



GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

Kontakten mellom Tromsødekket og Skattøra migmatitt kompleks (Nakkedalsdekket) NØ for Tromsdalstinden: kinematiske indikatorer og metamorfose

Odd-Arne Mikkelsen

Mai, 2011

FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI
Institutt for geologi
Universitetet i Tromsø

GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

Kontakten mellom Tromsødekket og Skattøra migmatitt
kompleks (Nakkedalsdekket) NØ for Tromsdalstinden:
kinematiske indikatorer og metamorfose

Odd-Arne Mikkelsen

Mai, 2011

FORORD

Jeg vil med dette takke min veileder, professor Holger Stünitz for all hjelp med denne oppgaven. Min biveileder og professor Erling K. Ravna takkes så meget for flott veiledning når jeg hadde behov. Jeg fikk aldri et nei som svar, når behovet for hjelp var der.

Post doktor Luca Menegon takkes for gode innspill i forhold til min oppgave.

Ikke minst må jeg få takke mine medstudenter, spesielt «romkameratene» på kontoret for å ha holdt ut med meg disse to årene. Det ble enkelte lange dager de siste ukene før innlevering.

Sist og ikke minst må jeg få takke Kjetil Indrevær for et flott samarbeid i felt, laboratoriet og på brakka. Takk for alle gode innspill og diskusjoner gjennom hele masterperioden.

Odd-Arne Mikkelsen

Tromsø, mai 2011

SAMMENDRAG

Kartlegging av kontakten mellom Tromsødekket og SMC (Nakkedalsdekket) i felt og mikroskopstudiet av tynnslip fra feltområdet, viser en to episoder (D^T_1 og D_2) med deformasjon i Tromsødekket og tre episoder (D^S_1 , D^S_2 og D_2) i SMC. SMC og Tromsødekket viser forskjellig metamorfose før enhetene kom i kontakt i en sen fase av D_2 episoden. I Tromsødekket er det observert en tidlig NØ-SV forkortning tolket til D^T_1 episode, som relativt sett, er eldre enn D_2 episoden. D_2 episoden medførte en kontinuerlig retrogradering av Tromsødekket fra høy amfibolittfacies til høy grønskiferfacies. Bevegelsen av Tromsødekket er tolket til å være en kontinuerlig fra NV mot SØ. SMC har fått dannet foliasjon i metagabbro ved D^T_1 . Anatekse i SMC hendte ved D^T_2 episoden, før opprettelsen av kontakt (sen D_2) med Tromsødekket.

INNHALDSFORTEGNELSE

1	Innledning	1
1.1	Målsetning	1
1.2	Metoder	1
1.3	Beskrivelse av feltområdet	2
1.4	Regional berggrunnsgeologi	4
1.4.1	De Skandinaviske Kaledonidene	4
1.4.2	Kaledonidene i Troms	8
2	Tidligere arbeid i øverste allokton i Tromsø-området	12
2.1	Bergartsbeskrivelse fra artikler	12
2.1.1	Eklogitt	12
2.1.2	Retrogradert eklogitt	13
2.1.3	Amfibolitt fra Tromsødekket	13
2.1.4	Kalksilikatbergarter	14
2.1.5	Marmor og kalksilikatmarmor	14
2.1.6	Granatglimmerskifer og granatglimmergneis	15
2.1.7	Ultramafiske bergarter	15
2.1.8	Skattøra migmatitt kompleks	16
2.2	Metamorfose i øverste allokton beskrevet i artikler	17
2.2.1	Tromsødekket – metamorfose og tektonikk	18
2.2.2	Skattøra migmatitt kompleks – metamorfose og tektonikk	20
3	Resultat	21
3.1	Bergartsbeskrivelse i felt og tynnslip	21
3.1.1	Granatglimmerskifer og granatglimmergneis (Tromsødekket)	21
3.1.2	Amfibolitt (Tromsødekket)	27
3.1.3	Metagabbro (Tromsødekket)	31
3.1.4	Marmor (Tromsødekket)	38
3.1.5	Kalksilikatbergarter (SMC og Tromsødekket)	41
3.1.6	Klinopyroksen-granat amfibolitt (Tromsødekket)	46

3.1.7	Peridoitt	(Tromsødekket)	48
3.1.8	Skattøra migmatitt kompleks	(SMC)	49
3.1.9	Skattøra migmatitt kompleks med uvanlig tekstur	(SMC)	57
3.2	Skjærbevegelse observert i tynnslip		64
3.2.1	Kriterier for å bestemme retning på skjærbevegelse		64
3.2.2	Resultat		66
3.3	Strukturer og folder i feltområdet		67
3.3.1	Definisjon av deformasjonsepisoder og strukturelementer		67
3.3.2	Strukturer og folder i felt		69
4	Diskusjon		75
4.1	Strukturell diskusjon		75
4.2	Bergarts diskusjon		80
4.2.1	Metagabbro	(Tromsødekket)	80
4.2.2	Granatglimmerskifer og granatglimmergneis	(Tromsødekket)	83
4.2.3	Kalksilikatbergarter	(SMC)	85
4.2.4	Skattøra migmatitt kompleks	(SMC)	86
4.2.5	Skattøra migmatitt kompleks med uvanlig tekstur	(SMC)	88
4.2.6	Oppsummering		91
5	Konklusjon		93
6	Videre arbeider		95
7	Referanser		96

1 Innledning

1.1 Målsetning

Formålet med oppgaven er å kartlegge kontakten mellom Tromsødekket og Nakkedalsdekket i detalj. Feltområdet strekker seg fra nordveggen av Tromsdalstinden retning hytta Skarvassbu. Jeg skal forsøke å bestemme bevegelses retning på kontakten utfra kinematiske indikatorer i felt og tynnslip, samt bestemme metamorfosegrad ved deformasjonen.

Marmor er kjennetegn på at man befinner seg i Tromsødekket, mens Nakkedalsdekket ved denne lokaliteten kjennetegnes av mafisk bergart som kuttet av felsiske ganger, med utviklet migmatitt tekstur nærmere kontakten. Redegjør for dekketilhørighet for mafiske bergarter nær kontakten.

1.2 Metoder

Det er benyttet følgende metoder i prosessen fra feltarbeid til ferdig masteroppgave.

Forarbeidet bestod av litteraturstudier av tidligere arbeider gjort i Tromsø-området.

Feltarbeidet bestod av å kartlegge og identifisere bergarter og strukturer i feltområdet.

Det er benyttet høyrehåndsregel ved målinger av strøk,fall og stuping. Bildene fra feltarbeidet er tatt med Olympus EP-1 kamera.

Prøvene ble samlet inn i løpet av feltsesongen 2010 av Kjetil Indrevær og Odd-Arne Mikkelsen. Prøvene er vasket, før det ble avgjort hvilke prøver som egnet seg for tynnslip i samråd med Holger Stünitz. Prøvene ble kuttet ved Institutt for Geologi ved Universitetet i Tromsø. Tynnslipene er kuttet parallell med lineasjonen og vinkelrett på foliasjonen. Ved å kutte bergarten på denne måten, vil det være mulig å observere forskjellige kriterier for å beskrive skjærbevegelsen i tynnslip, for så å relatere denne bevegelsen tilbake til lokaliteten for prøven.

«Berggrunnskart Tromsø 1534 III, M 1:50000» og «Berggrunnskart Tromsø, M 1:250000»

1 Innledning

utgitt av Norges Geologiske Undersøkelse er benyttet ved forstudier, feltarbeid og etterarbeid i forbindelse med masteroppgaven. Topografiske kart over feltområdet er hentet fra Statens kartverk sin database. Kartene er bearbeidet i ArcGis 9.2, mens bildene er behandlet i Adobe Photoshop. Program for utarbeidelse av stereonett er Stereonet.

For identifisering av mineraler og mikrostrukturer har jeg benyttet meg av et Leitz Wetzlar HM-POL og Leica DMLP mikroskop. Bildene av tynnslipene er tatt med Canon EOS 450D DSRL gjennom Leica DMLP mikroskop. Dessverre var det ikke mulighet å benytte SEM mikroskopet ved Universitetet i Tromsø for nærmere analyse av mineraler grunnet defekt mikroskop senhøsten 2010 – vår 2011.

1.3 Beskrivelse av feltområdet

Øverste del av Nakkedalsdekket består av Skattøra migmatitt kompleks (SMC). SMC består av mafisk bergarter, kuttet av et nettverk av felsiske ganger. Tromsødekket består av skifre, gneiser, eklogitter, amfibolitter, marmorert, kalksilikater, ultramafiske bergarter og metagabbroer. Kontakten kutter gjennom feltområdet, med godt av blotninger på begge sider av kontakten. Kontakten er stedvis vanskelig å kartlegge på grunn av manglende blotninger, mye løsblokker eller opptreden av mafisk bergart på begge sider av kontakten.

Feltområdet er avgrenset ut fra topografien i området. Totalstørrelse på feltområdet som er kartlagt er 8,8km², mitt feltområde er i vest (Figur 1.2). Det kartlagte feltområdet strekker seg fra Storforsvatnan i sør, vestover under nordøstveggen av Tromsdalstinden, følger bratthengene under Tromsdalstinden og ~750 meter videre forbi Storskaret (624m.o.h.). Feltområdet svinger NNØ retning Skardsfjellet (843m.o.h.). Vestre avgrensing til feltområdet følger søkket mot NØ mellom Skardsfjellet (843m.o.h.) og Stuoračazačohkka (741m.o.h.), så videre NNØ mot sydpunktet på vannet Čazajávrrit. Feltområdet vender så østover, retning Troms Turlags hytte, Skarvassbu. Fra Skarvassbu går grensa retning SØ mot punkt 828m.o.h.. Fra punkt 828m.o.h. følger man ryggen mot sør, forbi punkt 837m.o.h. og mot toppen av Langlitinden (959m.o.h.). Fra Langlitinden går grensa for feltområdet 500meter mot sør, før den vender rett vest og følger ryggformasjon ned vestflanken av Langlitinden mot

1 Innledning

Storforsvatnan.

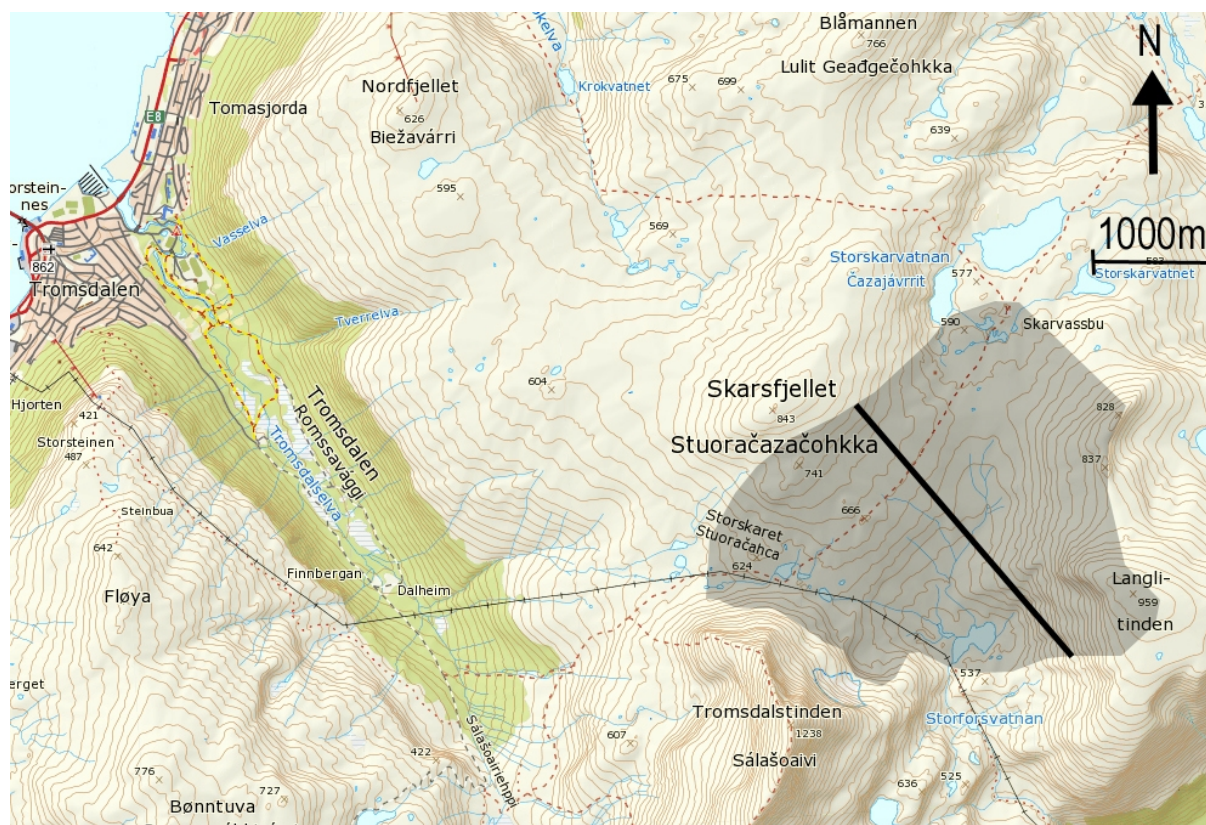
Store deler av feltområdet befinner seg i en vid dal, med enkelte bratte partier ($>30^\circ$) opp mot Langlitinden og Tromsdalstinden. Området fra Storforsvatnan og nordover mot høyeste punktet i passet mot hytta Skarvassbu, er dekket av lyng, gress samt mye løse steiner og blokker. Det er veldig lite blotninger av fast fjell synlig. I brattere terreng mot Langlitinden og ryggen videre nordover er det mye gress og jordsmonn, med gode blotninger som stikker ut i terrenget som knauser, rygger og steile bergvegger. Fra passet og videre mot nord i retning Skarvassbu, er området relativt flatt med små hauger bestående av fastfjell med løsmasser i mellom.

Området rett under nordveggen av Tromsdalstinden er bratt ($>30^\circ$), med mye blotninger stikkende ut som knauser og bergvegger. Området er dekket av løsmasser fra ras. Området fra punkt 666 m.o.h. mot NV består av løsmasser i form av blokker og blotninger av fast fjell, ikke noe jordsmonn av betydning.



Figur 1.1: Feltområdet sett fra Langlitinden mot vest. Stiplet linje indikerer kontakten mellom Tromsødekket og Nakkedalsdekket

1 Innledning



Figur 1.2: Skravert felt definerer kartlagt området sommer 2010 av Kjetil Indrevær og Odd-Arne Mikkelsen. Feltområdet er delt i to, der mitt området er vest for linja.

1.4 Regionalgeologi

1.4.1 De Skandinaviske Kaledonidene

Rester etter Kaledonske fjellkjeden kan sees over store deler av Skandinavia i dag, den strekker seg over 1800 km i Skandinavia, med en bredde på opptil 300km, (Robert & Gee 1985). Kaledonidene er karakterisert ved fire skyvedekker skjøvet fra vest over para-autoktone og autoktone enheter i øst. Dette ligger oppå det Fennoskandiske skjold. Metamorfosen i skyvedekkkene øker fra øst mot vest. Avstanden disse skyvedekkkene har blitt transportert, øker fra undre allokton til øverste allokton.

Det autoktone referer til det Fennoskandiske skjold, bestående av grunnfjellsenheter. Disse grunnfjellsenhetene har blitt deformert i varierende grad. Nærmere sentrale delene av den

1 Innledning

Kaledonske fjellkjeden ble grunnfjellet foldet, prekambriske strukturer ble flattrykt og det oppstod bånding som hadde en orientering tilsvarende alloktonene over (Ramberg et al. 2006, 198).

Undre allokton består hovedsaklig av sen prekambriske og tidlig paleoproterozoiske sedimenter, foldet og avsatt over en basal såleforkastning, som kan følges foran hele den Kaledonske fjellkjeden. Metamorfosegraden er grønnskiferfacies og lavere (Roberts & Gee 1985). Man finner også enkelte flak av grunnfjell i denne dekkeserien (Ramberg et al. 2006, 199).

Midtre allokton består av deformert prekambriske krystalline bergarter og sen prekambriske psamitter. Midtre allokton er mylonitisert og viser en kraftigere metamorfose (midtre til øvre grønnskiferfacies) enn undre allokton (Roberts & Gee 1985). Dette kan representere den baltiske randen, eventuelt mikokontinenter eller grunnfjellsøyer som befant seg i området mellom Baltika og Laurentia (Ramberg et al. 2006, 199).

Øvre allokton viser en høyere deformasjon enn midtre og undre allokton. Øvre allokton viser en tydelig forskjell fra underliggende dekker med tanke på involverte bergarter, deformasjonstil og metamorfosegrad. Øvre allokton er tolket å stamme fra havbunnskorpe, øybuer, *fore-arc* og *back-arc* bassenger i Iapetushavet (Roberts & Gee 1985 og Ramberg et al. 2006, 200).

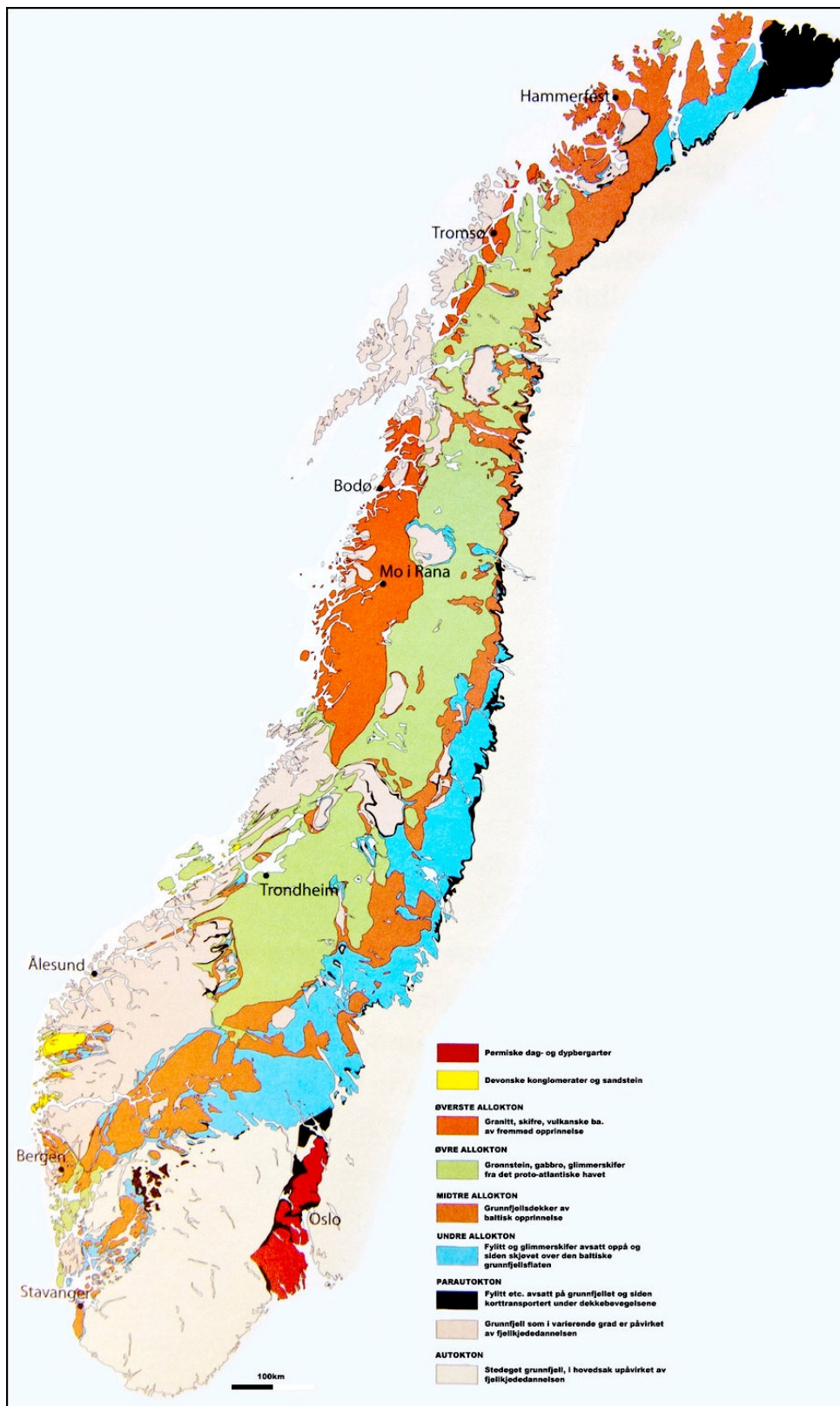
Øverste allokton består av migmatiserte gneiser, psamitter, marmor og skifre, samt soner med deformert grunnfjell. Videre finner man granitoider og gabbroer (Roberts & Gee 1985). Øverste allokton er antatt å stamme fra en kontinentrand, enten fra østsida av Laurentia eller mikrokontinenter i Iapetushavet (Ramberg et al. 2006, 201). Videre observasjoner gjort av Ravna et al. (2008) viser funn av karbonatitt i Tromsødekket, dette styrker teorien om at øverste allokton stammer fra en riftet kontinentalmargin. Øverste allokton har allerede før den skandiske fasen av fjellkjededannelsen blitt deformert gjennom takonske fase langs marginen av Laurentia (Roberts et al. 2007 og Roberts 2002). Kollisjonen mellom Baltika og Laurentia i tidsrommet Silur-Devon er tolket til å være skjev/skrå, der Baltika roterte mot klokka,

1 Innledning

samtidig som Laurentia driftet sørover (Torsvik et al. 1996 og Cocks & Torsvik 2002). Med denne fjellkjededannelsen fulgte det med store volumer med granitoide plutonske bergarter (Roberts et al. 2007).

I Kaledonidene er det identifisert tre hendelser som involverte kompresjon/ transpresjon; Trondheimiske- (Tidlig Arenig), Takonske- (Midt-sen Ordovicium) og den Skandiskefasen (Midt Silur- Tidlig Devon). Trondhjemiskefasen involverer subduksjon med kontraksjon/akkresjon mellom Baltika og/eller mikrokontinenter og øybuer i Iapetushavet. Takonskefasen er tolket til er en øybue kollisjon, som hendte på den Laurentsiske siden av Iapetushavet. Skandiskefasen førte med seg rask subduksjon av av den Baltiske marginen under Laurentia til dybder over 120 km og tilsvarende rask heving etterpå. Etter sammenstøtet mellom Laurentia og Baltika, fulgte en fase med ekstensjon som førte til kollaps av fjellkjeden og dannelse av devonske sedimentære bassenger(Roberts et al. 2007). Kirkland et al. (2008) viser til at den Finnmarkiske fasen aldri fant sted, men at hendelsene dokumentert rundt 500Ma. trolig viser innskyving av Kalakdekkekompleks.

1 Innledning

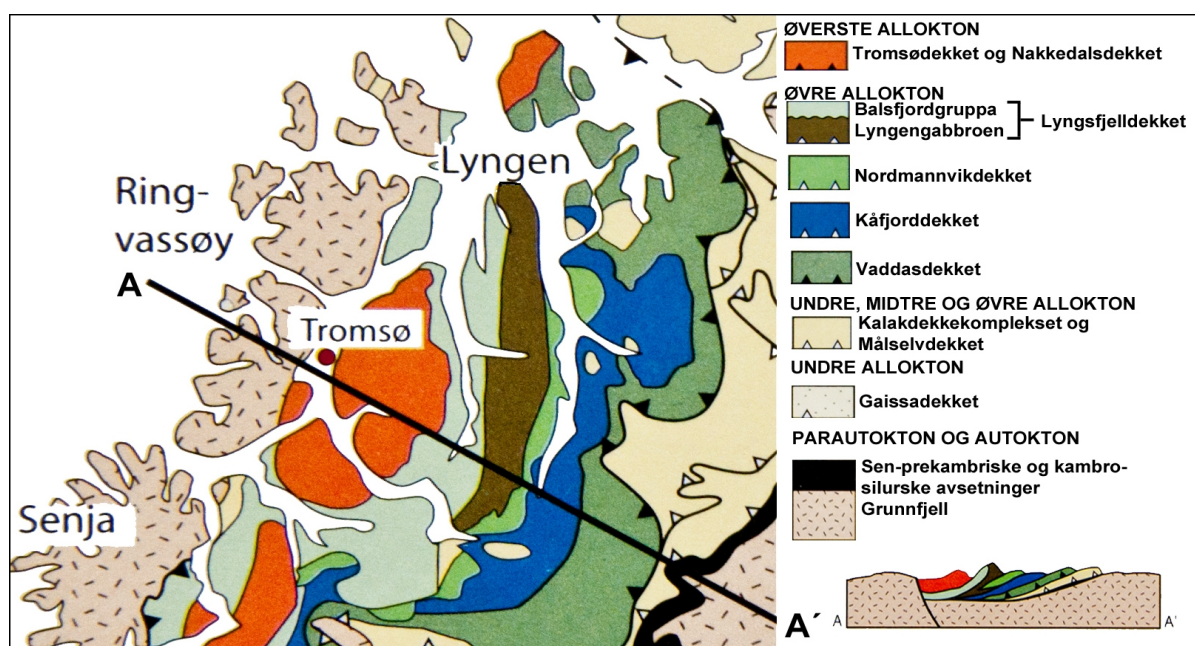


Figur 1.3: De forskjellige skyvedekkenes sett i Norge. Modifisert etter Ramberg et al. (2006).

1 Innledning

1.4.2 Kaledonidene i Troms

Kaledonidene i Troms varierer sterkt med tanke på litologi og metamorfose. Det består av flere forskjellige enheter, fra det para-autoktone Dividalsdekket i øst, til det høymetamorfe Tromsødekket i vest. Kaledonidene i Troms er representert med alle fire skyvedekkenne liggende over det prekambriske grunnfjellet og para-autokotone skyvedekket. Alt dette er skjøvet inn fra NV mot SØ under den Kaledonske fjellkjededannelsen.



Figur 1.4: De Kaledonske skyvedekkenne i Troms. Modifisert etter Ramberg et al. (2006).

Dividalsgruppen representerer det para-autoktone og stedegne sedimentære bergarter fra sen-vendisk til tidlig kambrisk tid avsatt på et nedslitt grunnfjellsoverflate (Zwaan et al. 1998).

Den undre allokton består av kvartsitter fra Gaissadekket. De er faktisk noe eldre enn Dividalsgruppen (Ramberg et al. 2006, 204).

Den undre og midtre allokton består av Målselvdekket. Det er ansett å være en tektonisk blandingsone bestående av mylonittiske skifre, grunnfjellsbergarter, tidlig-vendiske sedimenter og skiver av Kalakdekkekompleks (Zwaan et al. 1998).

Øvre allokton i Troms består blant annet av Vaddasdekket, Kalakdekkekompleks,

1 Innledning

Kåfjorddekket, Nordmannvikdekket og Lyngendekkekompleks.

Vaddasdekket er en del av Reisadekkekompleks, som består forskjellige bergarter, alt fra marmor, skifre, gabbroer, amfibolitter og konglomerater. Vaddasdekket viser amfibolittfacies metamorfose under den kaledonske fjellkjededannelsen (Lindahl et al. 2005). Fossiler i Goulas-marmor av Binns & Gayer (1980) er datert til silur, dette viser til at deformasjonen i Vaddasdekket er av silur alder.

Kalakdekkekompleks består av en metaarkoselagrekke tolket til å være elve- og grunnvannsedimenter fra Baltikas vestkyst. Over metaarkosen er det tektonisk overlagret av granodiorittisk gneis, trolig representerer denne gneisen en prekambrisk grunnfjells-kive fra randen av det baltiske skjold (Zwaan et al. 1998). Først trodde man at Kalakdekkekompleks var del av den midtre allokton, men senere studier viser at den trolig tilhører undredel av øvre allokton (Andréasson et al. 1998, Siedlecka et al. 2004 og Lindahl et al. 2005, Kirkland et al. 2008). Man kan se spor etter flerfasedeforrasjon i Kalakdekkekompleks, der metamorfosegraden er tolket til middels amfibolittfacies (Lindahl et al. 2005).

Kalakdekkekompleks er foreslått som en kontinuasjon til Seve og Köli dekkekomplekser. (Andréasson et al. 1998, Siedlecka et al. 2004).

Kåfjorddekket er bestående av kvartsitter, glimmerskifre, marmor og amfibolitter (Ramberg et al. 2006, 210). Kåfjorddekket viser metamorfosegrad tilsvarende middels amfibolittfacies. Teksturelt viser Kåfjorddekket kun en metamorf hendelse (Dallmayer 1992).

Nordmannvikdekket viser flerfase deformasjon. Den består av mylonittiske glimmerskifre, amfibolittbærende gneiser, marmor og lokale linser av ultramafisk komposisjon (Dallmayer 1992). Gjeldene metamorfosegrad i Nordmannvikdekket er lokalt opp til granulittfacies, ellers amfibolittfacies (Elvevold 1987). Nordmannvikdekket er tolket til å være metamorf grunnfjell der Balsfjordgruppas protolitter ble avsatt (Binns 1978, Andresen et al. 1985, Bergh et al. 1985). Dateringer gjort av Dallmayer et al. (1992) gir alder på nedkjøling til 431Ma - 410Ma i hornblende og muskovitt, dette tolket Dallmayer (1992) til å være plassering av Nordmannvikdekket ved den Kaledonske fjellkjededannelsen.

1 Innledning

Lyngendekkekompleks består av den sedimentære Balsfjordgruppa og Lyngenmagmatiske kompleks. Balsfjordgruppa inneholder blant annet en fossilførende kalkrik bergart. Fossilene antyder en avsetningalders på omkring 450Ma, som er tolket som alderen på Balsfjordgruppa. Balsfjordgruppa ble avsatt diskonform oppå en erodert rest av et ofiolittfragment, nå representert ved Lyngengabbroen. Balsfjordgruppa består av lavgradsmetamorfe sandsteiner, leirskifer, grønnsteiner, glimmerskifer, kalkstein, dolomitt og konglomerater (Ramberg et al. 2006, 210-211). Metamorfosegraden innad i Balsfjordgruppa varierer lokalt, men generelt øker metamorfosen oppover i lagrekka og vestover. Metamorfosen i Balsfjordgruppa er grønnskiferfacies, men lokalt amfibolittfacies nærmere grensa til Nakkedalsdekket (Kristensen 1983 & Andresen et al. 1985). Minimumsalderen på Lyngen magamatiskekompleks er 469+- 5Ma., bestemt ut fra uran-bly dateringer fra zirkon i en tonalittisk gang (Oliver & Krogh 1995).

Lyngengabbroen er rester etter havbunnskorpe. Den består av to fragmenter av havbunnskorpe. Disse to fragmentene viser forskjellige snitt i gjennom en havbunnskorpe. Den østlige delen viser lagdelt gabbronoritt og kvartsgabbro, mens den vestre delen består av gabbro, gabbronoritt, olivingabbro og ultramafitt og er gjennomvannet av diabasganger (Zwaan et al. 1998). Den vestlige delen er tolket til å utgjøre havbunnskorpe dannet ved spredningsrygg, mens østlige delen er tolket til å være dannet nær en underskyvningsone. Disse to delene separeres ved en duktil høytemperatur skjærsone (Ramberg et al. 2006, 212). Metamorfosegraden i Lyngen magamatiske kompleks er grønnskifer- til lavere amfibolittfacies (Andresen et al. 1994).

Den øverste dekkeserien viser tegn på veldig kraftig metamorfose, helt opp til eklogittfacies. Nakkedalsdekket og Tromsødekket utgjør øverste allocton i Troms. Nakkedalsdekket består av metasedimentære bergarter da kvartsfeltspatiske gneiser, samt noe amfibolitt og migmatitter og øverst Skattøra migmatitt kompleks. Skattøra migmatitt kompleks, består av amfibolitt som blir kuttet av felsiske ganger. Lokalt inneholder Skattøra migmatitt kompleks linser og lag av anorthositt, pyroksenitt og serpentinit (Rindstad 1992). Nær kontakten til Tromsødekket er Skattøra migmatitt kompleks sterkt mylonittisert (Selbekk et al. 2000, Broks 1985).

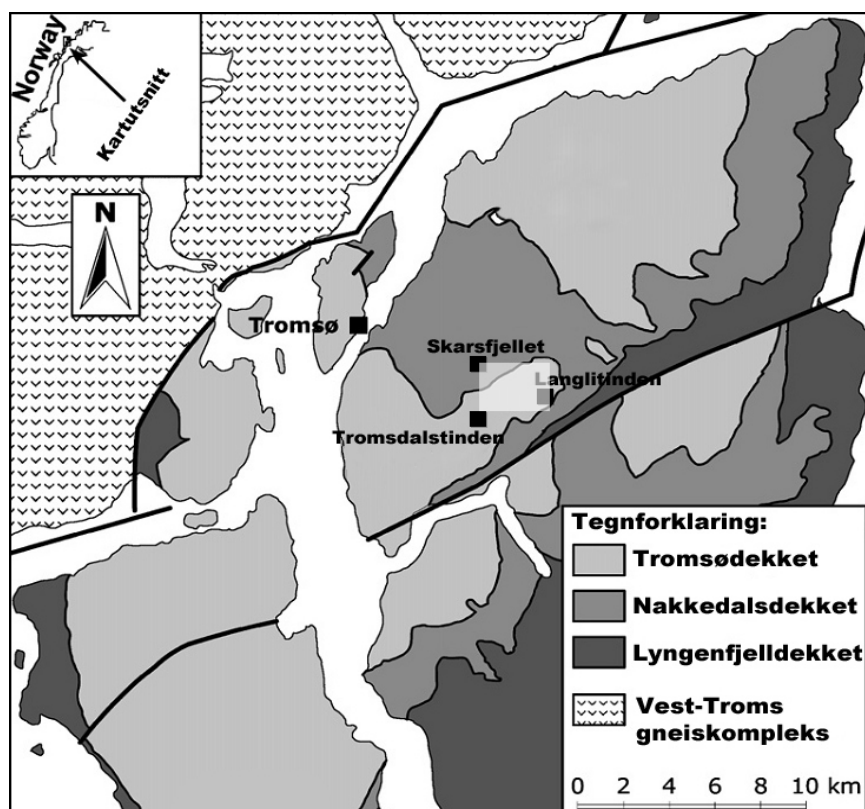
1 Innledning

Skattøra migmatitt kompleks ligger litologisk oppå glimmerskifer gneiser observert i blottet i østvendt fjellside mot Ramfjorden, mens fjellsidene vendt mot nordøst ligger Skattøra migmatitt kompleks over kvartsitter, fyltitteski kifer og kalk-konglomerater (Landmark 1973). Metamorfosegraden i Nakkedalsdekket er amfibolittfacies mot granulittfacies.

