



GEO-3900
MASTERGRADSOPPGAVE (MSc) I BERGGRUNNSGEOLOGI

**Strukturell analyse av
metasedimentære bergarter
på Vanna, Troms**

Trine Wanja Pettersen

Våren 2007



DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø, N-9037 Tromsø

Universitetet i Tromsø

2007



GEO-3900
MASTERGRADSOPPGAVE (MSc) I BERGGRUNNSGEOLOGI

**Strukturell analyse av
metasedimentære bergarter
på Vanna, Troms**

Trine Wanja Pettersen

Våren 2007



DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø, N-9037 Tromsø

Universitetet i Tromsø

2007

Forord

Da jeg i 2005 valgte tema for masteroppgave så hadde jeg et enormt ambisjonsnivå for oppgaven. Jeg så fram til å begynne med feltarbeidet og det var ikke den ting jeg ikke skulle skrive utfyllende og interessant om. Jeg trodde virkelig at kruttet skulle finnes opp på nytt. Nå i ettertid så kan vel resultatet oppsummeres på følgende vis:

Utgangspunktet var at Alf Prøysens sybord skulle bli et sybord, og ikke ei skjærefjøl. Det er godt mulig at det til slutt bare er blitt et fuglebrett, men jeg har gjort mitt beste for at det skulle bli et søkke flott et!

5 års studium har altså over og det er mange som har bidratt på forskjellig vis til jeg kom i mål. Mange av de ansatte og studentene på Institutt for Geologi har gjort disse fem årene minneverdige. Jeg kommer til å huske ekskursjonene, toktene, festene og sluttfasen på brakka!

Familie og venner merket nok når sluttdatoen begynte å nærme seg; ho Trine ble taus. Det var ikke fordi selskapet var dårlig. Det var bare panikken som klorte ytterst på nervebanene og fordi hodet var for fullt av strukturgeologi til at det var plass til noe annet. Når man i tillegg lider av nedsatt formuleringsevne, så blir det fort vanskelig. Takk for god hjelp, både mentalt og i mange tilfeller rent materielt. Søstre; nå skal vi snart til Roma!! Odd: takk for maten!

Studiekameratene har alltid hatt et oppmuntrende ord på lager når desperasjonen holdt på å ta helt overhånd, og når dataen ikke kunne lese tankene mine, så var det alltid hjelp å få. Harald skal få en stjerne i himmelen for sin tålmodighet og kyndig dataoversettelse! Stian har vært min trofaste våpendrager fra første dag. Å være på feltarbeid med ham og Paul var en ren fryd. I sluttfasen så var det likevel spesielt en person som med sitt urokkelige gode humør og positive innstilling klarte å få meg til å tro at jeg faktisk skulle komme i mål: vår alles *pick-me-up* Helge. Ring meg når du trenger hjelp, jeg kommer!

Takk til veiledere Steffen Bergh og Kåre Kullerud for konstruktiv og positiv tilbakemelding. Takk også for oppmuntring til å bite sammen og ikke gi opp. Steffen: dette hadde ikke vært mulig uten deg!! Har ikke nok ord for å beskrive hvor takknemlig jeg er for at du byttet familietid i England mot retting av oppgaven.

Trine Wanja Pettersen

Tromsø, 4. mai 2007

Sammendrag

Vannøya, den nordligste delen av Vest Troms Gneisregion, består av (i) arkeiske (2885 ± 20 Ma) tonalittiske gneiser og palaeo-proterozoiske mafiske ganger (2.4Ga), (ii) metasedimentære bergarter (Vannagruppen) med avsetnings-kontakt til de tonalittiske gneisene og trolig derivert fra dem, og (iii) en intrusiv laggang av gabbrodioritt i metasedimentene (2.2 Ga). Vannagruppen kan deles inn i to formasjoner:

Tinnvatnformasjonen som består av arkosiske sand- og siltsteiner og

Bukkheiaformasjonen med pelittiske skifre og arkosiske kvarts- og kalkrike sand- og siltsteiner i veksling. Til tross for regionalmetamorfose (lav-middel grønnskifer) og lokalt omfattende deformasjon, har de sedimentære bergartene godt bevarte sedimentære strukturer.

Det har tidligere vært antatt at Vannagruppen representerer sen-prekambriske/kambriske sedimentære avsetninger på det Fennoskandiske skjold. Nye U-Pb-dateringer av zirkon i de tre hovedenhetene viser at de sedimentære bergartene har en avsetningsalder på maksimum 2.4 Ga og minimum 2.2 Ga.

Den lagdelte Vannagruppen, inkludert alle kontakter til gabbrodioritten, er skråstilt, stedvis invertert, og til dels komplekst foldet og kuttet av flere sett med kløv og semiduktile skjærsoner. Type og intensitet av deformasjon ser ut til å være kontrollert av bergartenes kompetanse. De viktigste deformasjons-strukturene i sedimentene er NØ-strykende, asymmetrisk opprette og til dels overbikkede folder (F1), akseplanfoliasjon (S1), steilt NV-stupende F2-folder med lokaliserte, oftest sinistrale skjærsoner og kløv (S2) utviklet skrått på S1 og nær flankene til tette F1-folder, samt flere sett med kryssende kløv, S3. I gabbrodioritten finner man igjen de samme planstrukturene (S1-S3) som steile duktile skjærsoner.

Selv om alderen på deformasjon og metamorfose er ukjent, er det nærliggende å anta at dette skjedde under den svekofenniske orogenesen (1.80-1,75 Ga). Det bygger blant annet på likheter med andre deformasjonssoner i Vest-Troms gneisregionen. Følgende tektoniske modell foreslås: Initiert NV-SØ kompresjon som genererte F1-folder og S1-planstrukturer, etterfulgt av skrå kompresjon og sinistral lateral bevegelse med dannelse av F2-, S2-, og S3-strukturer. Assosiasjonen av strukturer og deres interne relasjoner indikerer at disse hendelsene kan ha foregått samtidig.

Innholdsfortegnelse

Kapittel 1	Innledning	3
1.1	Introduksjon	3
1.2	Problemstillinger	4
1.3	Geografisk plassering, topografi, grad av blotning	4
1.4	Regional geologi	5
1.4.1	Vest Troms Gneisregion (VTGR)	6
1.4.2	Den nordøstlige delen	7
1.4.3	Den sentrale og sørvestlige delen	8
1.4.4	Senja skjærbelte (SSB)	9
1.5	Vannas geologi	10
1.6	Tidligere arbeider/ modeller på Vanna	11
1.7	Arbeidsmetoder	13
Kapittel 2	Bergartsbeskrivelse	15
2.1	Introduksjon	15
2.2	Grunnfjellsgneisene	16
2.2.1	Tonalittiske gneiser	16
2.2.2	Mafiske ganger	18
2.2.3	Kontaktsonen mellom gneisunderlaget og Vannagruppen	19
2.3	Vannagruppen	21
2.3.1	Tinnvatnformasjonen	21
2.3.2	Forkastningsbergarter i Tinnvatnformasjonen	24
2.3.3	Kontaktsonen mellom Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen	25
2.3.4	Bukkheiaformasjonen	27
2.3.5	Kontaktsonen mellom gabbrodioritt og Vannagruppen	28
2.4	Intrusiv gabbrodioritt	30
2.4.1	Gabbrodioritt	30
2.4.2	Xenolitter (?) i gabbrodioritten	31
2.4.3	Forkastningsbergarter og metamorfose i gabbrodioritten	33
Kapittel 3	Strukturgeologisk beskrivelse	35
3.1	Strukturell oversikt	36
	Kort oppsummering av grupper med deformasjonsstrukturer:	37
3.2	Strukturelle grupper	39
3.2.1	D1 deformasjonsstrukturer i Vannasedimentene	39

3.2.1a	F1 folder	40
3.2.1b	S1-akseplankløv	41
3.2.1c	Ss1-skjærsoner	42
3.2.1d	L1-lineasjoner	42
3.2.2	D2 deformasjonsstrukturer i Vannagruppen	43
3.2.2a	F2 folder	43
3.2.2b	S2 akseplankløv	46
3.2.2c	Ss2 skjærsoner	49
3.2.2d	L2-lineasjoner	52
3.2.3	D3 deformasjonsstrukturer i Vannagruppen	52
3.2.3a	F3 folder	53
3.2.3b	S3a akseplankløv og Ss3 skjærsoner	56
3.2.3c	S3b og c planstrukturer	58
3.3	Strukturelle grupper i gabbrodioritten	59
3.3.1	D1 og D2 deformasjonsstrukturer i gabbrodioritten	60
3.3.2	D3 deformasjonsstrukturer i gabbrodioritten	67
3.3.3	Post-D3 deformasjonsstrukturer i gabbrodioritten	70
3.4	Geometrisk sammenligning og korrelasjon av strukturer	70
Kapittel 4	Strukturanalyse og diskusjon	73
4.1	Innledning	73
4.2	Analyse av D1 strukturelementer	74
4.3	Analyse av D2 strukturelementer	78
4.3.1	Kinematisk analyse av D2 strukturelementer i Vannagruppen	78
4.3.2	Korrelasjon av D1-D2 strukturer i Vannagruppen og gabbrodioritten	82
4.3.3	Kinematisk analyse av D1/D2 strukturelementer i Gabbrodioritten	83
4.4	Analyse av D3 strukturelementer	86
4.5	Geologiske modeller og diskusjon	88
4.5.1	Flerfasemodell	88
4.5.2	Dekoplet modell	89
Kapittel 5	Regionale sammenligninger	93
Kapittel 6	Oppsummering og konklusjon	97
6.1	Oppsummering	97
6.2	Konklusjon	98
Referanseliste	101

Kapittel 1 Innledning

1.1 Introduksjon

Denne masteroppgaven har som formål å utrede deformasjonen i paleoproterozoiske metasedimentære bergarter (Vannagruppen) og gabbrodioritt sør-vest på Vanna og, om mulig, sette deformasjonen inn i en regional sammenheng.

Arbeidet inngår i prosjektet "*Prekambrisk skorpeutvikling i Vest-Troms Gneisregion (VTGR), Troms*", som er et samarbeidsprosjekt mellom Universitetet i Tromsø og Universitetet i Oslo. Hensikten med prosjektet er å utrede de interne relasjonene mellom de ulike enhetene i denne delen av det norske grunnfjellet. Regionens oppbygning, alder, tektoniske, metamorfe og magmatiske historie vurderes med relasjon til skorpedeformasjon. I motsetning til de sørvestlige delene av grunnfjellet i Norge, er VTGR lite påvirket av den kaledonske fjellkjedefoldingen (Kullerud et al., 2006b).

VTGR er antatt å være en del av den Fennoskandiske kontinentalskorpen (Gaal & Gorbatshev, 1987; Olesen et al., 1997) og den består hovedsakelig av arkeiske og paleoproterozoiske magmatiske og metamorfe bergarter oppdelt i blokker og avskilt av suprakrustale belter (Figur 1. 3). Området har gjennomgått polydeformasjon ved skorpeekstensjon og bassengdannelse, magmatisme, skorpeforkortning og transpressjon. Deformasjonen er antatt å ha funnet sted i visse perioder fra arkeikum (2.9 Ga) fram til tidlig neoproterozoikum (1.7 Ga), og er i store deler duktil. Yngre deformasjon er av postkaledonsk karakter og opptrer som sprø forkastninger dannet i forbindelse med skorpeekstensjon og havbunnsspredning knyttet til åpningen av Norske-Grønlandshavet i kritt-tertiær (Brekke, 2000). Stadig nye dateringer av bergarter i VTGR gir ny innsikt og behov for å vurdere tidligere arbeider og teorier på nytt.

