



GEO-3900

Mastergradsoppgave i Berggrunnsgeologi



"Strukturgeologi og petrologi i palaeoproterozoiske metasedimentære og intrusive bergarter på Vanna, Troms."

Stian Knudsen

November 2007

Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet
Institutt for geologi
Universitetet i Tromsø

GEO-3900

Mastergradsoppgave i Berggrunnsgeologi

"Strukturgeologi og petrologi i palaeoproterozoiske metasedimentære og intrusive bergarter på Vanna, Troms."

Stian Knudsen

November 2007

Forord

Det har vært en lang og til tider kronglete vei mot mastergraden i geologi. Heldigvis er det ikke de lange motbakkene som huskes best, men de gylne øyeblikk som det har blitt mange av etter 5 år ved Universitetet i Tromsø.

Min nærmeste familie har vært fantastisk forståelsesfull og støttende gjennom geologistudiet. Min kjære datter Ina, min mor og far, mine 3 brødre og min kjære samboer Irene med min nyfødte sønn. Dere betyr alt for meg.

Takk til mine veiledere Professor Steffen Bergh og Førsteamanuensis Kåre Kullerud for god og kyndig veiledning, Professor Erling Krogh Ravna som har hjulpet meg med mineralkjemiske analyser og Paul Armitage som rutinert feltveileder.

Trine og jeg har arbeidet side om side gjennom geologistudiet og har vært sammen i felt på Vanna gjennom to feltsesonger. Det har vært fabelaktig. Takk for godt samarbeid!

Til medstudenter - jeg savner dere!

Tromsø, 12. november 2007

Stian Knudsen

Sammendrag

Vest-Troms Gneisregion består av antatt arkeiske til palaeoproterozoiske, magmatiske, metamorfe og suprakrustale bergarter i oppdelte blokker. Vanna, dvs. lengst nord i komplekset består av i) arkeiske (2885 ± 20 Ma) tonalittiske gneiser og palaeoproterozoiske mafiske ganger (2403 ± 3 Ma), (ii) metasedimentære bergarter med diskonform primær avsetningskontakt til de tonalittiske gneisene. (iii) metasedimentære bergarter er intrudert av en laggang av dioritt (2.2 Ga) som sammen er foldet og deformert. Disse aldersdateringene viser at de metasedimentære bergartene har en avsetningsalder på mellom 2.4 Ga og 2.2 Ga.

De metasedimentære bergartene er delt inn i to formasjoner. Tinnvatnformasjonen som består av arkosesandstein og siltstein, og Bukkheiaformasjonen, som består av en veksling av kvarts- og karbonatrik sand og siltstein med lag av leirstein. Området har lokalt gjennomgått omfattende deformasjon. På tross av dette er primære strukturer som lagdeling, traukrysskikt, bølgerifler, synerese sprekker, *load cast* og intraformasjonalt konglomerat, godt bevart i de metasedimentære bergartene.

Vannagruppens lagdelte metasedimentære bergarter er omfattende foldet og stedvis invertert. Også kontaktsonen til dioritten er skråstilt og foldet. Vannagruppen og dioritten er kuttet av flere sett med kløv og semi-duktil skjærsoner.

De viktigste deformasjonsstrukturene i de metasedimentære bergartene er asymmetriske og til dels overbikkede SØ-vergerende folder (F1) med subvertikal foldeakse mot NØ og akseplanfoliasjon (S1), steilere NØ-stupende folder (F2) med sinistrale skjærsoner og kløv (S2) som lokalt kutter primær lagning, samt steile V-stupende folder (F3) med lokaliserte, vanligvis sinistrale skjærsoner og kløv (S3) utviklet skrått på S1 og nær flankene til F1-folder. Ut fra bergartenes litologi og kompetanse kan man dele området inn i soner med høy, middels og lav grad av *strain* (formforandring). Høyest grad av *strain* finner man i leirskifrene.

Plagioklas i dioritten har lokalt og i varierende grad blitt omvandlet til epidot. I dioritten finner man igjen de samme planstrukturene (S1-S2-S3) som steile duktile skjærsoner. Diorittskjærsoner (S1-S2) på Fakkodden har en foliert matriks av hovedsakelig albitt og flak av magnesiohornblende og porfyroklaster av albitt og relikte aktinolitt. Dette viser flere

generasjoner amfibol med prograd metamorfose der porfyrroklastrandsoner og amfibolflak viser høyest temperaturestimat beregnet til epidot-amfibolittfacies.

En tektonisk utvikingsmodell foreslås for Vannagruppens bergarter og dioritten: (D1)

begynnende NV-SØ rettet kompresjon med dannelse av F1-folder og S1-planstrukturer, (D2)

skrå kompresjon og sinistral bevegelse med dannelse av F2-folder og kuttende S2-

planstrukturer, (D3) sinistral bevegelse genererer lokale F3-folder med S3-planstrukturer. Med

bakgrunn i strukturenes interne relasjoner er det foreslått at disse strukturer kan ha skjedd

progressivt i en flerfasemodell. Xenolitt i diorittskjærsone inneholder omkring 70 % kvarts

som viser deformasjon med mosaikkstruktur. Xenolitten med en lavere kompetanse enn dioritt

kan således si å være avgjørende for lokaliseringen av deformasjon.

Innholdsfortegnelse

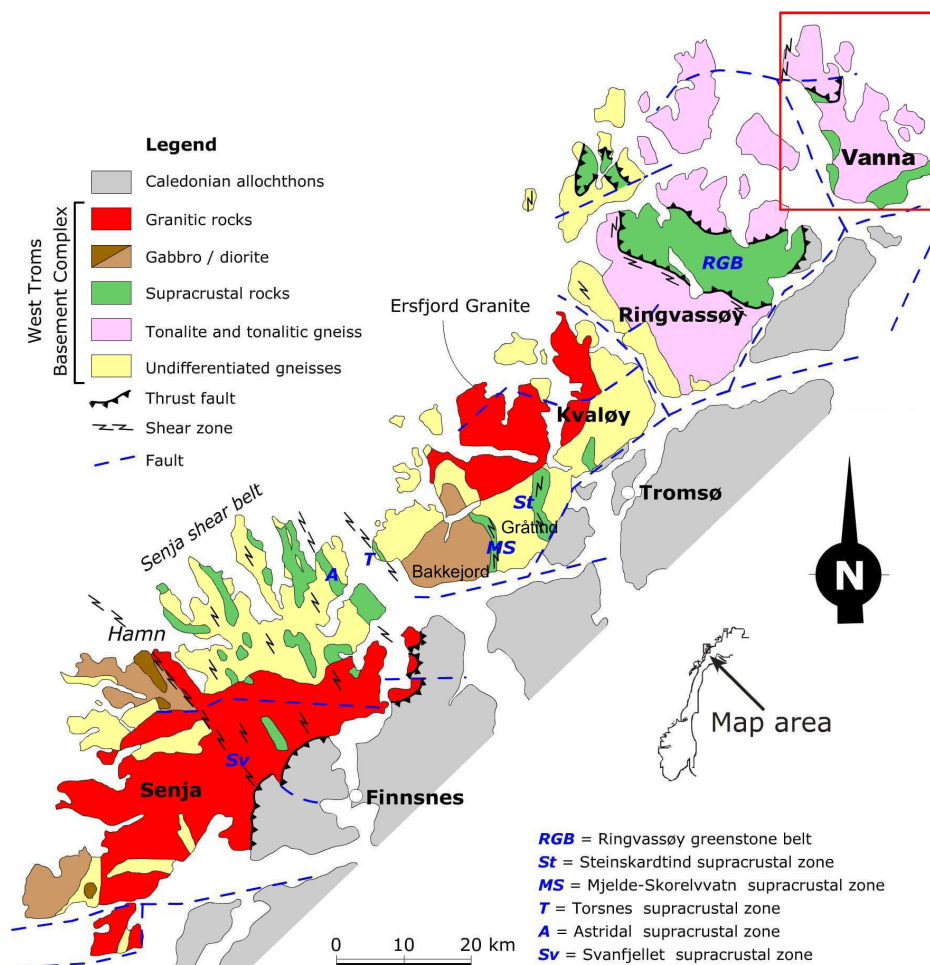
Kapittel 1: Innledning.....	8
1.1 Introduksjon	8
1.2 Geografisk beliggenhet	9
1.3 Det Fennoskandiske skjoldområdet	9
1.4 Vest-Troms gneisregion	12
1.5 Vannas geologi.....	15
1.5.1 Geologisk oversikt.....	15
1.5.2 Tidligere arbeid	16
1.5.3 Nåværende tolkninger og modeller	18
Kapittel 2: Feltopptreden og bergartsbeskrivelse.....	20
2.1 Innledning.....	20
2.2 Tonalittisk gneisunderlag	21
2.3 Vannagruppen	21
2.3.1 Tinnvatnformasjon	21
2.3.2 Bukkheiaformasjonen.....	27
2.4 Dioritt	35
2.4.1 Uomvandlet/ udeformert dioritt	35
2.4.2 Omvandlet og deformert dioritt.....	36
2.4.3 Kvartsfeltspatiske bergarter i dioritten	37
Kapittel 3: Strukturgeologi.....	39
3.1 Innledning.....	39
3.2 Generell strukturgeologisk oversikt.	39
3.3 Makroskala strukturer	40
3.4 Mesoskala strukturer i Vannagruppen.....	41
3.4.1 Deformasjonsstrukturer, D1	46
3.4.2 Deformasjonsstrukturer, D2	48
3.4.3 Deformasjonsstrukturer, D3	50
3.5 Mesoskala strukturer i dioritten.....	52
3.5.1 Duktile skjærsoner.....	52
3.5.2 Skjærsoner - indikatorer	56
Kapittel 4: Petrologi, metamorfose og mineral kjemi.....	66
4.1 Innledning.....	66
4.2 Petrologi	66
4.2.1 Udeformert dioritt	67
4.2.2 Dioritt i kontaktsonen til metasedimentære bergarter.	70
4.2.3 Omvandling av dioritt i skjærsoner	71
4.2.4 Kvartsfeltspatiske bergarter (xenolitter?) i dioritten	73
4.3 Mineral kjemi - presentasjon av analyser.....	77
Kapittel 5: Diskusjon.....	85
5.1 Innledning.....	85
5.2 Strukturell analyse av D1-D3 strukturer i Vannagruppen.....	85
5.2.1 D1-strukturer	85
5.2.2 D2-strukturer	89
5.2.3 D3-strukturer	90
5.3 Strukturell analyse av skjærsoner i dioritten	93
5.3.1 S1-S2-strukturer	93
5.3.2 S3-skjærsoner	96
5.3.3 Sammenligning med strukturer i Vannagruppen	96
5.3.4 Aldersrelasjon mellom S1-S2 og S3-skjærsoner i dioritten	97

5.4 Kinematisk modell	97
5.5 Metamorfose og mineralkjemisk analyse av dioritten	99
5.5.1 Udeformert dioritt	99
5.5.2 Kontaktsone mellom dioritt og metasedimentære bergarter	100
5.5.3 Analyse av skjærsoner i dioritten	101
5.5.4 Analyse av kvartsfeltspatiske bergarter i dioritten	103
5.6 Sammenheng mellom strukturutvikling og metamorfose.	103
Kapittel 6 Oppsummering og konklusjon	106
Referanser.....	109

Kapittel 1: Innledning

1.1 Introduksjon

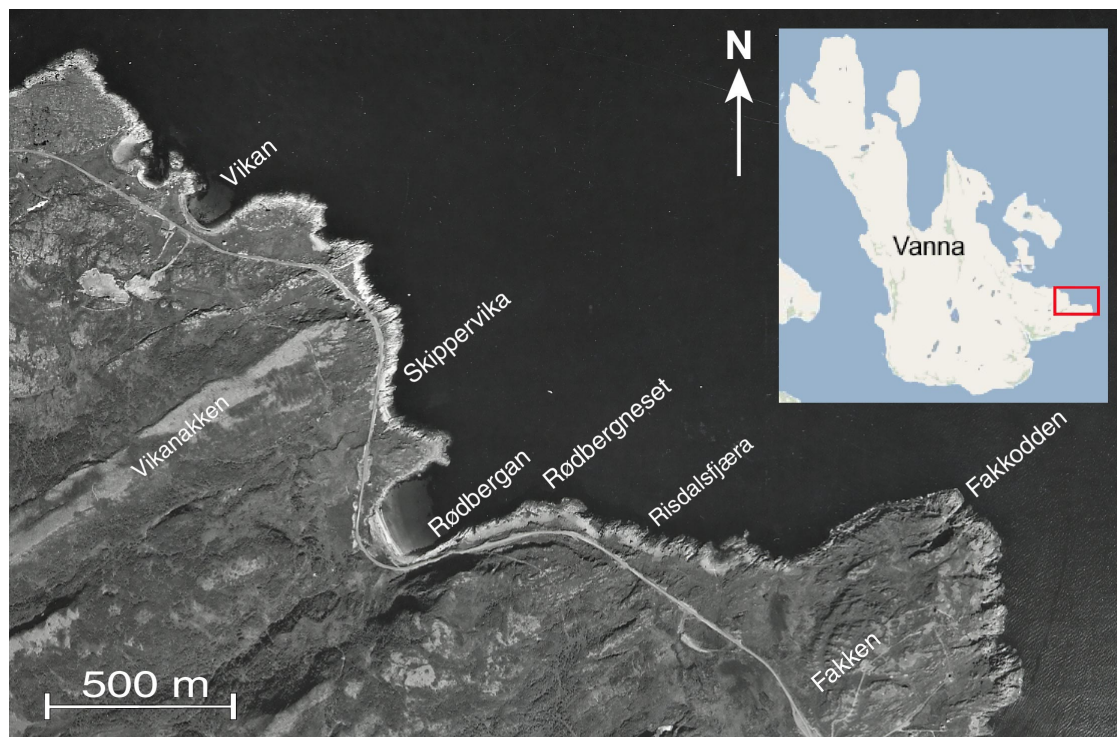
Målsetting for oppgaven er å beskrive og tolke deformasjonsstrukturene i palaeoproterozoiske (2.4 - 2.2 Ga) metasedimentære bergarter (Vannagruppen) og dioritt (2.2 Ga) på sørøstlige del av Vanna (Figur 1), samt identifisere variasjon i mineralsammensetning i duktile diorittskjærsoner ved bruk av mineralkjemiske analyser. Variasjon i mineralsammensetning danner grunnlag for å anslå metamorf utvikling i dioritten. Mineralkjemiske analyser utføres også for å teste ut om kvartsfeltspatiske bergarter i tilknytning til duktile skjærsoner i dioritten er av sedimentær opprinnelse. Det er også en målsetting for oppgaven at skjærsonenes kinematikk relatert til deformasjonen settes i sammenheng med metamorf utvikling i dioritten. Datagrunnlaget for oppgaven ble innhentet gjennom to feltsesonger i august-september 2005 og 2006.



Figur 1: Geologisk kart over Vest-Troms gneissregion. Rød ramme viser Vanna. Modifisert etter Zwaan (1995) og Kullerud et al. (2006b).

1.2 Geografisk beliggenhet

Undersøkelsen er utført på sør-østsiden av Vanna i Nord-Troms fra Vikan i nord til Fakken i sør og lokalitetene som beskrives i oppgaven omfatter: Vikan, Skippervika, Rødbergan, Rødbergneset, Risdalsfjæra og Fakkodden (Figur 2). Området ligger topografisk mellom 0 - 15 m.o.h. langs kystlinjen og er lett tilgjengelig fra veien. Det er gode blotninger nært havet mens berggrunnen overfor kystlinjen i stor grad er overdekket av vegetasjon.



Figur 2: Flyfoto over feltområdet.

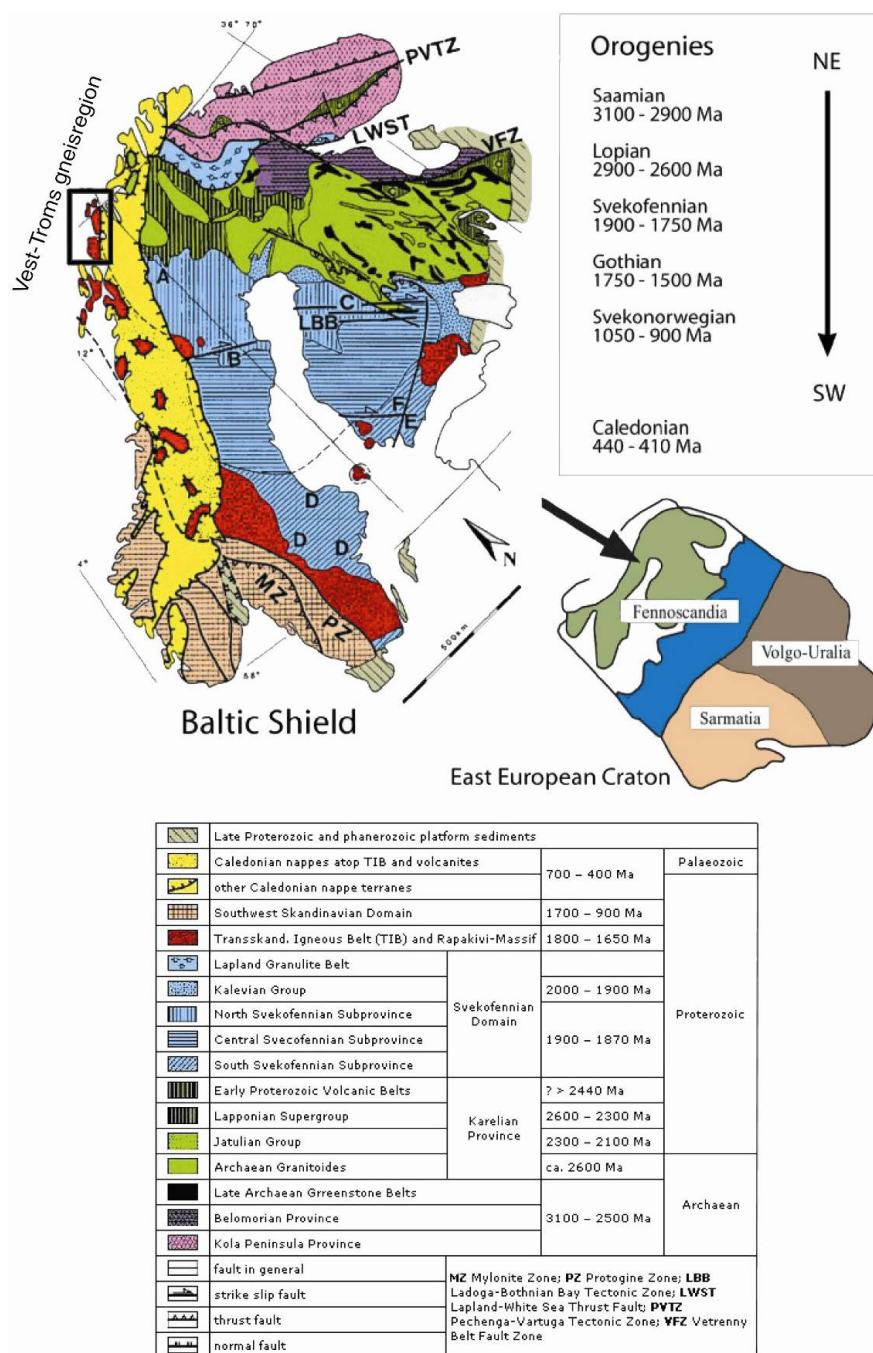
1.3 Det Fennoskandiske skjoldområdet

I det følgende vil jeg gi en kort redegjørelse for oppbygningen og den geotektoniske utviklingen av den nordlige delen av det Fennoskandiske skjoldet som regionalt rammeverk for mine studier.

Aldersdateringer fra flere lokaliteter i Vest-Troms gneisregion er sammenlignbare med arkeiske til palaeoproterozoiske bergarter i nordre del av Fennoskandia (Corfu et al. 2003; Bergh et al. 2006; Kullerud et al. 2006a). Dioritten på Vanna, Nord i Vest-Troms gneisregion, kan ut fra aldersdateringer ses i sammenheng med mafiske gangbergarter på det Fennoskandiske skjold, som eksempel i nordre del av Finland (Bergh et al. 2007).

Kapittel 1

Fennoscandia (Skandinavia, Kolahalvøya og Karelia) omfatter den prekambriske nordvestre delen av den østeuropeiske kraton (Figur 3; Gaál & Gorbatshev 1987b) og inkluderer det underliggende fennoskandiske skjold i Norge, Sverige og Finland. Fennoscandia deles inn i fire geologiske regioner basert på alder; det arkeiske i nordøst, det svekofenniske i den sentrale delen, det transskandinaviske magmatiske beltet og den sørvestre skandinaviske delen (Gaál & Gorbatshev 1987a; Gorbatshev & Bogdanova 1993). Disse er eldst i nordøst og yngre mot sørvest.



Figur 3: Stratigrafiske enheter på det baltiske skjold. Vest-Troms gneisregion er markert med sort ramme. Modifisert etter Gaál & Gorbatshev (1987a).

Kapittel 1

I den nordlige, finske delen av det fennoskandiske skjold finner man flere NV- strykende belter av palaeoproterozoiske metasedimentære bergarter med lag av magmatiske bergarter over arkeisk grunnfjell oppbrutt av doleritt ganger (Gaál & Gorbatshev 1987a). Disse antas å ha palaeoproterozoisk alder (2.4 Ga).

Den sentrale delen av Fennoskandia utgjør den Svekofenniske provins. Denne består av et stort område med NV-strykende palaeoproterozoiske (1.92 - 1.86 Ga) belter bestående av metasedimentære bergarter med magmatiske intrusjoner. De metasedimentære bergartene består fortrinnsvis av metapelitter og gråvakke mens en stor andel av de vulkanske bergartene hovedsakelig er mafiske. Tidlig vulkansk aktivitet (1.90 - 1.85 Ga) formet bergarter bestående av varierende atskilte enheter av granitt, tonalitt, gabbro og dioritt. Granittiske bergarter utgjør størstedelen av den Svekofenniske skorpen og danner store fjellparti. Senere granittisk intrusjon startet omkring 1.83 Ga og fortsatt til omkring 1.77 Ga. Mesteparten av disse intrusjonene består av granitt med pegmatitt som danner migmatitt. I lavere stratigrafiske enheter i den Svekofenniske provins finner man vulkanske intrusjoner der de fleste inneholder lag av karbonatbergarter med epiklastiske sedimenter. I stratigrafisk høyere lag finner man konglomerat, metapelitter og gråvakke (Gaál & Gorbatshev 1987a).

Deformasjon av den Svekofenniske provins har hovedsakelig skjedd i perioden mellom 1.90 - 1.89 Ga og varierer gjennom regionen. Gjentakende deformasjon med metamorfose er assosiert med sidelengsforkastninger og gjentakende magmatiske intrusjoner. Granittiske intrusjoner har dannet diapirer med påfølgende lagfolding, og regionale stresspåvirkninger har gitt kompresjon med folding. Foldingen har varierende orientering avhengig av geografisk plassering (Gaál & Gorbatshev 1987a).

Det transskandinaviske beltet (Figur 3) har en utbredelse som trekker seg fra Lofoten i nordvest til sør-Sverige i sørøst i følge Gaál & Gorbatshev (1987). Dette oppstod ved en magmatisk fase fra 1.83 til 1.65 Ga og det er foreslått en forbindelse under kaledonidene (Gaál & Gorbatshev 1987a; Gorbatshev & Bogdanova 1993; Olesen et al. 1997). I Lofoten er det imidlertid dokumentert magmatiske bergarter dannet i tidsrommet 1.87 - 1.79 Ga hvilket kan gjøre korrelasjon mellom Lofoten og den trans skandinaviske provins usikker (Corfu 2004 ; pers. komm. S.Bergh 2007).

1.4 Vest-Troms gneisregion

Vest-Troms gneisregion inkluderer øyene vest for Tromsø som strekker seg fra Senja i sør til Vanna i nord (Figur 1). Gneisregionen består av en variert berggrunn av arkeisk til palaeoproterozoisk alder. Berggrunnen består av tonalitt, metamorfe bergarter, mafiske gangbergarter, diorittiske intrusjoner, magmatiske bergarter og flere enheter av metasedimentære og vulkanske bergarter (Zwaan & Bergh 1994). Bergartene er kun svakt påvirket av den kaledonske orogenesen (Corfu et al. 2003).

På Ringvassøy ligger proterozoiske til arkeiske suprakrustale bergarter over eldre arkeisk gneis med stedvis primær og stedvis tektonisk kontakt og metamorfosert opp til amfibolittfacies (Zwaan 1989). På Kvaløy opptrer lignende metasuprakrustale bergarter som smale NNV til SSØ strykende belter i gneis (Zwaan 1995). Suprakrustale og magmatiske enheter i Vest-Troms gneisregion har en dominerende NV-SØ trend og således ser Vest-Troms gneisregion ut til å ha geologiske likhetstrekk med det Fennoskandiske skjold på tross av at kaledonidene befinner seg mellom (Zwaan 1995; Olesen et al. 1997; Corfu et al. 2003). Gravimetrisk og magnetiske data antyder en forbindelse mellom grunnfjellet i Vest-Troms og det Fennoskandiske skjold, under kaledonidene (Olesen et al. 1997).

Mot sørøst er Vest-Troms gneisregion overdekket av kaledonske skyvedekker ved en kombinasjon av basale kaledonske, lavvinklede skyveforkastninger og et system av postkaledonske forkastninger (Andresen & Forslund 1987; Zwaan 1995; Corfu et al. 2003).

Spesiell interesse knyttes til de NNV strykende arkeiske til palaeoproterozoiske metasuprakrustale beltene i Vest-Troms gneisregion. De metasuprakrustale beltene inkluderer Senja-skjærbeltet i syd og lenger nord Mjelde-Skorelrvatn og Steinskartindenhetene (Figur 1).

Litologisk og tektonisk kan Vest-Troms gneisregion grupperes i tre områder, den nordøstre og den sentrale sørvestlige atskilt av det NNV-SSØ strykende Senja skjærbeltet. Senja skjærbeltet består av flere smale anastomoserende duktile belter av sterkt deformerte metasuprakrustale bergarter, blant annet Astridal, Torsnes og Svanfjellet skjærsonen (Zwaan 1995; Armitage 1999; Corfu et al. 2003; Armitage 2004 ; Armitage & Bergh 2005) Gneisbergartene i alle områdene domineres av tonalittisk gneis til dioritt (amfibolittfase) og gabbrobåndet migmatitt

Kapittel 1

som i ulik grad er deformert og intrudert av granittoide plutoner (for eksempel Ersfjordgranitten) og mafiske plutoner (for eksempel Hamngabbroen) (Andresen 1979). Hovedfoliasjonen til gneisen sammen med båndet migmatitt har orientering NNV - SSØ. (Zwaan & Bergh 1994; Zwaan 1995).

Den nordøstre del av regionen er dominert av tonalittisk til anortosittisk og gabbroisk gneis samt båndet migmatitt overdekket av Ringvassøy grønnsteinsbelte (Zwaan 1995). U-Pb zirkon datering fra tonalittisk gneis gir en alder på 2841 ± 3 Ma som definerer alderen på den nordøstre delen av Vest-Troms gneisregion (Zwaan & Walker 1996). På Ringvassøy er gneisen tektonisk overdekket av et 10 km bredt og 30 km langt grønnsteinsbelte på Ringvassøy (Zwaan 1989; Zwaan et al. 1998; Motuza et al. 2001). I nordøst er svakt båndet tonalitt til anortosittisk gneis, samt grønnsteinsbeltet, gjennomkuttet av 10-20 m tykke og opp til flere km lange mafiske ganger (Zwaan 1995). U-Pb zirkon og baddelitt aldersdatering indikerer 2403 ± 3 Ma for intrusjon av gangene (Kullerud et al. 2006b).

De sentrale sørvestre delene av Vest-Troms gneisregion er dominert av granittiske bergarter og migmatitt (Corfu et al. 2003). Dateringer fra sørvestre del av Senja gir en Rb-Sr isokron intrusjonsalder på en granitt på 1768 ± 49 Ma (Krill & Fareth 1984), og 1822 ± 5 Ma (Lindstrøm 1988). Kvaløy tilhører også den sørvestre sone. Her finner man en stor fremtredende granittisk intrusjon, Ersfjordgranitten, som har intrudert den underliggende tonalittiske gneis.

Ersfjordgranitten har gitt en U-Pb zirkon krystallisasjonsalder på 1792 ± 5 Ma (Corfu et al. 2003). Sør på Kvaløy ligger den svakt deformerte Bakkejorddioritt intrusjon (2830 ± 490 Ma) bestående av metagabbro, metadioritt og metatonalitt gjennomslått av flere metadiabas ganger (Zwaan & Walker 1996; Armitage & Bergh 2005). På vestkysten av Senja vest for Hamn finner man Hamnnoritten som har gitt en U-Pb zirkon alder på 1800 ± 2 Ma (Zwaan & Walker 1996). Hamnnoritten inneholder xenolitter av foldet granodioritt og små duktile skjærsoner med orientering NØ-SV (Armitage 2004). Bergarten har gjennomgått opptil amfibolitt-facies med lokale granulitt-facies metamorfose i skjærsoner og til dels omfattende deformasjon som antas å være av Svekofennisk alder (Armitage 2004).

Astridal og Torsnessonene innenfor Senja-skjærbeltet viser mange liknende strukturer som i Vannagruppen. Likhetsstrekkene er avgrensninger av store skyveforkastninger, dannet ved kompresjons- og sidelengs skjærdeformasjon (Bergh et al. 2007). I Torsnesskjærsonen er deformasjonen karakterisert av tre tektoniske faser (D1-D3). Den eldste

Kapittel 1

deformasjonshendelsen (D1) kjennetegnes ved opprett NNV-SSØ strykende foldeakser med NV-SØ strykende akseplanfoliasjon som former isoklinale NØ-vergerende folder (F1) med subhorisontal foldeakse og lokale duktile skjærsoner definert av anastomoserende linser av mylonittiserte metasuprakrustale bergarter. Akseplankløven til F1-foldene (S1) er godt utviklet, og i skjærsoner viser disse mylonittisk foliasjon med vekst av indeksminerale som granat, biotitt og staurolitt. D2-fasen er markert ved dominerende sinistral skjærdeformasjon og modifisering av F1-folder til kinkfolder med subvertikal foldeakse. I områder med høy *strain* er D2-fasen assosiert med *sheath folds*. Yngre deformasjon (D3) viser sprø- til semiduktil deformasjon med reaktivering av skjærplanene (S2) antatt knyttet til dekstral skjær forårsaket av mesozoisk og kenozoisk ekstensjon (Nyheim et al. 1994; Zwaan & Bergh 1994).

Mjelde-Skorelvvatnsonen (og Svanfjellet skjærsonen) avvirker imidlertid noe fra modellen for Torsnesskjærsonen (Figur 1). Mjelde-Skorelvvatnsonen sør på Kvaløya er et NNV-SSØ strykende belte av steilt vestlig hellende metasuprakrustale bergarter med en antatt palaeoproterozoisk alder (Armitage 1999). Metasuprakrustalene ligger mellom anortosittisk gneis (mot øst) og en mafisk pluton (Bakkejorddiortitt, mot vest). Også denne skjærsonen viser utvikling ved flere deformasjonsfaser (D1-D3). D1-fasen har gitt en generelt NNV-SSØ strykende mylonittisk foliasjon med lokale tette til isoklinale F1-folder. Metamorfosegraden er fra lavere til midtre-amfibolittfacies. D2-fase har foldet mylonittisk foliasjon (S1) og utviklet subhorisontale NNØ-SSV hellende foldeakse (F2). D3-fasen er representert ved subvertikalt stupende foldeakse (F3) og NNV-SSØ strykende sinistrale skjærsoner (Armitage & Bergh 2005). Binns (1983, 1985) tolket Mjelde-Skorelvvatn sonen og Steinskartindenheten til å være en og samme palaeoproterozoiske formasjon og korrelerte dem med Ringvassøy grønsteinsbelte (Figur 1). Armitage & Bergh (2005) foreslo en kinematisk modell for Mjelde-Skorelvvatnsonen som kan sammenlignes med andre metasuprakrustalbelter i Vest-Troms gneisregion. Modellen har vært utgangspunkt for korrelering som er gjort i Vest-Troms gneisregion (Bergh et al. 2007). Det er mulige likhetstrekk mellom disse modellene og den nordre del av det Fennoskandiske skjold med tanke på suprakrustale bergartsavsetninger og tektonometamorf utvikling.

1.5 Vannas geologi

1.5.1 Geologisk oversikt

Vanna er lokalisert helt nord i Vest-Troms gneisregion og tilhører den nordligste delen av det arkeisk - palaeoproterozoisk grunnfjellsområdet (Vest-Troms gneisregion) som strekker seg helt til Senja i sør (Figur 1) (Zwaan 1995, Corfu et al. 2003).

Vanna består av kvartsfeltspatisk tonalittisk gneisunderlag med pegmatittganger, mylonittiske skjærsoner og gjennomgående diabasganger. Nord på Vanna ligger Skipsfjorddekket som består av mylonittisk gneis med metasedimentære bergarter atskilt fra det tonalittiske gneisunderlaget ved normalforkastninger (Opheim & Andresen 1989). På sørøstre del av Vanna ligger metasedimentære bergarter som deles inn i den stratigrafisk lavere Tinnvatnformasjon og overliggende Bukkheiaformasjon diskonformt over tonalittisk gneis. Tinnvatnformasjonen domineres av deltaisk arkose og siltstein med små mengder konglomerat mens Bukkheiaformasjonen har en noe mer blandet litologi og består av grunnmarin leirstein i veksling med kvarts og karbonatrik sandstein og siltstein (Binns et al. 1981; Johansen 1987; Opheim & Andresen 1989). Disse er i følge Johansen (1987) metamorfosert opp til biotitt grad. Metasedimentære bergarter, tilhørende Bukkheiaformasjonen, er intrudert av dioritt. Dioritten ligger som langstrakte subparallele bergartskropper i de metasedimentære bergarter og består av medium- til grovkornede mineraler, hovedsakelig aktinolitt, hornblende og plagioklas. Kontaktsonen mellom dioritten og de metasedimentære bergarter varierer fra å være skarp tilsynelatende udeformert til foldet og kraftig breksjert med kantede sandsteinsfragmenter. Dioritten kutter ikke kontakten til den underliggende tonalittiske gneisen eller den metasedimentære lagningen (Johansen 1987).

Vannagruppen har vært utsatt for flere faser med deformasjon og metamorfosegraden (grønnskifer fascies) indikerer at deformasjonen fant sted på et dyp på omtrent 10-15 km (Binns et al. 1981; Johansen 1987; Opheim & Andresen 1989). Metasedimentære bergarter inneholder godt bevarte primære strukturer, men er foldet, forskjøvet og lokalt invertert. Den ca. 30 meter stratigrafisk laveste del av Tinnvatnformasjonen er meget kompetent og mindre foliert. Den øvre del av Tinnvatnformasjonen er kraftig foldet og med flere gjennomgående skjærsoner og kløv. Deformasjonen er størst i de minst kompetente enhetene, som pelittiske enheter i Bukkheiaformasjon. Dioritten er hovedsakelig homogen, kompetent og relativt

udeformert, og en av målsetningene ved denne oppgaven er å undersøke om duktile skjærsoner i intrusjonen kinematisk kan kobles til strukturer i metasedimentære bergarter.

1.5.2 Tidligere arbeid

Pettersen (1887, 1891) gjorde de første undersøkelsene på Vanna og fant ut at mesteparten av Vanna består av gneis av antatt prekambrisk alder, overlagret av kaledonske sedimentære bergarter tilhørende Dividalgruppen (Vannagruppen) langs kysten i sør. En kaledonsk alder på Vannagruppen ble også støttet av Binns (1981), Johansen (1987) og Opheim & Andresen (1989) mens nye undersøkelser og radiometriske aldersdateringer har bidratt til å etablere en mer nyansert geologisk forståelse (Bergh et al. 2007). Men det gjenstår fortsatt uklarerheter relatert til deformasjonens alder, magmatisme, metamorfose og hydrotermal omvandling og dets geotektoniske betydning.

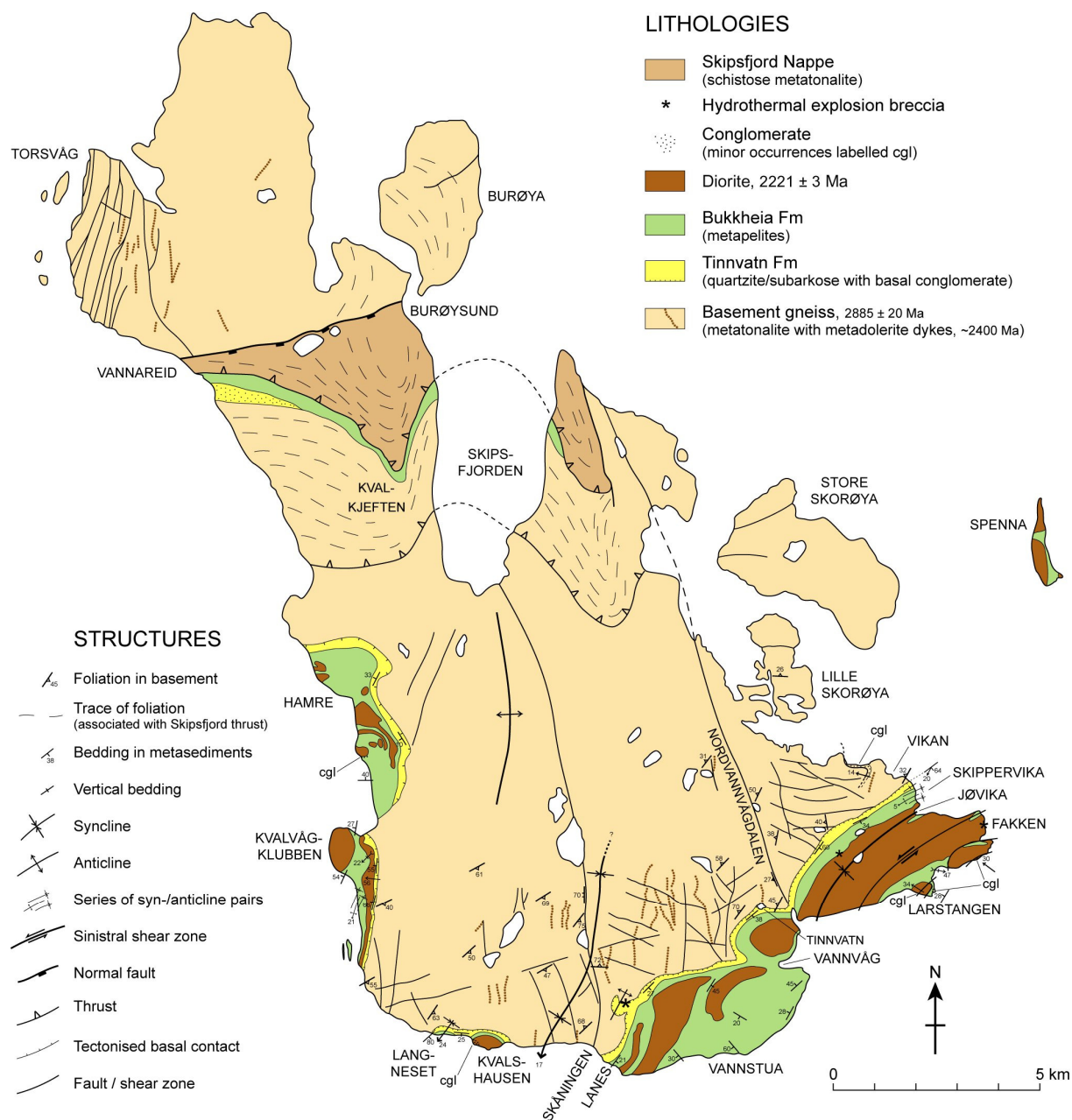
Binns et al. (1981) gjorde en generell sedimentologisk studie av Vannagruppen. Dette arbeidet ga grunnlag for usikkerhet i forhold til tidligere korrelering av Vannagruppen med kaledonske enheter, blant annet Balsfjord gruppen (Roberts 1974). En mulig modell kunne da være at Vannagruppen bestod av et allokton av sen-prekambrisk alder avsatt på og forskjøvet over et gneiskompleks.

Johansen (1987) gjorde i sin Cand. Scient. oppgave en berggrunnsgeologisk beskrivelse av Vanna med fokus på de mafiske intrusjonene og underbygget teorien om at Vannagruppen med rimelig sikkerhet ble dannet i sen-prekambrium og altså representerte kaledonske enheter. Johansen foreslo en kinematisk modell der deformasjonene i Vannagruppen ble utviklet under den kaledonske folde- og skyvefasen og var enig i at bergartene kunne korreleres med den midtre kaledonske allokton.