Tromsødekket består av metasedimenter som granatglimmerskifer og -gneiser, marmor, karbonatitt, kalksilikat-bergarter, samt kropper av eklogitt, granatamfibolitter og ultramafiskebergarter (Krogh et al. 1990, Ravna et al. 2006 og Ravna et al. 2008). Bergarter i Tromsødekket viser en flerfase metamorfose (Broks 1985, Krogh et al. 1990). Deformasjonsgraden varierer med de forskjellige hendelsene med deformasjon og metamorfose i Tromsødekket. Tromsødekket kan defineres som *ultra high pressure terrain*, og høyeste metamorfosegrad observert er eklogittfacies (Ravna & Roux 2006). Den øverste allocton stammer trolig fra en riftet kontinentalmargin (Selbekk et al. 2000, Corfu et al. 2003 og Ravna et al. 2008).

Når Nakkedalsdekket ble plassert over Lyngendekket medførte dette til metamorfose av kontaktbergartene mellom dekkene (Krogh et al. 1990). Coker-Dewey et al. (2000) viser til en Ar-Ar muskovittdatering på 441 ± 2Ma for granitt tilhørende bunnen av Nakkedalsdekket. Muskovitt datering fra en skifer lokalisert i Lyngendekket nær kontakten viser alder på 432±-2Ma. Dette er tolket til alderen når Nakkedalsdekket ble plassert oppå Lyngendekket (Corfu et al. 2003).

1 Innledning



Figur 1.5: Tromsødekket og Nakkedalsdekket tilhører øverste allokton, mens Lyngenfjelldekket tilhører øvre allokton. Lyse rektanglet indikerer feltområdet. Modifisert etter Ravna et al. (2006)

2 Tidligere arbeid i øverste allokton i Tromsø-området

2.1 Bergartsbeskrivelse fra artikler

2.1.1 Eklogitt

Eklogitt fra Tromsø-området viser karakteristiske trekk til en eklogitt, både teksturelt og mineralogisk med tydelig symplektittdannelse og koronastrukturer. Hovedmineralene er granat og omfasitt, der mineralene viser en granoblastisk tekstur (Landmark 1973).

Eklogitten er fin til middelskornet, lys grønn til grågrønn i farge, foliert og stedvis båndet. Båndene er 1-5 cm tykk, bestående av lys granatførende gneis bergart eller ved vekslings

2 Tidligere arbeid i øverste alloktion i Tromsø-området

mellom granat og pyroksen rike bånd. Svart amfibol forekommer som porfyroblaster spredt rundt i eklogittene. Zoisitt opptrer som vilkårlig orienterte 4-5mm lange lister. I Fløya området vest for Tromsdalstinden, opptrer eklogitt som linser og klumper i kalksilikat bergarter. Eklogitten er finkornet, med gråbrun til svakt grønnlig farge og stikker opp som små knauser i terrenget. Det er vanskelig å sette klare grenser mellom eklogitt og kalksilikat bergarter i felt. I tynnslip viser eklogitt viser en porfyroblastisk til glomeroporfyroblastisk mikrotekstur. Større granater opptrer enkeltvis eller som aggregater, ligger i en middels til finkornet matriks av symplektittisk klinopyroksen, plagioklas og amfibol (Broks 1985).

2.1.2 Retrogradert eklogitt

I retrogradert eklogitt er hovedmineralene amfibol og plagioklas, disse er vokst sammen som symplektitter. Granater viser ofte en koronastruktur, der hornblende opptrer utenpå granaten. Hornblende har vokst på bekostning av omfasitt ved retrograding. Hornblende er svakt grønn eller brunlig. Biotitt er et typisk sekundær mineral å observere i en retrogradert eklogitt. Symplektitt dannelse mellom hornblende og plagioklas er antatt å være sekundær, skjedd ved utfelling fra natriumrik omfasitt. Enkelte prøver viser at symplektittdannelsen kan være en primær sammenvoksing av hornblende og plagioklas (Landmark 1973).

2.1.3 Amfibolitt fra Tromsødekket

Amfibolitter opptrer som større enheter, lag, linser eller bånd i andre bergarter. Amfibolitt viser gjerne en tydelig foliasjon. Amfibolitt fra Tromsødekket er oftest fin til middelskornet og har få uregelmessige lyse feltspatiske årer. Innholdet av granat synes å variere usystematisk og opptrer som bånd eller soner parallelt med foliasjonen eller som uregelmessige aggregater. Amfibolitt og amfibolittiske gneiser i områdene rundt Tromsdalstinden veksler med marmorert og mindre mengder granatglimmergneiser. Amfibolitt opptrer som ofte som boudinerte lag, bånd eller linser. I tynnslip viser amfibolitt en foliasjon definert av nematoblastisk amfibol. Den inneholder porfyroblaster av granat, amfibol og plagioklas (Broks 1985). Granatamfibolitter innad i Tromsdalstindsekvensen viser en mosaikk tekstur i tynnslip. Foliasjonen er parallell til hovedfoliasjonen i metapelitter og blir definert av

2 Tidligere arbeid i øverste allocton i Tromsø-området

granat + brun grønn amfibol +- aluminiumfattig natriumrik-augitt + plagioklas + kvarts + epidot (Krogh et al. 1990).

2.1.4 Kalksilikatbergarter

Broks (1985) og Landmark (1973) har delt kalkholdige bergartene opp i lagdelte kalksilikatskifre og -gneiser og marmor og kalksilikatmarmor. Kalksilikatskifrene og kalksilikatgneisene består av hovedsaklig av hornblende, diopsid, plagioklas, epidot, kvarts og noe biotitt. Foliasjonen er tydelig i bergarten (Landmark 1973). Kalk-magnesiumrike bergarter inneholder konkresjoner som kan antas å være resultat av en regional skarndannelse (Landmark 1973). Kalksilikatskifre og -gneiser er fin til middelskornet, båndet gneis, lys grønn i fargen. Bergarten består av grønn klinopyroksen i veksling med plagioklas. Bergarten er granatbærende, men varierer veldig lokalt med tanke på mengde. Tynnslip viser ofte en porfyroblastisk hetrogranulær og tildels granoblastisk tekstur. Større korn av granat og klinopyroksen ligger i en mer finkornet matriks av epidotmineraler, plagioklas og karbonat (Broks 1985).

Krogh et al. (1990) har beskrevet bergarten nærmere, den inneholder endel granat og klinopyroksen, samt noe zoisitt, epidot, kvarts, titanitt, kalsitt og dolomitt. Sekundært utviklet amfibol erstatter klinopyroksen lokalt, størrelsen på amfibolkrystallene er relativt store <1 cm ekvidimensjonale poikiloblast slik som i eklogitter. Andre sekundære reaksjoner i bergarten er amfibol + kvarts og reaksjon mellom zoisitt og kalsitt til skapolitt. Granat og klinopyroksen sees som mørke brunrød- og mørkere grønne lag i magnesiumrike kalksilikater.

2.1.5 Marmor og kalksilikatmarmor

Lys grå til gråblå båndet middelskornet til grovkornet diopsid og tremolitt marmor er vanligst. Kalkspatmarmor er ofte grovkornet, med hvit til rusten gulbrun farge. Marmorene har middelskornet til grovkornet hetrogranulær porfyroklast mikrostruktur. Større korn av diopsid og tremolitt ligger i en svakt foliert matriks av kalkspat, dolomitt, diopsid, flogopitt og tremolitt. Kvarts, titanitt og apatitt tilstede som aksessorisk mineraler (Broks 1985).

2 Tidligere arbeid i øverste alloktion i Tromsø-området

2.1.6 Granatglimmerskifer og granatglimmergneis

Biotitt-muskovittskifer inneholder plagioklas, med komposisjon fra oligoklas til andesin. Kyanitt og granater er vanlig å finne i granatglimmerskifer (Landmark 1973). Ofte inneholder biotitt-glimmerskiferen mye feltspat, som en gneis. Den har da en migmatittisk til båndet tekstur, der veksler mellom feltspatrike glimmerskifer og kvarts-feltspatrike bergarter (Landmark 1973).

Granatglimmergneiser er ofte rustvitrende med vekslende glimmerrike og kvarts og feltspatrike bånd og årer. I glimmerrike soner viser bergarten en velutviklet skiffrighet. Granatene varierer både i størrelse og mengde. Lokalt er det soner som er svært granatrike, størrelsen på granatene er opptil 2cm i diameter (Broks 1985). Øye-sliregneis er noe lysere og mer grovkornet enn granatglimmergneis. De inneholder mer kvarts og feltspat. Runde og linseformede øyne, aggregater og bånd rik på feltspat er vanlig i bergarten. Bergarten er granatførende, men i mindre mengder og ofte konsentrert rundt glimmerrikebånd i gneisen (Broks 1985).

Glimmergneiss, beskrevet fra Tønsvika

Fin til middelskornet og har en grålig farge, med gul brun flekkvis forvitningsfarge. Veksling med mørke og lyse lag og linser som gir den en båndet utseende. Mørke bånd består av biotitt, phengitt, feltspat, kvarts og granat. Felsiske monomineralske årer består av kvarts. I glimmerrike områder er det mindre kvarts og feltspat (Roux 2002).

2.1.7 Ultramafiske bergarter

Langlitindkroppen er omkring 350 x 100 meter i størrelse. Omkring denne kroppen er det flere mindre linser av ultramafisk komposisjon. Foliasjonen i omliggende bergarter, bøyer seg rundt de ultramafiskekroppene (Ravna et al. 2006). Forvitningsfargen er gulbrun, selve vitringsshuden kan være opptil 20 cm tykk og består vesentlig av svært grovkornet lys brunlig amfibol i rosetteformet aggregater. Man observerer også lys glimmer og noe talk sammen med amfibol (Broks 1985).

Fersk prøve av bergarten viser en middelskornet, massiv bergart, med en klar grønn til

2 Tidligere arbeid i øverste allokton i Tromsø-området

brungrønn farge. Nærmere randsonen er bergartslinsene svakt foliert. Bergarten består stort sett av olivin og ortopyroksen, denne bergarten er klassifisert som en hartzburgitt (Broks 1985). Rosetter av anthophyllites nåler sees, nå er de delvis erstattet av talk. Kloritt opptrer spredt omkring i bergarten, ofte observert i sprekker. Granittiske pegmatitter kutter gjennom bergarten, der biotitt er å observere i kontakten mellom bergartene (Ravna et al. 2006). I tynnslip så viser bergarten porfyroblastisk tekstur med større korn av ortopyroksen i en middels til finkornet granoblastisk matriks av olivin og serpentin (Broks 1985).

2.1.8 Skattøra migmatitt kompleks

Skattøra migmatitt kompleks er grundig beskrevet i tidligere arbeider fra området. Den beskrives som en migmatittisk amfibolitt, som kuttet av et nettverk med lyse ganger (Broks 1985, Landmark 1973). De lyse gangene er av middels- til finkornete med anorthosittisk og diorittisk komposisjon. Nær kontakten med overliggende Tromsødekket, viser Skattøra migmatitt kompleks ofte en grovere foliasjon og bånding (Broks 1985). Antall gjennomsettende ganger avtar, samtidig som de orienteres parallelt til foliasjonen nær kontakten til Tromsødekket (Broks 1985, Landmark 1973). Linser av migmatisert leucogabbro, serpentinit og metasedimenter forekommer lokalt (Selbekk et al. 2002). Bergarten viser tydelig oppsmelting, både i liten og storskala der tydelig dreneringstrukturer forekommer (Rindstad 1992, Selbekk et al. 2002). Den regionale foliasjonen i Skattøra migmatitt kompleks er definert av veksling mellom bånd av amfibol og plagioklas med varierende tykkelse. En mylonittisk tekstur i de øverste meterne av Skattøra migmatitt kompleks er resultat av overskyvning av Tromsødekket (Broks 1985).

Gangene er beskrevet som lys feltspatiskgneiss med 1-2mm tynne bånd og øyne av svart amfibol. Ved observasjon i tynnslip beskrives tekturen som porfyroklastisk nematoblastisk tekstur. Avlange porfyroklastere av amfibol ligger i en middelskornet rekrystallisert matriks av plagioklas og zoisitt (Broks 1985). Gangene er dimensjonert fra under desimeteres tykkelse til 10 meters tykkelse (Landmark 1973). Gangene består hovedsaklig av plagioklas 85-100% og 0-15% amfibol. Kornstørrelsen varierer fra finkornet til pegmatittisk. Opptreden, orientering og distribusjon av amfibol varierer fra gang til gang. Man kan finne apatitt, muskovitt, biotitt,

2 Tidligere arbeid i øverste alloktion i Tromsø-området

jernoksider eller -sulfider, titanitt og epidot eller klnozoisitt i gangene. Legg merke til at det ikke er kvarts tilstede (Selbekk et al. 2002, Landmark 1973).

Linser av metagabbro består av 0-65% plagioklas og 35-100% amfibol. Kornstørrelsen er middelskornet til pegmatittisk. Linsene av metagabbro viser en porfyrittisk tekstur uten noen foretrukket orientering på korn, men modal lagdeling kan forekomme (Selbekk et al. 2002). Metagabbroen er stedvis foliert (Rindstad 1992). Metagabbro viser klare tegn på oppsmelting, man ser tydelig segregering av plagioklas og amfibol. I metagabbro opptrer det 10-20 cm tykke lag, rik på granater. Lagene kiler ut i lengderetning (Rindstad 1992).

Amfibolitt viser en komposisjon der 70-100% er amfibol, 0-30% plagioklas og 0-5% er Fe-Ti oksid. Kornstørrelsen er middels til grovkornet og viser en nematoblastisk tekstur (Selbekk 2000). Amfibolittene er tolket til å utgjøre melanosome deler av migmatittkomplekset, de består utelukkende av hornblende, samt mm tykke linser av plagioklas med tilfeldig orientering. Foliasjonen er definert av nematoblastisk hornblende, foliasjonen bøyer seg rundt større hornblendekrystaller (Rindstad 1992). Amfibolittene er tolket til å være restiutt, men noen av amfibolittene er parallelle med ganger. Det kan tyde på at amfibolittene parallelle med ganger kan være en del av hydreringsone på grunn av dehydrering av anorthittisk smelte i følge Selbekk et al.(2002). Amfibolitt er tolket til å være paleosom av Landmark (1973).

Skattøra migmatitt kompleks er tolket som en kumulatbergart med ultramafiske, gabbroide og anorthosittiske lag. Bergarten har gjennomgått metasomatose og anatekse som har resultert i stor grad med oppsmelting, 30%. Smelten har gjennomsatt hele migmatittkomplekset og dannet et nettverk av lyse ganger (Rindstad 1992).

2.2 Metamorfose i øverste alloktion beskrevet i artikler

Nakkedalsdekket og Tromsødekket viser forskjellige hendelsesforløp før de kom i kontakt med hverandre.

2 Tidligere arbeid i øverste allocton i Tromsø-området

2.2.1 Tromsødekket – metamorfose og tektonikk

Eklogitt ble av Endell (1913) antatt å være genesis til gabbroer i nord. Landmark (1973) mente at eklogitt ikke kunne være opprinnelige gabbroid bergart. Eklogitt var trolig et produkt av metasomatose oppstått ved reaksjon i de kalk-magnesirike sedimentene under granittiseringsprosessen innen øvre skyvedekket (Landmark 1973). Amfibolitter, granat-amfibolitter og kalkbergarter ble tolket til å stamme fra metasedimenter. Lagformete kalksilikatbergarter representerte lukkede systemer som stammer fra tidligere kalkholdige sedimenter. Metasomatose dannet samtidig eklogittene på Tromsøya og fastlandet (Landmark 1973).

Tromsødekket viser en kompleks metamorf historie, bestående av flerfase deformasjon (Landmark 1973, Broks 1985, Krogh et al. 1990, Ravna et al. 2006, Stevenson 2006, Selbekk et al. 2000). Det ble observert fire hovedfaser med deformasjon i Tromsødekket (Kristensen 1983, Broks 1985, Krogh et al. 1990).

Hovedfoliasjonen i Tromsødekket observeres som skifrighet i glimmerrike gneiser og -skifre, bånding i gneis og marmor, mylonittisk tekstur flere steder i Tromsødekket, samt at linser og kropper inne i Tromsødekket er boudinert og orientert med akseplanet til F_2 foldene (Broks 1985, Krogh et al. 1990). D_3 fører lokalt til folding F_2 folder. Tidligste deformasjonsepisode er vanskelig å observere i felt, men i mikroskop sees spor etter den som inklusjoner i tidlige granater (Broks 1985). Seneste deformasjonsepisode kan sees gjennom asymmetriske meso- og makroskopiske folder med akser som stuper slakt mot sør, samt krenulasjonskløv i granatglimmerskifer (Broks 1985).

Ravna et al. (2006) beskrev en progradsdeformasjon ved subduksjon og påfølgende heving av ultramafiske bergarter. Temperatur og trykk er estimert å økt fra 1,39 GPa til 2,38 GPa og 675°C til 740°C. Ravna et al. (2006) viser at eklogitt i Tromsødekket har gjennomgått en UHP metamorfose, der maksimum trykk er estimert til 3,36 GPa ved temperatur på 735°C. Etter UHP metamorfosen, sank trykket mens temperaturen øker og førte til to forskjellige episoder med delvis oppsmelting av eklogitt. Eldste episode viser et trykk på 2,0 GPa - 2,2 GPa ved 762-844°C og en yngre episode 1,0-1,3 GPa ved 743-900°C (Ravna et al. 2006 og

2 Tidligere arbeid i øverste allokton i Tromsø-området

Stevenson 2005). Siste fase av deformasjonen er tolket til når Tromsødekket ble plassert oppå Skattøra migmatitt kompleks, denne hendelse medførte sterk duktil deformasjon og rekryttering av kontaktbergartene samtidig med at temperaturen sank ned i amfibolittfacies (Ravna et al. 2006 og Stevenson 2005). Ved dette tidspunktet har allerede Skattøra migmatitt kompleks gjennomgått delvis oppsmelting, siden temperatur og trykkforholdene ved plassering av overnevnte enheter ikke var høy nok til å smelte bergartene i Skattøra migmatitt kompleks (Rindstad 1992).

Titanitt aldre fra eklogitter og retrograderte eklogitter viser alder på 450,3±0,9Ma, 449,7±1,3Ma og 451,0±1,4Ma. Rutil fra eklogitt i Tromsødekket viser alder på 448±1,8Ma. Zirkon fra eklogitt i Tønsvika har alder på 452,1±1,7Ma. Disse aldre relateres til eklogittisering eller ved heving av Tromsødekket, noe som førte til delvis oppsmelting av eklogitt. Dette viser at hevinga må ha skjedd fort (Corfu et al. 2003). Rutil fra eklogitt i Tønsvika er datert til 428Ma, mens rutil i eklogitt fra Tromsdalstind viser alder på 436 Ma. Rutil kan muligens blitt dannet ved D₂ deformasjonen, men alderen på rutil har blitt delvis restartet ved senere metamorfose, derfor vises en yngre alder i følge Corfu et al. (2003).

Corfu et al. (2003) viser til analyser av Zirkon mineraler i trondhjemitisk ortogneis (Krogh et al. 1990) i Tromsdalstindensekvensen viser en felles alder på 493 ±5-2 Ma. Dette indikerer at intrusiv aktivitet tok plass på samme tid som dannelsen av tidligere offiolitter og øybu relaterte serier, disse kan sees på den laurentiske- og baltiskeside av den Kaledonske fjellkjeden (Corfu et al. 2003).

Selbekk et al. (2000) mener at øverste allokton kan stamme fra en riftet kontinentalmargin, utfra relasjonen mellom sedimentære bergarter og alkaline komposisjonen av gabbroiske protolitter i Skattøra migmatitt kompleks. Dette støttes opp av Corfu et al. (2003) ved isotopdata fra titanitt indikerer en prekambrisk kilde, mafiskebergarter stammer fra smelting av en gammel anriket subkontinental lithosfære (Corfu et al. 2003). Ravna et al. (2008) viser til oppdagelse av karbonatitter i Tromsødekket, noe som bare styrker teorien om at Tromsødekket opprinnelig stammer fra en riftet kontinentalmargin.

2 Tidligere arbeid i øverste allokton i Tromsø-området

2.2.2 Skattøra Migmatitt kompleks – metamorfose og tektonikk

Landmark (1973) tolket at oligoklasgangene som kutter gjennom amfibolitten er dannet ved anateksis av områdets paleosome del, men hadde opphav utenfor studerte feltområde (Landmark 1973).

Det er observert tidlig metamorfose, som dannet hovedfoliasjon i meta-gabbroide lag.

Anatekse som førte til dannelse av leukosome ganger, er tolket til å være under, eller rett etter dannelse av foliasjonen i bergarten ved en temperatur rundt 710°C og et trykk på 10-11 kbar (Rindstad 1992). Dette er skjedd før kontakten med Tromsødekket ble opprettet, ettersom ingen av gangene i Skattøra migmatittkompleks sees i Tromsødekket (Broks 1985).

Deformasjonsepisoden som medførte anatekse av SMC er tolket til å være en progradsdeformasjon (Broks 1985 og Rindstad 1992). Gangene i Skattøra migmatitt kompleks er trolig resultat av *in situ* oppsmelting med vann tilstede, sannsynligvis fra to forskjellige protolitter som kilde (Rindstad 1992). Denne deformasjonen i Skattøra migmatitt kompleks kan ikke korreleres mot noen av deformasjons hendelsene i Tromsødekket (Broks 1985). En senere deformasjonsepisode i Skattøra migmatitt kompleks er tolket av Rindstad (1992) til å ha dannet foliasjonen i anorthosittiske lag.

Selbekk et al. har gjennom to publikasjoner (2000), og (2002) vist at Skattøra migmatitt kompleks kan være dannet ved anateksis av alkaline gabbro i med tilgang på en H₂O rikt fluid fase ved trykk omkring 1 GPa og 900°C (Selbekk et al. 2002).

Bly-uran datering av titanitter fra anorthosittisk gang og fra migmatisert metagabbro dateres til 456 ± 4 Ma og 456 ± 3 Ma (Selbekk et al. 2000). Selbekk et al. (2000) tolket alderen til migmatisering av gabbro og krystallisasjon av anorthosittgangene. Corfu et al. (2003) antyder at Selbekk et al. (2000) sin titanitt alder er noe unøyaktig, på grunn av valg av metode som ble benyttet ved datering. Gangene som opptrer i Skattøra migmatitt kompleks er trolig dannet under en kollisjon-subduksjon prosess, før kontakt med Tromsødekket i en tidlig fase slik at ikke gangene kutter inn i Tromsødekket (Corfu et al. 2003).

K-Ar dateringer av amfibol fra oligoklasgang og gneis, begge fra Skattøra migmatitt

2 Tidligere arbeid i øverste allocton i Tromsø-området

kompleks, viser til alder på 436+-20Ma og 448+-20Ma. K-Ar datering representerer nedkjøling av amfiboler under 475-500°C (Krogh 1990).

3 Resultat

3.1 Bergartsbeskrivelse i felt og tynnslip

3.1.1 Granatglimmerskifer og granatglimmergneis (Tromsødekket)

Opptreden i felt:

Jeg har valgt å beskrive granatglimmerskifer og granatglimmergneis i samme beskrivelse siden det er vanskelig å skille bergartene på en lett måte i felt. Forholdet mellom plagioklas og glimmer avgjør om bergarten er skifer eller gneis. Granatglimmerskiferen viser tydeligere skifrihet, mens granatglimmergneis er båndet og ikke skifrig. Disse to bergarter veksler ofte og lokalt. Granatglimmergneis -skifer fremstår som foliert, tidvis veldig sterkt foliert. Foliasjonen er definert av orientering av glimmer eller bånding i bergarten. Foliasjonen i granatglimmerskifer -gneis deflekterer rundt større kroppar og linser av eklogitt og andre kompetente bergarter. Denne bergarten opptre bare i Tromsødekket.

Bergarten opptre ofte sammen med kalksilikatbergarter, marmor og amfibolitter. Det kan være vanskelig å skille amfibolitt og granatglimmergneis i feltet, spesielt når amfibolitt viser mer bånding. Overflata på granatglimmerskiferen framstår som rustfarget på grunn av forvitring. Bergarten blir kuttet av felsiske ganger. Felsiske gangene består av plagioklas og kvarts.

Mesoskopiske trekk i bergarten:

Foliasjonen i bergarten er definert av orienteringa av glimmer, eller bånding.

Granatglimmergneis -skifer er granatførende, men størrelse og mengden på granatene varierer lokalt. Granatene varierer i størrelse fra mikroskopisk skala til over 2 cm i diameter. Lokalt i bergarten kunne man observere mafiske bånd rikere på granater. Bergarten er lokalt rik på

3 Resultat

amfibol. Mørk glimmer dominerer over lys glimmer i bergarten. Glimmeret varierer fra fin- til grovkornet. Granatglimmergneis -skifer viser en anastomoserende foliasjon rundt granater, tidvis en typisk mylonitt tekstur. Bergarten har vært utsatt for delvis oppsmelting. Mengde smelte er trolig liten, ut fra observasjoner av mindre felsiske smeltelommer. Smeltelommene er små i utstrekning, ofte linser i størrelsesorden centimeterskala.

Mikroskopi av granatglimmerskifer -gneis (Prøve T12.22)

Bergarten består hovedsaklig av granat, lys og mørk glimmer, klinozoisitt-epidot, plagioklas, amfibol, kvarts og zoisitt.

Kvarts 40 %

Opptre i bånd som er med på å definere foliasjonen på lik linje med glimmermineralene. Man ser rekrystallisering i form av *subgrain rotation*. Enkelte korn viser korngrense migrasjon. Kornstørrelsen varierer mellom 0,008 til 1mm i diameter. Korngrensene mellom kvartsbånd og glimmerbånd viser rette korngrenser. I kvartsbånd forekommer enkelte korn plagioklas og glimmer, ellers er kvartsbåndene homogen. Innad i kvartsbåndene er korngrensene lobeformete. Kvarts opptre også som ormer i klinozoisitt.

Biotitt 20%

Opptre i bånd og som inklusjoner i amfibol. Bånd av biotitt er med på å definerer foliasjonen i bergarten. Radioaktive haloer observeres inni biotitt. Storparten av biotitt er finkornet og opptre i bånd, men det er enkelte store korn av biotitt tilfeldig spredt i matriksen. Korngrensene er anhedral til subhedral, der biotitt varierer fra 0,01mm til 0,2mm i kornstørrelse. Enkelte korn viser undulerende utsløkking. Biotitt forekommer ikke i kvartsbånd.

Reaksjoner med

- amfibol blir erstattet av biotitt langs korngrensene
- lys glimmer blir erstattet langs kløv og korngrensene
- granat blir erstattet langs korngrensene.

Lys glimmer 20%

De største kornene av lys glimmer er flakformet, mens små korn er nåleformet. De minste kornene har rette korngrenser og er subhedral, mens store kornene er anhedral mot subhedral.

3 Resultat

Kornstørrelsen varierer fra 0,005 til 0,6 mm. Storparten av lys glimmer har liten kornstørrelse. Lys glimmer viser ofte undulerende utslokking, der kløv er svakt foldet. I enkelte bånd og soner utgjør lys glimmer rundt 70% av glimmer mineralet, mens i andre bånd dominerer biotitt fullstendig. Kornstørrelsen på glimmermineralene er veldig små i bånd dominert lys glimmer.

Reaksjon med - biotitt, der lys glimmer blir erstattet langs korn grensene og kløv.
Inneslutninger av: - opak mineral

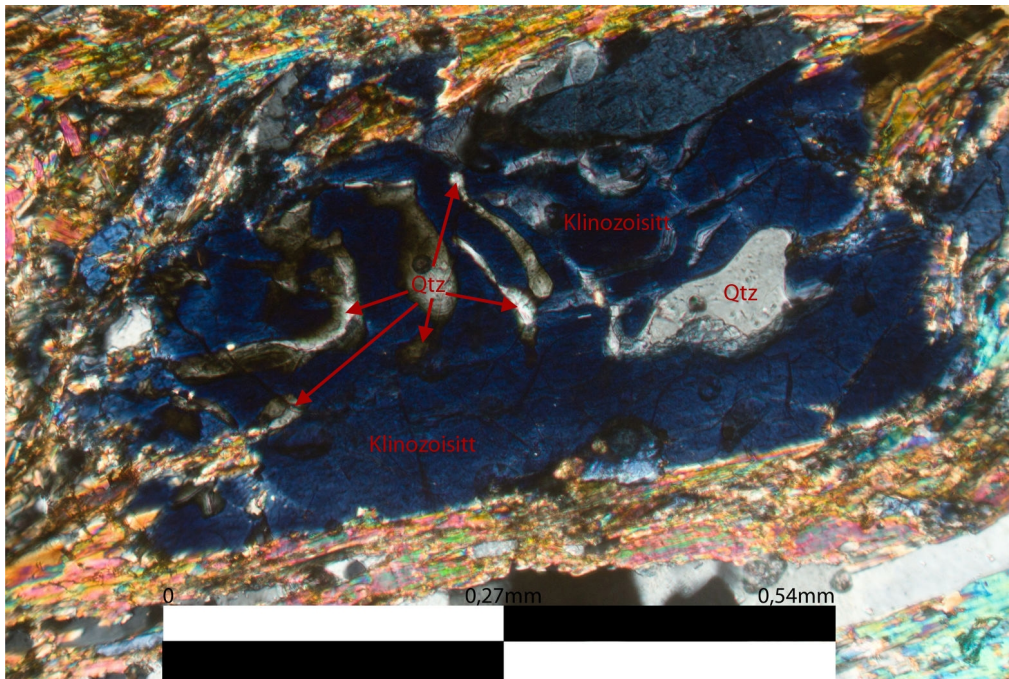
Klinozoisitt 5 %

Opptre som inneslutning i plagioklas, samt som enkeltstående aggregater i matriks. Klinozoisitt opptre ikke i kvartsbånd, kun i nærheten av glimmerrike bånd. Klinozoisitt er ofte sprukket opp på tvers av foliasjonen. Enkelte korn viser en undulerende utslokking. Observerer lamelletvillinger i klinozoisitt. Klinozoisitt er ofte orientert med lengste akse langs foliasjonen. Kornformen er flakformet eller uregelmessig. Korn grensene er anhedral, men enkelte korn med subhedrale korn grenser. De minste inneslutningene av allanitt viser idoblastisk kornform. Klinozoisitt opptre som inneslutning i plagioklas, der allanitt er innesluttet i klinozoisitt. Kornstørrelsen varierer fra 0,001mm til 0,8mm i diameter.

Inneslutning av: - lys glimmer
 - rutil
 - allanitt (Radioaktiv mineral), som har ødelagt krystallstruktur og utvidet seg som har medført oppsprekking av klinozoisitt.
 - kvartsormer

Reaksjon med - biotitt erstatter klinozoisitt
 - lys glimmer ved inneslutninger
 - kvartsormer i klinozoisitt (Figur 3.1)

3 Resultat



Figur 3.1: Kvartsormer i klinozoisitt. Dette kan indikerer retrogradering fra eklogittfacies (Krogh et al. 1990). Sett i krysspolarisert lys.

Granat 5%

Opptrer som porfyroklaster i en finkornet matriks. Granatene er sprukket opp på tvers av foliasjonen, dette er et kjennetegn på boudinage struktur. Flere granater er tydelig erstattet av andre mineraler som kvarts, feltspat og glimmer. Man kan se relikter etter idomorf granat.

Inneslutninger av

- biotitt
- kvarts
- klinozoisitt
- kalsitt/dolomitt
- opak mineral.

Inklusjoner i granater danner ingen tydelige spor som kan fortelle oss om foliasjonen i bergarten når granaten ble dannet. Det er kvarts i trykkskyggen av granatene. Områder der matriks er veldig finkornet virker å være dominert av lys glimmer rundt granatene, ikke så mye biotitt eller kvarts.