Bakgrunnen for studiet baseres på feltarbeide på til sammen to måneder sommeren 2005 og 2006. Resultatene presenteres over 6 kapitler. Etter en innledning der feltområdet settes i en sammenheng, vil det i kapittel 2 bli gjort en beskrivelse av bergartene i feltområdet, med spesiell vekt på litologien. Hovedfokuset ligger på kapittel 3 der strukturelementene blir beskrevet. Tolkning gjennom kinematisk analyse følger i kapittel 4 og i kapittel 5 forsøkes disse satt inn i en regional sammenheng. Til slutt gis en oppsummering og konklusjon i kapittel 6.

1.2 Problemstillinger

Hovedmål for oppgaven er å beskrive, tolke og sammenligne deformasjonsstrukturer i Vannagruppen og gabbrodioritten. Det vil bli foreslått en modell som forklarer strukturenes dannelse og mulige relasjon til intrusive og metamorfe hendelser. Modellen vil danne grunnlag for sammenligning med andre deformasjonssoner i Vest-Troms gneisregionen.

Mer konkrete mål for strukturundersøkelsene er å:

- i) Identifisere og beskrive duktile deformasjonsstrukturer som folder, forkastninger/ skjærsoner, kløv/ foliasjoner, polyfase foldemønstre og lineasjoner for å si noe om strukturenes relative alder og genese
- ii) Beskrive duktile skjærsoner, deres orientering og innhold av forkastningsbergarter (mylonitter) og mineralsammensetning relatert til deformasjonen
- iii) Utrede bevegelsesmønsteret (kinematikken) til duktile forkastninger, der dette er mulig, ved hjelp av kinematiske indikatorer, derunder orientert prøvetaking av mylonitter for mikroskopisk bestemmelse av skjærretning

Lav metamorfosegrad (grønnskiferfacies) sammen med en deformasjon som har foregått relativt høyt i jordskorpa (semiduktil) gjør at lagstillingen kan brukes som referansepunkt for folding og forskyvning. I den intrusive gabbrodioritten må det brukes en annen tilnærming. Gabbrodioritten er i store deler homogen og udeformert, men strukturelementer identifisert i Vannagruppen kan likevel kobles til lignende strukturer i intrusjonen. Denne assosiasjonen er viktig m.h.t. å bestemme alderen til deformasjonen relativt til intrusjonen og i forhold til strukturer i metasedimentene. I andre deler av VTGR er det en betydelig høyere metamorfosegrad i bergartene og dermed større grad av duktil deformasjon.

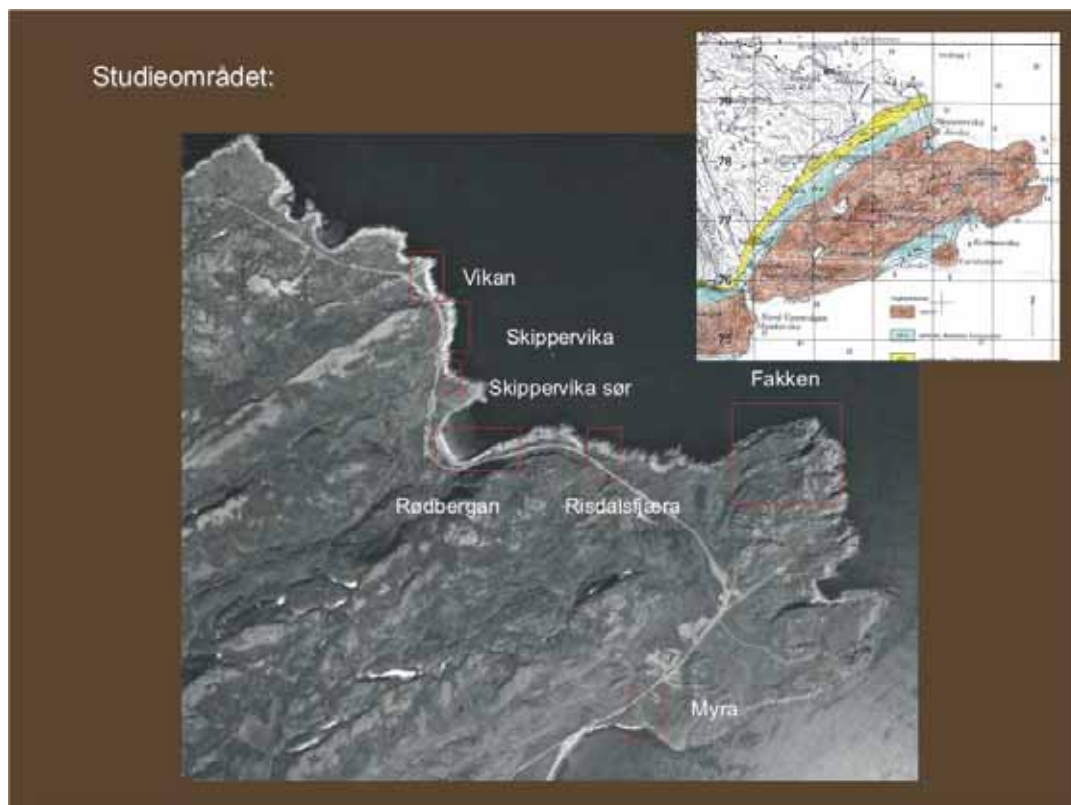
1.3 Geografisk plassering, topografi, grad av blotning

Studieområdet ligger sørvest på Vannøya og er lokalisert i sjøkanten. Området er ca 2.5 km langt i luftlinje og er en erodert sekvens av de aktuelle bergartene med en topografi som ikke overstiger 15 m.o.h. I området er det valgt ut til sammen seks nøkkellokaliteter som blir beskrevet m.h.t. strukturelementer. Fra nord mot sør er lokalitetene (Figur 1. 1):

- 1) Vikan

- 2) Skippervika
- 3) sørlige Skippervika
- 4) Rødbergan
- 5) Risdalsfjæra
- 6) Fakken/Fakkodden

Området er lite dekket av vegetasjon og løsmasser siden det befinner seg i et aktivt erosjonsområde ved strandlinjen. De gode blotningene gjør det da mulig å gjøre detaljerte strukturstudier langs hele profilet.

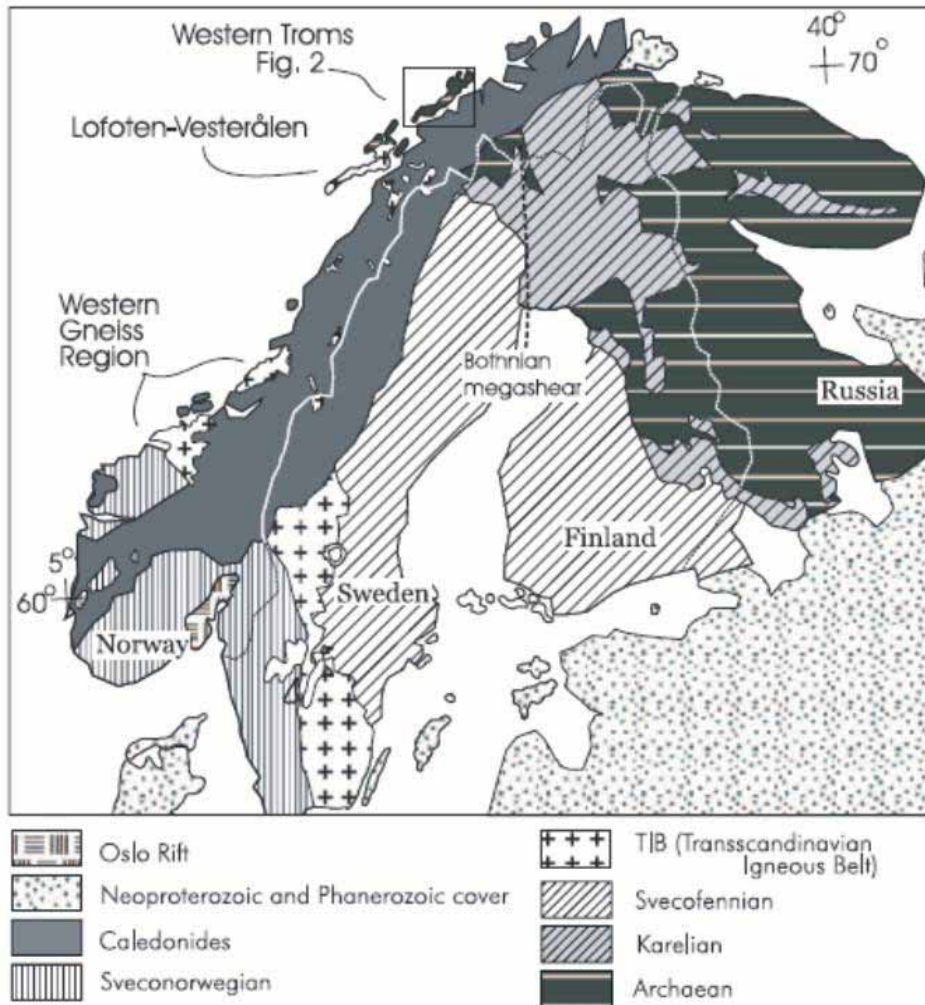


Figur 1. 1 Flybilde av feltområdet samt innfelt utsnitt av berggrunnsgeologisk kart redigert fra Binns et al. (1981) og (Johansen (1987).

