er en feilmargin oppgitt på  $\pm 35-40$  °C for begge termometrene. Den kan være noe større for Fe-rike amfiboler med forskjellig oksidasjonsstadium fra de i det kalibrerte datasettet.

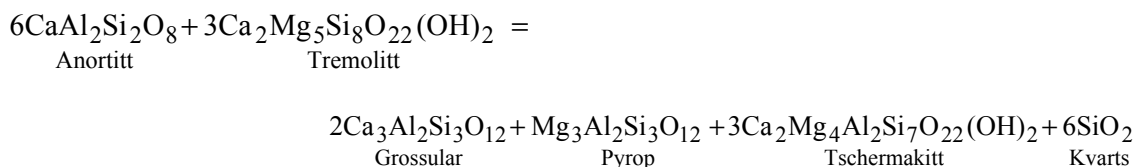
#### 4.1.2 Geobarometre som er anvendt for de mafiske bergartene og granat-glimmerskifrene

Generelt geobarometrisk uttrykk:

$$P = A + B \cdot T \ln K + C \cdot T$$

##### Granat-Hornblende-Plagioklas-Kvarts geobarometri

- 1) Grt-Hbl-Pl-Qtz barometer (P3 (K&S 90 Mg)) (Kohn & Spear, 1990). Barometret er anvendt på de mafiske bergartene. Det bygger på følgende likevektsreaksjon:



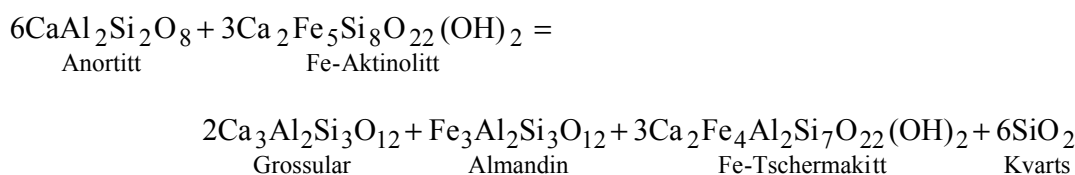
Trykk beregnes ved følgende uttrykk:

$$P = \frac{79507 + T(29,14 + 8,3144 \cdot \ln K_{eq})}{10,988}$$

hvor P er trykk i kbar, T er temperatur i kelvin, R er gasskonstanten (8,314 J/bar) og

$$K_{eq} = \frac{(a_{Grs})^2 (a_{Prp}) (a_{Ts})^3 (a_{Qtz})^6}{(a_{An})^6 (a_{Tr})^3}$$

- 2) Grt-Hbl-Pl-Qtz barometer (P4 (K&S 90 Fe)) (Kohn & Spear, 1990). Barometret er anvendt på de mafiske bergartene. Det bygger på følgende likevektsreaksjon:



Trykk beregnes ved følgende uttrykk:

$$P = \frac{35327 + T(56,09 + 8,3144 \cdot \ln K_{eq})}{11,906}$$

hvor P er trykk i kbar, T er temperaturen i kelvin og

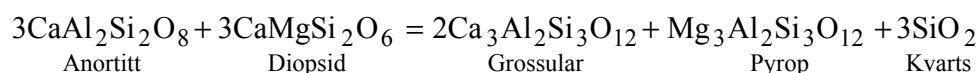
$$K_{eq} = \frac{(a_{Grs})^2 (a_{Alm})(a_{Fe-Ts})^3 (a_{Qtz})^6}{(a_{An})^6 (a_{Fe-Act})^3}$$

Typiske analytiske feilkilder og unøyaktigheter i temperatur overføres til meget små feilmarginer i trykk oppgitt på ca.  $\pm 0,5$  kbar for begge barometrene. Forsiktighet er anbefalt hvis man bruker barometrene utenfor rekkevidde til den kalibrerte mineralsammensetningen.

Geobarometre som er benevnt med tilføyelsen **HP** er basert på THERMOCALC (Powell & Holland, 1988) og den termodynamiske databasen til Holland & Powell (1998), ved å linearisere de geobarometriske uttrykk for reaksjonene (Ravna, unpubl.).

### Granat-Plagioklas-Klinopyroksen-Kvarts geobarometri

- 3) Grt- An-Di-Qtz barometer (P (GADS **HP**)). Barometret er anvendt på de mafiske bergartene. Det bygger på følgende likevektsreaksjon:



Trykk beregnes ved følgende uttrykk:

$$P = -0,154 + 0,001247 \cdot T \ln K + 0,01607 \cdot T$$

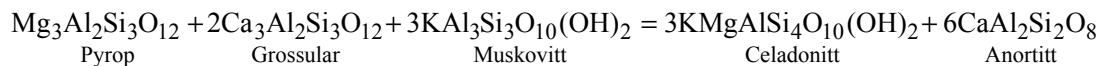
hvor P er trykk i kbar, T er temperatur i kelvin og  $K = \frac{(a_{Grs})^2 (a_{Prp}) (a_{Qtz})}{(a_{Di})^3 (a_{An})^3}$ .

Feilmargin er oppgitt på  $\pm 1$  kbar.

### Granat-Plagioklas-Phengitt-Kvarts geobarometri

4) Grt-Pl-Phe-Qtz barometer (**HP**). Barometret er anvendt på granat-glimmerskifrene.

Det bygger på følgende likevektsreaksjon:



Trykk beregnes ved følgende uttrykk:

$$P = -6,002 + 0,0008554 \cdot T \ln K + 0,01703 \cdot T$$

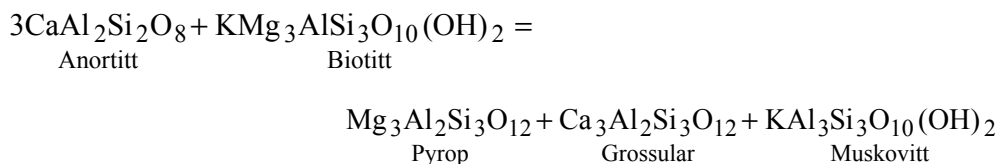
hvor P er trykk i kbar, T er temperatur i kelvin og  $K = \frac{(a_{Cel})^3 (a_{An})^6}{(a_{Prp}) (a_{Grs})^2 (a_{Ms})^3}$ .

Feilmargin er oppgitt på  $\pm 1$  kbar.

### Granat-Muskovitt-Biotitt-Plagioklas geobarometri

5) Grt-Mu-Bt-Pl barometer (P (GMBP **HP**)). Barometret er anvendt på granat-

glimmerskifrene. Det bygger på følgende likevektsreaksjon:



Trykk beregnes ved følgende uttrykk:

$$P = 1,171 + 0,001185 \cdot T \ln K + 0,01607 \cdot T$$

hvor P er trykk, T er temperatur i kelvin og  $K = \frac{(a_{Prp})(a_{Grs})(a_{Ms})}{(a_{Bt})(a_{An})^3}$ .

Feilmargin er oppgitt på  $\pm 1$  kbar.

Likevektsskurven for Ky-Sill er beregnet fra Holland & Powell (1998) og Powell & Holland (1988) THERMOCALC og er benyttet som referansekurve i noen av P-T diagrammene.

### Evaluering av de ulike geotermobarometre

#### *Fe<sup>2+</sup>-Mg termometri*

1. De er de mest brukte geotermometre på grunn av at mineralpar av granat og andre Fe-Mg silikater er så vanlige, som for eksempel Grt-Hbl, Grt-Cpx og Grt-Bt termometre.
2. Det er problemer med estimat av Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> i Fe-Mg silikater. Beregningen av Fe<sup>2+</sup> og Fe<sup>3+</sup> er den største feilkilden.
3. Fe-Mg-fordelingen blir lett påvirket av seinere hendelser som trykk og temperatur og tilstedeværelse av fluider, og kan lett refordelles under synkende temperatur.
4. De er ionebyttingsreaksjoner – enkel ionesubstitusjon.
5. De er anvendelige og gir stort sett et fornuftig resultat.

Grt-Hbl termometre har feilkilder som de velkjente problemene relatert til den komplekse krystallkjemien til amfibol med hensyn på fordelingen av Fe og Mg over flere krystallografiske posisjoner, og spesielt beregningene av forholdet mellom Fe<sup>2+</sup> og Fe<sup>3+</sup> i denne og andre mineralgrupper fordi man i hovedsak kun har data for Fe<sub>total</sub> (med det menes både granat-hornblende og granat-klinopyroksen) (Ravna, 2000b). Derfor vet man ikke hvor mye Fe<sup>2+</sup> og Fe<sup>3+</sup> som er tilstede i et mineral og forholdet mellom disse. Selv om det er ulike måter å beregne dette forholdet, i både granat og klinopyroksen, er disse beregningene meget følsomme for analytisk unøyaktighet og kan dermed gi unøyaktige resultater (Ravna, 2000b). Ravna og Paquin (2003) har vist at for en enkel prøve med 40 individuelle punktanalyser av homogen omfasitt kombinert med en enkel punktanalyse av granat ga en total spredning i Grt-Cpx temperaturer på 646-914 °C ved 4,0 GPa, med et gjennomsnitt på 867 ± 58 °C. Dette var ved bruk av stokiometri. Carswell & Zhang (1999) foreslo at selv EMP (elektronmikroskop)

analyser med høy kvalitet burde ha en feilmargen på  $\pm 100$  °C ved bruk av individuelle Grt-Cpx estimer, på grunn av usikkerhetene rundt Fe-Mg forholdet mellom granat og klinopyroksen. Denne feilmarginen oppgir også Ravna (2000b).

### Termometri og barometri basert på netto-overføringsreaksjoner

1. Hbl-Pl termometrene og alle barometrene som er brukt (Grt-Hbl-Pl-Q barometrene, Grt-An-Di-Qtz barometret, Grt-Pl-Phe-Qtz barometret og Grt-Mu-Bt-Pl barometret) er basert på netto-overføringsreaksjoner.

2. De er kjent for å være mer robust overfor endringer i trykk og temperatur.

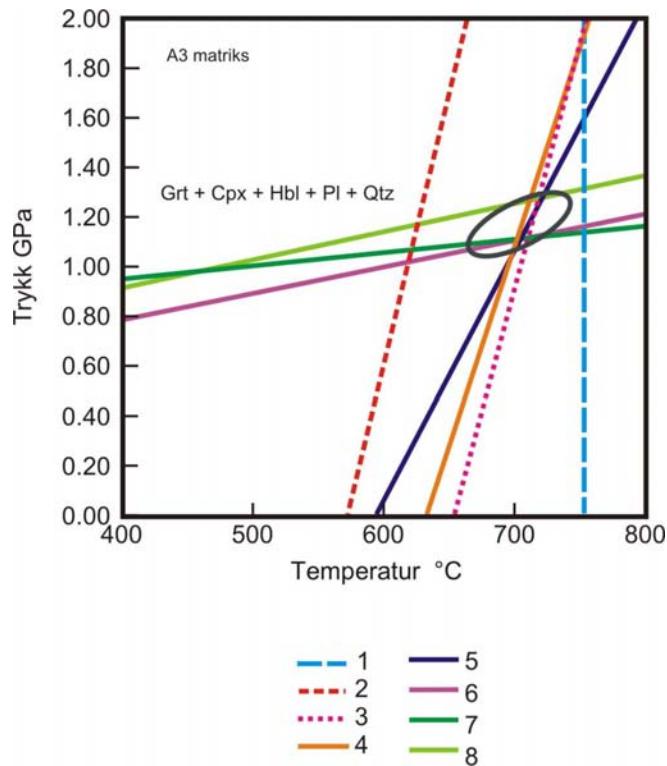
3. De er mindre avhengig av  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  estimer.

På grunn av dette vil temperaturene til de mafiske bergartene bli basert på Hbl-Pl termometrene, den oppgitte feilmarginen på  $\pm 35-40$  °C ble brukt.

## 4.2 De mafiske bergartene

**Tabell 4.1** Tabell som viser hvilke analyser som er brukt til P-T diagrammet i Figur 4.1.

A3 matriks max-P				
	Granat	Klinopyroksen	Hornblende	
Analysenr.	#2	#32	#26	Analysenr.
	rand	kjerne	kjerne	
SiO <sub>2</sub>	38.08	51.44	41.7	SiO <sub>2</sub>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.19	3.26	13.37	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.18	0.92	TiO <sub>2</sub>
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.02	0.04	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
FeO	23.77	9.8	16.7	FeO
MnO	0.93	0.15	0.07	MnO
MgO	3.11	11.2	9.1	MgO
CaO	13.1	23.17	11.67	CaO
Na <sub>2</sub> O	0	1.04	2.03	Na <sub>2</sub> O
K <sub>2</sub> O	0	0	0.84	K <sub>2</sub> O
Sum	100.28	100.26	96.44	Sum



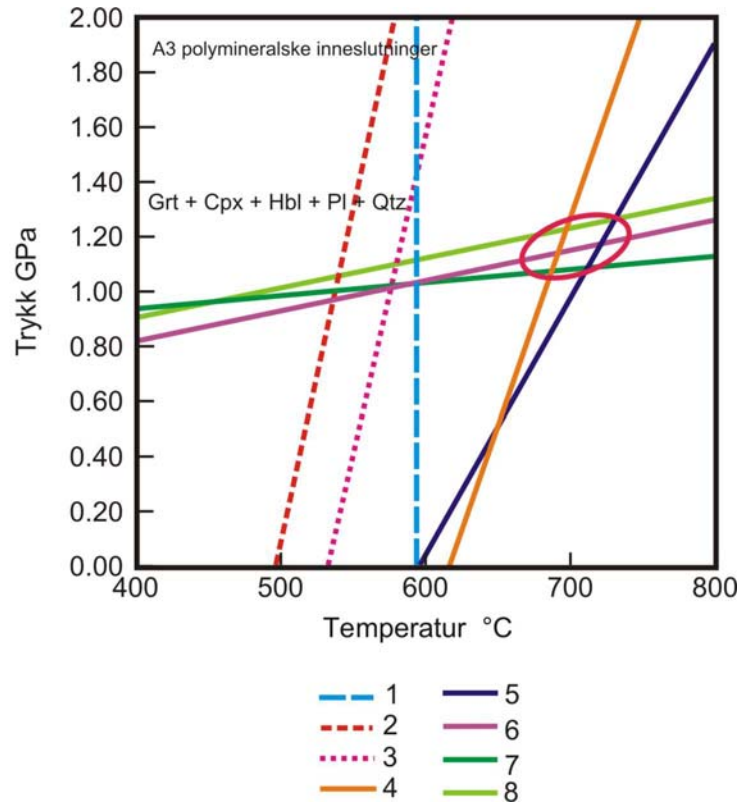
**Figur 4.1** P-T diagram som viser maksimumstrykk i matriks i A3. Termometrene og barometrene i diagrammet er nummerert og har forskjellig farge. 1) Grt-Hbl Fe-Mg termometer (R2000) 2) Grt-Cpx Fe-Mg termometer ((R2000) stoic) 3) Grt-Cpx Fe-Mg termometer ((R2000) Fe<sup>3+</sup> = Na-Al-Cr) 4) Hbl-Pl termometer (TA (Hbl-Pl) HB 94) 5) Hbl-Pl termometer (TB (Hbl-Pl) HB 94) 6) Grt-Hbl-Pl-Qtz barometer (P4 (K&S 90 Fe)) 7) Grt-Hbl-Pl-Qtz barometer (P3 (K&S 90 Mg)) 8) Grt-Cpx-Pl-Qtz barometer (P (GADS HP98)).

I Figur 4.1 er ellipsen plassert med hensyn på Hbl-Pl termometrene (Holland & Blundy, 1994). Det ene Grt-Cpx termometret (Ravna, 2000b) sammenfaller godt med disse, mens det andre Grt-Cpx termometret og Grt-Hbl termometret (Ravna, 2000a) avviker noe fra de andre. I dette diagrammet er sannsynligvis alle mineralene i likevekt. Hbl-Pl termometrene viser en temperatur på  $704 \pm 40$  °C ved et trykk på  $1,13 \pm 0,12$  GPa. Disse termometrene er, som nevnt over, mer til å stole på enn de andre derfor ser man mer spesifikt på dem.

**Tabell 4.2** Tabell som viser hvilke analyser som er brukt i P-T diagrammet i Figur 4.2.

<b>A3 polymineralsk inneslutning 1</b>			
	Granat	Hornblende	Plagioklas
Analysenr.	#30 (son.pr.)	#17	#19
	kjerne	inneslutning	inneslutning
SiO <sub>2</sub>	37.74	42.73	61.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.19	13.28	24.23
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.89	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.02	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0.16
FeO	24.97	15.5	
MnO	1.25	0.05	
MgO	2.29	10.1	
CaO	12.81	11.59	5.92
Na <sub>2</sub> O	0	2.17	8.53
K <sub>2</sub> O	0	0.67	0.14
Sum	100.37	96.98	100.23
<b>A3 polymineralsk inneslutning 2</b>			
	Granat	Klinopyroksen	Plagioklas
Analysenr.	#30	#28	#29
	kjerne	inneslutning	inneslutning
SiO <sub>2</sub>	38.18	53.04	61.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.15	1.97	24.09
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.07	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.13	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0.33
FeO	24.33	8.24	
MnO	1.35	0.1	
MgO	2.46	12.53	
CaO	13.23	23.48	5.7
Na <sub>2</sub> O	0	0.89	8.91
K <sub>2</sub> O	0	0	0.14
Sum	100.83	100.45	100.85



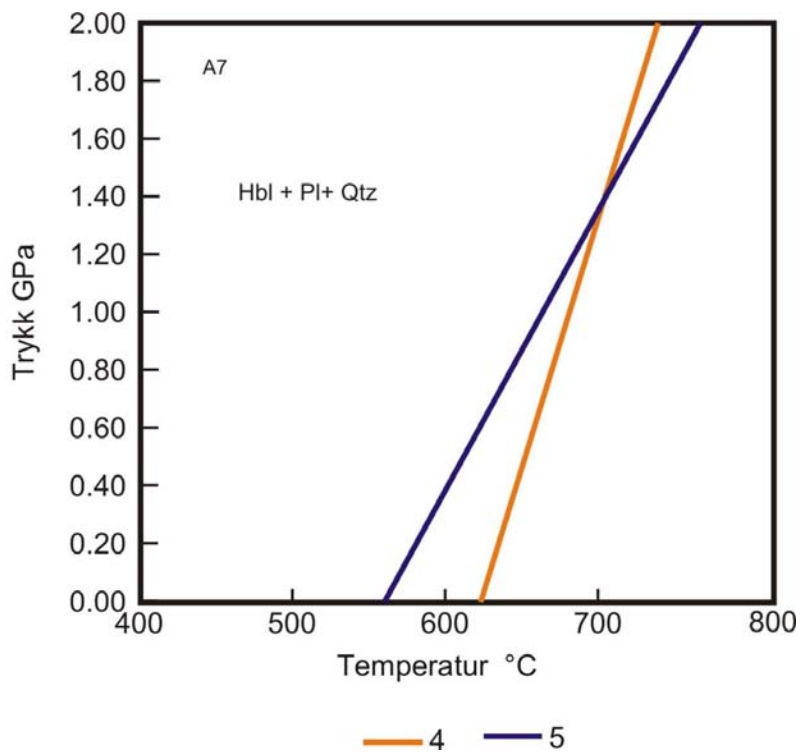


**Figur 4.2** P-T diagram som viser trykk- og temperatur-estimerer for de polymineralske inneslutningene. Dette er fra to inneslutninger i to granater som ligger ved siden av hverandre.

Ellipsen i Figur 4.2 er plassert med hensyn på Hbl-Pl termometrene (Holland & Blundy, 1994). Grt-Hbl Fe-Mg termometer (Ravna, 2000a), Grt-Cpx Fe-Mg termometrene (Ravna, 2000b) utelukkes da fra ellipsen, siden de det er et så stort sprik mellom dem. Hvis granat ikke er i likevekt med inneslutningene så gjelder verken barometrene eller Grt-Hbl og Grt-Cpx termometrene, og da står man bare igjen med Hbl-Pl termometrene. Siden de andre diagrammene viser noen lignende trykk estimater tas det forbehold om det. Temperaturen er da henholdsvis  $688 \pm 40$  °C ved  $1,12 \pm 0,13$  GPa.

**Tabell 4.3** Tabell som viser hvilke analyser som er brukt til P-T diagrammet i Figur 4.3.

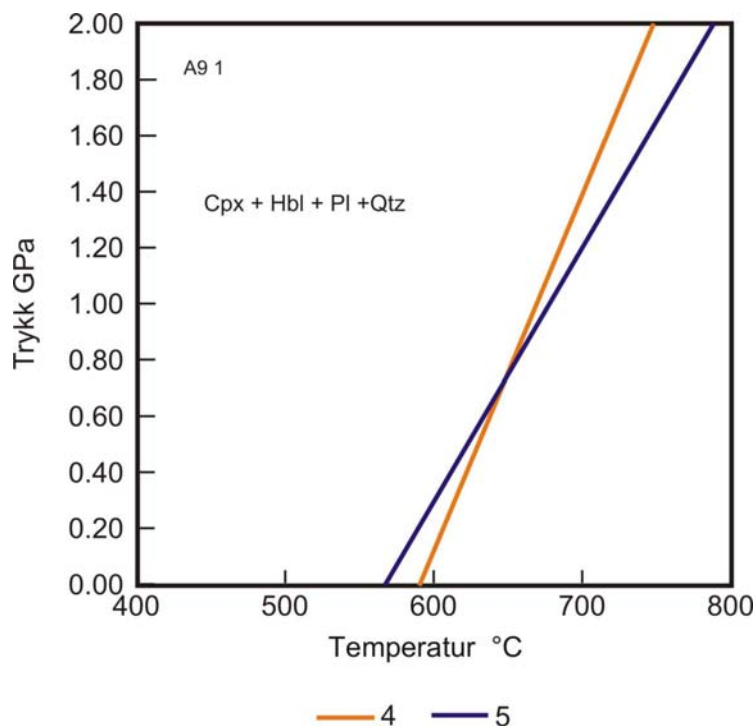
<b>A7 max-P</b>		
	<b>Hornblende</b>	<b>Plagioklas</b>
Analysenr.	#130	#19
	kjerne	rand
SiO <sub>2</sub>	42.349	64.741
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.437	22.108
TiO <sub>2</sub>	0.786	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.167	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.11
FeO	14.618	
MnO	0.244	
MgO	10.875	
CaO	11.329	3.233
Na <sub>2</sub> O	1.826	10.069
K <sub>2</sub> O	0.947	0.087
Sum	97.58	100.35

**Figur 4.3** P-T diagram som viser temperaturene A7 har vært utsatt for under metamorfosen.

I Figur 4.3 er det regnet ut et gjennomsnittlig trykk ut ifra Figur 4.1, Figur 4.2 og Figur 4.5, og derifra er det funnet en temperatur på  $680 \pm 40$  °C ved  $1,15 \pm 0,11$  GPa. Mineralsammensetningen i dette diagrammet er sannsynligvis i likevekt.