Reaksjoner med

- biotitt erstatter granat langs korn grensa og i sprekker
- plagioklas erstatter granat

3 Resultat

Zoisitt 5%

Opptrer som større porfyroklaster i matriks. Zoisitt er svært nedbrutt og oppsprukket. Zoisitt er deformert med en dekstral bevegelse. Glimmer deflekterer rundt zoisitt korn. Kornstørrelsen til zoisitt varierer siden den er nedbrutt, men observasjon av tidligere form til zoisitt antyder at zoisitt kunne vært opptil 2,5mm i diameter.

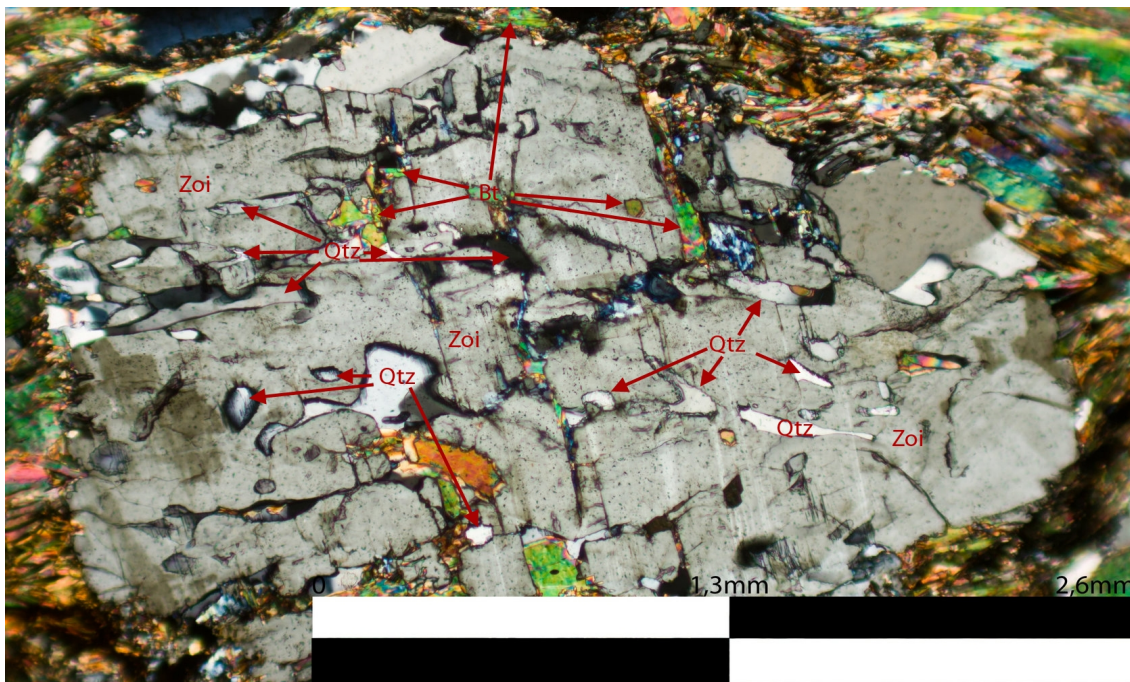
Inneslutninger av - kvarts som symplektitt tekstur (Figur 3.2)

- biotitt

- kalsitt observeres i enkelte korn

Reaksjon med - kvartsormer i zoisitt

- biotitt erstatter zoisitt langs korn grensene



Figur 3.2: Kvartsormer i korn av zoisitt. Biotitt erstatter zoisitt langs ytre korn grensen til zoisitt. Sett i krysspolarisert lys

Hornblende 3%

Opptrer som frittstående mineraler i matriks. Korn grensene er anhedral. Hornblende opptrer langs en sone i umiddelbar nærhet til eller i kvartsbånd. Kornstørrelse varierer fra 0,1mm-0,8mm i diameter.

Inneholder inklusjoner av - biotitt

- opak mineral

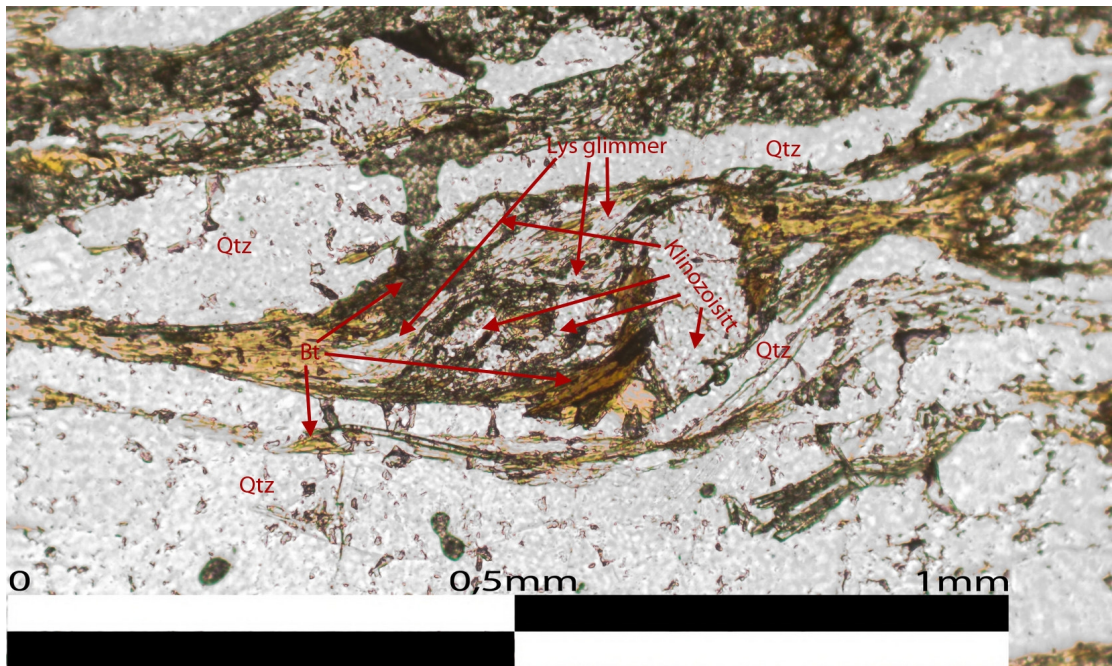
3 Resultat

- kvarts
- feltspat
- radioaktiv mineral

Reaksjoner med: - biotitt erstatter amfibol langs kornrensene

Kalsitt/dolomitt 2%

Enkelte korn er oppsprukket, orientering av sprekker viser et sett sprekker langs foliasjonen og et sett sprekker på tvers av foliasjonen. Sprekkene fylt med biotitt. Inneslutninger av et ukjent mineral med høyt relieff, svak gul i egenfarge, sirkulær form, relativ skitten, og interferensfarge som mørk grå/blå. To sett kløv er synlig i kalsitt/dolomitt i planpolarisert lys. Enkelte korn viser en svak undulerende utslokking. Kornformen er oval til irregulær, med anhedrale kornrensener. Kornstørrelsen er fra 0,10mm til 0,70mm i diameter. Kalsitt/dolomitt opptrer ofte i klynger, men også spredt rundt i matriks som enkeltstående aggregater, eller som inneslutning i granat.



Figur 3.3: Indikasjon på dekstral bevegelse i granatglimmerskifer. Sett i planpolarisert lys.

3 Resultat

3.1.2 Amfibolitt (Tromsødekket)

Opptreden i felt:

Amfibolitt opptrer som bånd og linser i og omkring granatglimmerskifer, kalksilikatbergarter og marmor. Linsene og båndene varierte sterkt i tykkelse, fra cm skala til flere 10 talls meter tykke. Amfibolitt fremstår som foliert, men lokalt er amfibolitt homogen uten tydelig foliasjon. Amfibolitt er ofte å observere som boudinerte strukturer i granatglimmerskifer og -gneiser. Boudinage strukturene har en mindre mektighet enn lag og linser, i en skala fra cm opptil meter tykk og par meter lang. Bergarten viser en brunlig forvitningsfarge, men mer grå-blå ved mindre grad av forvitring.

Mesoskopiske trekk i bergarten:

Amfibolitt består hovedsaklig av hornblende, plagioklas, klinopyroksen, klinozoisitt og granat. Amfibolitt er lokalt granatbærende, men mengden og størrelse på granatene varierer. Lokalt består amfibolitt av mye (>90%) hornblende, og kan tidvis karakteriseres som en hornblenditt. Glimmer opptrer lokalt i amfibolitt, men da i mindre mengder. Kornstørrelsen i bergarten varierer fra medium til grovkornet. Felsiske bånd kutter enheten. Tykkelsen på båndene varierer fra millimeter til flere centimeter tykke, ofte er båndene parallell med foliasjonen. Båndene består av plagioklas og kvarts. Bergarten er massiv, men lokalt kan bergarten være mer sukkeraktig, veldig lik klinopyroksen-granat amfibolitt. Man kan se tydelig tegn på delvis oppsmelting i amfibolitt. Leukosome området inneholder kvarts og feltspat.

Mikroskopi av amfibolitt (Prøve T12.15)

Amfibolitt består av hornblende, biotitt, plagioklas, kvarts, klinozoisitt, granat og titanitt. Det er lite opake mineraler å observere i bergarten. Foliasjonen kan lokalt karakteriseres som anastomoserende, der biotitt rike bånd bøyer seg rundt større samlinger av felsisk mineraler og store amfibol korn. Foliasjonen defineres av biotitt rike bånd og orientering av hornblende og klinozoisitt-epidot korn. Rutil og kalsitt/dolomitt observeres som aksessorisk mineral i bergarten.

3 Resultat

Hornblende 40%

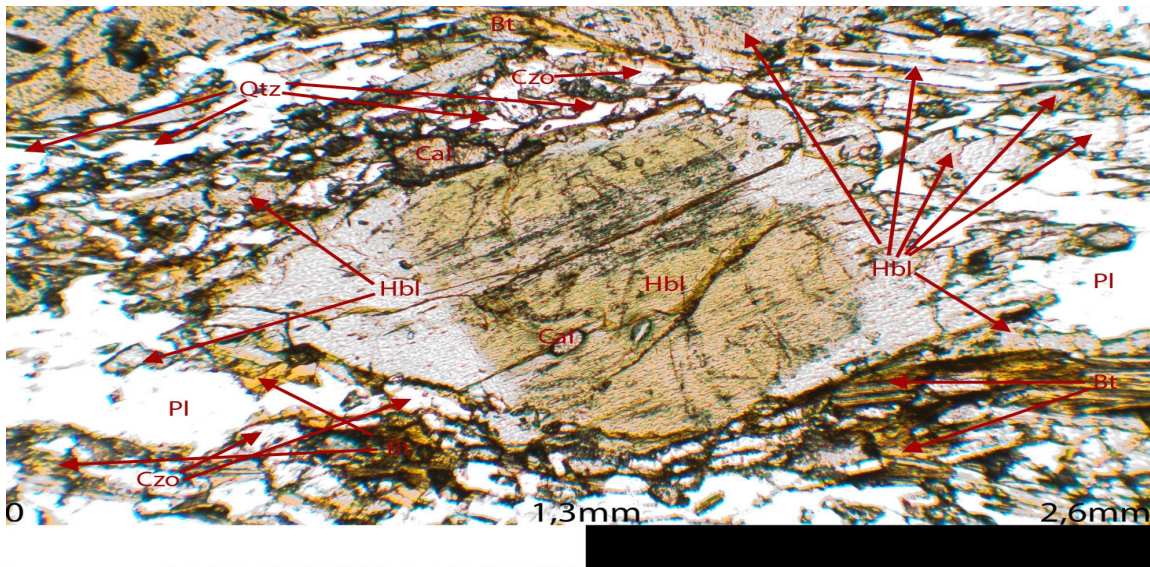
Hornblende opptrer som aggregater i bergarten, men observerer ofte at hornblende er konsentrert i bånd. Hornblende viser sonering med brun kjerne og en grønnlig rand. Hornblende er nedbrutt og er erstattet av plagioklas, biotitt og klintzoisitt. Korngrensene er anhedral, mens kornformen varierer fra større uregelmessige former, via elipseform til mindre stavformete korn. Kornstørrelsen varierer mellom 0,001mm til 2,5mm i diameter.

Hornblende har inneslutninger av:

- radioaktiv mineral
- opak mineral
- klintzoisitt
- kvarts
- veldig finkornet glimmer

Reaksjoner som sees er:

- klintzoisitt erstatter hornblende
- biotitt vokser over hornblende
- plagioklas vokser på bekostning av hornblende



Figur 3.4: Sonering i hornblende, med brun kjerne og grønn randsoner. Dette indikerer endring i metamorfe forhold ved vekst av hornblende. Sett i planpolarisert lys.

Plagioklas 30%

Plagioklas opptrer både som enkelt aggregater i bergarten eller i soner rikere på plagioklas. Størrelsen varierer mellom 0,05mm til 1,2 mm i diameter. Korngrensene er anhedral med

3 Resultat

elongert kornform. Plagioklas er generelt større enn kvarts. Man ser deformasjonstvinger i plagioklas. Enkelte korn plagioklas viser undulerende utsløkking. Plagioklas er fattig på inneslutninger. Inneslutningene er veldig finkornet, sett bort fra titanitt.

Som inneslutninger i plagioklas sees:

- finkornet biotitt nåler
- titanitt
- finkornet klinozoisitt aggregater
- hornblende

Biotitt 10%

Biotitt opptrer i bånd som definerer foliasjonen i bergarten. Biotitt har stavform eller formet som avlange flak. Kornstørrelsen er fra 0,02mm opptil 1,5mm i diameter. Biotitt har ingen inneslutninger. Større korn biotitt er svakt foldet. Enkelte korn biotitt viser ingen utsløkking ved rotasjon, men forblir brun i planpolarisert lys.

Biotitt viser reaksjon med:

- granat som blir overvokst av biotitt langs kantene
- hornblende som blir overvokst av biotitt

Kvarts 10%

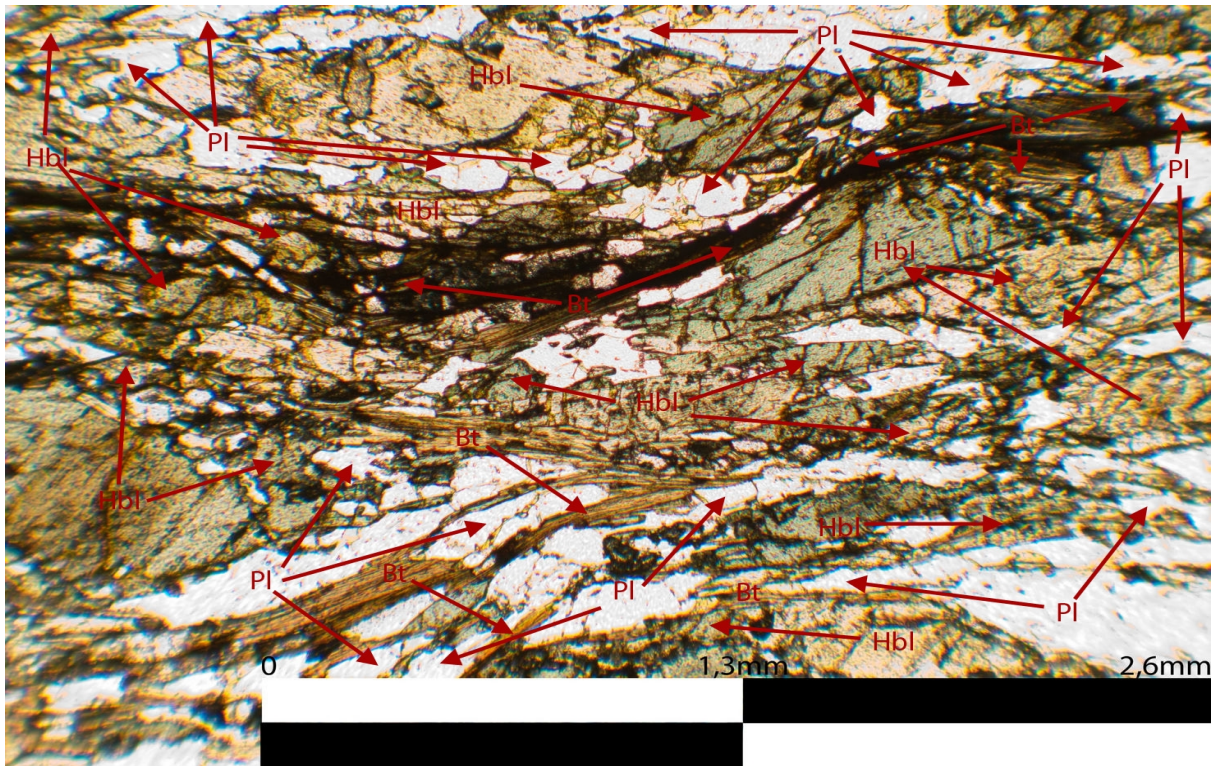
Kvarts opptrer som mindre korn spredt rundt i matriks, men også i soner rik på kvarts. Kvarts har en mindre kornstørrelse enn plagioklas. Kornstørrelsen er 0,02mm til 1 mm i diameter med hovedfraksjonen i nedre halvdel. Kvarts er fri for inneslutninger, men viser undulerende utsløkking. Enkelte områder er rikere på kvarts enn andre, det kan virke som rekrystalliserte kvartskorn er relativt ekvigranulære med 120° trippelpunkter.

Granat 5%

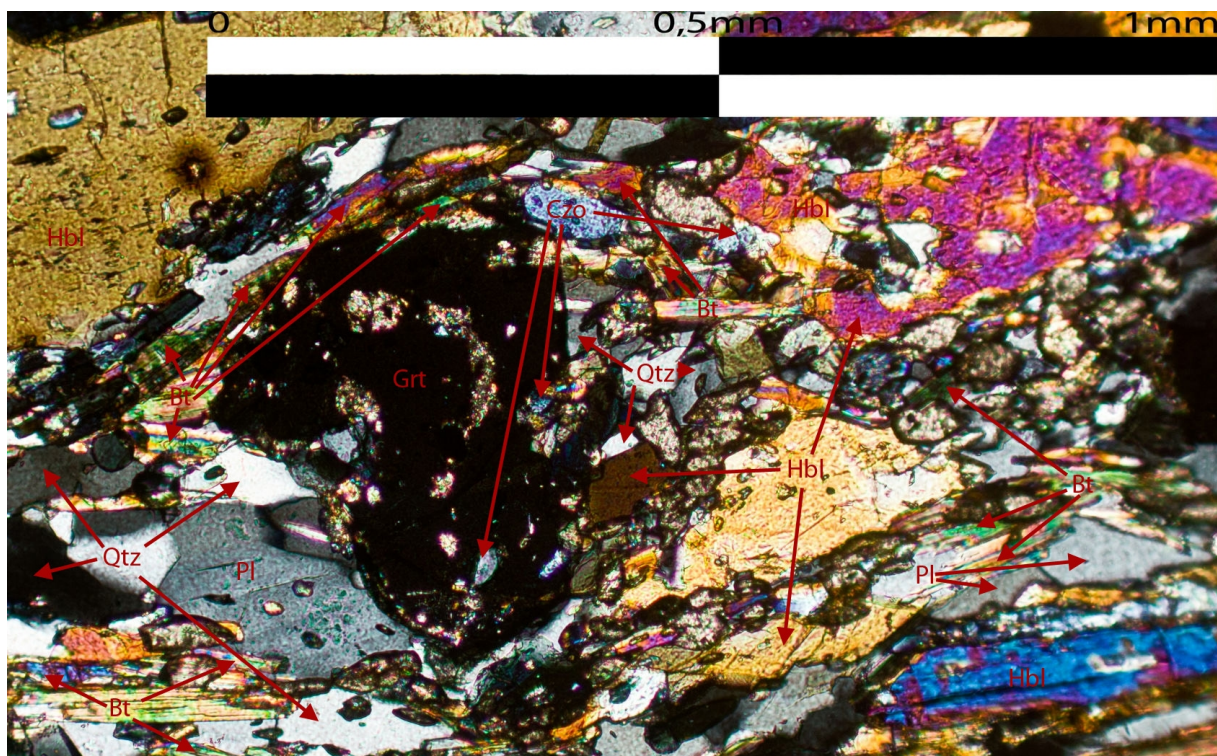
Opptrer som mindre aggregater i matriks. Kornstørrelsen varierer fra 0,05mm til 0,5mm i diameter. Granat varierer fra å være relativt nedbrutt, med anhedrale korn grenser til relativt subhedrale, nærmest idomorfe granater. Observerer inneslutninger av finkornet glimmer og klinozoisitt/epidot i granat. Dekstral rotasjon av granat sees ut i fra formen fra inneslutningene (Figur 3.6).

Granat viser reaksjon med: - biotitt erstatter granat langs korn grenser

3 Resultat



Figur 3.5: Anastomerende foliasjon i amfibolitt. Sett i planpolarisert lys.



Figur 3.6: Granat med inklusjonspor bestående av klorzoisitt og glimmer. Formen på inneslutningene i granat er en Z-form. Sett i krysspolarisert lys.

3 Resultat

Klinozoisitt 4%

Klinozoisitt opptrer som aggregater spredt rundt i bergarten og som inneslutninger i granat. Klinozoisitt er orientert med lengste akse langs foliasjonen. Kornstørrelsen er fra 0,001mm til 1,4mm i diameter. Klinozoisitt opptrer ofte i soner med mindre kornstørrelsen sammen med biotitt og kvarts. Enkelte korn viser indre sonering mot epidot, mens andre korn viser lamelletvilling. Det er lite inneslutninger å se i klinozoisitt, enkelte nåler av biotitt er identifisert. Korngrensene er subhedral mot anhedral, kornformen viser stavform og avlange klumper. Klinozoisitt er ofte oppsprukket på tvers av foliasjonen.

Reaksjoner der klinozoisitt er innblandet: - Biotitt vokser over klinozoisitt
- klinozoisitt vokser over hornblende

Titanitt 1%

Titanitt opptrer i bergarten som frittstående aggregater. Titanitt varierer i størrelse fra 0,005mm til 0,4mm i diameter. Man ser ingen inneslutninger i titanitt. Titanitt viser ofte en mindre kornstørrelse i områder bestående av mye biotitt.

3.1.3 Metagabbro (Tromsødekket)

Opptreden i felt:

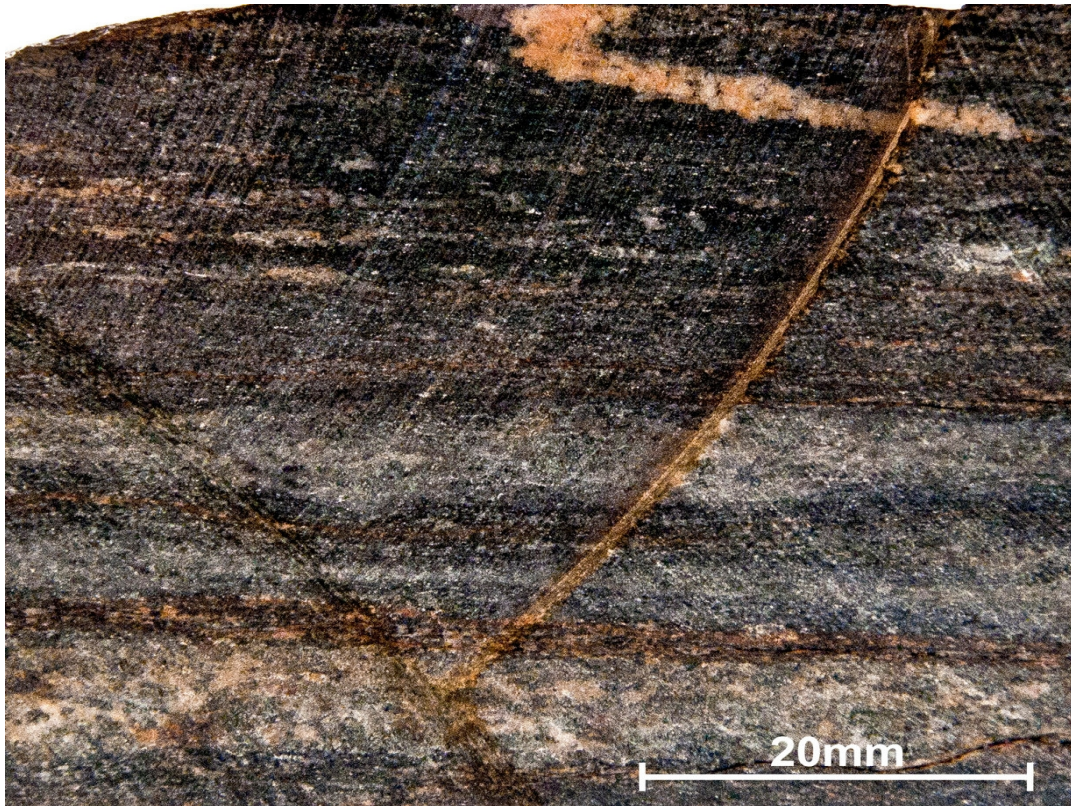
Metagabbro likner svært på amfibolitt fra Tromsødekket. Det er vanskelig å skille enhetene i felt. Metagabbro opptrer som en større kropp i Tromsødekket, ~0,3 km². Blotninger av bergarten er å observere i bekkefar og rundt knauser i terrenget. Metagabbro fremstår lokalt som foliert. Bergarten varierer i grad av forvitring, stedvis fersk med relativt uforvitret overflate med spottvise brune flekker, mens innvendig var bergarten helt forvitret. Fargen på overflata er blå-grå ved lite forvitring. Metagabbro er massiv bergart, men lokalt er den sprukket langs foliasjonen. Pegmatitter kutter gjennom bergarten. Bergarten er ikke kuttet av det karakteristiske nettverket av ganger med plagioklas som er typisk i SMC.

Mesoskopiske trekk i bergarten:

Metagabbro består av klinopyroksen, amfibol, biotitt, plagioklas, kvarts og noe granater. Biotitt opptrer ofte i bånd, da kan bergarten være noe skifrig. Hornblende er det dominerende

3 Resultat

mafiske mineral i bergarten, den opptrer i bånd eller tilfeldig spredt ut sammen med felsiske mineraler uten noen tydelig orientering. Det kan beskrives som en blanding mellom salt og pepper. Granat forekommer lokalt, men i små mengder konsentrert i bånd. Metagabbro kuttet av felsiske ganger med tilfeldig orientering. Gangene består av kvarts. Store korn av klinopyroksen er orientert (NØ) i forhold til den generelle lineasjonen (SØ) definert av hornblende i bergarten, mens mindre klinopyroksen korn er orientert (SØ) likt som hornblende. Lokalt ser man små lommer, som kan være tegn på delvis oppsmelting av bergarten. Disse små felsiske lommene inneholder feltspat og kvarts.



Figur 3.7: Leucosom i metagabbro som er tolket til å være resultat av delvis oppsmelting av Tromsødekket.

Mikroskopi av metagabbro (Prøve T12.4 og T12.6)

Mineralene som utgjør bergarten er hornblende, biotitt, feltspat, kvarts, klinozoisitt, granat og titanitt, kalsitt, klinopyroksen og rutil.

Hornblende 30- 60%

Opptrer som hovedmineral i bergarten og orientert slik at den utgjør foliasjonen.

3 Resultat

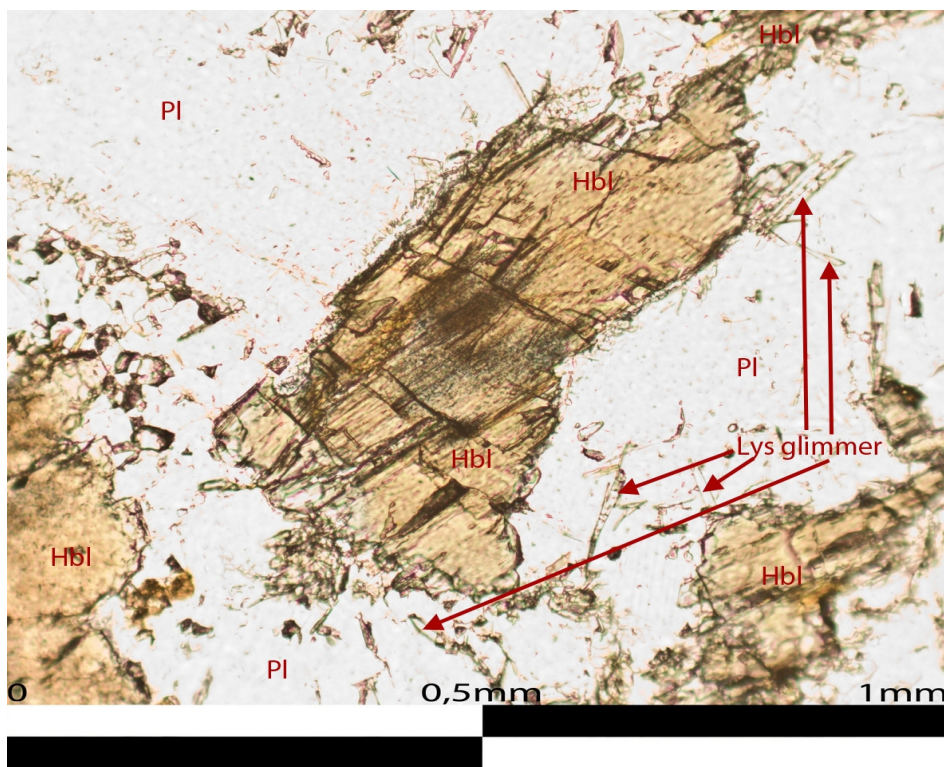
Lokalt kan hornblende være oppsprukket og nedbrutt. Lokalt vises undulerende utsløkking. Enkelte større korn viser sonering med brun kjerne og grønn randsone. I en av prøvene viser hornblende tydelig brune flekker både i planpolarisert lys og krysspolarisert lys (Figur 3.8). Kornformen er ofte avlang, mens korngrensene er anhedral. Kornstørrelsen varierer fra 0,01mm til 3 mm i diameter. Foliasjonen bøyer seg rundt enkelte store korn av hornblende. Hornblende vokser over klinozoisitt. Ser relikv av augitt i hornblende.

Inklusjoner av:

- radioaktiv titanitt
- plagioklas
- opak mineral
- biotitt
- lys glimmer nåler
- kalsitt/dolomitt

Reaksjon med andre mineraler:

- biotitt vokser over hornblende langs kløv og korngrensene
- plagioklas erstatter hornblende
- hornblende vokser over klinopyroksen



Figur 3.8: Det mørke kjernen i hornblende kan indikere at mineralet tidligere har vært augitt. Sett i planpolarisert lys.

3 Resultat

Plagioklas 30-60%

Lokalt sees to generasjoner plagioklas (Figur 3.9):

- Eldre: store korn, 120° trippelpunkter med amfibol, deformasjonstvillinger, inneslutninger av muskovitt og enkelte staver av klinozoisitt-zoisitt, anhedral korngrense, relativ ekvigranulær kornstørrelse, kornformen er uregelmessig.
- Yngre: små korn, rekrystallisert med med noe som likner på *bulging* rekrystallisering, opptrer mellom store korn av amfibol og plagioklas, sammenvokst med klinozoisitt, ingen tvillingdannelse, ekvigranulær kornstørrelse.

Inklusjoner av:

- nåler med muskovitt i liten mengde, disse nålene er tilfeldig orientert og opptrer bare i eldre korn (Figur 3.11).
- staver av zoisitt. Opptrer bare i eldre korn.
- klinozoisitt nåler i rekrystallisert i An-fattig plagioklas. Opptrer i yngre korn.
- klinozoisitt, der formen varierer fra rektangulære geometriske til uregelmessige former. Opptrer i eldre korn.
- opak mineral
- amfibol
- kalsitt/dolomitt
- titanitt

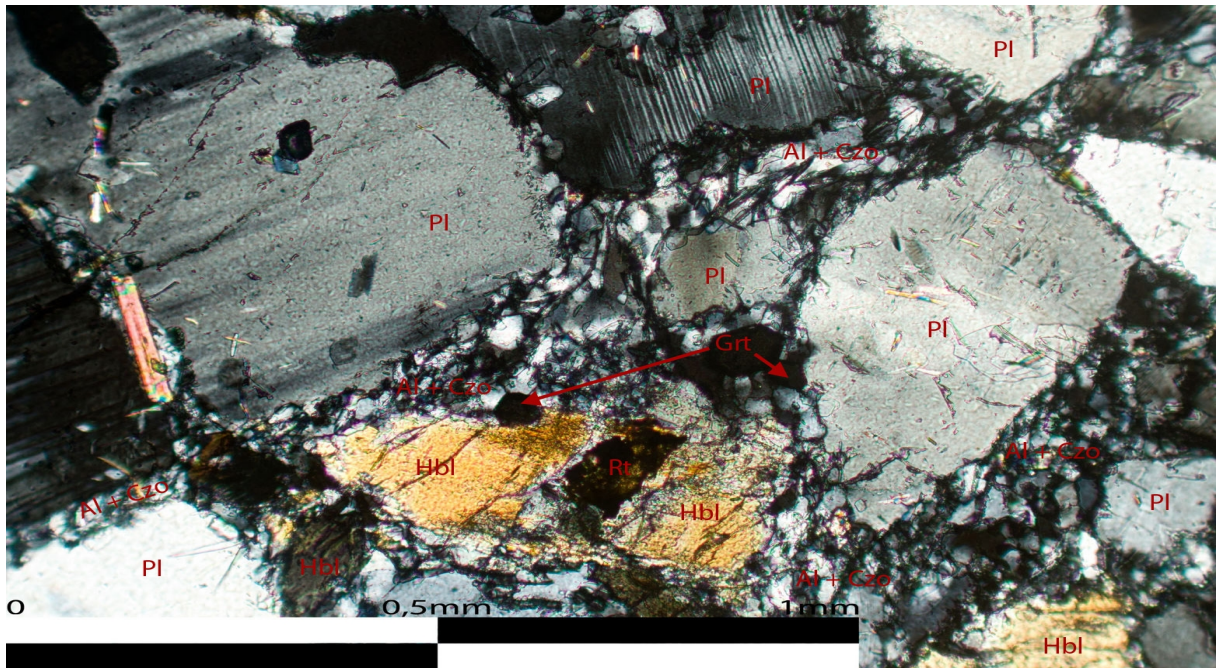
Mengden inklusjoner i plagioklas varierer fra korn til korn, men generelt er det lite inneslutninger i eldre plagioklas. Lokalt er plagioklas svært nedbrutt med mye sprekker og reagerer med andre mineraler. Kornstørrelsen varierer fra 0,005mm til 1,2 mm i diameter.