1.4 Regional geologi

Vest Troms Gneisregion er den nordlige delen av en kjede av grunnfjellsøyer, fra Lofoten i sør til Vanna i nord (Figur 1. 2), som ligger tektonisk hevet i forhold til de kaledonske bergartene som dekker største delen av det norske grunnfjellet (Olesen et al., 1997). De er avskilt fra hverandre av basale, kaledonske lavvinklede skyvedekker og et system av postkaledonske forkastninger (Forslund, 1988). I sørvest-Norge er de prekambriske bergartene (Vestre Gneisregion) kraftig deformert, mens Lofoten, Vesterålen og Vest

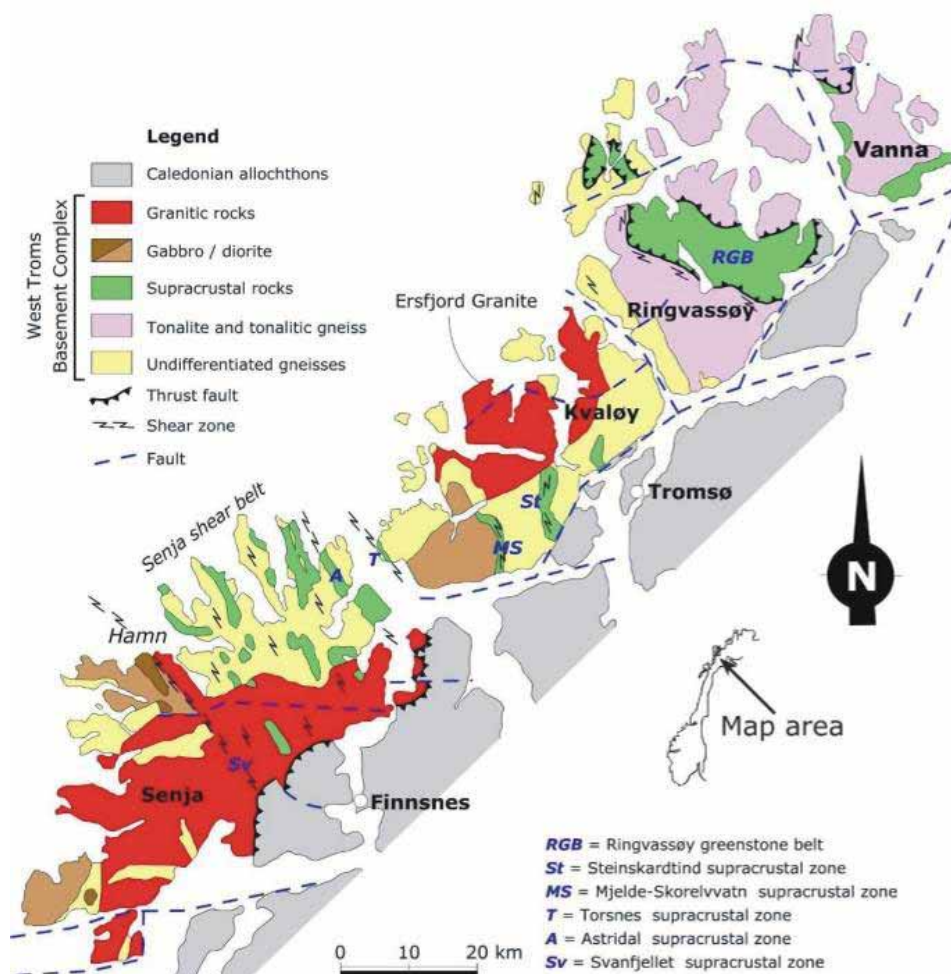
Troms Gneisregion ser ut til å være lite påvirket av den kaledonske orogenesisen. Øygruppene har likevel mange likhetstrekk med Fennoskandia og særlig de karelske og svekofenniske samt arkeiske grunnfjellsdelene i nordøstlige Fennoskandia (Figur 1. 1) (Olesen et al., 1997).



Figur 1. 2 Forenklet geologisk kart over det baltiske skjold (Corfu et al., 2003).

1.4.1 Vest Troms Gneisregion (VTGR)

VTGR er sammensatt av bergarter som har en alder fra arkeisk til paleoproterozoisk (Corfu et al., 2003) og kan deles inn i tre deler; en nordøstlig, en sentral og sørvestlig og til slutt Senja skjærbelte (SSB) som separerer de to første (Zwaan & Bergh, 1994; Zwaan, 1995).



Figur 1. 3 Geologisk kart over VTBC (Zwaan & Bergh, 1994; Kullerud et al., 2006b).

1.4.2 Den nordøstlige delen

Denne delen av VTBC er den antatt eldste og består hovedsakelig av svakt folierte til nebulittiske tonalittiske til anortosittiske gneiser som er gjennomvannet av doleritt-ganger i nord og en gruppe av intermedieære til mafiske folierte gneiser i sydvest. På Ringvassøya er de tonalittiske gneisene overlappet av et grønnsteinsbelte bestående av mafiske til felsiske metavulkanske bergarter av toleittisk og kalk-alkalin sammensetning. Nylige dateringer av de metavulkanske bergartene har gitt en arkeisk alder på 2849 ± 4 Ma og 2835 ± 14 Ma (Motuza et al., 2001), noe som er sammenfallende med en datering av de underliggende gneisene på 2841 ± 3 Ma gitt av Zwaan & Tucker (1996) (Corfu et al., 2003).

Både gneisene og det overliggende grønnsteinsbeltet på Ringvassøya er kuttet av en stor mengde mafiske ganger (Figur 1. 3). Studier og analyser basert på tekstural og komposisjonell sammensetning viser at det forekommer to typer ganger; 1) Plagioklas

porfyrisk type bestående av > 2 mm store plagioklaskrystaller i en finkornig matriks og 2) Gabbronorittisk type som er mer grovkornig enn den første. Begge typene kutter subvertikalt gjennom underlaget, varierer i tykkelse fra < 0.5 m – 100 m og noen har en utstrekning på flere km. Gangene er generelt udeformerte og kutter foliasjonen i underlaget med høy vinkel. To retninger er dominerende: N- og NNW- strykende. Geokjemiske analyser viser at begge typene har en karakter av kontinentale theolittiske riftbasalter. U-Pb dateringer av zirkonmineraler gir en krystallisasjonsalder på 2403 ± 3 Ma og tilsvarende analyser av titanittmineraler viser en metamorf overprinting på 1768 ± 4 Ma (Kullerud et al., 2006b). Det er tatt prøver av foliert tonalitt ved Skåningen sørvest på Vanna som gir en U-Pb zirkon alder på 2885 ± 20 Ma (Kullerud et al., 2006a) (Figur 2. 4?). Dette er en alder som er tilnærmet samsvarende med dateringer andre steder i de nordlige delene av VTGR og granittoide bergarter på Ringvassøya (2830 Ma) og Kvaløya (2692 Ma) (Bergh et al., in prep.).

Disse dateringene er viktige for bakgrunnen og arbeidet med denne masteroppgaven. Det forutsettes at gangene på Ringvassøya har sammenheng med de gangene som finnes på Vanna (Kullerud, pers kom., 2007). I motsetning til de gangene på Ringvassøya som kutter grønnsteinsbeltet, så finnes det ingen bevis for at noen ganger på Vanna kutter kontakten til metasedimentene (Johansen, 1987; Armitage, 2005). I kapittel 2 vil det bli vist at metasedimentene har en avsetningskontakt til underlaget og det gir oss da minimum avsetningsalder på 2403 ± 3 Ma. Dersom krystallisasjonsalderen av gangene på Vanna tilsvarer dem på Ringvassøya, så gir det oss et utgangspunkt som gjør at vi må revurdere tidligere oppfatninger av deformasjonen i dette området. Etersom Vannasedimentene har vært antatt å være av kaledonsk alder, men det nå har vist seg at de er eldre, så kan også deformasjonen være prekaledonsk.

1.4.3 Den sentrale og sørvestlige delen

Den sentrale og sørvestlige delen av VTGR strekker seg fra Kvalsund i nord til og med Senja i sør. Den er dominert av granittiske og migmatittiske bergarter av varierende sammensetning. En av de mest utpregede plutonske bergartene er Ersfjordgranitten på Kvaløya som har intrudert i de underliggende basale gneisene, som den sterkt deformerte Gråting Migmatitten og den massive Bakkejord-dioritten. Ersfjordgranitten har en Rb-Sr-datering på 1706 ± 15 Ma (Andresen, 1980) og U-Pb-datering på 1792 ± 5

Ma (Corfu et al., 2003). Bakkejord-dioritten er gjennomført av udeformerte metamorfoserte mafiske ganger, men disse er sjeldne i Gråtind-migmatitten vest for Mjelde-Skorelv skjærsonen. Der opptrer de som sterkt deformerte amfibolittiske linser parallelle til hovedfoliasjonen.

1.4.4 Senja skjærbelte (SSB)

Det ca 30 km brede Senja skjærbeltet er en del av ett nettverk av subparallele, sterkt deformerte metasuprakrustale belter som deler VTGR inn i segmenterte blokker (Figur 1. 3). De har alle en NNV-SSØ retning og Senja skjærbeltet deler den tonalittiske nordøstlige delen av VTGR fra den sørvestlige delen som er dominert av granittoide og gabbroiske plutoner.

SSB er avgrenset av Svanfjellet skjærsone i sør (Svanelvdalen på Senja) og Torsnes skjærsone i nord (sydspissen av Kvaløya). Mellom dem ligger Astridalen skjærsone (nordspissen av Senja). Den NNV-SSØ-lige trenden er tydelig på flybilde, og spesielt Astridalen og Torsnes gjenspeiler dette (Zwaan & Bergh, 1994).

SSB består av paragneiser, typisk assosiert med ultramafiske bergarter. Gneisene er tolket til å være metavulkanitter med intermediær til mafisk sammensetning, og terrigene, hovedsakelig kvartsittiske sedimentære bergarter. Bergartene ble først metamorfosert under amfibolittfacies forhold, men i noen soner var metamorfosegraden oppe i granittfacies med etterfølgende omfangsrik delvis oppsmelting (Zwaan & Bergh, 1994).

Når det gjelder gneisene i Astridalen- og Torsnessonen, så har de gjennomgått en polyfase deformasjon. Den eldste deformasjonsfasen (D1) er karakterisert ved opprett NNV-SSØ-rettet folding og akseplanparallell mylonittisk foliasjon (S1). Den andre fasen (D2) viser vertikal folding av den mylonittiske foliasjonen og dannelse av skrå, subvertikal kløv under lav- til midlere amfibolitt-facies metamorfose. Denne andre deformasjonsfasen gjenspeiler NV-SØ-rettet, skrå, sinistral skjærdeformasjon som kan tolkes til å være enten en respons av deformasjonssplittet D1 forkortning, en progressiv fortsettelse av D1, eller en separat, senere reaktivering av skjærsonene. Den siste fasen (D3) er karakterisert ved sprø- til semiduktil deformasjon og kan være relatert til skorpeheving og høyrehånds skjærbevegelse knyttet til Mesozoisk og Cenozoisk

ekstensjon og påfølgende åpning av Atlanterhavet langs marginen til det Baltiske skjold (Zwaan & Bergh, 1994).

I Mjelde-Skorelvvatn-skjæersonen er hovedfoliasjonen NNV-SSØ strykende med steilt vestlig fall og består av suprakrustale bergarter hvis dannelse er korrelert med Ringvassøya grønnsteinsbelte av Binns (1984) (Corfu et al., 2003). Armitage & Bergh (2005) tolker at Mjelde-Skorelvvatn-skjæersonen er dannet som et resultat av Svekofennisk transpresjon. Datering av en granittoid pegmatittgang (1768 ± 4 Ma) som kan være dannet samtidig med den laterale skjærdeformasjonen støtter denne teorien, samt at de tre deformasjonsfasene D1-D3 synes å være resultater av progressiv deformasjon. Den kinematiske modellen foreslås sammenlignbar med andre etablerte modeller fra Senja skjærbelte; Torsnes skjærsone og Astridalen skjærsone (Armitage & Bergh, 2005).

Disse modellene vil bli nærmere diskutert i kapittel 5.

1.5 Vannas geologi

Vanna hører inn under den nordøstlige delen av VTGR (kap.1.4.2). Vannas underlag består av kvartsfeltspatisk tonalitt med en xenolitt (?) av sedimentær opprinnelse, hydrotermalkvarts og lyse pegmatittganger samt svermer av diabasganger som har en hovedsakelig N-S orientering (Johansen, 1987). Lokalt opptrer duktile, noen steder mylonittiske skjærsoner, for eksempel Torsvåg skjærsonen.