Opheim og Andresen (1989) kartla Skipsfjorddekket på nordlige del av Vanna (Figur 4) som består av kraftig mylonittisert gneis med lag av metasedimentære sekvenser intrudert av dioritt. De konkluderte med at Skipsfjorddekket utgjorde en kaledonsk sekvens og antydte en korrelasjon med de godt bevarte metasedimentære bergartene i Vannagruppen i sør, selv om disse viser forskjell i metamorfose og deformasjon. De påpekte at dioritt i Skipsfjorddekket ligner dem man finner sør på Vanna men at dioritten i nord har en høyere metamorfosegrad. I Skipsfjorddekket finner man også Kvalkjefgruppen metamorfe (grønnskiferfacies) bergarter

Kapittel 1

som er meget lik dem man finner sørøst på Vanna (Opheim & Andresen 1989; Zwaan et al. 1998). Metasuprakrustalene i Kvalkjeftgruppen er imidlertid mer deformerte og opptrer som mylonittisert metamorfoserte metasedimentære bergarter i veksling med tonalittisk ortogneis. Ved Vannareid og langs vestkysten av Skipsfjorden er det i metasedimentære bergarter tilhørende Kvalkjeftgruppen intrudert dioritt som ligner på dem man finner sør på Vanna (Binns et al. 1981; Johansen 1987; Opheim & Andresen 1989).



Figur 4: Berggrunns- og strukturgeologisk kart over Vanna. Etter Bergh et al. (2007).

1.5.3 Nåværende tolkninger og modeller

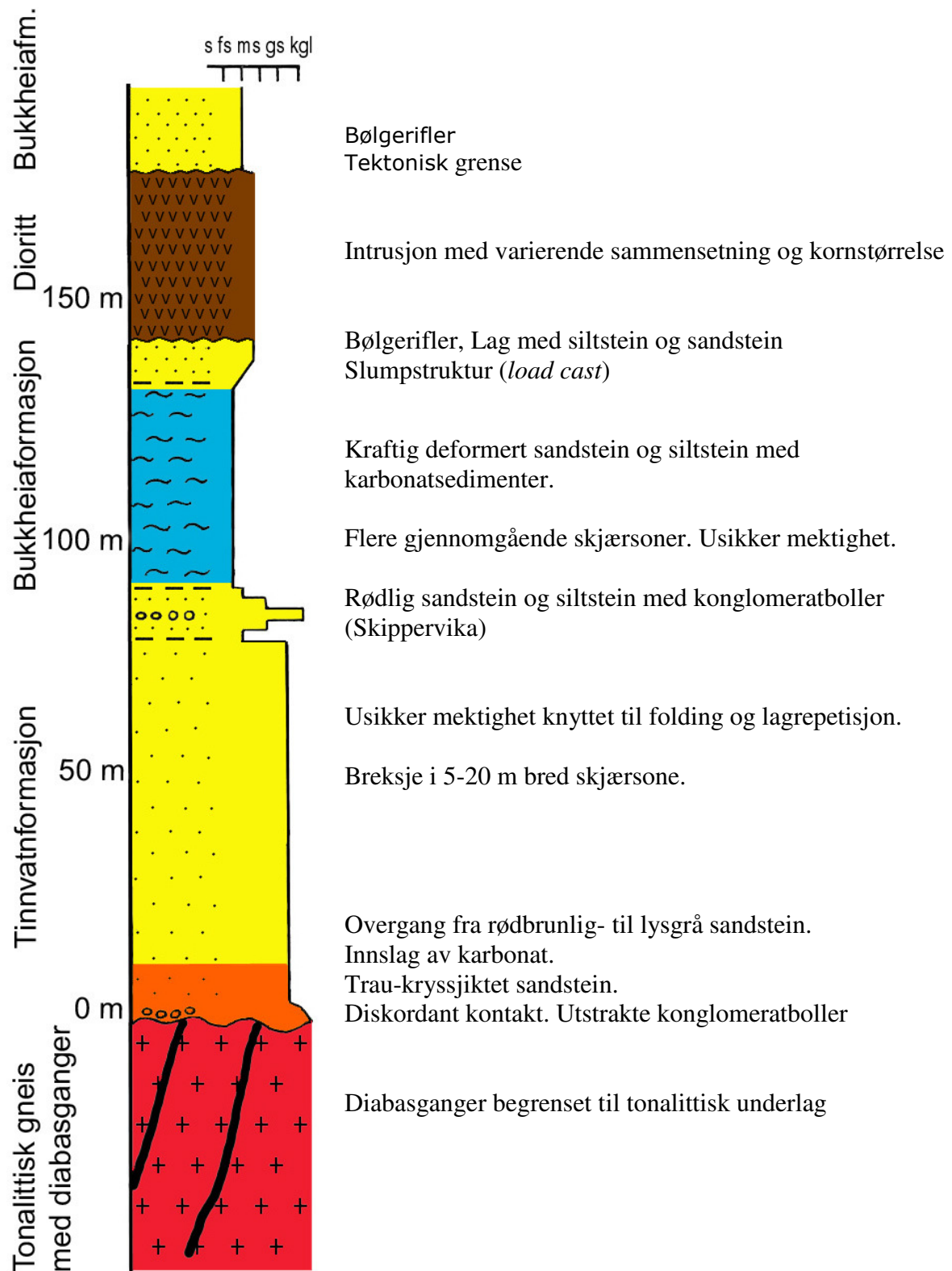
Nyere petrologiske, geokronologiske og tektoniske undersøkelser i Vest-Troms gneisregion viser at de tidligere tolkningene av Vannagruppen må revideres. Resultatene indikerer også at den geologiske utviklingen på Vanna er mer kompleks enn tidligere antatt. Blant annet viser U-Pb dateringer at gneisunderlaget på Vanna er arkeisk (2.8 Ga) og at dioritten i Vannagruppen er 2.2 Ga (Corfu et al. 2006; Kullerud et al. 2006a; Bergh et al. 2007).

Bergh et al. (2007) presenterte nye U-Pb dateringer som gav 2.2 Ga alder på dioritten i Vannagruppen. Siden dioritten er en laggang og intruderte etter avsetningen av Vannagruppen er dette bevis for palaeoproterozoisk avsetningsalder for Vannagruppen. Dette betyr også at deformasjonen av Vannagruppen og dioritten ikke nødvendig er kaledonsk, men kan være Svekofennisk. En Svekofennisk alder støttes av strukturer som makroskala opprett folding og steile duktile til semiduktile sinistrale sidelengs (*strike-slip*) skjærsoner som også finns ellers i både Vest-Troms gneisregion og nordre del av Fennoskandia.

Det vi i dag vet er at de eldste delene av Vanna består av en 2885 ± 20 millioner år gammel foliert tonalittisk til anortosittisk gneis (Binns et al. 1981; Bergh et al. 2007).

Tonalittunderlaget er gjennomtrengt av flere 2403 ± 3 millioner år gamle mafiske intrusjoner (Kullerud et al. 2006b). Dette er dateringer gjort fra diabasganger på Ringvassøy, og det antas at lignende diabasganger man finner på Vanna er av samme alder. Metasedimentære bergarter ligger diskonformt over tonalitt og er intrudert av en laggang / sill beskrevet som en dioritt (Opheim & Andresen 1989). U-Pb zirkon datering av dioritten har gitt en alder på 2221 ± 3 Ma (Bergh et al. 2007), som blir tolket som intrusjonsalder. Diabasgangene som trenger gjennom tonalitten kutter ikke de metasedimentære bergartene hvilket indikerer at Vannagruppen er yngre enn 2.4 Ga og eldre enn dioritten (Figur 5).

Kapittel 1

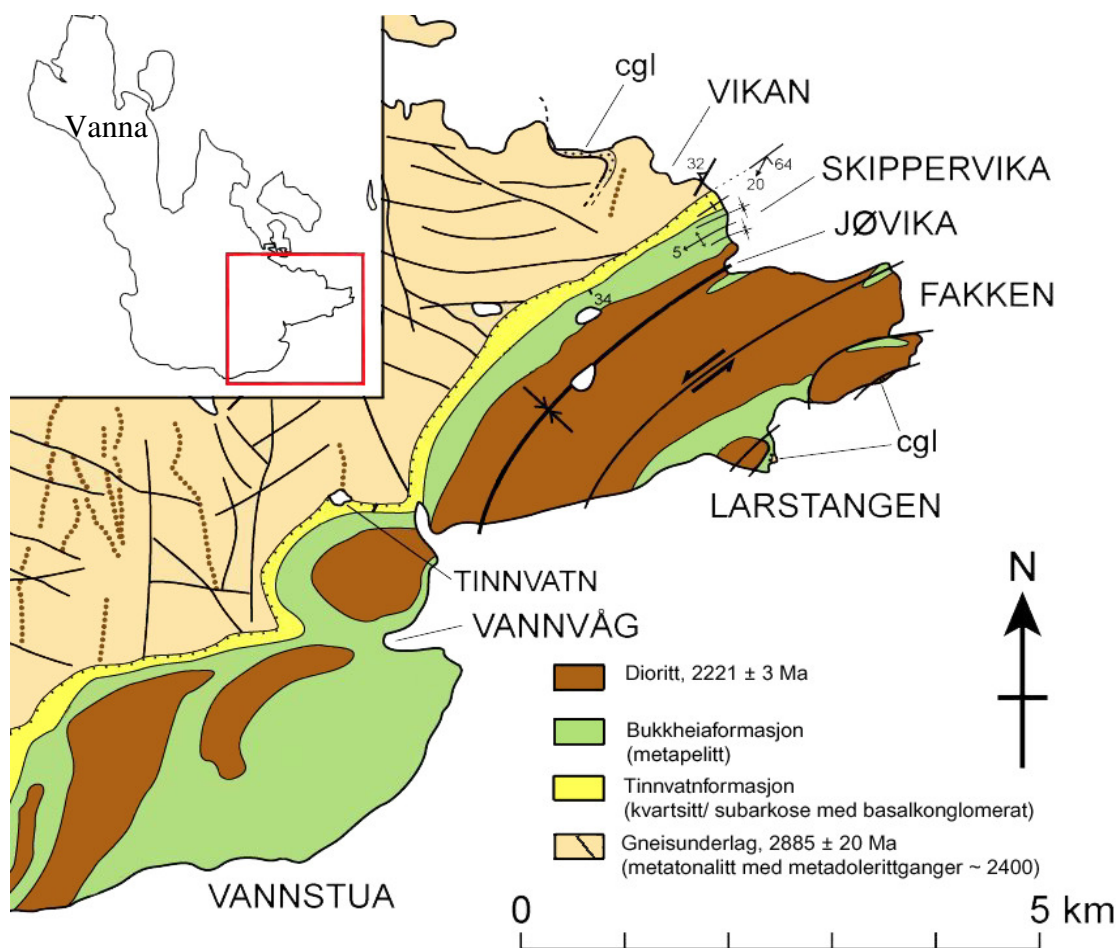


Figur 5: Stratigrafisk oversikt over dioritten og Vannagruppen i relasjon til tonalittisk gneisunderlag. Modifisert etter Binns et al. (1981). Kornfordeling basert på Wentworth skala (Jørgensen et al. 1997).

Kapittel 2: Feltopptreden og bergartsbeskrivelse

2.1 Innledning

I dette kapittel beskrives feltopptreden og litologisk sammensetning til bergartene i feltområdet. Sentralt her er Vannagruppen med tilhørende dioritt (Figur 6). Det gis en beskrivelse av sedimentære strukturer i metasedimentære bergarter og kontaktforhold mellom de ulike litologiske enhetene. Det gis også en kort beskrivelse av det tonalittiske gneisunderlaget.



Figur 6: Geologisk kart over dioritten og Vannagruppen i kontakt med gneisbergartene. Modifisert etter Bergh et al. (2007).

2.2 Tonalittisk gneisunderlag

Det tonalittiske gneisunderlaget består av folierte medium til grovkornet lys grå/grønn kvartsfeltspatiske bergarter og med lokalt gjennomgående lysgrå granittoide pegmatittganger som går helt inntil kontaktsonen til metasedimentære bergarter men kutter ikke denne (Binns et al. 1981). Bergarten har NV-hellende foliasjon som lokalt kutter pegmatittgangene men heller ikke foliasjonen kutter kontakten til de metasedimentære bergartene. Mot kontaktsonen til de metasedimentære bergartene blir de tonalittiske bergartene mørk grå/grønn og skifrige.

Den mineralogiske sammensetningen til det tonalittiske gneisunderlaget er opp mot 70 % plagioklas og omtrent 20 % kvarts. Bergarten inneholder også noe biotitt, karbonat, epidot og lys glimmer, men er generelt fattig på mørke mineraler. Pegmatittgangene består av feltspat, kvarts og lyst glimmer med aksessorisk biotitt (Johansen 1987).

I fjellene på Vanna ser man mørke mafiske ganger som kutter gjennom det tonalittiske gneisunderlaget. Dette ser man også på Ringvassøy og det antas at de mafiske gangene på Ringvassøy og Vanna er av samme alder og opprinnelse. På Ringvassøy kutter de mafiske gangene også gjennom grønsteinsbeltet. Dette gir grønsteinsbeltet relativt arkeisk alder sammen med det tonalittiske gneisunderlaget.

2.3 Vannagruppen

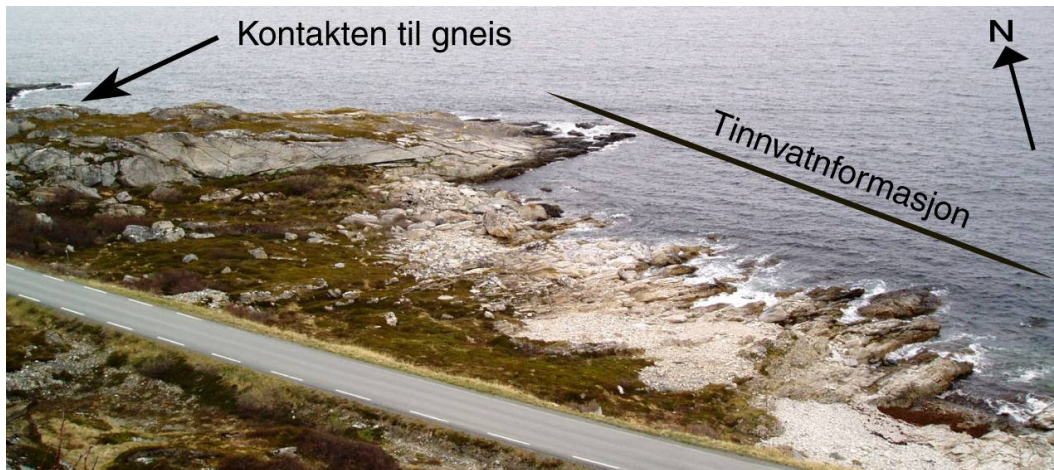
Vannagruppen består av silisiklastiske metasedimentære sandsteinsbergarter med lagning av silt- og leirstein, og med innslag av konglomerat. Binns (1981) delte Vannagruppen inn i to formasjoner, Tinnvatnformasjonen og Bukkheiaformasjonen, ut fra litologiske variasjoner. Tinnvatnformasjonen består av metasedimentære sandsteinsbergarter som er homogen og kompetent. Bukkheiaformasjonen består av metasedimentære sandsteinsbergarter i veksling med silt- og leirstein.

2.3.1 Tinnvatnformasjon

Stratigrafisk lavest i Vannagruppen ligger Tinnvatnformasjonen (Figur 7) som består av vekslende middels- til grov sandstein som kan følges i terrenget fra Vikan i øst til Lanes i vest (Figur 4). Man kan dele formasjonen inn i undre- og øvre del ut fra litologiske forskjeller.

Kapittel 2

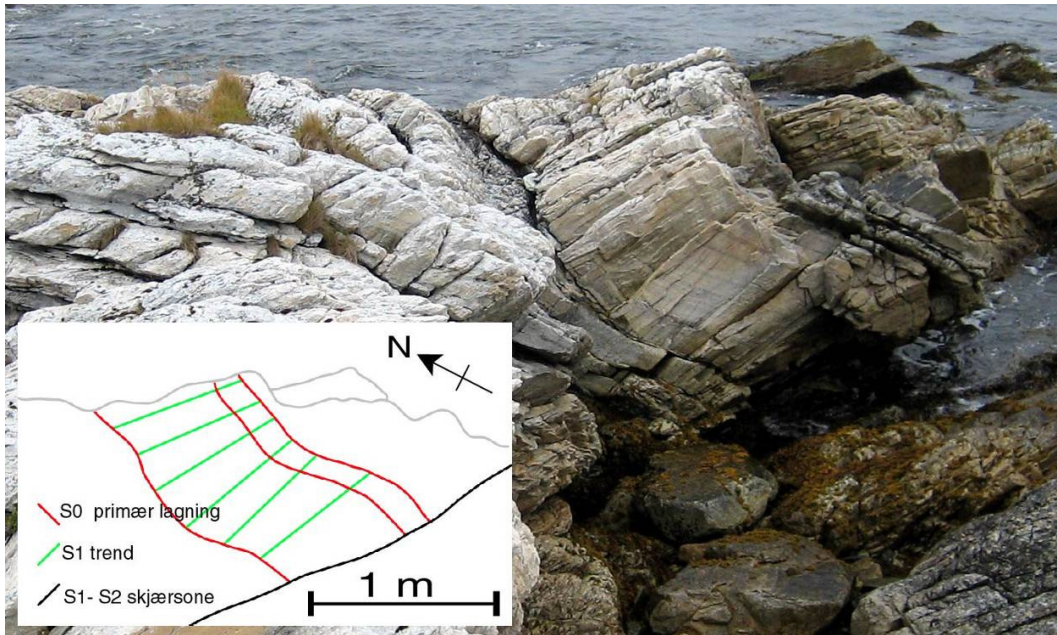
Undre del består av lysgrå lagdelt middels- til grovkornig sandstein og konglomerat med forvitningspregede overflater (Figur 8). Øvre del består av rødbrunlig lagdelt middels- til grovkornig sandstein der de fleste primære strukturer er utslettet (Figur 9). Den stratigrafisk laveste delen av formasjonen ligger nord i feltområdet og man beveger seg stratigrafisk oppover i formasjonen mot sør. Hele formasjonen er for det meste homogen med god sortering.



Figur 7: Fotoet viser blotning av Tinnvatnformasjonen med kontakt til gneisunderlaget, sør for Vikan.



Figur 8: Vertikalstilt trauskyssjikt i nedre del av Tinnvatnformasjonen.



Figur 9: Lagdelte kvartsrike metasedimentære sandsteinsbergarter i Tinnvatnformasjonen. Merk at lagene er foldet og har lagkuttende kløv.

De metasedimentære bergartene ligger med en primær kontakt, diskonformt over forvitret prekambrisk tonalittisk gneis. Kontaktsonen mellom metasedimentære bergarter og tonalitten har steilt fall mot SØ, fra vertikal til ca 30°. Kontakten består av et opp til 20 cm tykt lag av basalkonglomerat med opp til ca. 5-10 cm store kvartsboller i fin til grov sandstein (Figur 10) (Johansen 1987) noe som indikerer at dette er en avsetningskontakt. Klastene som definerer basalkonglomeratet er fra subrundet til angulære der flere viser en elongert geometri, enkelte med skarpe avbrutte ender (Figur 11) og minerallineasjoner (52/76-22) som indikerer at de er deformert. Klastene kan se ut som rester av årekvarts. Det har i så fall vært stor grad av kjemisk forvitring (pers. komm. N.M.Hanken 2006). Årekvarts i pegmatittganger i tonalitten ligger i nær tilknytning til basalkonglomeratet og kan ha vært kilden til bollene.

Kapittel 2



Figur 10: Fotoet viser 20 cm mektig kontaktzone mellom tonalittisk gneis og metasedimentære bergarter med konglomeratboller.



Figur 11: Konglomeratboller i kontaktzone mellom tonalittisk gneis og metasedimentære bergarter i undre del av Tinnvatnformasjonen. Merk minerallineasjoner i konglomeratbolle.

Kapittel 2

Undre del av formasjonen består av en ca. 30 meter mektig sandstein som betegnes som en subarkose etter klassifiserings diagram (Dott 1964; Johansen 1987). Denne lagenheten har vekslende lysgrå sandsteinslag og laminering med middels- til grovt materiale. Bergartene viser en lysgrå farge på forvitret overflate mens uomvandlede bergarter har en grønnlig farge. De grovere sandsteinslagene har et høyere innhold av karbonat, og erosjon av disse fremhever primær lagning (Johansen 1987). Lagningen står tilnærmet vertikalt orientert og det kan ses tydelig buede laminasjoner som har representert overflaten på migrerende dyner. Disse er tolket til å være storskala traue-kryssjikt (Figur 8). Traukryssjikt finner man i stor grad i forbindelse med fluviale kanalavsetninger og de reflekterer et relativt lav strømnings regime (Reading 1996). På de vertikalt orienterte erosjonsflatene ser man også asymmetriske rifler.

Arkose består i vesentlig grad av kvarts og feltspat (mer enn 25 %) med lavt innhold av bergartsfragmenter. Arkose dannes ved rask erosjon i forhold til forvitring samt kort sedimenttransport slik at bare mindre mengder av feltspaten i kildebergarten brytes ned til leirmineraler. Dette er en prosess som kan skje i forkastningsbetingede bassenger, for eksempel i forkastningssoner i granittiske bergarter (Bjørlykke 2001).

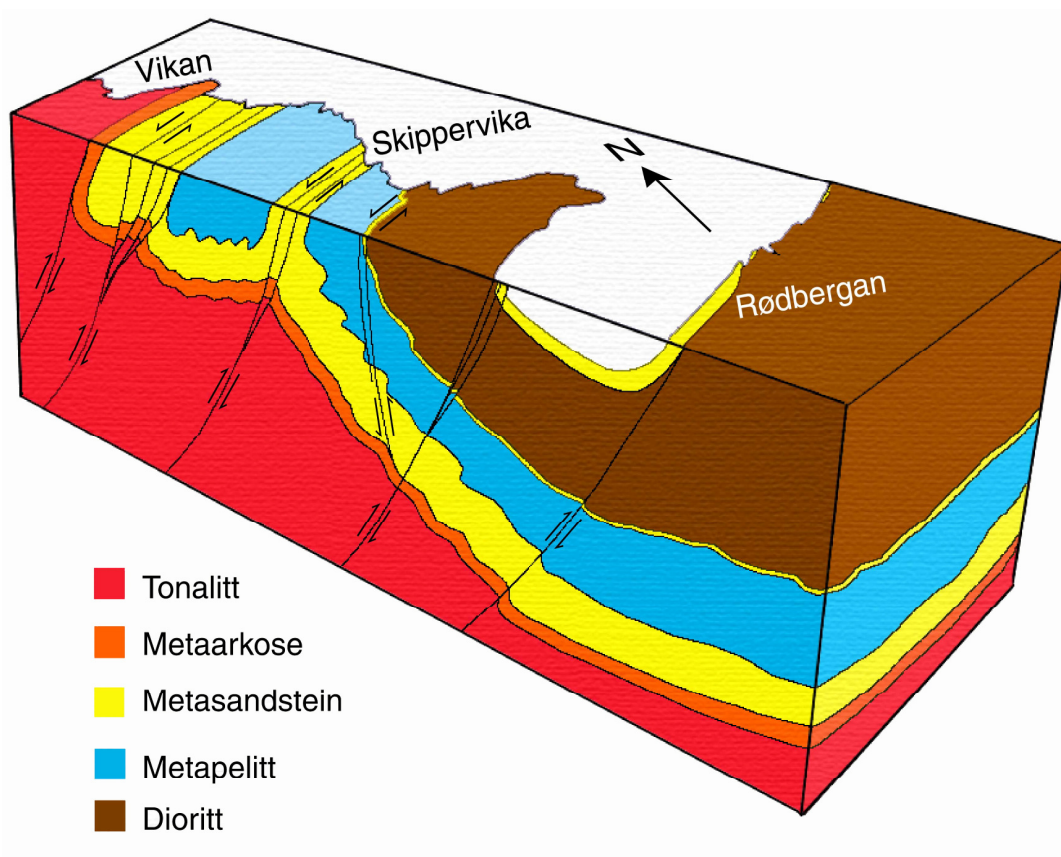
Fra undre- mot midtre del av formasjonen går sandstein fra å være vertikalstilt lysgrå ufoldet til å bli mer hvitfarget, kraftigere foldet og deformert (Figur 9). På tross av deformasjon i midtre del av formasjonen, er det fortsatt mulig å antyde primær lagning. På enkelte lagflater er det mulig å se antydning til traue-kryssjikt men de fleste primære strukturer er ødelagt av deformasjon (se kap.3.4). Midt i Tinnvatnformasjonen er det en 5-20 meter bred sprø/duktil breksjert skjærsoner. I tilknytning til denne skjærsonen finner man hydrotermal kvarts og kloritt. I øvre del av formasjonen er sandsteinen lys rødbrun på farge og betydelig deformert. Bergartene her inneholder ikke karbonat og deformasjonen har visket ut primære strukturer (Johansen 1987).

Ved Tinnvatn anslo Johansen (1987) den totale mektighet av Tinnvatnformasjonen til ca. 60 meter. Tinnvatnformasjonen på sørøstlige del av Vanna er godt eksponert, men på grunn av folding og lagrepetisjon er det knyttet usikkerhet til vurdering av mektighet.

Bergartene i Skippervika domineres av siltstein med lag av lysere rødlig sandstein med godt bevarte primære strukturer. Sandsteinslaget er her lett å identifisere og former en antiklinal. Dette sandsteinslaget befinner seg tilsynelatende eksponert midt i Bukkheiaformasjonen, men på grunn av folding, lagrepetisjon og litologiske likhetstrekk med Tinnvatnformasjonen er

Kapittel 2

bergartene i Skippervika tolket til å tilhøre øvre del av Tinnvatnformasjonen (Figur 5; Figur 12). I Skippervika er det innslag av siltig matriks med skarpkantede delvis lagdelte uorienterte porfyrklaster av siltstein som ser ut til å stamme fra samme lag (Figur 13). Dette er tolket til å være intraformasjonalt konglomerat som kan være dannet ved utrasning/ *debree flow* / *slumping* (Binns et al. 1981; Reading 1996). Det er ikke funnet tilsvarende konglomerat i andre deler av feltområdet og det kan være at disse har begrenset utstrekning. Det intraformasjonale konglomeratlaget i siltig matriks ligger stratigrafisk over lysrøddlig metasedimentære sandsteinsbergarter i Skippervika (Figur 13). Det at materialet blir finere oppover kan indikere en transgressiv hendelse, det vil si at sedimentasjonen skjedde på dypere marint? vann (Bjørlykke 2001).



Figur 12: Profil over Vannagruppen og dioritt som ligger over tonalittisk gneis, fra feltområdet på sørøstre del av Vanna.



Figur 13: Metasedimentære sandsteins- og siltsteinsbergarter i Skippervika. Bildet til høyre viser siltstein (topp) med intraformasjonalt konglomerat stratigrafisk over lysrøddlig sandstein (bunn).

Kornfordeling med god sortering samt sedimentære strukturer som konglomerat og trauskryssjikt i Tinnvatnformasjonen kan indikere at formasjonen er en tidevannsavsetning avsatt under et stabilt strømningsregime, som også antydnet av Binns (1981).

2.3.2 Bukkheiaformasjonen

Typisk for Bukkheiaformasjonen er generelt mer finkornige bergarter enn i Tinnvatnformasjonen (Figur 5). Bukkheiaformasjonen kan deles inn i to enheter med bakgrunn i en noe varierende litologi. Nedre del består av vekslende sjikt med grå karbonatrik siltstein og finkornig feltspatrik sandstein og man ser linser av sand i siltrik matriks (Figur 14; Binns et al. 1981). Bergartene inneholder også mye karbonat og har avrundede mineralkorn og flak av glimmermineraller i kløvplan. Man ser konsentrasjoner av karbonat som 1 - 10 cm tykke sjikt innfylt i bruddsoner som er skråstilt på lagningen (Figur 15). Den øvre del av Bukkheiaformasjonen består av fin til middels kornet sandstein med lag av leirskifer og har vekslende tydelig til fraværende lagning. På Rødbergan og sør for Skippervika er det mektige enheter med vekslende meter tykke lag av sandstein og leirstein.

Store deler av Bukkheiaformasjonen er foldet og deformert (se kap.3.4) til en grad da det er vanskelig å gjenkjenne primære strukturer, og øverste del av formasjonen er ikke eksponert på grunn av intrusjon av dioritt. Dette forhindrer beregning av mektighet, men med bakgrunn av arbeid gjort ved Bukkheia har Johansen (1987) estimert den totale mektigheten av Bukkheiaformasjonen til å være over 150 meter.

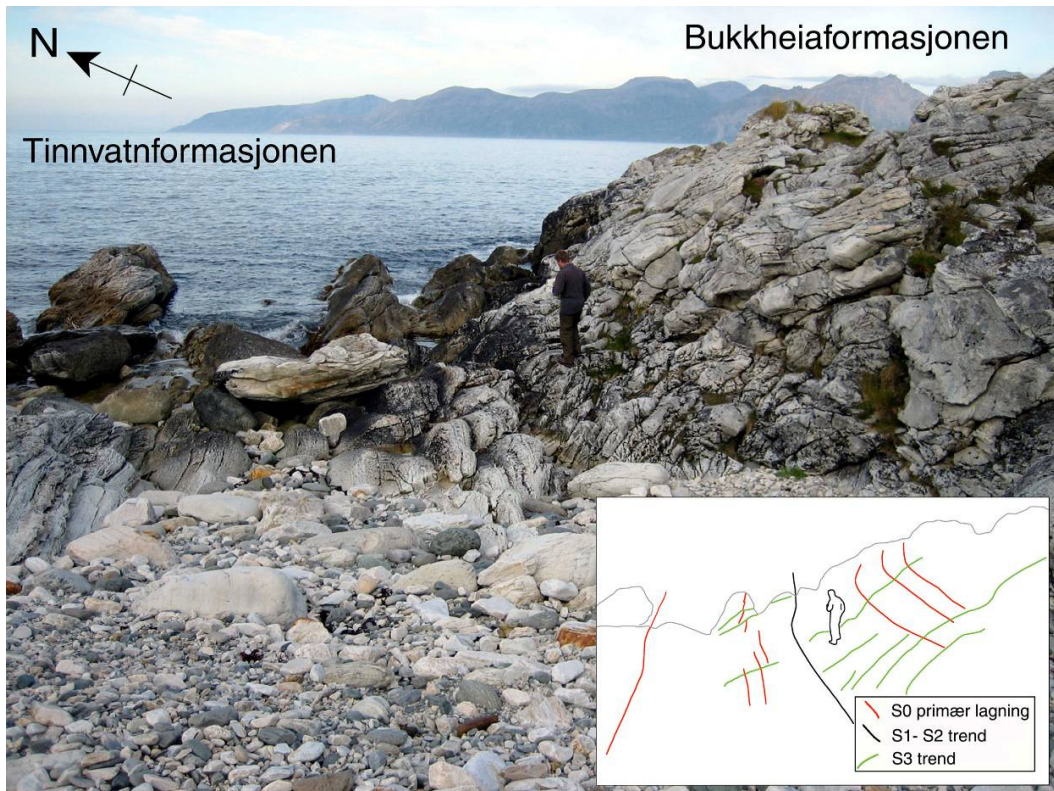


Figur 14: Sandig siltstein i nedre del av Bukkheiaformasjonen. Interne sandlagtrunkeringer indikerer traukryssjikt.



Figur 15: Sandig siltstein i nedre del av Bukkheiaformasjonen. Horisontal flakig kløv mulig parallelt med lagning? med sekundære forvitrede karbonatfylte sprekker.

Kontaktsonen mellom Tinnvatnformasjonen og Bukkheiaformasjonen er eksponert mellom Vikan og Skippervika der den er definert av en duktil skjærsone (se kap.3.4.2) som gjør det vanskelig å vurdere konformitet, men sedimentære strukturer som lagning antyder at Tinnvatnformasjonen og Bukkheiaformasjonen ligger stratigrafisk konformt i forhold til hverandre (Figur 16).



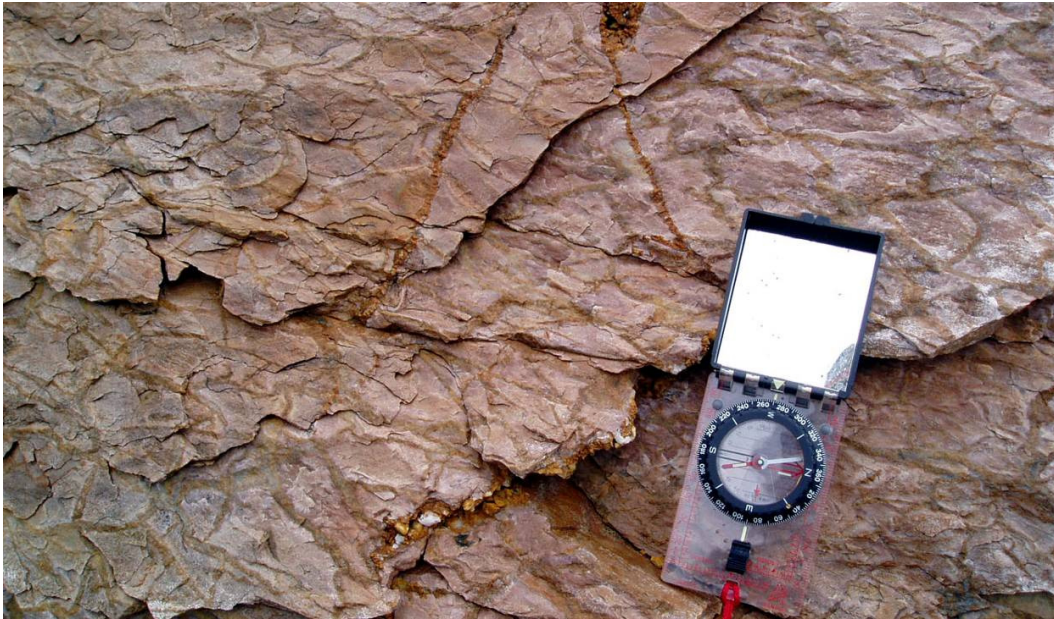
Figur 16: Fotoet viser kontaktsone mellom Tinnvatnformasjon (venstre) og Bukkheiaformasjonen (høyre) sør for Vikan.

Stratigrafisk oppover i Bukkheiaformasjonen har bergartene mottatt omfattende deformasjon og det er vanskelig å identifisere primær lagning. Bergartene har her en gjennomsettende kløv og velutviklet skiffrighet (Figur 15) (se kap 3.4). Likevel inneholder Bukkheiaformasjonen mange sedimentære strukturer.

I deler av Bukkheiaformasjonen er det påvist primære strukturer i vekslende litologier som gjør det mulig å si noe om avsetningsmiljøet. Assosiasjon av finkornig leirskifer og silt-sandsteiner antyder grunnvannsmarint miljø. Dette støttes av eksistens av intraformasjonalt konglomerat, sedimentære strukturer som *flaser* lagning og bølgerifler, samt mulige tørkesprekker (Figur 17). Med hensyn til tørkesprekker er det knyttet usikkerhet til en slik tolkning. Dette fordi disse sedimentære strukturer befinner seg i sandstein som vanligvis ikke sprekker opp ved uttørkning. Binns (1981) tolket denne strukturen til å være dannet under vann, og strukturen kan da være syneresesprekker. Syneresesprekkene dannes ved forandring i salinitet til vannmassen under sedimentasjon. Sedimenter i delvis fast form trekker seg sammen

Kapittel 2

i det de mister væske og det formes deretter et oppsprekningsmønster (pers.komm. N.M.Hanken 2006).



Figur 17: Fotoet viser mulige tørkesprekker/ syneresesprekker? Fra øvre del av Bukkheiaformasjonen (Rødbergnese).

Rifler som er observert (Figur 18) har en symmetrisk geometri som indikerer at de er dannet ved at væskestrømmen har beveget seg i to retninger. Man ser også at riflene splittes opp fra en enkelt rifle til to rifler. Dette tolkes som bifurkasjon, og er karakteristisk for bølgerifler. Symmetrisk geometri og bifurkasjon er tilstrekkelig til å tolke disse riflene som bølgerifler (Bjørlykke 2001).

Andre sedimentære strukturer som kan indikere avsetning i fluid/ vannmettet miljø ser man der sandsteinslag har sunket ned i underliggende sedimentlag (Figur 19). Denne sedimentære strukturen kan tolkes som slumpstruktur (*load cast*). Strukturen kan forklares ved at øvre tyngre sandsteinslag har sunket ned i sedimentlag med lavere tetthet. Dannelsen av denne sedimentære strukturen skjer spesielt ved hurtig sedimentasjon der sedimentene inneholder mye væske (Bjørlykke 2001).



Figur 18: Fotoet viser symmetriske rifler med bifurkasjon, i øvre del av Bukkheiaformasjonen.



Figur 19: Slumpstruktur (*Load cast*) i metasedimentære bergarter sør i Skippervika.

Kapittel 2

Bukkheiaformasjonen viser innslag av finkornig leirskifer, og avtagende kornstørrelse mellom Tinnvatnformasjonen og Bukkheiaformasjonen samt ulik oppreden av sedimentære strukturer antyder en endring i avsetningsmiljø mellom de to formasjonene fra et antatt tidevannsdominert delta til et grunnvannsmarint miljø (Reading 1996). Denne overgangen kan utgjøre svakhetssoner som har vært styrende for hvordan deformasjon og skjærbevegelsene opptrer i de metasedimentære bergartene og der deformasjon er mest omfattende i leirskifrene i Bukkheiaformasjonen.

De øverste stratigrafiske nivåene i Bukkheiaformasjonen grenser mot den intrusive dioritten. Kontaktsonen mellom Bukkheiaformasjonen og dioritt ses ved flere lokaliteter og varierer mellom å vise et skarpt intrusivt kontaktforhold som ved Rødbergeset (Figur 20) og lokalt tektonisk deformert og mylonittisert som ved Rødbergan (Figur 21). Sør i Skippervika er kontakten skarp skråstilt og foldet (Figur 22). Den består lokalt av angulære fragmenter med en lilla fargetone og er tolket som breksje (Bergh et al. 2007). Lengst øst ved Rødbergan (Figur 23) består kontakten av en ca. 2 meter bred sone bestående av kantede sandsteinsfragmenter fra få cm i diameter til opp mot en meter i diameter. Mellom fragmentene opptrer grovkornet kvarts- og karbonatmatriks med en forvitret brunfarget overflate. Hele denne kontaktsonen er tolket å være en karbonatholdig breksje med en varierende mektighet på 1 til 2 meter (Figur 24). En mulig dannelse er at fluider i de metasedimentære bergartene har blitt kokt opp ved høyt trykk og temperatur i kontakten med den intruderte dioritten og forårsaket en såkalt eksplosjonsbreksje (Binns et al. 1981). De lagdelte sandsteinfragmentene antyder at bergartene har vært konsolidert før breksjedannelsen. Omtrent 150 meter øst for Rødbergan blottes Bukkheiaformasjonen ved Rødbergeset. Metasedimentære bergarter i kontakt med dioritt har her et tynnere karbonatlag uten tydelig oppsprekking (Figur 20) og dioritt ligger her inntil de metasedimentære bergartene uten åpenbare tegn til forskyvning langs kontaktplanet.

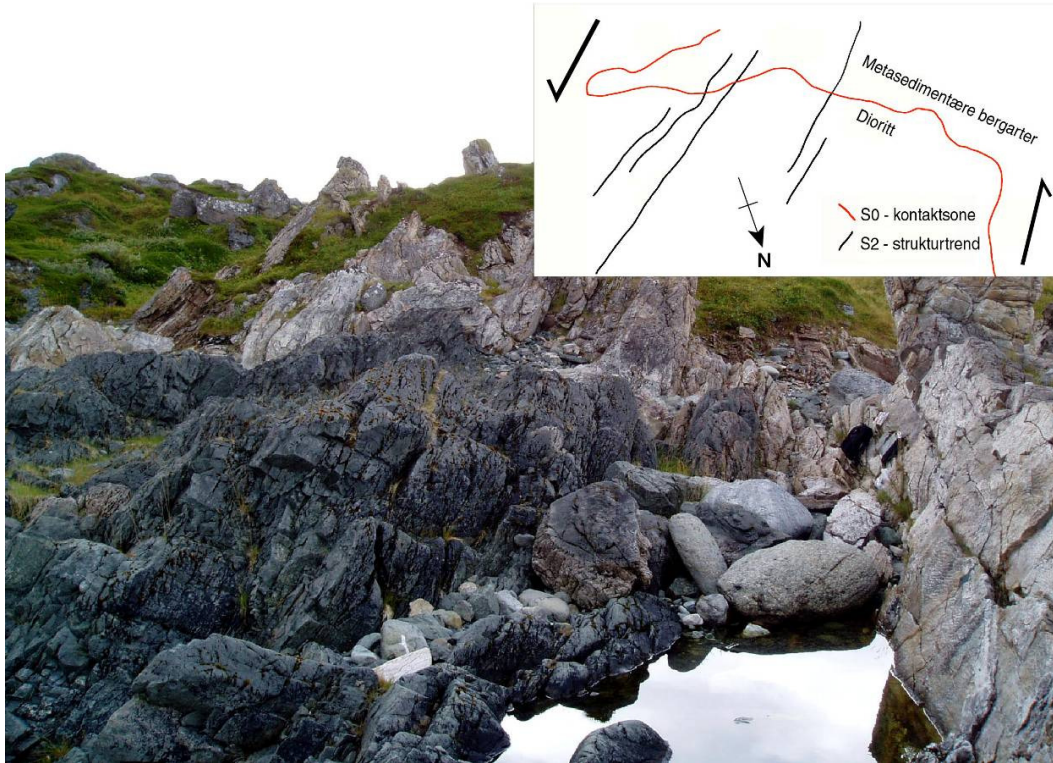


Figur 20: Kontaktsone mellom metasedimentære bergarter (Bukkheiaformasjonen) og dioritt ved Rødbergneset.