Reaksjoner:

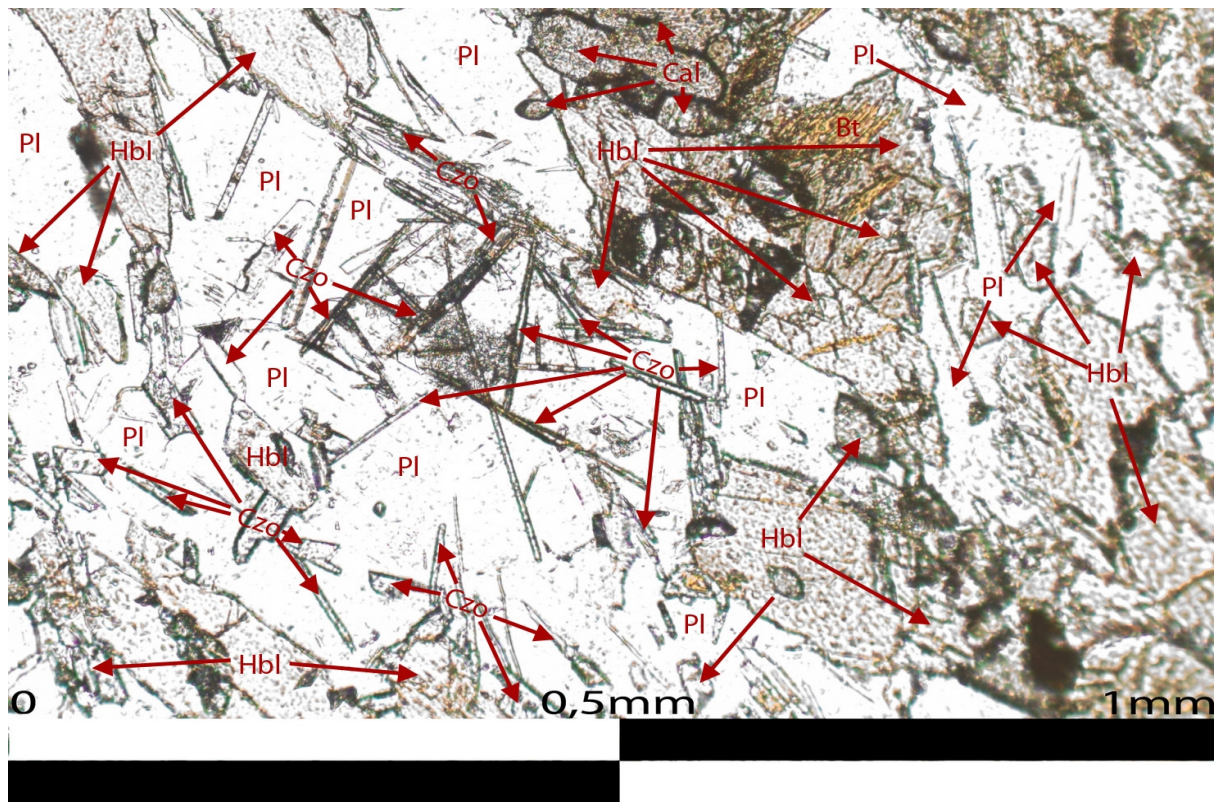
- plagioklas vokser på bekostning av amfibol
- symplektitt sammenvoksing mellom klinozoisitt og An-fattig plagioklas som viser mosaikk tekstur
- symplektittdannelse mellom plagioklas og zoisitt.
- plagioklas erstatter granat

Eldre generasjons plagioklas viser i noen tilfeller undulerende utsløkking på grunn av deformasjon. Kvarts sees i felsiske områder sammen med plagioklas, dette kan tyde at bergarten har vært delvis oppsmeltet. Deformasjonstvillinger i plagioklas er observert, ofte med to sett tvillinger.

3 Resultat

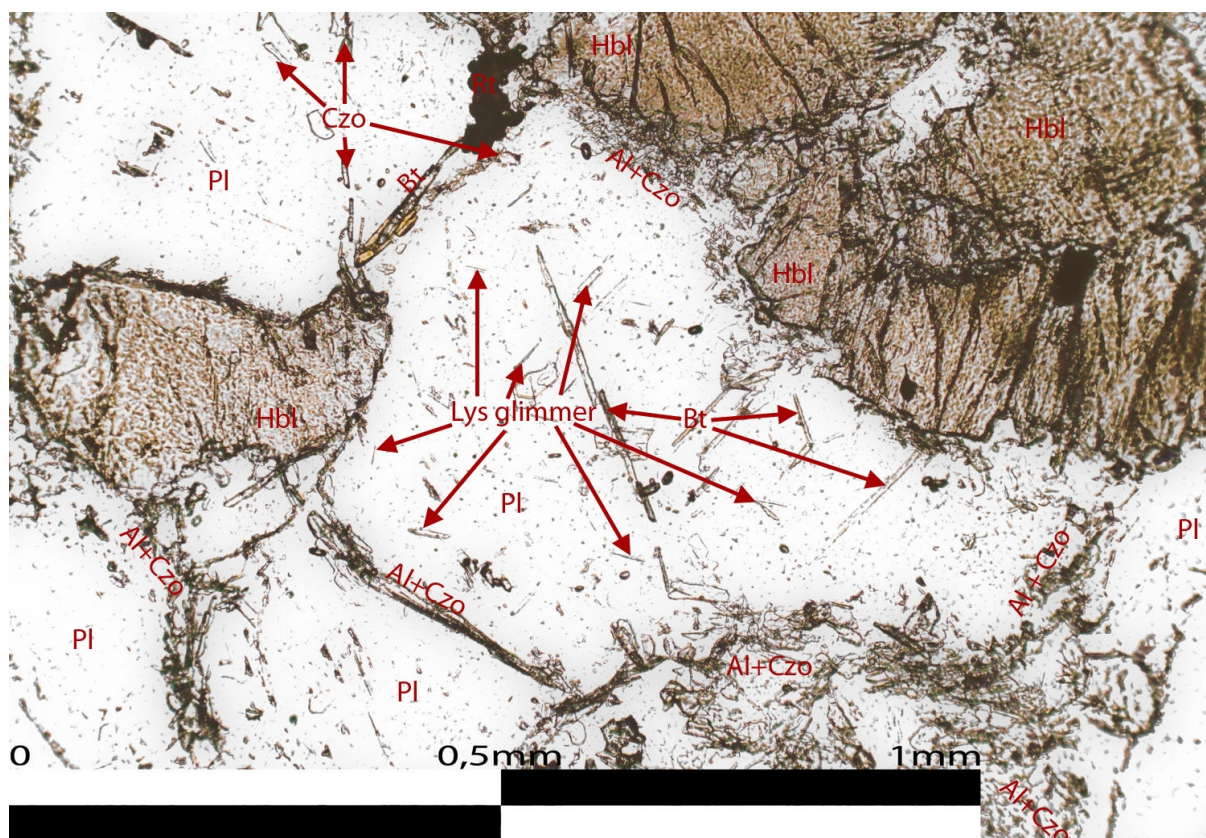


Figur 3.9: To generasjoner plagioklas, anorthitt opptrer som store plagioklaskorn, mens albitt og klinozoisitt opptrer som finkornet matriks mellom de store kornene. Sett i krysspolarisert lys.



Figur 3.10: Plagioklas med klinozoisitt staver med tilfeldig orientering. Sett i planpolarisert lys.

3 Resultat



Figur 3.11: Finkornet lys glimmer nåler i eldre plagioklas. Symplektitt mellom klinozoisitt og An-fattig plagioklas sees langs kantene av eldre plagioklas. Sett i planpolarisert lys.

Epidot-klinozoisitt 1% - 20%

Opptre som inklusjoner i plagioklas formet som klomper, staver og nåler, samt som frittliggende aggregater gjerne i sammenheng med finkornete glimmer- og felsiskebånd.

Opptre som inneslutninger: - i plagioklas, kornformen er ikke stavformet, men uregelmessige geometriske former.

- i amfibol

Lokalt symplektittdannelse mellom klinozoisitt nåler og rekrystallisert An-fattig plagioklas.

Kornstørrelse varierer fra 0,005 til 0,1mm i diameter. Klinozoisitt-epidot er orientert med lengste akse langs foliasjonen. Hornblende vokser over klinozoisitt. Lokalt observeres veødog mye fine fragmenter av klinozoisitt og An-fattig plagioklas lang korn grensene til større plagioklas korn (Figur 3.11).

3 Resultat

Kvarts 1-15%

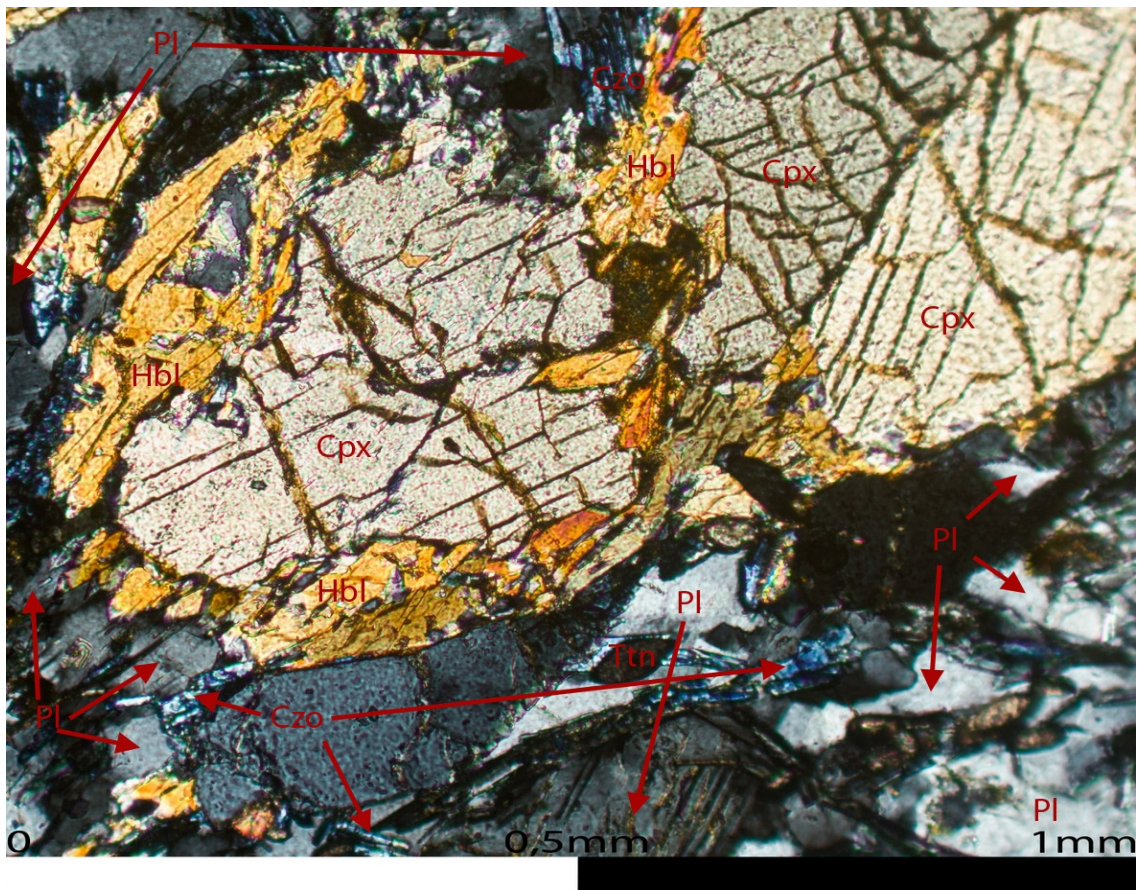
Kvarts opptrer ofte i bånd eller linser, men også som enkeltkorn i matriks. Kvarts er finkornet med anhedral korngrenser. Det kan virke som den er rekrystallisert ved sent tidspunkt, på grunn av lite tegn på deformasjon. Det er lite inneslutninger i kvarts. Kvarts er opptil 5mm i diameter, men generelt er hovedfraksjonen mindre i størrelse.

Klinopyroksen 2-10%

Opptrer som aggregater spredt rundt i matriks. Korngrensene er anhedral og kornformen er uregelmessig. Størrelsen på klinopyroksen er 0,02mm til 1mm i diameter. Klinopyroksen har lite inneslutninger.

Reaksjon med:

- amfibol, der klinopyroksen blir overvokst langs korngrenser og i sprekker.
- klistoisitt erstatter klinopyroksen langs korngrenser



Figur 3.12: Klinopyroksen blir overvokst av hornblende. Sett i krysspolarisert lys.

3 Resultat

Biotitt 1-10%

Opptrer som bånd i bergarten som er med på å definere foliasjonen, enkeltstående aggregater i felsiske områder, samt som inklusjoner i amfibol. Biotitt opptrer i områder som har vært utsatt for mer deformasjon enn resten av bergarten. Inneslutning av radioaktiv mineral i biotitt.

Biotitt har subhedrale til anhedrale korn grenser. Kornformen er flak- og nålformet der kornstørrelsen varierer fra 0,001mm til 0,5mm i diameter.

Reaksjon: - granat blir erstattet av biotitt
- amfibol blir erstattet av biotitt langs kløv

Granat 0-5%

Enkelte granater er oppsprukket og sprekkene er fylt med biotitt. Man ser relikter etter tidligere euhedral granat. Kornformen varierer fra anhedral til subhedral, mens kornstørrelsen varierer fra 0,01mm til 0,3mm i diameter. Inklusjonene i granat er finkornet, og identifisert som klinozoisitt og opak mineral. En tidligere poikiloblastisk foliasjon innad i granat er observert. Granatene er ofte å observere i nærheten av biotitt rike bånd.

Reaksjoner: - plagioklas erstatter granaten
- Biotitt erstatter granaten langs kantene og langs sprekkene

Rutil & titanitt

Rutil er et aksessorie mineral. Rutil sees ofte i sammenheng med opake mineraler, der rutil opptrer som kjerne med rand av opak mineral rundt. Rutil er observert som inneslutning i hornblende og klinopyroksen.

Titanitt er også et aksessorie mineral, som opptrer spredt omkring i bergarten. Kalsitt virker å opptre i soner som er rikere på kalsitt. Kalsitt opptrer i rekrystalliserte symplektitt teksturen sammen med An-fattig plagioklas og klinozoisitt.

3.1.4 Marmor (Tromsødekket)

Opptreden i felt:

Marmor er ofte å finne i nærheten av amfibolitt og granatglimmerskifer -gneis. Marmor viser tydelig tegn på å ha fått mye juling gjennom deformasjon. Den er kraftig deformert, ofte

3 Resultat

observeres flerfase deformasjon. Man finner marmor kun i Tromsødekket, marmor er med på å definerer den tektoniske kontakten. I Tromsødekket er det betydelig mengder marmor i form av lag og linser. Tykkelsen på lagene varierer fra cm til flere meter mektige. Marmor varierer fra relativt hvite og ferske blotninger til brune forvitrete blotninger. Marmor inneholder ofte konkresjoner og kvartsrike lag, som står ut i bergarten med høyere relieff. Marmor kan lokalt fremstå som kraftig forvitret (Figur 3.13).

Mesoskopiske trekk i bergarten:

Curtain foldinger er typisk å se i marmor. Marmor viser en medium til grovkornet tekstur, bestående av kalsitt/dolomitt, noe amfibol og litt kvarts. Bergarten har en foliasjon definert ut fra tynne mørkeband. De mørke båndene er amfibolkorn. Bergarten er typisk sukkeraktig.



Figur 3.13: Marmor viser kraftig deformasjon i Tromsødekket

Mikroskopi av marmor (Prøve 12.16)

Mineralene tilstede er kalsitt/dolomitt, tremolitt, kvarts, opak mineral, rutil og lys glimmer.

3 Resultat

Kalsitt/dolomitt 94%

Opptrer som dominerende mineral i bergarten. Kalsitt/dolomitt har anhedral til subhedral kornrensener. Kalsitt er svakt orientert, slik at den er med på å definerer foliasjonen.

Kalsitt/dolomitt virker å være relativt ekvigranulær, siden hovedfraksjonen av mineralet i bergarten er jevnstor. Kornstørrelsen varierer fra 0,001mm til 2mm.

Inneslutninger av: - amfibol
- opak mineral

Reaksjon med: - svak reaksjon med amfibol
- svak reaksjon med kvarts

Amfibol 5%

Enkelte amfibolkorn viser lamelletvilling. Kornrensene er stort sett anhedral til subhedral.

Kornformen er rombeformet og noen nåleformete korn. Kornstørrelsen varierer fra 0,07mm til 1,4mm i diameter. Amfibolen er er tolket til tremolitt.

Inneslutninger av: - kalsitt/dolomitt
Reaksjon med: - kalsitt/dolomitt langs kløv og kantene
- lys glimmer langs kantene

Kvarts 1%

Opptrer som frittliggende aggregater i bergarten. Kvarts viser undulerende utsløkking.

Inneslutninger av: - opak mineral
Reaksjon med: - kalsitt/dolomitt blir overvokst av kvarts langs kantene

Rutil

Rutil har høyt relieff, oval form, fargeløs i planpolarisert lys. Den har delvis ødelagt krystallgitter siden den er nesten helt sort ved krysspolarisert lys, der man ser en svak antydning til gulskjær. Rutil er biaksial mineral.

3 Resultat

3.1.5 Kalksilikatbergarter (SMC og Tromsødekket)

Opptreden i felt:

Kalksilikatbergartene opptrer som linser både i Tromsødekket og som del av Nakkedalsdekket i SMC enhetene. Tykkelsen til linsene varierer fra meterskala til 10 talls meter. Kalksilikatene kan framstå som relativ lik amfibolitt i felt, men de viser ofte en lysere farge ved et ferskt brudd. Forvittringsfargen er blå-grå mot svak grønn. Kalksilikatbergarten som tilhører SMC med uvanlig tekstur er kuttet felsiske ganger likt som i SMC enhetene (Figur 3.14). Bergarten er mer sukkeraktig enn amfibolitt, der enkelte felsiske lag står ut med et høyere relieff. Bergarten er tidvis sterkt foliert, spesielt nær kontakten mot Tromsødekket. Stedvis opptrer bergarten den som massiv linse uten tydelig foliasjon. Kalksilikatbergarten blir lokalt kuttet av cm tykke ganger bestående av felsisk materiale. Lokalt er bergarten foldet.



Figur 3.14: Folding av kalksilikatbergart i Nakkedalsdekket. Man ser tilsvarende felsiske ganger i denne enheten som i SMC enhetene.

3 Resultat

Mesoskopiske trekk i bergarten:

Bergarten består av hovedsaklig av kalsitt/dolomitt, plagioklas, klinozoisitt, amfibol, klinopyroksen og glimmer. Kornstørrelsen er relativt liten, men jevn. Bergarten er sukkeraktig, typisk for kalkrike bergarter. Felsiske ganger bestående av plagioklas, lik de som sees i SMC og SMC med uvanlig tekstur er blitt foldet av senere folding. Tykkelsen på felsiske lagene med høyt relieff er opptil 1 cm, men flesteparten er smalere (Figur 3.14). Et ferskt brudd viser en bergart som består av linser og bånd av felsisk materiale, med soner i mellom bestående av mørkere mineraler. Forholdet mellom mørke og lyse mineraler er 40-60.

Mikroskopi av kalksilikatbergart i SMC (Prøve T12.20)

Bergarten består av klinopyroksen, zoisitt-klinozoisitt, plagioklas, granat, amfibol, titanitt, kalsitt/dolomitt, kvarts og glimmer. Mineralselskap er diopsid, klinozoisitt-zoisitt, granat, plagioklas og titanitt. Kvarts har vokst i etterkant ettersom den ikke viser tegn til inneslutninger eller deformasjon.

Epidot - klinozoisitt 5-30%

Klinozoisitt-epidot opptrer som egne korn, opptrer som del av matriks sammen med plagioklas i finkornete områder. Kornstørrelse er fra 0,02mm til 4mm, der korngransene er anhedral til subhedral. Epidot-klinozoisitt viser to sett uregelmessige sprekker orientert vinkelrett på hverandre. Noen korn er virkelig store. De store kornene har mye inneslutninger av et fargeløst mineral, trolig kvarts. Kvartsormer i klinozoisitt forekommer i bergarten. Symplektittdannelse mellom klinozoisitt og plagioklas, men tekturen er forskjellig fra SMC. Teksturen på klinozoisitt er klompete og uregelmessige former.

Klinozoisitt reagerer med:

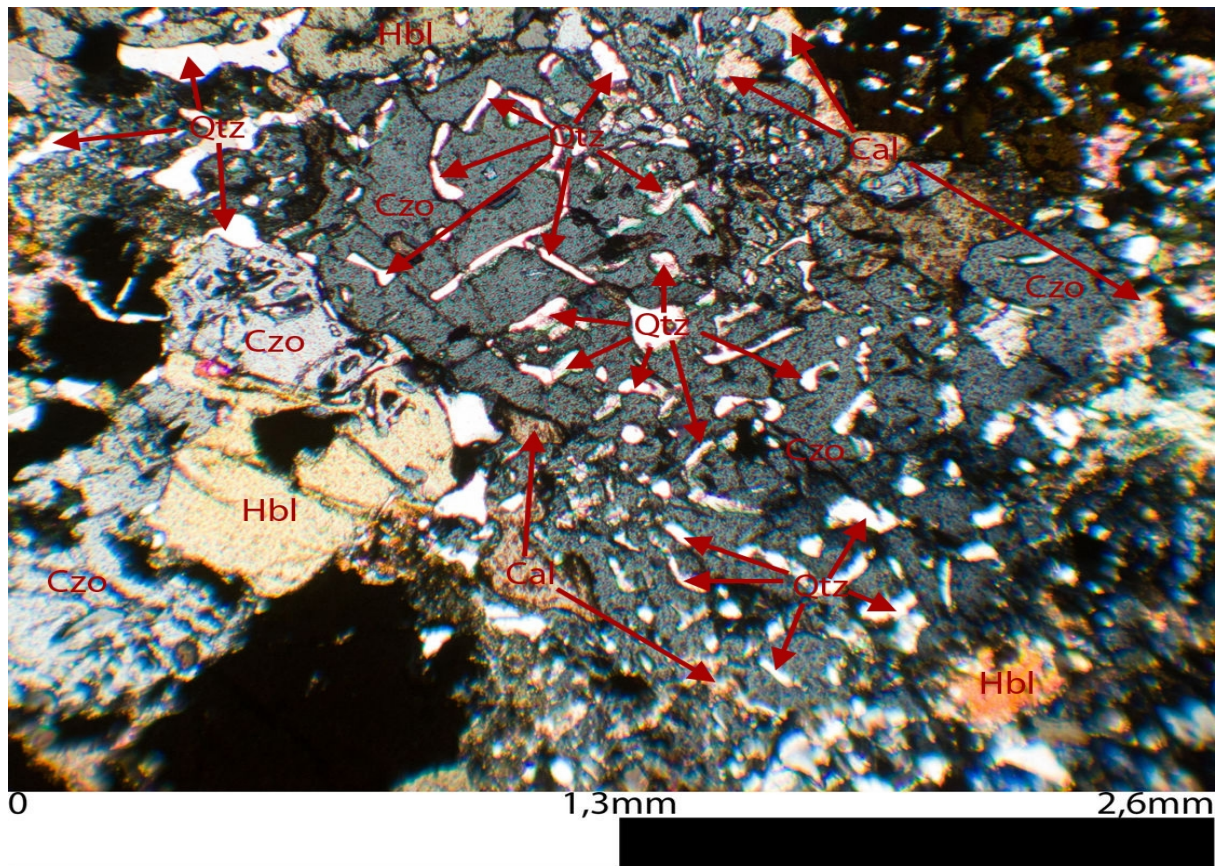
- klinopyroksen
- kvarts som danner symplektitt tekstur.
- An-fattig plagioklas og klinozoisitt viser symplektitt tekstur.
- tremolitt viser en sammenvoksing med klinozoisitt

Inneslutninger i klinozoisitt:

- kalsitt
- kvarts

3 Resultat

- klinopyrkosen



Figur 3.15: Kvartsormer i klinozoisitt. Sett i krysspolarisert lys.

Amfibol 20%

Opptrer som frittstående korn i matriks, som inneslutning i klinopyroksen, samt som inneslutning i plagioklas og klinozoisitt. Kornstørrelsen varierer fra 0,04mm til 4mm i diameter. Amfibolen har anhedral korngrenser, men enkelte korn viser subhedrale korngrenser. Amfibol er oppsprukket og blitt erstattet av klinozoisitt langs kløv, sprekker og langs kantene.

Reaksjon med: - klinozoisitt langs kantene, der amfibol blir erstattet.
- sammenvoksning med klinozoisitt

Inklusjoner av: - kvarts
- opak mineral
- titanitt

3 Resultat

- kalsitt/dolomitt

Amfibol er veldig oppsprukket, langs kantene blir den overvokst av klinozoisitt

Det er observert to forskjellige amfibol i dette tynnslipe:

- tremolitt (15° utsløkking, andre ordre gul, svak grønn egenfarge, svak pleokroisme fra fargeløs mot lys grønn, 60-120 kløv)
- usikkerhet hvilket amfibol (34° utsløkking, svak gul egenfarge, ingen pleokroisme, 60-120 kløv, interferensfarge gul i andre ordre)

Klinopyroksen 5-15% opptil 30%

Anhedral korngrenser med en uregelmessig kornform. Fargeløs i planpolarisert lys og ingen pleokroisme. Det er snakk om diopsid. Klinopyroksen er oppsprukket og erstattet av klinozoisitt og plagioklas. Det er lite klinopyroksen i finkornete klinozoisitt rike områder, men mer klinopyroksen i områder rik på amfibol.

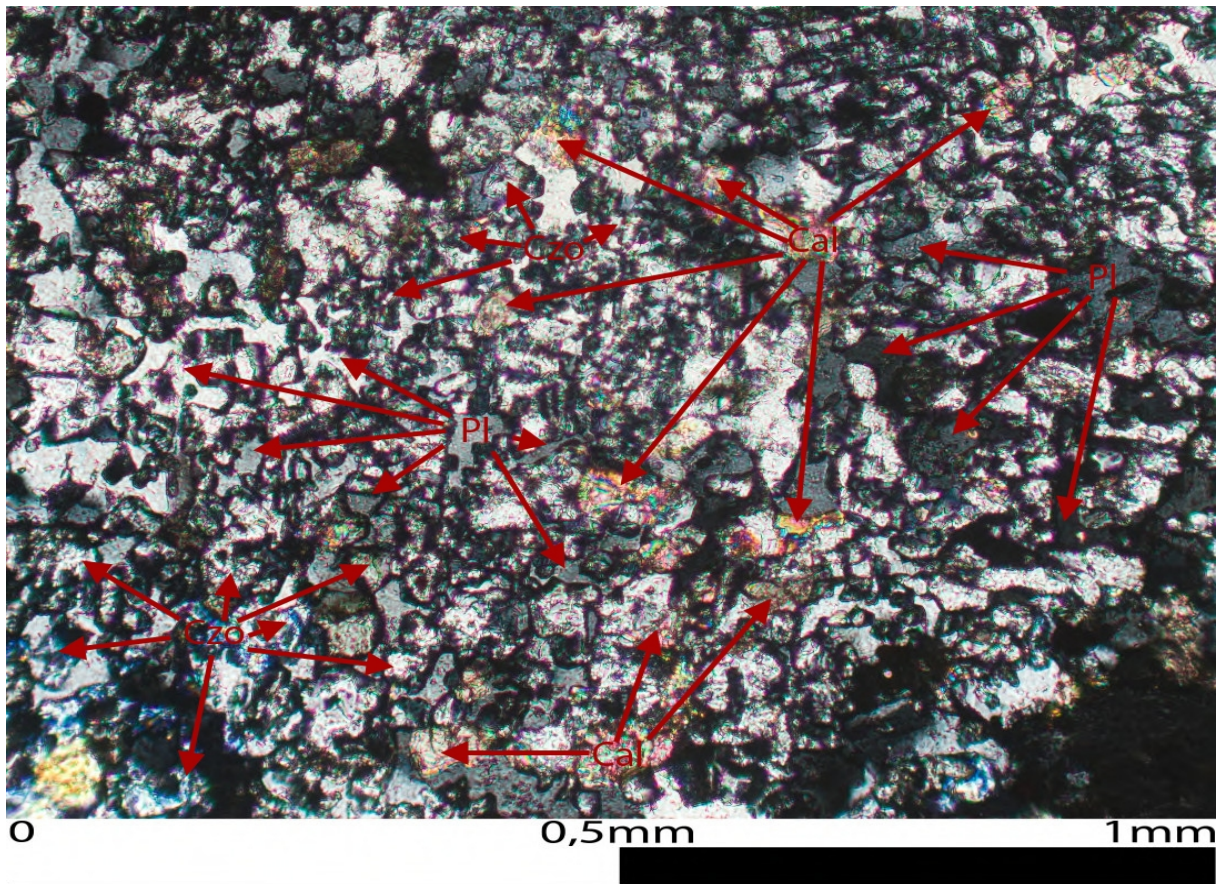
Inneslutninger av: - opak mineral
 - epidot
 - kvarts/feltspat
 - titanitt

Kalsitt/dolomitt 10%

Kalsitt opptrer som inneslutning i hornblende, klinopyroksen og titanitt, samt spredt rundt i bergarten som frittstående aggregater. Den opptrer også i områder med sammenvoksing mellom An-fattig plagioklas og klinozoisitt. Kvarts inklusjoner kan sees i enkelte kalsitt/dolomitt korn. Korngrensene er anhedral, der enkelte korn viser undulerende utsløkking. Kalsitt/dolomitt viser tvilling i planpolarisert lys.

Reaksjon med: - klinozoisitt

3 Resultat



Figur 3.16: Nedbrytningsprodukt bestående av plagioklas, kalsitt/dolomitt og klinoisitt. Sett i krysspolarisert lys

Titanitt 5%

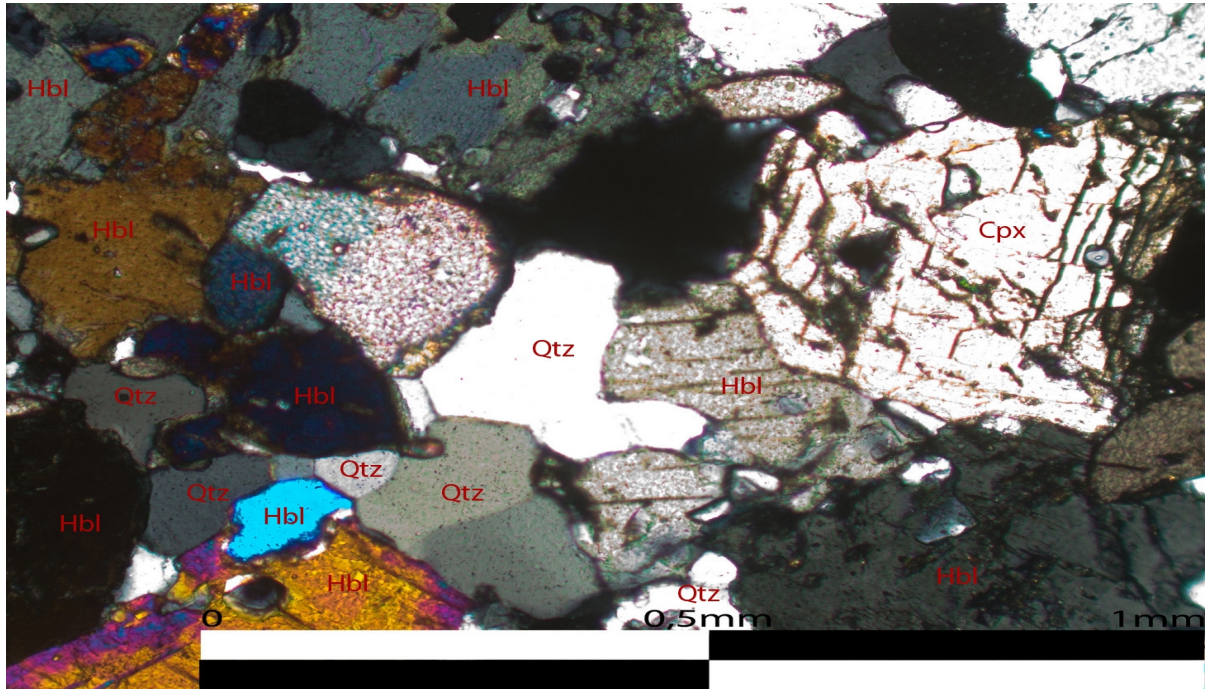
Titanitt opptrer som inklusjon i amfibol og som frittstående aggregater i matriks. Titanitt er orientert med lengste akse orientert langs foliasjonen, men er ofte sprekker på tvers av foliasjonen. Noen korn viser undulerende utslokking og lamelletvillinger. Elipseformen er dominerende for titanitt, med subhedrale til anhedrale kornrensner. Kornstørrelsen varierer mellom 0,02mm – 0,2mm i diameter.