I den nordlige delen av Vanna ligger Skipsfjorddekket, et alloktont dekke separert fra det tonalittiske underlaget med betydelige høyvinklede sprø normalforkastninger, muligens av Mesozoisk alder. Skipsfjorddekket består av tre enheter; en undre og øvre mylonittisk gneis separert av en metasedimentær sekvens (Kvalkjeften gruppen), den siste med en trolig svakt tektonisert avsetningskontakt til den undre mylonittiserte gneisen (Opheim & Andresen, 1989).

Sør og vest på Vanna ligger metasedimentære bergarter (Vannagruppen) med svakt tektonisert diskonform avsetningskontakt mot det tonalittiske underlaget.

Vannagruppen kan deles inn i to formasjoner; Tinnvatn- og Bukkheia formasjonen.

Tinnvatn formasjonen består av arkosiske til subarkosiske og kalkholdige sandsteiner. Formasjonen er antatt å være fluvialt dominerende deltaiske avsetninger, og er nesten

helt eksponert ved Tinnvatn og Vikan (Binns et al., 1980). Bukkeheia formasjonen består av karbonatrike siltsteiner i veksling med arkosiske sandsteiner (Johansen, 1987) og er tolket til å være grunnmarine avsetninger (Binns et al., 1980). Bukkeheia formasjonen er tolket til å være i avsetningskontakt til Tinnvatn formasjonen. Denne kontakten er dog noen steder tydelig tektonisert (Binns et al., 1980).

Vannagruppen er intrudert av en gabbrodioritt som ligger som subparallele elongerte kroppar i silt- og sandsteinen (figur 2.1). Gabbrodioritten er generelt grønn og medium- til grovkornet og har en klart magmatisk tekstur. I kontaktsonen mellom sandsteiner forekommer noen steder breksje med kantete fragmenter av sandstein i en matriks av hovedsakelig karbonat og kvarts (Binns et al., 1980).

En nærmere beskrivelse av bergartene i den sørøstlige delen av Vanna blir gitt i kapittel 2.

1.6 Tidligere arbeider/ modeller på Vanna

Vanna ble først beskrevet av Karl Pettersen (1887) under pionerarbeidet hans med å kartlegge geologien i Troms og Finnmark. I beskrivelsen til det geologiske kartet "Hammerfest" (1:250 000) sier Roberts (1974) at den sedimentære lagrekken på Vanna og Spenna hviler på en gneis med primær diskordans, og at lagrekken kan være av silurisk, kanskje sen-ordovisisk alder. Landmark gjorde i 1974 en korrelasjon mellom "Balsfjordskiferen", som strekker seg fra Lyngfjorden og nordover, med sørlige del av Vanna. Han mente at disse skifrene hørte til det midtre dekkekompleks knyttet til den kaledonske fjellkjededannelsen. Han bemerket at den laveste grad av metamorfose i disse skifrene var på Vanna.

Binns et al. (1981) gjorde et nærmere studium av de sedimentære bergartene sør og vest på Vanna. Basert på det arbeidet, mente de å kunne vise at den tidligere korreleringen var lite trolig. Hvorvidt gneisunderlaget var autoktont eller ikke var vanskelig å bestemme, men sammenligninger med arbeider på Ringvassøya og Helgøya, som viste basale gneiser med overliggende dekker av lignende sammensetning som underlaget på Vanna, gjorde at en korrelering mellom de tre dekkene kunne være en plausibel teori. Dermed kunne en modell være at Vannagruppen var sen-prekambrisk eller kambro-silursk og avsatt på et gneiskompleks

som senere ble forskjøvet til dagens posisjon. Det ble ikke utført dateringsstudier som kunne bekrefte dette. De utarbeidet et berggrunnsgeologisk kart over øya og påviste polyfase deformasjon og folding med tilhørende akseplankløv.

I sin Cand. Scient- oppgave (1987) gjorde Johansen en nærmere berggrunnsgeologisk beskrivelse av bergartene i området med spesielt fokus på de mafiske intrusjonene. Han støttet de tidligere teoriene om at Vannagruppen kunne være av neoproterozoisk eller sen-prekambrisk alder og at de kunne korreleres med midtre allokton ellers i Troms og Finnmark. Han antok også at diabasgangene og dioritteintrusjonen var av vendisk alder og at de kunne knyttes til en begynnende rifting av det Baltiske skjold i forbindelse med åpningen av Iapetushavet. En kinematisk modell ble foreslått, der to deformasjonsfaser i Vannagruppen og underlaget ble progressivt utviklet under innskyvning av kaledonske dekker. Foliasjon i underlaget og de øvre deler av Vannagruppen ble tolket til å være akseplanfoliasjon knyttet til den første deformasjonsfasen. En senere post-kaledonsk doming i underlaget førte til variasjon i orientering til foliasjonen. Han viste også i sitt arbeide, at metamorfosegraden i Vannagruppens bergarter og intrusjonen generelt ikke overskred lavere grønskiferfacies.

Opheim & Andresen gjorde i 1989 et arbeid i nordlige delen av Vanna der de kartla Skipsfjord-dekket (se Kap. 1.5). Skipsfjorddekket består av tre litologiske hovedenheter: undre og øvre mylonittisk gneis separert av den metasedimentære Kvalkjeften-gruppen. Undre og øvre del av Skipsfjorddekket har store likhetstrekk med hensyn at begge er antatt å være mylonittiske tonalittiske ortogneiser, med den øvre delen er mer finkornig og er gjennomvannet av dolerittganger. Kvalkjeften-gruppen kan inndeles i to formasjoner; Geitdalen- og Brattfjellformasjonen. Disse viser store likhetstrekk med bergartene i den sørlige del av Vanna med hensyn til mineralogisk sammensetning, men metamorfosegraden i de to områdene er veldig forskjellige, der den nordlige delen er mer deformert. På bakgrunn av undersøkelsene ble det antatt at Skipsfjorddekket var en del av den undre/midlere allokton i Finnmark og muligens av Mesozoisk alder (Opheim & Andresen, 1989).

På kartblad "Helgøy, 1:250 000" er bergartene foreslått tidfestet til neoproterozoiske til sen-prekambriske, muligens yngre, og korrelert med andre bergarter i Troms fra samme

tidsperiode, men det bemerkes at denne korreleringen er usikker (Zwaan & Grogan, 1998).

De tidligere arbeidene og kinematiske modellene vil bli diskutert nærmere i kapittel 5, der en sammenligning med egne analyser og resultater blir gjort.

1.7 Arbeidsmetoder

Beskrivelsen og analysen av Vannasedimentene baserer seg først og fremst på observasjoner og innsamlet data fra feltarbeid i nært samarbeid med Stian Knudsen. Feltarbeidet ble gjennomført over to sesonger; sommeren 2005 og 2006, i til sammen 8 uker. I løpet av den tiden ble det samlet inn strukturelle data og bergartsprøver. Bergartsprøvene ligger til grunn for bergartsbeskrivelse (Kapittel 2) samt bearbeidelse til tynnslip som muliggjør en mikroskopisk analyse og bekreftelse på at strukturer også er synlig i mikropisk størrelse. Spesielt nyttig er dette med hensyn til å bestemme relativ bevegelsesretning i duktile skjærsoner og/eller forkastninger, men også til å analysere mineralogi og tekstur. Til forberedelse av feltarbeidet ble det benyttet flyfoto (K09 og K10, målestokk 1:2500 fra Fjellanger-Widerøe AS) for å identifisere f.eks. bergartsgrenser, topografi, blotningsgrad og lineamenter som kunne være knyttet til deformasjonen. Digitale flyfoto har vært tilgjengelige på "Norge i bilder" og disse ble brukt som supplement som forberedelse til feltarbeide. Flybildene er digitalisert og danner bakgrunn for identifisering av storskalastrukturer, spesielt der disse definerer topografien i feltområdet. I prosesseringen av bilder og figurer er det brukt CorelDRAW Graphics Suite 12, Adobe Photoshop 5.5 og Adobe Illustrator 8.0, samt GIS. I tillegg har økonomiske kart (1:5 000) vært tilgjengelige.

Strukturelle orienteringsdata er innsamlet vha. Silvia kompass med libelle og klinometer. Orienteringsdata er projisert opp i diameterplanet (todimensjonalt) og blir presentert i form av plott i Schmidt stereonett som er arealtro, dvs. at arealet på referansekulen er det samme som i diameterplanet (Bergh, 2003). Programvaren som er benyttet til det er *StereoNet for Windows, version 3.01*, utviklet av Per Ivar Steinsund, Universitetet i Tromsø.

Kapittel 2 Bergartsbeskrivelse

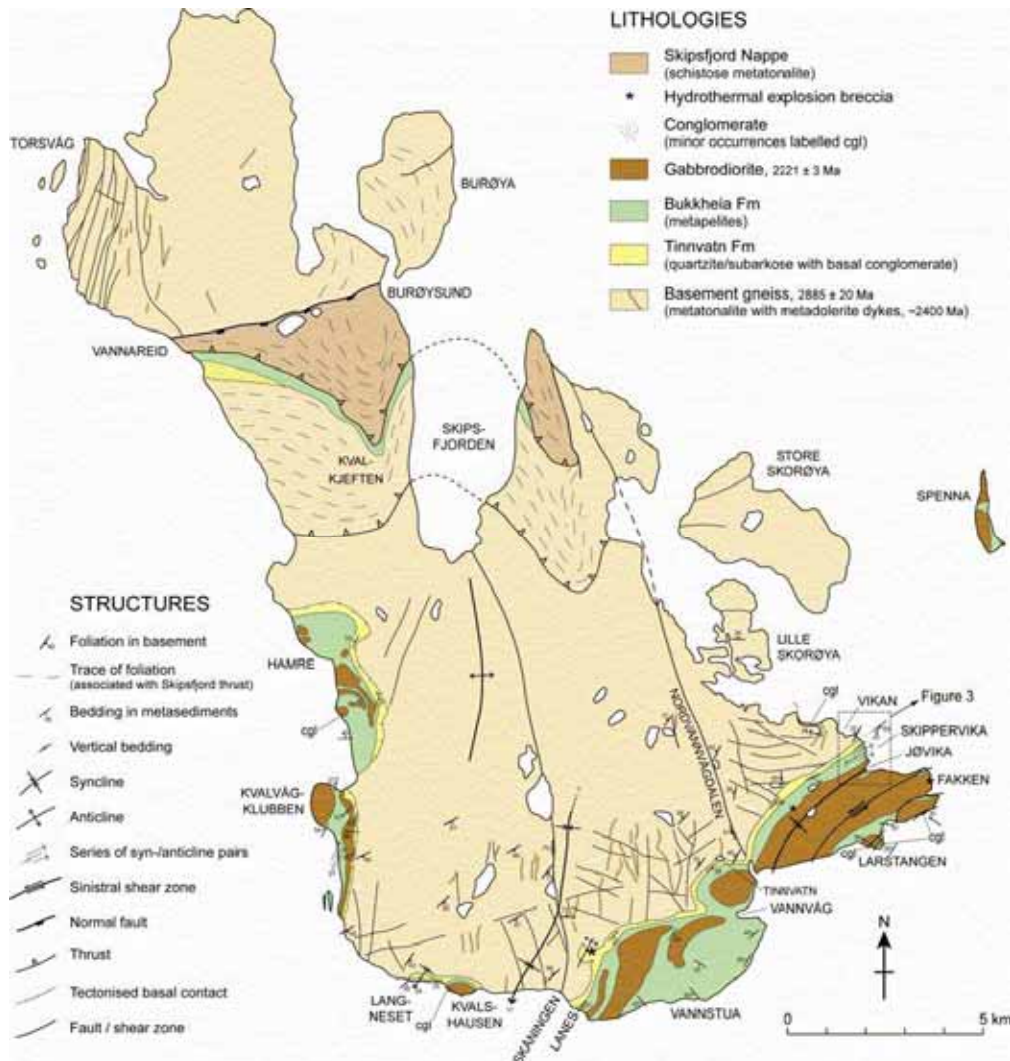
2.1 Introduksjon

I dette kapitlet vil det bli gjort en beskrivelse av bergartenes petrografi og feltopptreden i studieområdet. Beskrivelsen er basert på observasjoner i studieområdet og analyser av tyunnslip. Bergartene i området er tidligere beskrevet av Binns (1981), Johansen (1987), Opheim & Andresen (1989) og Armitage (2005). De antatt eldste bergartene blir omhandlet først og hovedfokuset vil ligge på Vannagruppens metasedimentære bergarter. I tillegg vil det bli gjort en beskrivelse av grenseforhold mellom de ulike litologiske enhetene samt forkastningsbergarter i de enkelte enhetene.