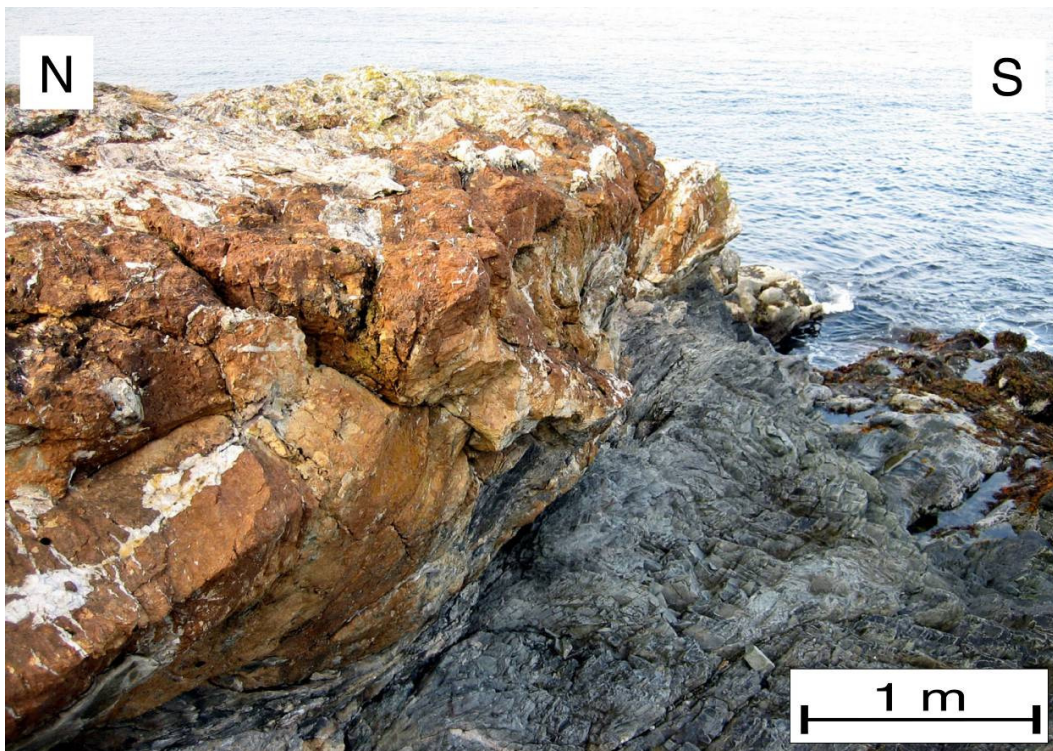


Figur 21: Mylonittisert kontaktsone mellom metasedimentære bergarter (Bukkheiaformasjon) og dioritt ved Rødbergan.

Kapittel 2



Figur 22: S-foldet kontaktsone mellom Bukkheiaformasjon og dioritt sør for Skippervika.



Figur 23: Kontaktsone mellom metasedimentære bergarter (Bukkheiaformasjonen) og dioritt ved Rødbergan.



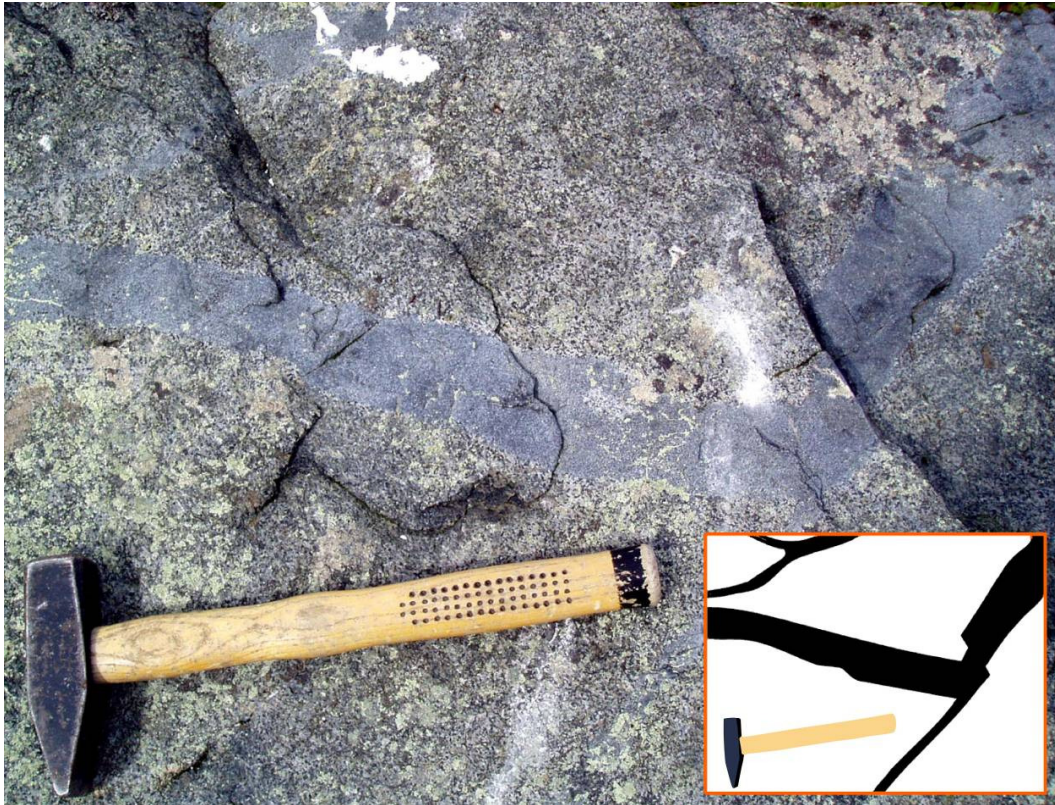
Figur 24: Breksje i kontaktsonen mellom Bukkheiaformasjonen og dioritt.

2.4 Dioritt

Bukkheiaformasjonen er intrudert av en magmatisk bergart som utgjør en uregelmessig og lokalt opp til 2 km tykk laggang tidligere beskrevet som en dioritt (Binns et al. 1981). Johansen (1987) bestemte anortittinnholdet i bergarten til ca. An_{30} og dette klassifiserer bergarten som dioritt (Klein & Hurlbut 1993).

2.4.1 Uomvandlet/ udeformert dioritt

Dioritten består av flere intrusjoner med ulik tekstur og kornstørrelse. Dette ser man der massiv lysgrønn middelskornet dioritt kuttet av mørkgrønn finkornet dioritt (Figur 25). Teksturen i dioritten viser retningsløse angulære plagioklas og amfibolmineraler. Mineralinnhold er aktinolitt, hornblende og plagioklas. Hovedbergarten er en middelskornet, lysgrønn dioritt med intermediær sammensetning ($SiO_2 \approx 59.5$ wt %) som er intrudert av finkornet mørkere grønn dioritt med mafisk sammensetning ($SiO_2 \approx 49.5$ wt %) (Figur 25; Johansen 1987). Kontakten mellom disse to intrusjonene er ofte definert av en skarp men irregulær grense og de finkornige diorittgangene har intrudert som gangsvermer med mange forskjellige orienteringer.



Figur 25: Fotoet viser flere intrusjoner med dioritt. Middelskornet lysegrønn dioritt med intermediær sammensetning er intrudert av finkornet mørkere grønn dioritt med mafisk sammensetning (markert som sort i innfelt bilde).

2.4.2 Omvandlet og deformert dioritt

Dioritten er mange steder sterkt deformert i form av lokaliserte, duktile skjærsoner som har tilknyttet sekundær/ hydrotermal omvandling. I det følgende gis kun en kort omtale av litologiske / tekstuelle endringer og mineral-omvandlinger knyttet til skjærsonene (se kap.3 og 4 for strukturelle og metamorfe beskrivelser).

Kontaktsonen mellom dioritt og metasedimentære bergarter er stedvis mylonittisert og breksjert som viser både tektonisk aktivitet i kontaktsonen og hydrotermal aktivitet. For nærmere beskrivelse av kontaktsonen se kapittel 2.3.2.

I områder utenom skjærsonene er dioritten generelt homogen, vanligvis med en mørkere grønnfarge og finere mineralkorn enn dioritt som ligger nærmere skjærsonene. Inn mot skjærsonene forandrer dioritten farge til lysere grønnfarge og grovere mineraltekstur.

Kapittel 2

Bergartene i skjærsonene har farge fra lys rødbrun og lys grønn til mørkere grønn. Disse skjærsonene er duktile og består av båndete mylonittiserte bergarter med anastomoserende mønster og isolerte linser av dioritt omgitt av skifrig aktinolitt og mylonittiserte kvartsfeltspatiske bergarter med minerallineasjoner (Figur 26). Mineralsammensetningen til de mylonittiserte bergartene er albitt, amfibol, kloritt, kvarts, epidot, biotitt, sulfider og aksessorisk titanitt. Albitt opptrer både som større klaster og finkornige krystaller. Amfibol opptrer som større klaster av magmatisk aktinolitt sammen med metamorfe flak av magnesiohornblende (se kap.4.2.3 og 4.3 for nærmere beskrivelse). Det er også store mengder kloritt, som sammen med magnesiohornblende er foliasjonsdannende. Flakene av kloritt og magnesiohornblende er parallelt orientert med skjærsonen og isolerer linser av kvarts- og plagioklasfragmenter. Mineralene amfibol, kloritt og epidot gir dioritten den grønne fargenyansen. Epidot i skjærsonene opptrer som aggregater med asymmetrisk hale (se kap 3.5).



Figur 26: Fotoet viser skifrig mørkegrønn aktinolittiske bergarter og lysrødbrun/ lysgrønn mylonittiserte kvartspeltspatiske bergarter i duktil skjærsoner i dioritt på Fakkodden.

2.4.3 Kvartsfeltspatiske bergarter i dioritten

I tilknytning til flere større skjærsoner i diorittintrusjonen opptrer det ofte lyse rødbrune, middels til grovkornige bergarter tilnærmet parallelt med skjærsonene. På Fakkodden definerer slike bergarter større kroppar internt i eller langs kontakten til skjærsonene. Bergartskroppene har en lengde på flere titalls meter og en bredde på ca. 2 meter (Figur 27), og disse avsnøres i eller dør ut lateralt i skjærsonene. Bergarten har ofte intern lagning som er godt synlig i blotninger på Fakkodden. Bergarten består av finkornig kvarts og feltspat og er alt i fra massiv til sterkt mylonittisert. For nærmere omtale, se kapitlene 4.2.4 og 5.5.4.

Kapittel 2

Som en foreløpig deltolkning av denne feltspatisk bergarten er det ut fra mine feltobservasjoner og petrografiske beskrivelse mest sannsynlig at den er av sedimentær opprinnelse men dette vil bli testet nærmere med blant annet mineralkjemiske analyser i kapittel 4.2.4.



Figur 27: Foto av massiv kvartsfeltspatisk bergart i tilknytning til duktil skjærsone på Fakkodden.

Kapittel 3: Strukturgeologi

3.1 Innledning

I dette kapittel beskrives strukturelementenes utbredelse og opptreden samt orientering og geometri slik de er observert i feltområdet. Det er lagt fokus på duktile og semi-duktiler strukturer, og det er påvist 3 grupper av genetisk relaterte strukturelementer, benevnt D1, D2 og D3. Beskrivelsen omfatter viktige strukturelementer som lagning, ulike generasjoner av folder, skjærsoner, forkastninger, kløv og lineasjoner og det blir trukket inn struktureksempler fra forskjellige deler av feltområdet på bakgrunn av geometriske fellestrekk. Den etablerte relative alderfølge av strukturer blir omtalt i kronologisk rekkefølge (D1, D2, D3).

Først gis det en generell oversikt over strukturelementene i feltområdet. Deretter beskrives strukturelementer i Vannagruppens metasedimentære bergarter med etterfølgende beskrivelse av strukturelementer i dioritten. Det legges særlig vekt på geometri og kinematikk til duktile skjærsoner i dioritten, samt kompetansevariasjoner som kan ha medvirket til lokalisering av *strain*. Dette for om mulig å kunne dokumentere sammenhengen mellom skjærbevegelse, nyvekst av mineraler (metamorfose) og hydrotermal omvandling (se kap.4), og for sammenligning og korrelasjon av strukturelementer i de ulike litologiene.

Yngre sprø bruddplan i bergartene omtales ikke i denne oppgaven.

3.2 Generell strukturgeologisk oversikt.

Bergartene i den stratigrafisk laveste delen av Vannagruppen (Tinnvatnformasjonen) ligger med primær avsetningskontakt diskonformt over tonalittisk gneis og har et seilt fall mot SØ (Figur 5, Figur 6, Figur 12). Nedre del av Tinnvatnformasjonen er vertikalstilt mens midtre og øvre deler av formasjonen både er foldet, deformert og stedvis lagrepetert. Nyere undersøkelser (Pettersen 2007) viser at øvre del av Tinnvatnformasjonen er blottet i Skippervika i kjernen av en asymmetrisk SØ vergerende antiklinal (F1) (Figur 12). Skjærsoner og kløv (S1-S2-S3) gjennomsetter området og har i stor grad utvasket primære strukturer og opp-ned relasjoner i lagrekken, og det er derfor vanskelig å etablere sikre stratigrafiske relasjoner og tykkelsesanslag. S1- og S2-kløven er sterkt sammenfallende i Vannagruppen med strøk NØ-

Kapittel 3

SV og med dominerende steilt fall mot NV, S3-kløven har strøk Ø-V med steilt fall mot N. Skjærsonene (S1-S2-S3) har strøk omtrentlig sammenfallende med kløven med orientering henholdsvis NØ-SV og Ø-V. Den antatte konforme kontaktsonen mellom Tinnvatnformasjonen og Bukkheiaformasjonen er tektonisk påvirket og er definert av en duktil skjærson med revers bevegelse (se kap.3.4.1). Tinnvatnformasjonen og Bukkheiaformasjonen viser ulik kompetanse og Bukkheiaformasjonen har blitt utsatt for mer omfattende deformasjon med hyppig gjennomsettende kløv og velutviklet skifrihet.

Sør i Skippervika ligger metasedimentære bergarter i kontakt med dioritt. Kontakten er her foldet (F2) og akseplankløv (S2) er utviklet både i de metasedimentære bergartene og i dioritten. Den konforme kontakten antyder at dioritten ligger som en laggang inne i øvre del av Bukkheiaformasjonen, og at bergartene er blitt foldet og deformert sammen. Ved Rødbergan er metasedimentære bergarter tilhørende Bukkheiaformasjonen eksponert. Disse bergartene er tolket til å ligge stratigrafisk konformt over dioritten og har her et dominerende fall mot nord og danner en mulig storskala synklinal (Figur 12). Selve dioritten inneholder flere sett med duktile skjærsoner (S1- S3), hovedsakelig orientert NØ-SV og NNW-SSØ til NNØ-SSV (se kap.3.5). På grunnlag av geometriske likheter kan disse skjærsonene korreleres med skjærsoner og forkastninger i Vannagruppen (S1-S2-S3).

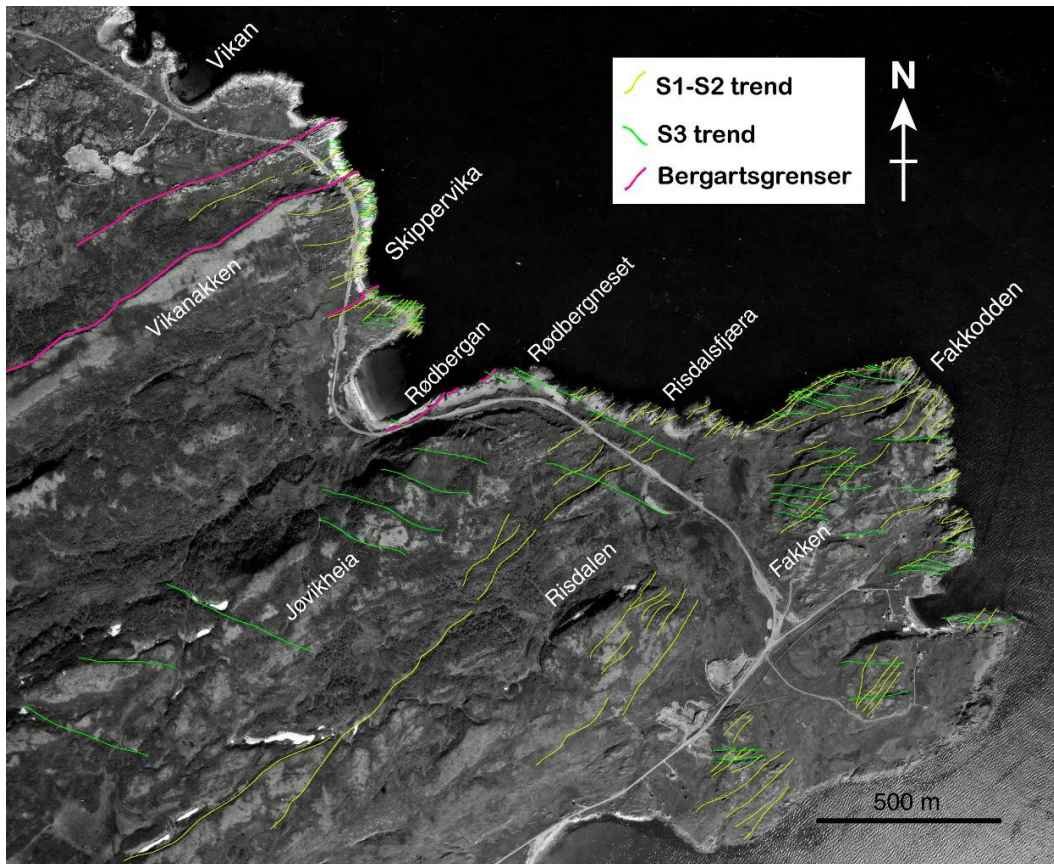
3.3 Makroskala strukturer

Studie av makro skala strukturer ble utført ved bruk av flybilder. Det ble benyttet Flyfoto 7005 (K 9 og K 10) fra Fjellanger - Widerøe AS, målestokk 1:25 000 tatt fra 2500 m.o.h. Digitale flybilder fra Norge i bilder er også benyttet samt satellitt foto fra Google Earth og berggrunnskart 1:250 000 (Roberts 1974; Opheim & Andresen 1989; Zwaan et al. 1998).

Flybilde over sørøstre del av Vanna viser at området i stor grad er overdekket av vegetasjon, men på tross av dette kan man lett studere og identifisere litologiske enheter og tektoniske lineamenter (Figur 28). Bukter (Jøvika ved Rødbergan), daler (sørvest av Rødbergan) og lokale høydevariasjoner (Vikanakken) ser ut til å være styrt av litologien og bergartenes ulike evner til å motstå erosjon. To dominerende hovedlineamenter er godt synlig i flybildet (Figur 28) og er tolket basert på deres strøk-retning. Disse lineamentene har en dominerende trend i) NØ-SV

Kapittel 3

(S1 og S2) som viser et anastomoserende mønster, og ii) NV-SØ (S3) som stedvis viser en echelon geometri.



Figur 28: Lineasjoner tolket i flybilde fra sørøstre del av Vanna. Merk S1-S2-lineamenter som lokalt viser anastomoserende mønster.

Nord for Rødbergan (i de metasedimentære bergartene) ser man i flybildet (Figur 28) S1-S2 lineamenter som både kutter og blir kuttet av S3-lineamenter, og det er vanskelig å anslå relativ alder mellom disse. Sør for Rødbergan, i dioritten, spesielt like sør for Rødbergneset, observeres at S1-S2 lineamenter bøyer av inn mot S3 (se kap 3.4.3). Dette kan indikere en aldersforskjell mellom lineamentene der S3 er yngre.

3.4 Mesoskala strukturer i Vannagruppen

Først defineres linesjoner, så gis en kort redegjørelse av deformasjonsstrukturer i Vannagruppen, deretter mer detaljert omtale.

Kapittel 3

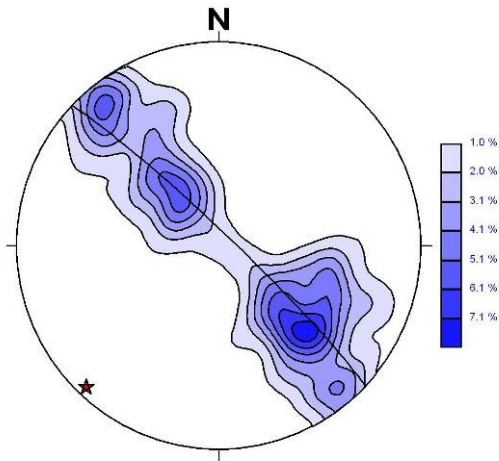
Lineasjoner er definert som kontinuerlige linjeformede strukturer i bergarter. I oppgaven nevnes ulike lineasjoner som minerallineasjoner, strekningslineasjoner og skjæringslineasjoner. Minerallineasjoner dannes på foliasjonsplan og har utseende som stripete aggregater av finkornede mineraler orientert på linje med hverandre, dannet ved mineralkrystallisasjon i en foretrukket orientering. Strekningslineasjoner er dannet av sammentrykte mineralaggregater som former lineasjoner definert av elongerte mineralkorn, orientert i strekningsretningen. Skjæringslineasjoner formes mellom lagning og kløv som følge av bevegelse mellom bergartsplanene (Davis & Reynolds 1996; Passchier & Trouw 1998).

D1-deformasjonsstrukturer omfatter asymmetriske mesoskala folder (F1) med horisontale NØ-SV strykende foldeakser og lagning hellende mot NV og SØ (Figur 29) med assosierte NV-SØ hellende akseplankløv (S1) (Figur 30, Figur 31). Skråstilte lineasjoner (L1) opptrer på lagflater og kløvplan og duktile og semiduktile skjærsoner (S1) er orientert parallelt med S1-kløv og har et dominerende steilt fall (Figur 32).

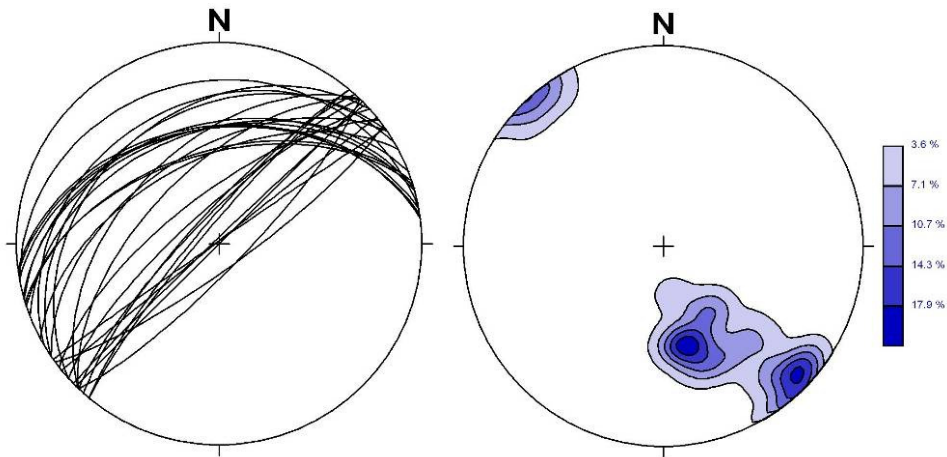
D2-deformasjonsstrukturer består av folder (F2) med ca. 30° NØ- moderat stupende foldeakse lokalisert nær foldeflankene til F1 (Figur 33). Assosiert subvertikal NØ-SV strykende akseplankløv (S2) (Figur 34) er dannet parallelt med S1 (Figur 30, Figur 31). Tilhørende steile sinistrale skjærsoner (S2) er dannet subparallelt med S1-skjærsoner (Figur 32, Figur 35). Lineasjoner (L2) har horisontal orientering og opptrer på lagflater i S2-skjærsoner (Figur 35).

D3-deformasjonsstrukturer ses som små-folder (F3) med omtrent 40° Ø-stupende foldeakse (Figur 36) og tilhørende akseplankløv (S3) med fall mot N (Figur 37). Karbonatfylte duktile/semiduktile skjærsoner (S3) har strøk V-Ø med hovedsakelig steilt fall mot N, og lineasjoner (L3) på lagflater i S3-skjærsoner viser horisontal til subhorisontal orientering (Figur 38).

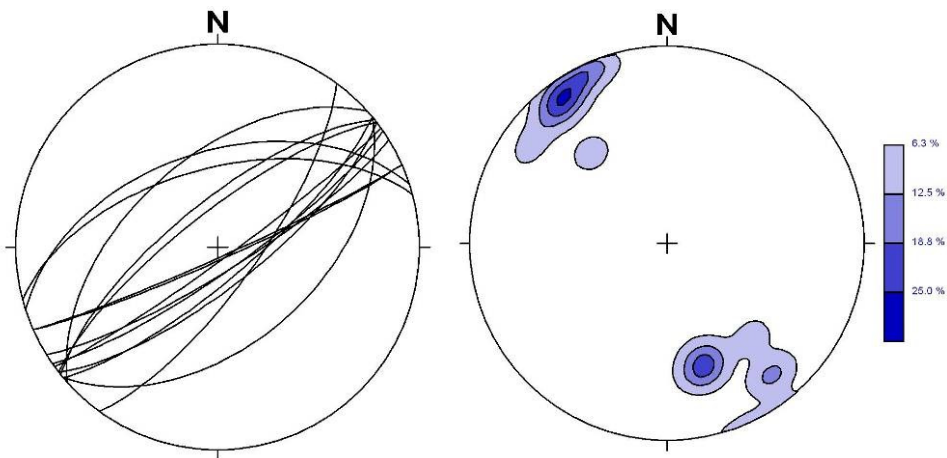
I feltområdet har deformasjon stedvis utvasket primær lagning (S0), men lagningen er å finne på flere lokaliteter langs strandprofilen. D1-deformasjonsstrukturer er de mest fremtredende strukturene langs strandprofilen. D2 er stedvis overskygget av D1 og D3, og D2 er derfor mindre fremtredende, mens D3-deformasjonsstrukturer lokalt opptrer som små-folder (F3).



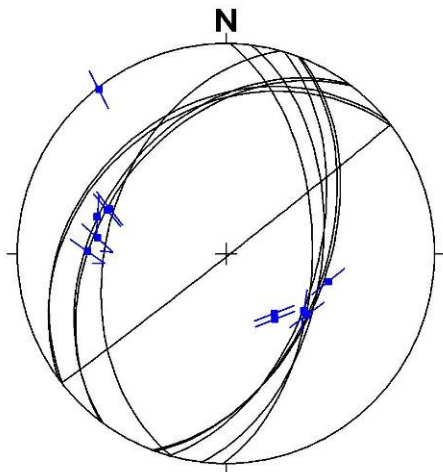
Figur 29: F1-folder i metasedimentære bergarter vist som konturerte poler og beregnet β -akse (rød stjerne) basert på foldede lagplan, vist i Schmidt stereonett. n=295



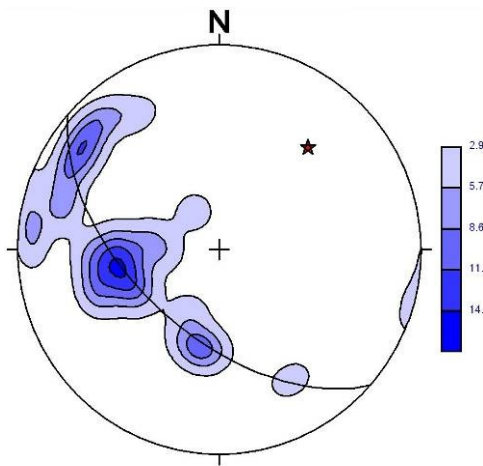
Figur 30: Akseplankløv (S1) i Tinnvatnformasjonen, plottet som storsirkler og konturerte poler i Schmidt stereonett. n=28



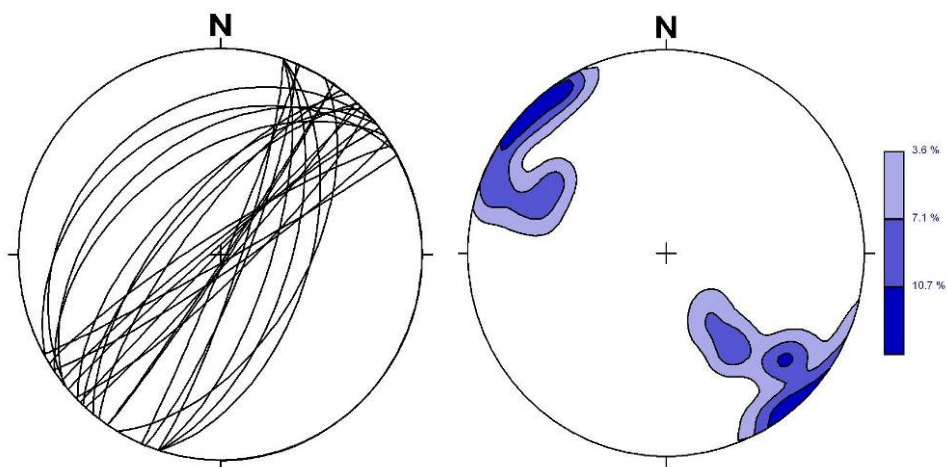
Figur 31: Akseplankløv (S1) i Bukkheiaformasjonen, plottet som storsirkler og konturerte poler i Schmidt stereonett. n=16



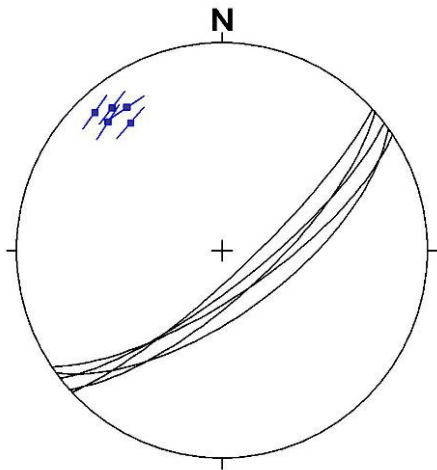
Figur 32: S1-skjærsoner plottet som storsirkler og med L1-lineasjoner uttrykt som slip-linear data. I et slip-linear plott definerer punktet polen til skjærplanet og pilen angir M-planet (movement plane) eller bevegelsesplanet (se Marshak & Mitra 1988). n=11



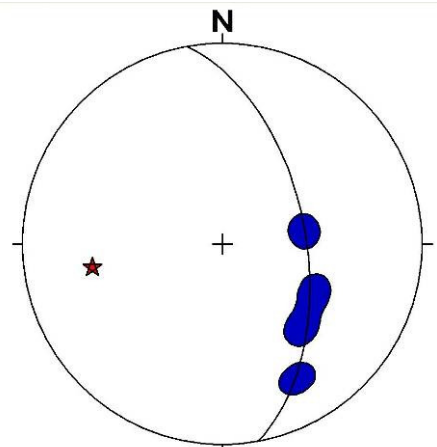
Figur 33: Plott av poler til F2-foldede lagplan fra sør i Skippervika. Rød stjerne angir beregnet β -akse basert på foldede lagplan. n=39.



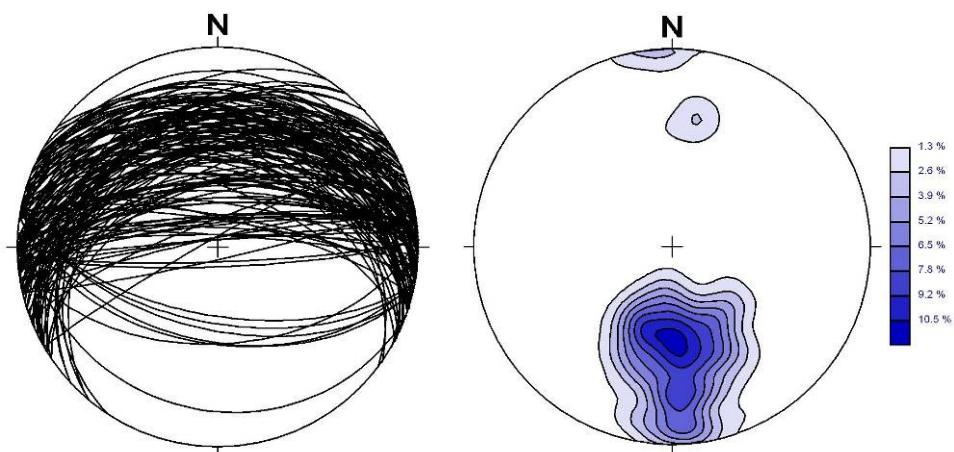
Figur 34: Akseplankløv (S2) fra sør i Skippervika, plottet som storsirkler og konturerte poler i Schmidt stereonett. n=29



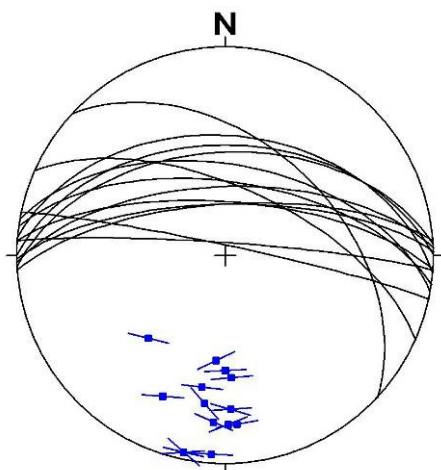
Figur 35: S2-skjærsoner sør i Skippervika, plottet som storsirkler og med L2 minerallineasjoner uttrykt som slip-linear data. n=5.



Figur 36: Plott av poler til F3-foldede lagplan fra Skippervika. Rød stjerne angir beregnet β -akse basert på foldede lagplan. n=4.



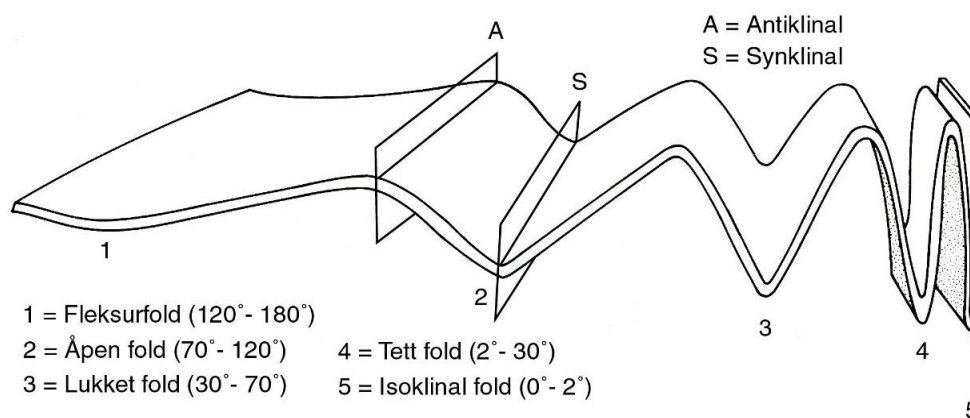
Figur 37: S3-akseplankløy plottet som storsirkler og polplott. n=153



Figur 38: S3-skjærsoner plottet som storsirkler og med L3 slickenlines. n=16

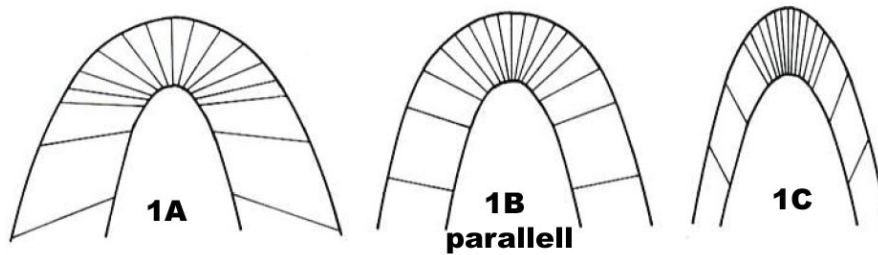
3.4.1 Deformasjonsstrukturer, D1

D1 er dominert av opprette asymmetriske SØ-vergerende folder (F1). Foldene har en undulerende tilnærmet horisontal foldeakse i de metasedimentære bergartene, mot NØ og SV (Figur 29). I Tinnvatnformasjonens kompetente sandsteiner er F1-foldene åpne (Figur 9, Figur 39) og kan klassifiseres som konsentriske 1B-folder etter Ramsay (Figur 40, Ramsay & Huber 1987). I Bukkheiaformasjonen, i leirskifre som er mindre kompetent, opptrer tette asymmetriske F1-folders med fortykkede hengselssoner og fortynnete flanker klassifisert til klasse 2 og 3 etter Ramsay (1987) (Pettersen 2007). Foldene har flanker med slakt til steil fall mot NV mens de SØ hellende flankene viser et relativt konsekvent steilt fall (Figur 29). Man kan således si at foldenes geometri og tetthet mellom foldeflankene ser ut til å være styrt av kompetansen til bergartene (se kap.5.2.1).

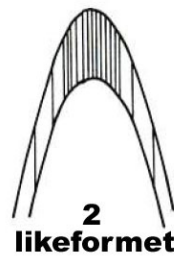


Figur 39: Klassifisering av folder basert på vinkelen mellom foldeflankene. Modifisert etter Rowland & Duebendorfer (1994).

Klasse 1, konvergerende isogoner



Klasse 2



Klasse 3, divergerende isogoner



Figur 40: Ramsays klassifisering av folder (1987). Isogoner forbinder punkter med lik vinkel på hver side av et foldet lag. Klasse 1 har konvergerende isogoner der indre og ytre bue i folden har ulik form. Klasse 1A viser sterkt konvergerende isogoner med tykkere foldeflanker enn hengselsone. Klasse 1B viser isogoner vinkelrett på lagning med samme foldetykkelse gjennom hele folden. Klasse 1C viser svakt konvergerende isogoner og tynnere foldeflanker enn hengselsone. Klasse 2 viser parallelle isogoner i likeformet fold. Klasse 3 viser divergerende isogoner. Modifisert etter Ramsay & Huber (1987).

F1-foldene har en gjennomsettende kontinuerlig akseplankløyv (S1) som opptrer ulikt i Tinnvatnformasjonen og Bukkheiaformasjonen. I Tinnvatnformasjonens kompetente sandsteinener er S1 godt utviklet med moderat til steilt fall NNV (Figur 30). Denne kløyven har stedvis utvasket primær lagning og mot nord i formasjonen er det problematisk også å identifisere F1-foldere pga at flanker og hengselsoner er kuttet av kløyven. I Skippervika er det imidlertid lett å identifisere folding og primær lagning. Her ligger sand- og leirstein i vekslende lag og S1 opptrer som kontinuerlig kløyv. S1 er også godt utviklet i Bukkheiaformasjonen med steilt fall mot NV-SØ, men hyppigst omtrent 80° fall mot SØ (Figur 31).

F1-foldene i Vannagruppen viser vekslende antyklinal og synklinal geometri. Dette ser man blant annet i Skippervika der flankene til en antyklinal er blottet. Denne antyklinalen er kuttet av flere duktile- / semiduktile NØ-SV strykende skjærsoner (S1- S2). Disse skjærsonene er hyppig repeterte og er å finne gjennom hele strandblotningen i de metasedimentære bergartene. De opptrer parallelt med S1-akseplankløyven og også stedvis langs foldeflankene til F1-foldene som faller mot NV og SØ. S1- og S2-skjærsoner og kløyv er ofte parallelle i samme planet og

Kapittel 3

kan derfor være vanskelig å skille (Figur 30, Figur 31 og Figur 34), men S1-skjærsoner har generelt et slakere fall enn S2-skjærsoner (Figur 32 og Figur 35).