Kvarts 0-5%

Opptrer som inklusjonsfri rekrystalliserte korn i matriks (Figur 3.17), som inneslutninger i amfibol og klinopyroksen. Kvarts viser lite deformasjon, kun enkelt korn har undulerende utslokking. Rekrystallisert kvarts sees best i amfibolrike områder. Kornformen er

3 Resultat

uregelmessig, med subhedrale korngrenser. Kornstørrelsen er opptil fra 0,005 til 0,5mm i diameter.



Figur 3.17: Sent krystallisert kvarts i kalksilikat bergarter. Sett i krysspolarisert lys.

3.1.6 Klinopyroksen-granat amfibolitt (Tromsødekket)

Opptreden i felt:

Foliasjonen i bergarten bøyer rundt den ultramafiske peridotitt kroppen på ryggen mot Langlitinden. Enheten kan stedvis forveksles med SMC og SMC med uvanlig tekstur i felt. De skiller enklest ved å se på de lyse gangene, klinopyroksen-granat amfibolitt består av kvarts istedet for plagioklas. Denne bergarten er rustfarget ved forvitring. Stedvis er bergarten kraftig forvitret i motsetning til SMC enhetene. Lokalt sees en veldig tydelig foliasjon i bergarten, mens andre steder vises bare en svak foliasjon. En felsisk gang i bergarten indikerer sinsitral bevegelse (Figur 3.18).

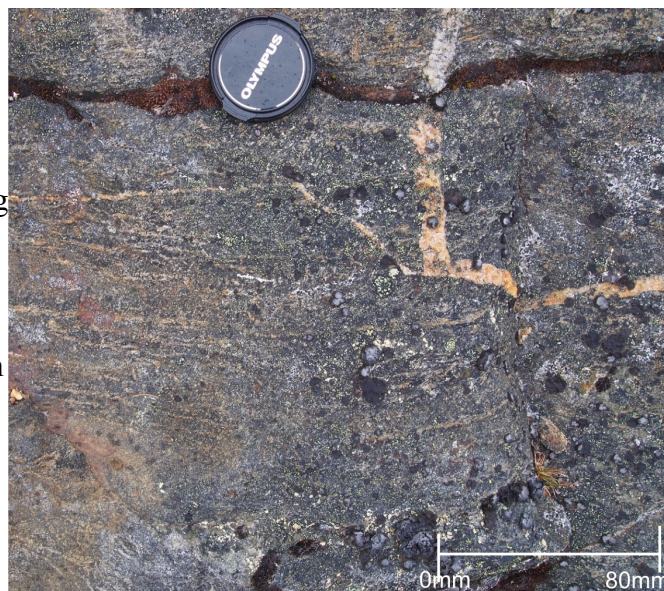
3 Resultat



Figur 3.18: Sinistral bevegelse, med topp mot nordvest i klinopyroksen-granat amfibolitt

Mesoskopiske trekk ved bergarten:

Bergarten fremstår som en stedvis hetrogen bergart, der mineralene er jevnstore og sukkeraktig. Lokalt sees felsiske ganger i bergarten (Figur 3.18 og figur 3.19). Det er mye klinopyroksen, amfibol og granater tilstede i bergarten (Figur 3.20). Bergarten er finkornet, men lokalt opptrer den som ganske grovkornet med mye granater.



Figur 3.19: Det er en slående likhet mellom klinopyroksen-granat amfibolitten og mafisk migmatitt gneis i felt. Begge enheten har felsiske ganger som kutter bergarten.

3 Resultat



Figur 3.20: Nærbilde av klinopyroksen-granat amfibolitt. Rosa fragmenter er granat, mafiske mineraler er amfibol og klinopyroksen, mens det felsiske materialet er plagioklas.

3.1.7 Peridotitt (Tromsødekket)

Opptreden i felt:

Peridotitten opptrer som en større kropp oppå ryggen nord for Langlitinden, samt mindre blotninger i nærheten. Peridotitt viser en kraftig gulbrun forvitningsfarge, som stikker seg ut fra resten av bergartene i området. Det er et veldig tykt forvitningslag på utsiden av selve peridotitt enheten. Laget med forvitningsmateriale består av mye talk, tremolitt og aktinolitt i form av nåler, søyler og rosetter. Foliasjonen i omliggende bergarter er foldet rundt denne kroppen.

3 Resultat

3.1.8 Skattøra migmatitt kompleks (SMC)

Opptreden i felt:

Bergarten kan beskrives som mørk amfibolitt kompleks kuttet av felsiske ganger. Forholdet mellom ganger og amfibolitt varierer lokalt, men generelt er forhold på 50-50. Gangene er fra mm tykke til flere meter tykke. Gangene er tilfeldig orientert og de kutter hverandre i alle retninger. Nærmere kontakten mot Tromsødekket blir gangene mer parallelle med foliasjonen. Foliasjonen er mylonittisert nær kontakten med Tromsødekket. Bergarten framstår som heterogen der noen områder viser tydelig foliasjon, andre områder viser ingen tydelig foliasjon og i enkelte områder sees en «salt&pepper» tekstur. Denne «salt&pepper» tekturen kan forklares som en matriks av plagioklas med krystaller av tilfeldig orientert hornblende. Dreneringskanaler i SMC som kopler seg til større og større ganger (Figur 3.21).

Linse av granatglimmerskifer er observert i enheten på Skardsfjellet, på stien mot Kroken. Forvitningsfarge til amfibolitt komplekset er blå-grå. Uforvitret er bergarten mørk, med lyse bånding og felsiske ganger. Mektige pegmatittganger kutter tvers igjennom enheten, disse er tolket til å være en senere hendelse.

3 Resultat



Figur 3.21: Dreneringsganger som kobler seg på større ganger for å drenere ut smelta fra bergarten. Horisontale lagdelingen er tolket til å representere modal lagning i bergarten

Mesoskopiske trekk ved bergarten:

Dreneringskanaler sees i bergarten. Gangene blir mindre og deler seg ut i flere små ganger. Kornstørrelsen i bergarten varierer fra fin til grovkornet, lokalt med lokalt innslag av pegmatittisk amfibol på grensa mot SMC med uvanlig tekstur. Det er ikke observert kvarts i denne enheten. Leucosome gangene er medium til grovkornet, lokalt pegmatittisk. Gangene består av plagioklas med innslag av amfibol. Lokalt opptrer amfibol som store og langprismatiske krystaller >1cm i plagioklasgangene. Man observerer modal lagning i SMC. Modal lagning kan sees som veksling mellom mafiske bånd og lyse bånd bestående av smeltet plagioklas med amfibol krystaller, såkalt "saltogpepper" teksturen.

Mikroskopi av SMC (Prøve T12.8, T12.9, T12.12 og T12.13)

Karakteristiske trekk for SMC:

- plagioklas med inneslutninger av klinozoisitt staver
- plagioklas med inneslutninger av nåler med lys glimmer

3 Resultat

- lite til ingen biotitt
- lite til ingen granater
- ikke zirkon med inneslutninger av rutil
- mye opake mineraler
- ingen kvarts
- felsiske ganger bestående hovedsaklig av plagioklas

Dette er kriteriene for å skille mafiske bergarter i SMC fra mafiske bergarter i Tromsødekket. Mineraler observert er hornblende, plagioklas, klintzoisitt-epidot, granat, titanitt, epidot, rutil og kalsitt.

Hornblende 40-95%

Enkelte korn viser sonering i planpolarisert lys, med brun kjerne og grønn/turkisgrønn randzone. Korn grensene er anhedral til subhedral. Hornblende definerer foliasjonen i bergarten ved en foretrukket orientering av mineralet. Enkelte korn viser lamelletvillinger. Flere av hornblende kornene viser sprekkedannelse på tvers av foliasjonen, som nå er fylt med noe diffust brunt fyllstoff. Man ser også dette brune fyllstoffet i kontakten mellom granat og hornblende. Hornblende har anhedral til subhedral korn grenser, men kornformen er hovedsaklig avlang men uregelmessig (Figur 3.19). Lokalt er de amfibolrike delene av bergarten veldig rike på hornblende, estimert over 90% av tynnslipet og kan da karakteriseres som en hornblenditt (Figur 3.22).

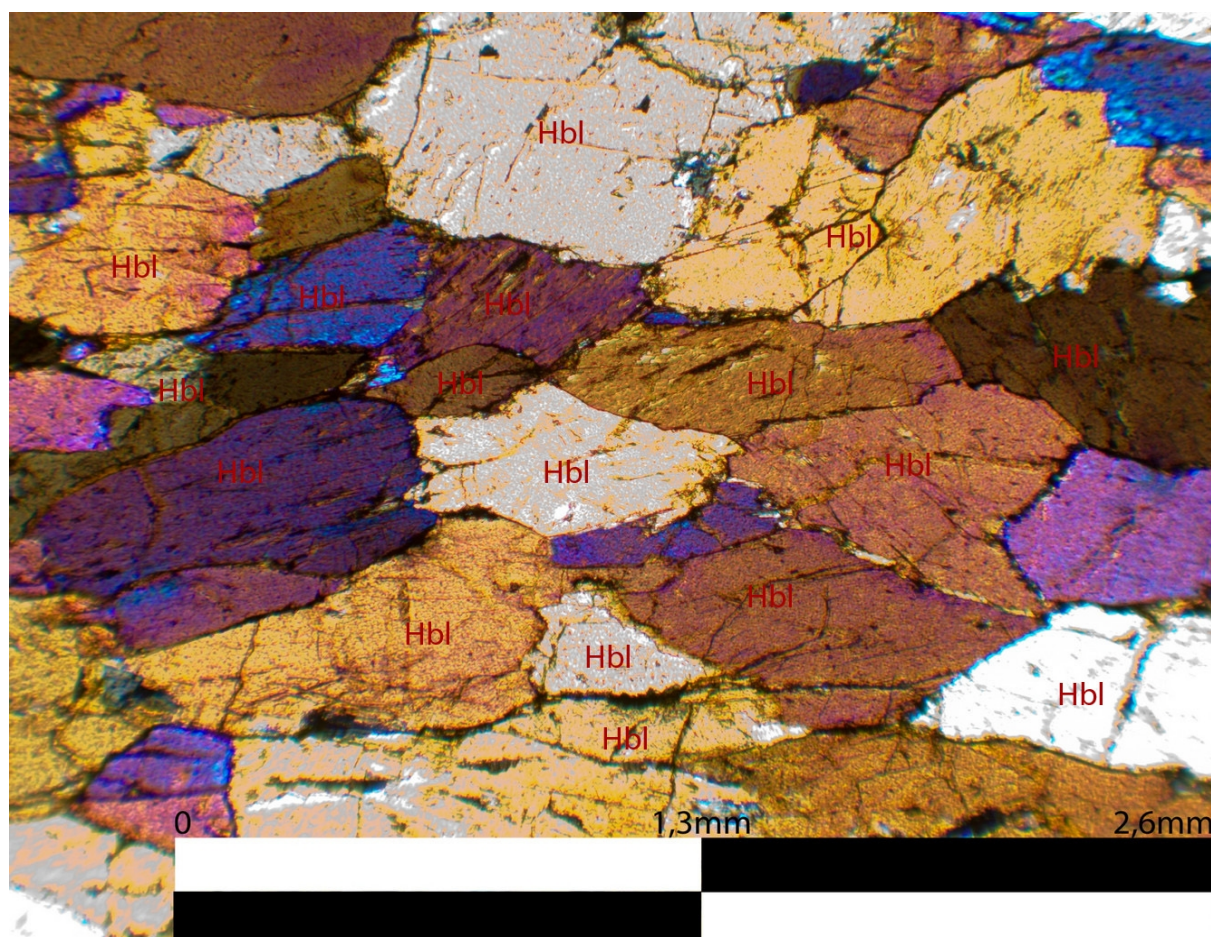
Inneholder inklusjoner av:

- titanitt
- klintzoisitt-epidot
- opak mineral
- plagioklas
- rutil
- radioaktiv mineral

Reaksjon med: - plagioklas, der hornblende blir erstattet

3 Resultat

- granat, som stedvis har vokst over gamle korn av hornblende, der lys glimmer er observert som reaksjonsprodukt mellom granat og hornblende
- biotitt, der hornblende blir erstattet



Figur 3.22: Typisk tekstur i hornblenderike områder i bergarten. Sett i krysspolarisert lys.

Plagioklas 20%

Kornformen til plagioklas er tilfeldig, men plagioklas er svakt orientert slik at de har samme orientering som hornblende. Plagioklas opptrer ofte i bånd eller årer, men også som enkelt korn er spredt i bergarten. Korngrensene til plagioklas er anhedral. Plagioklas er generelt kraftig nedbrutt, dette sees som sprekker, reaksjoner med andre mineraler og både deformasjonslameller og vokselameller.

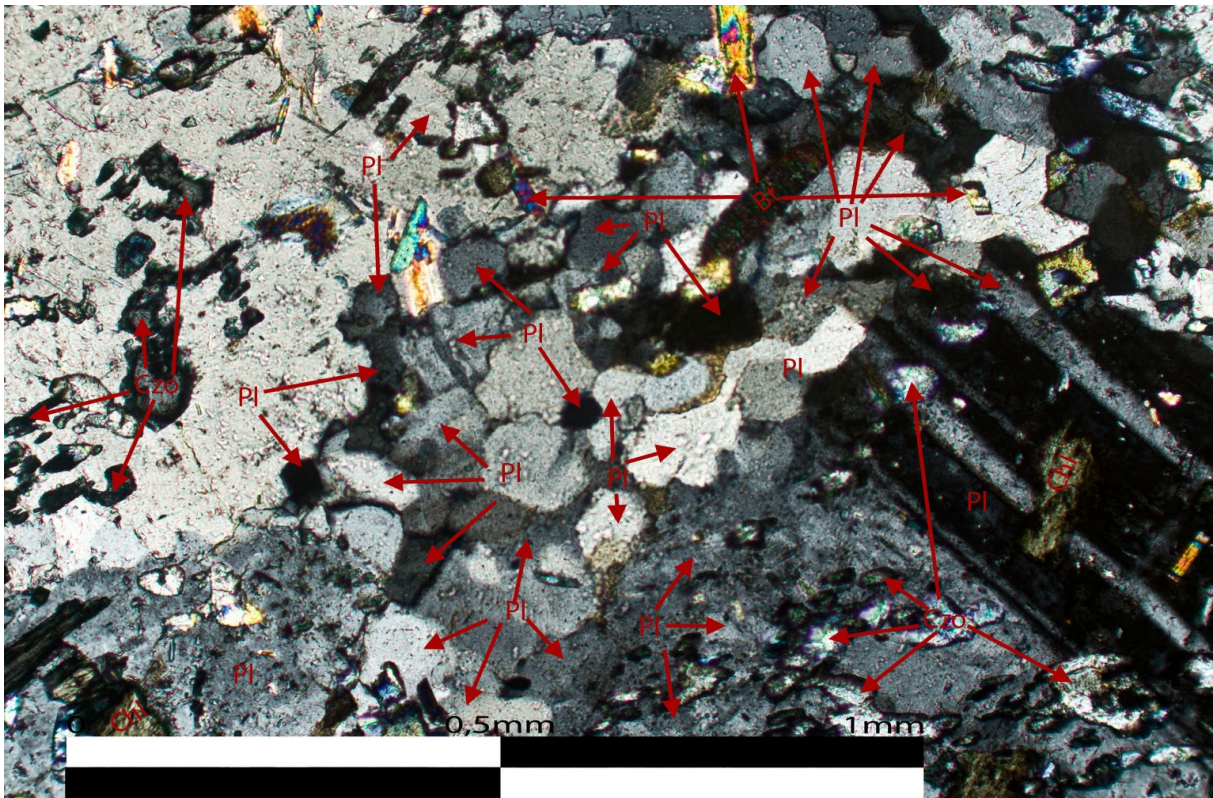
Inneslutninger av: - klintzoisitt i form av symplektittdannelse

3 Resultat

- biotitt, men mengde biotitt i bergarten er liten
- rutil
- kloritt
- opak mineral
- nåler av lys glimmer som er tilfeldig orientert i plagioklas

Reaksjon med:

- inneslutninger av lys glimmer
- kloritt
- klinzoisitt - symplektittdannelse i sen fase av deformasjonen der klinzoisitt opptrer i stavform med rette korgrenser systematisk orientert innad i hvert enkeltkorn av plagioklas



Figur 3.23: Rekrystallisert plagioklas i felsisk gang i Nakkedalsdekket. Sett i krysspolarisert lys.

Granat 0-20%

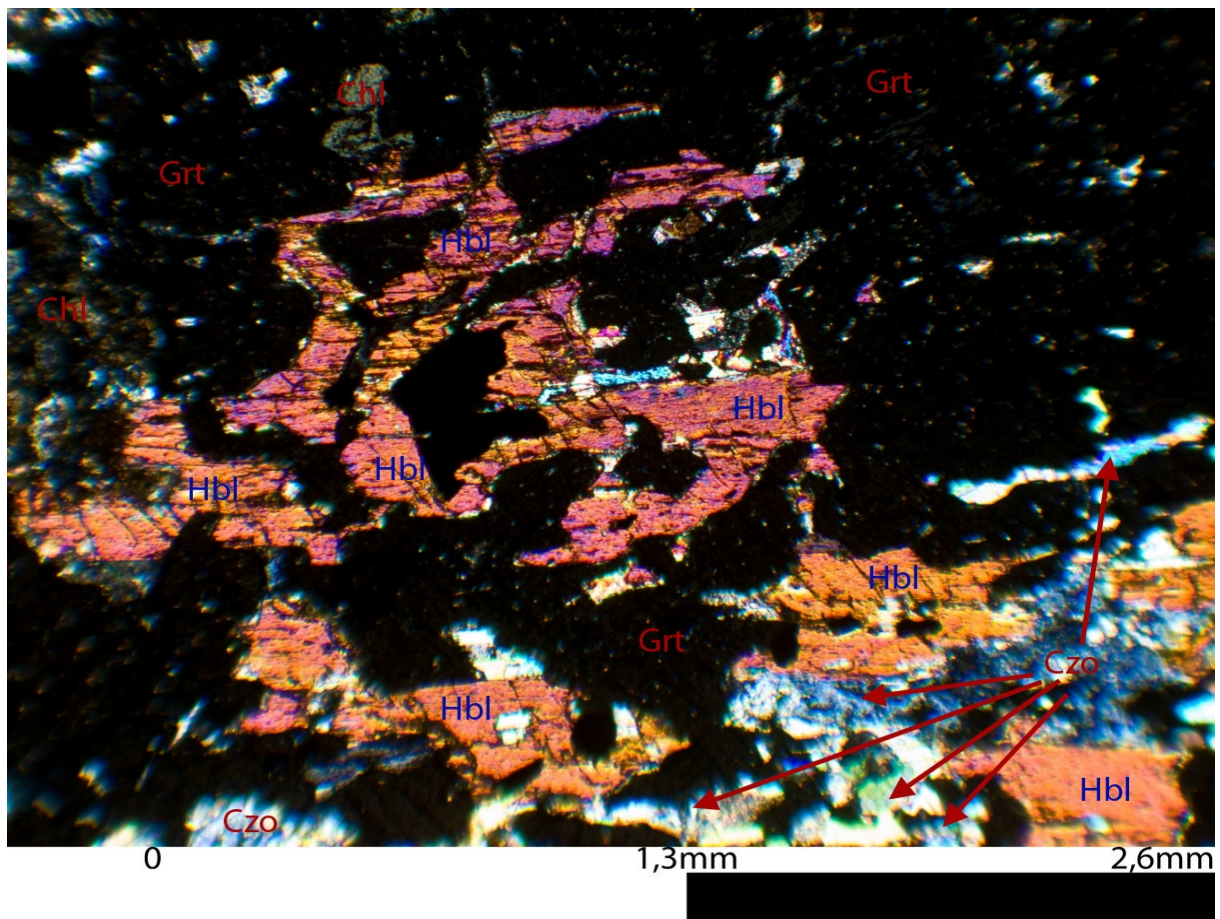
To sett sprekker i granat, et sett orientert NV-SØ og andre settet orientert N-S. Sprekkene er fylt med kloritt. Størrelsen på granat er opptil 1,5 cm i diameter, mens de minste er 0,5mm i diameter. Allanitt observert som inklusjon i granat. Alanitt identifiseres ut fra radiale sprekker

3 Resultat

ut fra sentrum, oransje-brun egenfarge og nesten isotrop i krysspolarisert lys. Granat blir overvokst av epidot, plagioklas, kloritt, biotitt og amfibol. Kornformen er anhedral, men enkelte korn viser en subhedral form. Man kan se relikvt av tidligere idomorf granat, som nå er nedbrutt.

Reaksjon med: - hornblende, der granaten lokalt vokser over hornblende (Figur 3.24).
- klintzoisitt-epidot der granat lokalt har erstattet mineralet

Inklusjoner i granat: - veldig finkornet inklusjoner i form av støv med høye interferensfarger
- lys glimmer
- opak mineral
- klintzoisitt-epidot



Figur 3.24: Granat vokser over et større korn av hornblende. Sett i krysspolarisert lys.

3 Resultat

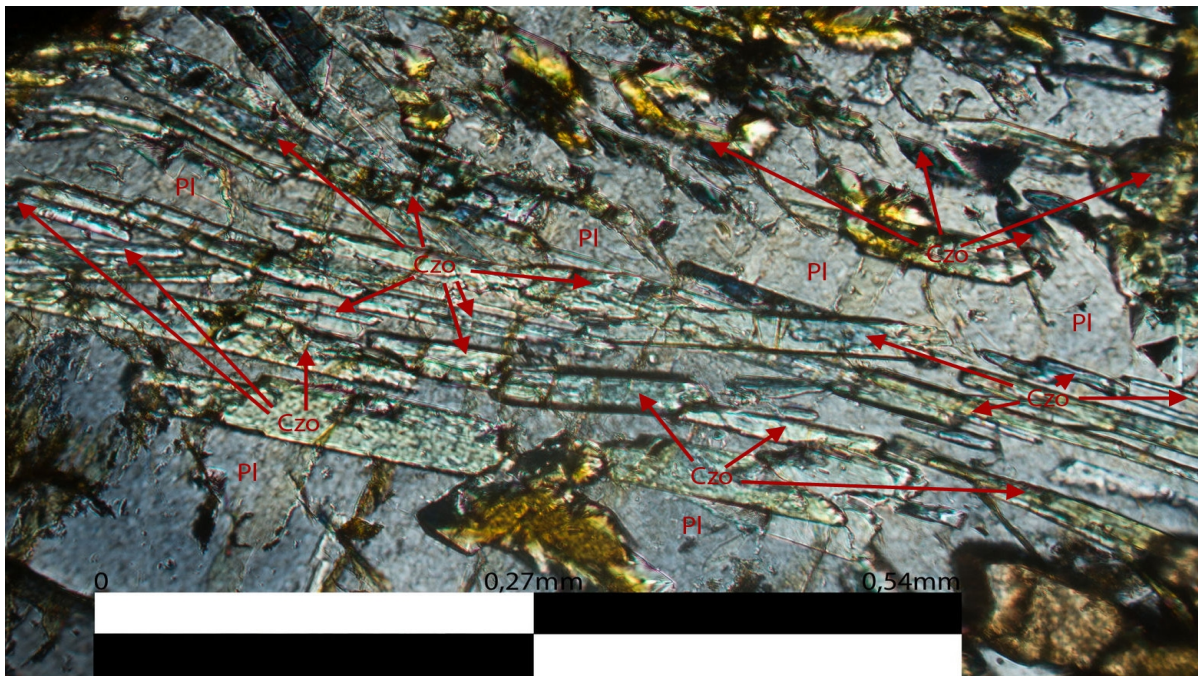
Klinozoisitt – epidot 0-8%

Klinozoisitt opptrer som symplektitt sammen med plagioklas, som korn i matriks, som inklusjon i granat eller som fyllstoff i sent dannede sprekker orientert vinkelrett på foliasjonen. Lamelletvillinger er observert i enkelte korn. Sonering mellom klinozoisitt og epidot sees i flere korn. Klinozoisitt-epidot har stavform når den opptrer som inneslutninger i plagioklas (Figur 3.25), mens som aggregater i matriks har rund til elipseformet kornform. Korngransene er anhedral til subhedral.

Reaksjon med: - hornblende
 - plagioklas med symplektittdannelse
 - granat – vokser lokalt over klinozoisitt

Granaten vokser lokalt over et større korn av klinozoisitt-epidot. Klinozoisitt-epidot viser undulerende utslokking. Epidot endeledet opptrer i amfibolrike delene av tynnslipet. Stavene i plagioklas har lik orienterte inne i plagioklas.

Inklusjoner av: - rutil
 - biotittflak i små mengder



Figur 3.25: Klinozoisitt staver i plagioklas, denne teksturen er typisk for klinozoisitt i plagioklas i Nakkedalsdekket. Sett i krysspolarisert lys.

3 Resultat

Lys glimmer 1-5%

Kornstørrelsen er opptil 0,6 mm i diameter, men storparten er betydelig mindre.

Lys glimmer opptrer i plagioklas rike områder gjerne nærheten av granater. Lys glimmer opptrer også som enkelt korn i matriks, som sekundær mineralisering i sprekker på granat og som inklusjoner i plagioklas. Lys glimmer er ikke observert i amfibolrike domener. Ved opptrer som inklusjoner i plagioklas, er lys glimmer orientert likt som tvillingene i plagioklas. Lys glimmer okkuperer opptil 20% av finkornete plagioklas rike områdene. Lys glimmer er orientert med lengste akse lik foliasjonen.

Inneslutninger av: - opak mineral

Reaksjoner med: - plagioklas blir erstattet av lys glimmer
- biotitt erstatter lys glimmer langs kløv og korn grensene.

Kalsitt/dolomitt 1-4%

Kalsitt/dolomitt opptrer som inklusjoner i hornblende og titanitt, og som egne korn i amfibolrike områder. Kornformen til kalsitt/dolomitt er elipsoformet med enkelte rombeformede korn. Korn grensene varierer fra anhedral til subhedral. Størrelsen på kalsitt/dolomitt er jevn, største kornene er opptil 0,2mm i diameter. Det er ingen kalsitt/dolomitt å observere i plagioklas rike områder.

Biotitt 0,5%-1%

Biotitt opptrer som inklusjoner i plagioklas og kloritt, samt spredt rundt i de felsiske områdene som egne korn. Kornformen er oftest prismatisk- avlang- eller nåleformet, og korn grensene varierer mellom anhedral til subhedral. Orienteringa av biotitt i felsiske områdene er tilfeldig, men det er en svak trend der biotitt har samme orientering som epidot-klinozoisitt inklusjonene i plagioklas viser.

Reaksjon med: - hornblende – svak reaksjon der biotitt erstatter hornblende
- granat, der biotitt erstatter granat langs kantene
- lys glimmer blir erstattet av biotitt langs korn grensen og kløv.

3 Resultat

men det er ingen tektonisk kontakt. Inne i enheten er det linser av SMC i størrelsesorden opptil 10talls meter. Store ganger med pegmatitt kutter tvers igjennom bergarten, dette er tolket til en senere hendelse. Inne i enheten er det observert linser av kalksilikatbergarter, disse er observert relativt nært kontakten til Tromsødekket. Grensa mellom kalksilikatbergartene og SMC med uvanlig tekstur er ikke blottet i feltområdet.



Figur 3.26: Åpen F_2 folding i mafisk migmatitt gneis med uvanlig tekstur. Rustfarge er typisk forvittringsfarge for enheten.

Makroskopiske trekk:

Bergarten består hovedsaklig av amfibol, granat, karbonat, plagioklas, klnozoisitt og lys glimmer. Teksturen i bergarten er en homogen blanding mellom mørk mafisk mineral og plagioklas. Forholdet mellom mineralene er anslått til 40-60. Denne teksturen kan sees på som en analogi til en blanding mellom salt og pepper. Bergarten viser generelt ingen tydelig foliasjon, men stedvis kan foliasjon sees, definert av vekslende bånd av mørk amfibol og «saltogpepper» blandingen, lik (Figur 3.21). Lokalt observert man et lys felsisk mineral i denne «saltogpepper» teksturen, som var markert mykere enn resten av mineralene i bergarten. Mineralet ble identifisert til å være kalsitt/dolomitt. Ofte observeres dette mineralet nærmere kontakten mot Tromsødekket. Det er observert dreneringstrukturer i bergarten, der små ganger hele tiden knytter seg til større ganger (Figur 3.21).

3 Resultat

Mikroskopi av SMC med uvanlig tekstur

(Prøve T12.11)

Mineraler tilstede i bergarten er hornblende, klinozoisitt-epidot, kalsitt, plagioklas, lys glimmer, kloritt, titanitt, rutil og zoisitt. Typisk tekstur i bergarten er en blanding mellom felsiske korn og mafiske korn, som en typisk salt og pepper liknende blanding der amfibol opptrer som mørke mineraler i en matriks av felsiske mineraler.

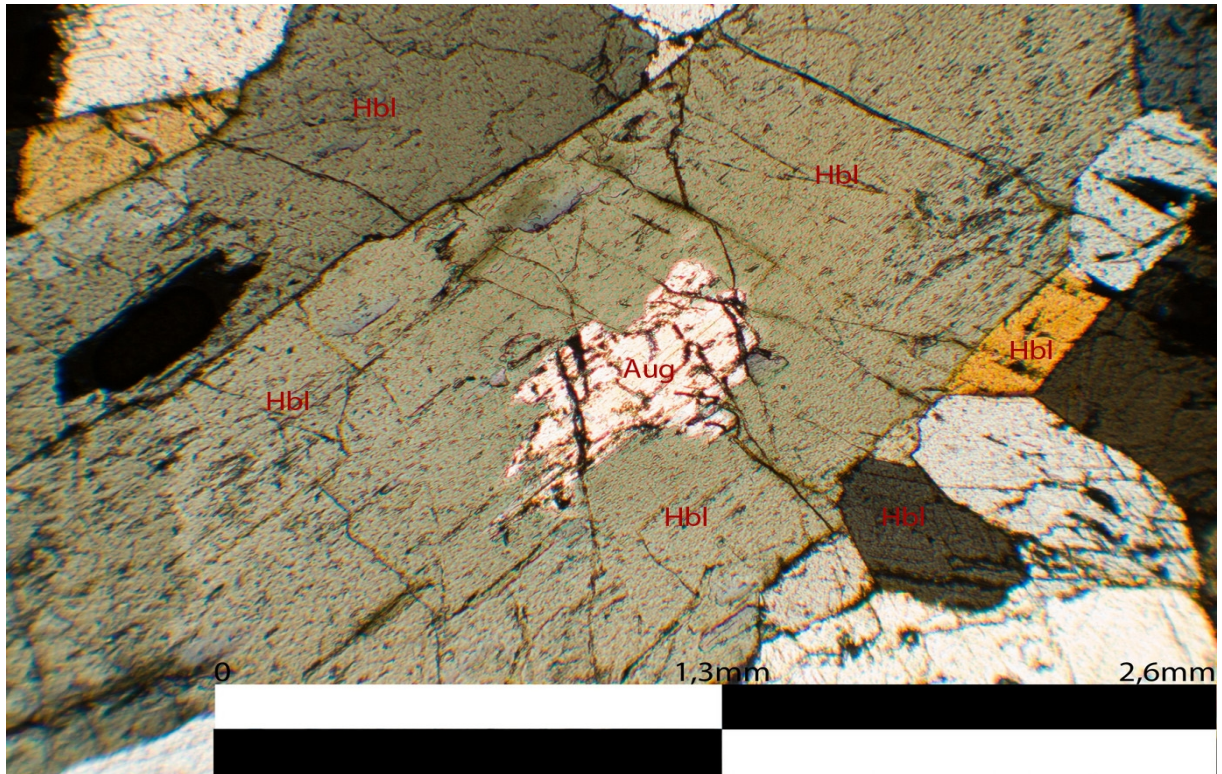
Hornblende 65%

Hornblende utgjør hovedfraksjonen av bergarten. Den er orientert slik at den definerer foliasjonen i bergarten. Hornblende viser sonering i enkelte korn, med brun kjerne og grønn rand. Et område inneholder fargeløs amfibol, dette kan være reliket etter en stor klinopyroksen eller et område på tynnslipet som har vært utsatt for produksjonsfeil. Kornstørrelsen varierer fra 0,02mm- 0,4mm i diameter, der korn grensene er subhedral til anhedral. Kornformen til hornblende er avlange korn, uten tydelige krystallflater i bergarten. Enkelte korn viser lamelletvillinger.