**Tabell 4.4** Tabell som viser analysene som er brukt til P-T diagrammet i Figur 4.4.

<b>A9 1 max-P</b>			
	<b>Klinopyroksen</b>	<b>Hornblende</b>	<b>Plagioklas</b>
Analysenr.	#31	#35	#44
	kjerne	kjerne	rand
SiO <sub>2</sub>	51.105	42.758	60.861
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.231	13.808	24.198
TiO <sub>2</sub>	0.188	0.976	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.07	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0.17
FeO	9.761	16.147	
MnO	0.075	0.139	
MgO	11.225	9.446	
CaO	23.354	11.648	6.033
Na <sub>2</sub> O	0.961	1.911	8.457
K <sub>2</sub> O	0	1.055	0.12
Sum	99.9	97.96	99.84

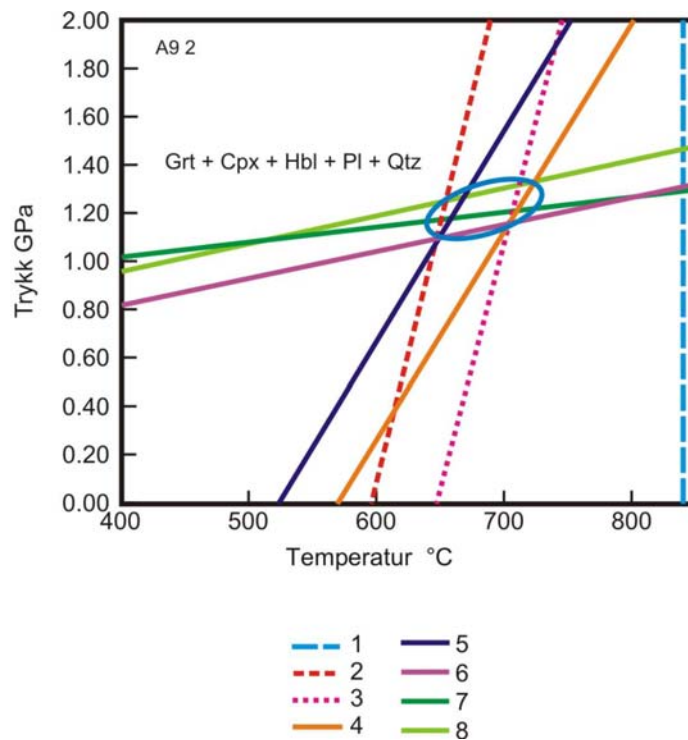


**Figur 4.4** P-T diagram som viser temperaturene A9 har vært utsatt for. Analysene som er brukt til dette diagrammet er tatt fra en polygonal mosaikktekstur.

I Figur 4.4 er det regnet ut et gjennomsnittlig trykk ut ifra de andre diagrammene, og dermed er det også kommet frem til en temperatur. Temperatur er da henholdsvis på  $680 \pm 40$  °C ved  $1,15 \pm 0,11$  GPa. Som i Figur 4.3 er også mineralsammensetningen her sannsynligvis i likevekt.

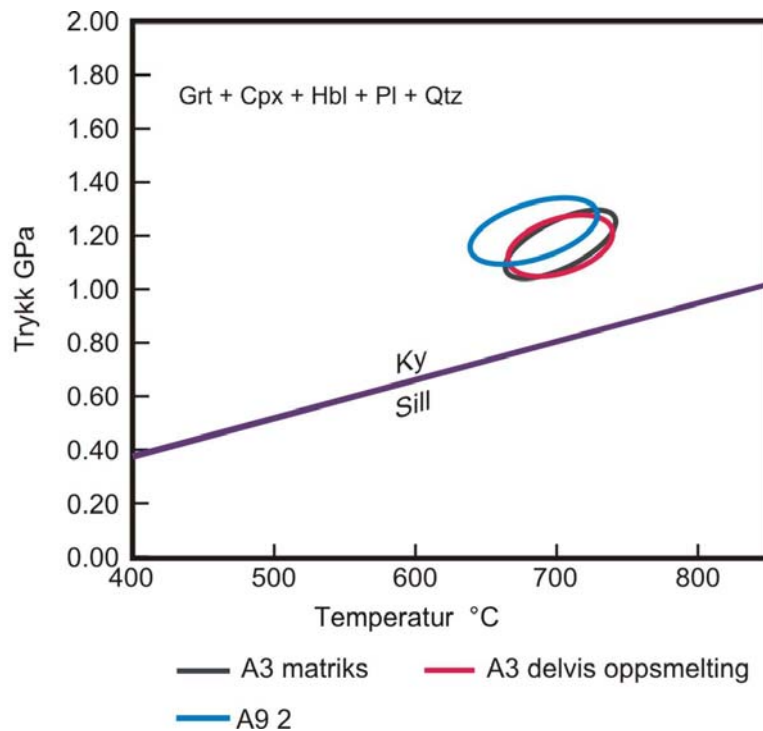
**Tabell 4.5** Tabell som viser hvilke analyser som er brukt til P-T diagrammet i Figur 4.5.

A9 2 max-P				
	Granat	Klinopyroksen	Hornblende	Plagioklas
Analysenr.	#10	#12	#8	#3
	rand	kjerne	rand	kjerne
SiO <sub>2</sub>	37.33	51.37	41.13	60.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.99	3.37	14.89	24.67
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.22	0.33	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.05	0	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				0.06
FeO	23.68	10.4	18.84	
MnO	0.68	0.17	0.08	
MgO	2.59	10.75	7.54	
CaO	14.08	22.61	11.92	6.33
Na <sub>2</sub> O	0	1.04	1.74	8.25
K <sub>2</sub> O	0	0	1.29	0.13
Sum	99.4	99.96	97.77	100.41



**Figur 4.5** P-T diagram som viser maksimumstrykk for matris i A9.

I Figur 4.5 er ellipsen plassert med hovedvekt på Hbl-Pl termometrene, men Grt-Cpx termometrene ligger også gunstig plassert. Grt-Hbl Fe-Mg termometret (Ravna, 2000a) blir sett bort ifra fordi den er usannsynlig høy. Det er tatt utgangspunkt i at mineralsammensetningen er sannsynligvis i likevekt. Det bli da en temperatur på  $680 \pm 40$  °C ved et trykk på  $1,21 \pm 0,09$  GPa.



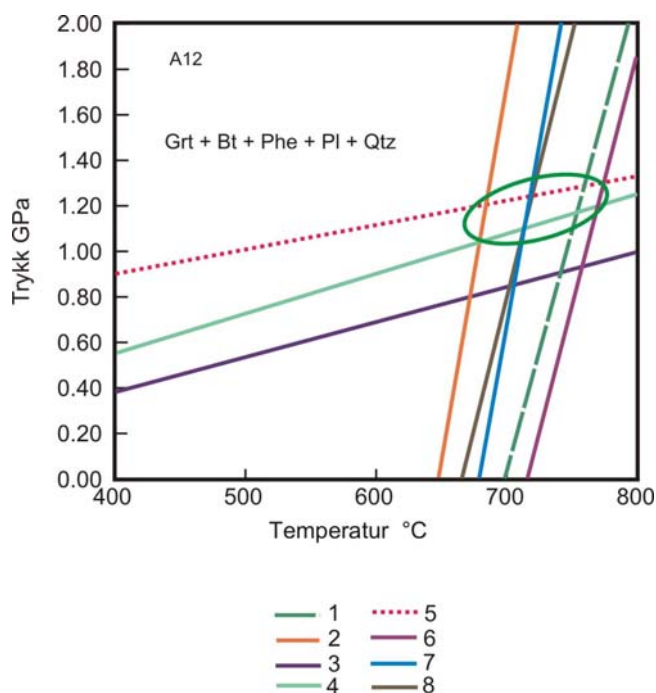
**Figur 4.6** Et felles P-T diagram for de mafiske bergartene.

Figur 4.6 viser at de forskjellige ellipsene er tilnærmet sammenfallende og gir dermed et ganske entydig resultat. Et gjennomsnitt av ellipsene gir en temperatur på ca.  $690 \pm 40$  °C ved  $1,15 \pm 0,11$  GPa. Det betyr at de mafiske bergartene ble dannet under samme P-T forhold. Alle ellipsene ligger over kyanitt-sillimanitt likevektskurven, noe som betyr at de er stabile i kyanittsonen.

### 4.3 Granat-glimmerskifrene

**Tabell 4.6** Tabell som viser hvilke analyser som er brukt i P-T diagrammet i Figur 4.7.

A12 max-P	Granat	Biotitt	Phengitt	Plagioklas
Analysenr.	#83	#16	#19	#17
	kjerne	inneslutning	inneslutning	inneslutning
SiO <sub>2</sub>	38.14	37.01	46.74	56.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.64	17.39	33.13	27.01
TiO <sub>2</sub>	0.06	1.56	0.34	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0	0	
FeO	23.86	13.61	1.84	
MnO	1.44	0.18	0.07	
MgO	5.63	13.71	1.78	
CaO	8.64	0	0.08	9.49
Na <sub>2</sub> O	0	0.24	0.73	6.35
K <sub>2</sub> O	0	9.81	10.32	0.05
Sum	99.44	93.51	95.01	99.86

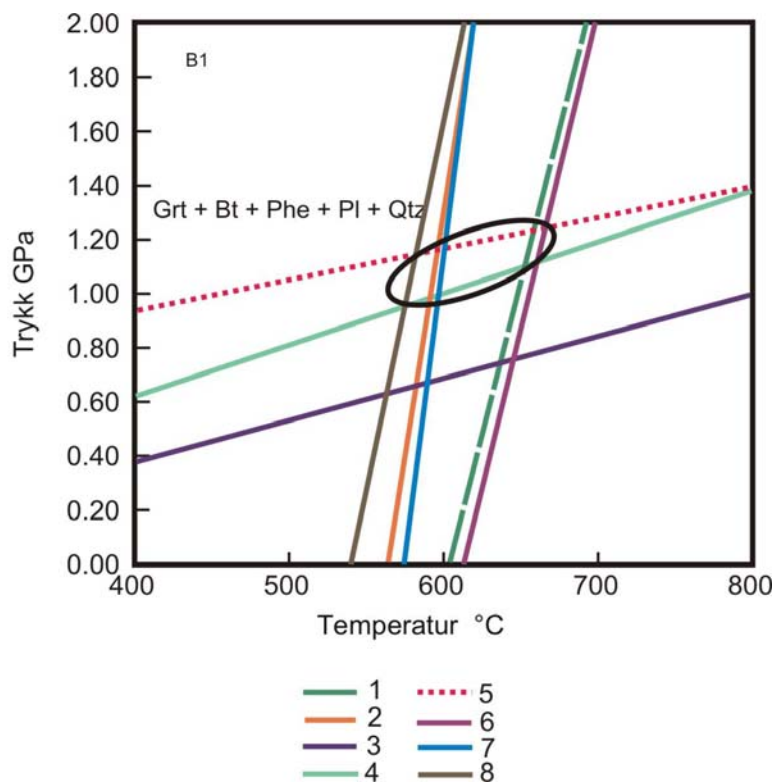


**Figur 4.7** P-T diagram som viser maksimumstrykk for inneslutninger i granat-glimmerskiferene. Termometrene og barometrene i diagrammet er nummerert og har forskjellige farger. 1) Grt-Bt termometer (Grt-Bt K90) 2) Grt-Bt termometer (Grt-Bt KM04) 3) Ky-Sill barometer 4) Grt-Pl-Phe-Qtz barometer 5) Grt-Mu-Bt-Pl barometer (P (GMBP HP98)) 6) Grt-Bt termometer (Grt-Bt P85) 7) Grt-Bt termometer (Grt-Bt K&R 94) 8) Grt-Bt termometer (Grt-Bt F&S 78).

Figur 4.7 viser at trykk og temperatur for inneslutningene (A12) i granat-glimmerskifre er på  $1,15 \pm 0,15$  GPa og  $710 \pm 30$  °C. De forskjellige Grt-Bt termometrene er ganske spredt i diagrammet, dette kan komme av at de er ulike eksperimenter og metoder. Det er tatt utgangspunkt i at mineralsammensetningen sannsynligvis er i likevekt.

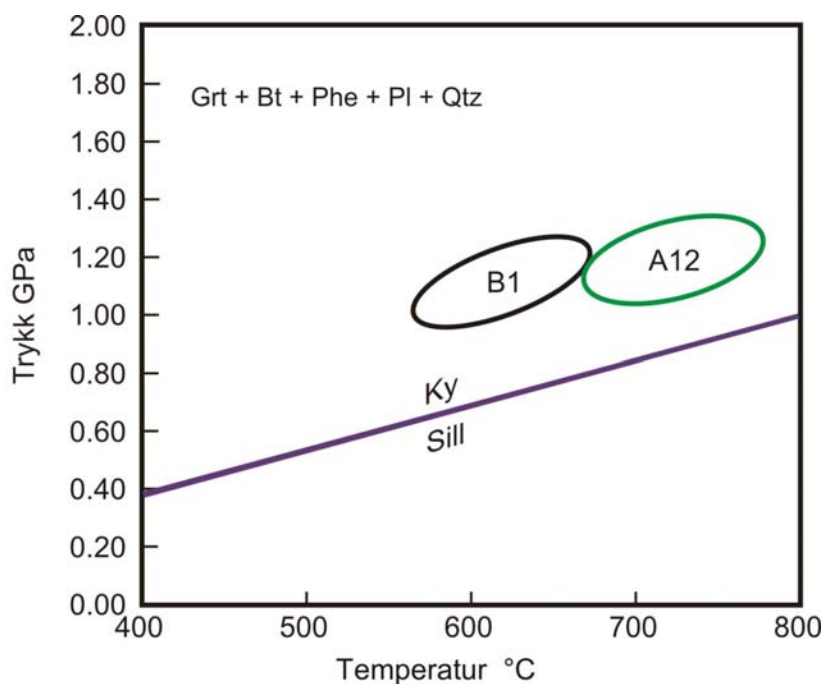
**Tabell 4.7** Tabell som viser hvilke analyser som er brukt til P-T diagrammet i Figur 4.8.

<b>B1 max-P</b>				
	<b>Granat</b>	<b>Biotitt</b>	<b>Phengitt</b>	<b>Plagioklas</b>
Analysenr.	#44	#30	#67	#34
	rand	kjerne	rand	rand
SiO <sub>2</sub>	37.73	37.22	49.12	63.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.34	17.5	33.05	22.7
TiO <sub>2</sub>	0.01	1.76	0.69	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.03	0	
FeO	30.54	16.65	1.62	
MnO	0.72	0.07	0	
MgO	3.55	11.63	1.66	
CaO	6.21	0.05	0.13	4.16
Na <sub>2</sub> O	0	0.17	0.76	9.44
K <sub>2</sub> O	0	9.31	9.23	0.1
Sum	100.11	94.38	96.26	99.77



**Figur 4.8** P-T diagram som viser maksimumstrykk for matriks i granat-glimmerskiferene.

Figur 4.8 viser at trykk og temperatur for matriks (B1) i granat-glimmerskifrene er på  $1,1 \pm 0,15$  GPa og ca.  $610 \pm 30$  °C. De forskjellige Grt-Bt termometrene er litt spredt i diagrammet, dette kan komme av at de er ulike eksperimenter og metoder. Mineralsammensetningen i dette diagrammet er sannsynligvis i likevekt.



**Figur 4.9** Et felles P-T diagram for granat-glimmerskifrene.

Figur 4.9 viser at matriks i B1 har gjennomgått metamorfose under lavere P-T forhold enn inneslutningene i A12. Trykk og temperatur for A12 er mest lik de mafiske bergartene, noe som kan forklares med at A12 lå rett utenfor den mafiske linsa, mens B1 lå på østsiden av veien. B1 er mer deformert enn A12, så deformasjonen kan ha fortsatt mens temperaturen sank. Det kan være på grunn av det at temperaturen er lavere i B1 enn i A12. Begge ligger over kyanitt-sillimanitt likevektskurven, det betyr at de er stabile i kyanittsonen.



## 5 METAMORF UTVIKLING

### 5.1 Innledning

Mikroskopiske undersøkelser og mineralkjemiske analyser av mafiske bergarter og granatglimmerskifre (kapittel 3) viser at hovedmetamorfosen er amfibolittfacies. Geotermobarometriske metoder anvendt på bergartene (kapittel 4) gir et tilnærmet likt bilde av P-T forhold. I dette kapitlet blir den metamorfe utviklingen tolket.

### 5.2 De mafiske bergartene

Opptreden av polygonale aggregater av diopsid + plagioklas  $\pm$  hornblende (Figur 3.9) tolkes som rekrystalliserte symplektitter etter omfasitt, noe som tyder på at omfasitt var til stede på et tidlig tidspunkt og da er disse rekrystalliserte symplektittene de eldste mineralene som er observert. Dette er det eneste sikre tegnet på at det har vært eklogittfacies. Det er ikke funnet rester etter eklogittfacies granater i noen av prøvene, men opptreden av epidot/klinozoisitt med kvartsormer kan representere et nedbrytningsprodukt etter eklogittisk granat (Krogh et al., 1990). De øvrige mineralene er tolket å tilhøre en senere amfibolittfacies overpreging. De antatt eldste mineralene i amfibolittfacies opptrer som små, separate inneslutninger i granat. Disse er Hbl + Pl + Qtz + Cpx + Ep/Czo + Ttn  $\pm$  Bt, som antas å ha vært til stede da granatene begynte å vokse. Granatene viser sonering med økende Mg# og  $X_{Mg}X_{Ca}^2$  (spesielt figur 3.18, men også 3.17) fra kjerne til rand som indikerer vekst under økende temperatur og trykk. Dette tolkes som en prograd vekstsonering (Spear, 1993). Mens soneringsprofil i figur 3.19 viser en mer varierende sonering, men kan ha vist prograd vekstsonering før. Granatene har imidlertid lav Mg#, og plotter sammen med typiske amfibolittfacies granater fra andre lokaliteter innen Tromsødekket, og er distinkt forskjellig fra typiske eklogittfacies granater (Figur 3.11).

Den prograde vekstsoneringen i amfibolittfacies forekommer også hos Krogh et al. (1990)(Figur 5.2), men denne senere prograde vekstsoneringen forekommer ikke hos Ravna & Roux (2006)(Figur 5.1). Både hos Krogh et al. (1990), Ravna & Roux (2006) og Ravna et

al. (2006) ser man en tidligere prograd metamorfose under eklogitt-facies. Dette er ikke observert i de studerte bergartene her.

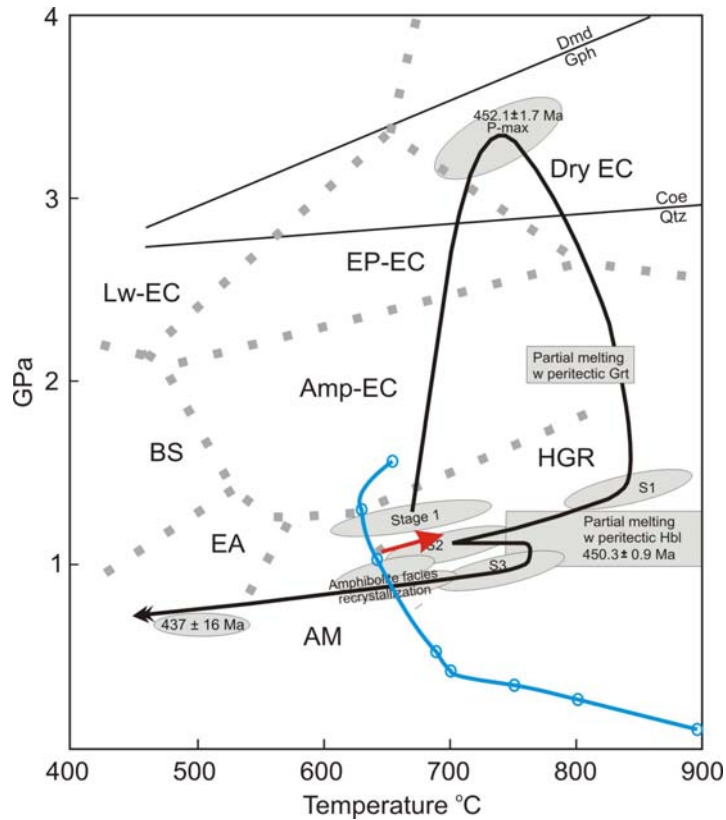
Hovedmineralparagenesen som opptrer i tilsynelatende tekturell likevekt i matriks er: Hbl + Pl + Qtz + Ep/Czo + Ttn  $\pm$  Grt  $\pm$  Cpx  $\pm$  Bt.

Større irregulære polymineralske (Pl  $\pm$  Hbl  $\pm$  Cpx + Qtz) inneslutninger i granat og tilsvarende mineralselskap rundt enkelte granatkorn har uregelmessige korngrenser til granat, hvor hornblende ofte er euhedral. Inneslutningene har en krone-aktig kontakt mot verts-granat (Figur 3.13 og 3.14) lik den som er observert ved partiell oppsmelting (eksperimenter av Perchuk et al. (2005); i bergarter av Lang & Gilotti (2007)). Dette tolkes også her som et resultat av partiell oppsmelting. De uregelmessige kontaktene mellom granat og de store inneslutningene, og også randsonen tyder klart på at granaten har vært involvert i smelteprosessen. I enkelte tilfeller er granaten nesten eller helt resorbert (Figur 3.12). I andre tilfeller opptrer subhedral hornblende, epidot/klinozoisitt, plagioklas og biotitt ved randen av uregelmessige granater. Dette tolkes som en retrograd nedbryting av granat. Dette er observert i noen soneringsprofil (Figur 3.17, 3.19 og 3.20) der Mg# og  $X_{Mg}X_{Ca}^2$  synker helt mot randen av granat der den er i kontakt med biotitt, hornblende og plagioklas.