Bergartene som er representert kan deles inn i fire hovedgrupper (Figur 2. 1):

- | | | |
|------|---|---|
| i) | Grunnfjellsgneisene: | tonalittisk gneis med mafiske ganger |
| | U-Pb zirkonalder: | 2885 ± 20 Ma (Bergh et al., in prep.) |
| | | Ganger: 2.4 Ga (Kullerud et al., 2006b) |
| ii) | Metasedimentære bergarter: | Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonene |
| | ICP-MS U-Pb zirkonalder: | 2.7-2.9 Ga (Bergh et al., in prep.) |
| iii) | Intrusiv gabbrodioritt | |
| | U-Pb zirkonalder: | 2221 ± 3 Ma (Bergh et al., in prep.) |
| iv) | Xenolitter (?) i gabbrodioritten | |

Studieområdets bergarter har svært forskjellige egenskaper som kompetanse og motstandsdyktighet mot deformasjon. Bergartene har gjennomgått grønskiferfacies metamorfose (Johansen, 1987) og i de sør-østlige delene av Vanna ser bergartene ut til å ha blitt minst påvirket av denne metamorfosen noe som medfører at primære strukturer og lagning i store deler av feltområdet er godt bevart. Det vil underveis bli gjort en deltolkning av hvorvidt og hvordan ulike litologiske enheter er blitt deformert og av deres mottagelighet for formforandring (*strain*). Alle disse faktorene er viktige med hensyn til tolkning av hvilke prosesser som styrer deformasjonen og en nærmere begrunnelse for dette vil bli gitt i kapittel 3 (beskrivelse av strukturelementer) og i kapittel 4 (tolkning).



Figur 2. 1 Geologisk kart av sørlige delen av Vanna med Vannagruppens metasedimentære bergarter (Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen) og intrusiv gabbrodioritt (Bergh et al., in prep.).

2.2 Grunnfjellsgneisene

Undersøkelsene i grunnfjellsgneisene i dette studiet er begrenset til den nære kontaktsonen til Vannagruppen og kontaktforholdet mellom grunnfjellsgneisene og de overliggende sedimentære bergartene ved Vikan.

2.2.1 Tonalittiske gneiser

I følge Binns et al. (1981) består underlaget hovedsakelig av massive, medium til grovkornete kvarts-feltpatiske bergarter med grå til blek grønn farge. Kvartsittiske lag er noen steder indikasjon på at gneisen har en sedimentær opprinnelse. De største delene av berggrunnen består likevel av orthogneiser med tonalittisk sammensetning. Kvartsårer og pegmatitter er vanlig (Figur 2. 2) og gneisen har en foliasjon, noen steder mylonittisk (klassifikasjon: Figur 2. 12), som stedvis kutter pegmatittgangene (Binns et

al., 1981; Armitage, 2005). Mylonittiske teksturer (krenulasjonskløv) er påvist bl.a. i en lavvinklet skjærsone ved Vikan, nord for kontaktsonen til Vannagruppen (Figur 2. 3). Mineral og strekningslineasjoner samt geometrien til krenulasjonskløven (vergerer mot øst) indikerer en opp-mot-øst bevegelse (Armitage, 2005). Regionale studier av Armitage (2005) på Vanna tyder på at gneisen har forskjellige uttrykk vest og øst for Vannvågdalen. I vest opptre hovedsakelig homogen ortogneis, mens den i øst er betydelig mer heterogen. Vannvågdalen kan da representere et skille mellom to geologiske enheter. Dersom dette er riktig, kan grensen være utviklet før avsetningen av Vannasedimentene, da sedimentkontakten ikke ser ut til å være påvirket av denne litologiske grensen (Armitage, 2005).



Figur 2. 2 Tonalitt med hvite til lys grå pegmatittganger og mørk grå mylonittisk foliasjon ved Vikan, nært kontakten mellom Vannagruppens sedimentære bergarter og gneisunderlaget. Merk at foliasjonen kutter pegmatittgangene.



Figur 2. 3 Mylonittisk tekstur i skjærsone i tonalittisk gneis ved Stuvika, nordvest for Vikan. Kompasshuset ligger parallelt med den øst-vergerende, gjennomsettende krenulasjonskløven i bergarten.

2.2.2 Mafiske ganger

Mafiske ganger er vanlig forekommende i den nordlige delen av VTGR. U-Pb datering har gitt en alder på 2.4 Ga for mafiske ganger på Ringvassøya (Kullerud et al., 2006b). Der kutter gangene både de underliggende gneisene og grønnsteinsbeltet, hvilket viser at deler av grønnsteinsbeltet sannsynligvis også er arkeisk (Kullerud et al., 2006b). På Vanna opptrenger gangene i de nordvestlige og sørlige delene (Figur 2. 4) og da bare i grunnfjellsgneisene. Johansen (1987) beskrev at gangene har forskjellig opptreden i felt og at de viser forskjellig grad av deformasjon. De er finkornige og massive og i udeformerte prøver har de en *consentral* til subhedral granular tekstur definert av anhedral amfibol og anhedral til subhedral plagioklas. De fleste gangene har deformerte og parallellorienterte biotittkrystaller som gir en foliert tekstur og to av gangene har en gjennomsettende foliasjon, ved Sørbotn og Vikan. Begge disse ligger nært kontakten til Vannagruppens metasedimentære bergarter (Johansen, 1987). Binns et al. (1981) mente at gangen ved Sørbotn kuttet kontakten til Vannasedimentene, men dette ble tilbakevist av Johansen (1987) som påpekte at berggrunnen på denne lokaliteten er fullstendig overdekket av vegetasjon og løsmasser. Under de regionale undersøkelsene av Armitage (2005) ble det ikke observert mafiske ganger i

Vannagruppen, og heller ikke noen ganger som kuttet kontakten mellom Vannagruppen og dens underlag.



Figur 2. 4 Lys grå tonalitt med mørke mafiske ganger. Bildet er tatt ved Skåningen (foto: Kåre Kullerud).

2.2.3 Kontaktsonen mellom gneisunderlaget og Vannagruppen

Ved kontaktsonen til Vannagruppen er de tonalittiske bergartene skifrigge og fargen er mørk grå til grønnlig. Flere lavvinklede duktile skjærplan (typisk orientering 223/28) blir trunkert av basalkonglomeratet til Tinnvatnformasjonen. Pegmatittganger som kutter skjærsonene, kutter ikke inn i Vannagruppen (Figur 2. 5). Kontakten mellom gneisene og Vannagruppen er steil, tilnærmet vertikal. Lineasjoner (052/76-22) og strukne klaster i den undre delen av basalkonglomeratet, som danner den nederste grensen av Tinnvatnformasjonen (Figur 2. 6) tyder på at kontakten er tektonisert (se kap. 3). Selve kontakten mellom underlaget og bunnen på Tinnvatnformasjonen er dårlig blottet i strandsonen, men litt lengre opp mot vest langs kontakten kan man se hvordan skifriheten i underlaget er avbøyd inn mot den tektoniserte kontakten (Figur 2. 6, innfelte bilder).



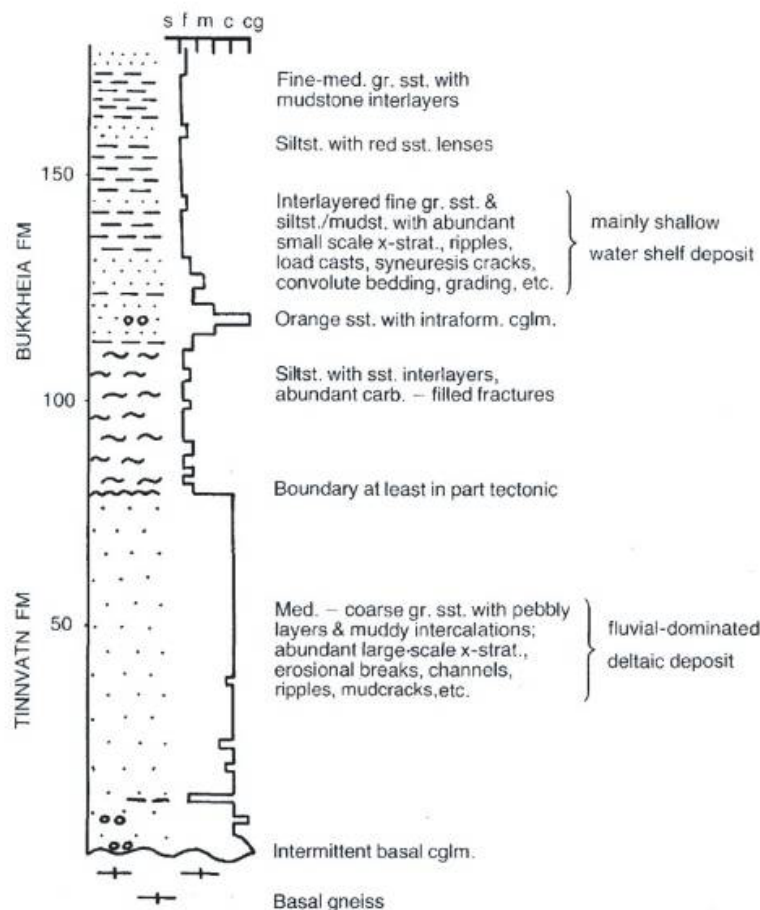
Figur 2. 5 Kontaktsonen mellom tonalittisk underlag (til venstre i bildet) og Tinnvatnformasjonen (til høyre) ved Vikan. Bildet er tatt slik at vi ser ned langs kontakten, i nord-østlig retning. De lyse pegmatittgangene som vi ser til venstre i bildet kutter ikke kontakten til sedimentene (se også Figur 2. 2) (foto: Stefan Paulsen).