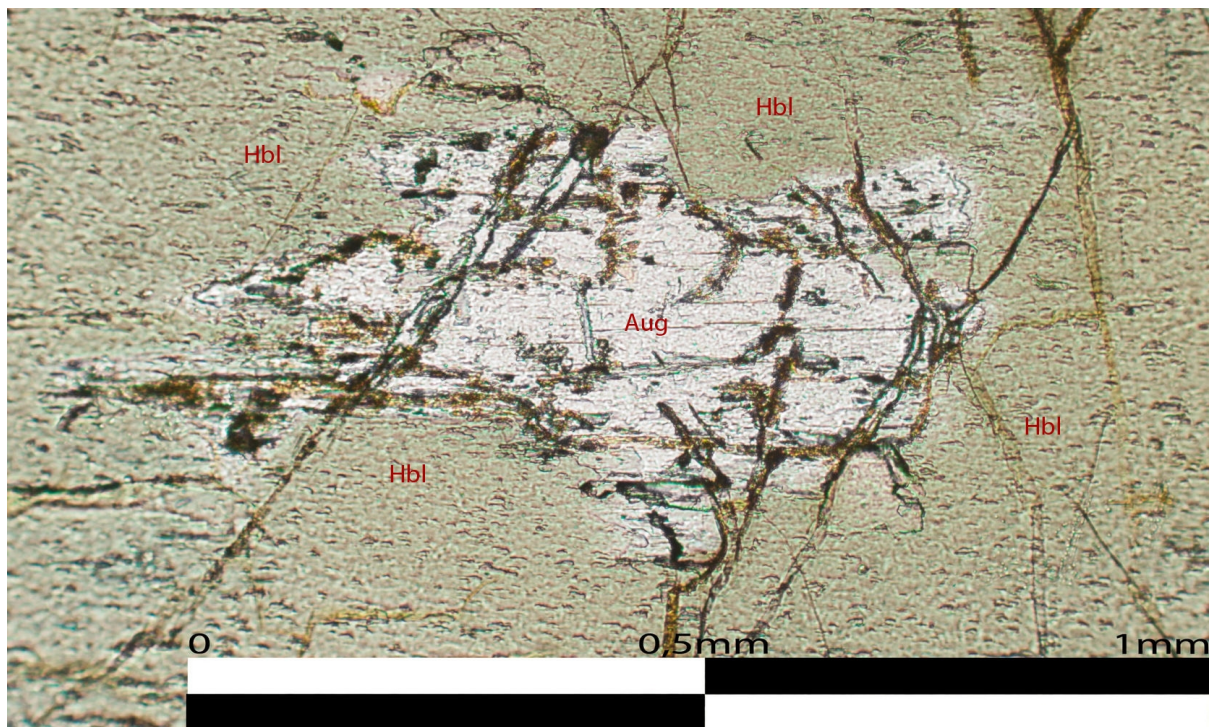
Inklusjoner: - radioaktiv mineral
 - titanitt med radioaktiv halo
 - rutil
 - klinozoisitt
 - klinopyroksen reliket sees hornblende (Figur 3.27 og figur 3.28)
 - zoisitt

Reaksjoner: - lys glimmer erstatter hornblende i granatrike områder
 - klinozoisitt erstatter hornblende i granatrike områder

3 Resultat



Figur 3.27: Rester av augitt sett i hornblende. Sett i krysspolarisert lys



Figur 3.28: Relikt av augitt i hornblende, sett i planpolarisert lys.

3 Resultat

Plagioklas 15% - 30%

Plagioklas viser voksetvillinger, deformasjonstvillinger og lamelletvillinger.

Sonering i enkelte plagioklas korn, der kjernen har mye inneslutninger, mens randsonen er fri for inneslutninger. Randsonen viser en svak endring i orientering i forhold til kjernen.

Inklusjoner: - lys glimmer i form av nåler, staver og aggregater, nålene er ofte orientert vinkelrett på hverandre
- klinozoisitt som er stavformet og andre uregelmessige former med rette korngrenser.
- hornblende
- titanitt

Mengden staver med klinozoisitt i plagioklas er mindre enn i SMC med uvanlig tekstur.

Klinozoisitt opptrer også som klumper og andre geometriske former. Teksturelt viser klinozoisitt forskjellige former i disse to enhetene. Enkelte plagioklas korn viser undulerende utslokking. Plagioklas er anhedral, men enkelte korn har subhedrale korngrenser.

Kornstørrelsen varierer fra 0,1mm – 2mm i diameter.

Reaksjoner: - hornblende blir erstattet av plagioklas
- klinozoisitt danner symplektitt sammen med plagioklas, det likner på det man ser i SMC men med mer uregelmessige former.

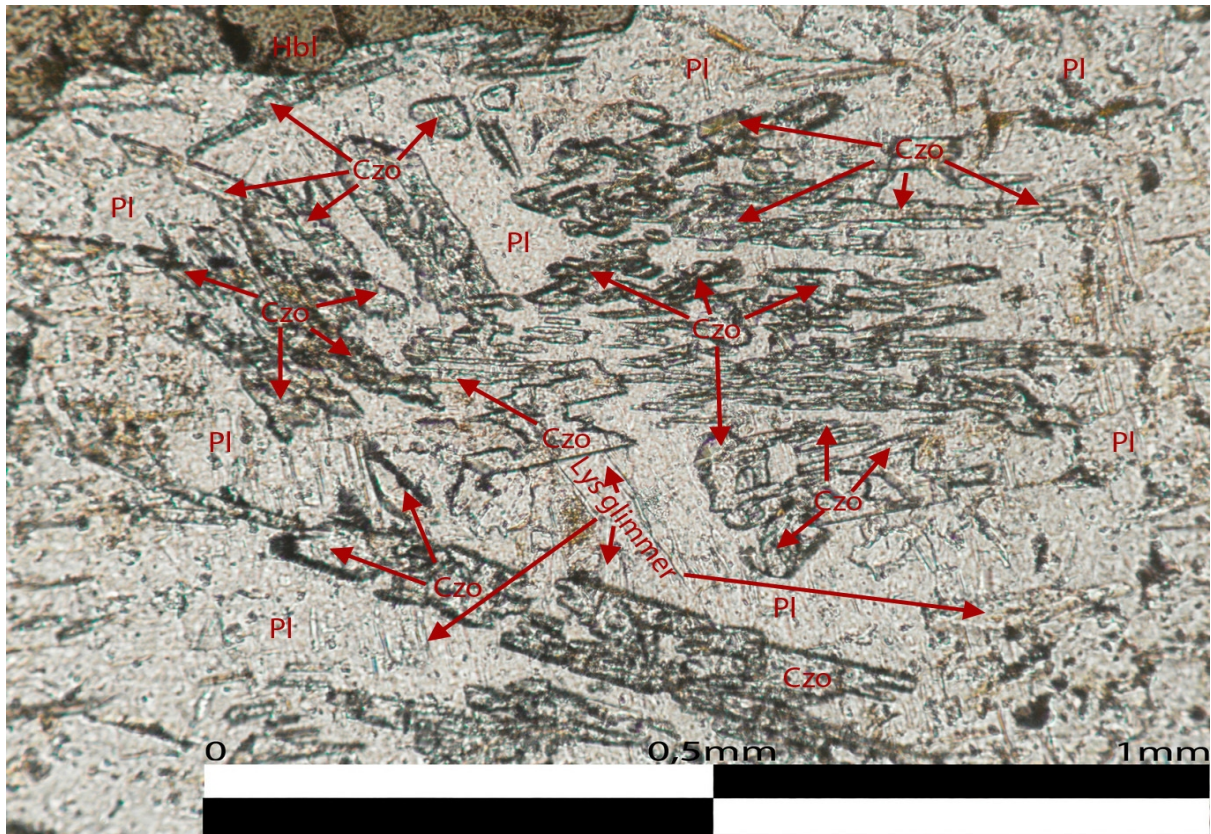
Klinozoisitt-epidot 5%

Opptrer som selvstendige korn, samt som inklusjoner i plagioklas og granat. Klinozoisitt-epidot varierer både i størrelse og utbredelse, fra 0,01mm til 1 mm i diameter. Klinozoisitt-epidot opptrer bare i umiddelbar nærhet til plagioklas, mineralet forekommer ikke i amfibolrike områder. Lamelletvilling er observert i enkelte korn. Kornformen varierer veldig og er svært uregelmessig (Figur 3.29). Korngrensene er anhedral, men mindre nåleformede kornene har subhedrale til euhedrale korngrenser.

Reagerer med: - hornblende langs kløv og korngrenser.
- plagioklas som medfører symplektittdannelse

Inklusjoner av: - hornblende

3 Resultat



Figur 3.29: Klinzoisitt viser en annen tekstur i plagioklas i mafisk migmatitt gneis med uvanlig tekstur. Her er tekturen mer tilfeldig, der formen på klinzoisitt varierer sterkt. Det er ikke de typiske rette stavene man ser i SMC. Sett i planpolarisert lys.

Glimmer 1%

Det er noe glimmer i denne bergarten. Det meste av glimmer er lys glimmer, men enkelte korn av biotitt observeres. Lys glimmer opptrer som inklusjoner i plagioklas. Lys glimmer er ikke å finne i amfibolrike områder. Nåler av lys glimmer i plagioklas viser to trender, et sett er orientert NV-SØ og et annet sett orientert NØ-SV. Nålene er samlet i sentrum av plagioklas.

Reaksjoner med: - plagioklas, der lys glimmer erstatter plagioklas

Biotitt opptrer bare som enkelt korn tilfeldig spredt rundt omkring i matriks, samt som inklusjoner i plagioklas. Kornformen til glimmer er søyle-, nåleformet og noen flakformete korn. Korn grensene er anhedral til subhedral. Kornstørrelsen er fra 0,002mm til 0,25mm i diameter.

3 Resultat

Titanitt 0,5%

Opptrer som inklusjon i amfibol, og enkeltkorn i matriks. Titanitt er oppsprukket i tilfeldige retninger. Ingen tydelige reaksjoner langs korn grensene med andre mineraler. Formen på titanitt er elipse- og rombeformete korn. I titanitt sees finkornet inneslutninger av ukjent mineral. Fleste kornene viser anhedral til subhedral korn grenser, der korn størrelsen er i størrelsesorden 0,02mm – 0,1mm i diameter.

3.2 Skjærbevegelse observert i tynnslip

3.2.1 Kriterier for å bestemme retning på skjærbevegelse:

Mineralfisk

Mineralfisk er observert i granatglimmerskifer. Mineralfisk kan beskrives som en elongert rombe- eller linseform med sterk foretrukket orientering og ingen bevis for rotasjon av mineralet (Passchier & Trouw 2005). Glimmer viser ofte sigmaform, som i tynnslipet indikerer dekstral bevegelse.

Skjærbånd

Skjærbånd viser en duktil skjæring med en syntetisk normalforkastning karakter. Skjærbånd er ofte synonymt med ekstensjons krenulasjonskløv, brukt av Platt and Vissers (1980) (Passchier & Trouw 2005, 128) Skjærbånd er funnet i granatglimmerskifer, metagabbro og granat-amfibolitt. C` type skjærbånd er *oblique* til skjærbevegelsen, og til eldre foliasjon i glimmerrike mylonitter. (White 1979b, Platt and Vissers 1980, Passchier & Trouw 2005, 128)

Form på kvartskrystaller

Formen på asymmetrisk kvarts er brukt til å indikerer skjærbevegelsen av Brunel (1980), Simpson & Schmid (1983). Asymmetrisk kvartsform er observert i granatglimmerskifer fra Tromsødekket.

Krystallografisk foretrukket orientering av kvarts (CPO)

Krystallografisk foretrukket orientering av kvarts er et sikkert kriteriet for å si noe om skjærbevegelsen i bergarten (Passchier & Trouw 2005). Krystallografisk foretrukket orientering i kvarts er observert i kvartsårer i granatglimmerskifer fra Tromsødekket. Dette er gjort ved bruk av gips plate.

Sigmaklaster

Sigmaklaster er beskrevet av Simpson & Schmid (1983) og Passchier & Simpson (1986). Dannelsen av sigmaklaster skjer ved dynamisk rekrystallisering av materiale fra klasten, eller

3 Resultat

ved trykkoppløsning og rekrytallisering i trykkskyggen av klasten. Det forutsettes at klasten ikke roterer, eventuelt roterer mindre enn matriks (Passchier & Trouw 2005, Stünitz 1989). Granatglimmerskifer og amfibolitt fra Tromsødekket viser sigmaklaster i tynnslip.

Mantle porfyroklaster

Mantel porfyroklaster består av en sentral enkelt krystall og finkornet rand av samme mineralet. Om randsonene er finkornet så kan den bli deformert og få asymmetriskevinger, som kan fortelle oss om retning på skjærbevegelse (Passchier & Trouw 2005, 133). Formen på vingene kan endres gjennom deformasjon, mens kjernen fortsatt er intakt eller fortsetter å rekrytallisere langs randen med reduksjon av størrelsen på kjernen som resultat. (Passchier & Trouw 2005, 133).

S-C tekstur

S-C tekstur er beskrevet av Berthe et al. (1979), og er funnet i granatglimmerskifer, amfibolitt fra Tromsødekket og klinopyroksen-granat amfibolitt.

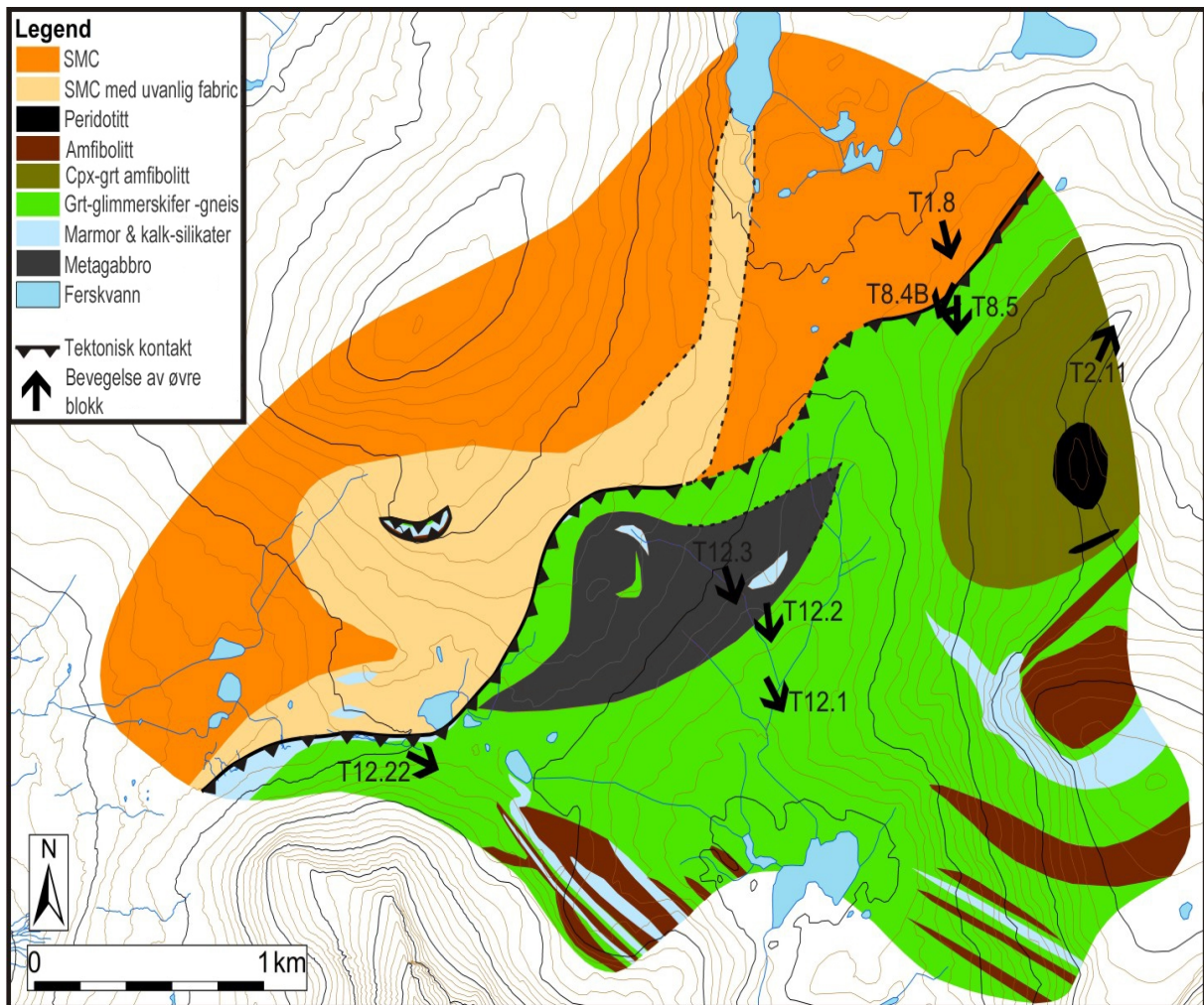
Roterte porfyroblaster

Roterte porfyroblaster er observert i en prøve fra granatglimmerskifer i Tromsødekket. Ved vekst vil en porfyroblast vokse over eksisterende foliasjon, der dette vil enten erstattes eller inkorporeres som inneslutninger inn i porfyroblasten. En foretrukket orientering av elongerte inneslutninger danner en inklusjon hale (Vernon 2004, 420).

3 Resultat

3.2.2 Resultat

Prøve nr	Litologi	S-C fabrik	Sigmaklast	Rotert porfyrblast	Kvarts form	Kvarts CPO	Skjærbånd	Mineralfisk	Bevegelse av øvre blokk
T8.4B	Granatglimmerskifer	*	*				*		SV 210
T12.2	Granatglimmerskifer	*	*		*	*		*	S 172
T12.1	Granatglimmerskifer	*		*					SØ 149
T8.5	Granatglimmerskifer		*					*	S 180
T12.3	Amfibolitt Tromsødekket	*	*		*		*		SØ 160
T1.8	Amfibolitt SMC						*		SØ 164
T2.11	Klinopyroksen-granat amfibolitt	*							NØ 028
T12.22	Granatglimmerskifer		*	*			*	*	ØSØ 120



Figur 3.30: Bevegelse av øvre blokk er bestemt ut fra tynnslip. Lokalitet for prøven, retning på bevegelse av øvre blokk og bergart er indikert på kartet. Det er en tydelig trend i feltområdet med bevegelse av øvre blokk i sørlig sektor. Prøve T2.11 viser bevegelsesretning mot NØ. Denne bevegelsen kan ikke forklares.

3 Resultat

3.3 Strukturer og folder i feltområdet

3.3.1 Definisjon av deformasjonsepisoder og strukturelementer

Broks (1985) beskriver de forskjellige deformasjonsepisodene og strukturelementene tilknyttet hver episode. Jeg har modifisert Broks (1985) etter mine observasjoner.

D^S_1 - eldste deformasjonsepisoden som er påvist i Skattøra migmatitt kompleks.

D^S_2 - anatekse i Skattøra migmatitt kompleks og dannelse av foliasjon.

D^T_1 - eldste deformasjonsepisoden som er påvist i Tromsødekket

D_2 - hoveddeformasjonen i Tromsødekket. Tromsødekket kom i kontakt med

Nakkedalsdekket. D_2 sees i øverste 10-15 meterne av Skattøra migmatitt kompleks

S^S_1 – planstrukturer tilknyttet D^S_1

S^S_2 – planstruktur tilknyttet D^S_2

S^T_1 – planstrukturer tilknyttet D^T_1

S_2 – planstrukturer tilknyttet D_2

F_2 – folder tilknyttet D_2

Skattøra migmatitt kompleks

D^S_1 deformasjon

S^S_1 er foliasjonen Skattøra migmatitt kompleks. Den beskrives av Rindstad (1992) som foliasjonen i metagabbro. Denne episoden er ikke sett i feltområdet.

D^S_2 deformasjon

D^S_2 deformasjonen førte til dannelse av foliasjonen S^S_2 og delvis oppsmelting av bergarter som førte til dannelse av nettverket med felsiske ganger. Foliasjonen S^S_2 er karakterisert med orientering av mineraler under amfibolittfacies metamorfose. D^S_2 deformasjonen er ulik D_2 deformasjonen. D^S_2 forekommer bare i SMC i Nakkedalsdekket.

D_2 deformasjon

D_2 hendelsen i Tromsødekket sees i de øverste 10-15 meterne i Skattøra migmatitt kompleks.

3 Resultat

Der er foliasjonen S_2 parallell med kontakten. Foliasjonen kan karakteriseres som mylonittisk, definert av feltspatrike ganger og bånd med amfibol orientert parallelt med kontakten. Lineasjonen viser retning på bevegelsen av Tromsødekket.

Tromsødekket

D_1 deformasjon

Spor etter D_1 deformasjon sees som enkelte store krystaller av klinopyroksen er orientert NØ-SV, i områder der generelle lineasjonen i bergarten er mot S-SØ. Fold i klinopyroksen-granat amfibolitt orientert NV-SØ, samt bevegelsesretning av klinopyroksen-granat amfibolitt mot NØ. Denne deformasjonen sees i metagabbro kroppen og klinopyroksen-granat amfibolitt.

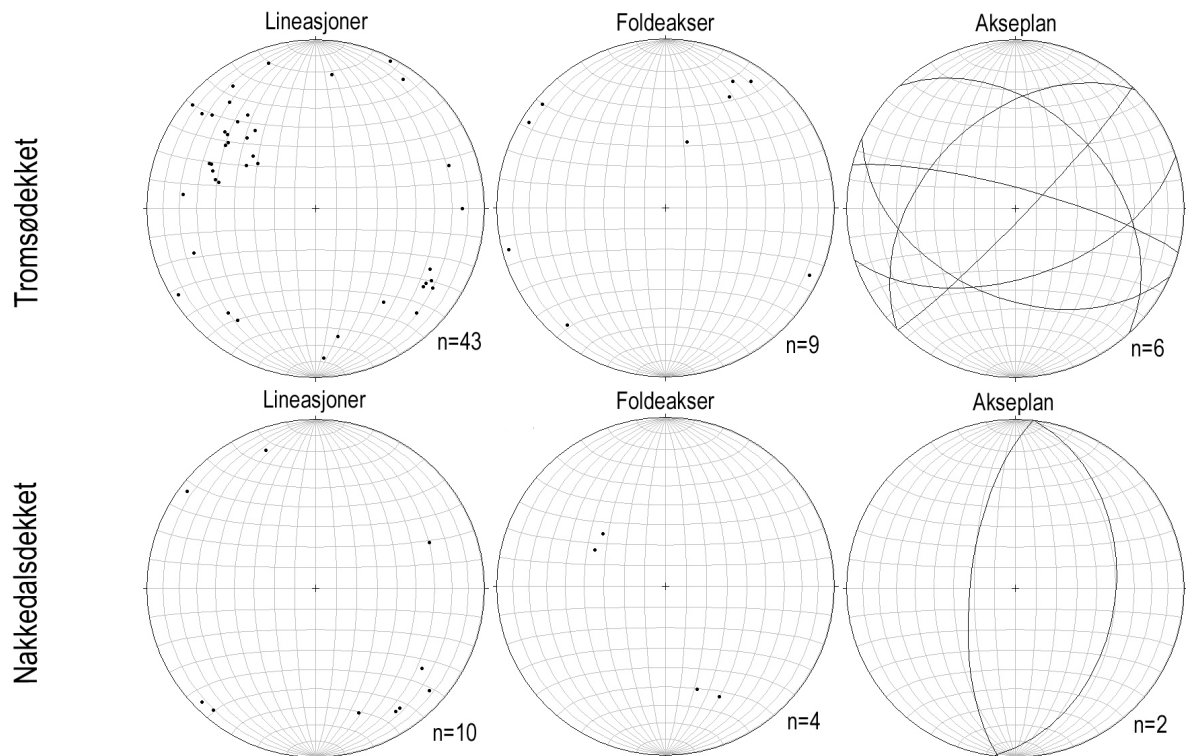
D_2 deformasjon

D_2 deformasjonen er den dominerende deformasjonsfasen i Tromsødekket. D_2 deformasjonen førte til at Tromsødekket ble skjøvet over Nakkedalsdekket. Innskyvningen resulterte i dannelse av foliasjonen i Tromsødekket. I feltområdet er orienteringa av S_2 lik orienteringen med kontakten mellom Tromsødekket og Nakkedalsdekket. F_2 folder observeres best i granatglimmerskifer og -gneiser og karakteriseres ved folding der akseplanet er subparallelt til parallelt med S_2 foliasjonen. F_2 foldeakser viser en generell orientering NØ-SV. Man ser også spor av D_2 i de øverste 10-15 meterne av Skattøra migmatitt kompleks, som migmatitt tekstur som er orientert likt som kontakten.

3.3.2 Strukturer og folder i felt

I feltområdet sees tektoniske strukturer som gjenspeiler en kompleks tektonisk setting, der flere faser med deformasjon har forekommet. Kontakten mellom Tromsødekket og Nakkedalsdekket er undulerende. Kontakten er ikke blottet i feltområdet, det er bare observert bergarter på begge sider av kontakten. Kontakten er dekket over av løsmasser som løsblokker og jordsmonn. Kontakten er tolket til å være duktil. Det er tre domener som virker å ha påvirket området strukturelt; eklogittkroppen i Tromsdalstinden, ultramafiske kroppen på ryggen nord for Langlitinden og kontakten mellom Nakkedalsdekket og Tromsødekket.

3 Resultat



Figur 3.31: Sammenlikning av lineasjoner, foldeakser og akseplan i Tromsødekket og Nakkedalsdekket. I Tromsødekket ser man spor etter to forskjellige episoder. En NV-SØ forkortning og en SV-NØ forkortning. I Nakkedalsdekket er det mindre data tilgjengelig, men man kan se en NV-SØ forkortning. Man kan antyde at det har vært en SV-NØ forkortning, men det er for lite data tilgjengelig for å si noe sikkert.

Metagabbro (Tromsødekket)

I metagabbro kroppen ser man to tydelige hendelser med deformasjon. Store korn av mineralet klinopyroksen viser en strekningslineasjon med lengste akse NØ-SV, mens den generelle lineasjonen i bergarten viser NV-SØ. De store kornene med klinopyroksen sees som et porfyroklast i bergarten, der den representerer en tidligere hendelse tolket til D^T_1 , siden bare enkelte store korn er orientert NØ-SV. De mindre klinopyroksen kornene viser NV-SØ orientering. Foliasjonen i bergarten er stedvis tydelig, mens andre steder mindre markant. Mikroskopstudie av bergarten viser en skjærbevegelse mot SØ. Det er ut fra observasjon av S-C tekstur, sigmaklaster, formen på kvarts og skjærbånd. Dannelsen av den generelle lineasjonen retning NV-SØ er tolket som resultat av D_2 hendelsen. Lineasjonen er definert av metamorfose i amfibolittfacies.

3 Resultat

Marmor (Tromsødekket)

Foldene i marmor indikerer akseplan som faller moderat mot NNØ og SSV. Foldeakser i marmor faller slakt mot SØ og NV. Disse foldene er *curtain* folding. Det er variasjon i orientering på folder i marmor. Akseplan som stryker SV-NØ med moderat fall mot NV er parallell med kontakten mellom Nakkedalsdekket og Tromsødekket, trolig F₂ folding.

Foldene i marmor er tette til isoklinal. *Curtain* folding er observert i marmor. Foliasjonen i marmor varierer ut fra hvor man er i feltområdet, siden marmor er det minst kompetente bergarten så absorberer den mye deformasjon. Dette er tydelig rundt større kroppar av andre bergarter. Generelt viser marmor i feltområdet kraftig deformasjon, der den lite kompetente marmoren har blitt utsatt for store mengder deformasjon i forhold til mer kompetente bergarter i området.

Granatglimmerskifer og granatglimmergneis (Tromsødekket)

Granatglimmerskifer -gneis utgjør et stort areal i feltområdet, dette vises gjennom variasjon i foliasjonen. Det er to distinkte foldeakser som utmerker seg i granatglimmerskifer. Foldeakse som stuper slakt mot SØ og foldeakser som stuper SV-NØ. Disse to settene med folder opptrer i samme området, der kan man observere at foldene med foldeakse mot SØ er foldet av folder med foldeakser stupende SV-NØ.

Foliasjonen i bergarten virker å være bestemt av to domener, eklogittkroppen i Tromsdalstinden og ultramafiske kroppen på ryggen nord for Langlitinden. Foliasjonen blir deflektert rundt og faller under disse to store kroppene. Eneste område som ikke er nær noen av domenene befinner seg i sørøstre delen av feltområdet, fra Storforsvatnan og opp mot Langlitinden. Foliasjonen stryker ØNØ-VSV med moderat fall mot NV, trolig resultat av D₂ deformasjonen ettersom foliasjonen i bergarten stryker likt med kontakten og lineasjonen i området reflekterer bevegelsesretning mot SØ-NV.

Mikroskopstudie av bergarten for å bestemme retning til skjærbevegelse viser at bevegelsen er konsentrert til sektoren SV - SØ. Denne variasjonen i bevegelse langs kontakten er trolig resultat av differensierte skjærbevegelser som oppstår langs kontakten.

3 Resultat

Klinopyroksen-granat amfibolitt (Tromsødekket)

Denne enheten omgir den ultramafiske kroppen på ryggen nord for Langlitinden. Bergarten har en tydelig foliasjon og lineasjon. Foliasjonen deflekterer rundt den ultramafiske kroppen, mens lineasjonen ikke viser noen entydig system. Jeg tolker målingene til å vise en trend der lineasjonen peker bort fra ultramafiske kroppen. Store korn klinopyroksen i bergarten viser en strekningslineasjon i retning NØ-SV, noe som ikke sammenfaller med generelle lineasjonen i bergarten. Dette er tolket til å være del av D_1^T siden det bare er de store klinopyroksenene som er orientert NØ-SV. Mikroskopstudier av bergarten fra prøve #T2.11 nord for ultramafiske kroppen, indikerer skjærbevegelse mot NØ (Indrevær 2011).

Amfibolitt (Tromsødekket)

Amfibolitt finnes under nordøstveggen av Tromsdalstinden, som imbrikasjon i SMC og omkring Langlitinden. Foliasjonen i amfibolitt under nordøstveggen av Tromsdalstinden stryker NV-SØ til N-S med fall mot SV til V under Tromsdalstinden. Denne foliasjonen kan være dannet når Tromsødekket og Nakkedalsdekket kom i kontakt, der eklogittkroppen i Tromsdalstinden har påvirket dannelsen av foliasjonen S_2 . Foliasjonsmålinger indikerer at det kan være folding av bergarten i området, med foldeakse stupende slakt NØ-SV. Lineasjonen varierer lite, den generelle lineasjonen er mot SØ. Foliasjonen og lineasjonen reflekterer D_2 episoden, med strøk likt som orientering på kontakten og lineasjonen er lik bevegelsesretninga.

Amfibolitt kroppen og tilhørende bånd omkring Langlitinden (959m.o.h.) er tolket til å være samme enhet. Området nord for Langlitinden viser amfibolitt en foliasjon som er påvirket av den ultramafiske kroppen, siden foliasjonen faller under ultramafiske kroppen. På sørsida av Langlitinden viser foliasjon strøk NØ-SV med moderat fall mot NV. Lineasjonen i området sør for Langlitinden er entydige, orientert NV-SØ. Dette området er trolig ikke påvirket av verken Tromsdalstind eklogitten eller ultramafiske kroppen siden foliasjonen viser forskjellig orientering sammenliknet med områder nærmere domeneene. Dette er tolket til å være resultat av D_2 deformasjonen, siden foliasjonen stryker likt som kontakten mellom Nakkedalsdekket og Tromsødekket.

3 Resultat

Kalksilikatbergarter (SMC)

Bergarten er kuttet av lyse felsiske ganger, noe som er typisk for bergarter tilhørende Nakkedalsdekket. De lyse felsiske gangene er orientert parallelt til subparallelt med foliasjonen i bergarten. Kalksilikatene viser tydelig foliasjon, mot grensa til Tromsødekket går foliasjonen over til å bli mylonittisk. Foliasjonen stryker Ø-V og faller moderat mot S, i området nord for Tromsdalstinden. Det virker at eklogittkroppen på Tromsdalstinden har oppført seg som en stor porfyroklast som alle bergarter har deflektert rundt. Foldeaksene observert i bergarten i området stuper moderat mot SSØ. Andre plasser med kalksilikatbergart er Langlitinden, 300meter vest for høyeste punkt, der det begynner å bli bratt. Foliasjonen stryker NV-SØ med fall moderat mot NØ.

Skattøra migmatitt kompleks (SMC)

Foliasjonen i bergarten er definert av veksling mellom mafiske- og felsiske bånd. Man ser lokalt den primære foliasjonen (Figur 3.21) før bergarten gjennomgikk anatexese. Dette sees i områder som viser tegn til oppsmelting, men der oppsmeltingsprosessen har ikke kommet langt nok.

I feltområdets SV del, stryker foliasjonen VSV-ØNØ med fall moderat mot NNV. Nærmere kontakten skifter fallet fra NNV til SSØ. I nordre del feltområdet, innen Skattøra migmatitt kompleks, endrer foliasjonen til å stryke SV-NØ med fall slakt til moderat mot SØ.