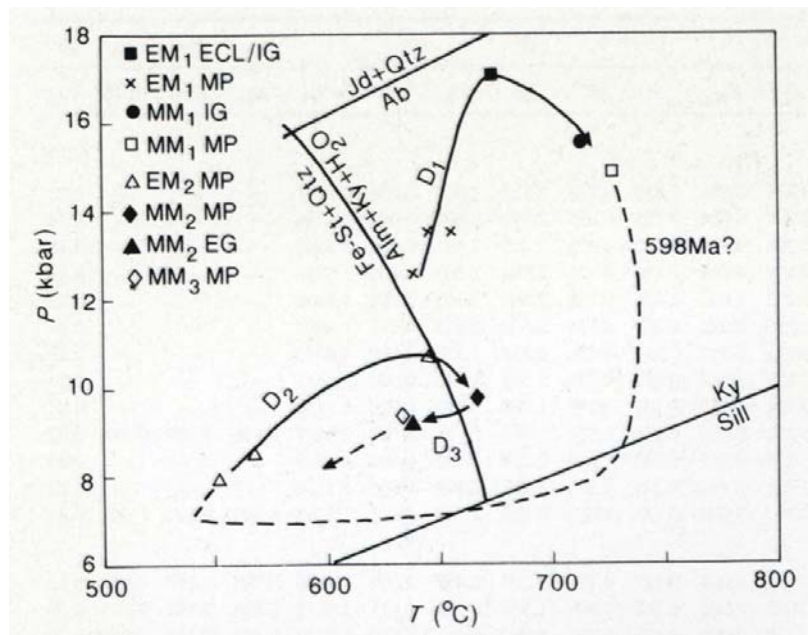
I samtlige soneringsprofiler ser man noen maksimums- og minimums-topper. Disse faller sammen med sprekker i granaten. Det kan være kommet fluider inn gjennom sprekkenes og dermed kan granatkjemien lokalt ha endret seg.

Lokalt opptrer også granater som har rette krystallflater uten tegn på resorpsjon.

P-T estimatene i kapittel 4 viser at både ambibolittfacies metamorfosen og den partielle oppsmeltingen i den mafiske linsa er dannet under samme P-T forhold på  $1,15 \pm 0,11$  GPa og  $690 \pm 40$  °C.



**Figur 5.1** P-T-t sti for eklogitten i Tønsvika (Ravna & Roux, 2006) basert på P-T kalkuleringer på forskjellige mineralselskaper (Ravna & Roux, 2006), data på partiell oppsmelting (Stevenson, 2006), og data på aldre fra Krogh et al. (1990) og Corfu et al. (2003). Den blå kurven representerer referansekurven for tonalittisk basalt med 5 % H<sub>2</sub>O (etter Green (1982)). Den røde pilen representerer sånn omtrent den prograde vekstsoneringen til de studerte mafiske bergartene.



**Figur 5.2** P-T-t diagram for forskjellige litologier og stadier i Tromsødekket (Tromsdalstind sekvensen) (Krogh et al., 1990).

### 5.3 Granat-glimmerskifrene

De antatt eldste mineralene opptrer som inneslutninger i granat. Disse er Pl + Qtz + Bt + Phe + Rt ± Ep/Czo, som antas å ha vært til stede da granatene begynte å vokse. De er da i tilsynelatende teksturell likevekt med kjerne av granat. I phengittanalysene opptrer det et par høyere verdier av Si (Figur 3.26) enn de andre analysene som viser sammenfallende verdier med andre amfibolittfacies phengitter fra Krogh et al. (1990) og Ravna & Roux (2006). Dette kan indikere en rest fra eklogittfacies.

Granatene viser en svak sonering med generelt svak synkende Mg# og  $X_{Mg}X_{Ca}^2$  fra kjerne til rand (Figur 3.30 og 3.31). Disse granatene kan ha vært homogenisert og ved diffusjonssonering (Spear, 1993) får de en synkende Mg# og  $X_{Mg}X_{Ca}^2$  mot rand. De viser sammenfallende verdier med granater fra metapelitter fra andre lokaliteter innen Tromsødekket (Figur 3.11).

Hovedmineralparagenesen som opptrer i tilsynelatende teksturell likevekt i matriks er: Grt + Qtz + Pl + Bt + Rt ± Phe ± Ep/Czo.

En del kloritt, biotitt og plagioklas som opptrer ved randen av de uregelmessige korngrensene til granat kan ha resorbert deler av granaten.

I soneringsprofil av B1 (Figur 3.30) har rand mot phengitt en økning i Ca, og da også  $X_{Mg}X_{Ca}^2$ . Det kan også ha vært tilfelle i rand mot biotitt, men da har den antatte sekundære biotitten resorbert randen av granaten. Man ser en økning i trykk og en synking i temperatur, men tolkningen av dette er usikker. I samtlige soneringsprofiler ser man minimums- og maksimumstopper i profilene, disse faller sammen med sprekker i granaten. Det kan ha kommet fluider inn i sprekken slik at granatkjemien kan ha endret seg lokalt.

Kloritt ligger tilfeldig orientert i forhold til hovedfoliasjonen i matriks (biotitt og phengitt), og har vokst over biotitt som representerer hovedfoliasjonen. Dette er antatt å ha vokst etter deformasjonen. En del biotittkorn ligger også tilfeldig orientert i forhold til hovedfoliasjonen, disse kan også tolkes som et sekundærmineral som har vokst etter deformasjonen.

P-T estimatene til granat-glimmerskifrene (kapittel 4) er litt forskjellige fra vest- og østsiden av veien. A12, som ligger på vestsiden nærmest inntil den mafiske linsa, har et P-T estimat på

$1,15 \pm 0,15$  GPa ved  $710 \pm 30$  °C, som er identisk med estimat for de mafiske bergartene. P-T estimatet for B1, som ligger på østsiden, gir en distinkt lavere temperatur på  $610 \pm 30$  °C ved samme trykk ( $1,1 \pm 0,15$  GPa), noe som kan tolkes som at den kjemiske ekvilibringen her fortsatte med synkende temperatur etter at de kjemiske systemene hadde ”frosset” i de andre bergartene.

#### **5.4 Oppsummering av den metamorfe utviklingen**

1. Polygonale mosaikkteksturer kan tolkes som rekrystalliserte symplektitter, noe som kan være en indikator på at disse bergartene på et tidligere stadium har vært under eklogittfacies. Symplektitter blir dannet ved at omfasitt blir til  $di + pl \pm hbl$  symplektitt.
2. Stedvis høyere Si-innhold midtveis fra kjerne til rand av større phengittkorn i granat-glimmerskifer tilhører sannsynligvis et tidligere stadium med høyere trykk.
3. Det er ikke funnet rester av eklogittfacies granater i de mafiske bergartene – det vil si at de er forsvunnet under retrogradering. Granat omdannes sannsynligvis til plagioklas + hornblende, og selv om det ikke finnes rester av eklogittiske granater har de mafiske bergartene sannsynligvis vært eklogitt. Dette på grunn av at det observeres indikatorer på dette.
4. Det er skjedd en nyvekst av granat og en rekrystallisasjon. Soneringsprofil av granat (Figur 3.18) indikerer at den har vokst med økende trykk og temperatur, altså en prograd vekstsonering. Dette er også beskrevet av Krogh et al. (1990) for deres stadium M2 (amfibolittfacies), mens Ravna & Roux (2006)(Figur 5.1) ikke har kunnet påvise dette i sine prøver fra Tønsvika.
5. De polymineralske inneslutningene opptrer tilsynelatende ikke i teksturell likevekt med kjerne av granat. Det forekommer en partiell oppsmelting med dannelse av tonalittisk smelte som sannsynligvis er initiert ved influks av H<sub>2</sub>O-rik fluid, som er nødvendig for å smelte basaltisk bergart temperaturer på ca. 700 °C (Figur 5.1).
6. En svak overprinting under klorittgrad metamorfose forekommer i metapelitter.



## 6 DATERINGER AV ZIRKONER OG TITANITTER

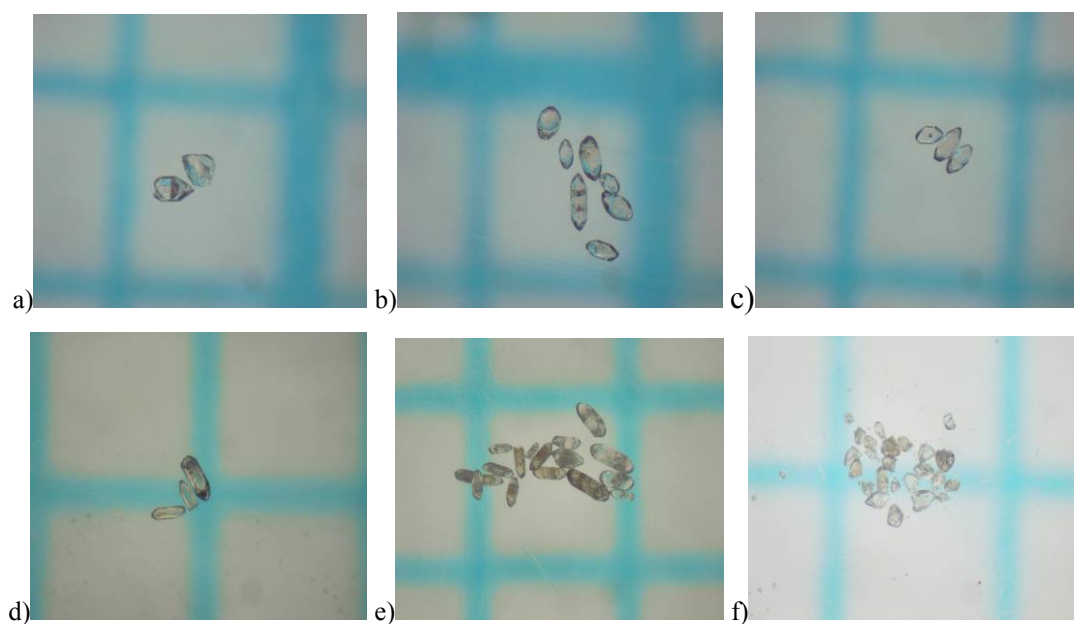
### 6.1 Metode

#### 6.1.1 Mineralseparasjon

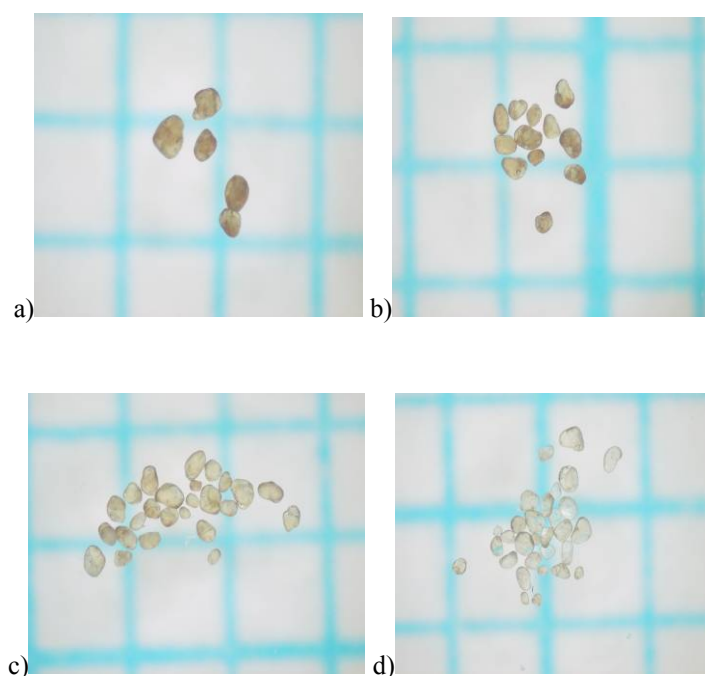
Radiometrisk datering ble utført på en større (ca. 3.5 kg) prøve (G1) (Figur 3.33) av den felsiske gangen som intruderer den mafiske linsa. Prøven ble først grovknust med splitter, kjørt gjennom kjefteknuser og til sist finknust på rotasjonsmølle. Deretter ble prøven behandlet med gullhund og tunge væsker. Den tunge væsken, natriumpolywolframmat, som ble brukt til mineralseparasjon har en tetthet på ca. 2,9 g/cm<sup>3</sup>, som gjør at lette mineraler som kvarts og feltspat flyter, mens tyngre mineraler som zirkon (ZrSiO<sub>4</sub>, 3,9-4,8 g/cm<sup>3</sup>) og titanitt (CaTiO(SiO<sub>4</sub>), 3,45 g/cm<sup>3</sup>) synker. Tilslutt ble tungfraksjonen kjørt på en magnetseparator med en strømstyrke på 0,8A for å ta ut den mest magnetiske fraksjonen. Resten ble så kjørt på 1,7A og den umagnetiske tungfraksjonen, som blant annet bestod av zirkon og titanitt, ble under veiledning av professor Fernando Corfu bearbeidet videre på massespektrometrialaben og isotoplaben ved Universitetet i Oslo.

Zirkoner og titanitter ble plukket ut fra den umagnetiske tungfraksjonen og delt i ulike grupper etter deres ulike egenskaper. Zirkonene ble delt i 5 grupper hvor gruppe 1 og 5 var topper som ble knepet av zirkoner som så ut til å ha en eldre grumset kjerne. Poenget med dette var å prøve å få med så mye nydannete zirkoner som mulig. Gruppe 2 og 4 var zirkonprismer som så rene og fine ut, og gruppe 3 var en oval klar zirkon som så ut som den var nydannet med en liten inneslutning i midten.

Titanittene ble delt i 4 grupper etter farge fra mørk brun (gruppe 1), brun (gruppe 2), lys brun (gruppe 3) til fargeløs (gruppe 4). Enkeltkorn som kunne være aktuelle til bruk i dateringen ble så plukket ut under en Leica MZ16 binokularlupe og zirkonene og titanittene i de forskjellige gruppene ble fotografert på millimeterpapir (Figur 6.1 og Figur 6.2).



**Figur 6.1** Ulike zirkonpopulasjoner fra den gjennomsettende felsiske gangen a) Gr. 1, her ble begge toppene brukt til hver sin analyse, b) Gr. 2, et kort prisme ble brukt til datering, c) Gr. 3, et ovalt korn med en liten inneslutning i midten ble brukt til datering, d) Gr. 4, et prismeformet korn ble brukt til datering, e) Gr. 5, dette var zirkonene før toppene ble knepet av, f) Gr. 5, dette var toppene til zirkonene i e), det var 6 topper som ble brukt til datering. De ble delt i tre analyser med en topp hver i to analyser, og fire topper i den tredje analysen. Totalt 8 analyser.



**Figur 6.2** Ulike titanittpopulasjoner fra den gjennomsettende felsiske gangen a) Gr. 1, mørk brun, b) Gr. 2, brun, c) Gr. 3, lys brun, d) Gr.4, fargeløs. Alle kornene ble datert, totalt 4 analyser.



### 6.1.2 Kjemisk separasjon

Alle gruppene ble lagt i hver sin ”abrador” hvor de stod i 3-4 timer (zirkon) og 2 timer (titanitt). I abradoren ble zirkonene og titanittene abradert (slipt) i en strøm av luft. Abrasjonsteknikken har en tendens til å fjerne metamikte korn, fordi de er mykere enn klare, sprekke-frie korn som er mest ønskelig for datering. Ved å fjerne de ytterste lagene av zirkonkrystallene ved abrasjon blir det lettere å bestemme alderen på bergarten fordi den ytterste randen der det kan ha foregått Pb-tap er slipt bort. Dermed er det ikke lengre nødvendig å utlede alderen fra en samling av diskordante aldre. Etter abrasjon ble kornene vasket ved å (1) tilsette 8N salpetersyre( $\text{HNO}_3$ )(+ vann( $\text{H}_2\text{O}$ )), (2) sette begrene på en varmeplate, (3) holde begrene i et vannbad med ultralyd, (4) fjerne  $\text{HNO}_3$  med pipette uten å ta med kornene, (5) tilsette  $\text{H}_2\text{O}$  og holde begrene ned i et vannbad med ultralyd og (6) fjerne  $\text{H}_2\text{O}$  med pipette. Deretter ble aceton tilsatt i to omganger, og steg 5 og 6 ble repetert etter hver tilsetting. Tilslutt ble kornene plassert på en varmeplate til tork.

Zirkonene og titanittene ble veid og tilsatt spike. Spike er en løsning som er rik på kunstig  $^{205}\text{Pb}$  og  $^{235}\text{U}$ . Forholdet mellom disse to isotopene er kalibrert meget nøyaktig. U-Pb forholdet i en prøve kan beregnes nøyaktig ved å tilsette spike og måle den påfølgende sammensetningen av Pb og U isotoper i blandingen.

Zirkon og titanitt ble løst opp med henholdsvis flussyre (HF) (+  $\text{HNO}_3$ ) i teflonbomber ved  $184\text{ }^\circ\text{C}$  og HF (+  $\text{HNO}_3$ ) i Savillex vialer på en varmeplate i 4-5 dager.

Zirkoner mindre enn  $5\text{ }\mu\text{g}$  ble målt uten ytterligere kjemisk separasjon mens den ene toppen i gruppe 1 (127/25) (Tabell 6.1) som var over  $5\text{ }\mu\text{g}$  ble bearbeidet med en kjemisk separasjon med saltsyre (HCl). Zirkon inneholder zirconium (Zr), silisium (Si) og små mengder av blant annet uran (U), thorium (Th) og bly (Pb). Ved hjelp av ionebytting kan U, Th og Pb skilles fra andre elementer. Dette ble gjort ved å helle prøven i en ionebytterkolonne med et begerglass under. Etter at all prøve hadde kommet inn i kolonnen ble det først tilsatt 2 dråper 3N HCl i tre omganger, og deretter 14 dråper 3N HCl. Pb ble vasket ut av kolonnen ved at begerglasset ble erstattet av teflonbomben før 20 dråper 6N HCl ble tilsatt i kolonnen. U ble så vasket ut ved å tilsette 10 dråper  $\text{H}_2\text{O}$  i to omganger. Etter vaskingen ble bomben tilsatt 2 dråper fosforsyre ( $\text{H}_3\text{PO}_4$ ) og så ble den satt på varmeplaten.

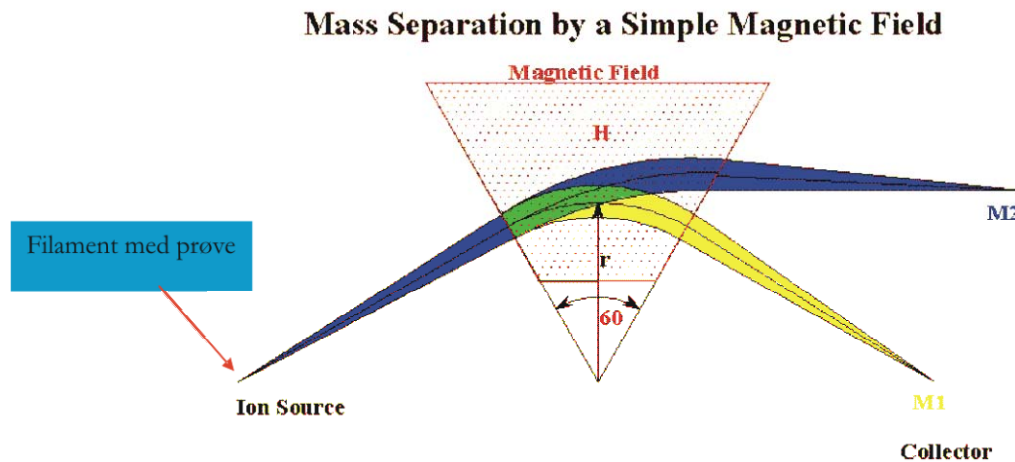
Titanittene ble klargjort ved bruk av HCl – HBr (hydrogenbromidsyre) prosedyre. Dette ble gjort ved først å overføre de 5 titanittprøvene til hver sin kolonne som var festet til et stativ med et begerglass under. Da prøvene var kommet inn i kolonnene ble de tilsatt 2 dråper 3N HCl / 0,5N HBr i tre omganger. Deretter ble de først tilsatt 14 dråper 3N HCl / 0,5N HBr, så 7 dråper 3N HCl / 0,5N HBr, deretter 2 dråper 3N HCl to ganger og tilslutt 14 dråper 3N HCl. Begerglasset ble erstattet med savillexer og Pb vasket ut ved å tilsette 20 dråper 6N HCl til kolonnen. U ble vasket ut ved å først tilsette 10 dråper H<sub>2</sub>O to ganger og deretter 5 dråper H<sub>2</sub>O. Etter utvaskingen ble 2 dråper H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> tilsatt savillexene før de ble satt på varmeplaten.

### 6.1.3 Massespektrometri

U-Pb analysene ble utført ved å bruke ID-TIMS (thermal ionization mass spectrometry) metoden. Analysene ble målt med et Finnigan MAT 262 faststoff-massespektrometer. De forskjellige prøvene ble overført til hvert sitt filament (en glødetråd som plasseres i massespektrometeret). Når holderen med filamentene plasseres i massespektrometeret varmes filamentet opp slik at prøven ioniseres. Ionene akselereres og sendes inn i et magnetfelt hvor de avbøyes. Lette ioner avbøyes mer enn tyngre ioner med samme ladning mens høyere ladning gir større avbøying for ioner med samme masse. Massespektrometeret



**Figur 6.3** Finnigan MAT 262 faststoff-massespektrometer ved IG, Universitetet i Oslo.



**Figur 6.4** Skjematisk diagram av et 60° sektor massespektrometer som viser plassering av ionekilden (filamentet), magnetfeltet og detektorene (collector).

har Faradaykopper og en ionetellende SEM (secondary elektron multiplierer), som består av en rekke elektroder som kalles dynoder. Faradaykopp er en ledende kopp eller et kammer som fanger opp en ladet partikkelstråle, og er elektrisk tilkoppelt et amperemeter. Analyser som gir sterke signaler, (de store prøvene), kan man måle på Faradaykopper. På de små prøvene, hvor det er svakt signal, må man i tillegg bruke SEM. De resultatene som måles på SEM må korrigeres og U-Pb forholdet beregnes for hver analyse ved hjelp av et data reduseringsprogram (ROMAGE; skrevet i Quick BASIC). Beregningen tar utgangspunkt i forholdet som ble målt på massespektrometeret og vekten av prøven og tilsatt spike. Programmet korrigerer U-Pb forholdet for blank og "common" Pb, og det blir da kjørt gjennom isotopfortynningsligninga. Dataene er regnet ut og plottet ved bruk av programmet Isoplot/Ex (Ludwig, 1999). Programmet er et fleksibelt verktøy for tolkningen av radiogen-isotop data og kan blant annet konstruere U-Pb konkordia plott og regne ut alder ved å bruke konvensjonelle skjæringspunkt på konkordia. Programmet regner ut standard feilmargin på  $2\sigma$  nivå. Feilkilder her kan være forurensing fra lufta rundt og fra fingrene når analysene ble veid, dette bruker ikke å være et stort problem på dette veierommet.