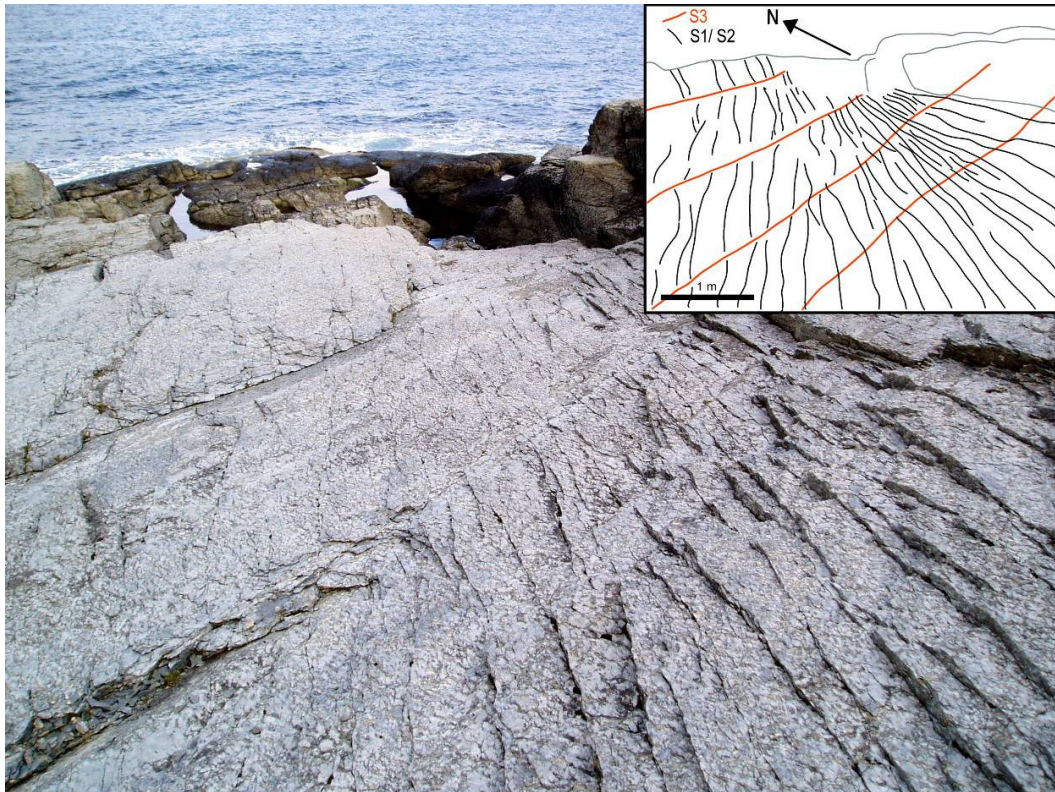
I feltområdet er det er sparsomt med lineasjoner (L1) relatert til D1, men der de er observert ligger de skrått enten i planet S0, på flankene til F1-foldene, eller langs S1 (Figur 32). Den skrå orienteringen av liniasjoner relativt til strøket, sammen med asymmetrien til F1-foldene, antyder at de er dominerende reversforkastninger (se kap.5.2.1).

En foreløpig deltolkning av D1-deformasjon ut fra min beskrivelse, er at horisontal asymmetrisk NØ-SV folding mest sannsynlig er dannet som følge av *pure-shear strain*. Dette diskuteres nærmere i kapittel 5.2.1.

3.4.2 Deformasjonsstrukturer, D2

D2-deformasjonsstrukturer er mindre fremtredende enn D1, men det fins flere gode eksempler fra feltområdet (Figur 22). F2-foldene har samme trend som F1-foldene, men foldeaksene har konsekvent steil (40°) stupning mot NØ (Figur 33). F2-foldene er likeformede med fortynnete flanker og fortykket hengselssone med parallell akseplankløv. Etter Ramsay (1987) kan disse klassifiseres som klasse 2 (Figur 40). F2-folden i Figur 22 viser folding av metasedimentære bergarter - dioritt kontakten med steile flanker subparallelt med akseplanet (S2). F2-folden viser konsekvent S-geometri og denne foldegeometrien indikerer sinistral bevegelse langs akseplanet.

S2-akseplankløv er utviklet langs flankene til F1-foldene, tilnærmet parallelt med S1, og kutter lokalt primær lagning (S0) (Figur 22). Kløven har moderat til steilt fall fra 30° mot NV, til 50° mot SØ og et noe mer NØ-SV strøk enn S1 (Figur 30, Figur 31 og Figur 34). Siden S1 og S2 stedvis overlapper i orientering, kan det være vanskelig å skille mellom disse, men det er nærliggende å anta at også S2 er representert gjennom hele feltområdet. I den mindre kompetente, finkornige delen av Bukkheiaformasjonen kan man se tett S1- S2- kløv (Figur 41) som her fullstendig har utvasket primære lagstrukturer.



Figur 41: Fotoet viser sand-/ siltstein i nedre del av Bukkheiaformasjonen. Gjennomsettende bruddplan S1-S2 og S3, er godt utviklet.

Skjærsoner relatert til D2 (S2) har omtrentlig sammenfallende strøk med S1-skjærsoner men har et noe steilere fall (Figur 32 og Figur 35). Disse duktile/ semiduktile skjærsonene har en NNØ strøkorientering og opptrer spesielt ved litologiske overganger som mellom Tinnvatnformasjonen og Bukkheiaformasjonen, og kontaktsonen mellom metasedimentære bergarter og dioritt sør i Skippervika. S1- og S2-skjærsoner danner et anastomoserende mønster som er tydelig i kontaktsonen mellom Bukkheiaformasjonen og Tinnvatnformasjonen. Sør i Skippervika kutter S2-skjærsoner lokalt gjennom den steile lagningen eller forskyver den med en rampe flate geometri i horisontalsnitt.

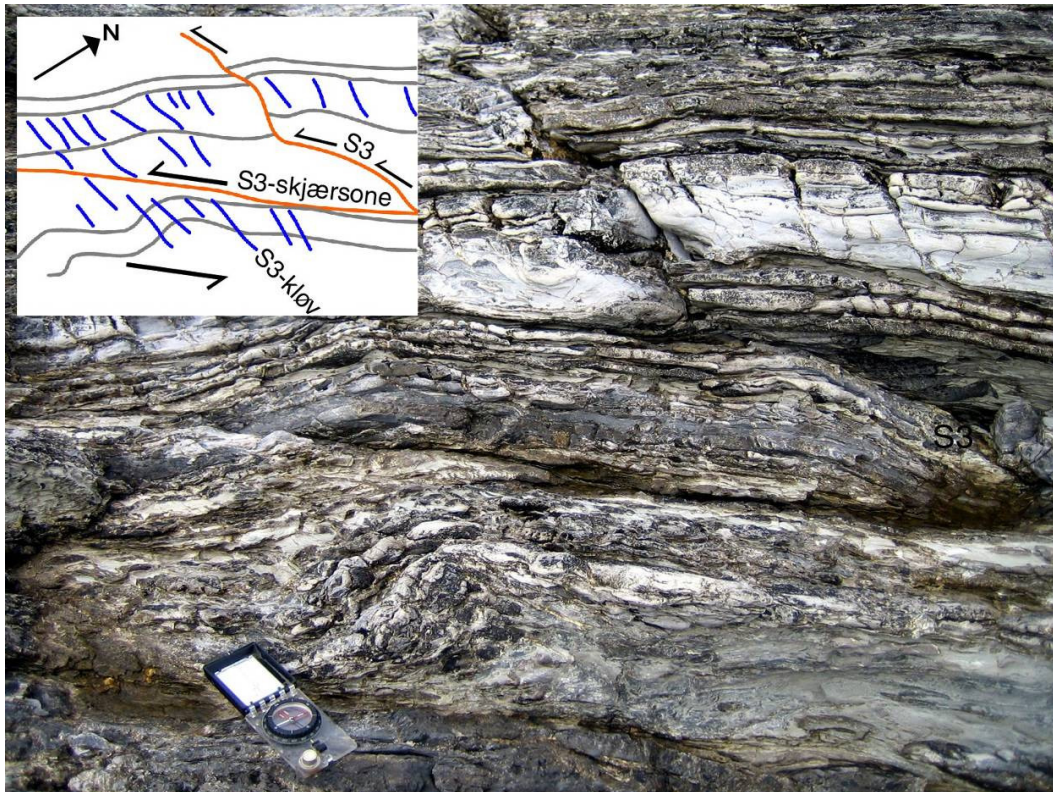
Minerallineasjoner (*slickenlines*) (L2) ligger tilnærmet horisontalt på lagflatene til F2-folder eller S2-skjærsoner (Figur 35). Dette indikerer at skjærsonene har en sidelengs bevegelse. Den foldede kontaktsonen mellom Bukkheiaformasjonen og dioritt sør for Skippervika plotter som F2-fold i Schmidt stereonett (Figur 22; Figur 33) og geometrien antyder en sinistral bevegelse. Dette viser at L2 sannsynlig også er dannet ved sinistral bevegelse (se kap.5.2.2).

Kapittel 3

En foreløpig deltolkning ut fra beskrivelsen, er at D2-deformasjonen er dannet som følge av sinistral *simple shear* parallelt med akseplanet. Dette blir testet og diskutert nærmere i kapittel 5.2.2.

3.4.3 Deformasjonsstrukturer, D3

F3-folder utgjør små åpne asymmetriske likeformede folder (oftest med S-geometri), med en foldeakse moderat stupende mot øst, og opptrer mellom lagflatene til F1 og F2 folder (Figur 36, Figur 42). Foldene er godt synlig i Skippervika og på Rødbergan, og disse klassifiseres til klasse 2 etter Ramsay (1987) (Figur 40). Ut fra geometrien til F3-foldene tolker jeg at foldingen har skjedd ved sinistral bevegelse langs lagflatene.

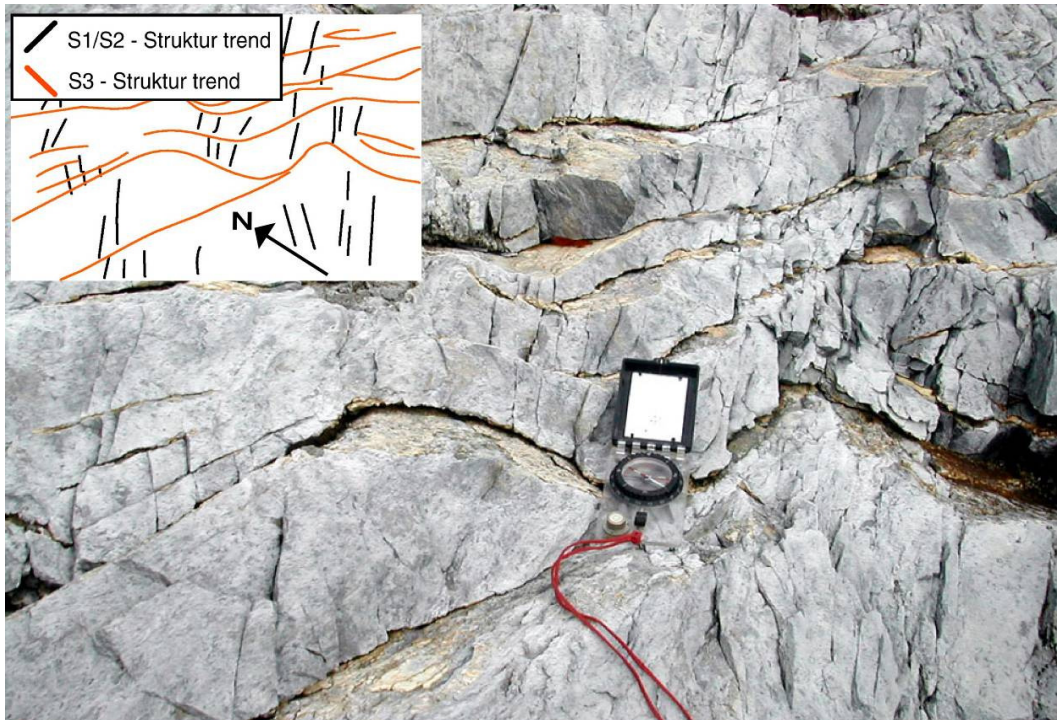


Figur 42: Intern F3-folding av lagplan i metapsamitter og siltsteiner fra Skippervika. S3-skjærsoner viser intern rampe-flategeometri.

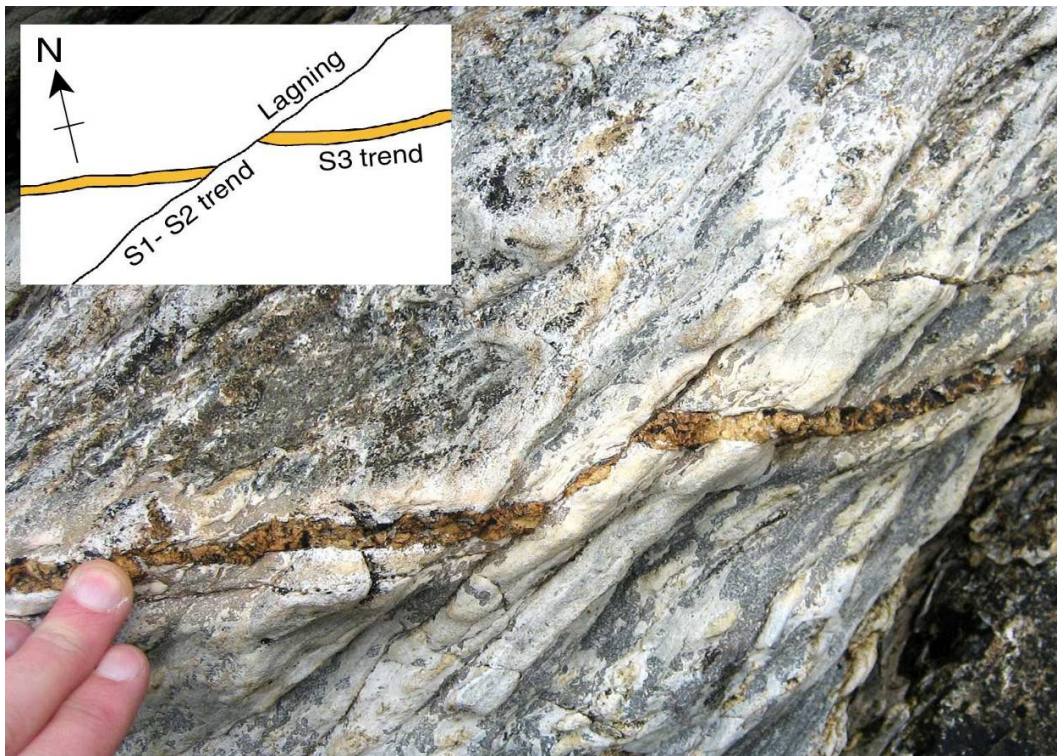
Akseplankløv (S3) er godt utviklet som distinkte plan eller bruddsoner og har oftest et dominerende moderat til steilt fall mot nord (Figur 37). Denne akseplankløven er oftest innfylt med karbonat (Figur 43). På Rødbergan opptrer S3-plan som ca 1 cm tykke karbonatårer som kutter lagparallele S1-S2-planstrukturer og som ved kløvrefraksjon endrer orientering mellom ulike lagparallele litologier (Pettersen 2007). Karbonatårene er også kuttet og forskjøvet av lagparallele S1-S2-kløvplan i leirskifer (Figur 44). Denne forskyvningen langs lagningen av

Kapittel 3

karbonatfylte S3-plan, kan tolkes til at S1-S2 har vært reaktivert med en sinistral bevegelse (se kap.5.2.3).



Figur 43: Karbonatfylte akseplankløy (S3) i siltstein fra Skippervika.



Figur 44: Karbonatfylte akseplankløy (S3) i leirskifer som viser forskyvning definert av bevegelse langs lagparallelle S1-S2.

Kapittel 3

L3-minerallineasjoner (*slickenlines*) opptrer på S3-skjærplan og er tilnærmet horisontal (Figur 38). Dette viser at sidelengs-bevegelse langs S3-planet er vanlig i de metasedimentære bergartene. Jfr. tolkning av F3-foldene, så er sidelengs-bevegelsen sinistral.

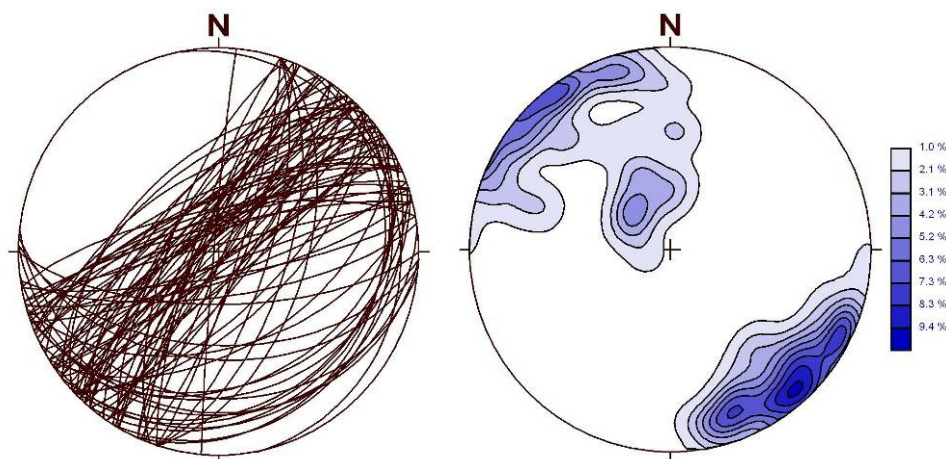
Ut fra beskrivelsen er det en foreløpig deltolkning at D3-deformasjon er dannet ved *simple-shear* sammenfallende med D2-deformasjon, men de strukturene som dannes har en vinkel til S1- S2. F3-folder kan være dannet som følge av skjærbevegelse og rotasjon av F1-folder, eller at nye folder utvikles i foldelagstillingen. Dette omtales nærmere i kapittel 5.2.3.

3.5 Mesoskala strukturer i dioritten

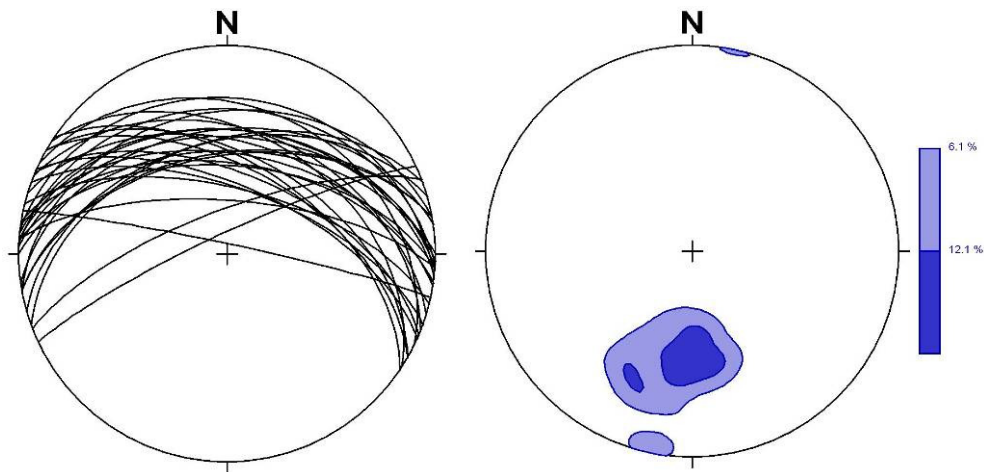
3.5.1 Duktile skjærsoner

Dioritten har i likhet med Vannagruppens metasedimentære bergarter mottatt omfattende deformasjon representert ved duktile skjærsoner og disse har flere strukturelle likhetstrekk. De mest fremtredende er NØ-SV strykende (S1-S2-skjærsoner, Figur 45) og Ø-V strykende (S3 skjærsoner, Figur 46).

Deformasjonen opptrer derimot noe ulikt i dioritten og i de metasedimentære bergarter. Dette kan skyldes ulik kompetanse i bergartene. I kontaktsonen til metasedimentære bergarter er dioritten lokalt forskjøvet og foldet, og det observeres også folding av duktile/ semiduktile mylonittiske skjærsoner inne i dioritten.



Figur 45: Duktile skjærsoner (S1-S2) i dioritten plottet som storsirkler og konturerte poler i Schmidt stereonett. n=96

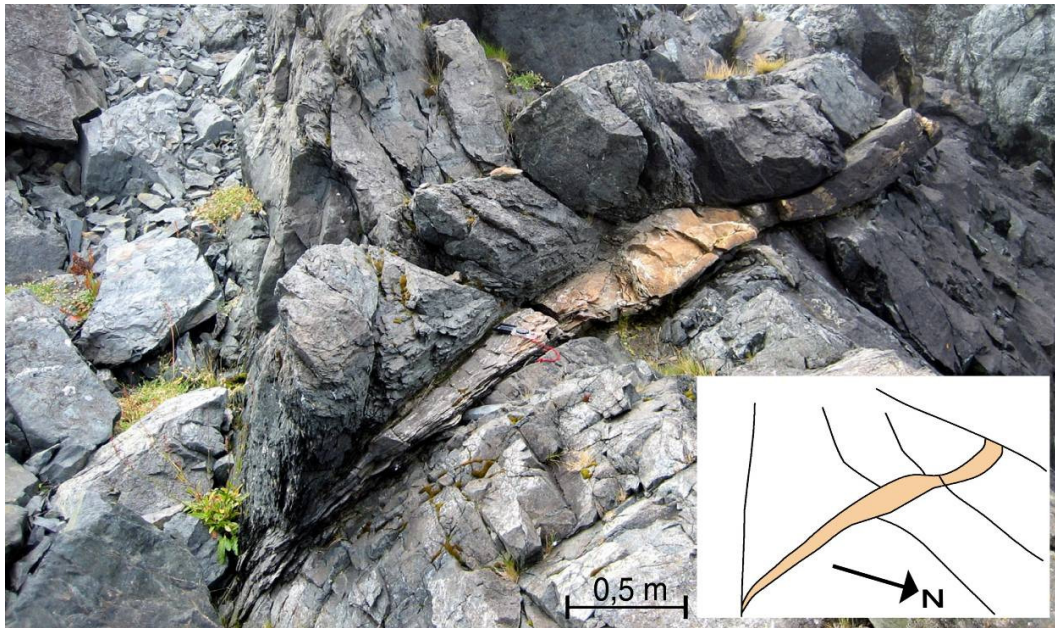


Figur 46: S3-skjærsoner i dioritten plottet som storsirkler og konturerte poler i Schmidt stereonett. n=33

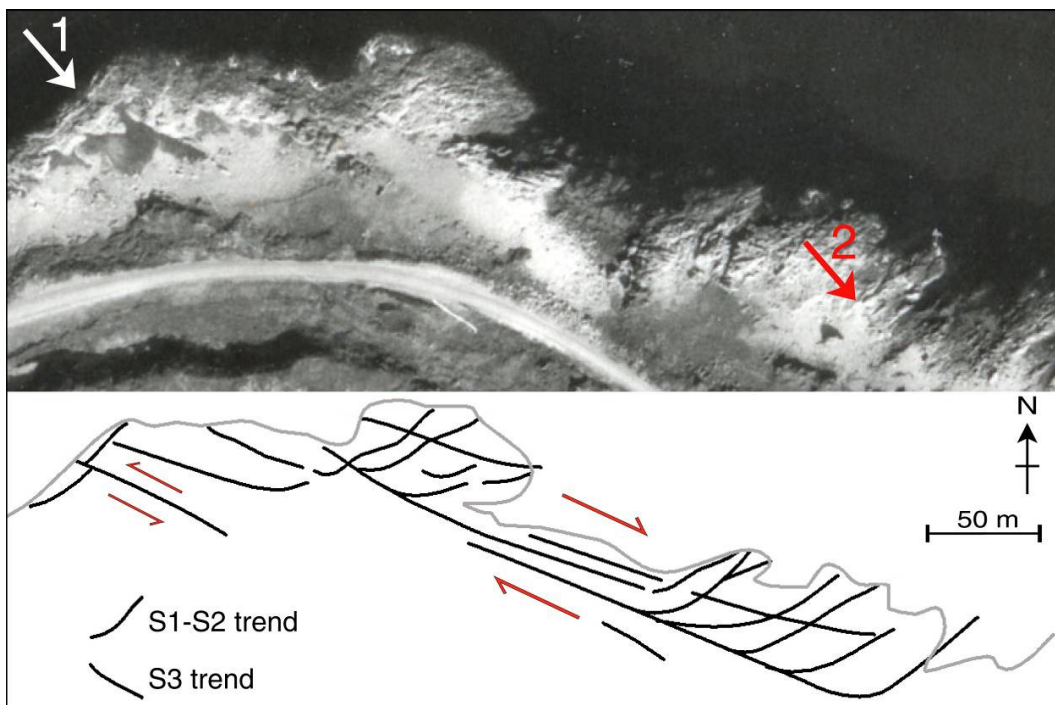
Antatte S1- og S2-skjærsoner er sammenfallende i dioritten og det er vanskelig å skille mellom disse. S3-orienterte skjærsoner har generelt en varierende mektighet og er ofte karbonatfylte (Figur 47). Ved Rødbergneset og i Risdalsfjæra er S3-skjærsonene stedvis karbonatfylte og er lokalt varierende sprø til semiduktil. Ved disse lokalitetene observeres duktile/semiduktile S1-S2-skjærsoner som bøyer av inn mot S3 (Figur 48, Figur 49). Avbøyde S1-S2-skjærsoner kan tyde på at S1-S2-bruddsystemet er dreid. Mine metamorfoseberegninger (se kap.4.3 for nærmere beskrivelse) kan antyde at S1-S2 er dannet på overgangen mellom sprø og duktil deformasjon (Davis & Reynolds 1996), noe som indikerer at både sprø og duktile skjærindikatorer kan opptre sammen, bl.a. dragfolding av S1-S2 mot en semi-duktil forkastningssone.

Langs strandlinjen nord for Fakken viser S1-S2-skjærsoner et anastomoserende geometrisk mønster (Figur 28) med steilt fall. S1-S2-orienterte skjærsoner på Fakken har en bredde på opptil over 10 meter (Figur 26) og en utstrekning på flere hundre meter, og består av stedvise ultramylonittiserte bergarter som oftest viser sinistral forskyvning. S1-S2-skjærsonene inneholder også asymmetriske linser av mer homogen dioritt i ultramylonittisk matriks. I flere av skjærsonene kan man se at de homogene dioritt-linsene er omdannet til epidot og at linsene har en tydelig asymmetri med utviklede trykkskygger (Figur 50). Asymmetrien og vergensen antyder konsekvent sinistral bevegelse og kinematikk.

Kapittel 3



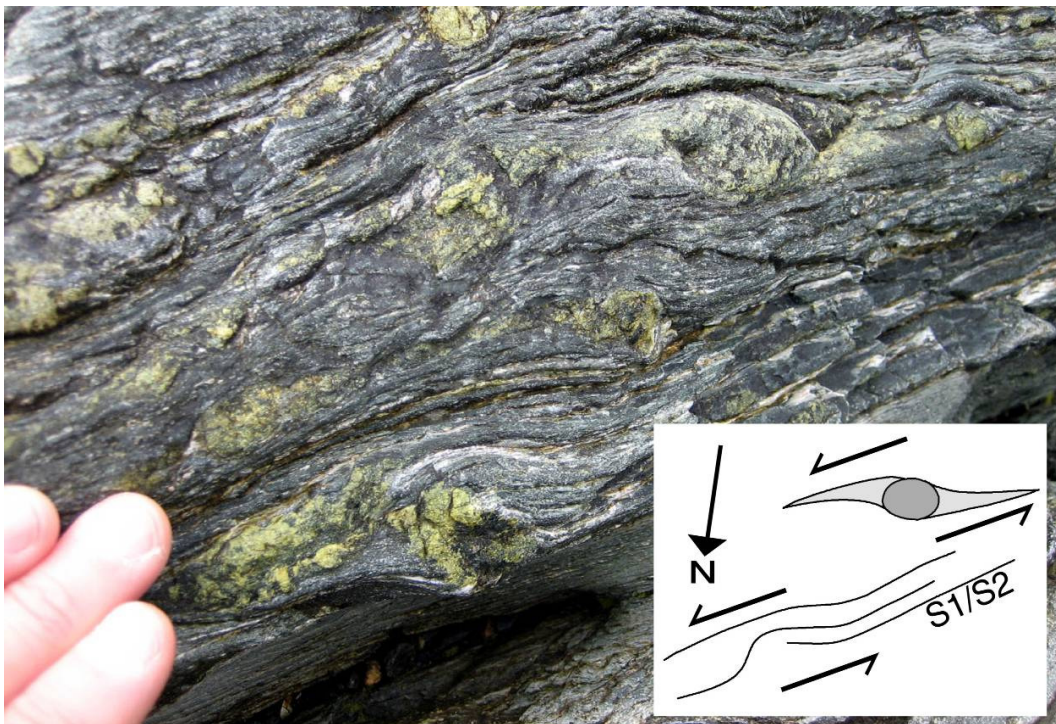
Figur 47: Forgrenet og kuttende kvarts og karbonatholdig skjærsoner (S3) på Fakkodden med orientering V-Ø til NV-SØ.



Figur 48: Flybilde over Rødbergeset og Risdalsfjæra med tolkning av lineamenter observert i flybilde og felt. Pil 1) viser til lokalitet hvor metasedimentære bergarter i kontakt med dioritt forskyves av skjærsoner (S3) (se kap.3.5.2). Pil 2) viser til lokalitet hvor S1-S2-skjærsoner foldes inn mot S3-skjærsoner (se Figur 49).



Figur 49: Foto av foldede S1-S2-skjærsoner i Risdalsfjæra (lokaliteten er indikert med pil 2 i Figur 48).



Figur 50: Subhorisontalt orientert snitt fra steil S1-S2-skjærsoner i dioritt. σ -type epidotporfyrroklaster med svakt kurvet hale. Asymmetrisk fold viser sinistral forskyvning (Twiss & Moores 1992).

I tilknytning til og i S1-S2-skjærsoner opptrer kvarts-feltspatiske bergarter / xenolitter av metasedimentære bergarter og eventuelt gneis. Dette blir beskrevet nærmere sammen med mineralkjemiske analyser i kapittel 4.2.4.

3.5.2 Skjærsone - indikatorer

I den ca. 10 m brede skjærsone ved Fakkodden er det observert interne skjærsoner med to sett kløvplan (Figur 51) orientert skrått på hverandre. Hovedsettet utgjør den mylonittiske foliasjonen (S1-S2) definert av amfibol + kloritt, som avbøyes og forskyves av det andre kløvsettet. Det andre kløvsettet har omtrent 35° vinkel mot den mylonittiske foliasjon.



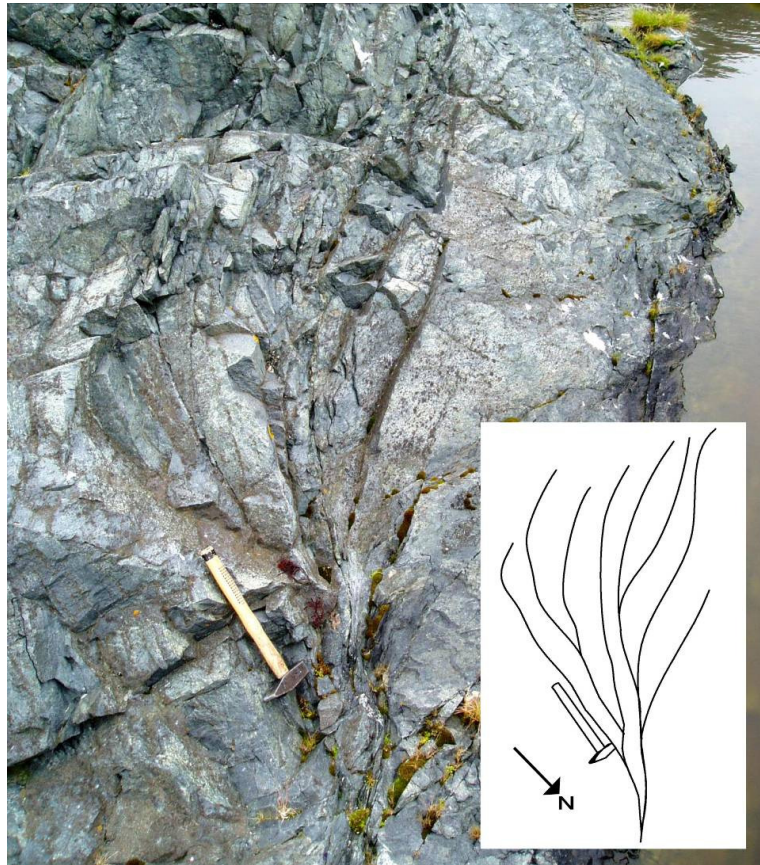
Figur 51: Horisontalsnitt viser S-C' tektonitt i ca. 10 m bred duktil steil S1-S2-skjærsone på Fakkodden.

Fra litteraturen er det beskrevet mylonitter som har godt utviklet foliasjon (S) dannet subparallelt med skjærsone. Samtidig med foliasjonen (S) kan det dannes en eller flere kløvplan skrått (15-35°) til foliasjonen (C- C') som viser en liten skjærforskyvning av S-foliasjonen. Foliasjonen S og C dannes samtidig mens C' dannes senere i utviklingen av mylonitten (Passchier & Trouw 1998; Van der Pluijm & Marshak 2004).

Jeg tolker disse strukturene (Figur 51) som S-C' strukturer (Van der Pluijm & Marshak 2004). Et viktig argument for dette er forskyvning av S-planet der C' således viser til en senere utvikling av mylonitten. Orienteringen av foliasjonene som ligger subparallelt med- og skrått i forhold til hovedskjærplanet, stemmer med beskrivelsen av S-C' gjort av Passchier & Trouw (1998). På bakgrunn av disse assosiasjonene er det nærliggende å tolke denne som en S-C' struktur (Passchier & Trouw 1998). S-C' strukturer ses ved flere lokaliteter i Risdalsfjæra og på Fakkodden, og er assosiert med de mylonittiske bergartene i diorittskjærsone.

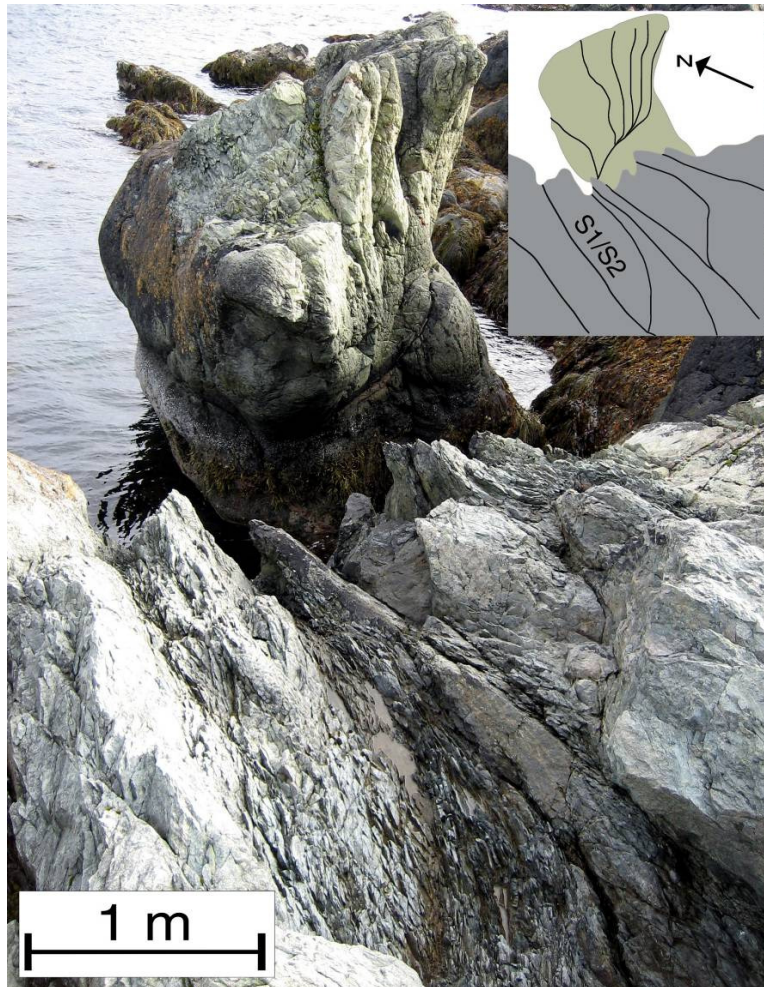
Kapittel 3

I horisontalsnitt viser skjærsoner (S1-S2) lokalt vifteformet og anastomoserende geometri der sammenkoblede skjærplan dør ut i strøkretingen (Figur 52). I vertikalsnitt blir ofte de anastomoserende skjærsonene (S1-S2) steilere mot dypet, og de forgreiner seg fra et eller flere hovedskjærplan (Figur 53).



Figur 52: Fotoet viser forgrenede orienteringsmønstre langs S1-S2-skjærsoner i dioritt på Fakkodden.

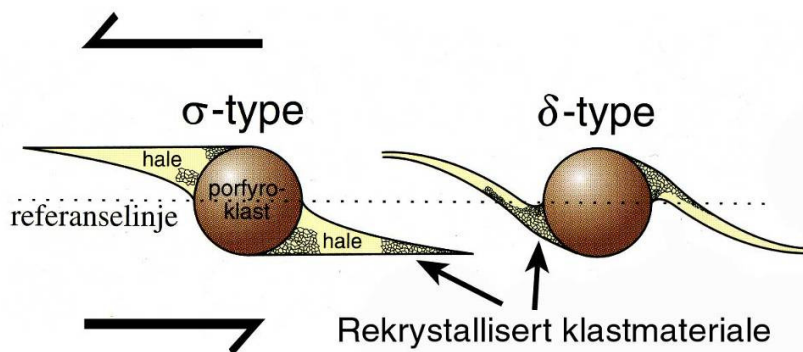
Tilknyttet strøkforkastninger er det fra litteraturen beskrevet at bevegelse fra et hovedskjærplan til et annet kan skje langs forbindende skjærplan. Denne sammenkoblingen kan dø ut og nye koblinger dannes. Hvert forbindende skjærplan er sammenkoblet med hovedskjærplanet i dypet. Avgjørende om det er forkortning eller strekning på tvers av strøkforkastningen, vil det dannes transpressive- eller transtensive soner. I en transpressiv sone vil det kunne dannes positiv blomsterstruktur med en revers dip-slip komponent, mens transtensjon vil kunne danne negativ blomsterstruktur med normal dip-slip komponent. Begge strukturer danner forkastningsisolerte bergartskropper som i begge endene er forbundet med hovedskjærplanet og beskrevet som *strike-slip dupleks* (Davis & Reynolds 1996; Van der Pluijm & Marshak 2004).



Figur 53: Fotoet vier anastomoserende S1-S2-skjærsoner som blir steilere mot dypet, fra Risdalsfjæra i dioritten.

Den vifteformete geometrien (Figur 52), sammen med kinematiske observasjoner (Figur 53) antyder at dette er en positiv blomsterstruktur (Van der Pluijm & Marshak 2004). Denne strukturen er observert ved flere lokaliteter i feltområdet og det er vanlig at S1-S2-skjærsoner viser anastomoserende geometri i kartsnitt (Figur 28).

I mylonittisert dioritt i S1-S2-skjærsonene i Risdalsfjæra finns aggregater av epidot omgitt av finere matriks (Figur 50). Aggregatene har haler med mineralsammensetning som avviker fra matriks. Halene er kileformet med tilnærmet flat topp og kurvet inn mot en tenkt referanselinje som går gjennom aggregatet, parallelt med foliasjon (Figur 54).



Figur 54: Illustrasjon av roterte porfyroklaster med rekrystallisert hale ved sinistral bevegelse. Modifisert etter Fossen & Gabrielsen (2005).