Figur 2. 6 Tinnvatnformasjonenes basalkonglomerat. Innfelte bilder viser avbøying av foliert tonalitt mot basalkonglomeratet.

2.3 Vannagruppen

Vannagruppen ble av Binns et al. (1981) delt inn i to formasjoner; Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonene (Figur 2. 7). Sekvensen er stedvis sterkt foldet og kuttet av ulike typer kløv og lokale skjærsoner (se kap. 3). I de mest finkornige delene av sekvensen er en stratigrafisk bestemmelse vanskelig siden lokale repetisjoner og sterk kløvutvikling har ødelagt de primære kontaktforholdene. Lagkontaktene ser ut til å være konforme (se 2.5.2). Tinnvatnformasjonen er relativt homogen og godt sortert med hensyn til kornstørrelse og mineralogi, mens Bukkheia har en generelt mer finkornig fordeling og med sandsteiner og silt- og leirsteiner i veksling. Disse litologiske forskjellene gjenspeiles også ved at deformatjonen i større grad er konsentrert om Bukkheiaformasjonen og da spesielt i de finkornige delene (se kap.3).



Figur 2. 7 Generalisert stratigrafisk oversikt og sedimentologi av Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonene (Binns et al., 1981).

2.3.1 Tinnvatnformasjonen

Tinnvatnformasjonen består av hvite til grønnlige sandsteiner av hovedsakelig kvarts og feltspat. Innholdet av feltspat varierer fra 5 - 30 % og det er lite bergartsfragmenter.



Figur 2. 9 Storskala traukryssjikt i nedre del av Tinnvatnformasjonen. Innfelt bilde viser assymetriske rifler. Forvittringsflate fremhever primære strukturer (foto: Stefan Paulsen).



Figur 2. 10 Karbonat- og kvartsittfylte plan som kutter lagning. Lagningen på bildet er tilnærmet vertikal mens de fylte planane er svakt nordhellende. Kompasset på bildet angir orienteringen.

2.3.2 Forkastningsbergarter i Tinnvatnformasjonen

I undre del av Tinnvatnformasjonen er det en ca 5-20 m bred sone der bergarten er oppknist og gjennomslutt av sprø bruddplan. Her forekommer breksjering med kantede fragmenter av kildebergarten i en lys grønn finkornig matriks av grønnlig og lys glimmer (Figur 2. 11). Bergarten inneholder 40-50 % matriks bergarten kan klassifiseres som protokataklasitt eller kataklasitt, basert på forholdet mellom matriks kontra bergartsfragmenter (Figur 2. 12). I tynne soner (noen cm) er kornstørrelsesreduksjonen meget stor og matriksnivået over 90 %. I disse sonene er bergarten omdannet til ultrakataklasitt (Sibson, 1977).



Figur 2. 11 Breksje i Tinnvatnformasjonen klassifisert som protokataklasitt og kataklasitt, med ultrakataklasitt i nedre del.

		Ufoliert	Foliert		
Løs		Forkastningsbreksje (> 30 % sprøe bruddstykker)			
		Sjeppebergart (< 30 % sprøe bruddstykker)	Foliert sjeppebergart		
Fast (kohesiv) bergart		Pseudotaklytt			
		Knusningsbreksje (bruddstykker > 5 mm)			
		Finkornig knusningsbreksje (bruddstykker 1-5 mm)		< 10 %	
		Mikro (knusnings) breksje (bruddstykker < 1 mm)			
	Kataklasitter <small>Normalstrømsformasjoner med spore deformasjon</small>		Protokataklasitt		10-50 %
			Kataklasitt		50-90 %
			Ultrakataklasitt		> 90 %
Mylonitter <small>Normalstrømsformasjoner med plastisk deformasjon</small>			Protomyonitt		
			Mylonitt		
			Ultramylonitt		
			Blastomyonitt	Grønnmasse 1 %	

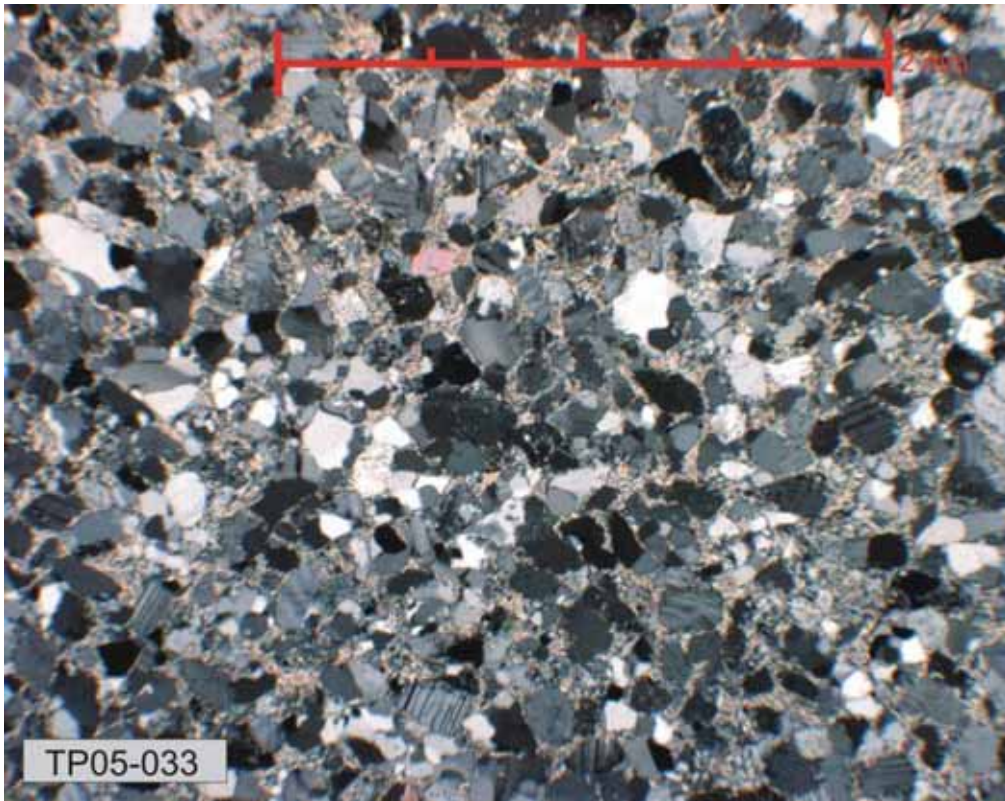
Figur 2. 12 Klassifikasjon av forkastningsbergarter av (Sibson, 1977). Modifisert fra norsk oversettelse av Fossen & Gabrielsen, 2005.

2.3.3 Kontaktsonen mellom Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen

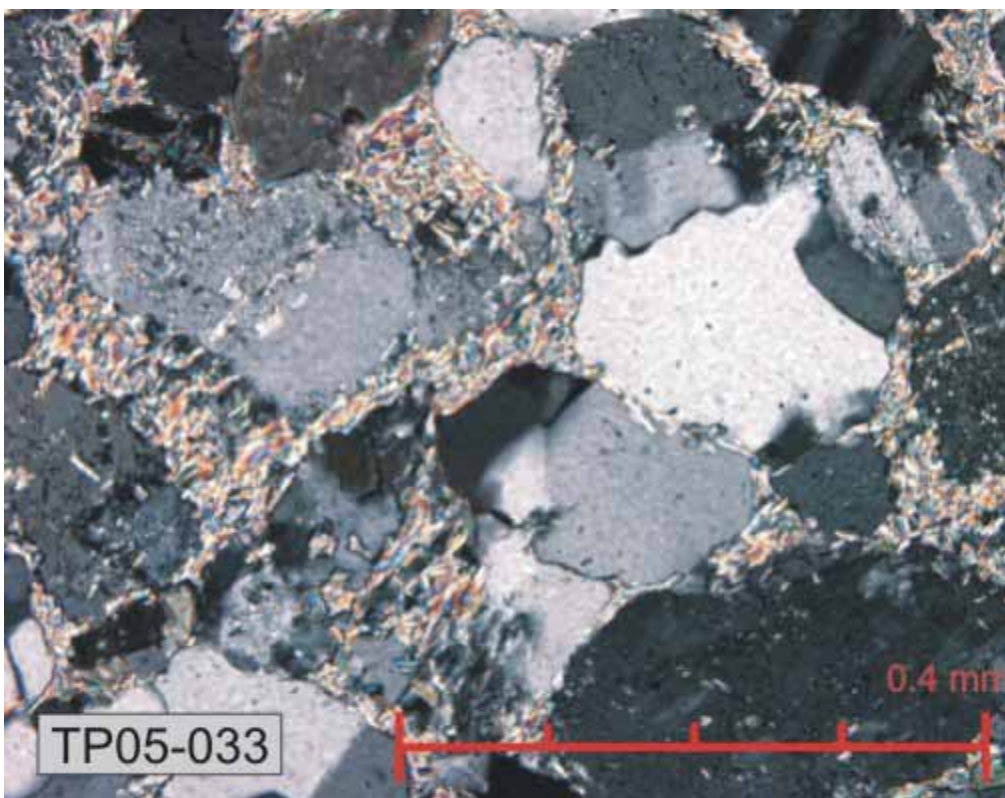
I de øvere ca 10-15 meterne av Tinnvatnformasjonen, i overgangen til Bukkheiaformasjonen sør for Vikan, blir fargen rødlig og en sone med anastomoserende semiduktile skjærsoner kamuflerer selve overgangen. Binns et al. (1981) og Johansen (1987) påpeker også at kontakten, i alle fall delvis, er tektonisert. Bergartene videre i kontaktsonen mellom Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen består av tynne lag av sandstein (opp til noen titalls cm) i veksling med silt/leirstein (Figur 2. 13). Tynnslip av massive tynne lag i overgangen viser en delvis metamorf tekstur, med fin til medium grov sand i en matriks av finkornig glimmer (Figur 2. 14 og Figur 2. 15). Bergarten viser dog ingen tydelig foliasjon. Lagstillingen til de to enhetene er lagparallelle i kontaktsonen i elveløpet og dalsiden øst for Tinnvatn (Johansen, 1987) og ved Tinnvatn tyder sedimentære strukturer på at det er en normal avsetningskontakt, mens kontakten andre steder er en grense av tektonisk diskontinuitet (Binns et al., 1981). Det er tydelig at avsetningsmiljøet endres i overgangen mellom de to enhetene ettersom kornstørrelsen avtar og en slik endring av kornstørrelse og kompetanse til bergartene kan gjøre at det blir en svakhetszone mellom dem. Det er da rimelig å anta at skjærbevegelse og deformasjon vil kunne konsentreres i svakhetssonen, og det kan forklare den stadig økende mengden av duktil og semiduktil til sprø deformasjon oppover i stratigrafien (se kap. 3 og 4). Videre opp i stratigrafien har den overliggende Bukkheiaformasjonen tykke sekvenser med finkornig silt- og leirstein og disse vil være betydelig mer mottagelige for deformasjon enn mer kompetente grovkornige sandsteiner, som for eksempel i Tinnvatnformasjonen. En nærmere beskrivelse og analyse av kontaktsonen vil bli gitt i kapittel 3 og 4.