MSWD (Mean Squared Weighted Deviates) er det mest passende uttrykket for spredning (scatter) og forteller hvor god dateringen er. MSWD-verdien indikerer hvor bra forskjellige punkter passer på en linje. Har man en  $MSWD < 1$  er det mindre spredning enn forutsatt fra de eksperimentelle feilene, mens  $MSWD > 2$  betyr at det er en større spredning enn det som er forutsatt av den analytiske usikkerheten; denne økte spredningen har geologiske årsaker.

MSWD (av konkordans (of concordance)) indikerer hvor bra punktene overlapper konkordia. Vanligvis er en sannsynlighet (av konkordans) på rundt 10 til 20 % (0,1-0,2) eller mer ansett som å være akseptabelt. Dette er det samme som en MSWD på rundt 2. Det ideelle vil være å ha en sannsynlighet på rundt 50 % (MSWD = 1). Hvis sannsynligheten er nært opptil 100 % (MSWD = 0) kan de analytiske feilene være overestimert.

Tabell 6.1 Zirkoner og titanitter analysert ved Universitetet i Oslo.

Fraction	Analysed	Properties	Vekt [µg] <sup>a</sup>	U [ppm] <sup>b</sup>	Th/U <sup>c</sup>	Pbc [ppm] <sup>d</sup>	Pbc [pg] <sup>d</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sup>e</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>f</sup>	2 σ [abs] <sup>f</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>f</sup>	Ma <sup>f</sup>	2 σ [abs]	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2 σ [abs]					
G1 feltsisk gang, veiskjæringen i avkjørselen mot sør fra Erling Kjeldsens veg ("Tverrforbindelsen") mot universitetsområdet, UIT																				
G1 127/25	Z 1 TIP GP1		6	323	0.19	0.0	2.0	9579.6	1.7835	0.0041	0.15448	0.00007	0.00031	0.94	0.08374	0.00007	926.0	1.7	1039.5	1.5
G1 127/26	Z 1 TIP GP1		1	53	0.35	4.6	6.6	52.9	0.5016	0.0516	0.06864	0.00527	0.00075	0.37	0.05300	0.00527	427.9	4.6	412.8	34.4
G1 127/27	Z 1 SHORT PRISM GP2		1	209	0.22	0.0	0.7	1956.4	0.9974	0.0056	0.10895	0.00021	0.00049	0.83	0.06639	0.00021	666.6	2.9	702.5	2.9
G1 127/28	Z 1 OVAL GP3		4	636	0.50	0.0	0.7	29842.3	1.3228	0.0049	0.13515	0.00008	0.00046	0.95	0.07099	0.00008	817.2	2.6	855.8	2.1
G1 127/29	Z 1 PRISM GP4		1	112	0.88	0.0	0.8	1004.4	1.1093	0.0084	0.11813	0.00039	0.00057	0.64	0.06810	0.00039	719.8	3.3	757.8	4.0
G1 127/30	Z 1 TIP GP5		1	423	0.10	0.0	0.7	2926.8	0.5794	0.0026	0.07431	0.00016	0.00026	0.77	0.05654	0.00016	462.1	1.5	464.1	1.7
G1 127/49	Z 1 TIP GP5		1	333	0.26	0.0	2.0	869.5	0.6323	0.0055	0.07981	0.00041	0.00033	0.57	0.05746	0.00041	495.0	1.9	497.5	3.4
G1 127/50	Z 4 TIPS GP5		1	1034	0.10	0.0	0.6	7973.4	0.6141	0.0019	0.07674	0.00009	0.00022	0.86	0.05804	0.00009	476.6	1.3	486.1	1.2
G1 127/S.12	T D.BROWN GP1		130	182	0.21	2.1	274	407.1	0.5550	0.0044	0.07192	0.00042	0.00016	0.30	0.05596	0.00042	447.7	1.0	448.2	2.9
G1 127/S.13	T BROWN GP2		129	220	0.12	2.1	268	495.7	0.5541	0.0036	0.07187	0.00034	0.00016	0.37	0.05592	0.00034	447.4	1.0	447.7	2.4
G1 127/S.17	T PALE BROWN GP3		226	140	0.15	1.8	408	368.7	0.5561	0.0049	0.07198	0.00047	0.00017	0.29	0.05603	0.00047	448.1	1.0	449.0	3.2
G1 127/S.10	T HALF OF S.17 GP3		226	141	0.15	1.8	408	368.6	0.5546	0.0049	0.07188	0.00047	0.00018	0.32	0.05596	0.00047	447.4	1.1	448.0	3.2
G1 127/S.81	T COLORLESS GP4		162	79	0.21	1.6	267	233.1	0.5548	0.0075	0.07191	0.00075	0.00019	0.16	0.05596	0.00075	447.6	1.1	448.1	4.9

<sup>a</sup>Z Zirkon; T titanitt; GP gruppe<sup>b,d</sup>Vekt og konsentrasjon er kjent ved bedre enn 10% for vekter over 20 µg og ved ca. 50% for de under 3 µg<sup>c</sup>Th/U modell forhold undertrykt fra et 208/206 forhold og alder på prøven<sup>d</sup>Pbc Total "common" Pb i prøven ("initial + blank")<sup>e</sup>Rå data som er korrigert for fraksjonering og "blank"<sup>f</sup>Korrigert for fraksjonering, spike, blank og "initial common" Pb

abs - absoluttverdi

Disc. - Diskordant

rho - korrelasjonsforholdet til dataene

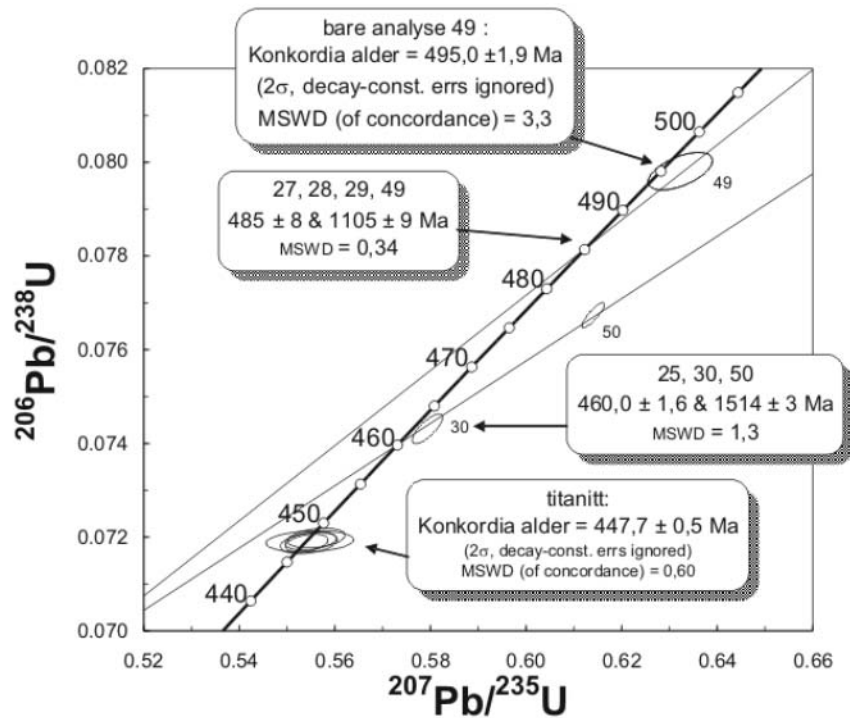
## 6.2 Resultat

### 6.2.1 Data og observasjoner

#### Zirkon

I og med at den felsiske gangen er en magmatisk bergart er det forventet at noen av zirkonene ble dannet under den magmatiske krystalliseringen. En annen gruppe av zirkoner kan være xenokrystalliske korn som ble inkorporert i magmaen, men som beholdt en del av sitt gamle minne. Disse opptrer ofte som kjerner i de magmatiske zirkonene. Den felsiske gangen er også foldet og har derfor minst gått gjennom én deformasjonsfase der nye zirkoner kan ha blitt dannet eller i det minste forårsaket noe Pb tap i de eksisterende zirkonene. Zirkonene som ble tatt ut fra den felsiske gangen viser en mangfoldighet av former blant annet euhedrale prismer og ovale korn.

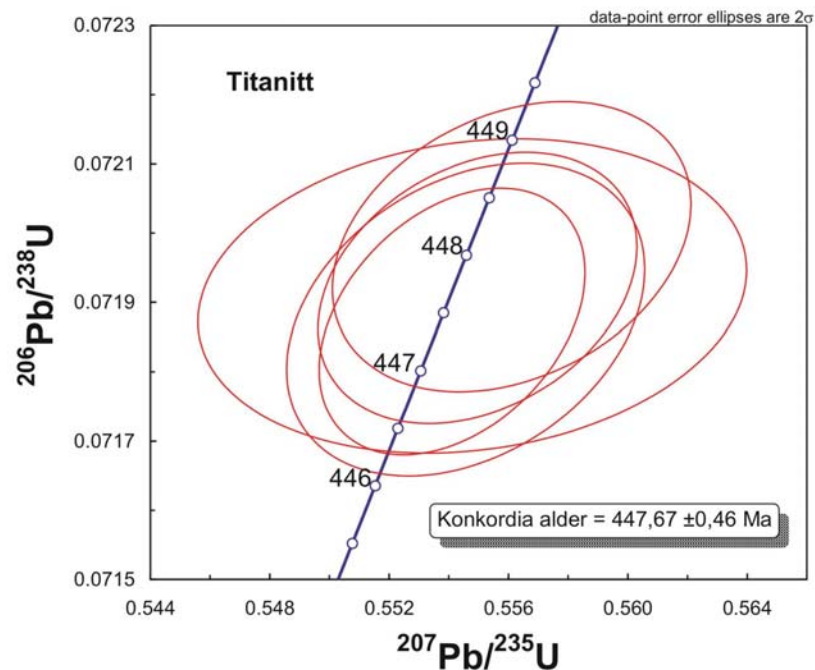
To analyser av zirkontopper (127/30 og 127/49) er tilnærmet konkordante (Figur 6.5). Mens fem andre analyser (127/25, 127/27, 127/28, 127/29, 127/50) er tydelig diskordante. Resultatene definerer fem distinkte grupperinger basert på forskjellige morfologier (Tabell 6.1). Fire av analysene (fire grupperinger) definerer en diskordia linje (127/27, 127/28, 127/29, 127/49) med MSWD på 0,34 som betyr at det er en bra ko-linearitet med liten spredning av data. Det nederste skjæringspunktet definerer en alder på  $485,2 \pm 8,0$  Ma og det øvre en alder på  $1105,0 \pm 8,6$  Ma (Figur 6.5). Det øverste diskordante punktet (127/28, GP 3) representerer et ovalt korn med en inneslutning i midten. De to neste diskordante punktene (127/29, GP 4 og 127/27, GP 2) ble henholdsvis oppnådd fra et prismeformet korn og fra et kort prisme. Det nederste konkordante punktet (127/49, GP 5) ble oppnådd fra en zirkontopp. Analyse 49 er også plottet alene og får da en konkordia alder på  $495,0 \pm 1,9$  Ma (Figur 6.5). Tre andre analyser (127/25, 127/30 og 127/50) definerer en ny diskordia linje (Figur 6.5) der nedre skjæringspunktet har en alder på  $460,0 \pm 1,6$  Ma og det øvre en alder på  $1513,6 \pm 3,1$  Ma, med en MSWD på 1,3. Det øverste diskordante punktet (127/25, GP 1) representerer én zirkontopp, det neste fire topper, og det nederste punktet én topp. Et siste zirkonpunkt (127/26) ligger konkordant ved ca. 428 Ma, men representerer en meget upresis analyse.



**Figur 6.5** Konkordia diagram som viser U-Pb data for zirkon- og titanittanalyser som er datert.

### Titanitt

Titanittene er delt inn i fire grupperinger fra mørk brun, brun, lys brun til fargeløs (Figur 6.2). De mørke brune har mer uran enn de lyse brune og fargeløse titanittene. Den oppløste fraksjonen av lys brun titanitt ble delt i to før den kjemiske separasjonen og ble bearbeidet separat (127/S.17 og 127/S.10). De gir et mål på analysenes reproduserbarhet. Alle analysene ligger på konkordia-kurven og definerer en alder på  $447,7 \pm 0,5$  Ma med en MSWD (av konkordans) på 0,60 som betyr at dette er en god datering med liten spredning av data (Tabell 6.1, Figur 6.5 og Figur 6.6). Sannsynlighet (av konkordans) = 0,44 for titanitt (Figur 6.6).



**Figur 6.6** Konkordia diagram som viser U-Pb data for titanittene som er datert.

Ellipsene indikerer usikkerhet på  $2\sigma$  nivået. MSWD (av konkordans) = 0,60.

Sannsynlighet (av konkordans) = 0,44.

## 6.2.2 Tolkninger

Dataplottene som er vist i Figur 6.5 viser to vel definerte diskordialinjer, en med et nedre skjæringspunkt som viser en alder på  $485 \pm 8$  Ma og et annet nedre skjæringspunkt som viser en alder på  $460,0 \pm 1,6$  Ma. Linjene har også distinkte øvre skjæringspunkt som viser proterozoiske aldre på henholdsvis  $1105,0 \pm 8,6$  (Grenvillisk/Svekonorvegisk alder) og  $1513,6 \pm 3,1$  Ma. Det er ikke helt åpenbart om den gode ko-lineære tilpasningen til de to datasettene bare er en tilfeldighet eller ikke. Hvis ikke vil dette indikere tilstedeværelsen av hovedaldrene av nedarvet zirkon blandet med distinkte zirkongenerasjoner av ordovisisk alder. Det er kjent at både granat-glimmerskifrene og eklogittene i Tromsødekket har gjennomgått partiell oppsmelting (Krogh et al., 1990; Stevenson, 2006) og den felsiske gangen er tolket til å være dannet ved partiell oppsmelting av de omgivende metapelittene. Da protolittene til granat-glimmerskifrene ble avsatt som sedimenter har det etter all sannsynlighet også vært korn av zirkon i det klastiske materialet. Disse zirkonene representerer da kildebergartene til sedimentene som nå er granat-glimmerskifere. Kilden til zirkonene med alder på rundt 1100 Ma må ha vært Grenvilliske/Svekonorvegiske bergarter.



Analyse 49 er nesten konkordant og definerer alene en konkordiaalder på  $495 \pm 2$  Ma, og den nedre skjæringspunktalderen ( $485 \pm 8$  Ma) på en av diskordiakurvene overlapper begge innenfor de akseptable feilmarginene den antatte intrusjonsalderen ( $493 +5/-2$  Ma) på et høytrykks-metamorft trondhjemmittisk lag (ortogneis) i eklogitten på Tromsdalstind (Corfu et al., 2003). Tromsdalstindeklogitten er tolket å representere en opprinnelig lagdelt gabbro (Krogh et al., 1990), mens de mindre eklogittkroppene sannsynligvis representerer mafiske ganger som intruderte metasedimentene i samme periode. I og med at de øvre skjæringspunktene er tolket til å representere nedarvete aldre på detritale zirkoner i sedimentene (provenans-aldre), så stammer zirkonene med aldrene  $495 \pm 2$  Ma og  $485 \pm 8$  Ma mest sannsynlig fra sedimentene som smelter delvis opp. Dette kan ha skjedd ved at metasedimentene har blitt termalt påvirket av den mafiske (magmatiske) gangen/sillen når den ble intrudert. Den intruderte gangen/sillen kan da ha varmet opp sidebergartene slik at det har forårsaket en kontaktmetamorfose, og dette kan være årsaken til at disse zirkonene ble påvirket med en påvekst ved ca. 493 Ma.

Den nedre skjæringspunktalderen ( $460,0 \pm 1,6$  Ma) på den andre diskordia-kurven kan representere en ny episode med påvekst, muligens relatert til partiell oppsmelting av metapelittene. Men alderen kan også være uten betydning og kun reflektere Pb-tap hos zirkonen som har en potensiell primæralder på ca. 495 Ma. Pb-tapet kan skyldes metamorfosen og at Pb ikke passer så bra i zirkon gitteret/strukturen. Vanligvis mister små korn mer Pb enn store korn og Pb tapet beveger den isotopiske sammensetningen av mineraler mot utgangspunktet.

Grunnen til lokaliseringen av punktet 127/26 er ikke helt åpenbar, men indikerer sannsynligvis at dette kornet ble sterkt påvirket av Pb-tap.

Det er ikke mulig å være sikker på hvilken tolkning som er riktig fordi man må ha flere datapunkt for å kunne bekrefte de tilnærmet konkordante analysene 49 og 30.

Det sikreste resultatet av disse dataene er titanittalderen på  $447,7 \pm 0,5$  Ma (Figur 6.6) fordi alle fem analysene som er brukt er høyst reproduerbare (like). Den geologiske tolkningen av dataene må derfor i stor grad baseres på de geologiske forholdene i den felsiske gangen.

Både i felt og i tynnslip kan man se at den felsiske gangen er deformert og den viser ingen tegn til tidligere høytrykks-metamorfose. Gangen er foldet, og foldningen er mest sannsynlig relatert til deformasjonen under amfibolittfacies metamorfosen. Titanittalderen tolkes derfor å representere tidspunktet for amfibolittfacies metamorfosen. Tilsvarende aldre er funnet for titanitt fra en hornblende leucosome i Tromsdalstindeklogitten ( $450,3 \pm 0,9$  Ma) og titanitter fra en liten eklogittlinse ( $449,7 \pm 1,3$  Ma) og en amfibolittlinse ( $451,0 \pm 1,4$  Ma) fra Lanesodden på Tromsøya, samt en alder på  $448,8 \pm 1,4$  Ma av en stor rutil porfyroblast fra Tromsdalstind (Corfu et al., 2003). Corfu et al. (2003) fikk også en zirkonalder på  $452,1 \pm 1,7$  Ma fra en biotitt-rik eklogitt fra Tønsvika, noe som er tolket som alderen på eklogittfacies metamorfosen.

Tidspunktet for intrusjon vil da være eldre. Potensielt kan den da tilsvare zirkonaldrerne 495-485 Ma fra analysen 49, eller til en hendelse rundt 460 Ma, og da vil gangen enten være yngre enn zirkonalderen i en biotitt-rik eklogitt (Corfu et al., 2003) eller så må man revurdere alderen påvist av Corfu et al. (2003). For tiden er det, imidlertid, ingen bevis som kan stadfeste noe annet.

## 7 DISKUSJON OG KONKLUSJON

### 7.2 Diskusjon

Den studerte mafiske linsa med omgivende metasedimenter (granat-glimmerskifer og marmor) ligger innen Tromsødekket, og er blottlagt i ei veiskjæring i nærheten av universitetsområdet (UiT). Tromsødekket utgjør den øverste delen av øverste allokton i de Skandinaviske kaledonidene og består av en sekvens av polymetamorfe høy-grads metasedimenter, som granat-glimmerskifer, marmor og kalk-silikat bergart. Kropper av mafiske (eklogitt og granat-amfibolitt), og ultramafiske bergarter forekommer ofte (Krogh et al., 1990; Ravna og Roux, 2006; Ravna et al., 2006). De to største kroppene av eklogitt er på Tromsdalstind, som ligger øst for Tromsø by, og på Snyfjellet ovenfor Tønsvika. I tillegg finnes mange mindre eklogittkropper/-linser i Tromsøområdet. Disse er som regel mer retrogradert enn Tromsdalstind og Tønsvik eklogittene.

Tromsødekket ligger over Nakkedal dekkekompleks som utgjør den undre delen av øverste allokton. De er tektonisk separert av en stor skyveforkastning. Øverst i Nakkedal dekkekompleks ligger Skattøra migmatittkompleks som ligger rett under den studerte veiskjæringa.

De mafiske bergartene er formet som en linse som ligger inni metasedimenter. Det er grunn til å tro at det tidligere har vært én gang/sill og at den under deformasjon har blitt til linsar.

Den mafiske linsa har en tilnærmet udeformert kjerne bestående hovedsakelig av granat, klinopyroksen og plagioklas, og graden av deformasjon og hydrering tiltar mot marginene mot de omgivende sterkt folierte metapelittene, med økende mengde hornblende på bekostning av granat og klinopyroksen.

En foldet felsisk gang skjærer gjennom den mafiske linsa. Det antas at gangen er dannet ved oppsmelting av de omgivende metapelittene. Zirkoner og titanitter fra gangen ble datert. To ulike diskordiakurver basert på zirkoner gir øvre skjæringspunkt med konkordia med proterozoiske aldre på henholdsvis  $1105,0 \pm 8,6$  (Grenvillisk/Svekonorvegisk alder) og  $1513,6 \pm 3,1$  Ma. Disse er antatt å representere provenansalder for metasedimentene.

De nedre skjæringspunktene for de to diskordiakurvene definerer aldre på henholdsvis  $495 \pm 2$  Ma og  $485 \pm 8$  Ma, noe som indikerer nyvekst av zirkon ved ca. 493 Ma. Denne alderen kan korreleres med den antatte intrusjonsalderen ( $493 \pm 5/-2$  Ma) for Tromsdalstindeklogitten, som er oppnådd på zirkoner fra et høytrykks-metamorft trondhjemmittisk lag (ortogneis) i eklogitten på Tromsdalstind (Corfu et al., 2003). En mulig tolkning er at metasedimentene har blitt termalt påvirket på dette tidspunktet under intrusjon av den magmatiske gangen/sillen som var protolitten til den mafiske linsa.

Tidspunktet for partiell oppsmelting av metapelittene er usikker. De petrografiske (ingen tegn på høytrykks-metamorfose) og feltmessige relasjonene (foldning) tyder på at den felsiske gangen sannsynligvis intruderte etter eklogittfacies metamorfosen, men før amfibolittfacies metamorfosen. Corfu et al. (2003) har datert zirkoner fra en eklogitt i Tønsvika til  $452,1 \pm 1,7$  Ma, som er tolket å representere tidspunktet for eklogittfacies metamorfosen. Dersom dette er korrekt så må den felsiske gangen være yngre enn dette. En konkordant zirkonalder på  $460 \pm 1,6$  Ma fra den felsiske gangen kan derfor være meningsløs. Imidlertid overlapper zirkonalderen på  $452,1 \pm 1,7$  Ma (Corfu et al., 2003) med titanittaldre fra ulike bergarter i Tromsødekket (Corfu et al., 2003 og kapittel 6) og kan derfor representere en nyvekst av zirkon ved tilførsel av H<sub>2</sub>O- og K-rike fluider i eklogitten fra Tønsvika. En alternativ tolkning for eklogittfacies metamorfosen er at den er eldre og at alderen på  $460 \pm 1,6$  Ma er intrusjonsalder for den felsiske gangen. Da må også eklogittfacies metamorfosen være eldre enn 460 Ma.