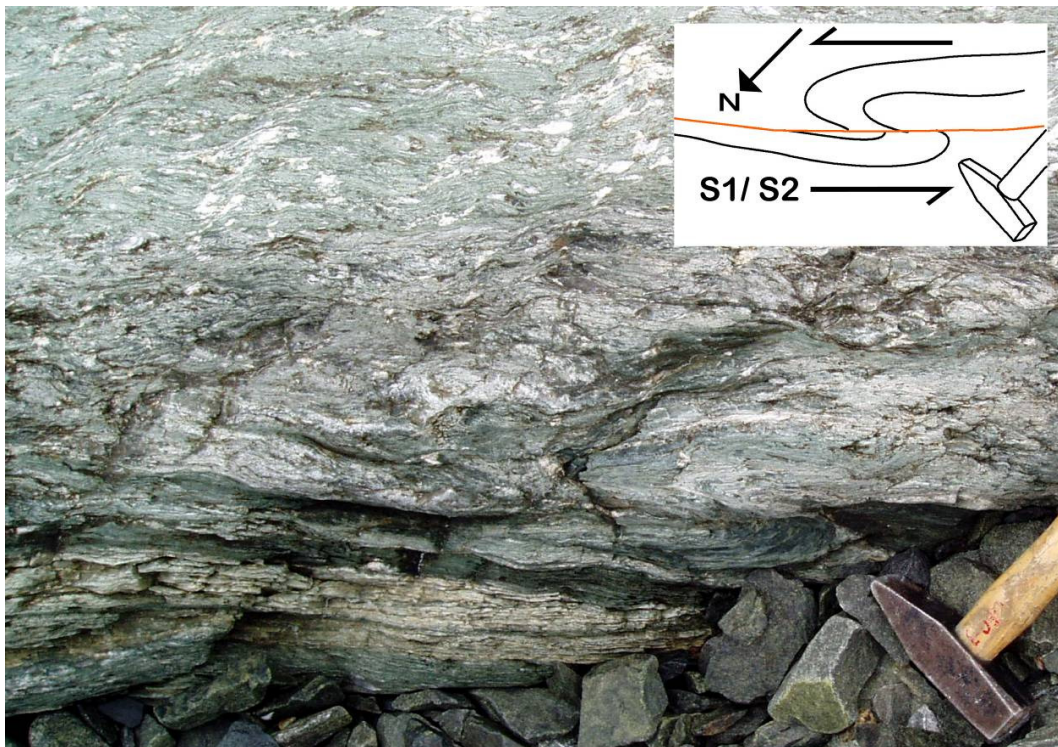
Epidot-aggregatene kan ha fungert som rigide ansamlinger i skjærsonen. Halene er således dannet som følge av en synkinematisk metamorf reaksjon, eller kan bestå av allerede eksisterende svekkede mineralkorn (Van der Pluijm & Marshak 2004). To typer aggregat-hale komplekser er beskrevet i litteraturen: σ -type og δ -type der geometrien til disse definerer grad av rotasjon. σ -type er karakterisert av en kileformet hale som ikke krysser referanselinjen (Figur 54). δ -type er derivert fra σ -type der en svakt kurvet hale videre roteres relatert til bevegelsen i skjærsonen (Davis & Reynolds 1996; Van der Pluijm & Marshak 2004).

Epidot aggregatene er gode skjær-indikatorer fordi geometrien til halene angir rotasjonsretning og den interne bevegelsen i skjærsonen. Den roterte geometrien (Figur 54) sammen med kinematiske observasjoner (Figur 50) antyder at epidot aggregatene representerer σ -type porfyroklaster med en rotasjon mot klokken som underbygger en sinistral bevegelse i S1-S2-skjærsonen. Dette antyder også at epidot i skjærsonen er deformert og kan tolkes dertil at epidotisering av plagioklas er yngre enn S1-S2-skjærsonen (for metamorf omvandling av plagioklas, se kap.4.2.1).

I tilknytning til S1-S2-skjærsonen ses flere intrafoliale, asymmetriske tette S-formede folder (Figur 50, Figur 55, Figur 56). Disse foldene ses vanligst i horisontalplan. Flankene til disse foldene ligger langs skjærsonen og foldenes geometri indikerer sinistral skrå bevegelse. Folden i Figur 55 har en subvertikal stupende foldeakse mot Ø og skjærsonen som strukturen knyttes til har orientering NØ-SV med steilt fall (Figur 45).



Figur 55: Horisontalsnitt viser S-formet folding av kvartsfeltspatisk lag i dioritt i S1-S2-skjærsone på Fakkodden. Foldeaksen er subvertikal mot Ø. Kompassnål indikerer retning N.



Figur 56: Horisontalsnitt av mylonittisk duktile bergarter i steil S1-S2-skjærsone på Fakkodden.

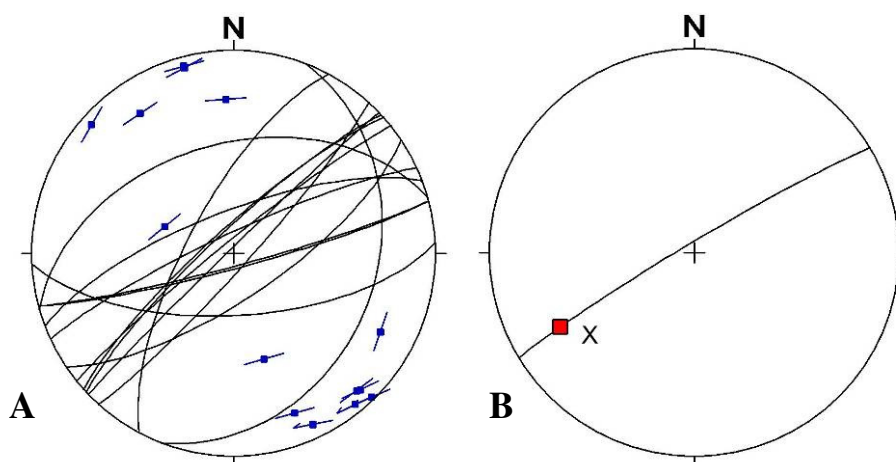
På mylonittiske folierte lagflater i den største skjærsonen (S1-S2) på Fakkodden finner man skrått orienterte minerallineasjoner (Figur 57, Figur 58A) av aktinolitt og kloritt, og strekningslineasjoner (LS-tekonitt; Figur 59). Sammen med minerallineasjoner, observeres

Kapittel 3

det også *slickensteps* på vertikal vegg (Figur 57), noe som indikerer at S1-S2-skjærsonene har skrå sinistral bevegelse (Figur 58A). Strekningslineasjoner er målt direkte i felt og har orientering 241/26 i et plan med orientering 239/86 (Figur 58B, se kap.5.3.1 for nærmere omtale). Denne typen LS-tekonitt kan være dannet ved at bergartene ble utsatt for *strain* ved forkortning og sidelengs skjær (Twiss & Moores 1992).



Figur 57: Vertikalsnitt av kvartsfeltspatiske bergarter i duktil S1-S2-skjærsonene med skrå orienterte minerallineasjoner og *slickensteps*.



Figur 58: A) S1-S2-skjærsoner, plottet som storsirkler, og med minerallineasjoner (slip-linear) L1-L2. Plottet i Schmidt stereonett. n=14

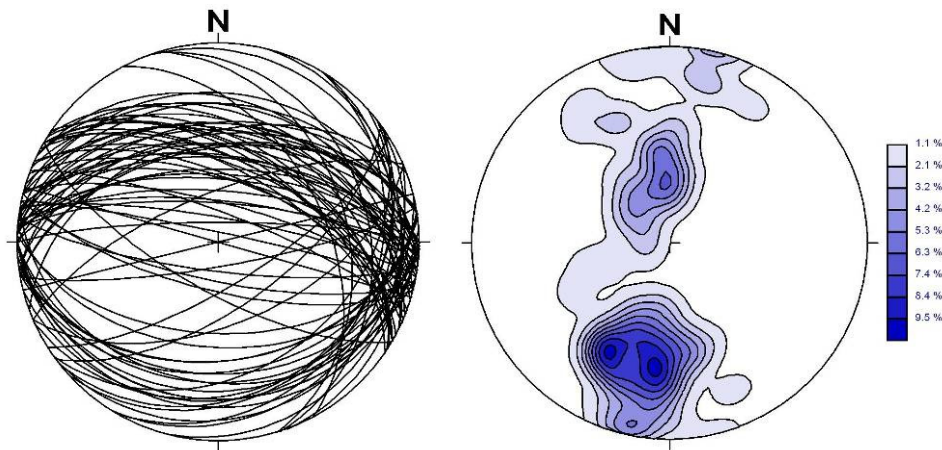
B) LS-tekonitt i duktil S1-S2-skjærsonene plottet som storsirkel og strekningsakse (X) i Schmidt stereonett. n=2



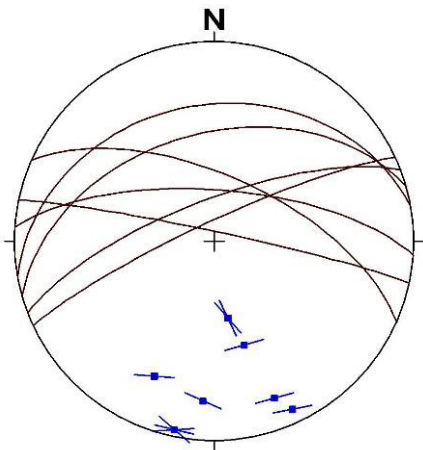
Figur 59: Vertikaltilte mylonittiske folierte lagflater med strekningslineasjoner i duktil S1-S2-skjærsoner i dioritten. Kompassnål indikerer N.

En foreløpig oppsummering relatert til S1-S2-skjærsoner i dioritten viser at alle kinematiske indikatorer representerer sinistrale sidelengsforkastninger. Stupende foldeakser viser at det ikke er rene sidelengsforkastninger men at det også er en grad av kompresjon. Dette tyder på at folder i dioritten (Figur 55) kan knyttes opp mot F3-folding i de metasedimentære bergarter.

Relatert til S1-S2 er det også observert duktile/ semiduktile sett av strukturer (S3) med strøk ØV og hovedsakelig steilt fall mot N (Figur 60). På Fakkoden bøyes disse av mellom og kutter S1-S2-skjærsoner uten å forskyve disse (Figur 47). S3-skjærsonene (Figur 46, Figur 47) har minerallineasjoner som både er subhorisontale og subvertikale (Figur 61). I felt observeres ofte S3-skjærsoner som karbonat- og kvartsfylte, vanligvis med en mektighet på 5-10 cm men opptrer stedvis med mektighet på over 50 cm. I felt er dette spesielt observert langs strandlinjen på nordlige del av Fakkoden og lignende orienterte skjærsoner er tilstede i flybilde (Figur 28), som steppende lineamenter.

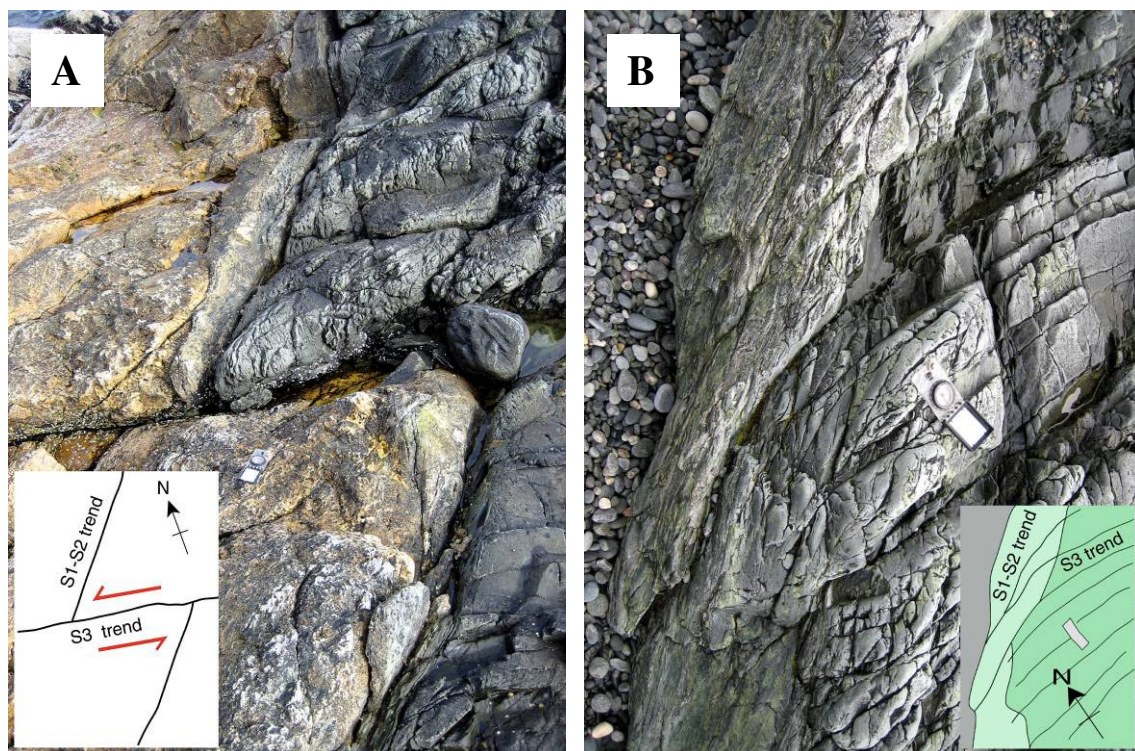


Figur 60: Akseplankløy (S3) plottet som storsirkler og konturerte poler i Schmidt stereonett. n=95



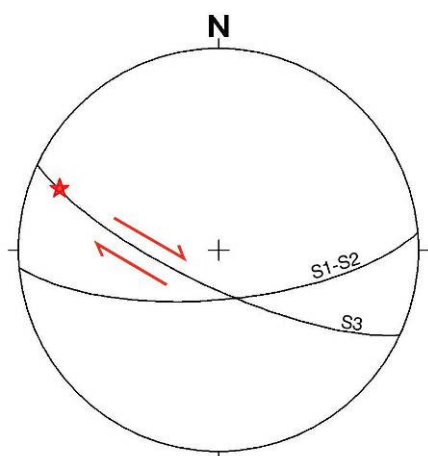
Figur 61: S3-skjærsoner i dioritt plottet som storsirkler, med minerallineasjoner (slip linear) L3. Plottet i Schmidt stereonett. n=10

På Rødbergeset ses S3-skjærsoner som gjennomgående semiduktile, ofte karbonatfylte og der skjærsoner ved en lokalitet kutter kontakten til metasedimentære bergarter (Figur 48, Figur 62A). Kontaktsonen viser en sinistral forskyvning på ca. 1 m. Lengre øst mot Risdalsfjæra observeres en duktil/semiduktal mylonittisk S1-S2-skjærsoner som kuttet av semiduktal skjærsoner antatt relatert til S3 (Figur 48, Figur 62B). S3-skjærsonen kutter gjennom den mylonittiske S1-S2-skjærsonen med et skarpt brudd og en slakere vinkel. En mulig tolkning av denne strukturen er at S1-S2-skjærsonen representerer en svakhetsone som vil være et styrende element når en semiduktal skjærsoner propagerer gjennom den. Forskjellig litologisk kontrast resulterer i at S3 refrakterer, og dette kan være et argument for at S3-skjærsonen er yngre enn S1-S2 (se kap.5.3.4 for nærmere diskusjon).



Figur 62: A) Foto er fra lokalitet ved Rødbergnestet (Pil 1, Figur 48) og viser kontaktzone mellom metasedimentære bergarter (venstre) og dioritt (høyre) som er kuttet og forskjøvet av skjærsone (S3). B) Foto er fra lokalitet i Risdalsfjæra (Pil 2, Figur 48) og viser duktil mylonittisk S1-S2-skjærsone som kuttet av semiduktil/sprøtt bruddsystem (S3).

Geometrien til foldingen av S1-S2-skjærsonene ved Rødbergan og i Risdalsfjæra (beskrevet i kap.3.5.1, Figur 48, Figur 49) indikerer en dekstral forskyvning langs S3-skjærsonene. Strukturgeologiske data fra S1-S2-skjærsoner og S3-skjærsoner fra Rødbergnestet og Risdalsfjæra er plottet i Schmidt stereonett. I stereonett viser krysningspunktet mellom S1-S2- og S3-skjærsonene aksens til skjæringslinjen mellom skjærsonene (Figur 63). Dette stereoplott viser at skjæringslinjen mellom skjærsonene er tilnærmet vertikal og *slip* retningen (indikert med stjerne) viser tilnærmet ren *strike-slip* bevegelse langs S3-skjærsonen.



Figur 63: Plott av storsirkler som representerer roterte S1-S2-skjærsoner inn mot S3-skjærplan. Skjæringslinjen angir rotasjonsaksen som befinner seg 90° fra antatt skjærretning (stjerne) målt i hovedskjærplanet (S3). Plottet viser tilnærmet ren *strike-slip* bevegelse langs S3-skjærsonen. n=9

Kapittel 3

Det kan oppsummeres at S3-skjærsonene i dioritten viser både sinistral- (Figur 62A) og dekstral forskyvning (Figur 48), og tilnærmet ren *strike-slip* bevegelse. Det poengteres at dekstral forskyvning langs S3-skjærsonene i dioritten er mest fremtredende. S3-skjærsoner har geometrisk likhet med S2 og det er vanskelig å skille dem kinematisk, men retningsmessig tyder det på at de er del av S3-systemet i de metasedimentære bergartene.

Kapittel 4: Petrologi, metamorfose og mineralkjemi

4.1 Innledning

Det ble tatt bergartsprøver for petrologiske og mineralkjemiske analyser (kap.4.2 og 4.3) fra flere lokaliteter i dioritten representert ved udeformert dioritt, omvandlet dioritt i kontaktsonen til metasedimentære bergarter og fra en av de mest betydningsfulle skjærsonene på Fakken som er antatt å være en S1-S2-skjærsonen. Til sammen 11 tynnslip ble studert under polarisasjonsmikroskop for å identifisere mineralfaser og teksturer i uomvandlet og deformert dioritt. 2 tynnslip fra S1-S2-skjærsonen i dioritten ble i tillegg mineralkjemisk analysert på SEM (Sveipe Elektron Mikroskop).

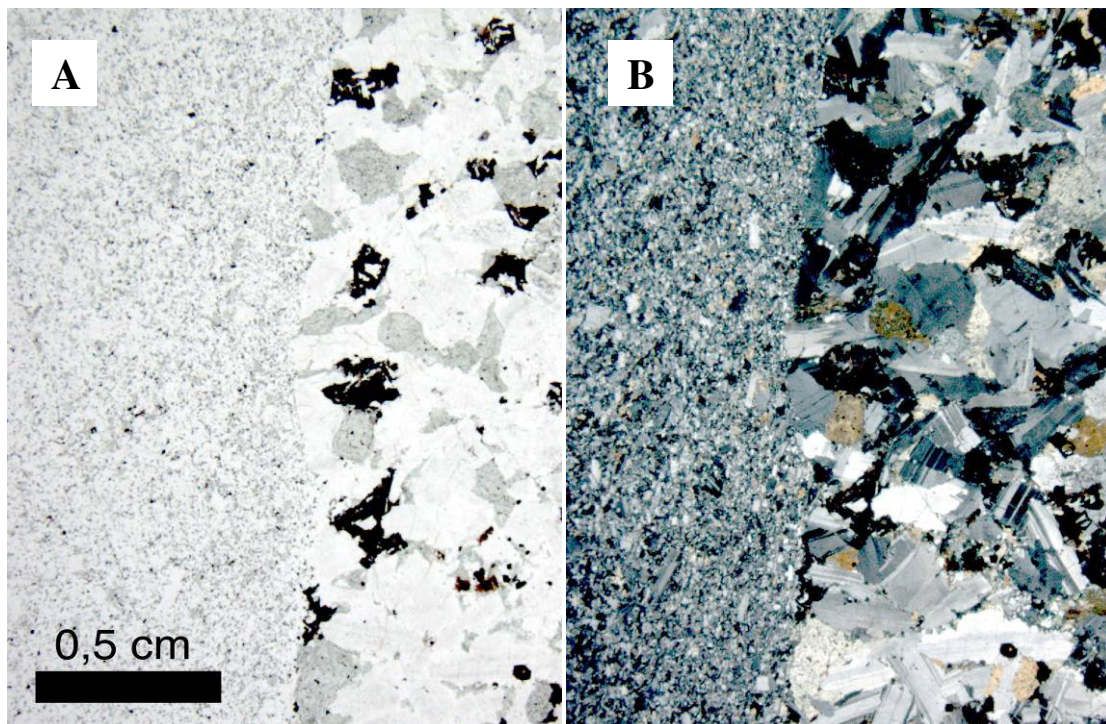
I dette kapittelet omhandles petrologi (kap.4.2) og mineralkjemiske analyser (kap.4.3) i dioritten. Under kapitlet petrologi beskrives: 1) petrologi / mineralogi og metamorf omvandling av udeformert dioritt. 2) metamorfose og hydrotermal omvandling av dioritt i kontaktsonen til Vannagruppen, 3) petrologi / metamorfose for bergarter i utvalgte skjærsoner i dioritten, og 4) polarisasjonsmikroskopi og SEM-analyser av mulige xenolitter i dioritten som gir utgangspunkt for senere evaluering av opprinnelsen ved å sammenligne med metasedimentære bergarter. Til slutt presenteres mineralkjemiske data fra skjærsonen i dioritten.

4.2 Petrologi

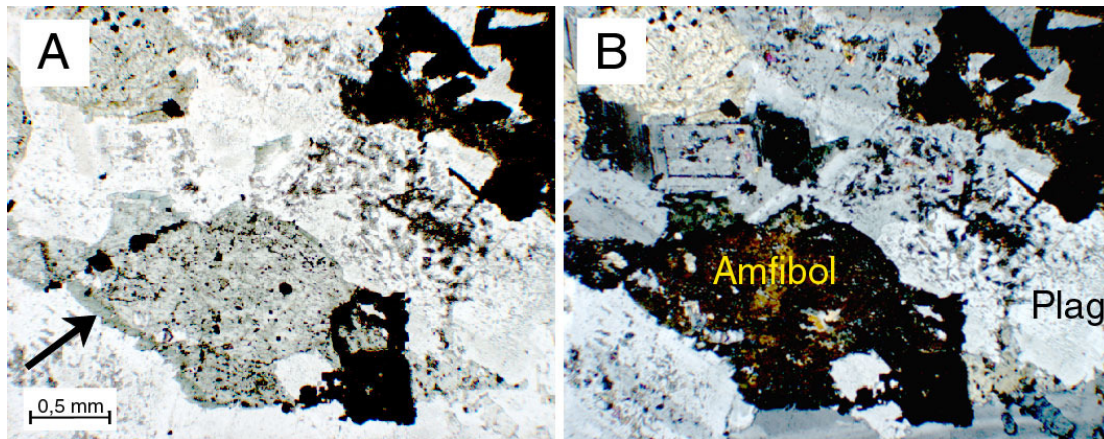
Hovedmineralene i massive utgaver av dioritten er plagioklas, amfibol, epidot og biotitt med noe kvarts, kloritt og opake mineraler (Figur 64). Denne mineralparagenesen er typisk for lav- til middels grønskiferfacies (Bucher & Frey 2002). Anortittinnholdet i plagioklas er bestemt av Johansen (1987) til omtrent An_{30} . Johansen kom frem til anortittinnholdet i dioritten ved hjelp av mikroskopstudie av plagioklas (Michel Levy metoden) (Shelley 1975; Johansen 1987). Dette er en eldre optisk metode brukt til å identifisere plagioklassammensetning og er forbundet med usikkerhet sammenlignet med moderne mineralkjemiske analyser.

4.2.1 Udeformert dioritt

Plagioklas i dioritten har en typisk magmatisk tekstur med tilfeldig orienterte angulære korn med antydning til krystallform. Samme bergart viser at plagioklas og amfibol kun er svakt omvandlet ved at de viser undulerende utslukning. I middelskornig dioritt ser man irregulære korn av epidot inne i feltspatkrystallene. Dette indikerer at plagioklas her har blitt delvis omvandlet til epidot (epidotisering) ved lavgrads metamorfose. I finkornig dioritt opptrer epidot som større enkeltkorn mellom feltspat. I middelskornig dioritt har de fleste amfibolkornene en lysegrønn farge mens noen mineralkorn varierer i farge der enkelte viser lysegrønn kjerne med mørkere grønn randsone (Figur 65). Lysegrønne amfibolmineraler med overvekst av mørkegrønne amfibolmineral forekommer lokalt i homogen udeformert dioritt, men er ikke generelt dominerende.



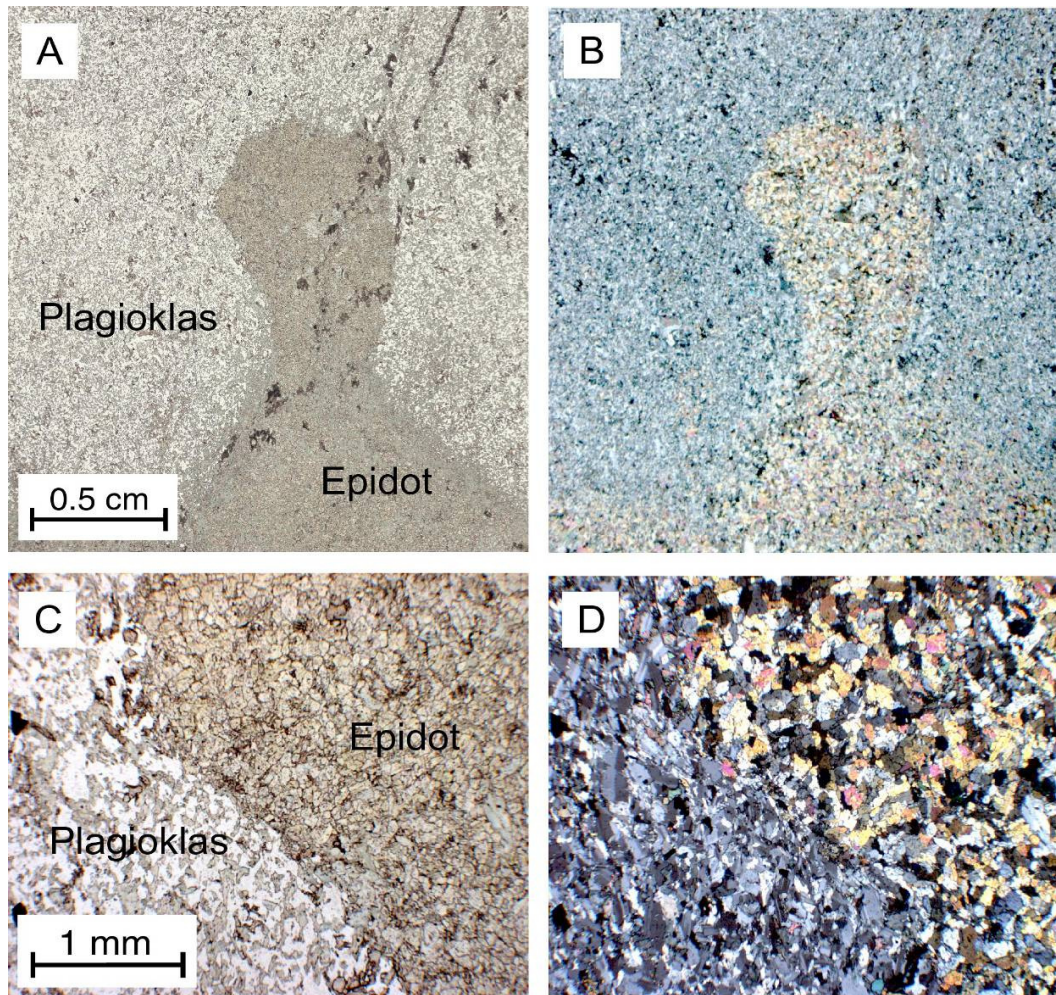
Figur 64: Mikrofoto som viser kontaktsone mellom uomvandlet udeformert middelskornig dioritt og finkornig dioritt. Vist med polarisert lys (A) og krysspolarisert lys (B).



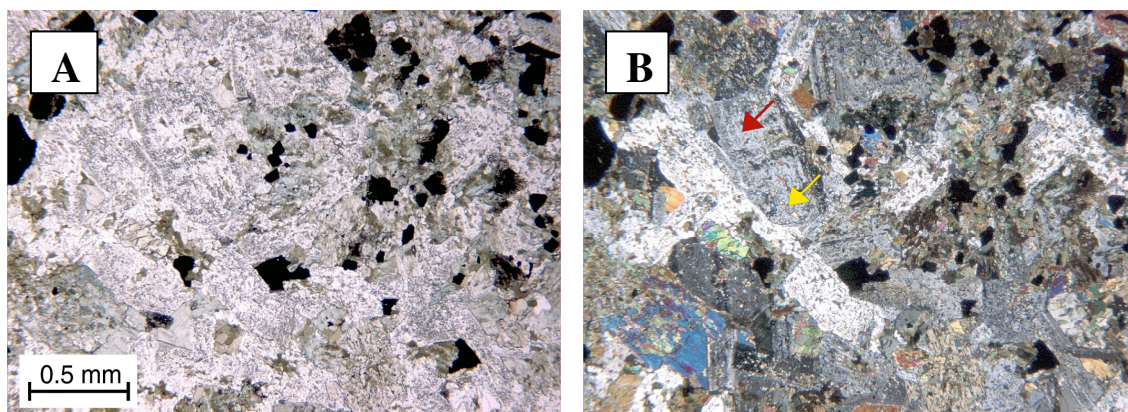
Figur 65: Mikrofoto som viser tilsynelatende udeformert middelskornig dioritt med magmatisk tekstur og med svakt omvandlet primær mineralogi. Omvandling ses som epidotinneslutninger i plagioklas og amfibol med nydannet randsone (indikert med pil). Man ser inneslutninger i amfibolmineral med magmatisk dannet opakt mineral. Vist med polarisert lys (A) og krysspolarisert lyst (B).

Den homogene og tilsynelatende udeformerte dioritten er flere steder tydelig metamorft omvandlet, bl.a. ved anrikning av epidot. Tynnslipstudier av slik epidotisert dioritt viser teksturell, omvandling av plagioklaskorn til epidot. I dioritten er det stedvis soner med ansamling av epidot uten innhold av plagioklas og med skarp overgang til uomvandlet plagioklas (Figur 66). Disse epidotlommene i dioritten har en grønnlig farge og viser pseudomorf omvandling av plagioklas til epidot. Det vil si at den opprinnelig krystallformen til plagioklas er bevart.

I udeformert dioritt finnes også plagioklas som delvis er erstattet av epidot (Figur 67), og epidot opptrer både som mikrokrystalline, gitterorienterte inneslutninger og separate enkeltkorn i matriks mellom plagioklas. Man ser også at aktinolitt og hornblende er blitt omdannet (rekrystallisert) til biotitt. Slike omvandlinger er typisk for mafiske intrusiver som har gjennomgått metamorfose ved grønskiferfacies (Bucher & Frey 2002). Dog viser variasjonene at denne omvandling skjedde gradvis og lokalisert.



Figur 66: Mikrofoto (A og B) av dioritt fra Risdalsfjæra med skarp grense mellom opprinnelig uforandret magmatisk plagioklas, og områder der plagioklas er omvandlet til epidot. Mikrofoto (C og D) viser nærbilde av denne skarpe overgang. Polariserte bilder (A og C) og krysspolariserte bilder (B og D).



Figur 67: Mikrofoto av bergartsprøve fra dioritten sør i Skippervika. Plagioklas (rød pil) er delvis omvandlet til epidot (gul pil). Epidot ses som inneslutninger i plagioklaskrystallene. A) polarisert og B) krysspolarisert.

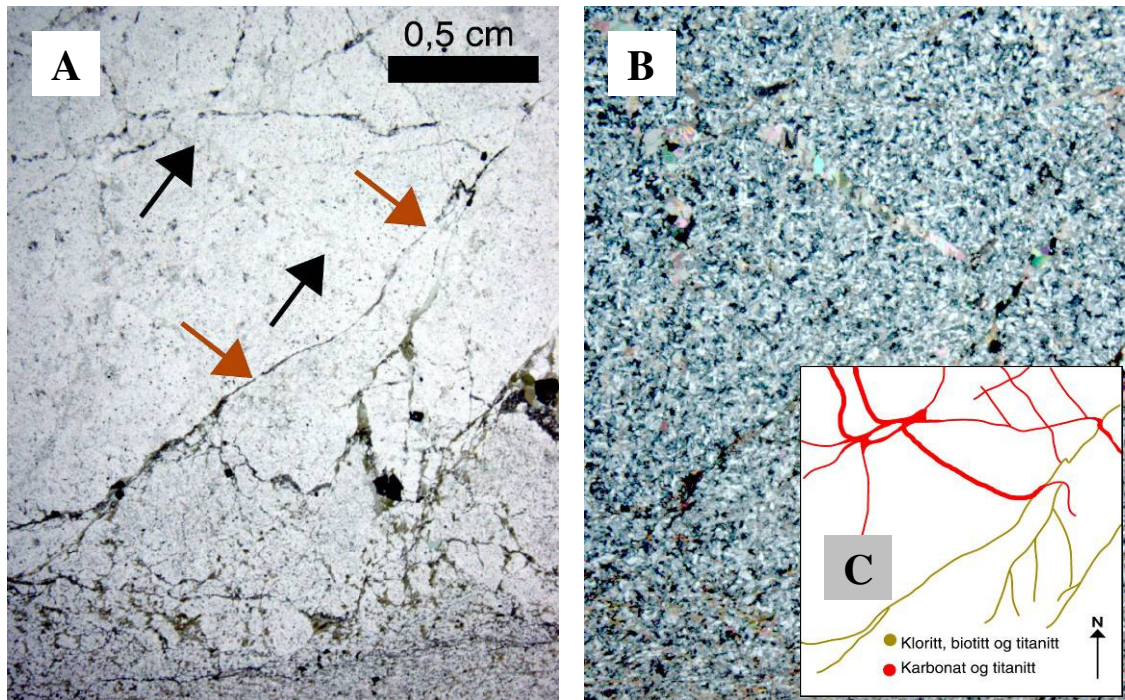
4.2.2 Dioritt i kontaktsonen til metasedimentære bergarter.

Kontaktsonen mellom de metasedimentære bergartene og dioritten observeres sør i Skippervika og ved Rødbergan, og varierer fra å vise skarp grense til omfattende breksjering og mylonittisering. For en mer utfyllende beskrivelse av kontaktsonen, se kapittel 2.3.2.

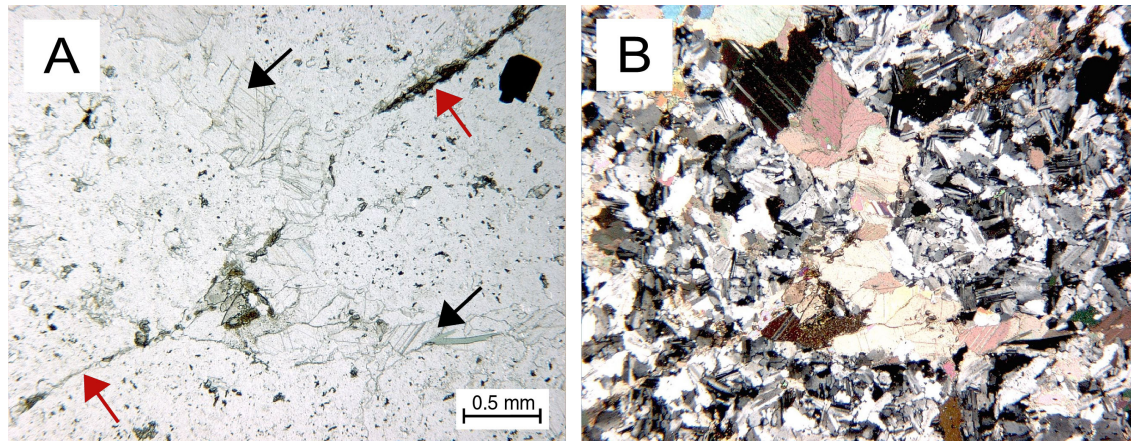
Ved Rødbergan består kontaktsonen mellom Vannagruppens metasedimentære bergarter og dioritten (Figur 23) av en litologisk blanding av metasedimentære bergarter og dioritt.

Kontakten er her ca. 2 m mektig og viser fragmenter av sandstein med en matriks av kvarts og karbonat (hydrotermal). Ved Skippervika er kontakten skarp og uten breksjerte bergarter (Figur 22). Begge steder viser imidlertid kontaktsonen at til dels omfattende hydrotermal omvandling og sekundær mineralutfelling har funnet sted. For å evaluere omvandlingen i slike sprekker / svakhetssoner, ble tynnslip av dioritt i kontaktsonen analysert. Tynnslip viser at bergarten hovedsaklig består av orientert plagioklas, kvarts og karbonat. Dioritten er gjennomført av to ulike mikro-bruddsett / årer (Figur 68). Bruddsettene inneholder forskjellige, sekundært utfelte mineraler. Det ene bruddsettet inneholder karbonat og titanitt, mens kloritt, biotitt og titanitt er i det andre. Den omtrentlige orienteringen til bruddsettet med kloritt, biotitt og titanitt er NØ-SV, mens bruddsett med karbonat og titanitt viser omtrentlig orientering Ø-V/ NV-SØ. Det ser ut som det ene bruddsettet med karbonat og titanitt kutter det andre bruddsettet med kloritt, biotitt og titanitt (Figur 69). Karbonatårene følger imidlertid ofte de samme retninger som dem som inneholder kloritt, biotitt og titanitt, og hvor karbonat helt eller delvis har erstattet disse.

En foreløpig tolkning av hydrotermale mineralutfellinger ved ulike bruddsett i kontaktsonen mellom dioritten og metasedimentære bergarter, er at fluider har gjennomstrømmet bergarten i minst to episoder (se kap.5.5.2).



Figur 68: Mikrofoto av dioritt fra breksjert sone mellom dioritt og metasedimentære bergarter sør i Skippervika som viser to ulike bruddsett. Rød pil (bilde A) viser bruddsett med kloritt, biotitt og titanitt. Sort pil (bilde A) viser bruddsett med karbonat og titanitt. Polarisert bilde A, og krysspolarisert bilde B. Innfelt bilde (C) fremstiller orienteringen de to bruddsettene.



Figur 69: Mikrofoto som viser nærbilde av to bruddsett i kontaktsonen mellom metasedimentære bergarter og dioritten. Bruddsett med kloritt, biotitt og titanitt er tolket eldst (rød pil) og bruddsett med karbonat og titanitt (sort pil) er tolket yngst. Polarisert bilde A og krysspolarisert bilde B.

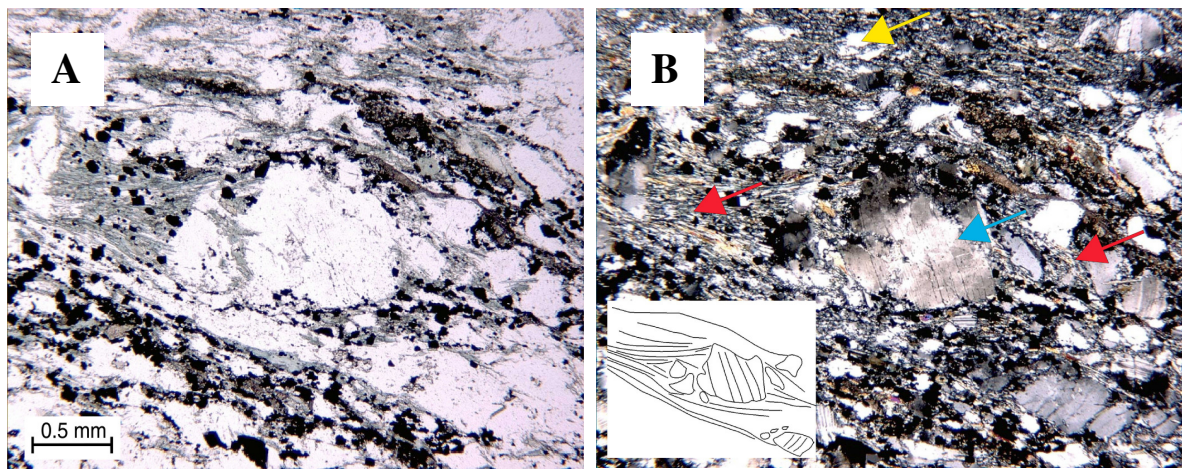
4.2.3 Omvandling av dioritt i skjærsoner

Dioritt omvandlet og deformert i de duktile skjærsonene (S1-S2 og S3) viser en mineralsammensetning og tekstur som avviker radikalt fra uomvandlet dioritt først og fremst kjennetegnet ved ultramylonittisk tekstur med foliasjon som inneholder kloritt- og

Kapittel 4

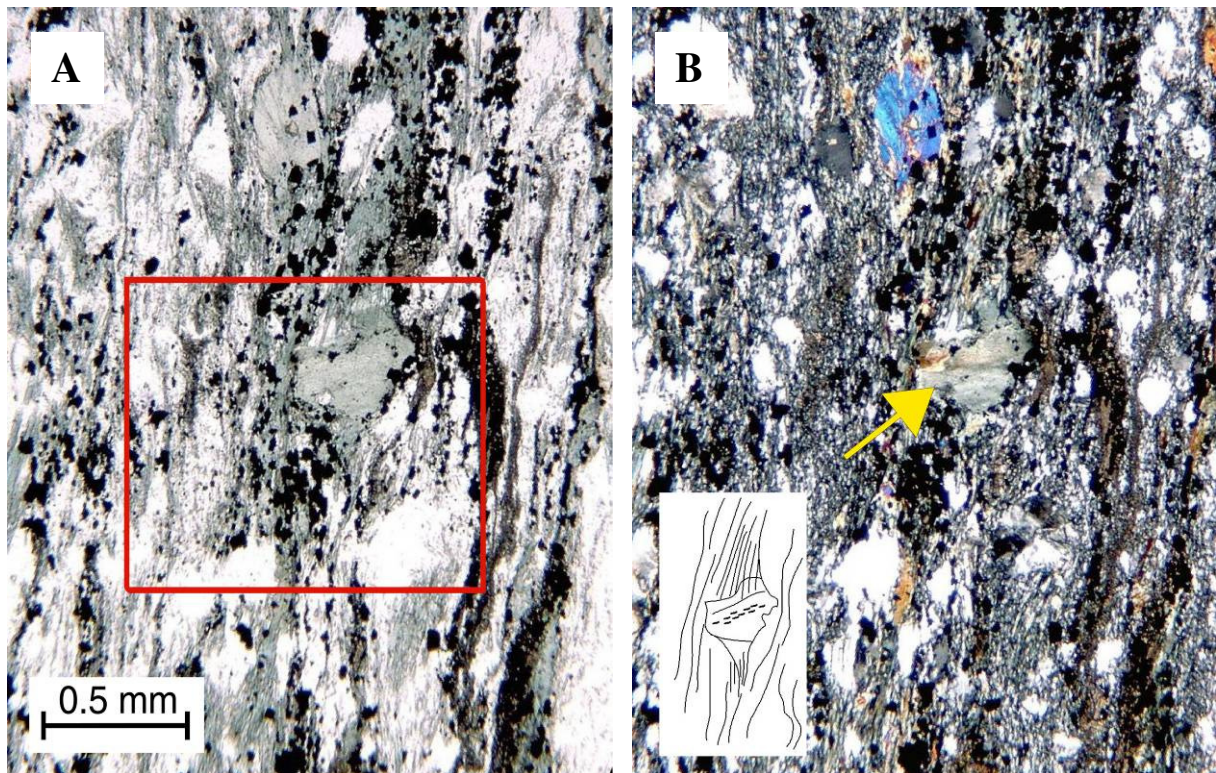
amfibolblaster, albitt- og aktinolitporfyroklaster, øye-tekstur av epidot med matriks hovedsakelig av finkornig plagioklas (se kap.3.5).