Figur 2. 13 Massive sandsteinslag i veksling med kraftig folierte pellittiske ved overgangen mellom Tinnvat- og Bukkheiaformasjonen. Prøven TP05-033 er tatt rett til venstre for hammerhodet.



Figur 2. 14 Tynnslip av TP05-033 som viser primære sandkorn i en glimmermatriks. Bergarten viser ingen tydelig foliasjon.



Figur 2. 15 Detalj fra TP05-033 som viser primære sandkorn i en glimmermatriks. Glimmerkornene har ingen foretrukket orientering.

2.3.4 Bukkheiaformasjonen

Også Bukkheiaformasjonen kan inndeles i to litologiske enheter. Den nedre delen domineres av leirstein og leirskifer, samt en karbonatrik siltstein i veksling med lag og linser av sandstein. Bergarten er gjennomført av sprekker som er fylt med karbonat. Karbonat forvitrer lett og siden sekvensen i tillegg er sterkt skifrig medfører dette at bergarten får en ytre flakig tekstur (Figur 2. 16). Mektigheten til undre delen av Bukkheiaformasjonen anslås til å være ca 30-40 meter. Den øvre delen av formasjonen inneholder flere meter tykke lag med sandstein. Ved Skippervika, som markerer grensen mellom undre og øvre sekvens, og sørover (oppover i stratigrafien) består sandsteinene av rødebrune rytmisk vekslende lag av silt- og leirstein (Figur 2. 17). Mellom Skippervika og sørlige Skippervika er en ca 50 m mektig sekvens der silt- og leirstein dominerer, med tynne lag av sandstein. Lagrekkene er her betydelig foldet og gjennomført av akseplankløv. En stor mengde semiduktile soner og bruddplan kutter og forskyver lagene og mektigheten er dermed vanskelig å anslå, spesielt grunnet repetisjoner og inversjon (se kapittel 3).



Figur 2. 16 Karbonatfylte sprekker i Bukkheiaformasjonen (foto: Stefan Paulsen).

Binns et al. (1981) og Johansen (1987), som gjorde en mer regional undersøkelse av Vannasedimentene, anslår at den totale mektigheten av Bukkheiaformasjonen er minst 150 m. I studieområdet er Bukkheiaformasjonens nedre 130 m representert. Binns et

al. (1981) og Johansen (1987) har oppgitt at Bukkheiaformasjonen lenger opp i stratigrafien hovedsakelig består av silt- og leirstein med tynne lag og linser av sandstein (Figur 2. 7). Deres tolkning av avsetningsmiljøet for Vannagruppen er at Tinnvatnformasjonen er fluvialt dominerte deltaiske avsetninger mens Bukkheiaformasjonen er hovedsakelig grunnmarine avsetninger (se Figur 2. 7).



Figur 2. 17 Lys brune sandsteinslag med lys grå, tynne, finkornige bånd mellom ved Rødbergan. På bildet er det tydelig hvordan karbonatfylte, mørkbrune bånd som kutter lagningen endrer orientering ved ulike litologiske grenser. De er steile der de kutter sandstein og flater ut og blir tilnærmet parallelle med lagningen når de møter de finkornige båndene mellom sandsteinene. Blyanten på bildet peker direkte på dette fenomenet som kalles kløvrefraksjon (Twiss & Moores, 1992). Båndene på bildet er S3a akseplankløv. (se avsnitt 3.2.3b).

2.3.5 Kontaktsonen mellom gabbrodioritt og Vannagruppen

I kontaktsonen mellom sandstein og dioritt i Ved sørlige Skippervika-sør er det en tynn (maksimalt 20 cm tykk) sone av en omdannet bergart bestående av kantede fragmenter i en glassig grunnmasse (Figur 2. 18). Dette tolkes som en intrusiv breksje dannet eller omdannet som et resultat av intrusjonen. Ved Rødbergan er kontakten mellom metasandstein i Bukkheiaformasjonen og gabbrodioritten en 1-2 meter bred sone av breksje av kantede fragmenter (fra noen cm opp til mer enn 1 meter) av sandstein tilfeldig orientert i en matriks av brunlig karbonat og hvit kvarts (Figur 2. 19). Denne sonen tolkes som hydrotermal omvandlet kontaktzone knyttet til intrusjonen av

dioritt (Kullerud et al., 2006b; Bergh et al., in prep.). 10-20 cm av den nærmeste kontakten inneholder mye kloritt og er tydelig tektonisert (se kap. 3).



Figur 2. 18 Breksje i kontaktsonen mellom sandstein og gabbrodioritt Ved sørlige Skippervika. Denne sonen er helt gjennomvannet av bruddplan.



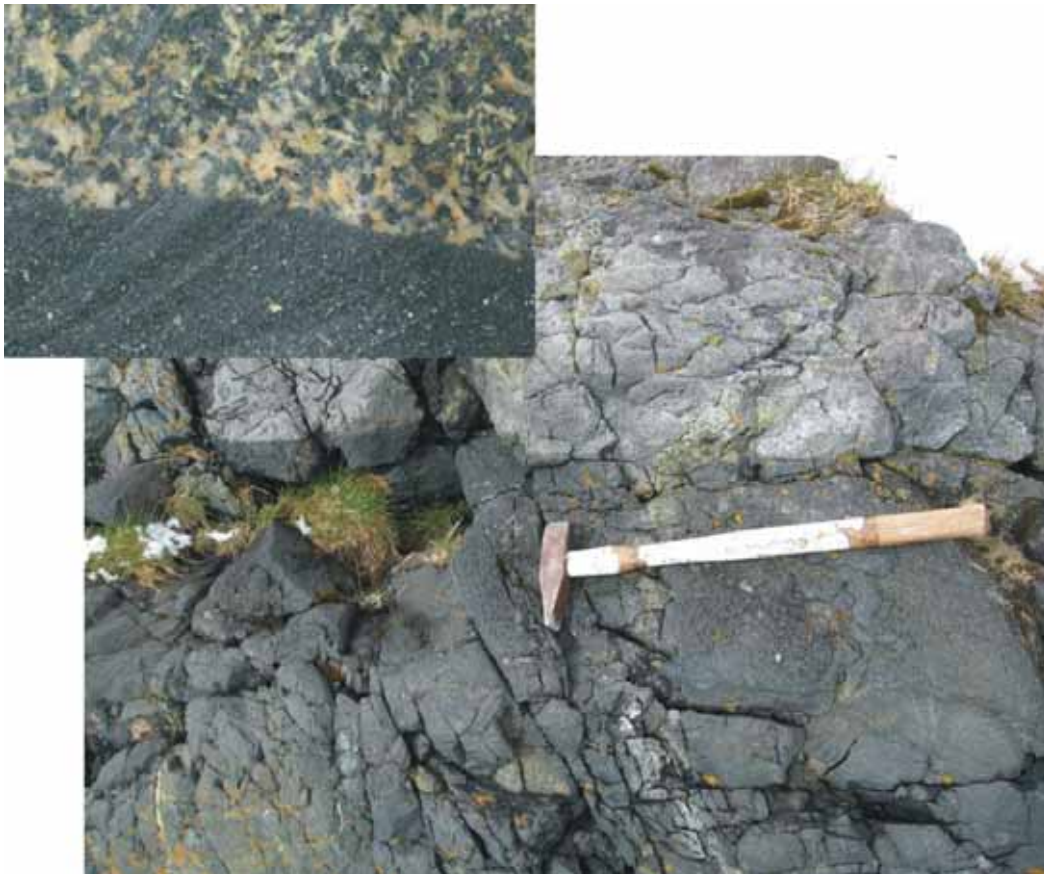
Figur 2. 19 Kontaktsonen mellom Bukkheiaformasjonen og gabbrodioritt ved Rødbergan. Innfelt bilde viser detalj fra sonen med matris av hvit kvarts (Kv) og brun karbonat (Ka) rundt kantede sandsteinsklaster (Sst) (foto: Kåre Kullerud).

2.4 Intrusiv gabbrodioritt

Gabbrodiorittkroppene er begrenset til Bukkheiaformasjonen og kutter aldri lag og litologiske grenser i Tinnvatnformasjonen og gneisunderlaget. De elongerte kroppene av gabbrodioritt er tilsynelatende konsekvent parallelle med lagningen i Bukkheiaformasjonen (Figur 2. 1) noe som indikerer at diorittintrusjonen er en sill, intrudert mellom de sedimentære lagene. Tilførselsrøret er ikke observert.

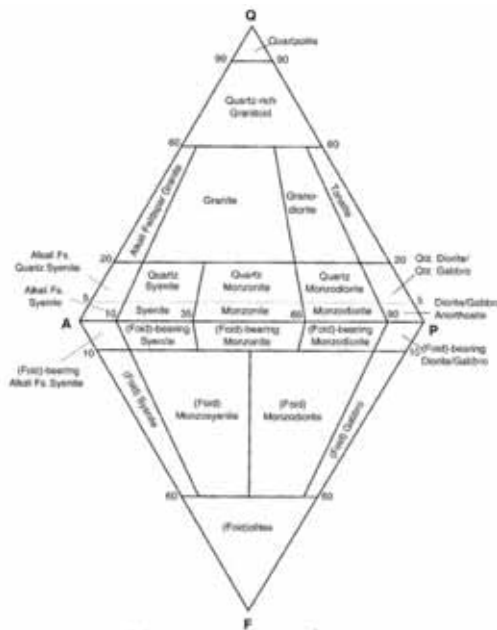
2.4.1 Gabbrodioritt

Gabbrodioritten er mørk grønn, fin eller middels- til grovkornig og er til største delen homogen og uten tydelig foliasjon. Det er likevel store litologiske variasjoner. Fargen varierer fra lys til mørk grønn, kornstørrelsene varierer fra fin til middels og grov og i enkelte soner er gabbrodioritten båndet og internt kraftig duktilt deformert. Skarpe, intrusive kontakter mellom finkornige og middels- til grovkornige varianter av gabbrodioritten tyder på at intrusjonen skjedde i flere faser (Figur 2. 20).



Figur 2. 20 Bildet viser mørk og finkornig gabbrodioritt med skarp grense til lys og grovkornig. Nærbildet viser skarp grense mellom finkornig og grovkornig gabbrodioritt på Fakken (foto: Kåre Kullerud).

Klassifikasjon av bergarter baseres på mineralinnholdet og den prosentmessige fordelingen i bergarten (Figur 2. 21). Generelt gjelder at den intrusive bergarten på Vanna inneholder <20 % kvarts og høyt innhold av plagioklas og amfibol (Johansen, 1987). Plagioklas i dioritt har et intermediært Na-Ca-forhold, mens gabbro, som er en mafisk bergart, har et høyt Ca-innhold (Winter, 2001).



Figur 2. 21 Klassifikasjon av intrusive bergarter (Streckeisen, 1974; Winter, 2001).

Geokjemiske analyser utført av Johansen (1987) viste at bergarten varierer i sammensetning fra intermediær til basisk. Det ble også gjort *whole rock composition*-analyser som viste at gabbrodioritten har en subalkalin til kontinentaltholeittisk sammensetning (Johansen, 1987; Bergh et al., in prep.). På Vanna kan de lyse, middels- til grovkornede delene av intrusiven klassifiseres som dioritt, mens de finkornige, mørke delene har en kjemisk sammensetning som klassifiserer bergarten som albitt-rik gabbro (Johansen, 1987; Bergh et al., in prep.; Knudsen, in prep.). Det er da hensiktsmessig å bruke fellesbetegnelsen gabbrodioritt.