Indikasjoner på eklogittfacies i de studerte bergartene er ikke mange. Det eneste sikre tegnet på at det har vært eklogittfacies er de polygonale aggregatene av diopsid + plagioklas ± hornblende (Figur 3.9) som tolkes som rekrystalliserte symplektitter etter omfasitt, noe som tyder på at omfasitt var til stede på et tidlig tidspunkt. En annen indikasjon er at det er stedvis høyere Si-innhold midtveis fra kjerne og rand av større phengittkorn i granat-glimmerskifer, dette kan være små rester etter eklogittfacies phengitt. Det er ikke funnet rester etter eklogittfacies granater i noen av prøvene, men lokal opptreden av klinozoisitt med kvatsormer kan være sekundært dannet etter slike. Granatene i den mafiske linsa har lav Mg#, og plotter sammen med typiske amfibolittfacies granater fra andre lokaliteter innen Tromsødekket, og er distinkt forskjellig fra typiske eklogittfacies granater (Figur 3.11).

Den felsiske gangen viser ingen tegn til tidligere høytrykks-metamorfose, og foldningen er mest sannsynlig relatert til deformasjonen under amfibolittfacies metamorfosen. Titanittalderen på  $447,7 \pm 0,5$  Ma tolkes derfor til å representere tidspunktet for amfibolittfacies metamorfosen.

P-T estimatene viser at både amfibolittfacies metamorfosen og den partielle oppsmeltingen i den mafiske linsa er dannet under samme P-T forhold på  $1,15 \pm 0,11$  GPa og  $690 \pm 40$  °C.

Metapelittene som ligger utenfor randen av linsa (A12) gir et identisk P-T estimat på  $1,15 \pm 0,15$  GPa ved  $710 \pm 30$  °C, mens P-T estimatet for metapelittene som ligger på østsiden av veien gir en distinkt lavere temperatur på  $610 \pm 30$  °C ved samme trykk ( $1,1 \pm 0,15$  GPa). Dette kan tolkes som at den kjemiske ekvibreringen her fortsatte med synkende temperatur etter at de kjemiske systemene hadde "frosset" i de andre bergartene. En annen mulig tolkning kunne vært at det går en større tektonisk grense mellom bergartene på henholdsvis vest- og østsiden av veien, men utifra observasjoner i felt ser man de samme bergartene på begge sidene av veien.

Granatene i de mafiske bergartene viser sonering med økende Mg# og  $X_{Mg} * X_{Ca}^2$  (spesielt figur 3.17) fra kjerne til rand som indikerer vekst under økende temperatur og trykk (prograd vekstsonering). En prograd vekstsonering indikerer at temperaturen må ha vært lavere enn estimatene i denne oppgaven på det tidspunkt granatene begynte å vokse.

Granatene i metapelittene viser en generelt svak synkende Mg# og  $X_{Mg} X_{Ca}^2$  fra kjerne til rand (Figur 3.30 og 3.31). Disse granatene kan ha vært homogenisert og deretter modifisert ved diffusjonsonering (Spear, 1993).

MacKenzie et al. (2006) har foreslått en tektonisk modell som viser at i eklogittfacies bergarter i Tromsødekket er det topp-mot-SV "sense of shear", mens det i amfibolittfacies bergarter er topp-mot-SSØ "sense of shear" (MacKenzie et al., 2006). I den sentrale delen av den mafiske linsa er det også målt topp-mot-SV "sense of shear" (MacKenzie, unpubl.), dette betyr at den har bevart en tidlig del av deformasjon som er relatert til eklogittfacies. Selv om det ikke forekommer eklogittfacies bergarter i linsa så er dette enda en indikasjon på at det sannsynligvis har vært det tidligere. I marginene av linsa er det målt topp-mot-SSØ "sense of shear" (MacKenzie, unpubl.), noe som indikerer en motsatt transportretning under amfibolittfacies forhold.

Hovedkonklusjonen til MacKenzie et al. (2006) er at de eklogittførende bergartene (Tromsødekket) har blitt subduert og hevet langs den samme større skjærsonen. Dette er

basert på at eklogittfacies metamorfosen er karakterisert med en skjær-sense retning, mens amfibolittfacies strukturene har den samme orientering, men i store trekk motsatt skjær-sense. Eklogittene viser bare penetrativ deformasjon under UHP/HP forhold. Under lavere trykk viser høytrykks-deformasjonsstrukturer og mikrostrukturer en statisk overpreging (som for eksempel partiell oppsmelting og symplektitt dannelse). Deformasjonen under disse forholdene var mest sannsynlig lokalisert i metasedimentære enheter og amfibolitter (MacKenzie et al., 2006).

### **7.3 Konklusjon**

1. Proterozoiske aldre på henholdsvis  $1105,0 \pm 8,6$  (Grenvillisk/Svekonorvegisk alder) og  $1513,6 \pm 3,1$  Ma er antatt å representere provenansalder for metasedimentene.
2. Metasedimentene kan ha blitt termalt påvirket samtidig som intrusjon av den magmatiske gangen/sillen rundt 493 Ma.
3. Avsetningsalderen på sedimentene må da være i tidsrommet mellom ca. 1000-500 Ma.
4. De mafiske bergartene har sannsynligvis vært eklogitter. Indikasjoner som rekrystalliserte symplektitter og stedvis høyt Si-innhold i phengitt tyder på dette. I tillegg kan man trekke en del relasjoner mellom dette arbeidet og arbeider gjort på eklogitter i Tromsødekket.
5. Det antas at den felsiske gangen er dannet ved oppsmelting av de omliggende metapelittene. Gangen kan ha blitt inturdert under amfibolittfacies metamorfosen eller muligens rundt 460 Ma.
6. Granatene i de mafiske bergartene har en prograd vekstsonering og har vokst under økende trykk og temperatur.
7. P-T estimatene viser at både amfibolittfacies metamorfosen og den partielle oppsmeltingen i den mafiske linsa er dannet under samme P-T forhold på  $1,15 \pm 0,11$  GPa og  $690 \pm 40$  °C.
8. Metapelittene viser P-T estimat på  $1,15 \pm 0,15$  GPa ved  $710 \pm 30$  °C (A12) og  $610 \pm 30$  °C ved samme trykk ( $1,1 \pm 0,15$  GPa)(B1). Dette kan tolkes som at den kjemiske ekvilibreringen i B1 fortsatte med synkende temperatur etter at de kjemiske systemene hadde "frosset" i de andre bergartene.
9. Titanittalderen på  $447,7 \pm 0,5$  Ma tolkes til å representere tidspunktet for amfibolittfacies metamorfosen.

---

**REFERANSER**

- Andréasson, P. G., Gee, D. G. & Sukotji, S., 1985. Seve eclogites in the Norrbotten Caledonides, Sweden. I: D. G. Gee & B. A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*. Wiley & Sons, Chichester.
- Andréasson, P. G., 1994. The Baltoscandian Margin in Neoproterozoic - early Palaeozoic times. Some constraints on terrane derivation and accretion in the Arctic Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*. 231, 1-32.
- Andréasson, P. G., Svenningsen, O. M. & Albrecht, L., 1998. Dawn of Phanerozoic orogeny in the North Atlantic tract; Evidence from the Seve-Kalak Superterrane, Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*. 120, 159-172.
- Andresen, A., Fareth, E., Bergh, S., Kristensen, S. E. & Krogh, E. J., 1985. Review of Caledonian lithotectonic units in Troms, north Norway. I: D. G. Gee & B. A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*. Wiley & Sons, Chichester, 569-578.
- Bergh, S. & Andresen, A., 1985. Tectonometamorphic Evolution of the Allochthonous Caledonian Rocks between Malangen and Balsfjord, Troms, North Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*. 401, 1-34.
- Bingen, B., Davis, W. J. & Austrheim, H., 2001b. Zircon U-Pb geochronology in the Bergen Arc eclogites and their Proterozoic protoliths, and implications for the pre-Scandian evolution of the Caledonides in western Norway. *Geological Society of America Bulletin*. 113, 640-649.
- Bingen, B., Austrheim, H., Whitehouse, M. J. & Davis, W. J., 2004. Trace element signature and U-Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W Norway. *Contrib Mineral Petrol*. 147, 671-683.
- Bjørlykke, A. & Olaussen, S., 1981. Silurian sediments, volcanics and mineral deposits in the Sagelvvatn area, Troms, Northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse*. 365, 39-54.
- Broks, T. M., 1985. Berggrunnsgeologiske undersøkelser innen Tromsø dekkekompleks i området Tromsdalen-Ramfjord-Breivikeidet, Troms. Unpubl. Cand. scient. oppgave, Universitetet i Tromsø, 104 s.
- Brueckner, H. K., van Roermund, H. L. M. & Pearson, N. J., 2004. An Archean (?) to Paleozoic Evolution for a Garnet Peridotite Lens with Sub-Baltic Shield Affinity within the Seve Nappe Complex of Jämtland, Sweden, Central Scandinavian Caledonides. *Journal of Petrology*. 45, 415-437.
- Carswell, D. A. & Harley, S. L., 1990. Mineral barometry and thermometry. I: D. A. Carswell (Editor), *Eclogite Facies Rocks*. Blackie, 83-110.
- Carswell, D. A. & Zhang, R. Y., 1999. Petrographic characteristics and metamorphic evolution of ultrahigh-pressure eclogites in plate-collision belts. *International Geological Review*. 41, 781-798.
- Corfu, F., Ravna, E. J. K. & Kullerud, K., 2003. A Late Ordovician U-Pb age for the Tromsø Nappe eclogites, Uppermost Allochthon of the Scandinavian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 145, 502-513.
- Corfu, F., Torsvik, T. H., Andersen, T. B., Ashwal, L. D., Ramsay, D. M. & Roberts, R. J., 2006. Early Silurian mafic-ultramafic and granitic plutonism in contemporaneous flysch, Magerøy, northern Norway: U-Pb ages and regional significance. *Journal of the Geological Society*. 163, 291-301.

- Corfu, F., 2007. The origin and evolution of the Finnmarkian Caledonides: new perspectives from U-Pb geochronology. NGF Abstracts and Proceedings. no. 1, 16-17.
- Corfu, F., Roberts, R. J., Torsvik, T. H., Ashwal, L. D. & Ramsay, D. M., i trykk. Peri-Gondwanan elements in the Caledonian Nappes of Finnmark, northern Norway: Implications for the paleogeographic framework of the Scandinavian Caledonides.
- Dallmeyer, R. D. & Gee, D. G., 1986.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age record of early Caledonian tectonothermal activity in the Baltoscandian miogeocline: Implications for a polyphase Caledonian orogenic evolution. *Geological Society of America Bulletin*. 87, 26-34.
- Dallmeyer, R. D. & Andresen, A., 1992. Polyphase tectonothermal evolution of exotic Caledonian nappes in Troms, Norway: Evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral ages. *Lithos*. 29, 19-42.
- Eide, E. A. & Lardeaux, J.-M., 2002. A relict blueschist in meta-ophiolite from the central Norwegian Caledonides - discovery and consequences. *Lithos*. 60, 1-19.
- Ellingsen, E., 1997. Metamorfose av ultramafiske bergarter i Tromsdalstindsekvensen, Tromsø dekkekompleks. Unpubl. Cand. scient. oppgave, Universitetet i Tromsø, 107 s.
- Endell, K., 1913. Ueber Granatamphibolite und Eklogite von Tromsø und von Tromsdalstind. *Centralblatt für Mineralogie, Geologie and Paleontologie*. 5, 29-133.
- Ferry, J. M. & Spear, F. S., 1978. Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg Between Biotite and Garnet. *Contrib Mineral Petrol*. 66, 113-117.
- Føyn, S., 1967. Dividal-gruppen ("Hyolithus-sonen") i Finnmark og dens forhold til de eokambrisk-kambriske formasjoner. *Norges geologiske undersøkelse*. 249, 1-84.
- Føyn, S., 1985. The Late Precambrian in northern Scandinavia. I: D. G. Gee & B. A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*. Wiley & Son, Chichester, 233-245.
- Green, T. H., 1982. Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. I: Thorpe (1982). s. 465-87.
- Holland, T. & Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioklas thermometry. *Contrib Mineral Petrol*. 116, 433-447.
- Holland, T. J. B. & Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*. 16, 309-343.
- Kaneko, Y. & Miyano, T., 2004. Recalibration of mutually consistent garnet-biotite and garnet-cordierite geothermometers. *Lithos*. 73, 255-269.
- Kirkland, C. L., Daly, J. S. & Whitehouse, M. J., 2005. Early Silurian magmatism and the Scandian evolution of the Kalak Nappe Complex, Finnmark, Arctic Norway. *Journal of the Geological Society*. 162, 985-1003.
- Kirkland, C. L., Daly, J. S. & Whitehouse, M. J., 2006. Granitic magmatism of Grenvillian and late Neoproterozoic age in Finnmark, Arctic Norway - Constraining pre-Scandian deformation in the Kalak Nappe Complex. *Precambrian Research*. 145, 24-52.
- Kleemann, U. & Reinhardt, J., 1994. Garnet-biotite thermometry revisited: The effect of Al and Ti in biotite. *Eur. J. Mineral*. 6, 925-941.
- Kohn, M. J. & Spear, F. S., 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *American Mineralogist*. 75, 89-96.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 68, 277-279.
- Kristensen, S. E., 1983. Struktureologiske og petrologiske undersøkelser av de øverste tektonostratigrafiske enheter på Malangshalvøya, Troms. Unpubl. Cand. real. oppgave, Universitetet i Tromsø, 270 s.
- Krogh, E. J., Andresen, A., Bryhni, I., Broks, T. M. & Kristensen, S. E., 1990. Eclogites and polyphase P-T cycling in the Caledonian Uppermost Allochthon in Troms, northern Norway. *Journal of Metamorphic Geology*. 8, 289-309.



- Krogh, E. J. & Carswell, D. A., 1995. HP and UHP eclogites and garnet peridotites in the Scandinavian Caledonides. I: R. G. Coleman & X. Wang (Editors), *Ultrahigh Pressure Metamorphism*. Cambridge University press, 244-298.
- Kullerud, K., Stephens, M. B. & Zachrisson, E., 1990. Pillow lavas as protholits for eclogites: evidence from a late Precambrian-Cambrian continental margin, Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. *Contrib Mineral Petrol.* 105, 1-10.
- Landmark, K., 1973. Beskrivelse til de geologiske kart "Tromsø" og "Målselv". II. Kaledonske bergarter. *Tromsø Museum Skrifter.* 15, 1-263.
- Lang, H. M. & Gilotti, J. A., 2007. Partial melting of metapelites at ultrahigh-pressure conditions, Greenland Caledonides. *Journal of Metamorphic Geology.* 25, 129-147.
- Leake, B. E. et al., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist.* 35, 219-246.
- Lindahl, I., Stevens, B. P. J. & Zwaan, K. B., 2005. The geology of the Váddås area, Troms. a key to our understanding of the Upper Allochthon in the Caledonides of northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin.* 445, 5-43.
- Lindstrøm, M. & Andresen, A., 1992. Early Caledonian high-grade metamorphism within exotic terranes of the Troms Caledonides? *Norsk Geologisk Tidsskrift.* 72(4), 375-379.
- Ludwig, K. R., 1999. Isoplot/Ex version 2.03. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication 1, 1-43.
- MacKenzie, J. R., Stünitz, H., Heilbronner, R., Ravna, E. J. K., Kullerud, K. & Bergh, S., 2006. Continuous shear over a broad P-T range - the fall and rise of eclogites in the Tromsø Nappe of the Arctic Caledonides, Norway. Poster presentert ved EGU, Wien.
- Morimoto, N. et al., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist.* 73, 1123-1133.
- Mørk, M. B. E., Kullerud, K. & Stabel, A., 1988. Sm-Nd dating of Seve eclogites, Norrbotten, Sweden - Evidence for early Caledonian (505 Ma) subduction. *Contrib Mineral Petrol.* 99, 344-351.
- Neumann, E.-R., 1976. Two refinements for the calculation of structural formulae for pyroxenes and amphiboles. *Nor. Geol. Tidsskr.* 56, 1-6.
- Oliver, G. J. H. & Krogh, T., 1995. U-Pb zircon age of 469 +/- 5 Ma for the Kjosen unit of the Lyngen magmatic complex, northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin.* 428, 27-33.
- Perchuk, A. L., Burchard, M., Maresch, W. V. & Schertl, H.-P., 2005. Fluid-mediated modification of garnet interiors under ultrahigh-pressure conditions. *Terra Nova.* 17, 545-553.
- Perchuk, L. L. & Laverant'eva, I. V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. I: S. K. Saxena (Editor), *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*. Springer-Verlag, Berlin, 199-239.
- Perchuk, L. L. et al., 1985. Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *Journal of Metamorphic Geology.* 3, 265-310.
- Petersen, K., 1878. Det nordlige Sveriges og Norges geologi. *Archiv for Matematiske Naturvidenskaber.* 3(1-38).
- Powell, R. & Holland, T. J. B., 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology.* 6, 173-204.
- Prinz, M., Harlow, G. & Peters, J. (Editors), 1977. *Simon & Schuster's guide to rocks and minerals*. Guide Nature Series. Simon & Schuster Inc., New York.

- Ravna, E. J. K., 2000a. Distribution of Fe<sup>2+</sup> and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer. *Lithos*. 53, 265-277.
- Ravna, E. J. K., 2000b. The garnet-clinopyroxene Fe<sup>2+</sup> -Mg geothermometer: an updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology*. 18, 211-219.
- Ravna, E. J. K. & Paquin, J., 2003. Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites. *EMU Notes in Mineralogy*. 5, 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, 579-592.
- Ravna, E. J. K., Kullerud, K. & Ellingsen, E., 2006. Prograde garnet-bearing ultramafic rocks from the Tromsø Nappe, northern Scandinavian Caledonides. *Lithos*. 92, 336-356.
- Ravna, E. J. K. & Roux, M. R. M., 2006. Metamorphic evolution of the Tonsvika eclogite, Tromsø Nappe - Evidence for a new UHPM Province in the Scandinavian Caledonides. *International geology review*. 48(10), 861-881.
- Ravna, E. J. K., MacKenzie, J. R., Kullerud, K., Stunitz, H., Bergh, S. & Heilbronner, R., 2007. Prograde and retrograde evolution of ultrahigh-pressure rocks in the Tromsø Nappe - continuous shear over a broad P-T range? Poster presentert ved Vinterkonferansen i Stavanger, NGF.
- Roberts, D. & Gee, D. G., 1985. An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides I: D. G. Gee & B. A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*. Wiley & Sons, Chichester, 55-68.
- Roberts, D., 2003. The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*. 365, 283-299.
- Roberts, R. J., Corfu, F., Torsvik, T. H., Ashwal, L. D. & Ramsay, D. M., 2006. Short-lived mafic magmatism at 560-570 Ma in the northern Norwegian Caledonides: U-Pb zircon ages from the Seiland Igneous Province. *Geological Magazine*. 143(6), 887-903.
- Roux, M. R. M., 2002. Retrograd utvikling av Tønsvika eklogitten, Tromsø dekkekompleks. Unpubl. Cand. scient. oppgave, Universitetet i Tromsø, 152 s.
- Schumacher, J. C., 1991. Compositions and phase relations of calcic amphiboles in epidote- and clinopyroxene-bearing rocks of the amphibolite and lower granulite facies, central Massachusetts, USA. *Contrib Mineral Petrol*. 108, 196-211.
- Selbekk, R. S., Furnes, H., Pedersen, R. B. & Skjerlie, K. P., 1998. Contrasting tonalite genesis in the Lyngen magmatic complex, north Norwegian Caledonides. *Lithos*. 42, 243-268.
- Selbekk, R. S., Skjerlie, K. P. & Pedersen, R. B., 2000. Generation of anorthositic magma by H<sub>2</sub>O-fluxed anatexis of silica-undersaturated gabbro: an example from the north Norwegian Caledonides. *Geological Magazine*. 137(6), 609-621.
- Siedlecka, A., Roberts, D., Nystuen, J. P. & Olovyanishnikov, V. G., 2004. Northern and northwestern margins of Baltica in Neoproterozoic time: evidence from Timanian and Caledonian Orogens. I: D. G. Gee & V. Pease (Editors), *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. Geological Society, London, 169-190.
- Spear, F. S., 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, Monograph, 799.
- Stephens, M. B. & Gee, D. G., 1985. A tectonic model for the evolution of the eugeoclinal terranes in the central Scandinavian Caledonides. I: D. G. Gee & B. A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*. Wiley & Sons, Chichester, 953-978.
- Stephens, M. B., Gustavson, M., Ramberg, I. B. & Zachrisson, E., 1985. The Caledonides of central-north Scandinavian - a tectonostratigraphic overview. I: D. G. Gee & B. A.

- Sturt (Editors), The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas. Wiley & Sons, Chichester, 135-162.
- Stephens, M. B., 1988. The Scandinavian Caledonides; a complexity of collisions. *Geology Today*, 20-26.
- Stevenson, J. A., 2006. Partial melting of eclogite, Tromsø, Norway. Ph.D., Yale University, 323 s.
- van Roermund, H. L. M. & Bakker, E., 1984. Structure and metamorphism of the Tången-Inviken area, Seve Nappes, Central Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*. 105, 301-319.
- van Roermund, H. L. M., 1985. Eclogites of the Seve Nappe, central Scandinavian Caledonides. I: D. G. Gee & B. A. Sturt (Editors), *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*. Wiley & Sons, Chichester.
- van Roermund, H. L. M., 1989. High-pressure ultramafic rocks from the allochthonous nappes of the Swedish Caledonides. I: R. A. Grayer (Editor), *The Caledonide Geology of Scandinavia*. Graham & Trotman, Norwell, Mass., 205-219.
- Yardley, B. W. D., 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman Earth Science Series. Longman Scientific & Technical.
- Zwaan, K. B., Fareth, E. & Grogan, P. W., 1998. Geologisk kart over Norge, berggrunnskart TROMSØ, M 1:250.000. Norges geologiske undersøkelse.
- Zwaan, K. B., 2001. Berggrunnskart Tromsø 1534 III, M 1:50.000. Norges geologiske undersøkelse.