Mineralselskapet er albitt, amfibol, kvarts, kloritt, epidot og titanitt. Hovedmineralene i den proto-mylonittiske tekturen er definert av amfibol- og klorittmineraler, mens ultramylonitten består av mer en 90 % finkornig matriks og mindre enn 10 % relikte mineraler. Man ser en tett penetrativ foliasjon definert av amfibolflak der enkelte er klorittisert sammen med en matriks av finkornig plagioklas (Figur 70 og Figur 71). Bergarten inneholder særlig mye kloritt som er parallellorientert langs foliasjonen, og porfyroklaster av plagioklas og amfibol som viser sterk avrundning (øye-tekstur). Skrått orientert i forhold til foliasjonen ser man en indre mineraltekstur (gitterplan) som har en vinkel mot bergartsfoliasjonen (Figur 70). Amfibolporfyroklastene (Figur 71) har påvekst av amfibolflak noe som antyder flere amfibolgenerasjoner. Amfibolporfyroklastene har også intern mineraltekstur av kvarts som er orientert med skrå vinkel mot amfibolflak og bergartsfoliasjonen (Figur 71). Denne mineralteksturen er definert av sigarformede kvartsinneslutninger.



Figur 70: Mikrofoto av deformert dioritt i S1-S2- skjærsone. Foliasjon definert av amfibol- og klorittflak (rød pil) sammen med matriks av finkornig plagioklas (gul pil). Orientering av plagioklasporfyroklast (blå pil) ligger med skrå vinkel mot foliasjonen. Polarisert bilde A og krysspolarisert bilde B

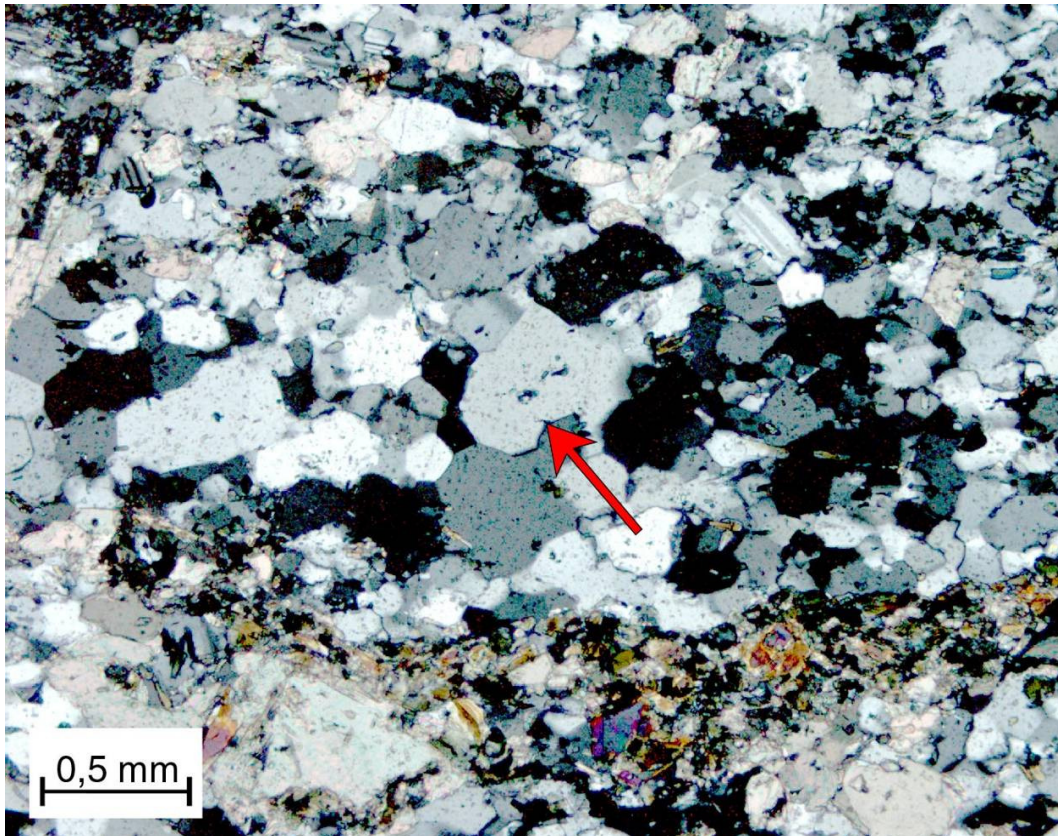
Som en foreløpig deltolkning antas det amfibolporfyroklastene er relikte mineraler av magmatisk opprinnelse, og amfibolflakene som ligger langs foliasjonsplanet er yngre og mulig relatert til deformasjonen (se kap.5.5.3).



Figur 71: Mikrofoto av deformert dioritt i S1-S2- skjærsone. Amfibolpyroklast (gul pil), med mineralinneslutninger av kvarts som danner skrå vinkel mot foliasjonen, og påvekst av amfibolflak. Matriks består av finkornig plagioklas og foliasjonen (vertikalstilt i bildet) er definert av amfibol- og klorittflak. Rød ramme (bilde A) viser til område hvor det er gjort mineralkjemisk SEM-analyse (se Figur 76). Polarisert bilde A og krysspolarisert bilde B.

4.2.4 Kvartsfeltspatiske bergarter (xenolitter?) i dioritten

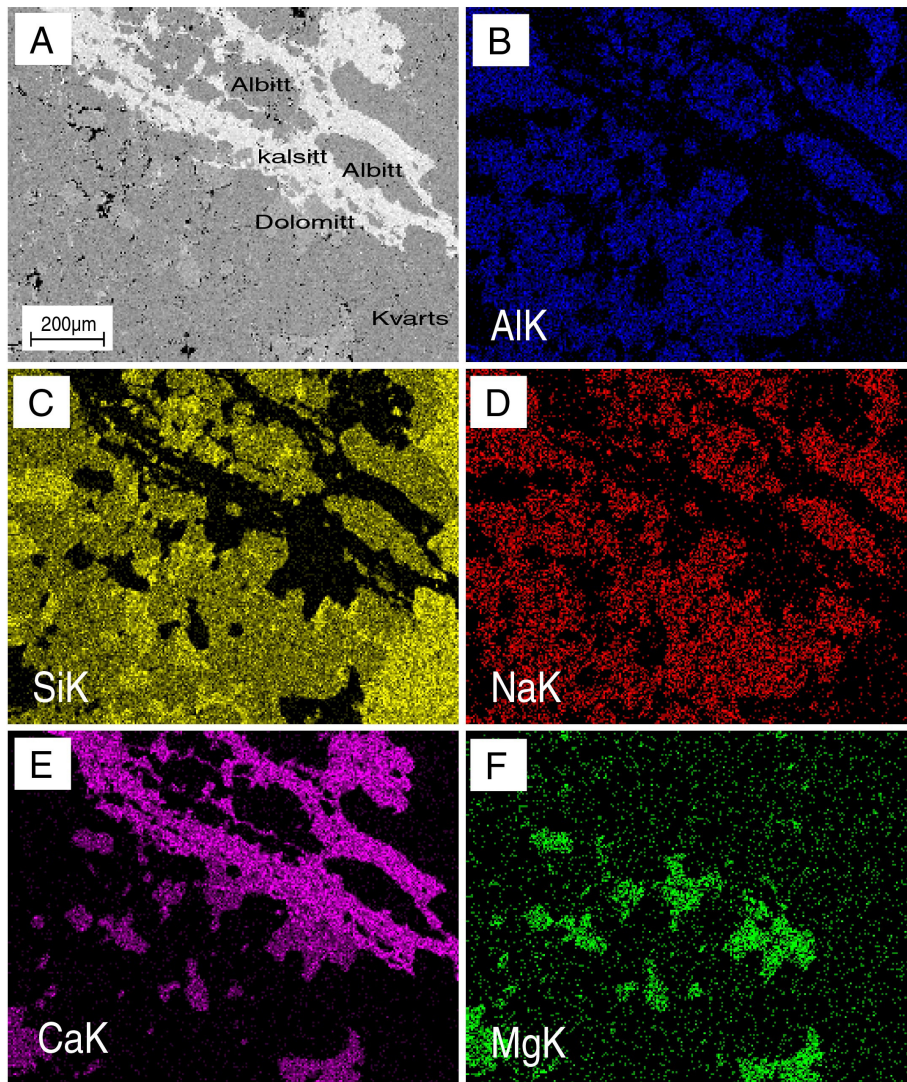
Tynnslip fra kvartsfeltspatiske bergarter i skjærsone på Fakkodden ble studert i polarisasjonsmikroskop (Figur 72) for å avgjøre om bergartene har sedimentær eller magmatisk protolitt. Kvartsfeltspatiske bergarter som opptrer i de duktile skjærsone består av finkornig kvarts og feltspat samt sekundært utfelt karbonat/ kalsitt og dolomitt i ulike mengdeforhold (Figur 73). Bergarten viser tydelig primære sedimentære strukturer som lagning og rundete mineraler. I mer deformerte utgaver av skjærsone viser tynnslip av bergarten tydelig deformerte og rekrystalliserte mineraler. Kvartskrystallene har stedvis en mosaikkstruktur som er definert av dislokasjonslinjer (Figur 72).



Figur 72: Mikrofoto av kvartsfeltspatisk bergart i tilknytning til duktil skjærsone på Fakkodden som viser deformert rekrystallisert kvarts. Rød pil viser til et område hvor dannelse av mosaikkstruktur i kvarts er definert av dislokasjonslinjer.

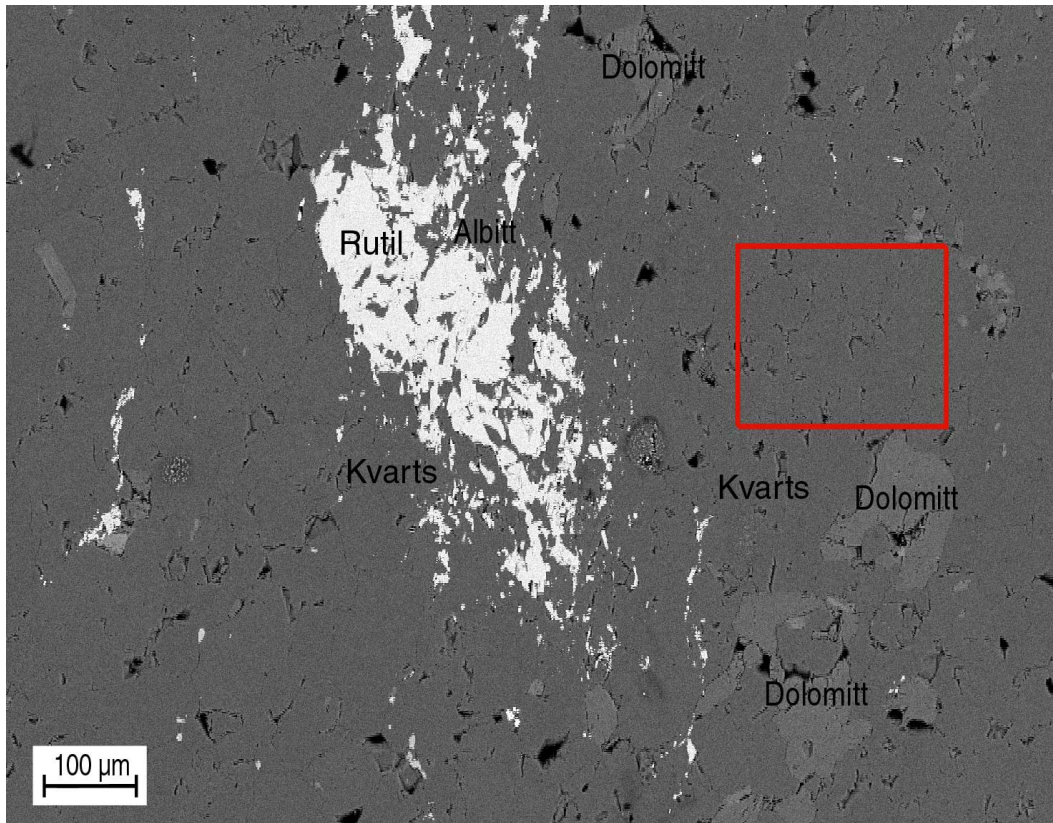
Bergartene inneholder også et pleokroittisk grønnbrunt mineral (turmalin) som er sonert, trekantet og brunlig mot senter. Dette er et borholdig mineral, noe som antyder opphav som marine sedimenter (Henry & Dutrow 1996). Bor er vanlig i leirrike sedimenter, som danner turmalin ved metamorfose. Det er ikke observert kalifeltspat og bergartene inneholder følgelig lite kalium.

Bergartene viser også tegn på omfattende karbonatisering av feltspatkorn og mengdeforholdet varierer usystematisk i bergartene (Figur 73). Det observeres rutil med påvekst av titanitt. Rutil dannes ved høyt trykk og i noen tilfeller høy temperatur (Klein & Hurlbut 1993). Påvekst av titanitt skjer ved lavere temperaturer som indikerer lavere grads metamorfose (Spear 1993). I noen områder er det mer enn 50 % innhold av karbonat, og mesteparten er innfylt i sprekker.



Figur 73: Bildeserien viser med ulike fargegjengivelser albitt, kvarts, kalsitt og dolomitt fra kvartsfeltspatisk bergart i diorittskjærsone på fakken. (A) Bilde fra SEM som viser det analyserte område. (B og D) Rød og blå farge overlapper hverandre og fargene viser beliggenhet av albitt. (C) Områder med kraftigere gul farge viser beliggenhet av kvarts. (E og F) Den lilla- og grønne fargen viser plassering av henholdsvis karbonat/ kalsitt og dolomitt.

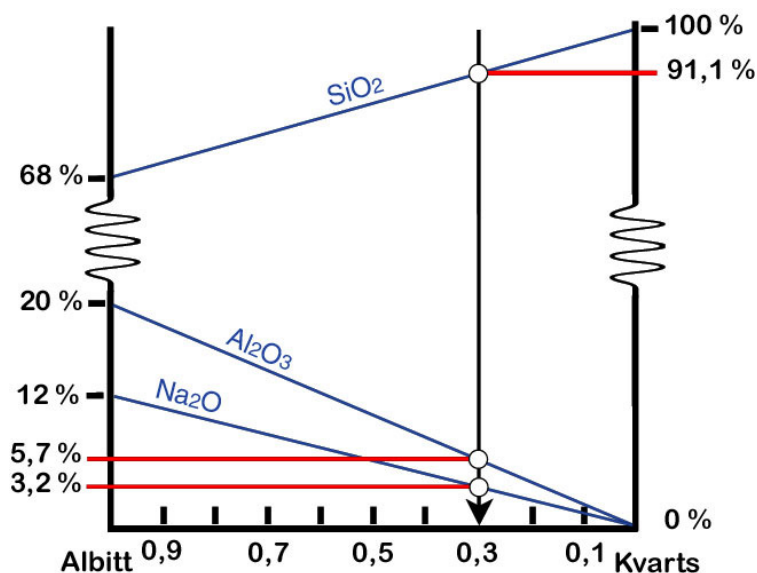
Det ble også utført mineralkjemisk bulkanalyse (SEM) av kvartsfeltspatiske bergarter i dioritten for å kvantifisere forholdet mellom albitt og kvarts, som om mulig kan bidra til å avgjøre opprinnelsen til bergartene. Bulkanalysen viser sammensetning av et utvalgt utsnitt (rød ramme Figur 74, Tabell 1), der det kun forekommer kvarts og albitt. Forholdet mellom kvarts og albitt er beregnet til omtrent 1 til 3 (Figur 75). Det vil si at de kvartsfeltspatiske bergarter inneholder omtrent 70 % kvarts og 30 % albitt (se kap.5.5.4).



Figur 74: SEM-foto av bergartsprøve fra kvartsfeltspatisk bergarter fra skjærsone på Fakkodden. Rød ramme viser utvalgt utsnitt hvor det er gjort mineralkjemisk bulkanalyse (SEM).

Bulksammensetning		
Element	wt %	Mol %
Na ₂ O	3,22	3,20
Al ₂ O ₃	5,70	3,44
SiO ₂	91,08	93,36
Total	100,00	100,00

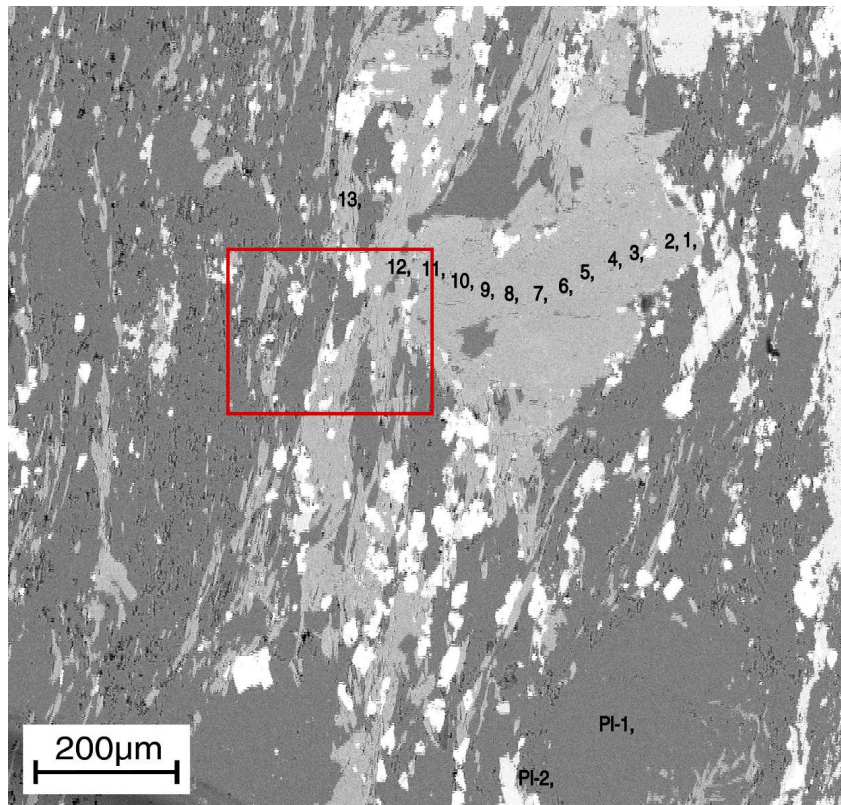
Tabell 1: Tabellen viser mineralkjemisk bulksammensetning til utvalgt utsnitt i Figur 74.



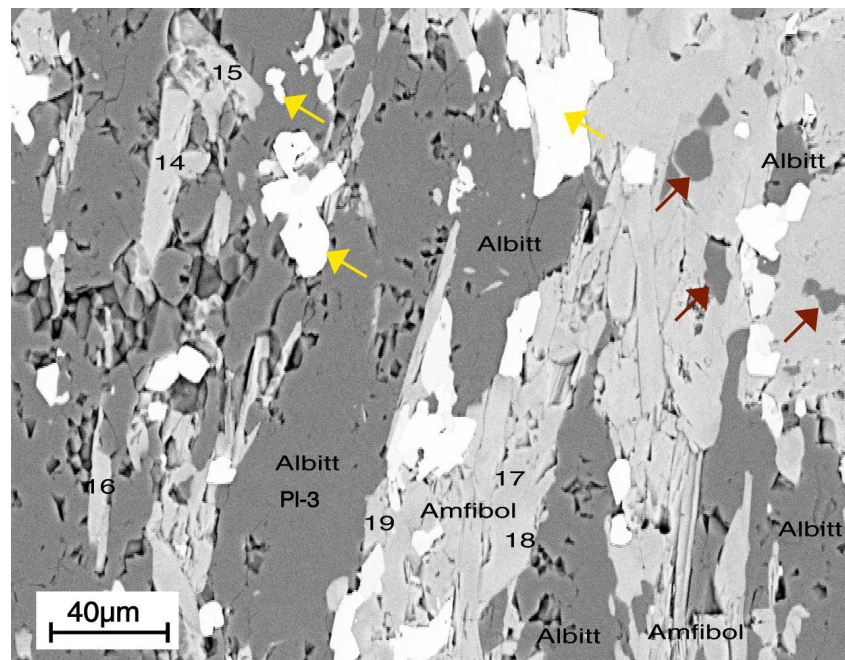
Figur 75: Grafisk illustrasjon av mengdeforholdet mellom albitt og kvarts fra kvartsfeltspatiske bergarter i dioritten. Mengdeforholdet av SiO₂, Al₂O₃ og Na₂O mellom albitt og kvarts er i figuren representert med blå linjer. Bulkanalysene (SEM) er representert ved røde horisontale linjer. Krysningspunktet mellom disse (lukket sirkel), angir mengdeforholdet mellom albitt og kvarts i kvartsfeltspatiske bergarter i dioritten. Resultatet viser sammensetningen ca. 30 % albitt og ca. 70 % kvarts. Datagrunnlag er hentet fra Tabell 1.

4.3 Mineralkjemi - presentasjon av analyser

For å få en nøyaktig mineralklassifisering er det utført mineralkjemiske analyser av amfibol- og plagioklas fra mylonitt i en S1-S2-skjærsone på Fakkodden (Figur 28) ved bruk av SEM. Det ble gjort 12 punktvisse mineralkjemiske analyser gjennom en amfibolporfyroklast (Figur 76). Resultatene av analysen er presentert ved prøvenummer 1-12 (Tabell 2). 7 punktvisse mineralkjemiske analyser ble utført på amfibolflak (Figur 76 og Figur 77) og resultatene av disse analysene er presentert ved prøvenummer 13-19 (Tabell 2).



Figur 76: SEM-foto av deformert dioritt i S1-S2- skjærsone. Nummerering 1-12 viser lokalisering av punktvis mineralkjemiske analyser gjennom en amfibolporfyrklast utført på SEM. PI-1 og PI-2 viser lokalisering av punktvis mineralkjemiske analyser gjort av plagioklasporfyrklaste. Nummer 13 viser lokalisering av mineralkjemisk analyse tatt av amfibolflak. Rød ramme viser til område hvor det ble utført detaljanalyser (Figur 77).



Figur 77: SEM-foto av deformert dioritt i S1-S2- skjærsone. Nummerering fra 14 - 19 viser til punktvis mineralkjemiske amfibolanalyser utført på SEM. PI-3 viser lokalisering av plagioklasanalyse. Gul pil markerer jernoksid. Rød pil markerer kvartsinneslutninger i amfibol.

Kapittel 4

Generell klassifisering av amfiboler er basert på kjemisk sammensetning i standard amfibolformel: $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH,O,F,Cl)$. Elementer som går inn i formelen er (Leake et al. 1997):

$$A = Na + K$$

$$B = Na, Ca, Mn, Fe^{2+}$$

$$C = Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn, Ti, Al (Ni, Cr, V, Zn, Li)$$

$$T = Si, Al.$$

Primært klassifiseres amfiboler i fire grupper avhengig av hvilke elementer som går inn i posisjon B i standard amfibolformel.

Fra analysenummer 7 (Tabell 2) beregnes:

$$(Ca + Na)_B = \underline{2,000}$$

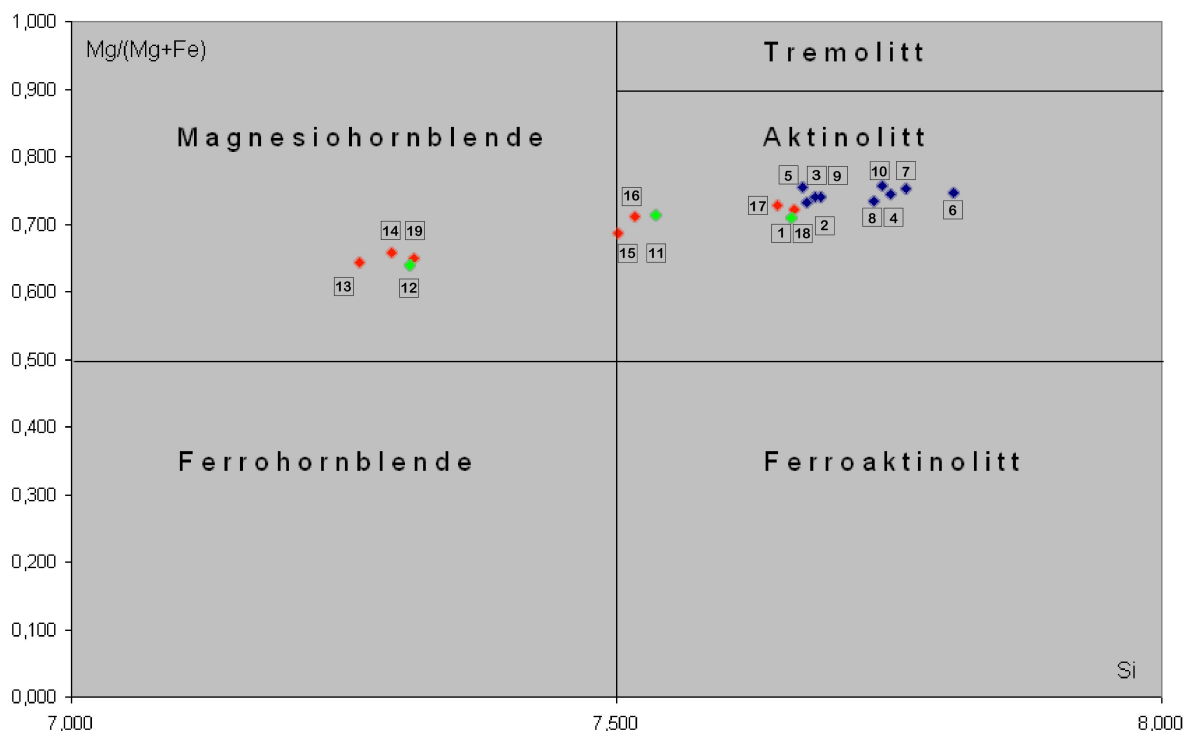
$$Na_B = 2.000 - Ca_{Tot} = 2,000 - 1,807 = \underline{0,193}$$

$$Na_A = Na_{Tot} - Na_B = 0,245 - 0,193 = \underline{0,052}$$

$$(Na + K)_A = 0,052 + 0,027 = \underline{0,079}$$

Analysene viser $(Ca + Na)_B \geq 1.00$ og $Na_B < 0,5$. Dette innebærer at amfibolen hører til gruppen av Ca - amfiboler. Kjemisk klassifikasjon og terminologi av denne gruppen er primært basert på mengden av Si i T-posisjon i strukturformelen og hvordan (Na + K) okkuperer A-posisjonen. Analysene tilfredsstiller diagramparametrene $Ca_B \geq 1,50$; $(Na + K)_A < 0,50$ og $Ca_A < 0,50$. Man kan da presentere dataene i et diagram hvor $Mg/(Mg+Fe)$ er plottet mot Si som vist i Figur 78 (Deer et al. 1997; Leake et al. 1997). Man ser at amfibolporfyroklasten (kjernen) plotter innenfor aktinolitt-feltet. Dataene fra randsonen i amfibolporfyroklasten plotter nær magnesiohornblende, og dette viser at deler av aktinolittkjernen har en påvekst av magnesiohornblende. De fleste amfibolflakene plotter nær grensen til magnesiohornblende eller innenfor området til magnesiohornblende.

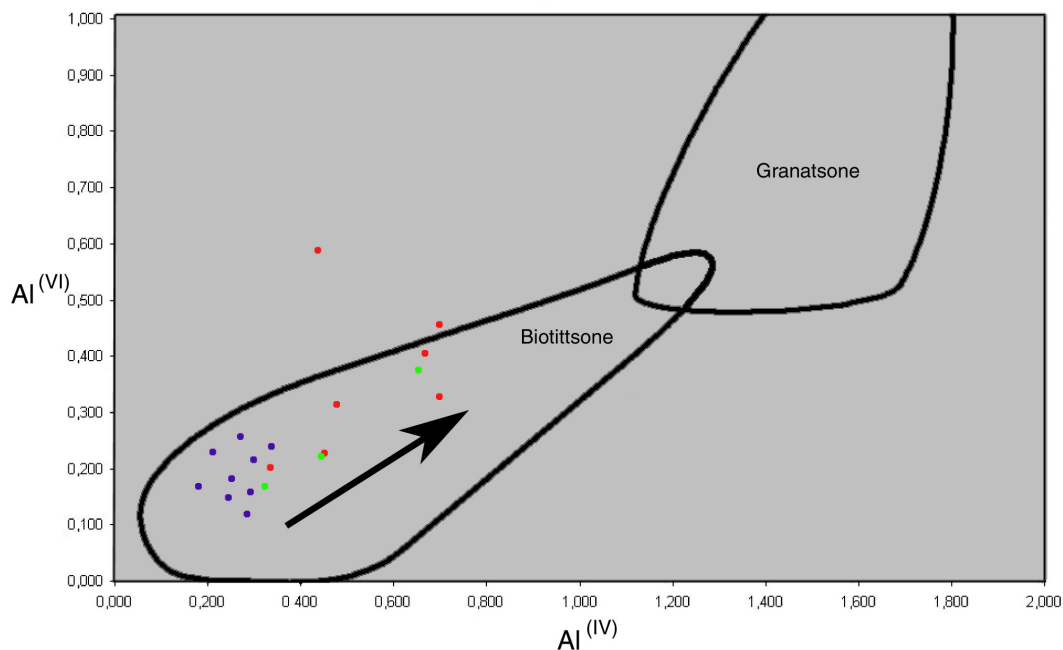
Kapittel 4



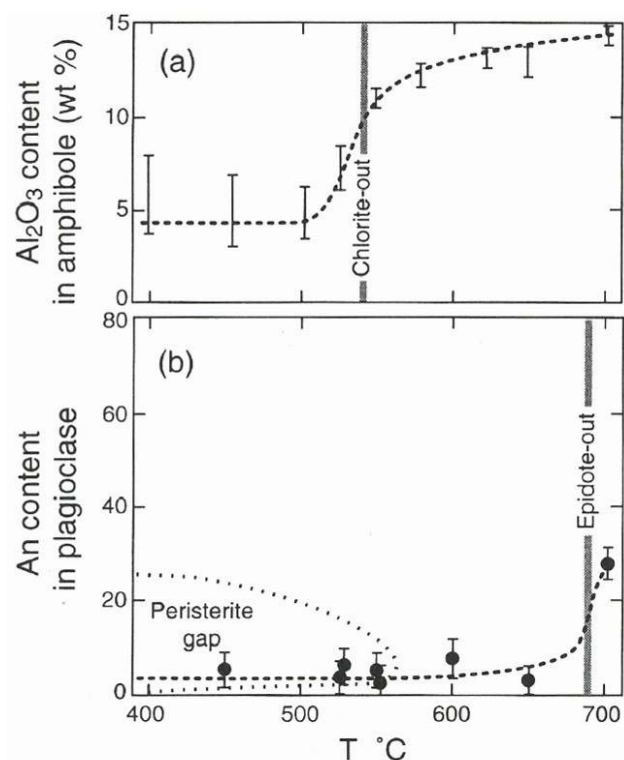
Figur 78: MG/(Mg+Fe) er plottet mot Si for å identifisere amfibol i S1-S2-skjærsonene på Fakkodden. Kjerne av amfibolporfyroklast (blå) plottes innenfor aktinolitt mens randsoner (grønn) og nydannede amfibolflak (rød) plottes mot magneshornblende. Nummerering viser til lokalisering av analyser (Figur 76 og Figur 77).

De samme SEM-dataene fra amfibol i skjærsonen (Tabell 2) er plottet i et diagram som viser aluminium i tetraederposisjon (Al^{VI}) mot aluminium i oktaederposisjon (Al^{IV}) (Figur 79) for å illustrere nærmere sammenhengen mellom mineral kjemi og metamorfosegrad. Verdiene for Al^{VI} og Al^{IV} er generelt lave og typisk for lavgrads biotittsone, og innholdet vil øke konstant mot middels grad metamorfose. Det er også vanlig at progressiv metamorfose vil forårsake omvandling av aktinolitt til hornblende, samt at Al^{IV} og Al^{VI} øker i mengde ved økende metamorfosegrad (Figur 80a, Laird & Albee 1981). Mine data viser at amfibol forandrer sammensetning fra aktinolitt i lavere biotittsone til magneshornblende mot midtre biotittsone (Figur 79). Dette viser at det høyst sannsynlig har funnet sted prograd metamorf utvikling i de duktile skjærsonene i dioritten (se kap.5.5.3).

Kapittel 4



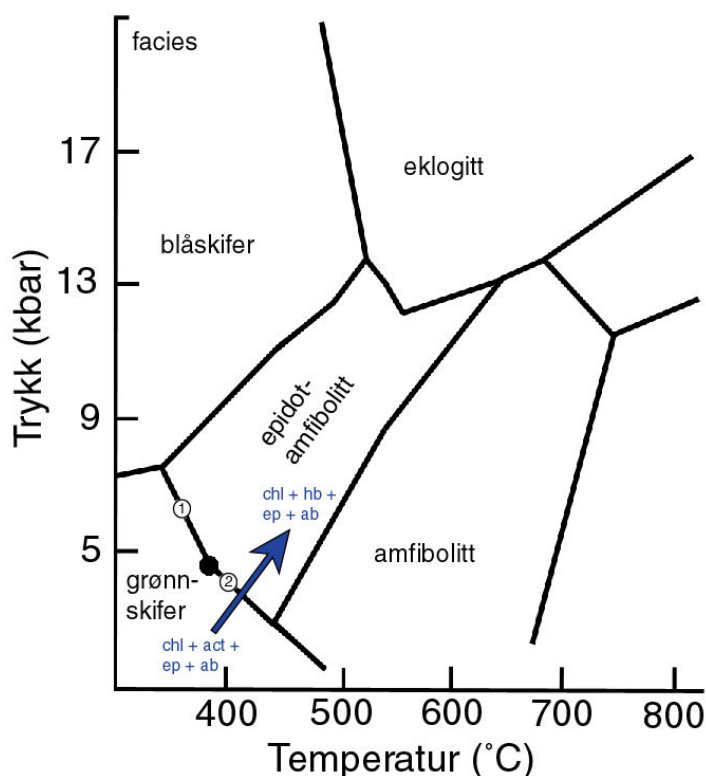
Figur 79: Plott viser Al^{IV} og Al^{VI} som øker i mengde ved økt metamorfosegrad (Laird & Albee 1981). Data er fra SEM-amfibolanalyser (Tabell 2) fra skjærsone på Fakkodden. Al -innholdet av amfibolporfyroklastene er plottet med blå farge, randsoner er plottet med grønn farge og nydannelse av amfibolflak er plottet med rød farge. Pil indikerer trend fra amfibolporfyroklastenes kjerne mot randsonen til amfibolporfyroklast og nydannelse av amfibolflak.



Figur 80: a) Plott som viser vektprosent Al_2O_3 i amfibol. Mellom $525\text{ }^\circ\text{C}$ til $550\text{ }^\circ\text{C}$ øker Al_2O_3 i amfibol brått fra om lag 5 % til 10 %. b) Plott som viser økende anortittinnhold i plagioklas mot temperatur (mellom grønskifer- og amfibolittfacies). Etter Spear (1993).

Kapittel 4

For en mer nøyaktig beregning av metamorfosestilstandene under dannelsen av skjæersonene, har jeg sammenlignet mineralkjemi-analysen av dioritten med petrogenetisk grid etter Oh & Liou (Figur 81, Eskola 1920; Oh & Liou 1998), basert på generell basaltisk magmatisk sammensetning. Overgangen mellom grønskiferfacies og epidot-amfibolittfacies viser to univariante reaksjoner og et invariant punkt (åpne og fylte sirkler, Figur 81) i NMCA ($\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$) systemet (Yokohama et al. 1986). Invariant punkt (fylt sirkel, Figur 81) markerer stabil mineralsammensetning, epidot, aktinolit, barroisitt, hornblende, albitt og kloritt (Yokohama et al. 1986). Univariant reaksjon 1 (lukket sirkel, Figur 81) viser reaksjonen: aktinolit + kloritt + kvarts + epidot + albitt = barroisitt + H_2O . Univariant reaksjon 2 (lukket sirkel, Figur 81) viser reaksjonen: aktinolit + albitt = hornblende + kvarts (Yokohama et al. 1986). Sistnevnte univariant reaksjon samsvarer med mineralsammensetningen i dioritten og viser at den mineralkjemiske overgangen fra grønskiferfacies til epidot-amfibolittfacies er lokalisert til under 5 kbar (blå pil, Figur 81). Men det er usikkert hvor høyt i trykk og temperatur metamorfosen utvikles innenfor epidot-amfibolittfacies.



Figur 81: P-T facies diagram etter Oh & Liou (1998). To univariante reaksjoner (markert med åpne sirkler) og invariant punkt (fylt sirkel) er lokalisert mellom grønskiferfacies og epidot-amfibolittfacies. Pil indikerer utvikling fra grønskiferfacies til epidot-amfibolittfacies og samsvarer med pil illustrert i Figur 79. Modifisert etter Oh & Liou (1998).

Symbolforklaring:

- ab = albitt
- act = aktinolit
- chl = kloritt
- ep = epidot
- hb = hornblende

Kapittel 4

For en nøyaktig mineralklassifisering av plagioklas i en S1-S2-skjærsone på Fakken er det utført 3 punktvisse mineralkjemiske analyser (Pl-1, Pl-2, Pl-3, Figur 76 og Figur 77) ved bruk av SEM. Plagioklas endrer sammensetning med økende metamorfosegrad og følgelig er det av betydning å gjøre en nøyaktig mineralklassifisering (Laird & Albee 1981; Bucher & Frey 2002). Resultatene av analysene er presentert ved analysenummer 1-3 (Tabell 3). De mineralkjemiske analysene viser innhold av Na (natrium), men viser ikke innhold av Ca (kalsium) og K (kalium). Analysene viser at plagioklas i S1-S2-skjærsoner på Fakken har ren albittisk sammensetning. For nærmere omtale, se kapittel 5.5.3.

Klassifisering av plagioklas			
Strukturformel			
Analysenummer	1	2	3
Antall oksygen	8,00	8,00	8,00
Kationer	5,00	5,00	5,00
Mineral	Plagioklas	Plagioklas	Plagioklas
	wt%	wt%	wt%
SiO ₂	68,54	67,79	68,81
Al ₂ O ₃	20,06	20,37	19,61
CaO	0,00	0,23	0,16
Na ₂ O	11,34	11,55	11,38
K ₂ O	0,06	0,06	0,04
Totalt	100,00	100,00	100,00
Oksygen	8,00	8,00	8,00
	1	2	3
Si	2,99	2,96	3,00
Al	1,03	1,05	1,01
Ca	0,00	0,01	0,01
Na	0,96	0,98	0,96
K	0,00	0,00	0,00
Kationer	4,98	5,00	4,98

Tabell 3: Mineralkjemiske SEM-analyser av plagioklasmineraler fra skjærsone i dioritten på Fakkodden. Analysen viser albittisk sammensetning.