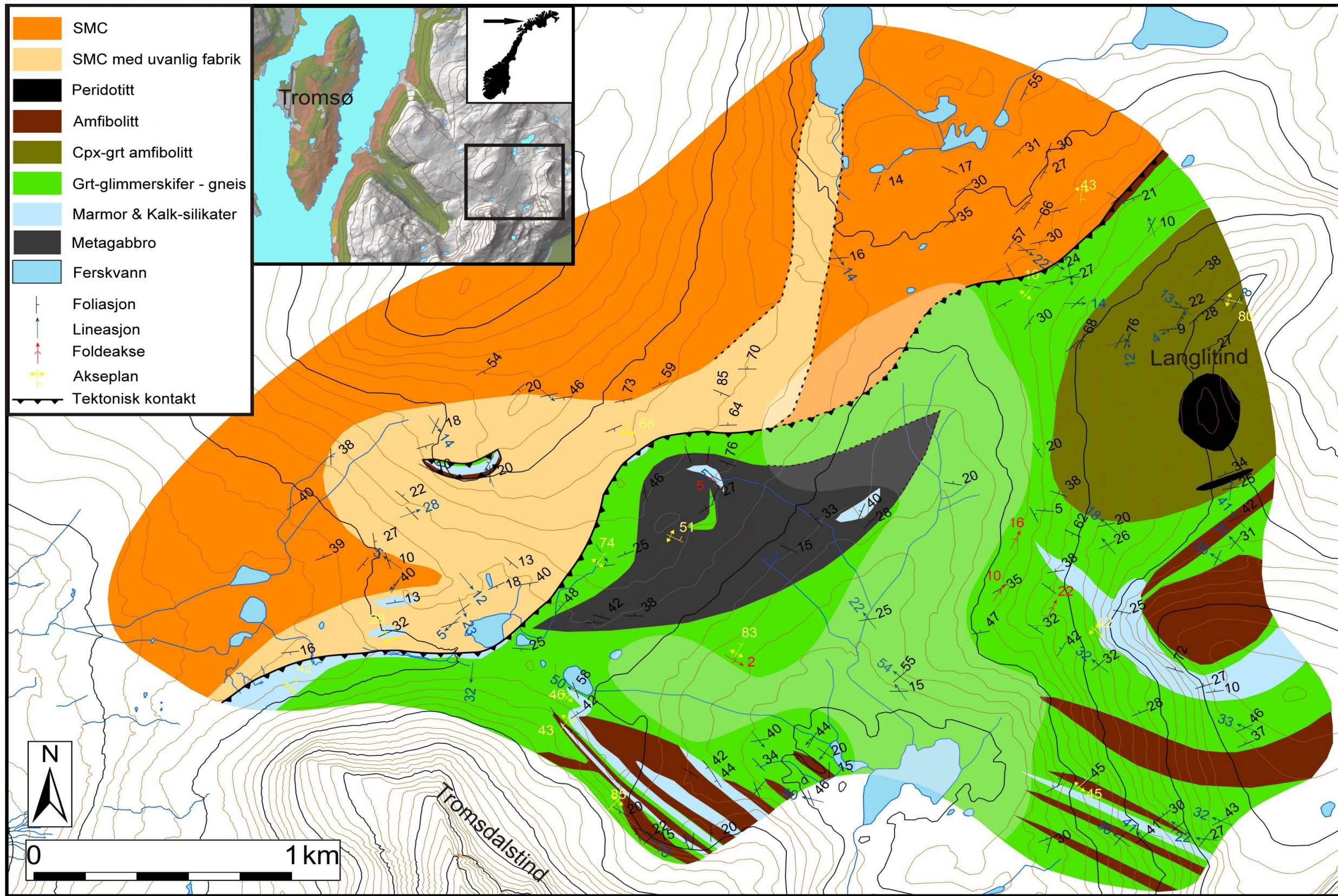
Foldene som sees i Skattøra migmatitt kompleks varierer fra åpne folder til tette isoklinale folder. Foldeakse stupende moderat mot SSV, er tolket å være en F_2 fold, på bakgrunn av variasjon i hastighet på innskyvinga langs kontakten med Tromsødekket. En annen fold funnet i nord viser et akseplan som er subparallell med foliasjon, der akseplanet er stryker NØ-SV med moderat fall mot SØ. Dette er tolket jeg som kan være resultat av bevegelsen langs kontakten mellom Nakkedalsdekket og Tromsødekket, en F_2 fold. Det er to sett lineasjoner å observere i Skattøra migmatitt kompleks. Et sett lineasjoner stuper SØ, mens et annet sett stuper SV.

3 Resultat

Skattøra migmatitt kompleks med uvanlig tekstur (SMC)

Denne enheten opptrer langs kontakten i Nakkedalsdekket mot Tromsødekket. Foliasjonen i bergarten nær kontakten følger orientering til kontakten. Nær kontakten viser bergarten en mer mylonittisk tekstur med millimeter tykke felsiske- og mafiske bånd som veksler. Bergarten er lokalt foldet, med foldeakser stupende mot S. Denne folden er en F_2 fold, den opptrer rett i nærheten av der kontakten svinger og underveis i innskyvinga av Tromsødekket er det enkelte soner langs kontakten som har en annen *strain ellipse*. Fellesnevneren til lineasjonene er at de stuper slakt til veldig slakt. I områder rett nord for Tromsdalstinden varierer lineasjonene fra SV til SSØ via NNV, veldig usystematisk til å være så nær kontakten. I samme området nord for Tromsdalstinden og retning opp mot imbrikasjonen, er foliasjonen svært usystematisk, det er ingen markert orientering på folder, lineasjoner eller foliasjoner.

3 Resultat



Figur 3.32: Kart over feltområdet. Lyse områder indikerer lite blotninger.

4 Diskusjon

4.1 Strukturell diskusjon

Det er identifisert seks forskjellige hendelser i feltområdet, der to av dem er unik for Nakkedalsdekket, en er unik for Tromsødekket og en er felles for begge dekkene.

Den generelle foliasjonen i SMC er dannet på et tidlig tidspunkt (Rindstad 1992). Etter *eller* under dannelse av foliasjonen er SMC delvis oppsmeltet og gjennomkuttet av felsiske ganger.

I Tromsødekket ser man spor etter en hendelse som var før dannelsen av foliasjon S_2 i Tromsødekket. Strekningslineasjon sett i store klinopyroksen korn stuper NØ-SV i metagabbro kroppen og klinopyroksen-granat amfibolitt, mens den generelle lineasjonen stuper NV-SØ. Dette kan muligens forklares ved en tidlig metamorf hendelse der det har vært forkortning fra SV-NØ. Denne hendelsen kan reflektere en metamorfose der klinopyroksen har krystallisert og blitt orientert NØ-SV, senere har bergartene gjennomgått en amfibolittfacies overprint. Denne hendelsen har jeg tolket til å være D_1^T , med tilhørende F_1^T folding. Folding i klinopyroksen-granat amfibolitt underbygger påstanden om forkortning fra SV-NØ ved at foldeaksen stuper NV-SØ.

D_2 hendelsen i Tromsødekket er tidligere beskrevet til å ha dannet foliasjonen man nå ser i området (Broks 1985, Krogh et al. 1990). I feltområdet har jeg identifisert to domener som kan ha påvirket området strukturelt utenom den tektoniske kontakten mellom dekkene. Det er ekogittkroppen i Tromsdalstinden og den ultramafiske kroppen på ryggen nord for Langlitinden. Foliasjonen i omkringliggende bergarter deflekterer rundt, og faller under domenene. Man kan trekke en analogi til en porfyroklast i matriks, der matriks deflekterer rundt porfyroklasten. I områder som ikke viser defleksjon av foliasjon rundt domenene er foliasjonen tolket til å representere S_2 , dannet under D_2 deformasjonen. Hovedsaklig ser man en trend med foliasjon orientert NØ-SV med fall mot NV.

Innskyving av de Kaledonske skyvedekken er tolket fra NV mot SØ (Landmark 1973 & Binns 1978). Ved en innskyvning av allokton vil *pure shear* og/eller *simple shear*

4 Diskusjon

dominere (Sanderson 1982). *Strain* vil variere innad i skyvedekken som en effekt av deformasjon. Hva som dominerer vil også variere, det kommer blant annet an på tykkelsen på dekkene, bergarter involvert, hastighet på innskyvning, temperatur, trykk og fluider til stedet. Mengden stress varierer lokalt innad i skyvedekket (Ramsey et al. 1983). Kontakten mellom Tromsødekket og Nakkedalsdekket kutter gjennom feltområdet, så det vil være legitimt å anta at *simple shear* dominerte nær kontakten. Da kan man forvente å finne folder med foldeakser orientert NØ eller SV, med overbikket akseplan som er subparallell til parallell med foliasjonen S_2 . S_2 vil stryke NØ-SV med fall mot NV. Lineasjonen er vil stupe NV-SØ. (Passier & Trouw 2005)

Marmor er tolket til å ha gjennomgått mye deformasjon. Et lite kompetent bergart som marmor vil ha lineasjoner orientert likt som bevegelsen langs kontakten. Høy grad med deformasjon fører ofte til at foldeakser blir dratt slik at de er parallelle med retninga på *strain*, og vises som lineasjoner (Passier & Trouw 2005).

Man ser to sett folder i granatglimmerskifer -gneis;

- 1) åpne folder med slakt foldeakse stupende mot SØ
- 2) åpne folder med noe mindre bølgelengde, viser foldeakse som stuper slakt mot NØ eller SV.

Dette er typisk eggkartong folding, der folder med foldeakse stupende mot SØ er foldet av folder med foldeakse NØ-SV. Da må folder med SØ stupende foldeakser dannet *før* folder med SV-NØ stupende foldeakser.

Eggkartongfoldingen kan forklares på flere måter:

1 - Dette er to sett folder dannet ved forskjellige deformasjons episoder. SØ stupende foldakser kan være resultat av en tidlig kompresjon fra NØ-SV (D^T_1), mens SV-NØ stupende foldeakser er resultat av D_2 deformasjonen i Tromsødekket.

D^T_1 kan være en tidligere hendelse i Tromsødekket, som har dannet folder med SØ stupende foldakser der klinopyroksen i klinopyroksen-granat amfibolitt og metagabbro har krystallisert med lengste akse SV-NØ. NV-SØ stupende foldeakse i klinopyroksen-granat amfibolitt underbygger teorien om en tidlig SV-NØ forkortning.

4 Diskusjon

2 - *Partitioning* av *strain* vektoren kan forklare disse to settene med folder (Tikoff & Teyssier 1994, Jones & Tanner 1995).

Jones & Tanner (1995) sier at *partitioning* av *strain* vektoren kan forventes å forekomme i transpresjonssoner, gjerne ved flere forskjellige stadier i lithosfæren. Domenene med forskjellige *strain*vektorer kan opptre samtidig i et skyvedekket, med de kan plutselig skiftes (Tikoff & Teyssier 1994).

Broks (1985) rapporterer om fire faser med deformasjon i

Tromsødekket. Andre tidligere arbeider rapporterer om

takonskfase med deformasjon i Laurentia som har påvirket

bergartene i øverste allokton (Roberts et al. 2007, Roberts

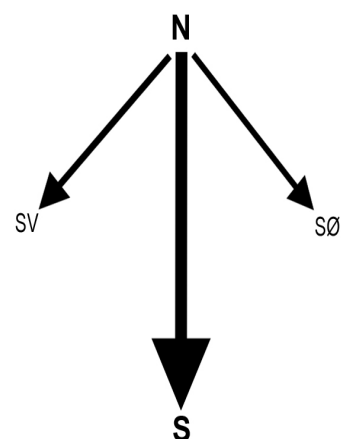
2002). Takonskefasen innebar bevegelse av skyvedekker fra SØ

mot NV. Ut fra indikasjoner av bevegelsesretning av Tromsødekket (Figur 3.30) så ser man at

Tromsødekket har hatt en kraftig sørlig bevegelsekomponent. Ved en innskyvning av øverste

allokton fra N, kan det ved *partitioning* bli dannet et sett folder med foldeakser SØ-NV og et

sett med folder SV-NØ.



Figur 4.1: *Partitioning* av vektor representert ut fra en innskyvning av Tromsødekket fra nord

3 – Dette kunne ha vært et reliket fra den takonske fasen, som kun sees i det øverste allokton i

de Skandinaviske Kaledonidene. Roberts et al. (2007) og Roberts (2002) beskriver en

metamorf hendelse som kun sees i øverste allokton i de Skandinaviske Kaledonidene. Det er

kollisjon som skjedde på den Laurentiske side av Iapetus havet, mellom en øybuesystem og

Laurentia. Dette førte til en NV-SØ forkortning der skyvedekker ble skjøvet inn fra SØ mot

NV og dannet av folder med foldeakser orientert SV eller NØ (Roberts et al. 2007). Logisk

sett bør denne hendelsen ha dannet strekningslineasjoner orientert SØ-NV. Denne hendelsen

stemmer derimot ikke i henhold til orientering på klinopyroksen som vi ser i Tromsødekket

som er orientert SV-NØ. Med forbehold, så kan det ha vært lokale variasjoner av *strain ellipse*

som kunne ha skapt disse lineasjonene i Tromsødekket under den Takonske fasen.

Amfibolitt-marmor-granatglimmerskifer linsen som befinner i Nakkedalsdekket er tolket som

en imbrikasjon som stammer fra Tromsødekket.

4 Diskusjon

Hvordan kan en del av Tromsødekket befinne seg inne i Nakkedalsdekket?

Når Tromsødekket kom i kontakt med Nakkedalsdekket, skalet undre deler av Tromsødekket av og ble skjøvet inn i Nakkedalsdekket som en imbrikasjon. Imbrikasjon er en vanlig struktur ved skyveforkastninger (Mitra 1986). Tynnslipstudie av amfibolitt enheten som er en del av imbrikasjon, gav ikke noe svar angående bevegelsesretninga. Mikroskopstudie av marmor fra samme imbrikasjon viser relativ granoblastisk tekstur, uten tydelig bevegelsesretning eller foliasjon. Granoblastiske teksturen kan antyde at marmoren ha rekrystallisert etter D_2 deformasjonen, der alle spor av innskyvning av Tromsødekket er visket bort. Imbrikasjonen er tolket til å være en D_2 hendelse.

Svært uryddig foliasjon i mafisk migmatitt gneis med uvanlig tekstur

Mafisk migmatitt gneis med uvanlig tekstur viser en svært uryddig foliasjon nord for Tromsdalstinden og retning N mot imbrikasjon på høyde 666m.o.h.. Eklogitt kroppen i Tromsdalstinden er et domene som påvirker foliasjonen i bergartene rundt. Eklogittkroppen kan ha oppført seg som en porfyroklast der dette uryddige området kan representere en trykkskygge. Dette forutsetter at Tromsødekket ble skjøvet inn fra N og da bør det være mulighet å se samme uryddige foliasjonen i området sør for Tromsdalstinden.

Hvorfor er det akkurat bare denne enheten som er uryddig, og ikke enhetene nærmere eller lengre unna eklogittkroppen?

En annen forklaring på imbrikasjon kan være at ved kontakten mellom Tromsødekket og Nakkedalsdekket, så skallet deler av Tromsødekket av og ble skjøvet inn i Nakkedalsdekket. Det vil ofte dannes *fault propagation fold* i dekket ved en imbrikasjon. Dette kan ha dannet en svakhetsone som senere har kollapset og rast ut, når overliggende Tromsødekket eroderes bort. Det vi egentlig ser kan være rester etter et ras. Imbrikasjonen er tolket til D_2 episode.

Lineasjonene sett i Skattøra migmatitt kompleks og Skattøra migmatitt kompleks med uvanlig tekstur er tolket til å være resultat av koplingen mellom Tromsødekket og Nakkedalsdekket. Det er på grunn av lineasjonen vises kun i de øverste 10-15 meterne, og viser bevegelse retning på det overliggende Tromsødekket mot SØ. Denne SØ bevegelsesretning ser man også i Tromsødekket, rett på andre sida av kontakten. SV orienterte lineasjoner i SMC og SMC

4 Diskusjon

med uvanlig tekstur kan være resultat av ujevn bevegelse av skyvedekket eller at bevegelsen langs kontakten har endret retning ved tidspunkt. Foliasjonen i SMC stryker SV-NØ og faller mot NV i områder langt unna kontakten, mens nærmere kontakten stryker foliasjonen SV-NØ men faller mot SØ, under Tromsødekket. Dette viser at eklogitt kroppen i Tromsdalstinden kan ha opptrådt som en porfyroklast.

Det er bare de 10-15 øverste meterne som viser spor av D_2 deformasjon i SMC enhetene, mens hele Tromsødekket viser spor etter D_2 . Det er trolig på grunn av at Tromsødekket er mer disponibelt for deformasjon enn SMC enhetene, som bare blir påvirket nær kontakten.

Dreneringskanaler i SMC og SMC med uvanlig tekstur er tolket til å stamme fra delvis oppsmelting av bergarten, med hensikt å distribuere smelte innad i laget under smelting. Dreneringskanalene kobler seg til større ganger, som igjen kobler seg til enda større ganger. Hensikten til de store gangene er å drenere smelte bort fra oppsmeltede lagene (Sawyer 2001). Dreneringskanalene viser at det vi nå ser som amfibolitt, er opphavet til gangene. Amfibolitt har trolig senere endret komposisjon i forhold til det opprinnelige startmaterialet. Dette viser at Skattøra migmatitt kompleks har gjennomgått delvis oppsmelting.

Oppsummering:

Feltområdet er preget av flerfase deformasjon. Nakkedalsdekket og Tromsødekket viser en forskjellig tektonisk utvikling før de kom i kontakt med hverandre. SMC har fått dannet hovedfoliasjonen i løpet av D_2^S , samt gjennomgått anatekse. Dette skjedde før kontakten med Tromsødekket ble opprettet, siden at ingen av de felsiske gangene kutter inn i Tromsødekket. Tromsødekket har vært utsatt for en tidlig metamorf episode D_1^T med forkortning fra NØ-SV, som har dannet folder i klinopyroksen-granat amfibolitt og dannet store klinopyroksen korn i metagabbro og klinopyroksen-granat amfibolitt.

Foliasjonen (S_2) i Tromsødekket ble dannet mens Tromsødekket og Nakkedalsdekket kom i kontakt med hverandre (D_2). Kontakten mellom Tromsødekket og Nakkedalsdekket er resultat av innskyvning av alloktionene ved dannelsen av den Kaledonske fjellkjeden. Bevegelsesretning på Tromsødekket ved plassering over Nakkedalsdekket er fra NV mot SØ, med mindre variasjoner inne i feltområdet. Variasjonene i bevegelsesretning kan føre til en endret *strain ellipse* lokalt langs kontakten i Tromsødekket. Innskyvingen og plassering av

4 Diskusjon

Tromsødekket førte til omfattende folding i området med foldeakser stupende SV-NØ og akseplan fallende mot NV. I marmor vises slire folder og curtain folder med foldeakser mot SØ dannet under D₂ episoden.

4.2 Bergarts diskusjon

4.2.1 Metagabbro (Tromsødekket)

Metagabbro viser tydelige tegn på retrogradering gjennom fallende trykk og temperaturer.

Delvis oppsmeltet område kan sees i metagabbro (Figur 3.7), dette fenomenet sees også i amfibolitt og granatglimmerskifer fra Tromsødekket. Leucosomen består av kvarts og feltspat. Det ble dessverre ikke laget tynnslip av denne seksjonen, for da kunne man sett nærmere på mineralene og teksturen i leucosomen og fått bekreftet, eventuelt avkreftet at dette er delvis oppsmelting. Granat er ikke vanlig i en metagabbro, men man ser relikter av idiomorf granater i bergarten, der bare små rester av granaten nå er tilstede. Det kan tenkes at granat og klinopyroksen engang var stabil sammen. Krogh et al. (1990) beskriver en koronastruktur mellom plagioklas og hornblende etter retrogradering fra eklogittfacies. Jeg ser en tilsvarende veldig finkornet koronatekstur mellom plagioklas og hornblende. Det er vanskelig å se hva de finkornete fragmentene er i optisk mikroskop, man må ha SEM for å kunne fastslå det. Om det stemmer at det granat opptrer i koronateksturen, kan det tyde retrogradering fra eklogittfacies.

Man ser ikke rutil med rand bestående av titanitt i metagabbro. Rutil vil langs en prograderende og påfølgende retrograderende metamorfose særlig i eklogitter og høytrykksgranulitter erstatte titanitt ved økende trykk, men ved retrogradering vil den forvandle seg tilbake til titanitt. Dette skjer ofte i samband med hydrering ved metamorfe forhold tilsvarende amfibolittfacies (Lucassen et al. 2010). Dette tyder på at bergarten ikke har vært oppe i eklogitt- eller granulittfacies.

I hornblende sees brune flekker i sentrum (Figur 3.8), som viskes ut mot kantene, dette er

4 Diskusjon

tolket til å være rester etter en titanrik pyroksen, muligens en augitt (Watson 1940). Relikt av klinopyroksen observeres som inneslutning i hornblende. I håndstykke fra metagabbro kroppen er enkelte korn av klinopyroksen orientert SV-NØ, der den generelle lineasjonen i bergarten er NV-SØ. Klinopyroksen er senere overvokst av hornblende som viser en annen orientering. Det kan tyde på at klinopyroksen har vært en høy temperatur lineasjon. Klinopyroksen er erstattet av amfibol ved en uralitiserings reaksjon ved retrogradering (Figur 3.12).

Hornblende viser ofte en sonering, med brun kjerne med grønn randsone. Dette indikerer en endring i metamorfosen underveis ved krystallisering av hornblende, der temperaturen er høyere ved første del av metamorfosen, før temperaturen sank ved et senere stadie. Kjernen i amfibol kan være rik på Al, Ti og Mg, mens randsonen er rik på Si, Fe og Mn. Metamorfe forholdene har endret seg fra en høy temperatur amfibolittfacies til lavere temperatur amfibolittfacies (Winter 2001, 504). Dette har hendt i en tidlig fase av D₂ episoden. Inneslutninger av biotitt i hornblende, det kan være resultat av metasomatose. Biotitt har vokst langs kløven til hornblende, derfor tolkes det til at biotitt har vokst etter hornblende.

I bergarten sees en tidligere gabbro tekstur med ekvigranulær korn av plagioklas og hornblende. Mellom kornene sees veldig fragmenter av rekrystallisert An-fattig plagioklas og klinozoisitt. Plagioklas opptrer i to generasjoner, en eldre generasjon der det observeres nåler av lys glimmer og noen staver av klinozoisitt som inneslutninger, og en yngre generasjon som er finkornet og vokser sammen med klinozoisitt. Eldste generasjon av plagioklas er identifisert som mer An-rik plagioklas. Rekrystallisert finkornet plagioklas er An-fattig. Den opptrer sammen med klinozoisitt nåler langs kontakten med store An-rike plagioklas korn. Dette likner på en *core-mantle* struktur, men dette kan ikke karakteriseres som *core-mantle* struktur siden komposisjonen av *mantle* er forskjellig fra *core*. Det likner på rekrystallisering ved *bulging* mekanisme (Schmid 1982), men dette er en metamorf reaksjon og innebærer kjemisk endring av mineralene tilstede. Det foregår nukleasjon av klinozoisitt og An-fattig plagioklas langs korn grensene til An-rik plagioklas. Denne symplektitt strukturen mellom klinozoisitt og An-fattig plagioklas tyder på at det er skjedd en dekompresjon under retrogradering av bergarten. Ved lavgrad metamorfose vil An-rik plagioklas brytes ned og

4 Diskusjon

erstattes av finkornet zoisitt, klinozoisitt-epidot, serisitt og kalsitt sammen med An-fattig plagioklas. Denne reaksjonen er kjent som saussuritisering (Pichler & Schmitt-Riegraf 1995, 157). Denne reaksjonen har skjedd i en overgang sone mellom amfibolittfacies og grønskiferfacies, tolket til veldig sen D₂ i Tromsødekket.

Kvarts viser ingen tegn til deformasjon, den er tolket å være rekrystallisert i en sen fase av deformasjonen. Indrevær (2011) observerer sjakkbrett tekstur i kvarts i samme enhet. Det kan tyde på at det er to generasjoner kvarts tilstede i bergarten. En generasjon høy temperatur kvarts, og en senere generasjon kvarts krystallisert ved lav metamorfosegrad.

Hvor stammer denne metagabbro kroppen fra?

Typisk kjennetegn for å identifisere bergarter fra Skattøra migmatitt kompleks er:

- staver av klinozoisitt i plagioklas
- nåler av lys glimmer i plagioklas
- lite eller ingen biotitt
- lite eller ingen granater
- mye opake mineraler
- ikke rutil med rand av titanitt
- ingen kvarts
- felsiske ganger bestående av plagioklas og noe amfibol.

Det som taler for at metagabbro tilhører Tromsødekket er at det er kvarts tilstede, granatførende bergart, den viser en metagabbro mikrotekstur, felsiske gangene består av kvarts, det er biotitt i bergarten, lite opake mineraler i metagabbro og ingen klinozoisitt staver i plagioklas. Det som taler for tilhørighet til Skattøra migmatitt kompleks: Ingen rutil med rand av titanitt.

Sterke indisier tilsier at metagabbrokroppen stammer fra Tromsødekket. Mangel på rutil innesluttet i titanitt kan forklares med at metagabbro kroppen ikke har vært oppe i eklogittfacies forhold, eller kan bergarten kan ha vært oppe i eklogittfacies, men ikke blitt omdannet hvis bergarten var fluidfattig på tidspunktet. Man ser ikke symplektitt tekstur mellom klinopyroksen og plagioklas etter omfasitt, noe som er en vanlig reaksjon ved

4 Diskusjon

retrogradering av eklogitt (Joanny et al. 1991). Mangel på tydelig korona tekstur etter olivin, kan tyde på at bergarten ikke er en retrogradert eklogitt. Med forbehold at det ikke er rekrystallisert granat mellom plagioklas og hornblende. Man må benytte SEM for kunne si noe om det.

4.2.2 Granatglimmerskifer og granatglimmergneis (Tromsødekket)

Granatglimmerskiferen viser en amfibolittfacies metamorfose. Mineralselskapet består av granat, hornblende, kvarts, plagioklas, klinozoisitt, epidot, lys glimmer, biotitt og zoisitt. Skjærbevegelseretningen i tynnslip antyder topp mot sør-øst. Lys glimmer og biotitt er stabil sammen. Lys glimmer har ofte en liten kornstørrelse, noe som kan tyde på at lys glimmer har vært stabil ved mer intens deformasjon. Undulerende utslokking og foldet kløvakse antyder også at lys glimmer har vært deformert. Stedvis erstatter biotitt lys glimmer langs kløv og korngrensen.

I granatglimmerskifer –gneis viser tydelig tegn på en retrogradering gjennom to hendelser. Først ser man en delvis oppsmelting i granatglimmerskifer -gneis skjedd ved noe høyere metamorfose, senere en symplektitt reaksjon mellom kvarts og klinozoisitt ved overgangen fra amfibolitt til grønnskiferfacies. Verdt å merke seg er at mineralene som er stabil ved høyere metamorfosegrad er orientert likt med mineralene stabil ved lavere grads metamorfose. Dette kan indikere at innskyvninga av Tromsødekket er en kontinuerlig bevegelse fra NV.

Granatglimmerskifer viser tegn på delvis oppsmelting, man ser de samme felsiske smeltelommene som metagabbro (Figur 3.7). Denne delvis oppsmeltingen har ikke samme utbredelsegrad som i Skattøra migmatitt kompleks. Oppsmelting kan ha foregått med følgende reaksjon:

4 Diskusjon

Muskovitt + kvarts = smelte

Ved 10 kbar vil smelte temperaturen ved fluider tilstede være ~740-750°C i følge Deer et al. (1992) (Figur 4.2).

Det kan eventuelt skjedd ved følgende reaksjon:



Dette kan skje ved 650°C og 0,37 GPa. Dette er laveste temperatur-trykk forhold som pelitiske bergarter vil smelte (Winter 2001, 579).

Ettersom felsisk oppsmeltet område inneholder både feltspat og kvarts, så er denne reaksjonen mer sannsynlig:

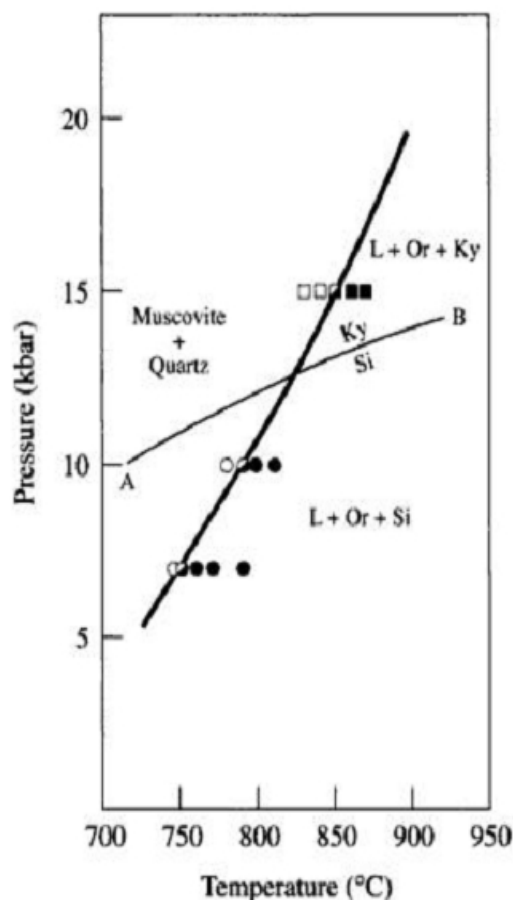


Alkali feltspat vil krystallisere i små lommer. Dette skjer ved høyere trykk enn 0,37GPa og 650°C (Winter 2001, 580). Man ser små smeltelommer bestående av feltspat og kvarts i amfibolitt, metagabbro og granatglimmerskifer -gneis (Figur 3.7).

Senere i D₂ metamorfosen vil trykk-temperaturen ha minsket ytterligere og dannelse av symplektitt

tekstur med kvartsormer i klnozoisitt/epidot. Dette kan være produkt etter retrogradering etter eklogittisk granat (Krogh et al. 1990). Kvarts viser *subgrain rotation* i bergarten, samt korn grense migreringer. *Subgrain rotation* i kvarts dominerer ved middels temperaturer (400-500°C), mens korn grense migrering i kvarts skjer ved temperaturer i amfibolittfacies (Stipp et al. 2002). Plagioklas erstatter granat noe som antyder retrogradering. Granaten er dannet pre-foliasjon ettersom glimmer bøyer rundt granat.

Allanitt i klnozoisitt stammer trolig fra monasitt. Monasitt har vært stabil ved høytrykksdeformasjonen (tidlig D₂) ved amfibolittfacies forhold, mens klnozoisitt har vokst



Figur 4.2: Temperatur og trykk nødvendig for å smelte muskovitt og kvarts uten tilgang til fluider. Ved fluider tilstede vil smelting foregå ved en lavere temperatur, henholdsvis 10°C lavere ved 7kbar og 90°C lavere ved 20kbar. (Deer et al. 1992)

4 Diskusjon

senere ved retrogradering. Ved lavere trykk-temperatur har monasitt blitt erstattet av allanitt mellom 250-450°C (Janots et al. 2007). Opptreden av allanitt i klinozoisitt, der klinozoisitt opptrer som inneslutning i plagioklas, tyder på at klinozoisitt vokste før plagioklas i bergarten.

4.2.3 Kalksilikatbergarter (SMC)

Bergarten er tolket til å ha vært deformert under amfibolittfacies siden man ser symplektitt mellom plagioklas og klinozoisitt. Mineralselskapet i bergarten er tremolitt, zoisitt, klinozoisitt, diopsid, plagioklas, kvarts, titanitt og kalsitt/dolomitt. Kalksilikatene viser også en jevn retrogradering, der man først ser kvartsormer i klinozoisitt som indikerer høy amfibolittfacies, før sausrittisering og dannelse av An-fattig plagioklas og klinozoisitt-epidot ved overgang mellom amfibolittfacies og grønskiferfacies. Til sist sees udeformerte kvartskrystaller som trolig er resultat av fluider ved lav grønskiferfacies.

Kvartsormer i klinozoisitt sees i kalksilikatbergartene. Kvartsormer i klinozoisitt kan også være tegn på retrogradering fra eklogittfacies (Krogh et al. 1990). Klinozoisitt og kvarts kan også bli ustabil å gå over til granditt og anorthitt ved temperaturer i høygrads amfibolittfacies under Barrovisk metamorfe forhold over 675°C om $P_{tot} > 6\text{ kbar}$, $P_{H_2O} > \frac{1}{2} P_{tot}$ (Holdaway 1966). Denne (prøve T12.20) kalksilikatbergarten befinner seg i Nakkedalsdekket og viser tydelig tegn på tilhørighet til Nakkedalsdekket. Kvartsormer i klinozoisitt etter eklogittfacies metamorfose er ikke veldig sannsynlig. Dette har trolig hendt i overgangen mellom høy amfibolittfacies til lavere amfibolittfacies i D_2 .

Klinozoisitt og An-fattig plagioklas er resultat etter sausrittisering av An-rik plagioklas, der An-rik plagioklas blir brutt ned på bekostning av An-fattig plagioklas og klinozoisitt, kalsitt og serisitt. Dette har hendt i en sen fase ved overgangen fra amfibolittfacies til grønskiferfacies metamorfose (Winter 2001, 503). Klinozoisitt/epidot og An-fattig plagioklas dannes ved nedbrytning av An-rik plagioklas ved frigjøring av Ca^{2+} og Al^{3+} . Ved temperatur over 550°C opptar granat alt Ca^{2+} i en labradorittisk bergart (Moody et al. 1985). Sausurrittisering har skjedd ved en temperatur lavere enn 550°C.