# APPENDIKS

Tabell 1a. Mineral kjemiske analyser granat; strukturformel er basert på 5 kationer og 8 oksygen.  
i = inneslutning, m = matriks, k = kjerne og r = rand

Prøve Analyse nr.	A2				A3					
	#1 k	#2 r	#3 r	#4 k	#5 r	#18 k	#22 r	#30 k	#35 r	#36 r
SiO <sub>2</sub>	37,92	37,90	37,63	37,75	37,44	37,28	37,86	38,18	38,40	38,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,37	21,43	20,98	21,21	21,32	21,13	21,16	21,15	21,27	21,23
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,04	0,06	0,09	0,03	0,13	0,05	0,08	0,01	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,02	0,06	0,01	0,01	0,11	0,05	0,02	0,02
FeO	21,88	20,68	20,87	22,58	22,91	24,29	23,74	24,33	22,87	23,45
MnO	3,71	3,77	3,69	3,63	3,87	1,35	1,50	1,35	1,27	1,10
MgO	2,38	1,97	2,02	2,54	2,59	2,51	2,22	2,46	2,48	2,72
CaO	13,25	14,62	14,41	12,55	11,84	12,71	14,01	13,23	14,80	14,06
Total	100,54	100,42	99,69	100,40	100,00	99,41	100,64	100,83	101,12	100,71

## Normaliserte Kationer

Si	2,96	2,96	2,97	2,96	2,95	2,95	2,96	2,98	2,97	2,96
Al(IV)	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,02	0,03	0,04
Al(VI)	1,93	1,94	1,92	1,92	1,93	1,92	1,91	1,92	1,92	1,91
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe**	1,43	1,35	1,37	1,48	1,51	1,61	1,55	1,59	1,48	1,52
Mn	0,25	0,25	0,25	0,24	0,26	0,09	0,10	0,09	0,08	0,07
Mg	0,28	0,23	0,24	0,30	0,31	0,30	0,26	0,29	0,29	0,32
Ca	1,11	1,23	1,22	1,05	1,00	1,08	1,17	1,11	1,23	1,17
Kationer	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
10*XMgXCa <sup>2</sup>	0,12	0,13	0,13	0,12	0,11	0,12	0,13	0,13	0,16	0,16
Mg/(Mg+Fe)	0,17	0,15	0,15	0,17	0,17	0,16	0,15	0,16	0,17	0,18
X(Fe)	0,46	0,44	0,44	0,47	0,48	0,52	0,49	0,51	0,47	0,48
X(Mn)	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
X(Mg)	0,09	0,08	0,08	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,10	0,11
X(Ca)	0,37	0,41	0,40	0,35	0,33	0,36	0,39	0,37	0,41	0,39

Tabell 1b. Mineralkjemiske analyser granat; strukturformel (forts.)

Prøve Analyse nr.	A5						A9						B1		
	#7 r	#8 r	#9 r	#10 k	#11 k	#12 k	#13 k	#7 r	#11 r	#16 r	#20 r	#21 r	#1 k	#2 k	
SiO <sub>2</sub>	37,81	37,65	37,95	37,97	37,60	37,00	37,24	38,45	38,64	38,07	37,52	37,98	37,48	38,09	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,23	21,24	21,22	21,18	21,32	21,07	21,05	20,99	21,02	20,91	20,93	21,01	21,37	21,25	
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,04	0,06	0,03	0,04	0,12	0,12	0,08	0,02	0,06	0,04	0,03	0,01	0,01	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,05	0,05	0,07	0,03	0,04	0,04	0,06	0,05	0,05	0,02	0,13	0,00	0,00	
FeO	22,46	22,10	22,12	22,57	23,40	23,55	23,61	25,09	24,53	23,62	23,85	22,60	32,46	32,16	
MnO	2,53	2,16	2,36	2,33	2,71	3,01	3,01	0,82	0,95	1,14	1,03	1,19	0,80	0,75	
MgO	2,87	3,01	3,07	3,08	2,73	2,59	2,66	2,43	2,40	2,05	2,40	2,13	4,59	4,10	
CaO	13,52	13,26	13,71	13,33	12,33	11,58	11,88	13,48	13,31	14,78	13,89	15,05	3,69	4,29	
Total	100,51	99,51	100,52	100,55	100,15	98,96	99,60	101,40	100,92	100,68	99,68	100,13	100,41	100,65	

Normaliserte kationer

Si	2,95	2,96	2,95	2,96	2,95	2,95	2,94	2,98	3,01	2,97	2,96	2,98	2,96	3,00
Al(IV)	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,06	0,02	0,00	0,03	0,04	0,02	0,04	0,00
Al(VI)	1,899	1,927	1,898	1,900	1,923	1,923	1,906	1,91	1,93	1,90	1,90	1,92	1,95	1,98
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	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	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe**	1,46	1,45	1,44	1,47	1,53	1,57	1,56	1,63	1,60	1,54	1,57	1,48	2,14	2,12
Mn	0,17	0,14	0,16	0,15	0,18	0,20	0,20	0,05	0,06	0,08	0,07	0,08	0,05	0,05
Mg	0,34	0,36	0,36	0,36	0,32	0,31	0,32	0,28	0,28	0,24	0,28	0,25	0,54	0,49
Ca	1,13	1,12	1,14	1,11	1,04	0,99	1,01	1,12	1,11	1,24	1,17	1,26	0,31	0,36
Kationer	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
10*XMgXCa <sup>2</sup>	0,15	0,16	0,17	0,16	0,12	0,11	0,11	0,13	0,13	0,13	0,14	0,15	0,02	0,02
Mg/(Mg+Fe)	0,19	0,20	0,21	0,20	0,18	0,17	0,17	0,15	0,15	0,14	0,16	0,15	0,20	0,19
X(Fe)	0,46	0,47	0,45	0,46	0,49	0,51	0,50	0,52	0,51	0,48	0,50	0,47	0,70	0,70
X(Mn)	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07	0,07	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
X(Mg)	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,10	0,10	0,09	0,09	0,08	0,09	0,08	0,18	0,16
X(Ca)	0,37	0,37	0,38	0,37	0,34	0,33	0,33	0,37	0,37	0,41	0,39	0,42	0,10	0,12

Tabell 2a. Mineralkjemiske analyser granat; soneringsprofil av A3

Prøve	A3													
	r mot ttn													
Analysenr.	#1	#2	#3	#4	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#14	
SiO <sub>2</sub>	38,43	38,08	37,62	37,97	37,61	37,67	37,44	37,94	38,03	37,86	40,32	39,96	37,53	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,38	21,19	21,35	21,56	21,43	21,35	21,39	21,19	21,26	21,09	22,26	21,93	21,08	
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,08	0,07	0,04	0,08	0,05	0,09	0,07	0,09	0,11	0,07	0,05	0,10	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,02	0,05	0,03	0,02	0,00	0,05	0,02	0,00	0,06	0,14	0,13	0,02	
FeO	24,05	23,77	24,95	24,90	25,69	25,98	26,56	26,29	25,75	25,98	24,46	25,39	26,03	
MnO	1,00	0,93	1,37	1,42	1,07	1,08	1,10	1,25	1,17	1,19	1,15	1,26	1,20	
MgO	3,29	3,11	2,81	2,86	3,29	3,11	3,22	3,06	2,92	2,94	3,03	3,17	2,89	
CaO	12,72	13,10	12,13	12,40	11,24	11,17	10,56	10,42	11,40	10,97	12,00	11,28	11,01	
Total	101,02	100,28	100,34	101,18	100,43	100,40	100,42	100,23	100,62	100,18	103,43	103,17	99,85	
<b>Normaliserte kationer</b>														
Si	2,98	2,97	2,95	2,95	2,94	2,95	2,94	2,98	2,98	2,98	3,06	3,04	2,96	
Al(IV)	0,02	0,03	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,04	
Al(VI)	1,93	1,92	1,92	1,92	1,92	1,92	1,91	1,95	1,94	1,93	1,99	1,97	1,92	
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	
Fe**	1,56	1,55	1,63	1,62	1,68	1,70	1,74	1,73	1,68	1,71	1,55	1,62	1,72	
Mn	0,07	0,06	0,09	0,09	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	
Mg	0,38	0,36	0,33	0,33	0,39	0,37	0,38	0,36	0,34	0,35	0,34	0,36	0,34	
Ca	1,06	1,10	1,02	1,03	0,94	0,94	0,89	0,88	0,96	0,92	0,97	0,92	0,93	
Kationer	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
10*XMgXCa <sup>2</sup>	0,16	0,16	0,12	0,13	0,12	0,12	0,11	0,10	0,11	0,11	0,13	0,12	0,11	
Mg/(Mg+Fe)	0,20	0,20	0,17	0,17	0,19	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,18	0,18	0,17	
X(Fe)	0,50	0,50	0,53	0,52	0,54	0,55	0,56	0,56	0,54	0,55	0,53	0,54	0,55	
X(Mn)	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	
X(Mg)	0,13	0,12	0,11	0,11	0,13	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,12	0,12	0,11	
X(Ca)	0,35	0,36	0,34	0,34	0,31	0,31	0,29	0,29	0,32	0,31	0,33	0,31	0,31	

Tabell 2b. Mineralkjemiske analyser granat; soneringsprofil av A3 forts.  
A3

Prøve	A3														k mot hbl	
	#15	#16	#17	#18	#19	#20	#21	#22	#26	#27	#28	#29	#30			
Analysenr.																
SiO <sub>2</sub>	37,60	38,03	37,40	37,78	35,87	38,19	37,45	37,97	37,30	37,91	33,87	37,78	37,74			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,17	21,18	20,77	20,95	19,85	21,01	20,73	20,81	20,82	20,85	18,26	21,18	21,19			
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,12	0,12	0,17	0,12	0,19	0,20	0,09	0,15	0,19	0,20	0,05	0,05			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,05	0,11	0,00	0,04	0,04	0,00	0,21	0,04	0,02	0,06	0,03	0,08			
FeO	25,86	25,69	24,98	25,61	24,64	25,10	25,02	25,53	24,95	24,99	24,57	25,08	24,97			
MnO	1,42	1,24	1,25	1,14	1,30	1,17	1,34	1,28	1,35	1,35	1,32	1,40	1,25			
MgO	2,89	2,81	2,50	2,85	2,22	2,41	2,43	2,68	2,42	2,44	1,91	2,45	2,29			
CaO	11,34	11,57	12,54	11,93	12,48	12,70	12,75	12,11	12,73	12,70	11,96	12,34	12,81			
Total	100,46	100,71	99,66	100,42	96,50	100,82	99,90	100,68	99,74	100,45	92,14	100,31	100,37			
<b>Normaliserte kationer</b>																
Si	2,95	2,97	2,96	2,96	2,93	2,99	2,96	2,97	2,95	2,98	2,92	2,97	2,96			
Al(IV)	0,05	0,03	0,04	0,04	0,07	0,01	0,04	0,03	0,05	0,02	0,08	0,03	0,04			
Al(VI)	1,91	1,93	1,89	1,90	1,85	1,92	1,88	1,90	1,89	1,90	1,77	1,93	1,92			
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00			
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Fe**	1,70	1,68	1,65	1,68	1,68	1,64	1,65	1,67	1,65	1,64	1,77	1,65	1,64			
Mn	0,09	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09	0,08			
Mg	0,34	0,33	0,30	0,34	0,27	0,28	0,29	0,31	0,29	0,29	0,25	0,29	0,27			
Ca	0,95	0,97	1,06	1,00	1,09	1,06	1,08	1,02	1,08	1,07	1,10	1,04	1,08			
Kationer	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00			
10*XMgXCa <sup>2</sup>	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,11			
Mg/(Mg+Fe)	0,17	0,17	0,16	0,17	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,13	0,15	0,14			
X(Fe)	0,54	0,54	0,52	0,53	0,52	0,53	0,52	0,53	0,52	0,52	0,53	0,53	0,53			
X(Mn)	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03			
X(Mg)	0,11	0,11	0,10	0,11	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09	0,10	0,08	0,10	0,09			
X(Ca)	0,31	0,32	0,35	0,33	0,36	0,35	0,36	0,34	0,36	0,35	0,36	0,34	0,36			



Tabell 3. Mineralkjemiske analyser granat; soneringsprofil av A5

Prøve	A5														r mot bt				
	r mot pl							k											
Analysenr	#52	#53	#54	#55	#56	#58	#59	#61	#64	#65	#66	#67	#68	#69	#70	#71	#72	#73	#74
SiO <sub>2</sub>	37,37	37,78	37,61	37,53	37,64	37,19	37,60	37,77	37,40	37,08	37,38	37,40	37,28	37,10	37,43	37,18	37,74	37,21	37,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,27	21,32	21,20	21,13	21,34	20,91	21,26	20,56	21,25	21,21	21,15	21,11	21,17	21,11	21,21	21,13	21,27	20,98	21,41
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,06	0,05	0,08	0,04	0,65	0,09	0,11	0,10	0,10	0,14	0,10	0,08	0,02	0,08	0,07	0,09	0,05	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,05	0,06	0,04	0,04	0,00	0,05	0,00	0,06	0,06	0,04	0,01	0,08	0,06	0,00	0,03	0,02	0,09	0,04
FeO	22,58	22,62	22,98	23,27	23,96	23,57	24,38	24,08	24,93	25,41	25,43	24,77	24,07	23,04	23,37	23,04	22,61	22,00	24,64
MnO	2,59	2,24	2,58	2,69	2,92	2,62	2,58	2,28	2,05	1,98	2,19	2,44	2,57	2,15	2,24	2,16	2,47	2,43	2,56
MgO	2,79	3,10	2,63	2,69	2,90	2,82	2,94	3,05	3,27	3,31	3,29	2,92	2,74	2,90	2,99	3,04	3,02	2,97	1,88
CaO	13,08	13,24	13,21	12,93	11,59	12,32	11,50	10,69	11,12	10,55	10,67	11,07	12,18	13,08	12,80	12,81	13,39	13,59	12,36
Total	99,77	100,41	100,31	100,37	100,43	100,08	100,40	98,54	100,16	99,70	100,29	99,82	100,17	99,46	100,11	99,46	100,61	99,33	100,19
<b>Normaliserte kationer</b>																			
Si	2,94	2,94	2,95	2,94	2,95	2,93	2,95	3,02	2,93	2,93	2,93	2,95	2,93	2,92	2,93	2,93	2,94	2,93	2,94
Al(IV)	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,07	0,05	0,00	0,07	0,07	0,07	0,05	0,07	0,08	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06
Al(VI)	1,908	1,903	1,902	1,890	1,918	1,865	1,912	1,935	1,900	1,898	1,891	1,915	1,890	1,885	1,890	1,892	1,890	1,881	1,932
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe**	1,48	1,47	1,50	1,52	1,57	1,55	1,60	1,61	1,63	1,68	1,67	1,63	1,58	1,52	1,53	1,52	1,47	1,45	1,62
Mn	0,17	0,15	0,17	0,18	0,19	0,17	0,17	0,15	0,14	0,13	0,15	0,16	0,17	0,14	0,15	0,14	0,16	0,16	0,17
Mg	0,33	0,36	0,31	0,32	0,34	0,33	0,35	0,37	0,38	0,39	0,39	0,35	0,32	0,34	0,35	0,36	0,35	0,35	0,22
Ca	1,10	1,11	1,11	1,09	0,97	1,04	0,97	0,91	0,93	0,89	0,90	0,94	1,03	1,11	1,07	1,08	1,12	1,15	1,04
Kationer	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
10*XMgXCa <sup>2</sup>	0,14	0,16	0,14	0,13	0,12	0,13	0,12	0,11	0,12	0,11	0,11	0,11	0,12	0,15	0,14	0,15	0,16	0,16	0,09
Mg/(Mg+Fe)	0,19	0,20	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,19	0,20	0,19	0,19	0,18	0,18	0,19	0,19	0,20	0,20	0,20	0,12
X(Fe)	0,47	0,47	0,48	0,48	0,50	0,49	0,51	0,52	0,52	0,53	0,53	0,52	0,50	0,48	0,48	0,48	0,46	0,45	0,53
X(Mn)	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06
X(Mg)	0,11	0,12	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,12	0,13	0,13	0,13	0,11	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,07
X(Ca)	0,36	0,36	0,37	0,36	0,32	0,34	0,32	0,31	0,31	0,29	0,30	0,31	0,34	0,36	0,35	0,36	0,37	0,38	0,34

Tabell 4. Mineralkjemiske analyser granat; soneringsprofil av A9  
A9

Prøve	k									
	r mot pl					k				
Analysenr.	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10
SiO <sub>2</sub>	37,80	37,52	37,71	37,57	39,87	37,71	37,67	37,55	37,98	37,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,35	21,07	21,11	20,71	22,17	20,99	20,98	20,71	20,86	20,99
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,05	0,05	0,04	0,12	0,08	0,04	0,04	0,03	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,04	0,02	0,07	0,04	0,03	0,02	0,05	0,03	0,04
FeO	22,40	24,08	24,65	25,39	23,85	24,77	24,95	24,25	24,31	23,68
MnO	0,98	1,04	0,88	0,73	0,60	0,72	0,57	0,72	0,60	0,68
MgO	1,62	2,29	2,60	2,66	3,02	2,71	2,83	2,56	2,48	2,59
CaO	15,96	13,40	12,88	13,10	11,36	13,35	13,09	13,94	13,98	14,08
Total	100,13	99,49	99,89	100,27	101,03	100,36	100,15	99,81	100,28	99,40
<b>Normaliserte kationer</b>										
Si	2,96	2,97	2,97	2,95	3,09	2,95	2,95	2,95	2,97	2,94
Al(IV)	0,04	0,03	0,03	0,05	0,00	0,05	0,05	0,05	0,03	0,06
Al(VI)	1,93	1,93	1,92	1,86	2,02	1,89	1,89	1,88	1,90	1,89
Ti	0,00	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	0,00
Fe**	1,47	1,59	1,62	1,67	1,54	1,62	1,63	1,59	1,59	1,56
Mn	0,07	0,07	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05
Mg	0,19	0,27	0,31	0,31	0,35	0,32	0,33	0,30	0,29	0,31
Ca	1,34	1,13	1,09	1,10	0,94	1,12	1,10	1,18	1,17	1,19
Kationer	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
10*XMgXCa <sup>2</sup>	0,12	0,13	0,13	0,14	0,13	0,14	0,15	0,15	0,15	0,16
Mg/(Mg+Fe)	0,12	0,15	0,16	0,17	0,19	0,17	0,18	0,17	0,16	0,17
X(Fe)	0,47	0,51	0,52	0,52	0,54	0,51	0,51	0,50	0,50	0,49
X(Mn)	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
X(Mg)	0,06	0,09	0,10	0,10	0,12	0,11	0,11	0,10	0,10	0,10
X(Ca)	0,44	0,38	0,36	0,36	0,33	0,37	0,36	0,39	0,39	0,39

Tabell 5a. Mineralkjemiske analyser granat; soneringsprofil av A9

Prøve

A9

Analysenr.	#11	#12	#13	#14	#15	#16	#17	#17	#19	#20	#21	#22	#23	#24	#25	#26	#27	#28	#29
SiO <sub>2</sub>	38,10	38,18	38,03	38,31	37,16	38,11	38,15	38,12	38,12	39,61	38,02	38,09	38,03	37,97	40,41	37,90	37,84	38,09	38,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,00	21,01	21,11	21,45	20,62	21,25	21,46	21,27	21,27	22,06	20,80	21,11	21,12	20,85	22,08	21,12	21,16	21,22	21,15
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,08	0,09	0,13	0,15	0,17	0,29	0,15	0,15	0,24	0,16	0,18	0,08	0,10	0,44	0,17	0,19	0,07	0,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,10	0,04	0,00	0,09	0,02	0,00	0,04	0,04	0,08	0,03	0,01	0,05	0,02	0,00	0,02	0,03	0,04	0,07
FeO	23,46	23,80	25,27	24,57	25,21	25,46	25,23	25,54	25,54	25,23	25,63	25,69	24,81	25,67	25,20	24,88	25,49	24,76	24,71
MnO	1,00	0,56	0,90	1,07	1,13	1,06	0,95	0,98	0,98	0,82	0,94	0,99	0,97	0,93	1,01	0,92	1,05	0,94	1,00
MgO	1,97	2,58	2,61	2,43	2,45	2,64	2,62	2,72	2,72	2,80	2,70	2,68	2,41	2,44	2,45	2,18	2,60	2,24	2,41
CaO	15,15	14,08	12,80	13,07	12,24	12,34	12,86	11,76	11,76	12,37	12,07	12,05	12,85	12,68	13,11	13,51	12,27	13,23	13,22
Total	100,78	100,38	100,85	101,03	99,05	101,05	101,57	100,59	100,59	103,21	100,35	100,79	100,31	100,65	104,69	100,69	100,63	100,58	100,75

Normaliserte kationer

Si	2,97	2,98	2,97	2,98	2,96	2,97	2,96	2,98	2,98	3,02	2,99	2,98	2,98	2,97	3,04	2,97	2,96	2,98	2,97
Al(IV)	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,00	0,03	0,04	0,02	0,03
Al(VI)	1,90	1,92	1,91	1,95	1,89	1,92	1,91	1,95	1,95	1,98	1,91	1,92	1,94	1,90	1,96	1,91	1,91	1,94	1,92
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe**	1,53	1,55	1,65	1,60	1,68	1,66	1,63	1,67	1,67	1,60	1,68	1,68	1,63	1,68	1,58	1,63	1,67	1,62	1,61
Mn	0,07	0,04	0,06	0,07	0,08	0,07	0,06	0,07	0,07	0,05	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07
Mg	0,23	0,30	0,31	0,28	0,29	0,31	0,30	0,32	0,32	0,32	0,32	0,31	0,28	0,29	0,28	0,26	0,31	0,26	0,28
Ca	1,27	1,18	1,07	1,09	1,04	1,03	1,07	0,99	0,99	1,01	1,02	1,01	1,08	1,06	1,06	1,13	1,03	1,11	1,11
Kationer	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
10*XMgXCa <sup>2</sup>	0,13	0,15	0,13	0,12	0,12	0,12	0,13	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13
Mg/(Mg+Fe)	0,14	0,17	0,16	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16	0,15	0,15	0,15	0,14	0,16	0,14	0,15
X(Fe)	0,48	0,50	0,52	0,52	0,53	0,53	0,53	0,54	0,54	0,54	0,54	0,54	0,53	0,53	0,53	0,52	0,54	0,52	0,52
X(Mn)	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
X(Mg)	0,08	0,10	0,10	0,09	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,09	0,10	0,09	0,08	0,10	0,09	0,09
X(Ca)	0,42	0,39	0,35	0,36	0,35	0,34	0,35	0,33	0,33	0,34	0,34	0,33	0,36	0,35	0,35	0,37	0,34	0,37	0,37

Tabell 5b. Mineralkjemiske analyser granat; soneringsprofil av A9 forts.