Kapittel 5: Diskusjon

5.1 Innledning

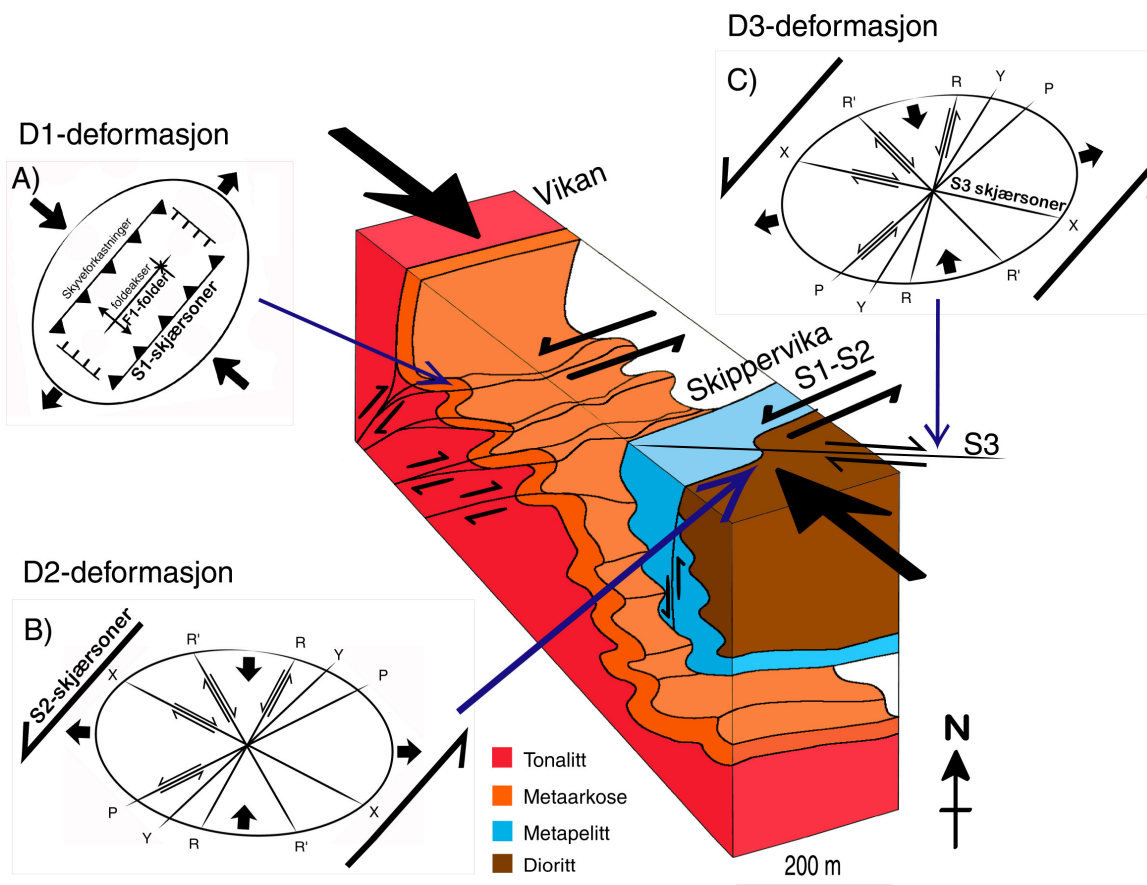
I dette kapittel sammenfattes og diskuteres først kinematisk og dynamisk utvikling av strukturelementene i Vannagruppen og dioritten på grunnlag av beskrivelsene i kapittel 3. Det diskuteres mulig utviklingsmodell som omfatter både Vannagruppen og dioritten. Deretter diskuteres metamorfoseforholdene i dioritten med utgangspunkt i mineralparageneser i massiv og deformert dioritt beskrevet i kapittel 4. Til slutt diskuteres kort sammenhengen mellom strukturutvikling og metamorfose.

5.2 Strukturell analyse av D1-D3 strukturer i Vannagruppen

5.2.1 D1-strukturer

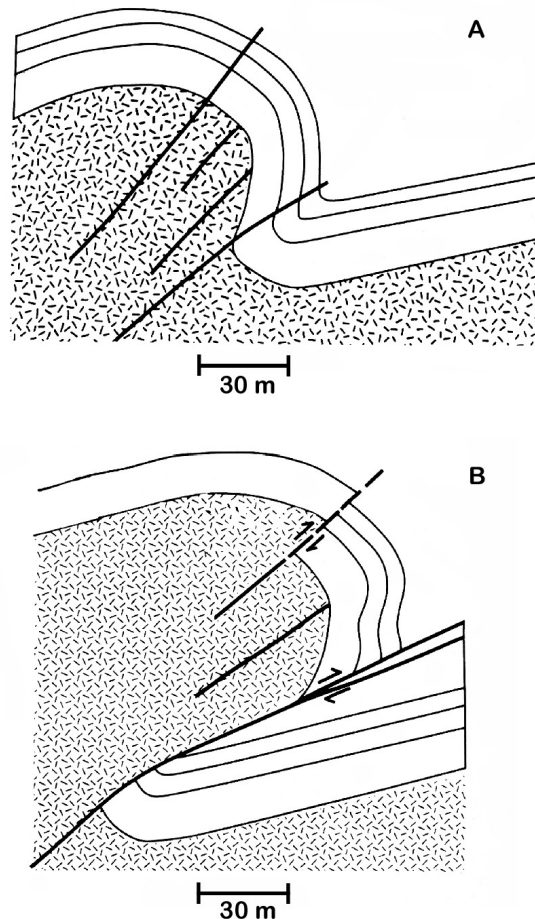
De geometriske hovedtrekkene i Vannagruppen relatert til D1-deformasjon, omfatter horisontale asymmetriske F1-folder med foldeakse mot NØ-SV (Figur 29) og med moderat vergens mot SØ. I Tinnvatnformasjonen opptrer F1-folder som konsentrisk, mens Bukkheiaformasjonen har likeformede F1-folder. S1-akseplankløy i Tinnvatnformasjonen (Figur 30) har moderat til steilt fall mot NNV, mens i Bukkheiaformasjonen opptrer S1-akseplankløy med steilt fall både mot NV og SØ (Figur 31). Parallelt med S1-akseplankløy i Vannagruppen, kutter S1-skjærsoner (Figur 32) lokalt gjennom F1-foldene, med moderat fall mot NV og SØ. Subvertikalt i S1-skjærsoner opptrer minerallineasjoner (Figur 32) som indikerer at skjærsonene har en revers bevegelse. Det antas at folding og kløvdannelse relatert til D1-deformasjonen dannes relativt samtidig med reversforkastninger som progressivt kutter opp gjennom lagningen.

D1-strukturelementene observert i Vannagruppen tolkes som relatert til dannelsen av et kontinentalt folde- og skyvebelte (Opheim & Andresen 1989; Bergh et al. 2007), og kan forklare ut fra forkastningsrelaterte foldemekanismer som innbefatter tykkhudet folde- og skyvemekanisme. En tykkhudet kompresjons-modell medfører at både underlaget (basement) og overliggende sedimentære bergarter (cover) er deformert. Dette underbygges først og fremst ved at kontakten til underlaget (og hele Tinnvatnformasjonen) er vertikalstilt /foldet (Figur 82).



Figur 82: Skjematisk 3D-skisse som viser hovedstrukturene i Vannagruppen og underliggende tonalittisk gneis langs et NV-SØ profil ved Vikan og Skippervika. A) D1-deformasjon: *Strain*-ellipse med orientering til F1-foldeakser og S1-skyveforkastninger, med kompresjon (*pure-shear*) fra NV-SØ. B) D2-deformasjon: *Strain*-ellipse illustrerer orientering til forventede strukturer ved sinistral *simple-shear* langs S2-plan fra NØ-SV. C) D3-deformasjon: *Strain*-ellipsen er rotert mot klokken, og deformasjonen er dominert av sinistral sidelengs-bevegelse (*simple-shear*) fra NØ-SV. R=(Riedel) syntetisk sidelengsforkastning, R'= antitetisk sidelengsforkastning, X= ekstensjonskjær, P= kompresjonskjær, Y= hovedskjærplan. *Strain*-ellipsen er modifisert etter Boulter (1989).

Foldet og vertikalstilt kontaktzone indikerer basementinvolvert folde- og/ eller skyvemekanisme (Figur 83). Dette betyr samtidig at en eller flere skyveforkastninger kan være lokalisert ved glideplan (*detachment*) i underlaget (basement), som direkte er en konsekvent av foldingen ved D1-kompresjon (skorpeforkortning). En slik skyveforkastning kan være S1-skyveforkastning i Skippervika (Figur 82). Ut fra dette kan det trekkes analogier til forlands folde og skyvebelter i The Rocky Mountains, der basement-cover kontakten er foldet og senere forkastet opp (Figur 83, Evans 1993). Et annet argument som støtter analogien med The Rocky Mountains, er at Vannagruppen har en antatt synklinal i fronten av den vertikalstilte kontaktsonen (Figur 82), selv om S1-kløven i feltområdet er så godt utviklet og dominerende at lagningen er visket bort.



Figur 83: Vertikalsnitt som viser hvordan basement-cover kontakten er foldet og deretter forskjøvet opp. A) Viser foldet basement og overliggende bergarter. B) Basement er forkastet og forkastninger kutter gjennom overliggende bergarter. Modifisert etter Evans (1993).

Hvis strukturer (*fabric*) i gneisunderlaget viser konformitet med de overliggende enhetene, vil basement sannsynlig foldes (Figur 83A). Hvis det er en diskonformitet i *fabric* i forhold til overliggende enheter, for eksempel en NV-hellende gneisfoliasjonen som på Vanna, så vil gneisfoliasjonen kunne reaktiveres av reversforkastninger (Figur 83B) og gneisunderlaget forkastes opp. En kombinasjon av disse mekanismene er den mest plausible tolkningen av D1-strukturene for Vanna. En tykkhudet folde-skyvemekanisme, som også involverer underlaget, er således mest sannsynlig tolkning av F1-S1-strukturene i området.

Når det ytes stress parallelt med lagningen kan det dannes bukfolder. Dette skjer når den sedimentære lagpakken forkortes der bølgelengden til foldingen er styrt av kompetanse og mektighet (Davis & Reynolds 1996). Bukfolder har lik lagtykkelse, vifteformig akseplankløv og klassifiseres til klasse 1B etter Ramsay (Ramsay & Huber 1987). Skjærfolder kan dannes i områder med skjær-*strain* (Van der Pluijm & Marshak 2004), og hvor reversforkastninger der opptrer som skjærplan for disse langs akseplanet. En kombinasjon av de foldeprosessene, kan

Kapittel 5

f.eks. skje ved modifisering av asymmetriske bukfolder til skjærfolder, eller at ulike foldemekanismer virker i ulike litologier. Det vil si at det sannsynlig dannes bukfolder i kompetent sandstein og skjærfolder i skifrer. Dette støttes ved at Tinnvatnformasjonen har F1-bukfolder (konsentriske) med vifteformet kløv mens den mindre kompetente Bukkheiaformasjonen har F1-skjærfolder (likeformete) med akseplanparallell kløv. Bukkheiaformasjonen er inkompetent og har mottatt deformasjonen i større grad enn den kompetente Tinnvatnformasjonen, slik at bukfolder har blitt modifisert til skjærfolder av skjærbevegelse relatert til reversforkastningene. Skjærfolder er observert i feltområdet som eksempel ved NØ - SV orienterte reversforkastninger, som grensen mellom Tinnvatnformasjonen og Bukkheiaformasjonen (Figur 16). Denne grensen antyder en betydelig S1-reversforkastning, som kan være knyttet mot en dypere basement-forkastning (Figur 82).

Min tolkning er at D1-deformasjon i Vannagruppen kan knyttes til subhorisontal asymmetrisk skorpeforkortning, dannet ved horisontal kompresjon (*pure-shear*) fra NV mot SØ. Dette underbygges ved: i) F1-folder er asymmetriske og vergerer mot SØ, ii) S1-skyveforkastninger og S1-kløv faller mot NV og inneholder *dip-slip* minerallineasjoner (Figur 32).

En slik tolkning betyr at assosiasjonen av strukturene, presentert i kapittel 3.4.1 relatert til D1, kan tolkes i lys av en *strain*-ellipse som er orientert med lengste strekningsakser mot NØ-SV (Figur 82A). Dannelse av F1-folder og S1-skyveplan kan forklares med en tykkhudet deformasjonsmodell som involverer både underlaget og Vannagruppen (Van der Pluijm & Marshak 2004). Kompresjon (*pure-shear*) ved tykkhudet tektonikk i kombinasjon med lokal tynnhudet tektonikk har således forårsaket konsentrisk folding (bukfolding) av Vannagruppen og det tonalittiske gneisunderlaget. I Vannagruppen antas reversforkastninger progressivt å ha kuttet opp fra et felles forkastningsplan i underlaget (basement), gjennom gneisunderlaget og langs foldeflankene til de metasedimentære bergartene, lokalt gjennom hengselsonene til F1-folder, og dannet reversforkastninger (S1-skjærsoner). Det antas at S1-skjærsonene har påvirket foldegeometrien i Bukkheiaformasjonen slik at bukfolder har blitt modifisert til skjærfolder. Dette fordi at Bukkheiaformasjonen har lav kompetanse med større mottakelighet for deformasjon, sammenlignet med Tinnvatnformasjonen.

Avsetningskontakten mellom tonalittisk gneisunderlag og de metasedimentære bergarter viser mindre grad av tektonisk skjærpåvirkning (Figur 10). Skrått orienterte konglomeratboller og minerallineasjoner i avsetningskontakten (Figur 11) underbygger at deformasjon relatert til disse ikke direkte kan kobles til D1-deformasjonen, men kan være en mulig senere hendelse

som involverer tynnhudet tektonikk (D2-D3-deformasjon). Mulige hovedforskyvningsplan (*detachment*) må således være lokalisert for eksempel dypere i underlaget.

5.2.2 D2-strukturer

De geometriske hovedtrekkene for Vannagruppen relatert til D2-deformasjon er likeformede asymmetriske og konsekvent S-formede F2-folder med strøk NØ-SV og ca. 40° stupende foldeakse mot NØ (Figur 33). Det beste eksempelet på F2- folder er påvist sør i Skippervika (Figur 22), der kontaktsonen mellom de metasedimentære bergartene og dioritten er foldet. F2-foldene har steile flanker og subparallelt kuttende S2-akseplankløv, med steilt fall mot NV og SØ (Figur 34). Assosierte S2-skjærsoner har gjennomsnittlig steilt fall mot SØ (Figur 35), og definerer lokalt lag-interne skjærsoner som kutter og forskyver lagningen i en tydelig rampeflategeometri i horisontalsnitt. L2-minerallineasjoner på lagflater i S2-skjærsoner er horisontalt orientert (Figur 35).

Min tolkning av D2-deformasjonen er dannelse ved NØ-SV rettet sinistral sidelengs-bevegelse langs S2 som hovedskjærplan. Det betyr at en potensiell *strain*-ellipso vil være av *simple-shear* type (Figur 82B) og orientert der lengste strekningsakse har omtrent 45° vinkel i forhold til D1-*strain*-ellipsen. Retningen til S2-skjærsoner følger således Y-skjær i *strain*-ellipsen (Figur 82B). En slik tolkning kan forklare de fleste observerte strukturelle kjennetegn og geometrier for D2-strukturene. For eksempel:

- i) F2 -foldene er steilt stupende i forhold til F1-foldene (Figur 29, Figur 33), og har akseplankløv (S2) orientert mot klokken (ca. 10°) i forhold til S1 (Figur 30, Figur 31 og Figur 34). F2-folder med lokalt fortykkede hengselssoner, avrevet og sinistralt forskjøvet langs plan parallelt med S2-skjærsoner kan tolkes som at F1-folder er modifisert til F2-folder ved progressiv sinistral *simple-shear* (Ramsay & Huber 1983). F2-folder kan være dannet ved progressivt roterende *strain*-ellipso (Figur 82B), med skjærbevegelse parallelt med flankene til F1-foldene. F1-folder har således blitt modifisert til F2-folder ved fortykning av hengselssoner og foldeakse som roteres mot steilere stupning. Alternativt er F2 nydannede folder. Nye folder kan dannes hvis D2-deformasjonen representerer en *strain*-ellipso som er rotert mer enn 45° fra sin utgangsposisjon (Ramsay & Huber 1983).
- ii) F2-foldene har S-geometri og moderat stupende foldeakse (Figur 22, Figur 33) og horisontale L2-lineasjoner (Figur 35). Dette viser at bevegelsen relatert til S2-skjærsonene er dominerende *strike-slip*, og D2-strukturene tolkes som resultat av sinistralt sidelengs skjær.

Kapittel 5

iii) F2-foldene har fortynnende flanker i forhold til F1-folder. Dette kan mulig forklares ved akseplanparallell skjærdeformasjon (sinistral *simple-shear*) langs flankene til F2-folder, som har gitt fortynning av F2-flankene og fortykning av F2-hengselsoner.

iv) S2-skjærsoners geometri i forholdt til S1-skjærsoner viser stor likhet bortsett fra at S2-skjærsoner har steilere fall. Det forventes at S2-skjærsoner stedvis vil følge glideplan til S1-skjærsoner. Dette gjør at S1- og S2-skjærsonene i Vannagruppen er tilnærmet sammenfallende og danner et anastomoserende mønster. Dette ser man sør for Vikan, i kontaktsonen mellom Tinnvatnformasjonen og Bukkheiaformasjonen. Ut fra min tolkning av D1- og D2-deformasjon, innebærer dette at overgangen mellom formasjonene er påvirket av både revers- (S1-skjærsoner) og sidelengs bevegelse (S2-skjærsoner). Revers bevegelse medfører at den stratigrafisk lavere Tinnvatnformasjonen heves relativt i forhold til Bukkheiaformasjonen, slik at eldre bergarter lokalt ligger stratigrafisk over yngre bergarter (Figur 12).

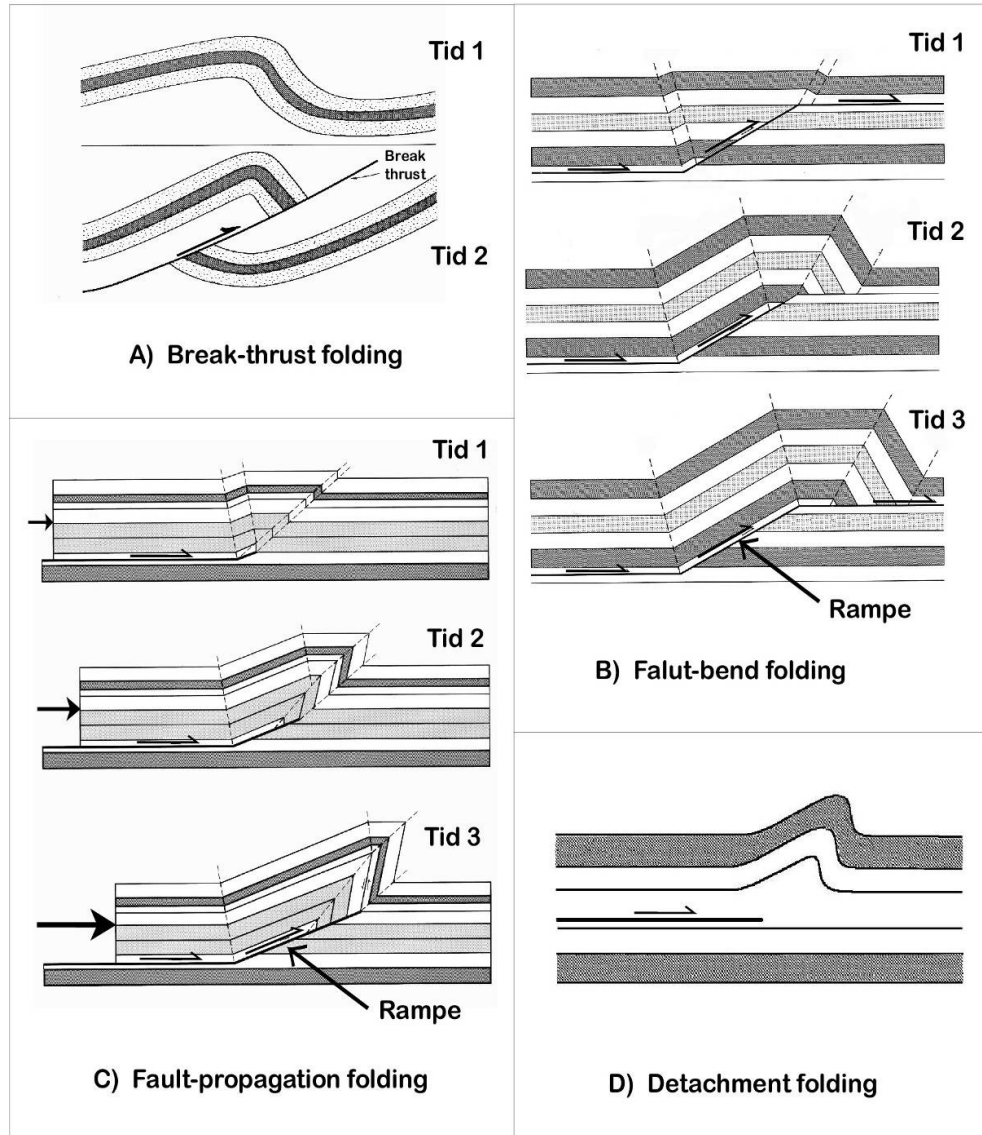
5.2.3 D3-strukturer

D3-strukturene i Vannagruppen er karakterisert ved i) laginterne småskala S-formede og asymmetriske, likeformede F3-folder (Figur 42), med moderat stupende foldeakse mot Ø (Figur 36). ii) S3-akseplankløv og laginterne skjærsoner (Figur 37, Figur 38), ofte innfylt med karbonat (Figur 43), moderat til steilt hellende mot N, og iii) horisontale Ø-V orienterte L3-minerallineasjoner (*slickenlines*) (Figur 38).

Konsekvent lagintern deformasjon antyder at D3-strukturene er dannet ved tynnhudet tektonikk. Ved tynnhudet folde- og skyvemekanisme er glideplan (*detachment*) oftest lokalisert internt mellom lagplan i de sedimentære bergartene (Figur 84). Forkastningsrelaterte foldemekanismer kan forklare ulike strukturelle elementer mellom forkastning og folding beskrevet som *break-thrust* folding, *fault-bend* folding, *fault-propagation* folding og *detachment* folding (Van der Pluijm & Marshak 2004). Mekanismen bak disse forkastningsrelaterte foldekategoriene kan forklares ut fra horisontal kompresjon der det dannes glideplan (*detachment*) med bevegelse internt mellom lagplan og litologiske grenser i de metasedimentære bergartene og/ eller mot underlaget (basement). Ved kompresjon vil eksempelvis skyveplan kunne utvikles som følger svakhetssoner i lagdelte bergarter og danne eksempelvis forkastningsrelaterte folder (*detachment folding*) over glideplan. Skyveplanene vil kunne skrå gjennom lagrekken, kutte gjennom foldehengselen til eksisterende folder og evt. modifisere disse, og danne en rampe flategeometri med reversbevegelse (Van der Pluijm &

Kapittel 5

Marshak 2004). En tynnhudet tektonisk modell med lagparallellell deformasjon kan forklare D3-strukturer (Figur 42) som laginterne F3-folder med assosierte forkastninger og med flate-rampe-geometri som er i tråd med for eksempel dannelsen av *fault-bend* foldgeometrier som stedvis kutter steiltstilte lagflater (sett i horisontalsnitt)(Figur 84).



Figur 84: Figurene viser tynnhudet tektonikk i vertikalsnitt. A) *Break-thrust* folding dannes der lagplan foldes til asymmetriske folder, deretter møtes flankene og en forkastning kutter gjennom den forreste foldeflanken. B) Viser progressive stadier ved dannelsen av *fault-bend* folder. C) Viser en modell for progressiv dannelsen av *fault-propagation* fold. Modifisert etter Van der Pluijm & Marshak (2004). D) Dannelsen av *detachment* fold over glideplan uten dannelsen av rampeforkastninger Jamison (1987).

Kapittel 5

Den kinematiske analysen av D3-strukturene antyder de samme *simple-shear* mekanismene som ved dannelsen av D2-strukturene men hvor *strain*-ellipsen har en mer V-Ø orientering (Figur 82). Et slikt orienteringsavvik kan for eksempel skyldes progressiv rotasjon av *strain*-ellipsen ved sinistralt skjær. Dette støttes delvis av at F1-F2-foldeakser har orientering NØ, mens F3-folder har foldeakse mot V. Dersom *strain*-ellipsen har rotert mer enn 45° fra sin utgangsposisjon, vil det kunne dannes nye folder (F3) (Ramsay & Huber 1983). Strøket til S1-S2-strukturer og S3-strukturer viser en vinkel mellom dem som er tilnærmet 45° (Figur 82). Den konsekvente S-formige geometrien til F3-folder (Figur 42), skrått stupende foldeakser (Figur 36), og horisontalt orienterte minerallineasjoner (Figur 38), indikerer alle dannelser ved sinistral sidelengs-bevegelse. Dette underbygger at D3-strukturene i Vannagruppen kan være dannet ved sinistral *simple-shear* med assosierte S3-akseplankløy og laginterne skjærsoner moderat til steilt hellende mot N (Figur 42). Ved en sinistral rotasjon langs S2-skjærplanet (Y-aksen, Figur 82C), vil S3-akseplankløy og assosierte S3-skjærsoner kunne dannes parallelt ved X-aksen i *strain*-ellipsen. Det vil si at S3-strukturer i Vannagruppen kan forklares ut fra en sinistral *incremental strain*-ellipse som er orientert omtrent 45° til S3, med maksimal strekningsakse omtrentlig Ø-V.

Assosierte duktile/semiduktile S3-skjærsoner er karbonatfylt og disse har stor utbredelse i Vannagruppen, spesielt i Bukkheiaformasjonen (Figur 42). Karbonatfylte S3-planstrukturer kuttes og sinistralt forskyves av S1- og S2-planstrukturer (Figur 44). Dette kan forklares ved en rotert *strain*-ellipse (Figur 82C), der progressiv deformasjon ikke bare danner nye bruddsystemer, men også teoretisk reaktiverer eldre bruddsystemer og forkastninger ved rytmiske og gjentatte bevegelser. Progressiv deformasjon vil kunne aktivere og reaktivere planstrukturer i *strain*-ellipsen. Jeg tolker at karbonatfylte S3-planstrukturer i Vannagruppen er forskjøvet av senere sinistral reaktivering av S1-S2-skjærsoner, eller at D2- og D3-deformasjonen er en kontinuerlig samtidig hendelse. Det kan spekuleres i sintnevnte i og med at man ikke kinematisk kan skille S3-strukturer fra S2-strukturer, selv om disse kan skilles orienteringsmessig. Det er ikke dokumentert at S1- og S2-strukturer foldes inn mot S3-strukturer, selv om dette er forventet.

Ut fra geometrien til F3-folder og horisontale minerallineasjoner tolker jeg at D3-strukturer er dannet ved sinistral sidelengs bevegelse langs S2-skjærsoner, og F3-foldene er dannet ved folding av lagplan til F1- og F2-folder relatert til skjærbevegelsen.

5.3 Strukturell analyse av skjærsoner i dioritten

5.3.1 S1-S2-strukturer

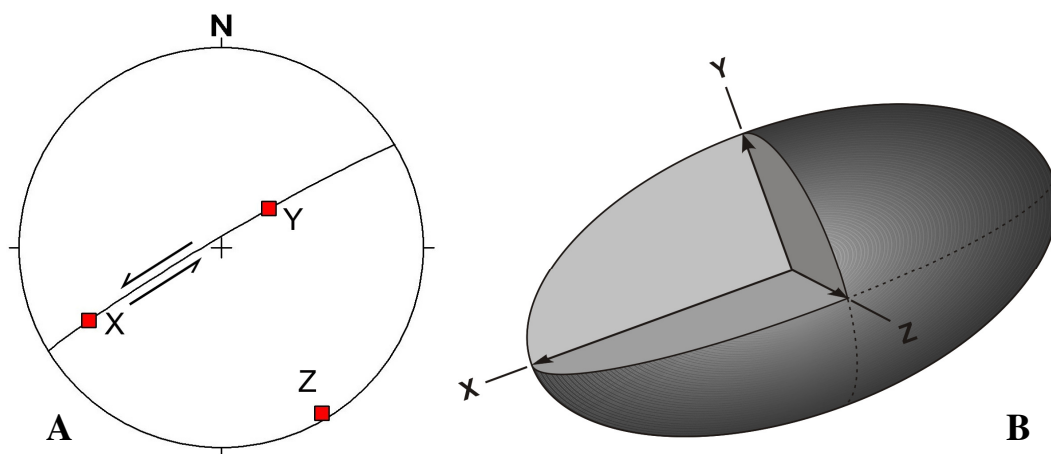
I motsetning til de metasedimentære bergartene, er store deler av dioritten homogen og udeformert, mens *strain* er tydelig lokalisert til duktile/semiduktile skjærsoner. Opptreden av delvis ultramylonittisk tekstur viser dessuten at graden av *strain* i skjærsonene har vært betydelig (Sibson 1977; Twiss & Moores 1992). De dominerende skjærsonene er NØ-SV strykende (Figur 45) og har steilt fall mot NV-SØ. Orienteringen antyder at de kan være knyttet til S1-S2-skjærsoner i Vannagruppen og de omtales derfor som slike. Disse skjærsonene observeres gjennom hele dioritten og er godt synlig i flybilde (Figur 28). I tilknytning til disse skjærsonene ligger det stedvise xenolitter (Figur 27, se kap.2.4.3 og 4.2.4) som subparallele massive kropper inn mot skjærsonen. I skjærsonene tynnes xenolittene ut i strøkretningen og forsvinner (se kap.5.5.4).

S1-S2-skjærsonene i dioritten har anastomoserende og lokalt forgrenet geometri i horisontalsnitt, der sammenkoblede skjærplan dør ut i strøkretningen (Figur 52). Dette er spesielt godt synlig på Fakken, og i felt ser man at disse skjærsonene stedvis migrerer rundt og danner isolerte dioritt-linser. Disse har stedvis utviklet positive blomsterstrukturer i vertikalsnitt (beskrevet i kap.3.5.2, Figur 53). Strukturene er ofte relatert til sidelengsforkastninger og kan være dannet ved sidelengs-bevegelse langs skjærsonene, der bevegelsen har resultert i kompresjon og oppløfting av dioritt-linser (transpressjon) (Van der Pluijm & Marshak 2004).

I S1-S2-skjærsonene i dioritten observeres det flere ulike kinematiske indikatorer som alle underbygger sinistral sidelengs-bevegelse (se kap.3.5.2). Eksempler er asymmetriske S-folder (Figur 55, Figur 56), roterte porfyroklaster (Figur 50), S-C' strukturer (Figur 51), minerallineasjoner og LS-tekonitt (Figur 57, Figur 59). Asymmetriske og vertikale S-folder som er observert i horisontalsnitt, indikerer ut fra geometrien at de er dannet ved sinistral sidelengs-bevegelse. Sigmoidale epidot-aggregater (Figur 50, Figur 54) i S1-S2-skjærsoner har haler som er strukket, tynnet ut og dratt i retning av skjærsonen. Geometrien til halene er asymmetrisk og indikerer at aggregatene er rotert og viser således en sinistral bevegelse i skjærplanet. Observerte S-C' strukturer beskrevet i kapittel 3.5.2 (Figur 51), kan tolkes å være dannet på et senere stadium i sidelengs-bevegelsen langs skjærsonene. Dette fordi C' generelt

formes etter at mesteparten av hovedfoliasjonen er dannet. Det vil si etter dannelse av metamorf foliasjon i skjærsonen (Davis & Reynolds 1996; Passchier & Trouw 1998).

Minerallineasjoner og *slickensteps* på lagflater i S1-S2-skjærsoner i dioritten (Figur 57, Figur 58A), sammen med strekningslineasjoner på foliasjonsflater (LS-tekonitt; Figur 59) orientert parallelt med strøket til (S1-S2) skjærsonen, indikerer alle skrå sinistral sidelengsbevegelse. Orienteringsdata fra denne LS-tekonitten kan brukes til å konstruere *strain*-tilstanden i skjærsonene. Plott av orienteringsdata i stereonett (Figur 58B) viser skjærplanet (X-Y) som storsirkel og punktet (X) som strekningsretningen. Polen til storsirkelen (skjærplanet) vil da gi største prinsipielle forkortningsakse (Z-aksen, Figur 85A). 90° på strekningsretningen (X, Figur 85A) langs skjærplanet, finner man Y-aksen som definerer midlere forkortningsakse. For å bedre illustrere dette er det tatt i bruk en 3-D *strain*-ellipsoide (Figur 85B) der X-, Y- og Z-aksen definerer lengste, midlere og korteste *strain*-akse. X-aksen viser maksimal forlengelse, og Z-aksen viser største forkortning (Park 1997). Denne kimematiske analysen av LS-tekonitt i S1-S2-skjærsoner i dioritt viser at maksimal strekning (X-akse, Figur 85A) er slakt stupende mot SV mens bevegelsen er slakt opp mot NØ (sinistralt). Maksimal kompresjon (Z-akse, Figur 85A) er NNV-SSØ og tilnærmet horisontal.



Figur 85: A) Orienteringsdata fra LS-tekonitt plottet i Schmidt stereonett, viser skjærplanet (X-Y) som storsirkel og punktet (X) som strekningsretningen. Punktet (Y) ligger 90° på strekningsretningen (X) langs storsirkel og definerer middels forkortning. Punktet (Z) er polen til storsirkelen og viser største prinsipielle forkortningsakse. B) 3D- formforandrings- (*strain*) ellipsoide som illustrerer strekningsakser ved homogen deformasjon. X-akse viser retning på maksimal forlengelse, Y-akse intermediaær, Z-akse viser retning på største forkortning.

Kapittel 5

Den utførte *strain* beregningen for S1-S2-skjærsoner sammen med de observerte kinematiske indikatorene for (S1-S2) skjærsonene i dioritten viser konsekvent skrå (*oblique*) sinistral *strike-slip* sidelengsbevegelse. Ca. 25° stupning på X-aksen i *strain*-ellipsoiden antyder en mindre komponent av kompresjon.

Kinematiske indikatorer antyder geometrisk og orienteringsmessig at bevegelsesmønsteret til D2-deformasjonen i dioritten er tilsvarende lik det som er beskrevet og tolket i Vannagruppen. Dette bygger på: i) Både Vannagruppen og dioritten viser asymmetrisk S-folding (se kap.3.4.2 og 3.5.2). Foldegeometrien indikerer at de er dannet ved dominerende sinistral sidelengsbevegelse. ii) S2-planstrukturer er sammenfallende i Vannagruppen og dioritten med strøk mot NØ-SV, men med noe ulikt fall (Figur 34, Figur 35, Figur 45). Vannagruppen har S2-planstrukturer som faller mot SØ, men tilsvarende planstrukturer i dioritten har fall mot NV-SØ. iii) Lineasjoner på sammenfallende lagflater er horisontalt orientert i Vannagruppen og subhorisontal i dioritten (Figur 35, Figur 58A). En mer nøyaktig beregning av LS-tektionitt i dioritten viser skrå (ca.25°) sinistral sidelengsbevegelse (Figur 85A). Med bakgrunn i disse observasjoner er det derfor rimelig å anta at D2-deformasjonsstrukturer i Vannagruppen og dioritten er dannet under like forhold og trolig samtidig. Jeg tolker derfor at D2-strukturene i dioritten er dannet ved subhorisontal og sinistral sidelengsrettet skorpedeformasjon, parallelt med S2-skjærsoner (NØ-SV strykende, Figur 82B).

Med bakgrunn i diskusjon over tolker jeg S1-S2-skjærsonene i dioritten å være dannet av progressiv deformasjon og sinistral rotasjon av *strain*-ellipsen, det vil si de samme mekanismene som ved D2- og D3-deformasjon i Vannagruppen (se kap.5.2.3). Strukturelementene i dioritten omtalt i kapittel 3.5, og relatert til D1-D2-deformasjonen, kan forklares ut fra en *incremental strain*-ellipse som er orientert ca. 45° til S2-skjærplan, dvs. med maksimal strekningsakse tilnærmet Ø-V (Figur 82B). En progressivt roterende *strain*-ellipse ved D2-deformasjonen vil aktivere nye strukturer samtidig med at eldre strukturer kan reaktiveres (D1). Det vil si at S2-akseplankløv og skjærsoner dannes parallelt med retningen for sinistralt Y- og P-skjær i *strain*-ellipsen. Disse overpreger strukturer relatert til D1-deformasjon.

5.3.2 S3-skjærsoner

Duktile skjærsoner i dioritten som antas å være assosiert med S3 i Vannagruppen, omfatter duktile/ semiduktile lineamenter og skjærsoner med strøk Ø-V og steilt fall hovedsakelig mot N (Figur 61). S3-skjærsonene er også i dioritten oftest karbonatfylt, og inneholder skrå til horisontale streknings- og minerallineasjoner (Figur 61). Bevegelsen i S3-skjærsonene er oftest dekstral, men viser også lokalt sinistral bevegelse. Dekstral bevegelse langs S3-skjærsoner antydes spesielt godt i Risdalsfjæra (se kap.3.5.1, Figur 48, Figur 49), hvor S1-S2-skjærsoner er tydeligst dekstralt avbøyd (foldet?) inn mot S3-skjærsoner. Et eksempel på sinistral bevegelse langs S3 i dioritten, er påvist ved Rødbergneset (Figur 62A), der S3-skjærsoner kutter og sinistralt forskyver kontakten til metasedimentære bergarter opptil 1 m. Siden mine observasjoner av skjærretning i S3-skjærsoner er motstridende kan dette eventuelt forklares ved at de ikke er genetisk relatert til hverandre.

For å bestemme eksakt forskyvningsretning langs en dekstral S3-skjærsoner, er avbøyde S1-S2-skjærsoner plottet sammen med S3 fra samme lokalitet (Figur 63). Stereoplottet viser dekstral, tilnærmet ren *strike-slip* bevegelse langs S3. Siden dekstral forskyvning langs S3-skjærsoner er mest fremtredende har jeg i min analyse av D3-strukturene benyttet dette resultatet som utgangspunkt for en tolkning relatert til *strain*-ellipsen. En eventuell forklaring på dekstral forskyvning langs S3-skjærsoner i et sinistralt område kan være at S3-skjærsoner er representert ved dannelse av antitetiske skjærplan (X) i *strain*-ellipsen (Figur 82C).

På samme måte som for både D2- og D3-deformasjonen i Vannagruppen kan S3-skjærsonene i dioritten betraktes ut fra *simple shear* med en progressivt roterende *strain*-ellipse til mer Ø-V lengderetning (Figur 82B og C). S3-skjærsoner er følgelig representert ved X-planet i denne *strain*-ellipsen, med indikert dekstral bevegelse. En annen mulig forklaring er at S3 har dannet flere bruddplan etter hvert som *strain*-ellipsen har rotert. I så fall vil S3-strukturer være representert ved ulike orienteringer fordi orienteringen på *strain*-ellipsen er forskjellig ved ulike tidspunkt.

5.3.3 Sammenligning med strukturer i Vannagruppen

S3-planstrukturer skiller seg vesentlig fra S1- og S2-strukturer med hensyn til orientering (Figur 82). Videre karakteriseres S3-planstrukturene både i Vannagruppen og i dioritten ved hyppig utfelling av karbonat. Orienteringsmessig er S3-skjærsoner i dioritten sammenfallende

Kapittel 5

med S3- planstrukturer i Vannagruppen, men de har noe forskjellig opptreden (Figur 38, Figur 46, Figur 61). S3-skjærsoner er bedre utviklet i dioritten enn i de metasedimentære bergartene, mens F3-folding kun observeres i Vannagruppen. Årsaken til dette kan være litologiske forskjeller, der deformasjon i den homogene dioritten danner skjærsoner, mens deformasjonen i lagdelte metasedimentære bergarter danner folding. Det er derfor antatt at de tilhører de samme strukturelle elementer.

S3-skjærsonen i Vannagruppen og i dioritten viser delvis motstridende kinematisk karakter. I Vannagruppen antyder geometriske observasjoner hovedsakelig sinistral bevegelse (Figur 42), mens kinematiske indikatorer i dioritten antyder hovedsakelig dekstral bevegelse (Figur 48, Figur 49, Figur 63). Jeg antar derfor at dekstral forskyvning langs S3-skjærplan også kan ha funnet sted i Vannagruppen, men at litologiske forskjeller og evt. *strain*-variasjoner gjør at S3-planstrukturer opptrer med ulike retninger og skjærbevegelse.