4 Diskusjon

Denne bergarten inneholder kvarts, noe som er uvanlig i SMC. Denne kvartsen er trolig sent dannet, det kan være et resultat av fluider i en sen fase av D_3 deformasjonen.

4.2.4 Skattøra migmatitt kompleks (SMC)

Hornblende viser sonering med brun kjerne og grønn randsone. Dette tyder på mer Fe og Ti-rik kjerne med mindre og mindre Fe og Ti innhold ut mot randen, som impliserer endring av metamorfosegrad fra høygrads amfibolittfacies til lavere grad amfibolittfacies. (Sen 1970 & Winter 2001, 504). Dette hendte trolig relativt tidlig i D_2 episoden.

Rutil forekommer sjelden i Skattøra migmatitt kompleks. I mine prøver er det observert rutil. Rutil er tolket til et reaksjonsprodukt etter vannholdige fluider og illmenitt. Man ser ofte et opak mineral og rutil i kontakt med hverandre.

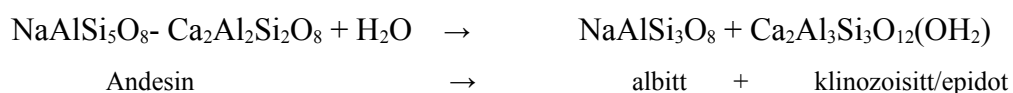
Granat er ikke vanlig i SMC, men kan opptre lokalt i bergarten (Broks 1985 & Rindstad 1992). Lokalt er Skattøra migmatitt kompleks granatførende, der granat har vokst over klinoisitt og hornblende. Dette kan være indikasjon på en trykkøkning lokalt mens granaten vokste, eventuelt en trykkøkning i en senere fase når granat allerede var i likevekt med klinoisitt og hornblende. Granat vokste trolig på bekostning av amfibol og anorthittkomponenten i plagioklas ved økende trykk (Selbekk et al. 2002). Dette kan indikere at det har vært en lokal trykk økning i D_2 , under retrogradering.

Granater er oppsprukket og sprekken er fylt med kloritt, feltspat, epidot og noe kvarts. Dette er hendt i senere fase ved grønnskiferfase til lavgrad grønnskiferfase. Mineraler som nå opptrer som inklusjoner trenger nødvendigvis ikke representere tidligere tekstur i granatene men kan ha krystallisert gjennom fluidmigrasjoner gjennom granat. Kvarts tilstede i Skattøra migmatitt kompleks er ikke beskrevet tidligere i enheten. Jeg tror at det kan være resultat av senere oppsprekking av bergarten og infiltrering av fluider.

Skattøra migmatitt kompleks er nefelin normativ (Rindstad 1992). Ved verdier under An_{25} vil ikke plagioklas retrogradere så lett. I mafisk migmatitt gneis er det vekst av klinoisitt/epidot

4 Diskusjon

over plagioklas. Klinozoisitt/epidot staver i plagioklas er typisk i SMC. Det er ofte en sonering mellom klinozoisitt og epidot. Det er en sausrittisering reaksjon der An-rik plagioklas går over til An-fattig plagioklas og klinozoisitt/epidot. En An-rik plagioklas som andesin er stabil i øvre amfibolittfacies til granulittfacies, mens en An-fattig plagioklas som albitt er stabilt i grønskiferfacies (Winter 2001, 503). Det kan vært en reaksjon som denne:



Denne reaksjonen forekommer i overgangen mellom amfibolittfacies og grønskiferfacies (Winter 2001, 503)

Man ser epidot og klorittisering langs korngransene på amfibol. Det er tolket til en sen hendelse der metamorfosen har vært grønskiferfacies. Det kan være helt på slutten av D₂. Både hornblende med brun kjerne som representerer en høy amfibolittfacies, og An-fattig plagioklas og klinozoisitt/epidot er orientert likt. Dette indikerer at bevegelsen i SMC har vært kontinuerlig gjennom en lengre periode.

Karakteristisk for amfibolrike bergarter fra SMC er plagioklas med inneslutninger av klinozoisittstaver, plagioklas med inneslutninger av nåler med lys glimmer, lite til ingen biotitt, lite til ingen granater, ikke rutil med rand av titanitt, mye opake mineraler, ingen kvarts, samt felsiske ganger består av plagioklas og noe amfibol. Dette er kriteriene mine for å skille mafiske bergarter i Skattøra migmatitt kompleks fra mafiske bergarter i Tromsødekket. Lyse glimmer i form av nåler i plagioklas, staver av klinozoisitt i plagioklas som har lik orientering innen eget korn antyder at bergarten tilhører Nakkedalsdekket. Lite biotitt i bergarten indikerer tilhørighet til Nakkedalsdekket, ettersom Skattøra migmatitt kompleks er nefelin normativ (Broks 1985, Rindstad 1992 og Selbekk et al. 2000).

Selbekk et al. (2002) utførte eksperimentelle forsøk for å finne ut hvilke trykk-temperatur som behøves for å smelte alkaline gabbro som er antatt til å være kilden til anorthittganger. En nefelin normativ metagabbro med 2% Na(OH) tilstede, smeltet og dannet anorthittganger med komposisjon lik Skattøra migmatitt kompleks ved 1 GPa og 900°C. Smeltreaksjonen er tolket til å være **plagioklas + H₂O = smelte**

4 Diskusjon

Rindstad (1992) utførte geokjemiske analyser med hensikt å finne temperatur for anatekse som dannet anorthittgangene. Anatekse tolket til 710°C og 10-11kbar. Smeltereaksjonen kan ha skjedd etter paragenesen: **plagioklas + paragonitt + epidot** etter reaksjonen:

paragonitt + zoisitt + kvarts = smelte

Hva er riktig estimat av trykk-temperaturforhold ved anatekse?

Selbekk et al. (2002) har benyttet seg av nefelin normativ gabbro fra Rognsund intrusjonen, fra Seiland magmatiske provins. Trykk-temperatur forhold ved anatekse var 1 GPa og 900°C i følge Selbekk et al. (2002). Denne bergarten ble benyttet siden metagabbro fra SMC viser tegn til rekrystallisering og endring av komposisjon i forhold til opprinnelig startmateriale. Rindstad (1992) har utført thermobarometri på metagabbro fra SMC, med resultatet 731°C+-36°C og trykk tilsvarende 9kbar +- 1kbar. Rindstad (1992) la til grunn tidligere eksperimentelle forsøk av smelting anorthitter gjort av Goldsmith (1981) og smelting av basaltiske bergarter fra Beard & Loftgren (1991) som indikerer at bergarten kan smelte ved gitte temperaturer og trykk.

Rindstad (1992) har ikke tatt hensyn til endring av komposisjonen fra opprinnelige materialet til nåværende bergart, samt hvor nøyaktig målemetodene Goldsmith (1981). Selbekk et al. (2002) er trolig mer nøyaktig, siden det er smeltet en nefelin normativ bergart under forskjellige forhold, for så å sammenlikne resultatet med Skattøra migmatitt kompleks. En feilkilde til Selbekk et al. (2002) er at den opprinnelig komposisjonen til Skattøra migmatitt kompleks kunne vært noe endret i forhold til bergarten han benyttet seg av. Selbekk et al. (2002) beskriver hydrøse anorthosittisk smelte som svært lav viskositet og høy mobilitet. Dette kan forklare den høye tettheten av ganger i SMC.

4.2.5 Skattøra migmatitt kompleks med uvanlig tekstur (SMC)

Er denne bergarten en egen enhet?

Jeg har karakterisert bergarten som en egen enhet. Den likner svært på Skattøra migmatitt kompleks i tynnslip, det er kun mindre teksturelle forskjeller mellom enhetene, men i felt er forskjellen tydelig. I felt har den en forvitret rustfarget overflate i sterk kontrast med SMC

4 Diskusjon

som viser lite tegn til forvitring. Stedvis er bergarten rik på et mykt felsiske mineral identifisert som kalsitt/dolomitt, men i SMC er felsiske mineralet hardt, og indentifisert som plagioklas. Bergartens viser en bånding med mafiske bånd, og bånd der det er blanding mellom felsiske og mafiske mineraler uten tydelig orientering (Figur 3.18). Det kan beskrives som en blanding av salt og pepper. Denne teksturen representerer trolig et sent stadiet i oppsmelting der plagioklas allerede er smeltet, og mafiske mineraler flyter rundt i det delvis oppsmeltede området. Smelta har ikke rukket å migrere ut av bergarten før den størknet.

Kontakten mellom SMC med uvanlig tekstur og SMC er distinkt uten noen gradvis overgang mellom enhetene, uten at overgangen er tektonisk. Det virker som at det er linser av SMC i SMC med uvanlig tekstur. I SMC med uvanlig tekstur opptrer det linser med kalksilikatbergarter. SMC med uvanlig tekstur kuttet av de samme felsiske gangene som sees i SMC. Det kan tyde på at disse to enhetene har samme opprinnelse, og opptrådt som en enhet under anatekse (D^S_2).

Hvorfor er det rustfarget overflate i SMC med uvanlig tekstur, men ikke i SMC som er i direkte kontakt med Tromsødekket?

Når Nakkedalsdekket kom i kontakt med Tromsødekket, kan det ha forekommet en metasomatose i Nakkedalsdekket der oksidasjon av Fe i SMC med uvanlig tekstur kunne føre til en rustfarget overflate. Denne teorien kan derimot ikke forklare hvorfor ikke SMC ikke viser samme rustfargete overflate ved kontakt med Tromsødekket.

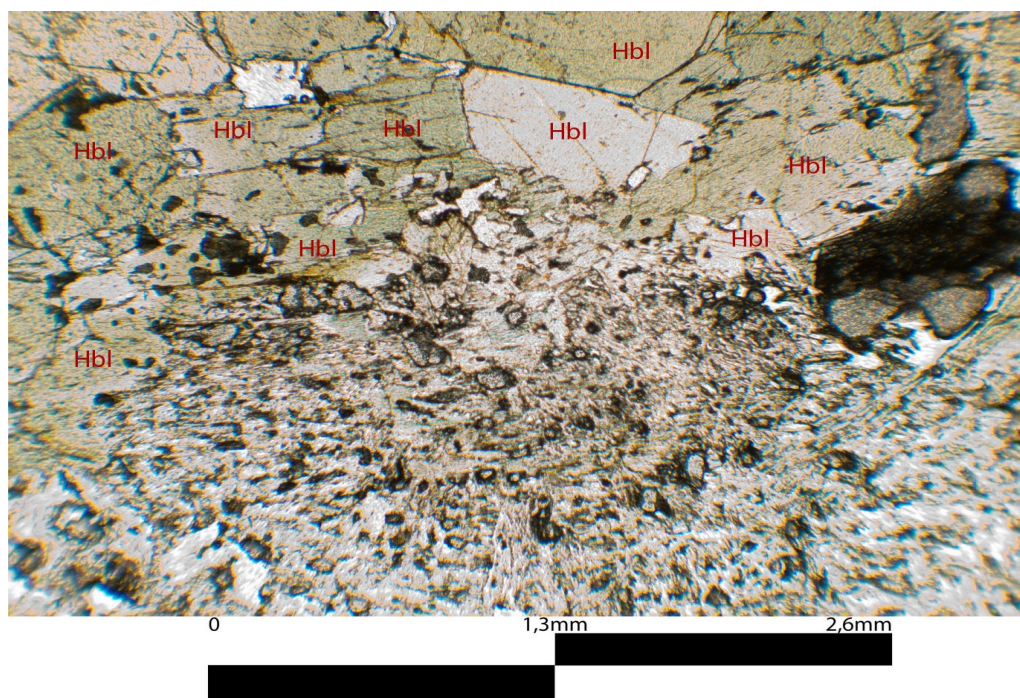
En annen forklaring kan være at SMC og SMC med uvanlig tekstur opprinnelig en og samme enhet. Men ved kontakt (D_2) med Tromsødekket infiltrerte varme fluider inn i SMC, slik at Fe^{2+} oksiderer til Fe^{3+} og dannet en rustfarget overflate.

I tynnslip viser denne enheten store likheter med SMC. Hornblende viser sonering med brun kjerne og grønn randzone, som antyder endring i metamorfose fra høy amfibolittfacies til lavere amfibolittfacies, men ved relativt lavt trykk siden det ikke er granater tilstede.

I bergarten sees et sirkulært fargeløst felt, med diameter på 1 cm. Langs kanten av fargeløsefeltet vokser hornblende over fargeløse feltet. Nærmere sentrum av fargeløse feltet

4 Diskusjon

er det mer hull i tynnslipet. Mineralet som utgjør dette fargeløsefeltet ser ut å være amfibol ut fra 60-120 kløv og enkelte mineraler med svakt grønn egenfarge. Dette fargeløse feltet kan være relikvium av en klinopyroksen som var fattig på Al. Det har så reagert og dannet aktinolit som viser som svakt grønnlig mineral i sentrum. Dette er i såfall en veldig sen reaksjon. Om det er rester etter en pyroksen, så kan hornblende være et resultat av retrogradering fra pyroksen. Selve overveksten av amfibol vil da ha skjedd uten deformasjon.



Figur 4.3: Overgang fra hornblenderik domene til fargeløst felt. Fargen i hornblende forsvinner gradvis når man kommer inn i fargeløse feltet. Det fargeløsefeltet er fullt av små hull. Sett i planpolarisert lys.

Trolig er det et produksjonsfeil på tynnslipet, slik at det er veldig tynt akkurat der. Det er mye hull i tynnslipet i dette området. Hornblende korn som vokser over det fargeløsefeltet, forsvinner egenfarge til hornblende gradvis når man kommer inn i fargeløse feltet (Figur 4.3).

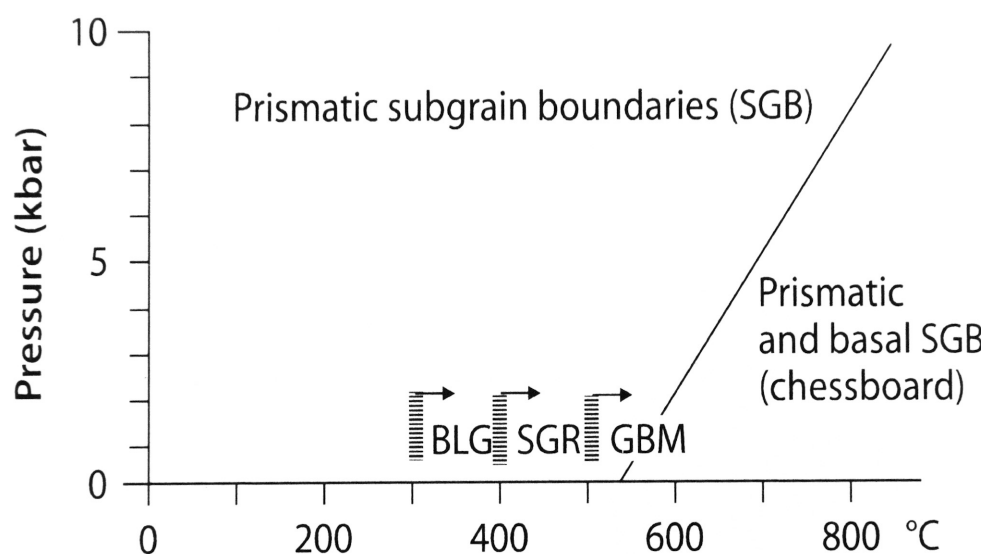
Man ser symplektitter av klinozoisitt i plagioklas korn. Teksturen på klinozoisitt er forskjellig fra det man ser i den SMC. I SMC opptrer klinozoisitt som staver i plagioklas (Figur 3.22), mens i SMC med uvanlig tekstur er stavene byttet ut med uregelmessige klumper og irregulære former (Figur 3.26). Dette er en saussuritiserings reaksjon som er skjedd i en sen fase av metamorfosen, ved overgang fra amfibolittfacies til grønskiferfacies (Winter 2001,

4 Diskusjon

503). Enkelte korn plagioklas viser undulerende utslokking på grunn av deformasjon.

4.3.6 Oppsummering

Tromsødekket viser sjakkbrett utslokking av kvarts i granatglimmerskifer -gneis og metagabbro (Indrevær 2011). Dette indikerer en kombinasjon av basal <a> og prism [c] slip systemer er aktive samtidig (Stipp et al. 2002 & Blumenfeld et al. 1986).



Figur 4.4: Trykk-temperatur diagram over rekrySTALLISERING av kvarts, samt forekomst av "sjakkbrett" utslokking av kvarts. (Etter Passchier & Trouw 2005, 260, modifisert etter Stipp et al. 2002 og Kruhl 1998)

Indrevær (2011) rapporterer om minimum trykk-temperatur i granatglimmerskifer -gneis enheten til 690°C og 0,9GPa. Dette stemmer bra overens med mine observasjoner av smeltelommer i amfibolitt, granatglimmerskifer -gneis og metagabbro fra Tromsødekket. Etter Spear et al. (1999) vil det produseres smelte ved trykk på 0,9GPa og temperatur på 650°C. ved reaksjonen:



«Sjakkbrett» teksturen i kvarts i granatglimmerskifer -gneis og metagabbro må ha skjedd ved temperatur over 800°C ved trykk på 0,9 GPa. Det kan være at sjakkbrett teksturen er del av en noe senere fase i deformasjonen, etter maks trykk hendelsen i eklogitt i Tromsødekket på

4 Diskusjon

3,36GPa og 735°C rapportert av Ravna et al. (2006). Normalt får man en påfølgende økning av temperatur etter et maks trykk hendelse. Dette gjør at krystallisering av kvarts med sjakkbrett tekstur kan ha forekommet etter maks trykk hendelsen.

Klinopyroksen-granat amfibolitten viser tydelig tegn på retrogradering fra eklogitt i følge Indrevær (2011).

5 Konklusjon:

5 Konklusjon:

Det skjer en episode (D^T_1) NØ-SV forkortning i Tromsødekket ved en tidlig fase som ikke er mulig å tidfeste. Neste episoden synlig i felt og tynnslip er D_2 episoden som viser en kontinuerlig retrogradering fra høy amfibolittfacies til høy grønnskiferfacies, som blant annet innebærer innskyvning av Tromsødekket over Nakkedalsdekket. Relikt av mineraler stabil ved høyere metamorfosegrad har samme orientering som mineraler rekrystallisert ved lavere metamorfosegrad. Dette viser til at hele bevegelsen har vært kontinuerlig fra NV.

En tidlig NØ-SV forkortning i Tromsødekket. Denne hendelsen D^T_1 kan ha dannet en tidlig foliasjon i metagabbro, klinopyroksen-granat amfibolitt med mineralselskap der klinopyroksen var sentral. Denne episoden kan være tilsvarende som maks trykk episoden i Tromsødekket, uten at jeg kan si noe sikkert.

D^{S_1} episoden dannelse av foliasjon i metagabbro, som er protolitt til de felsiske gangene (Rindstad 1992). D^{S_2} fører til dannelse av foliasjon og delvis oppsmelting av Skattøra migmatitt kompleks som resulterer i de felsiske gangene. Trykk-temperatur i Skattøra migmatitt kompleks var trolig omkring 1GPa og 900°C på dette tidspunktet (Selbekk et al. 2002). Denne hendelsen er datert til 456Ma +/- 4Ma (Selbekk et al. 2000).

Maks trykk episode i eklogitter i Tromsødekket, der trykket er estimert til 3,36GPa og 735°C ved 452,1+-1,7Ma (Ravna & Roux 2006). Eklogittisering av bergarter i Tromsødekket. Tromsødekket er en del av den takonske deformasjonen og er nå subdusert til store dybder (Corfu et al. 2003).

Trykket sank og medførte økt temperatur i Tromsødekket. Dette førte til delvis oppsmelting av eklogitter i Tromsødekket (Stevenson 2005). Tromsødekket skyves opp fra dypet, men er ikke enda skjøvet over Nakkedalsdekket. Bevegelsen på Tromsødekket er fra NV. Denne episoden har resultert i dannelse av foliasjonen S_2 i Tromsødekket i en tidlig fase av D_2 . Dateringer av rutil, zirkon og titanitter indikerer alder på ~450Ma (Corfu et al. 2003, Krogh et

5 Konklusjon:

al. 1990, Ravna & Roux 2006). Trykk og temperatur er minimum 0,9GPa og 800°C, sannsynligvis noe høyere. Denne temperatur-trykk estimert er ut fra dannelsen av «sjakkbrett» tekstur i kvarts (Figur 4.4). Tromsødekket er fortsatt del av den takonske fasen.

Ved fortsatt retrogradering er man nå kommet inn i amfibolittfacies, der man får oppsmelting av lys glimmer i Tromsødekket på grunn av rask heving av Tromsødekket. Dette representerer en fase midt i D₂ deformasjonen. Temperaturen er ~ 690°C og 0,9GPa utfra kalkulasjoner fra Indrevær (2011) og mine observasjoner av oppsmelting av Tromsødekket. Klinopyroksen blir ustabil og blir overvokst av amfibol i metagabbro.

I en sen fase av D₂ episoden blir Tromsødekket skjøvet over Nakkedalsdekket fra NV. Denne episoden kan ha hendt omkring 428,4Ma +-0,8Ma, for da er det registrert en restartet alder på rutil (Corfu et al. 2003). På dette tidspunktet har SMC gjennomgått anatekse og kjølt seg ned. Trykk-temperaturen i SMC ved slutten av deformasjonen er tolket til lav amfibolittfacies, på grensen til grønskiferfacies med sausrittisering av plagioklas som resultat. Fluidene endrer deler av SMC enheten til SMC med uvanlig tekstur.

En veldig sen fase av D₂ episoden karakteriseres av klorittisering og sausrittisering av Tromsødekket. Det er en overgang fra amfibolittfacies til grønskiferfacies i Tromsødekket.

6 Videre arbeid

Det trengs mer arbeid i området rundt kontakten mellom Tromsødekket og Nakkedalsdekket. Den nye enheten SMC med uvanlig tekstur, bør utredes nærmere for å bestemme om det er SMC, en variant av SMC eller en egen enhet.

Utrede nærmere den høymetamorfe NØ-SV forkortningen (D^T_1) sett i Tromsødekket. Den er så vidt meg bekjent, ikke beskrevet tidligere i Tromsødekket.

En petrologisk undersøkelse av metagabbro kroppen, for å fastslå om den tilhører Tromsødekket eller Skattøra migmatitt kompleks.

7 Referanser

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. *Journal of the Geological Society of Sweden*, Vol.120(4), 159–172

Andresen, A., Fareth, E., Bergh, S., Kristensen, S. E. & Krogh, E. J., 1985. Review of Caledonian lithotectonic units in Troms, north Norway. Gee, D. G. & Sturt, B. A. (Editors), *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*. Wiley & Sons, Chichester, 569-578.

Berthé, D., Choukroune, P. & Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: The example of South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, Vol.1, 31-42

Binns, R. E., 1978. Caledonian nappe correlation and orogenic history in Scandinavia north of lat. 67° N. *Geological Society of America, Bulletin* 89, 1475-1490

Binns, R.E. & Gayer, R. 1980: Silurian or Upper Ordovician fossils at Guolasjávri Troms, Norway. *Nature*, Vol.284, 53-55.

Bjørlykke, A. & Olausen, S., 1981. Silurian sediments, volcanics and mineral deposits in the Sagelvvatn area, Troms, Northern Norway. *Bulletin Norges Geologiske Undersøkelse*, Vol.365, 1-38

Blumenfeld, P., Mainprice, D. & Bouchez, J. L., 1986. C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*, Vol.127, 97-115

Broks, T. M., 1985. Berggrunnsgeologiske undersøkelser innen Tromsø dekkekompleks i området Tromsdalen-Ramfjord-Breivikeidet, Troms. Unpubl. Cand. scient. oppgave,

7 Referanser

Universitetet i Tromsø

Brunel, M., 1980. Quartz fabrics in shear zone mylonites: evidence for a major imprint due to late strain increment. *Tectonophysics*, Vol.64, T33-T44

Chatterjee, N. D., Johannes, W., 1974. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M1 muscovite, $Ka_2[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol.48, 89-114

Coker-Dewey, J., Steltenpohl, M. G. & Andresen, A., 2000. Geology of western Ullsfjord, North Norway, with emphasis on the development of an inverted metamorphic gradient at the top of the Lyngen Nappe Complex. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol.80(2), 111-118

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*, Vol.145, 502-513

Corfu, F., Roberts, R. J., Torsvik, T. H., Ashwal, L. D. & Ramsay, D. M., 2007. Peri-Gondwanan elements in the Caledonian Nappes of Finnmark, northern Norway: Implications for the paleogeographic framework of the Scandinavian Caledonides. *American Journal of Science*. Vol.307, 434-458, Doi:10.2475/02.2007.05

Dallmeyer, R. D., & Andresen, A., 1992. Polyphase tectonothermal evolution of exotic Caledonian nappes in Troms, Norway: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages. *Lithos*. Vol.29, 19-42

Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J., 1992. An introduction to The Rock Forming Minerals 2nd editon. Prentice Hall

Ellingsen, E., 1997. Metamorfose av ultramafiske bergarter i Tromsdalstindsekvensen, Tromsø dekkekompleks. Unpubl. Cand. scient. oppgave, Universitetet i Tromsø

7 Referanser

- Elvevold, Synnøve, 1987, Petrologiske undersøkelser av kaledonske bergarter i Takvatnområdet, Troms. Cand. scient. oppgave, Universitetet i Tromsø
- Endell, K., 1913. Ueber Granatamphibolite und Eklogite von Tromsø und von Tromsdalstind. Centralblatt für Mineralogie, Geologie and Paleontologie. Vol.5, 29-133.
- Holdaway, M. J., 1966. Hydrothermal stability of clinozoisite plus quartz. American Journal of Science, Vol.264, 1966, 643-667
- Indrevær, K., 2011, The Tromsø Nappe contact with the Nakkedal Nappe Complex NE of Tromsdalsdind: Shear kinematics and relationship with metamorphism. Masteroppgave, Universitetet i Tromsø.
- Janots, E., Brunet, B., Goffé, B., Poinssot, C., Burchard, M. & Cemic, L., 2007. Thermochemistry of monazite-(La) and dissakisite-(La): implications for monazite and allanite stability in metapelites. Contribution to Mineralogy and Petrology. Vol.154(1), 1-14, Doi: 10.1007/s00410-006-0176-2
- Joanny, V., Roermund, H. V. & Lardeaux, J.M., 1991. The clinopyroxene/plagioclase symplectite in retrograde eclogites: a potential geothermobarometer. Geologische Rundschau. Vol.80(2), 303-320.
- Jones, R. R. & Tanner, P. W. G., 1995. Strain partitioning in transpression zones. Journal of Structural Geology. Vol.17(6), 793-802.
- Goldsmith, J. R., 1981. The join CaAl₂Si₂O₈-H₂O (anorthite-water) at elevated pressures and temperatures. American Mineralogist, Vol.66, 1183-1188
- 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. Vol.162, 985-1003.

7 Referanser

- Kristensen, S. E., 1983. Strukturgeologiske og petrologiske undersøkelser av de øverste tektonostratigrafiske enheter på Malangshalvøya, Troms. Hovedoppgave i geologi - Universitetet i Tromsø.
- 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*, Vol.8(3), 289-309.
- Krogh Ravna, E., 2000. The garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: an updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol.18, 211-219
- Landmark, K., 1973. Beskrivelse til de geologiske kart «Tromsø» og «Målselv»: et snitt gjennom fjellkjeden i Midt-Troms. Del II. Kaledonske bergarter. Tromsø Museum Skrifter, Vol 15, 1-263.
- Lindahl, I., Stevens, B. P. J. & Zwaan, K. B., 2005. The geology of the Váddás area, Troms. A key to our understanding of the Upper Allochthon in the Caledonides of northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse. Bulletin 445*, 5-43.
- Lucassen, F., Franz, G., Dulski, P., Romer, R.L. & Rhede, D., 2010. Element and Sr isotope signatures of titanite as indicators of variable fluid composition in hydrated eclogites. *Lithos*. Vol.121, 12-24.
- Mitra, S., 1986. Duplex Structures and Imbricate Thrust Systems: Geometry, Structural Position, and Hydrocarbon Potential. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*. Vol.70(9), 1087-1112.
- Moody, J. B., Jenkins, J. J. & Meyer, D., 1985. An experimental investigation of the albitization of plagioclase. *Canadian Mineralogist*, Vol.23, 583-596
- Mørk, M. B. E., Kullerud, K. & Stabel, A., 1988. Sm-Nd dating of Seve eclogites, Norrbotten,

7 Referanser

- Sweden - Evidence for early Caledonian (505 Ma) subduction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol.99, 344-351
- Oliver, G. J. H. & Krogh, T. E., 1995. U-Pb zircon age of 469 ± 5 Ma for a metatonalite from the Kjoslen Unit of the Lyngen Magmatic Complex northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 428, 27-32.
- Pichler, H., Schmitt-Riegraf, C., 1997. *Rock forming minerals in Thin section*. Springer; 2nd edition
- Passchier, C. W. & Simpson, C., 1986. Porphyroblast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, Vol.8, 831-844
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J., 2005. *Microtectonics*, 2nd. edition. Springer-Verlag Berlin and Heidelberg.
- Platt, J. P. & Vissers, R. L. M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, Vol.2, 397-410
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A., 2006. LANDET BLIR TIL Norges Geologi. Norsk geologisk forening
- Ramsay, J. G., Casey, M. & Kligfield, R., 1983. Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland. *Geology Society of America*, Vol.11, 439-442
- Ravna, E. K., 2000. Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer. *Lithos*, Vol.53, 265-277
- Ravna, E. J. K., Kullerud, K. & Ellingsen, E., 2006. Prograde garnet-bearing ultramafic rocks from the Tromsø nappe, northern Scandinavian Caledonides. *Lithos*, Vol.92, 336-356

7 Referanser

Ravna, E. J. K. & Roux, M. R. M., 2006. Metamorphic Evolution of the Tønsvika Eclogite, Tromsø nappe-Evidence for a New UHPM Province in the Scandinavian Caledonides. *International Geology Review*, Vol.48

Ravna, E. J. K., Kullerud, K., Davidsen, B. & Selbekk, R. S., 2008. Abstract: Meta-silicocarbonatite or metasomatic calc silicate marble? REE-rich carbonate-rich rocks from the HP/UHP Tromsø Nappe. *International Geological Congress, Oslo, 2008.*

Rindstad, L., 1992. Petrologiske, metamorfe og geokjemiske undersøkelser av Skattøragneisen på Tromsøya med særlig vekt på de leucosome gangenes opprinnelse. Unpubl. Cand. scient. oppgave, Universitetet i Tromsø

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., Meleszhik, V. M. & Heldal, D., 2002. Carbonate formations and early NW-directed thrusting in the highest allochthons of the Norwegian Caledonides: evidence of a Laurentian ancestry. *Journal of the Geological Society*, Vol.159, 117-120

Roberts, D., 2003. The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, Vol.365(1-4), 283-299

Roberts, D., Nordgulen, Ø. & Melezhik, V., 2007. The uppermost Allochthon in the Scandinavian Caledonides: From a Laurentian ancestor through Taconian orogeny to Scandian crustal growth on Baltica. *The Geological Society of America Memoir*, Vol.200, ISSN: 0072-1069, Doi: 10.1130/2007.1200(18)

Roux, M. R. M., 2002. Retrograd utvikling av Tønsvika eklogitten, Tromsø Dekkekompleks. Unpubl. Cand. scient. oppgave, Universitetet i Tromsø

7 Referanser

- Sanderson, D. J., 1982. Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. *Tectonophysics*, Vol.88, 201-233
- Sawyer, E. W., 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol.19, 291-309
- Schmid, S. M., 1982. Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In *Mountain Building Processes*, ed. K. J. Hsü, Academic Press, London, 95-110.
- Sen, S. K., 1970. Magnesium-iron compositional variance in hornblende pyroxene granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol.29(1), 76-88, Doi: 10.1007/BF00388000
- Siedlecka, A., Roberts, D., Nystuen, J.P. & Olovyanishnikov, V.G., 2004. Northeastern and northwestern margins of Baltica in Neoproterozoic time: evidence from the Timanian and Caledonian Orogens. *Geological Society, London, Memoirs* Vol.30, 169–190
- Simpson, C. & Schmid, S. M., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *The Geological Society of America Bulletin*, Vol.94, 1281-1288
- Spear, F. S., Kohn, M. J. & Cheney, J. T., 1998. P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol.134(1), 17-32
- Stevenson, J. A., 2006. Partial melting of eclogite, Tromsø, Norway. Ph.D., Yale University, Abstract.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. & Schmid, S. M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a «natural laboratory» for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*, Vol.24(12), 1861-1884
- Stünitz, H., 1989. Partitioning of metamorphism and deformation in the boundary region of

7 Referanser

«Seconda zona Diorito-Kinzigatica», Sesia zone, Western Alps. PhD Thesis, ETH, Zurich

Tikoff, B. & Teyssier, C., 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*. Vol.16,(11), 1575-1588

Vernon, R. H., 2004. A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, ISBN: 978-0-521-89133-2.

Watson, K., 1940. Zoisite-Prehnite alteration of Gabbro*

White, S. H., 1979b. Large strain deformation: report on a tectonic studies group discussion meeting held at Imperial College, London; introduction. *Journal of Structural Geology*, Vol.4, 333-339

Winter, J. D., 2001. An Introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, ISBN:0-13-240342-0

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