Preve

A9

Analyse nr.	k											
	#34	#36	#38	#39	#40	#41	#42	#43	#44	#46	#47	#50
SiO <sub>2</sub>	37,83	38,12	37,89	38,22	38,07	37,95	38,17	37,94	37,91	38,26	38,12	38,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,51	21,17	21,09	21,20	21,20	21,12	21,04	21,26	21,16	21,32	21,32	21,25
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,08	0,09	0,11	0,09	0,09	0,10	0,06	0,10	0,13	0,11	0,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,00	0,00	0,03	0,02	0,04	0,07	0,07	0,00	0,03	0,01	0,00
FeO	24,70	24,72	24,97	25,38	25,23	25,68	25,45	25,48	24,86	25,85	25,67	25,61
MnO	0,99	0,96	0,90	1,00	1,01	0,91	0,95	0,91	0,92	0,83	0,80	0,87
MgO	2,17	2,52	2,34	2,62	2,76	2,82	2,72	2,67	2,66	2,87	2,85	2,42
CaO	13,28	12,86	13,00	12,69	12,13	11,89	11,84	12,82	12,83	11,49	12,00	12,52
Total	100,52	100,41	100,28	101,23	100,50	100,48	100,35	101,21	100,44	100,78	100,86	100,88
<b>Normaliserte kationer</b>												
Si	2,96	2,99	2,98	2,97	2,98	2,97	3,00	2,95	2,97	2,99	2,97	2,98
Al(IV)	0,04	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00	0,05	0,03	0,01	0,03	0,02
Al(VI)	1,95	1,94	1,93	1,91	1,94	1,92	1,94	1,90	1,92	1,95	1,93	1,93
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe**	1,62	1,62	1,64	1,65	1,65	1,68	1,67	1,66	1,63	1,69	1,67	1,67
Mn	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06
Mg	0,25	0,30	0,28	0,31	0,32	0,33	0,32	0,31	0,31	0,34	0,33	0,28
Ca	1,11	1,08	1,09	1,06	1,02	1,00	1,00	1,07	1,08	0,96	1,00	1,05
Kationer	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
10 <sup>-3</sup> XMgXCa <sup>2</sup>	0,11	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,11	0,12	0,11
Mg/(Mg+Fe)	0,14	0,16	0,15	0,16	0,17	0,17	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17	0,15
X(Fe)	0,53	0,52	0,53	0,53	0,53	0,54	0,54	0,53	0,52	0,55	0,54	0,54
X(Mn)	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
X(Mg)	0,08	0,10	0,09	0,10	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,11	0,11	0,09
X(Ca)	0,37	0,36	0,36	0,35	0,34	0,33	0,33	0,35	0,36	0,32	0,33	0,35

Tabell 5c. Mineralkjemiske analyser granat; soneringsprofil av A9 forts.  
A9 forts.

Prøve

Analysenr.	#51	#55	#56	#57	#58	#59	#60	#61	#62	#63	r mot pl #64
SiO <sub>2</sub>	38,11	35,54	38,33	37,97	38,04	35,58	38,05	38,08	38,15	37,83	38,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,38	19,54	20,88	21,15	21,50	19,76	20,81	20,88	20,71	21,02	21,04
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,06	0,07	0,03	0,05	0,04	0,07	0,06	0,06	0,04	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,05	0,03	0,06	0,00	0,00	0,03	0,04	0,08	0,03	0,10
FeO	25,88	24,29	24,31	24,57	25,50	24,84	25,36	25,48	24,81	23,82	24,13
MnO	1,04	0,85	0,77	0,78	0,86	0,75	0,73	0,72	0,97	1,03	0,74
MgO	2,30	1,84	2,42	2,35	2,62	2,32	2,66	2,67	2,40	2,28	2,56
CaO	12,28	14,26	13,90	13,49	12,31	12,58	12,90	12,82	13,53	13,93	13,95
Total	101,06	96,42	100,71	100,40	100,88	95,87	100,60	100,74	100,70	99,98	100,80
<b>Normaliserte kationer</b>											
Si	2,97	2,91	2,99	2,97	2,97	2,93	2,98	2,97	2,98	2,97	2,98
Al(IV)	0,03	0,09	0,01	0,03	0,03	0,07	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02
Al(VI)	1,94	1,80	1,91	1,93	1,94	1,84	1,89	1,90	1,89	1,92	1,91
Ti	0,00	0,00	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	0,00	0,01
Fe**	1,69	1,66	1,59	1,61	1,66	1,71	1,66	1,66	1,62	1,56	1,57
Mn	0,07	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07	0,05
Mg	0,27	0,23	0,28	0,28	0,31	0,29	0,31	0,31	0,28	0,27	0,30
Ca	1,03	1,25	1,16	1,13	1,03	1,11	1,08	1,07	1,13	1,17	1,16
Kationer	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
10*XMgXCa <sup>2</sup>	0,10	0,12	0,14	0,13	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,15
Mg/(Mg+Fe)	0,14	0,13	0,16	0,15	0,16	0,15	0,17	0,17	0,16	0,15	0,17
X(Fe)	0,55	0,50	0,50	0,52	0,54	0,52	0,52	0,52	0,51	0,50	0,50
X(Mn)	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
X(Mg)	0,09	0,07	0,09	0,09	0,10	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,10
X(Ca)	0,34	0,41	0,39	0,38	0,34	0,36	0,36	0,36	0,38	0,39	0,39

Tabell 6a. Mineralkjemiske analyser granat; soneringsprofil av A12

A12

Prøve

Analyse nr.	r mot bt																	
	#71	#72	#73	#74	#75	#76	#77	#78	#79	#80	#81	#82	#83	#84	#85	#86	#87	#88
SiO <sub>2</sub>	38,39	38,42	38,34	38,14	38,34	37,99	37,93	37,86	38,09	37,99	38,35	38,02	38,14	38,46	37,72	38,21	38,03	38,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,46	21,61	21,58	21,64	21,48	21,73	21,63	21,35	21,51	21,60	21,57	21,62	21,64	21,35	21,59	21,59	21,75	21,77
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,04	0,03	0,00	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,06	0,06	0,08	0,06	0,05	0,07	0,09	0,09	0,11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,04	0,00	0,07	0,06	0,01	0,00
FeO	25,32	25,86	25,19	25,25	25,58	25,75	25,65	24,95	24,76	24,55	24,72	24,24	23,86	24,44	24,32	24,31	24,56	24,79
MnO	1,38	1,40	1,48	1,63	1,70	1,82	1,95	1,84	1,71	1,56	1,58	1,47	1,44	1,40	1,47	1,49	1,41	1,39
MgO	5,71	5,79	5,74	5,71	5,44	5,53	5,21	5,39	5,55	5,64	5,59	5,57	5,63	5,62	5,64	5,55	5,63	5,61
CaO	7,41	7,76	7,76	7,92	7,78	7,66	7,85	8,07	8,34	8,46	8,60	8,56	8,64	8,63	8,42	8,63	8,50	8,36
Total	99,71	100,88	100,11	100,29	100,41	100,52	100,25	99,50	100,01	99,84	100,50	99,58	99,44	99,95	99,30	99,93	99,98	100,23
<b>Normaliserte kationer</b>																		
Si	2,99	2,96	2,98	2,96	2,98	2,94	2,95	2,96	2,96	2,96	2,97	2,96	2,97	2,99	2,95	2,97	2,95	2,96
Al(IV)	0,01	0,04	0,02	0,04	0,02	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,01	0,05	0,03	0,05	0,04
Al(VI)	1,97	1,93	1,95	1,93	1,94	1,93	1,94	1,93	1,93	1,94	1,93	1,95	1,96	1,94	1,94	1,95	1,94	1,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe**	1,65	1,67	1,63	1,64	1,66	1,67	1,67	1,63	1,61	1,60	1,60	1,58	1,55	1,59	1,59	1,58	1,59	1,61
Mn	0,09	0,09	0,10	0,11	0,11	0,12	0,13	0,12	0,11	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09
Mg	0,67	0,67	0,67	0,66	0,63	0,64	0,61	0,63	0,65	0,66	0,65	0,65	0,66	0,66	0,66	0,65	0,66	0,65
Ca	0,62	0,64	0,65	0,66	0,65	0,64	0,66	0,68	0,69	0,70	0,71	0,72	0,72	0,72	0,71	0,72	0,71	0,69
Kationer	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
10*XMgXCa <sup>2</sup>	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11
Mg/(Mg+Fe)	0,29	0,29	0,29	0,29	0,28	0,28	0,27	0,28	0,29	0,30	0,29	0,29	0,30	0,30	0,30	0,29	0,29	0,29
X(Fe)	0,54	0,54	0,53	0,53	0,54	0,54	0,54	0,53	0,52	0,52	0,51	0,52	0,51	0,51	0,52	0,51	0,52	0,52
X(Mn)	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
X(Mg)	0,22	0,22	0,22	0,22	0,21	0,21	0,20	0,21	0,21	0,22	0,21	0,22	0,22	0,22	0,22	0,21	0,22	0,22
X(Ca)	0,21	0,21	0,21	0,22	0,21	0,21	0,22	0,22	0,23	0,23	0,24	0,24	0,24	0,24	0,23	0,24	0,23	0,23

Tabell 6b. Mineralkjemiske analyser granat; soneringsprofil av A12 forts.

Prøve

A12 forts.

Analysenr.	#89	#90	#91	#92	#93	#94	#95	#96	#97	#98	#99	#100	#101	#102	#103	#104	k mot pl #105
SiO <sub>2</sub>	37,77	37,78	37,79	37,61	37,85	37,95	38,61	37,99	38,39	38,15	38,17	38,15	38,17	38,24	38,21	38,09	39,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,45	21,66	21,33	21,57	21,72	21,81	21,87	21,87	21,93	21,83	21,62	21,75	21,80	21,82	21,77	21,89	22,18
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,56	0,18	0,08	0,04	0,06	0,03	0,05	0,03	0,02	0,04	0,04	0,02	0,03	0,01	0,03	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,01	0,00	0,04	0,03	0,03	0,00	0,00	0,07	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,05	0,01
FeO	24,52	24,73	25,07	25,05	24,96	25,28	24,97	25,01	24,91	24,98	24,39	24,54	24,49	25,07	24,78	24,62	24,87
MnO	1,43	1,45	1,56	1,47	1,31	1,35	1,22	1,23	1,15	1,32	1,27	1,33	1,38	1,38	1,38	1,35	1,38
MgO	5,68	5,54	5,36	5,38	6,00	6,11	5,81	5,95	5,94	6,10	6,07	6,00	6,03	6,07	5,93	6,00	6,08
CaO	8,25	8,04	7,87	7,83	7,86	7,99	8,01	8,16	8,13	8,05	7,96	8,10	8,10	7,87	7,86	7,91	8,33
Total	99,43	99,77	99,16	98,99	99,77	100,57	100,54	100,27	100,49	100,51	99,52	99,91	100,00	100,49	99,92	99,94	101,96

Normaliserte kationer

Si	2,95	2,95	2,97	2,96	2,94	2,93	2,98	2,94	2,96	2,94	2,97	2,96	2,96	2,95	2,97	2,95	2,97
Al(IV)	0,05	0,05	0,03	0,04	0,06	0,07	0,02	0,06	0,04	0,06	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,05	0,03
Al(VI)	1,93	1,94	1,94	1,96	1,93	1,91	1,97	1,93	1,96	1,93	1,95	1,95	1,95	1,94	1,96	1,96	1,96
Ti	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe**	1,60	1,61	1,65	1,65	1,62	1,63	1,61	1,62	1,61	1,61	1,59	1,59	1,59	1,62	1,61	1,60	1,58
Mn	0,09	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
Mg	0,67	0,65	0,63	0,64	0,70	0,71	0,67	0,69	0,69	0,71	0,71	0,70	0,70	0,70	0,69	0,70	0,69
Ca	0,69	0,67	0,66	0,66	0,65	0,66	0,66	0,68	0,67	0,66	0,66	0,67	0,67	0,65	0,65	0,66	0,68
Kationer	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
10*XMgXCa <sup>2</sup>	0,11	0,11	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12
Mg/(Mg+Fe)	0,30	0,29	0,28	0,28	0,31	0,31	0,30	0,30	0,30	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,30	0,31	0,31
X(Fe)	0,52	0,53	0,54	0,54	0,52	0,52	0,53	0,52	0,53	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52	0,52
X(Mn)	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
X(Mg)	0,22	0,21	0,21	0,21	0,23	0,23	0,22	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23
X(Ca)	0,23	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,21	0,22	0,22	0,22

Tabell 7a. Mineralkjemiske analyser granat; soneringsprofil av B1

Analyse nr.	B1															
	r mot bt	#1	#2	#3	#4	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#14	#15	#16
SiO <sub>2</sub>	37,79	37,85	37,89	37,60	37,90	38,12	37,62	37,83	37,63	37,92	38,01	37,95	36,93	37,88	37,78	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,21	21,66	21,62	21,43	21,37	21,13	21,17	21,34	21,60	21,52	21,20	21,24	21,04	21,33	21,50	
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05	0,12	0,44	0,24	0,06	0,04	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,07	0,00	0,00	0,03	0,00	
FeO	32,13	32,51	32,22	32,21	31,74	31,89	32,11	32,33	31,71	31,43	31,54	32,63	32,96	31,93	31,78	
MnO	0,78	0,69	0,79	0,80	0,74	0,77	0,72	0,71	0,78	0,85	0,76	0,88	0,91	0,74	0,72	
MgO	4,52	4,47	4,71	4,71	4,68	4,72	4,76	4,89	4,87	4,90	4,79	4,23	3,54	4,69	4,80	
CaO	3,73	3,73	3,48	3,70	3,80	3,72	4,01	3,84	3,82	3,71	3,76	3,91	3,77	3,85	3,92	
Total	100,16	100,95	100,73	100,47	100,28	100,36	100,42	100,96	100,48	100,37	100,24	101,27	99,39	100,52	100,54	
<b>Normaliserte kationer</b>																
Si	2,99	2,97	2,98	2,96	2,99	3,01	2,97	2,97	2,96	2,98	3,00	2,98	2,97	2,98	2,97	
Al(IV)	0,01	0,03	0,02	0,04	0,01	0,00	0,03	0,03	0,04	0,02	0,00	0,02	0,03	0,02	0,03	
Al(VI)	1,97	1,98	1,98	1,95	1,98	1,97	1,93	1,94	1,96	1,98	1,97	1,95	1,96	1,96	1,96	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe**	2,12	2,13	2,12	2,12	2,09	2,10	2,12	2,12	2,08	2,07	2,08	2,14	2,21	2,10	2,09	
Mn	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	
Mg	0,54	0,53	0,56	0,56	0,55	0,56	0,56	0,57	0,57	0,58	0,57	0,50	0,43	0,55	0,57	
Ca	0,32	0,31	0,29	0,31	0,32	0,31	0,34	0,32	0,32	0,31	0,32	0,33	0,32	0,33	0,33	
Kationer	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	
<b>10*XMgXCa<sup>2</sup></b>																
Mg/(Mg+Fe)	0,20	0,20	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,22	0,22	0,22	0,22	0,19	0,16	0,21	0,21	
X(Fe)	0,70	0,71	0,70	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69	0,69	0,68	0,69	0,71	0,73	0,69	0,69	
X(Mn)	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	
X(Mg)	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,17	0,14	0,18	0,19	
X(Ca)	0,11	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	





Tabell 7c. Mineralkjemiske analyser granat; soneringsprofil av B1 forts.

Prøve	B1 (forts.)														r mot phe	
	#31	#32	#33	#34	#35	#36	#38	#39	#40	#41	#42	#43	#44	#45		
Analysenr.																
SiO <sub>2</sub>	37,81	37,85	37,45	38,03	37,84	37,89	37,81	37,74	37,77	37,68	37,66	37,81	37,73	37,73		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,24	21,29	21,37	21,42	21,60	21,25	21,43	21,46	21,59	21,56	21,55	21,29	21,34	21,32		
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,05	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,05	0,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00		
FeO	32,18	32,14	32,15	32,53	32,34	32,20	32,01	32,16	32,28	32,81	31,57	31,21	30,54	31,83		
MnO	0,83	0,77	0,72	0,76	0,76	0,76	0,76	0,78	0,73	0,74	0,75	0,66	0,72	0,69		
MgO	4,72	4,61	4,60	4,56	4,57	4,40	4,44	4,53	4,33	4,24	3,99	3,81	3,55	3,11		
CaO	3,82	3,84	3,76	3,75	3,81	3,82	3,89	3,86	3,66	4,10	4,93	5,77	6,21	6,04		
Total	100,67	100,61	100,11	101,06	100,95	100,34	100,35	100,55	100,37	101,12	100,45	100,56	100,11	100,72		
<b>Normaliserte kationer</b>																
Si	2,98	2,98	2,96	2,98	2,97	2,99	2,99	2,97	2,98	2,96	2,97	2,98	2,99	2,98		
Al(IV)	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,01	0,02		
Al(VI)	1,94	1,96	1,96	1,96	1,97	1,97	1,98	1,97	1,99	1,95	1,98	1,96	1,98	1,97		
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Fe**	2,12	2,12	2,13	2,13	2,12	2,13	2,11	2,12	2,13	2,15	2,08	2,06	2,02	2,10		
Mn	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05		
Mg	0,56	0,55	0,55	0,54	0,54	0,52	0,53	0,54	0,51	0,50	0,47	0,45	0,42	0,37		
Ca	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,33	0,33	0,31	0,34	0,42	0,49	0,53	0,51		
Kationer	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00		
<b>10*XMgXCa<sup>2</sup></b>																
Mg/(Mg+Fe)	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04		
X(Fe)	0,21	0,21	0,21	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19	0,19	0,19	0,18	0,17	0,15		
X(Mn)	0,69	0,69	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,70	0,71	0,70	0,69	0,67	0,67	0,69		
X(Mg)	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02		
X(Ca)	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,18	0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,12		
X(Ca)	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,14	0,16	0,18	0,17		

Tabell 8a. Mineralkjemiske analyser hornblende; strukturformel er basert på 23 oksygen.

Prøve Analyse nr.	A3						A7			
	#17 i	#23 i	#24 m k	#26 m k	#27 m r	#5 m k	#6 m r	#7 m k	#8 m r	#9 m k
SiO <sub>2</sub>	42,73	43,91	42,70	41,70	42,13	42,93	42,79	43,96	45,60	42,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,28	11,93	13,37	13,37	13,52	13,46	13,81	14,53	11,88	13,57
TiO <sub>2</sub>	0,89	0,63	0,87	0,92	0,84	0,95	0,87	0,89	0,39	1,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,13	0,12	0,04	0,02	0,10	0,04	0,21	0,09	0,16
FeO	15,50	14,96	16,33	16,70	15,98	16,37	16,14	14,94	13,52	14,09
MnO	0,05	0,08	0,11	0,07	0,07	0,08	0,07	0,25	0,26	0,23
MgO	10,10	10,49	9,45	9,10	9,32	9,44	9,48	10,67	11,76	10,33
CaO	11,59	11,88	11,84	11,67	11,84	11,94	11,55	12,26	11,87	11,59
Na <sub>2</sub> O	2,17	1,96	2,16	2,03	2,00	2,05	1,91	1,75	1,63	1,72
K <sub>2</sub> O	0,67	0,33	0,81	0,84	0,80	0,84	0,83	1,30	0,63	1,60
Total	96,98	96,28	97,76	96,44	96,52	98,15	97,49	100,77	97,61	96,99
<b>23 oksygen</b>										
Si	6,41	6,59	6,39	6,34	6,38	6,39	6,40	6,34	6,69	6,39
Al(IV)	1,59	1,41	1,61	1,66	1,62	1,61	1,60	1,66	1,31	1,61
Al(VI)	0,75	0,71	0,75	0,74	0,79	0,76	0,83	0,80	0,74	0,78
Al	2,35	2,11	2,36	2,40	2,41	2,36	2,43	2,47	2,05	2,39
Ti	0,10	0,07	0,10	0,11	0,10	0,11	0,10	0,10	0,04	0,11
Cr	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02
Fe**	1,94	1,88	2,04	2,12	2,02	2,04	2,02	1,80	1,66	1,76
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03
Mg	2,27	2,36	2,12	2,08	2,12	2,11	2,13	2,31	2,59	2,32
Ca	1,86	1,91	1,90	1,90	1,92	1,91	1,85	1,89	1,87	1,86
Na	0,63	0,57	0,63	0,60	0,59	0,59	0,55	0,49	0,46	0,50
K	0,13	0,06	0,15	0,16	0,15	0,16	0,16	0,24	0,12	0,30
Kationer	15,70	15,59	15,72	15,73	15,69	15,69	15,64	15,69	15,52	15,69

Tabell 8b. Mineralkemiske analyser hornblendende forts.