5.3.4 Aldersrelasjon mellom S1-S2 og S3-skjærsoner i dioritten

Det har vært vanskelig å skaffe entydige bevis på relativ alder mellom S1-S2 og S3 i dioritten fordi strukturene viser gjensidig foldede og kuttende relasjoner. Eksempel på dette observeres i Risdalsfjæra der mylonittiske S1-S2-skjærsoner dragfoldes inn mot S3-skjærsoner (Figur 48). Ved samme lokalitet i dioritten er mylonittiske duktile/ semiduktile S1-S2-skjærsoner stedvis kuttet av semiduktile S3-skjærsoner (Figur 62B) som underbygger en aldersrelasjon der S3-skjærsoner er yngst. S1-S2-skjærsonene er tydelig kuttet av S3-plan som igjen reorienteres (refraksjon) ved overgang mellom homogen dioritt og mylonittisk S1-S2-skjærsonene. Jeg tolker dette som et indirekte bevis på at S3-skjærsoner er de yngste. Slik refraksjon kan skje når yngre kløv/ skjærplan kutter gjennom bergarter med ulik kompetanse (Van der Pluijm & Marshak 2004). En mulig forklaring på de delvise motstridene aldersrelasjonene, kan være at S1-S2- og S3-skjærsonene ble dannet samtidig og at skjærsonene ble reaktivert ulikt i rom og tid.

5.4 Kinematisk modell

Min strukturelle analyse av D1-strukturer i Vannagruppen (se kap.5.2.1) antyder dannelse relatert til basementinvolvert (tykkhudet) subhorisontal kompresjon (*pure-shear*) fra NV mot SØ. Dette kan forklares ved en *strain*-ellipse som er orientert med lengste strekningsakser mot NØ-SV (Figur 82A). D2-deformasjonen i Vannagruppen er dannet ved NØ-SV rettet sinistral

Kapittel 5

sidelengsbevegelse (*simple-shear*) med *strain*-ellipse orientert der lengste strekningsakse er rotert omtrent 45° i forholdt til D1- *strain*-ellipsen (Figur 82B) med S1 som hovedskjærplan. Samme mekanisme (*simple-shear*) er antydnet for D3-deformasjon i Vannagruppen som ved D2-deformasjon, men D3- *strain*-ellipsen har en mer Ø-V orientering (Figur 82C). D3-strukturelementer kan forklares ved tykkhudet og tynnhudet folde- og skyvemekanismer, og skyldes mulig en sinistral progressiv rotasjon av *strain*-ellipsen.

D1- og D2-deformasjonen i dioritten er lokalisert og representert ved duktile/ semiduktile S1- og S2-skjærsoner, og kan forklares ut fra en *strain*-ellipse orientert ca. 45° til S2-skjærplan med maksimale strekningsakse tilnærmet Ø-V (Figur 82B). Karbonatfylte S3-skjærsoner viser hovedsakelig dekstral og tilnærmet ren *strike-slip* bevegelse (*simple-shear*), med antatt *strain*-ellipse orientert som ved D3-deformasjon i Vannagruppen (Figur 82C).

D1-D2-D3-strukturer i Vannagruppen finner man igjen som S1-S2-S3-skjærsoner i dioritten og disse er orienteringsmessig sammenfallende. Vannagruppen og dioritten er således antatt å være deformert sammen. Med bakgrunn i diskusjonen i kapitlene 5.2 og 5.3 kan D1-D3-strukturene forklares ut fra en flerfasemodell der D1-, D2- og D3-deformasjon beskrives som atskilte hendelser. Hovedargumentet for en flerfasemodell er at de tre gruppene av strukturelementer er forskjellige både med hensyn til geometri og kinematisk utvikling. Det innebærer bl.a. følgende:

- 1) D1-strukturene ble dannet ved horisontal kompresjon (*pure-shear*) fra NV mot SØ.
- 2) D2-strukturene skyldes NØ-SV rettet, sinistral sidelengs-bevegelse (*simple-shear*) langs S2 med reaktivering av D1-strukturer.
- 3) D3-strukturer ble dannet ved kontinuerlig sinistral sidelengs bevegelse (*simple-shear*) og viser en relativ aldersrelasjon som yngst.

Alternativt kan D1-D3-deformasjonen i feltområdet forklares ut fra en dekoblet modell basert på at deformasjonsstrukturene ble dannet samtidig, men at deformasjonstypen ble fordelt forskjellig i ulike områder, med kompresjon og sidelengsbevegelse (Holdsworth et al. 2002; Tavarnelli et al. 2004). Det vil si at det i enkelte områder oppstår kompresjon (*pure-shear*), og i andre områder dominerer sidelengsbevegelse (*simple-shear*). Det kan også være områder der det oppstår en kombinasjon av disse (*pure-shear* og *simple-shear*) (Pettersen 2007). Mine data viser påfallende likhetstrekk med distribuering av strukturer ved dekoblet deformasjon som for eksempel fra kaledonske bergarter i Southern Uplands i Skottland (Holdsworth et al. 2002; Tavarnelli et al. 2004). Likehetstrekk er bl.a. gjensidige krysskuttende strukturer som

indikerer at flere plan har vært aktive samtidig. Min analyse og diskusjon (kap.5.2 og 5.3) støtter således at tidsutviklingen relatert til D1-D3-deformasjonsstrukturene i Vannagruppen og dioritten kan forklares ved en progressiv og/ eller trinnvis utvikling.

5.5 Metamorfose og mineralkjemisk analyse av dioritten

Inndelingen i metamorfe facies bygger på at mineraler som opptre stabilt sammen, forandres ved bestemte trykk og temperaturforhold (Eskola 1920). På den måten kan man, ut fra mineralselskap, si noe om metamorf utvikling og hvilke trykk og temperatur som bergarter er dannet under. Eskola (1920) definerte 8 faciesdiagram for områder inndelt i mindre trykk-/temperaturområder for assosierte bestemte mineralselskap (jfr. Perkins 2002). Eskolas (1920) resultater benyttes fortsatt bl.a. for metamorfe mafiske bergarter, og som utgangspunkt for reviderte P-T facies diagram (for eksempel Oh & Liou 1998; Figur 81)

5.5.1 Udeformert dioritt

Dioritten ligger som en intrusjon inne i de metasedimentære bergartene (Figur 5), består av mineraler med en typisk magmatisk tekstur med angulære tilfeldig orienterte krystaller (Figur 64), og er tolket til å være en laggang. Hovedmineralene er plagioklas, amfibol, epidot og biotitt, med mindre mengde kvarts, kloritt og opake mineraler. Undulerende utslukning av plagioklas og amfibol i tilsynelatende udeformert dioritt, indikerer begynnende deformasjon (Figur 64). Den primære mineralsammensetningen i dioritten er plagioklas (andesin?) og hornblende (kap.4.2.1). Hornblende er videre omvandlet til aktinolitt og kloritt, og i dioritten er aktinolitt observert som kjernen til amfibolmineralene (Figur 65) hvilket antyder en generell grønskiferfacies mineralparagenese for udeformert dioritt. Aktinolittkjernen er lysegrøn av farge og viser til tidlig metamorf facies, mens randsonen av magnesiohornblende har mørkegrøn farge og viser til en senere metamorf omvandling. Det vil si at magnesiohornblende forekommer også lokalt i homogen udeformert dioritt, men er generelt underrepresentert og ikke dominerende. De store mengder epidot som observeres i dioritten er antatt dannet ved hydrotermal omvandling av primær plagioklas (kap.4.2.1, Figur 66). Aggregater og lommer av epidot i dioritten viser områder der plagioklas er fullstendig omvandlet. Forklaringen på omvandlingen kan være at det har vært begrenset diffusjon av fluider gjennom bergarten, der tilnærmet homogen dioritt kan ha vært beskyttet mot

Kapittel 5

hydrotermal gjennomstrømning og omdanning, og at fluider er blitt anriktet i soner gunstig for omdanning (Jamtveit & Yardley 1997). Det kan også ha vært lommer med høyt vanninnhold under krystallisering av dioritten. Sprekker eller irregulære forbindelser mellom epidot-lommene kan også være en forklaring på hvorfor man bare får omvandling lokalisert på enkelte plasser. Noe som taler for at det opprinnelig kan ha vært soner med fluider i bergarten er at plagioklas ofte mangler i områdene med epidot-anrikning. En av årsakene til denne omvandlingen kan være Ca- reduksjon og Na- anrikning av opprinnelig magmatisk plagioklas, som man eksempelvis ser som ren albitt i diorittskjærsone. Ca- (kalsium) endeledet i plagioklas er ustabil sammensetning med H₂O, og danner epidot og albitt (Bucher & Frey 2002). Dette betyr at dioritten har gjennomgått hydrotermal omvandling. Etter omvandling er mineralsammensetningen albitt, aktinolitt, kloritt og epidot, og man kan dermed med stor sannsynlighet anta at dioritten på et tidspunkt har gjennomgått grønskiferfacies metamorfose.

Det er antydning av Bucher & Frey (2002) at grønskiferfacies mineraler også kan dannes ved karbonat eller kalsitt-involverte reaksjoner. Karbonat er å finne i Vannagruppen og i stort omfang i dioritten. Ut fra antydning involverte reaksjon vil det på et tidlig stadium i prograd metamorfose fjernes karbonat fra den metamafisk bergart (dioritten) og reaksjonen konsumerer kloritt og karbonat og danner epidot og aktinolitt (Bucher & Frey 2002).

5.5.2 Kontaktsone mellom dioritt og metasedimentære bergarter

Kontaktsonen mellom dioritten og metasedimentære bergarter (Figur 23 og Figur 24) viser utfelling av karbonat og titanitt i lommer og bruddsoner, sammen med andre sekundære mineralanrikninger (kloritt, biotitt og titanitt) (kap.4.2.2, Figur 68, Figur 69). En mulig tolkning av breksje i kontaktsonen mellom dioritt og metasedimentære bergarter er at de er dannet av gjennomstrømmende fluider samtidig med intrusjonen (kap.2.3.2). Forskjellig orienterte bruddsystem i kontaktsonen er mulig knyttet til senere deformasjon D1-D3 der assosierte bruddsett inneholder ulike mineralanrikninger som karbonat, titanitt og kloritt, biotitt, titanitt (Figur 68, Figur 69). Ca (kalsium) som er fjernet fra plagioklas, ved omdanning av anortitt til albitt i dioritt, antas å være en mulig kilde til denne typen utfelt karbonat. Det ser ut som at karbonat- og titanittårene er yngst fordi bruddsett med kloritt, biotitt og titanitt er kuttet (kap.4.2.2). Dette antyder at fluider har gjennomstrømmet bergarten i minst to episoder. En

Kapittel 5

tolkning er at vannrike fluider først har gitt dannelse av kloritt, biotitt og titanitt. Deretter har et karbonatrikt fluid trengt gjennom bergarten og felt ut karbonat og titanitt.

Utfellingen av hydrotermale mineraler har ikke bare skjedd i kontaktsonen men også tydelig relatert til bruddplan S1-S3, som har forskjellig orientering. Eksempel, S3-bruddplanene med strøk NV-SØ består nesten utelukkende av karbonat, og er godt synlig både i makro- meso- og om mulig mikroskala. Orienteringen til karbonatfylte bruddplan i bergartstynnslip (Figur 69) antyder at disse omtrentlig har samme orientering som S3. Bruddsett med dominerende kloritt, biotitt og titanitt stryker NØ-SV og er således orienteringsmessig sammenfallende med S1-S2-strukturer (se kap.3.4 og 3.5.1).

5.5.3 Analyse av skjærsoner i dioritten

Mineralkjemiske analyser fra S1-S2-skjærsoner i dioritten viser lysegrønne amfibolmineraler med mørkegrønn randsoner, noe som tydelig kan knyttes til metamorf omvandling og endring i mineralsammensetningen (se kap.4.2.3). Denne mineralkjemiske endring er i oppgaven brukt til å antyde metamorf utvikling og metamorfosefacies i skjærsonene (se kap.4.3). Endring i sammensetning av amfibol er minimal i homogen udeformert dioritt, men betydelig mer omfattende i diorittskjærsoner. Kjernen til amfibolporfyrroklast fra skjærsoner på Fakkodden viser aktinolittisk mineralkjemisk sammensetning (Figur 78), mens randsonen viser sammensetning mot magnesiohornblende. Aktinolitt kjennetegner lavere grads metamorfosefacies, mens magnesiohornblende dannes ved noe høyere temperaturer. Dette indikerer prograd metamorf utvikling i S1-S2 diorittskjærsonene, fra aktinolitt til magnesiohornblende.

Prograd metamorf utvikling i de duktile skjærsonene i dioritten, bekreftes av endring i sammensetning fra aktinolitt og kloritt i lavere biotittsone til magnesiohornblende mot midtre biotittsone (Figur 79). Dette bekreftes også av de tekstuelle endringene ved mylonittiseringen, og at amfibol forandrer farge fra lysgrønn til mørk blågrønn ved forandring i sammensetning fra biotittsone mot granatsone (Laird & Albee 1981)

Mineralsammensetningen magnesiohornblende, epidot, kloritt, albitt og kvarts, som man ser i skjærsoner i dioritten og stedvis i homogen udeformert dioritt, indikerer dannelse under epidot-amfibolittfacies metamorfose betingelser (se kap.4.3). Metamorfosen i S1-S2-skjærsonene

Kapittel 5

følger altså utviklingen indikert med pil (Figur 81) fra grønskiferfacies til epidot-amfibolittfacies metamorfose. Fra Figur 78 ser man at randsonen til amfibolporfyroklastene og amfibolflakene fra skjærsonene, plotter likt i diagrammet. Dette viser at amfibolflakene og amfibolrandsonene har omtrentlig lik sammensetning og antyder at disse har blitt dannet under samme metamorfe betingelser.

Ved prograd lavgrads metamorfose vil plagioklas systematisk endre sammensetning fra albitt (Na) til mer anortittrik (Ca). Det er kjent at plagioklas blir mer anortittrik ved økende metamorfosegrad (Laird & Albee 1981), men analyse av plagioklas fra S1-S2-skjærsonene i dioritten viser alle ren albittisk sammensetning (Tabell 3). Endringen fra albitt til oligoklas skjer imidlertid brått (Figur 80b), og denne diskontinuitet har blitt brukt til å definere skillet mellom grønskiferfacies og amfibolittfacies (Bucher & Frey 2002). Jeg kan derfor konkludere med at metamorfosen i S1- S2-skjærsonene ikke har nådd opp til amfibolittfacies metamorfose.

Basert på overnevnte mineralkjemiske data for amfibol og plagioklas (kap.4.3, Figur 78, Figur 79, Figur 81), samt tolkning og diskusjon, foreslår jeg følgende metamorfe utvikling for S1-S2-skjærsonene i dioritten:

- 1) Intrusjon av dioritt og påfølgende magmatisk krystallisasjon gir antatt primære hovedmineraller som plagioklas (andesin?) og hornblende.
- 2) Avkjøling og hydrering omdanner hornblende til aktinolitt og kloritt. Plagioklas (An_{30-50}/Ab_{70-50} ?) utsettes for hydrering, reagerer med vann og det dannes epidot og albitt. Mineralsammensetningen albitt, aktinolitt, kloritt og epidot dannes, som tilsvarer grønskiferfacies.
- 3) Metamorf utvikling i dioritten knyttet til økende trykk- og/ eller temperaturforhold i S1-S2-skjærsonene omdanner aktinolitt og kloritt til magnesiohornblende. Mineralsammensetningen albitt, magnesiohornblende og epidot tilsvarer P-T betingelser i epidot-amfibolittfacies (Figur 81). Siden magnesiohornblende vokser over aktinolitt, kan det antydes at aktinolitt og magnesiohornblende er dannet på forskjellige tidspunkt. En to-trinns metamorf hendelse med kvalitativ utvikling fra grønskiferfacies til epidot-amfibolittfacies er derfor mest sannsynlig tolkning. S1-S2-skjærsonene i dioritten er derfor sannsynlig dannet ved økende temperatur, og/ eller kan være dannet ved økende trykk relatert til skorpeforkortning. Eksakte trykk og temperaturestimer er imidlertid vanskelig å beregne fordi de metodene som finnes i dag ikke er kalibrert for ren albittisk sammensetning (Bhadra & Bhattacharya 2007).

Kapittel 5

Denne tolkningen viser at den høyeste metamorfosegraden i området er epidot-amfibolittfacies og knyttet til S1-S2-skjærsonene. Tidligere tolkning av metamorfosegraden i Vannagruppen og dioritten gjort av Binns (1981) og Johansen (1987), antydte en uniform metamorfosetilstand tilsvarende grønskiferfacies, men med lokalt høyere grønskiferfacies.

5.5.4 Analyse av kvartsfeltspatiske bergarter i dioritten

Xenolitter av kvarts, feltspat og sekundære karbonater (kap.2.4.3 og 4.2.4, Figur 27, Figur 72, Figur 73) er lokalisert helt i ytterkant av og i tilknytning til de mest betydningsfulle skjærsonene i dioritten. Mikroteksturene i slike bergarter viser tydelig at de representerer deformerte sedimenter og at rekrystalliserte kvarts- og feltspatkorn er deformert og mylonittisert sammen med dioritten. Dette underbygges av modalinnholdet av kvarts og feltspat i bergartene, bl.a. høyt feltspatinnhold synes å passe godt med Vannagruppens sandsteiner (Johansen 1987).

Feltobservasjonene samt analyser ved bruk av polarisasjonsmikroskop og mineralkjemisk SEM-analyse (se kap.4.2.4, Figur 74 og Figur 75) støtter tolkningen at kvartsfeltspatiske bergartene i dioritten er av sedimentær opprinnelse. Når man tar i betraktning lengde, mektighet og at kvartsfeltspatiske bergarter er lokalisert i dioritt, er det sannsynlig at de kvartsfeltspatiske bergartene ble inkorporert i dioritten som xenolitter. Lokaliseringen av disse kan ha utgjort svakhetssoner som kan ha vært styrende for dannelsen av skjærsonene. Kvarts er dessuten mindre kompetent enn plagioklas og er således lettere mottakelig for *strain*.

5.6 Sammenheng mellom strukturutvikling og metamorfose.

I dette kapittel vil jeg diskutere sammenhengen mellom strukturutvikling og metamorfose basert på konklusjoner og deltolkninger i kapitlene 3 og 4.

Dioritten er tolket som en intrusiv laggang i Vannagruppens metasedimentære bergarter. Hydrotermale prosesser samtidig med intrusjon av dioritten har utfelt karbonat i kontaktsonen mellom Vannagruppen og dioritten, og dannet breksje med lagdelte fragmenter av sidebergarter (Vannagruppen) (Figur 23 og Figur 24). Lagdelte sandsteinsfragmenter i breksje i kontaktsonen mellom Vannagruppen og dioritten, støtter tolkningen at intrusjonen har

Kapittel 5

skjedd etter avsetning og konsolidering av Vannagruppens ulike stratigrafiske nivå (kap.2.3.2).

Etter intrusjon av dioritten har påfølgende magmatisk krystallisasjon gitt primære hovedmineraller som plagioklas (andesin?) og hornblende (kap.5.5.3). Etter krystallisasjonen har det vært en periode med videre avkjøling og mulig hydrering. Det er antatt at denne hydreringsfasen danner mineraler som plagioklas, aktinolitt, epidot og kloritt, som observeres i udeformert dioritt (kap.5.5.1). Et slikt grønnskiferfacies mineralselskap etter avkjøling og hydrering er tolket til å representere de stabile P-T metamorfoseforholdene i dioritten før deformasjonen, dvs. distribuert grønnskiferfacies.

Epidotlommer og aggregater i dioritten er antatt hydrotermalt dannet ved omvandling av primær plagioklas. Lokaliseringen av epidotlommene i dioritten kan være knyttet til soner og lommer som har vært anrikt med vann under krystallisasjonen. Epidotaggregatene er deformert i S1-S2-skjærsoner i dioritten og dette er tolket til at epidotisering av plagioklas i dioritten har skjedd før deformasjon (se kap.3.5.2).

Ved et tidspunkt innledes D1-deformasjonsfasen, dvs. skorpeforkortning generert ved horisontal kompresjon (kap.5.2.1). Ved skorpeforkortning er det antatt at man får økende temperatur med prograd metamorfose og man får begynnende lokale metamorfe endringer ved skjærdeformasjon i S1-skjærsonene, fra grønnskiferfacies mot epidot-amfibolittfacies. I kontaktsonen mellom Vannagruppen og dioritten viser bruddplan sekundært utfelt hydrotermale mineraler som kloritt, biotitt og titanitt som mulig har sammenfallende orientering med S1-S2-skjærplan (kap.5.5.2). Dette antyder at hydrering mulig også kan knyttes til D1-D2-deformasjonen.

D2-deformasjon i Vannagruppen og dioritten er orienteringsmessig sammenfallende og antatt dannet ved sinistral lateralt skjær (kap.5.2.2 og 5.3.1), og S1-S2-skjærsoner i dioritten er dannet under epidot-amfibolittfacies betingelser (se kap.4.3, Figur 79, Figur 81 og kap.5.5.3). Mine data viser at de metamorfe betingelsene (grønnskiferfacies) er de samme fra før deformasjonen og gjennom D1-D3-deformasjonen. Tilsynelatende metamorfoseøkning i skjærsonene kan mulig forklares ved høyere trykk. Mine strukturelle data viser at omtrent samtlige skjærsoner i dioritten er sidelengs generert. Det vil si at transporten er lateralt, og bergartene befinner seg på og metamorfoseres ved samme nivå i skorpen og ved omtrentlig

Kapittel 5

samme temperaturintervall. Dette antyder at skjærdeformasjon med en mulig trykkøkning har gitt lokalisert prograd metamorfose i S1-S2-skjærsoner i dioritten.

S3-skjærsoner i Vanngruppen og dioritten er oftest karbonatfylt som er antatt hydrotermalt utfelt (kap.5.5.2). Dette indikerer at det har vært hydrotermal aktivitet knyttet til alle deformasjonsfasene (D1-D3) inkludert selve intrusjonsfasen før deformasjonen.

Det kan oppsummeres at dioritten har gjennomgående distribuert grønskiferfacies metamorfose som sannsynlig skjedde før eller tidlig i kompresjonsprosessen (skorpeforkortning). Økende kompresjon relatert til deformasjon (D1-D3) har utviklet skjærsoner som har gitt økt trykk med lokalt epidot-amfibolittfacies metamorfose lokalisert til S1-S2-skjærsoner i dioritten.

Kapittel 6 Oppsummering og konklusjon

I dette kapittel gis en oppsummering av hovedtrekkene og tolkningene i oppgaven med vekt på strukturell og metamorf utvikling for Vannagruppen og dioritten.

Vanna ligger lengst nord i Vest-Troms gneisregionen og består av et arkeisk tonalittisk gneisunderlag (2885 ± 20 Ma) som er kuttet av palaeoproterozoiske mafiske ganger (2403 ± 3 Ma). Diskonformt over gneisene ligger Vannagruppen intrudert av en laggang av dioritt (2.2 Ga) som sammen med de metasedimentære bergartene er foldet og deformert.

Alderdateringene viser at Vannagruppen med ulike stratigrafiske nivå er avsatt mellom 2.4 Ga og 2.2 Ga (Corfu et al. 2006; Kullerud et al. 2006a; Bergh et al. 2007). De metasedimentære bergartene er delt inn i Tinnvatnformasjonen og Bukkheiaformasjonen. Tinnvatnformasjonen består av arkosesandstein og siltstein, mens mindre kompetente Bukkheiaformasjonen består av vekslende lag av kvarts- og karbonatrik sand og siltstein med lag av leirstein. Deformasjon i Vannagruppen omfatter flere ulike strukturelementer og omtales under D1, D2 og D3. I dioritten finner man igjen de samme planstrukturene (S1, S2 og S3) som duktile steile skjærsoner.

Intrusjon av dioritt i Bukkheiaformasjonen med påfølgende krystallisasjon har gitt antatt primære hovedmineraler som plagioklas (andesin?) og hornblende. Hydrotermal aktivitet i forbindelse med intrusjonen av dioritt har dannet breksje i kontaktsonen mellom Vannagruppens metasedimentære bergarter og dioritten. Etter en periode med avkjøling og hydrering endres primær magmatisk sammensetning til aktinolitt, kloritt, epidot og albitt, som gir en generell distribuert grønnskiferfacies mineralparagenese for udeformert dioritt. Epidotisering av plagioklas tolkes som yngre enn S1-S2-skjærsonene og omvandlingen har således sannsynlig skjedd før deformasjonen. Dette begrunnes med at epidot-aggregater er deformert i skjærsonene i dioritten.

Etter at dioritten er metamorfosert ved grønnskiferfacies betingelser, innledes D1-deformasjonsfasen. Deformasjonen kan relateres til dannelsen av et kontinentalt folde- og skyvebelte og forklares ut fra forkastningsrelaterte folde- og skyvemekanismer som involverer det tonalittiske gneisunderlaget. D1-deformasjonsfasen knyttes til horisontal kompresjon (*pure-shear*) fra NV-SØ og med størst kompresjon mot SØ. Dette danner

Kapittel 6

akseplanfoliasjon (S1) og S1-reversforkastninger og asymmetriske opprette SØ vergerende F1-buklefolder med horisontale foldeakser som delvis modifiseres til F1-skjærfolder. Skorpeforkortningen gir økt trykk i S1-skjærsoner som resulterer i begynnende prograd metamorf omvandling ved epidot-amfibolittfacies betingelser.

S2-skjærsoner i dioritten er antatt dannet under like forhold og trolig samtidig med D2-deformasjonsstrukturer i Vannagruppen. De samme deformasjonsmekanismer har derfor påvirket både Vannagruppen og dioritten. D2-deformasjonsfasen omfatter akseplankløv (S2) som lokalt kutter primær lagning, sinistrale S2-skjærsoner og moderat til steilt NØ stupende F2-folder. D2-deformasjon knyttes til skorpedeformasjon ved NØ-SV rettet sinistral sidelengsbevegelse (*simple-shear*) langs S2-skjærplan som bl.a. modifiserer horisontale F1-folder til F2-folder. Variabelt stupende foldeakser viser at D2-deformasjonsfasen ikke kun er preget av ren sidelengsbevegelse, men at det også er en grad av kompresjon. Lokalt i S2-skjærsoner metamorfoseres dioritten ytterligere ved prograd epidot-amfibolittfacies betingelser som omvandler aktinolitt til magnesiohornblende. I S1-S2-skjærsoner i dioritten opptrer aktinolitt som relikte porfyroklaste, og magnesiohornblende vokser over aktinolitt samt består av flak som ved S2-skjær danner mylonittisk foliasjon. Magnesiohornblende som vokser over aktinolitt viser at disse er dannet ved ulike tidspunkt og tolkes til en to-trinns kvalitativ prograd metamorf utvikling fra grønnskiferfacies til epidot-amfibolittfacies.

Kvartsfeltspatiske bergarter i S1-S2-skjærsoner i dioritten består av omtrentlig 70 % kvarts, som viser deformasjon med mosaikkstruktur. Det er sannsynlig at de kvartspeltspatiske bergartene har blitt inkorporert i dioritten som xenolitter og at lokaliseringen av disse kan ha utgjort svakhetssoner som har vært styrende for dannelsen av S1-S2-skjærsonene.

D3-strukturer er dannet ved NØ-SV rettet sinistral lateral bevegelse (*simple-shear*) langs S2-skjærsoner og har assosierte S3-akseplankløv og laginterne skjærsoner. Deformasjonsfasen relateres til delvis tynnhudet folde- og skyvemekanismer der skjærbevegelse danner laginterne F3-folder med assosierte forkastninger med rampeflategeometri. Litologiske forskjeller mellom Vannagruppen og dioritten resulterer i noe ulik opptreden av D3-deformasjonsstrukturer. S3-skjærplan er hovedsakelig karbonatfylt og er best utviklet i dioritten mens F3-folding er best utviklet i Vannagruppen.

Kapittel 6

Bruddsett med ulik orientering og ulik innhold av sekundært hydrotermalt utfelte mineraler i kontaktsonen mellom Vannagruppen og dioritten viser at fluider har strømmet gjennom bergarten ved minst to episoder. Disse bruddsett som om mulig kan knyttes til S1-S2- og S3-planstrukturer underbygger at S1-S2- og S3-skjærsoner er dannet ved ulike tidspunkt. Denne tolkningen støttes av indirekte bevis på at S3-skjærsoner er yngst, dokumentert ved at S1-S2-skjærsoner tydelig kuttes av S3-skjærplan som refrakteres ved overgangen mellom homogen dioritt og mylonittisk S1-S2-skjærsoner.

På grunn av litologiske forskjeller opptrer deformasjonen forskjellig i Vannagruppen og dioritten. Det vil si at horisontal kompresjon har gitt dominerende folding i Tinnvatnformasjonen og dominerende skjærdeformasjon i Bukkheiaformasjonen, mens i den mest kompetente dioritten opptrer skjærdeformasjon ved sidelengsbevegelse. Foretrukket modell for utvikling av D1-D3-strukturer i Vannagruppen og dioritten er en flerfasemodell der D1-D3 er atskilte progressiv alternativt trinnvis utviklede hendelser, dvs. D1-deformasjonen er eldst og D3-deformasjonen er yngst.

Referanser

- Andresen, A. (1979). The age of the Precambrian basement in western Troms, Norway. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*. 101: 291-298.
- Andresen, A. & Forslund, T. (1987). Post-Caledonian brittle faults in Troms: Geometry, age and tectonic significance. Abstract. *The Caledonian and Related Geology of Scandinavia*. Symposium, Cardiff, September 1987.
- Armitage, P. E. B. (1999). Kinematic analysis of a Precambrian metasupracrustal deformation zone between Mjelde and Skorelvvatn, Kvaløya, Troms. Cand. Scient. Thesis, University of Tromsø. 172 pp.
- Armitage, P. E. B. (2004). Structural geological reconnaissance in the Svanfjellet Shear Zone, Senja. Upublisert feltrapport. Universitetet i Tromsø.
- Armitage, P. E. B. & Bergh, S. G. (2005). Structural development of the Mjelde-Skorelvvatn Zone on Kvaløya, Troms: a metasupracrustal shear belt in the Precambrian West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology*. 85: 117-132.
- Bergh, S. G., et al. (2006). Low-grade sedimentary rocks on Vanna, Troms, North Norway: a new correlative of the Paleoproterozoic (2.2 - 2.4 Ga) cover suites in northern Fennoscandia. (Abstract). *Geological Society of Finland Bulletin, Special Issue 1*, p.15.
- Bergh, S. G., et al. (2007). Low-grade sedimentary rocks on Vanna, North Norway: a new occurrence of the Palaeoproterozoic (2.4-2.2 Ga) cover succession in northern Fennoscandia. *Norwegian Journal of Geology*, vol. 87, pp.301-318.
- Bhadra, S. & Bhattacharya, A. (2007). The barometer tremolite plus tschermakite + 2 albite = 2 pargasite + 8 quartz: Constraints from experimental data at unit silica activity, with application to garnet-free natural assemblages. *The American mineralogist*. 92: 491-502.
- Binns, R. E. (1983). Rapport om berggrunnsgeologiske undersøkelser på Kvaløy og Ringvassøy, Troms, sommeren 1983. Norges geologiske undersøkelse, archive 046/ 83.016D.
- Binns, R. E. (1985). Rapport om berggrunnsgeologiske undersøkelser i Ringvassøy/ Kvaløy-området, Troms, sommeren 1984. Norges geologiske undersøkelse, archive 062/ 84.024D.
- Binns, R. E., et al. (1981). Low-grade Sediments on Precambrian Gneiss on Vanna, Troms, Northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse* 359, 61-70.
- Bjørlykke, K. (2001). *Sedimentologi og petroleumsgnologi*. Gyllendal Norsk Forlag AS. 2. utgave. 334 pp.
- Boulter, C. A. (1989). *Four dimensional analysis of geological maps*, John Wiley & Sons. 296 pp.
- Bucher, K. & Frey, M. (2002). *Petrogenesis og Metamorphic Rocks, Seventh Edition*., Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 341 pp.

- Corfu, F. (2004). U-Pb age, setting and tectonic significance of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite, Lofoten-Vesteralen, Norway. *Journal of petrology*. 45: 1799-1819.
- Corfu, F., et al. (2003). Preliminary U-Pb geochronology in the West Troms Basement Complex, North Norway: Archaean and Palaeoproterozoic events and younger overprints. *NGU-BULL.* 441: 61-72.
- Corfu, F., et al. (2006). U-Pb constraints on the Late Palaeoproterozoic evolution of the West Troms Basement Complex, northern Norway. *Geological Society of Finland Bulletin, Special Issue 1*, p.23.
- Davis, G. H. & Reynolds, S. J. (1996). *Structural geology of rocks and regions*, John Wiley & Sons. 776 pp.
- Deer, W. A., et al. (1997). *Rock-Forming Minerals, Double-Chain Silicates. Volume 2B*, Second edition, The Geological Society. 764 pp.
- Dott, R. H. J. (1964). Wacke, graywacke and matrix; what approach to immature sandstone classification? *Journal of sedimentary petrology*. 34: 625-632.
- Eskola, P. (1920). The mineral facies of rocks. *Norsk geologisk tidsskrift* 6, 143-94.
- Evans, J. P. (1993). Deformation mechanisms and kinematics of a crystalline-cored thrust sheet: The EA thrust system, Wyoming. *Geological Society of America Special Paper*. 280: 147-161.
- Fossen, H. & Gabrielsen, R. H. (2005). *Strukturgeologi*, Bokforlaget. 375 pp.
- Gaál, G. & Gorbatshev, R. (1987a). An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research*. 35: 15-52.
- Gaál, G. & Gorbatshev, R. (1987b). The Precambrian history of the Baltic Shield, *Geodynamics Series*: 149-159.
- Gorbatshev, R. & Bogdanova, S. (1993). Frontiers in the Baltic Shield. *Precambrian Research*. 64: 3-21.
- Henry, D. J. & Dutrow, B. L. (1996). Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. *In: Grew, E.S. & Anovitz, L.M (eds): Boron Mineralogy, Petrology and Geochemistry; Reviews in mineralogy*. Volume 33: 503-557.
- Holdsworth, R. E., et al. (2002). Domainal deformation patterns and strain partitioning during transpression; an example from the Southern Uplands terrane, Scotland. *Journal of the Geological Society of London*. 159: 401-415.
- Jamison, W. R. (1987). Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of structural geology*. 9: 207-219.
- Jamtveit, B. & Yardley, B. (1997). *Fluid flow and Transport in Rocks, Mechanisms and effect.*, Chapman & Hall. 319 pp.

- Johansen, H. (1987). Forholdet mellom det prekambriske underlaget og overliggende sedimentære bergarter sør-øst på Vanna, Troms. Cand. Scient Thesis, Universitetet i Tromsø, Tromsø. 129 pp.
- Jørgensen, P., et al. (1997). Kvartærgeologi, Landbruksforlaget. 248 pp.
- Klein, C. & Hurlbut, C. S. (1993). Manual of mineralogy, Twenty-first edition, John Wiley & Sons, Inc. 681 pp.
- Krill, A. G. & Fareth, E. (1984). Rb-Sr whole-rock ages from Senja, North Norway. Norsk geologisk tidsskrift. 64: 171-172.
- Kullerud, K. K., et al. (2006a). U-Pb constraints on the Archean and Early Proterozoic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway. (Abstract). Geological Society of Finland Bulletin, Special Issue 1, p.79.
- Kullerud, K. K., et al. (2006b). The 2.40 Ga Ringvassøy mafic dykes, West Troms Basement Complex, Norway: The concluding act of early Palaeoproterozoic continental breakup. Precambrian research. 150: 183-200.
- Laird, J. (1980). Phase Equilibria in Mafic Schist from Vermont. Journal of Petrology. 21: 1-37.
- Laird, J. & Albee, A. (1981). Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist; their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. The American journal of science. 281: 127-175.
- Leake, B. E., et al. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. The Canadian Mineralogist. Vol. 35: 219-246.
- Lindstrøm, M. (1988). Rb-Sr geokronologi av prekambriske og kaledonske bergarter i Ofoten og Troms. Unpublished Cand. Scient. thesis, University of Tromsø. 125 pp.
- Marshak, S. & Mitra, G. (1988). Basic methods of structural geology, Prentice Hall. 446 pp.
- Motuz, G., et al. (2001). The Ringvassøya greenstone belt (Tromsø, North Norway): implications for a Mesoarchean subduction zone. EUROPROBE time-slice symposium "Archean and Proterozoic Plate Tectonics: Geological and Geophysical Records", St.Petersburg, Russia, October 1 - November 3, 2001, 43-44.
- Nyheim, H., et al. (1994). Torsnes-skjærsone i det vestlige (nord-norske) gneisterrang, Kvaløya, Troms; evidenser for kompleks skorpeforkortning og orogen-parallell oblik strike-slip. Nordiska Geologiska Vintermöte, Luleå. 149 pp.
- Oh, C. W. & Liou, J. G. (1998). A petrogenetic grid for eclogite and related facies under high-pressure metamorphism. The island arc. 7: 36-51.

- Olesen, O., et al. (1997). Basement structure of the continental margin in the Lofoten–LoppHAVet area, northern Norway: constraints from potential field data, on-land structural mapping and palaeomagnetic data. *Norsk geologisk tidsskrift*. 77: 15-30.
- Opheim, J. A. & Andresen, A. (1989). Basement-cover relationships on northern Vanna, Troms, Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*. 69: 67-81.
- Park, R. G. (1997). *Foundations of Structural Geology*, Chapman & Hall. 202 pp.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. (1998). *Microtectonics*, Springer-Verlag. 289 pp.
- Perkins, D. (2002). *Mineralogy*, Second edition, Prentice hall, Inc. 483 pp.
- Pettersen, K. J. (1887). Den nord-norske fjeldbygning I. Tromsø Museums Årshefte. 10: 174 pp.
- Pettersen, K. J. (1891). Geologiske kart over Tromsø amt. Tromsø Museums Årshefte. 14 (appendix).
- Pettersen, T. W. (2007). Strukturell analyse av metasedimentære bergarter på Vanna, Troms. Det Matematiske-Naturvitenskapelige Fakultet, Institutt for Geologi, Universitetet i Tromsø. 104 pp.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I. (1983). *The techniques of modern structural geology*, Academic press, London. 307 pp.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I. (1987). *The techniques of modern structural geology*. Volume 2: Folds and fractures. London, Academic Press Limited. 700 pp.
- Reading, H. G. (1996). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Third edition. 688 pp.
- Roberts, D. (1974). Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Hammerfest, 1:250.000. Norges geologiske undersøkelse.
- Rowland, S. & Duebendorfer, E., M (1994). *Structural Analysis and Synthesis*, 2nd edition; A laboratory Course in Structural Geology, Blackwell Scientific publications. 279 pp.
- Shelley, D. (1975). *Manual of optical mineralogy*, Elsevier Scientific Publishing Company. 239 pp.
- Sibson, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *Geol. Soc. Lond. J.* 133: 191-213.
- Spear, F. S. (1993). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Monograph series, Mineralogical Society of America, Washington, D.C. 799 pp.
- Tavarnelli, E., et al. (2004). The anatomy and evolution of a transpressional imbricate zone, Southern Uplands, Scotland. *Journal of Structural Geology*. 26: 1341-1360.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M. (1992). *Structural geology*, W.H. Freeman & Co. 532 pp.

Van der Pluijm, B. A. & Marshak, S. (2004). Earth structure, an introduction to structural geology and tectonics. Second edition, W.W. Norton & Company, Inc. 656 pp.

Yokohama, K., et al. (1986). Regional eclogite facies in the high pressure metamorphic belt of New Caledonia. Geological Society of America Memoir 64, 407-23.

Zwaan, K. B. (1989). Berggrunnsgeologisk kartlegging av det prekambriske grønnsteinsbelte på Ringvassøya, Troms. Norges geologiske undersøkelse, Report 89.101.

Zwaan, K. B. (1995). Geology of the West Troms Basement Complex, northern Norway, with special emphasis on the Senja Shear Belt: a preliminary account. Norges Geologiske Undersøkelse. Bulletin 427: 33-36.

Zwaan, K. B. & Bergh, S. G. (1994). Geology of the Precambrian West Troms gneiss complex, Northern Norway, with special emphasis on the Senja shear belt; a preliminary account. Terra nova. 2: 23.

Zwaan, K. B., et al. (1998). Geologisk kart over Norge, berggrunnskart TROMSØ, M 1:250.000, Norges geologiske undersøkelse.

Zwaan, K. B. & Walker, R. D. (1996). Absolute and relative age relationships in the Precambrian West Troms Basement Complex, northern Norway. 22nd Nordic Geological Winter Meeting. Åbo, Finland. p.237.