Prøve Analyse nr.	A7 forts.										A9			
	#28 m k	#29 m r	#30 m k	#35 m k	#36 m r	#49 m k	#50 m r	#1 i	#5 i	#8 m r	#14 i			
SiO <sub>2</sub>	43,82	44,22	45,12	42,76	42,72	42,43	43,10	40,23	41,68	41,13	40,31			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,96	13,76	12,60	13,81	13,55	13,24	13,28	16,17	14,98	14,89	19,73			
TiO <sub>2</sub>	0,95	0,40	0,44	0,98	0,92	0,95	0,94	0,68	0,69	0,33	0,84			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,02	0,04	0,07	0,05	0,04	0,07	0,05	0,01	0,00	0,05			
FeO	13,07	12,76	12,32	16,15	15,87	15,89	15,14	16,93	16,99	18,84	16,32			
MnO	0,22	0,27	0,22	0,14	0,11	0,09	0,07	0,12	0,19	0,08	0,08			
MgO	11,34	11,62	11,95	9,45	9,62	9,58	9,81	7,73	8,54	7,54	7,03			
CaO	11,97	11,90	12,00	11,65	11,78	11,86	11,91	11,75	11,69	11,92	11,20			
Na <sub>2</sub> O	1,68	1,84	1,71	1,91	1,92	1,95	1,82	1,96	2,08	1,74	2,74			
K <sub>2</sub> O	1,15	0,67	0,67	1,06	1,02	1,02	0,99	0,91	1,02	1,29	0,16			
Total	97,21	97,45	97,07	97,96	97,56	97,06	97,12	96,51	97,87	97,77	98,46			
<b>23 oksygen</b>														
Si	6,49	6,49	6,63	6,37	6,39	6,39	6,45	6,13	6,25	6,24	5,95			
Al(IV)	1,51	1,51	1,37	1,63	1,61	1,61	1,55	1,87	1,75	1,76	2,05			
Al(VI)	0,75	0,87	0,81	0,80	0,78	0,74	0,79	1,03	0,90	0,91	1,38			
Al	2,26	2,38	2,18	2,43	2,39	2,35	2,34	2,90	2,65	2,66	3,43			
Ti	0,11	0,04	0,05	0,11	0,10	0,11	0,11	0,08	0,08	0,04	0,09			
Cr	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01			
Fe**	1,62	1,57	1,51	2,01	1,98	2,00	1,89	2,15	2,13	2,39	2,01			
Mn	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01			
Mg	2,52	2,56	2,63	2,11	2,16	2,17	2,20	1,77	1,92	1,72	1,56			
Ca	1,90	1,87	1,89	1,86	1,89	1,91	1,91	1,92	1,88	1,94	1,77			
Na	0,48	0,52	0,49	0,55	0,56	0,57	0,53	0,58	0,61	0,51	0,78			
K	0,22	0,13	0,13	0,20	0,20	0,20	0,19	0,18	0,19	0,25	0,03			
Kationer	15,62	15,60	15,54	15,68	15,69	15,71	15,63	15,72	15,74	15,77	15,65			

Tabell 9. Mineralkjemiske analyser klinopyroksen; strukturformel er basert på 4 kationer og 6 oksygen.

Prøve Analyse nr.	A3				A9							
	#28 i	#32 m k	#33 m k	#1 m k	#3 m r	#10 m r	#12 m k	#13 m r	#15 m r	#17 i	#19 m r	#22 m r
SiO <sub>2</sub>	53,04	51,44	51,70	51,23	51,48	51,34	51,37	52,04	52,17	52,21	50,81	52,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,97	3,26	2,89	3,60	3,41	3,38	3,37	2,74	2,44	2,31	3,02	2,02
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,18	0,19	0,28	0,27	0,25	0,22	0,19	0,14	0,13	0,18	0,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,02	0,01	0,04	0,00	0,07	0,05	0,00	0,06	0,05	0,04	0,04
FeO	8,24	9,80	9,75	9,84	9,50	10,41	10,40	10,29	10,08	10,48	10,24	9,31
MnO	0,10	0,15	0,05	0,05	0,10	0,07	0,17	0,07	0,08	0,14	0,12	0,07
MgO	12,53	11,20	11,33	11,22	11,37	10,68	10,75	11,27	11,54	11,38	10,97	11,96
CaO	23,48	23,17	23,03	22,66	22,71	22,78	22,61	22,86	23,31	23,20	22,87	23,59
Na <sub>2</sub> O	0,89	1,04	0,96	1,02	1,01	1,02	1,04	0,90	0,86	0,86	1,00	0,82
Total	100,45	100,26	99,91	99,94	99,83	100,00	99,96	100,35	100,69	100,74	99,25	100,00

Normaliserte kationer

Si	1,96	1,92	1,93	1,91	1,92	1,92	1,92	1,94	1,94	1,94	1,92	1,94
Al(IV)	0,04	0,08	0,07	0,09	0,08	0,08	0,08	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06
Al(VI)	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,05	0,04	0,05	0,03
Al(tot)	0,09	0,14	0,13	0,16	0,15	0,15	0,15	0,12	0,11	0,10	0,13	0,09
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	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	0,00	0,00	0,00
Fe(tot)	0,25	0,31	0,30	0,31	0,30	0,33	0,33	0,32	0,31	0,33	0,32	0,29
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,70	0,63	0,64	0,63	0,64	0,60	0,60	0,63	0,64	0,64	0,62	0,67
Ca	0,93	0,92	0,92	0,91	0,91	0,91	0,91	0,91	0,93	0,92	0,92	0,94
Na	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,06	0,06	0,07	0,06
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Quad	0,95	0,92	0,93	0,91	0,91	0,91	0,91	0,93	0,95	0,95	0,94	0,96

Tabell 10a. Mineralkjemiske analyser plagioklas; strukturformel er basert på 5 kationer og 8 oksygen.

Prøve Analyse nr.	A3				A7					
	#19	#20	#25	#29	#34	#2	#18	#19	#20	#21
	i	i	m k	i	m k	m k	m k	m r	m k	m r
SiO <sub>2</sub>	61,24	60,21	59,69	61,69	59,49	59,37	64,64	64,74	64,61	63,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,23	24,28	24,87	24,09	25,10	25,45	22,40	22,11	22,21	22,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,35	0,07	0,33	0,19	0,07	0,05	0,11	0,01	0,09
CaO	5,92	6,36	6,88	5,70	7,09	7,51	3,67	3,23	3,47	4,17
Na <sub>2</sub> O	8,53	8,30	7,93	8,91	7,63	7,57	9,82	10,07	9,90	9,67
K <sub>2</sub> O	0,14	0,11	0,10	0,14	0,11	0,09	0,10	0,09	0,09	0,07
BaO										
Total	100,23	99,61	99,53	100,85	99,62	100,07	100,68	100,35	100,29	100,50

Normaliserte kationer

Si	2,71	2,68	2,67	2,71	2,66	2,64	2,83	2,84	2,84	2,80
Al	1,26	1,28	1,31	1,25	1,32	1,34	1,16	1,14	1,15	1,18
Fe***	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,28	0,30	0,33	0,27	0,34	0,36	0,17	0,15	0,16	0,20
Na	0,73	0,72	0,69	0,76	0,66	0,65	0,83	0,86	0,84	0,82
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Kationer	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
X(An)	0,28	0,30	0,32	0,26	0,34	0,35	0,17	0,15	0,16	0,19

Tabell 10b. Mineralkjemiske analyser plagioklas forts.

Prøve Analyse nr.	A9						A12					
	#41 m k	#42 m r	#43 m k	#44 m r	#2 i	#3 m k	#4 m r	#6 i	#18 i	#17 i		
SiO <sub>2</sub>	59,22	60,06	59,80	60,86	60,79	60,98	60,37	60,70	58,58	56,96		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,51	24,13	24,97	24,20	24,50	24,67	24,85	24,96	25,29	27,01		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,17	0,04	0,17	0,28	0,06	0,27	0,49	1,71	0,00		
CaO	7,61	6,75	6,86	6,03	6,58	6,33	6,74	6,59	7,43	9,49		
Na <sub>2</sub> O	7,43	8,07	8,00	8,46	8,01	8,25	8,02	7,86	7,62	6,35		
K <sub>2</sub> O	0,11	0,17	0,13	0,12	0,12	0,13	0,14	0,12	0,03	0,05		
BaO												
Total	99,92	99,36	99,81	99,84	100,28	100,41	100,38	100,71	100,65	99,86		
<b>Normaliserte kationer</b>												
Si	2,64	2,69	2,66	2,70	2,70	2,70	2,68	2,69	2,60	2,56		
Al	1,34	1,27	1,31	1,27	1,28	1,29	1,30	1,30	1,32	1,43		
Fe***	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,06	0,00		
Ca	0,36	0,32	0,33	0,29	0,31	0,30	0,32	0,31	0,35	0,46		
Na	0,64	0,70	0,69	0,73	0,69	0,71	0,69	0,67	0,66	0,55		
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00		
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Kationer	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00		
X(An)	0,36	0,31	0,32	0,28	0,31	0,30	0,31	0,31	0,35	0,45		

Tabell 10c. Mineralkjemiske analyser plagioklas forts.

Prøve Analyse nr.	B1									
	#6 i	#10 i	#9 i	#7 i	#31 m k	#32 m k	#33 m r	#34 m r	#25 i	#26 i
SiO <sub>2</sub>	63,02	62,20	64,87	65,01	64,00	61,38	61,97	63,37	61,75	64,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,11	23,84	18,54	18,59	22,99	24,16	22,69	22,70	23,56	21,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,00	0,12	0,13	0,03	0,02	0,05	0,00	0,99	0,32
CaO	4,70	5,20	0,00	0,00	4,41	5,82	4,63	4,16	3,19	2,97
Na <sub>2</sub> O	9,32	8,92	0,05	0,06	9,36	8,53	9,10	9,44	8,81	10,27
K <sub>2</sub> O	0,06	0,07	16,84	16,71	0,09	0,08	0,09	0,10	0,83	0,08
BaO										
Total	100,33	100,23	100,42	100,51	100,87	99,98	98,52	99,77	99,13	100,41
<b>Normaliserte kationer</b>										
Si	2,78	2,75	2,99	3,00	2,80	2,72	2,78	2,80	2,76	2,85
Al	1,20	1,24	1,01	1,01	1,19	1,26	1,20	1,18	1,24	1,13
Fe <sup>***</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01
Ca	0,22	0,25	0,00	0,00	0,21	0,28	0,22	0,20	0,15	0,14
Na	0,80	0,76	0,00	0,01	0,80	0,73	0,79	0,81	0,76	0,87
K	0,00	0,00	0,99	0,98	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Kationer	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
X(An)	0,22	0,24	0,00	0,00	0,21	0,27	0,22	0,19	0,16	0,14



Tabell 11: Mineralkjemiske analyser av epidot/klinozoisitt; strukturformel er basert på 12,5 oksygen.

Prøve Analyse nr.	A2		A3		A7			A9			A12					
	#6	m r	#31	m k	#22	#23	#24	#25	#10	#11	#45	#46	#47	#48	#18	m k
SiO <sub>2</sub>	38,27		38,13		38,89	37,20	38,49	38,71	38,32	38,58	38,86	38,69	38,50	38,02	39,19	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,09		26,75		28,01	26,26	29,90	28,16	27,37	27,99	27,36	26,99	27,68	27,17	30,00	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,40		8,53		7,11	7,46	4,94	6,32	7,48	6,93	7,92	7,85	7,93	8,49	4,84	
MnO	0,09		0,09		0,10	0,12	0,28	0,07	0,09	0,19	0,01	0,08	0,02	0,01	0,09	
MgO	0,04		0,04		0,14	0,33	0,05	0,08	0,07	0,04	0,20	0,12	0,10	0,06	0,06	
CaO	24,07		24,07		24,28	22,55	24,34	24,33	24,09	23,97	24,07	24,02	24,02	24,18	24,28	
Total	97,95		97,61		98,52	93,92	97,99	97,67	97,40	97,69	98,42	97,76	98,24	97,94	98,46	
<b>12,5 oksygen</b>																
Si	2,98		2,79		3,00	3,01	2,97	3,01	3,00	3,00	3,01	3,02	2,98	2,97	3,00	
Al	2,49		2,30		2,55	2,51	2,72	2,58	2,52	2,56	2,49	2,48	2,53	2,50	2,71	
Fe***	0,52		0,49		0,43	0,48	0,30	0,39	0,46	0,43	0,48	0,48	0,49	0,52	0,29	
Mn	0,01		0,01		0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	
Mg	0,00		0,00		0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	
Ca	2,01		1,89		2,01	1,96	2,01	2,02	2,02	2,00	2,00	2,01	2,00	2,02	1,99	
Kationer	8,01		7,90		8,01	8,00	8,02	8,01	8,01	8,00	8,00	8,00	8,01	8,02	8,00	

Tabell 12a. Mineralkjemiske analyser pheningitt; strukturformel er basert på 22 oksygen.

Prøve Analyse nr	B1													
	#19	#24	#46	#47	#48	#49	#50	#51	#52	#53	#54	#55	#56	#57
	i	i	m r	m r	m r	m	m	m	m	m	m	m	m k	m k
SiO <sub>2</sub>	46,74	47,13	48,23	47,65	46,96	47,93	47,16	46,83	47,20	46,97	47,20	47,88	46,97	47,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,13	34,28	34,11	34,04	33,78	34,27	34,30	34,34	33,95	33,82	34,04	34,41	34,14	34,04
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,00	1,52	1,52	1,58	1,55	1,60	1,57	1,56	1,61	1,57	1,45	1,58	1,58
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01
FeO	1,84	1,59	1,48	1,51	1,58	1,55	1,38	1,54	1,63	1,66	1,66	1,58	1,69	1,56
MnO	0,07	0,04	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	1,78	1,14	1,42	1,47	1,38	1,43	1,35	1,39	1,38	1,40	1,39	1,40	1,46	1,36
CaO	0,08	0,01	0,02	0,02	0,03	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,05	0,03	0,01	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,73	1,16	0,83	0,84	0,74	0,88	0,80	0,73	0,78	0,75	0,70	0,78	0,77	0,74
K <sub>2</sub> O	10,32	9,64	9,62	9,77	9,36	9,71	9,67	9,55	9,54	9,56	9,45	9,51	9,76	9,51
Total	95,01	94,98	97,30	96,83	95,40	97,39	96,34	95,97	96,08	95,79	96,08	97,04	96,41	96,25
<b>22 oksygen</b>														
Si	6,26	6,28	6,26	6,23	6,22	6,23	6,19	6,17	6,21	6,21	6,21	6,23	6,18	6,23
Al(IV)	1,74	1,72	1,74	1,77	1,78	1,77	1,81	1,83	1,79	1,79	1,79	1,77	1,82	1,77
Al(VI)	3,49	3,66	3,48	3,47	3,49	3,47	3,50	3,51	3,48	3,48	3,49	3,51	3,47	3,49
Ti	0,03	0,00	0,15	0,15	0,16	0,15	0,16	0,16	0,15	0,16	0,16	0,14	0,16	0,16
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe**	0,21	0,18	0,16	0,17	0,17	0,17	0,15	0,17	0,18	0,18	0,18	0,17	0,19	0,17
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,36	0,23	0,28	0,29	0,27	0,28	0,27	0,27	0,27	0,28	0,27	0,27	0,29	0,27
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,19	0,30	0,21	0,21	0,19	0,22	0,20	0,19	0,20	0,19	0,18	0,20	0,20	0,19
K	1,76	1,64	1,59	1,63	1,58	1,61	1,62	1,60	1,60	1,61	1,58	1,58	1,64	1,59
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Kationer	14,06	14,00	13,88	13,92	13,87	13,91	13,90	13,90	13,89	13,90	13,87	13,87	13,93	13,87

Tabell 12b. Mineralkjemiske analyser pheningitt forts.

Prøve Analyse nr.	B1 (forts.)													
	#58	#59	#60	#61	#62	#63	#64	#65	#67	#68	#69	#70		
	m k	m k	m k	m k	m	m	m	m	m	m	m r	m r		
SiO <sub>2</sub>	47,64	48,21	46,79	48,06	47,11	46,92	47,62	47,35	49,12	46,72	47,44	47,17		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,27	33,73	33,74	34,55	34,38	34,09	34,73	34,21	33,05	33,69	33,76	33,91		
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,71	1,53	1,59	1,58	1,62	1,39	1,15	0,69	1,51	1,33	1,15		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,01	0,03	0,03	0,01	0,00	0,04	0,10	0,00	0,00	0,01	0,05		
FeO	1,70	1,47	1,64	1,50	1,61	1,74	1,39	1,38	1,62	1,32	1,56	1,52		
MnO	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00		
MgO	1,55	1,60	1,42	1,40	1,40	1,53	1,44	1,30	1,66	1,21	1,39	1,28		
CaO	0,00	0,04	0,04	0,06	0,00	0,04	0,02	0,02	0,13	0,03	0,04	0,02		
Na <sub>2</sub> O	0,80	0,82	0,75	0,72	0,79	0,81	0,72	0,84	0,76	0,82	0,86	0,82		
K <sub>2</sub> O	9,71	9,61	9,67	9,30	9,66	9,57	9,83	9,46	9,23	9,54	9,57	9,69		
Total	96,56	96,21	95,62	97,22	96,55	96,30	97,18	95,80	96,26	94,85	95,98	95,62		
<b>22 oksygen</b>														
Si	6,24	6,32	6,20	6,23	6,18	6,17	6,20	6,24	6,42	6,23	6,25	6,24		
Al(IV)	1,76	1,68	1,80	1,77	1,82	1,83	1,80	1,76	1,58	1,77	1,75	1,76		
Al(VI)	3,54	3,54	3,47	3,51	3,49	3,46	3,52	3,55	3,51	3,52	3,49	3,53		
Ti	0,08	0,07	0,15	0,16	0,16	0,16	0,14	0,11	0,07	0,15	0,13	0,11		
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01		
Fe**	0,19	0,16	0,18	0,16	0,18	0,19	0,15	0,15	0,18	0,15	0,17	0,17		
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Mg	0,30	0,31	0,28	0,27	0,27	0,30	0,28	0,26	0,33	0,24	0,28	0,25		
Ca	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00		
Na	0,20	0,21	0,19	0,18	0,20	0,21	0,18	0,21	0,19	0,21	0,22	0,21		
K	1,62	1,61	1,63	1,54	1,61	1,61	1,63	1,59	1,54	1,62	1,61	1,63		
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Kationer	13,94	13,91	13,92	13,83	13,92	13,93	13,91	13,89	13,83	13,89	13,91	13,92		

Tabell 13. Mineralkjemiske analyser biotitt; strukturformel er basert på 22 oksygen.

Prøve Analyse nr.	A5			A7			A12			B1						
	#14 i	#40 i	#44 i	#45 i	#46 i	#47 i	#12 m k	#13 m k	#15 m k	#16 i	#4 i	#5 i	#8 i	#27 i	#29 m k	#30 m k
SiO <sub>2</sub>	35,47	35,71	35,88	36,36	35,22	34,94	36,99	37,41	37,47	37,01	37,27	37,02	36,62	37,50	36,71	37,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,64	16,51	16,75	16,39	16,92	16,40	16,80	16,88	17,24	17,39	17,63	17,38	17,68	17,69	17,97	17,50
TiO <sub>2</sub>	2,45	2,47	2,38	2,45	2,32	2,32	1,50	1,53	1,49	1,56	1,78	1,52	1,70	1,50	1,35	1,76
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,17	0,13	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,05	0,03
FeO	18,40	18,40	18,20	18,51	18,49	18,96	16,23	15,52	13,68	13,61	17,21	17,12	17,15	16,41	16,91	16,65
MnO	0,21	0,18	0,12	0,17	0,11	0,15	0,08	0,14	0,13	0,18	0,03	0,03	0,00	0,01	0,05	0,07
MgO	11,58	11,69	11,64	11,65	11,61	12,15	13,75	13,77	13,98	13,71	11,50	11,41	11,27	11,61	11,88	11,63
CaO	0,05	0,08	0,04	0,04	0,05	0,10	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,06	0,04	0,29	0,00	0,05
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,20	0,15	0,17	0,17	0,12	0,15	0,11	0,17	0,24	0,23	0,20	0,20	0,25	0,21	0,17
K <sub>2</sub> O	8,77	8,74	9,04	8,79	8,95	7,72	9,17	9,51	9,76	9,81	9,48	9,26	9,50	8,77	9,51	9,31
BaO																
Total	93,82	94,03	94,23	94,56	93,89	92,90	94,88	95,01	93,93	93,51	95,16	93,99	94,16	94,06	94,65	94,38
<b>Normaliserte kationer</b>																
Si	5,46	5,48	5,49	5,54	5,43	5,42	5,56	5,60	5,62	5,59	5,60	5,63	5,57	5,66	5,55	5,62
Al(IV)	2,54	2,52	2,51	2,46	2,57	2,58	2,44	2,40	2,38	2,41	2,40	2,37	2,43	2,34	2,45	2,38
Al(VI)	0,48	0,47	0,51	0,49	0,50	0,42	0,53	0,57	0,67	0,68	0,73	0,75	0,74	0,80	0,75	0,74
Ti	0,28	0,29	0,27	0,28	0,27	0,27	0,17	0,17	0,17	0,18	0,20	0,17	0,19	0,17	0,15	0,20
Cr	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe**	2,37	2,36	2,33	2,36	2,38	2,46	2,04	1,94	1,72	1,72	2,16	2,18	2,18	2,07	2,14	2,10
Mn	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg	2,68	2,69	2,67	2,67	2,68	2,83	3,10	3,09	3,15	3,11	2,60	2,60	2,57	2,63	2,69	2,64
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,00	0,01
Na	0,06	0,06	0,04	0,05	0,05	0,03	0,04	0,03	0,05	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,06	0,05
K	1,72	1,71	1,76	1,71	1,76	1,53	1,76	1,81	1,87	1,89	1,82	1,79	1,84	1,69	1,83	1,79
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Kationer	15,63	15,62	15,62	15,58	15,67	15,58	15,67	15,66	15,64	15,66	15,58	15,57	15,60	15,48	15,64	15,54

Tabell 14: Mineralkjemiske analyser av titanitt; strukturformel er basert på 5 oksygen.

Prøve Analyse nr.	A3			A7			A9						
	#21 m k	#4 m r	#14 m k	#15 m r	#16 m k	#17 m r	#26 m k	#27 m k	#37 m k	#38 m r	#39 m k	#40 m r	#45 i
SiO <sub>2</sub>	29,75	29,82	30,41	30,42	30,67	30,17	30,22	30,21	30,59	30,58	30,40	30,30	31,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,29	1,16	1,69	0,97	1,39	1,20	1,32	1,03	1,22	1,42	1,21	1,06	3,19
TiO <sub>2</sub>	39,15	39,07	38,29	39,42	38,74	38,83	38,94	39,55	39,39	39,02	39,05	38,80	35,73
FeO	0,29	0,35	0,23	0,23	0,31	0,39	0,34	0,39	0,38	0,39	0,45	0,49	3,10
MnO	0,05	0,00	0,10	0,07	0,01	0,04	0,06	0,06	0,00	0,00	0,04	0,04	0,12
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,33
CaO	29,39	28,90	29,30	28,93	28,76	28,51	28,58	28,93	29,38	29,22	29,10	28,68	27,41
Total	99,92	99,32	100,03	100,03	99,89	99,14	99,46	100,17	100,98	100,61	100,26	99,36	101,44
<b>5 oksygen</b>													
Si	0,98	0,98	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	1,02
Al	0,05	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,12
Ti	0,97	0,97	0,94	0,97	0,95	0,96	0,96	0,97	0,96	0,95	0,96	0,96	0,87
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>**</sup>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Ca	1,03	1,02	1,03	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	1,02	1,02	1,02	1,01	0,95
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Kationer	3,03	3,03	3,03	3,02	3,02	3,02	3,02	3,02	3,03	3,03	3,03	3,02	3,06