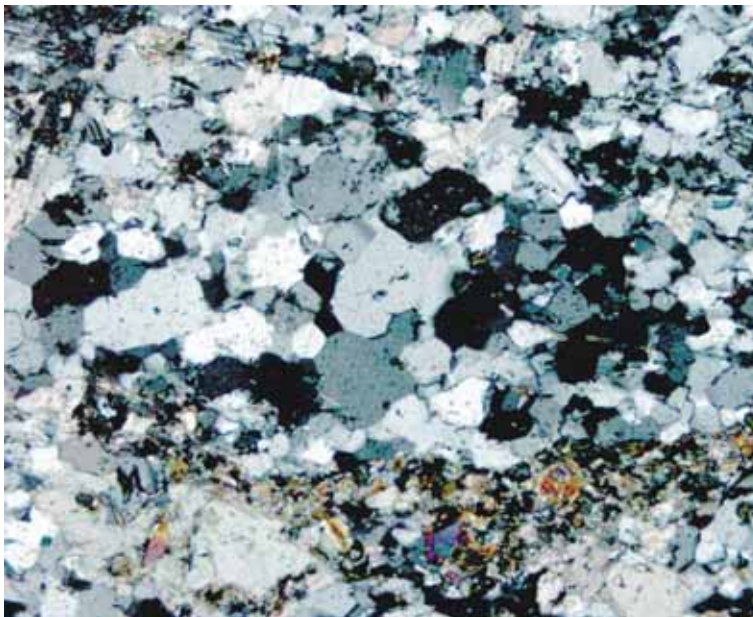
2.4.2 Xenolitter (?) i gabbrodioritten

I gabbrodioritten forekommer det flere sett med steile, anastomoserende, duktile skjærsoner (se kap. 3). I de største skjærsonene (Risdalsfjæra, Fakkekeila og Fakken, se Figur 2. 1) er det observert lys rødbrune bergarter som ligger subparallelt med skjærsonene (Figur 2. 22). Bergartene har intern lagdeling og opptrer med en anslått maksimal mektighet av ca 20 meter. Bergartskroppene smalner av og blir helt avsnørt i

skjærsonene. Tynnslipanalyser viser at disse bergartene inneholder store mengder kantede til sub-rundete korn av kvarts og feltspat (Figur 2. 23). Gabbro og dioritt inneholder pr. definisjon mindre enn 20 % kvarts (Figur 2. 21). Det er da rimelig å anta at den rødbrune bergarten er sandstein. Sandsteinene kan være reelle sandsteinslag i gabbrodioritten, eller xenolitter som er innkorporert i gabbrodioritten ved intrusjonen. Ettersom sandsteinen blir avsnørt og ikke kan følges som individuelle lag langs grensene til gabbrodioritten, blir de tolket til å være xenolitter som er innkorporert i gabbrodioritten ved intrusjonen. Disse xenolittene viser seg å ha en viktig betydning med hensyn til å lokalisere deformasjon i gabbrodioritten (se Kap 3).



Figur 2. 22 Sandstein i skjærsonene i gabbrodioritt nord for Fakken.



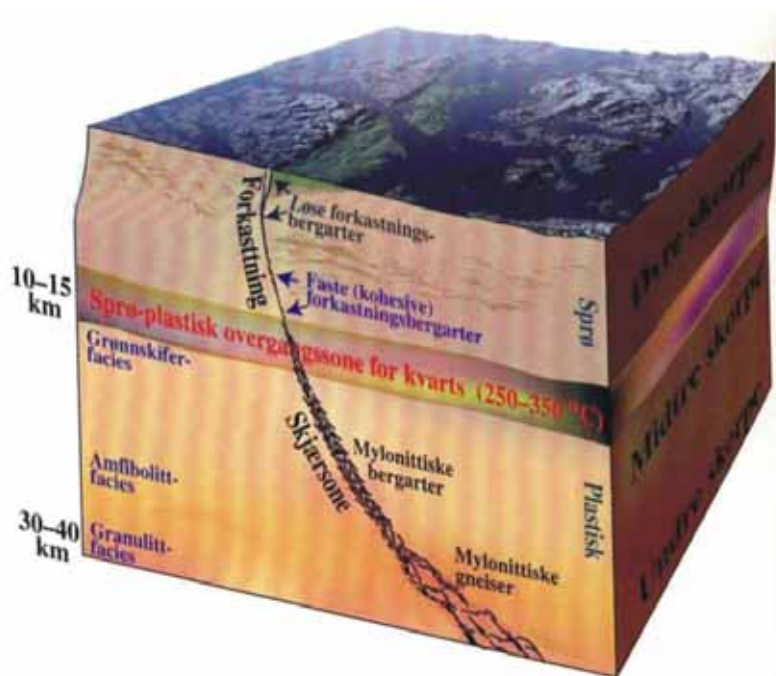
Figur 2. 23 Tynnslip av bergartsprøve SK05-03B fra sandstein i skjærsonene ved Fakkeodden. Bergarten består hovedsakelig av kvarts og feltspat. Det brunlige båndet i nedre del av bildet er karbonat som er tolket til å være sekundært og hydrotermalt utfelt i sprekker i bergarten (Knudsen, in prep.).

2.4.3 Forkastningsbergarter og metamorfose i gabbrodioritten

Som nevnt i 2.3.1 er gabbrodioritten stedvis sterkt deformert. Deformasjonen har både sprø og duktil karakter (se kap 3) og en rekke sekundære mineralutfellinger er assosiert med de ulike fasene (Figur 2. 24). Sprø deformasjon er ofte assosiert med mineralvekst (skuringslineasjoner) på forkastningsplanet som en følge av lokal knusing og friksjon. Slike lineasjoner er lokaliserte til forkastningsplanet og fører ikke til en gjennomsettende foliasjon i bergarten (Fossen & Gabrielsen, 2005). I gabbrodioritten er skuringslineasjoner (*slickensides*) veldig vanlig i hele studieområdet og de består ofte av hematitt og epidot. I noen tilfeller er forkastningsbevegelsen hurtig noe som kan føre til en lokal oppsmelting av bergarten med dannelse av pseudotachylitt. Resultatet er en sone der kantede korn av bergarten (breksje) ligger i en glassig matriks (Fossen & Gabrielsen, 2005). En slik sone (ca 5 cm bred) med antatt pseudotachylitt er observert i gabbrodioritten ca 50 meter øst for kontaktsonen til Vannagruppen ved Rødbergan. Sprø deformasjon kan også føre til sekundær mineralvekst i sprekker i bergarten, enten syn- eller posttektonisk og ofte i forbindelse med sirkulerende fluider i bergarten. I gabbrodioritten observeres mange eksempler på dette og karbonat, kvarts, serpentin, pyritt og aktinolitt er vanlig. Sammen med pyritt, kvarts og aktinolitt opptrer ofte et retningløst, rødbrunt og fibrig mineral. Røntgenrefraksjonsanalyser av mineralet viser at det er adular (pers. komm. P. Bøe, 2005), en type alkalifeltspat. De sprekke hvor adular er utfelt har en systematisk N-VNV strøkorientering (Knudsen, in prep.). Aktinolitt er også vanlig i steile semiduktile skjærsoner i feltområdet. Ved retrograds lavgrads metamorfose kan hornblende omdannes til aktinolitt. Opptreden av dette indeksmineralet antyder dermed grønskiferfacies metamorfose (se kap. 3) (Yardley et al., 1990). Tynnslip fra gabbrodioritten (Figur 2. 23) viser også at karbonat er utfelt i hulrom, samt en rekrystallisering av kvarts (Knudsen, in prep.). Foliasjon bestående av aktinolitt ligger rundt de sekundært utfelte kvartskrystallene, noe som kan tyde på at mineralene er utfelt før eller samtidig med at foliasjonen er dannet. Dersom de to hendelsene er skjedd samtidig, så kan det tyde på at kvartsen i sandkornene er oppløst under deformasjonen og utfelt i hulrommene. Dette er en viktig observasjon med hensyn til hvilket trykk- og temperaturdomene som har vært gjeldende under deformasjonen. Ved overgangen mellom sprø og duktil deformasjon, dvs. på ca. 15 km dyp i skorpa, eksisterer trykk- og temperatur betingelser som tilsvarer smelteområdet for kvarts (Fossen & Gabrielsen, 2005) (Figur 2. 25). Dette styrker at deformasjonen ligger i dette området, og dermed er semiduktil.



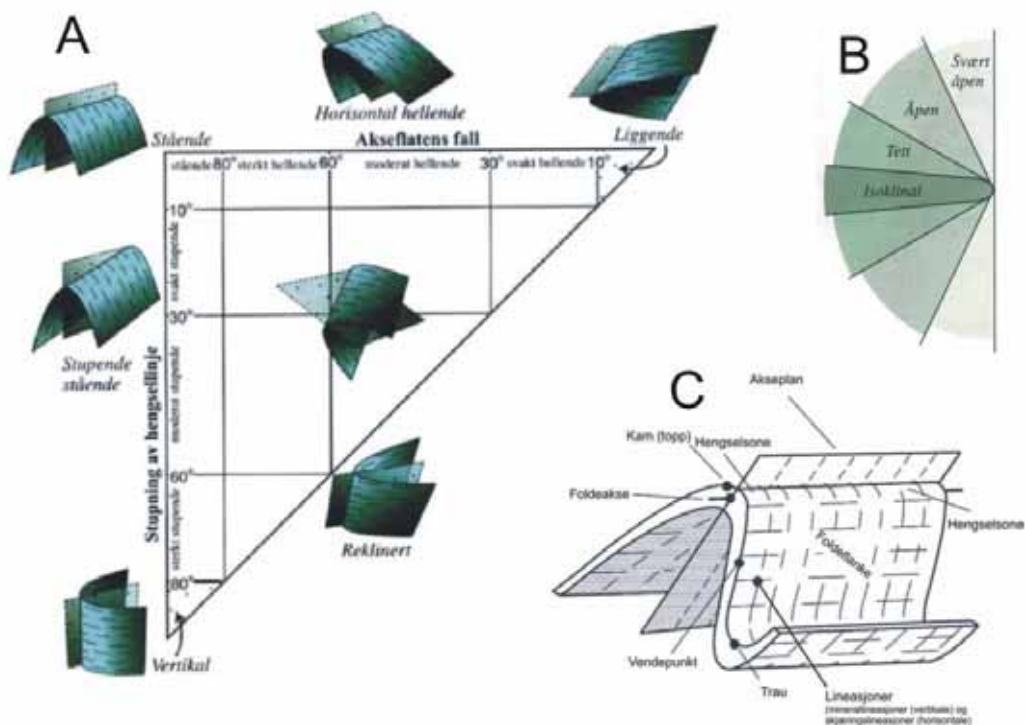
Figur 2. 24 Forkastningsmineraler og bergarter i gabbrodioritt; adular, karbonat, aktinolit og pseudotaklytt.



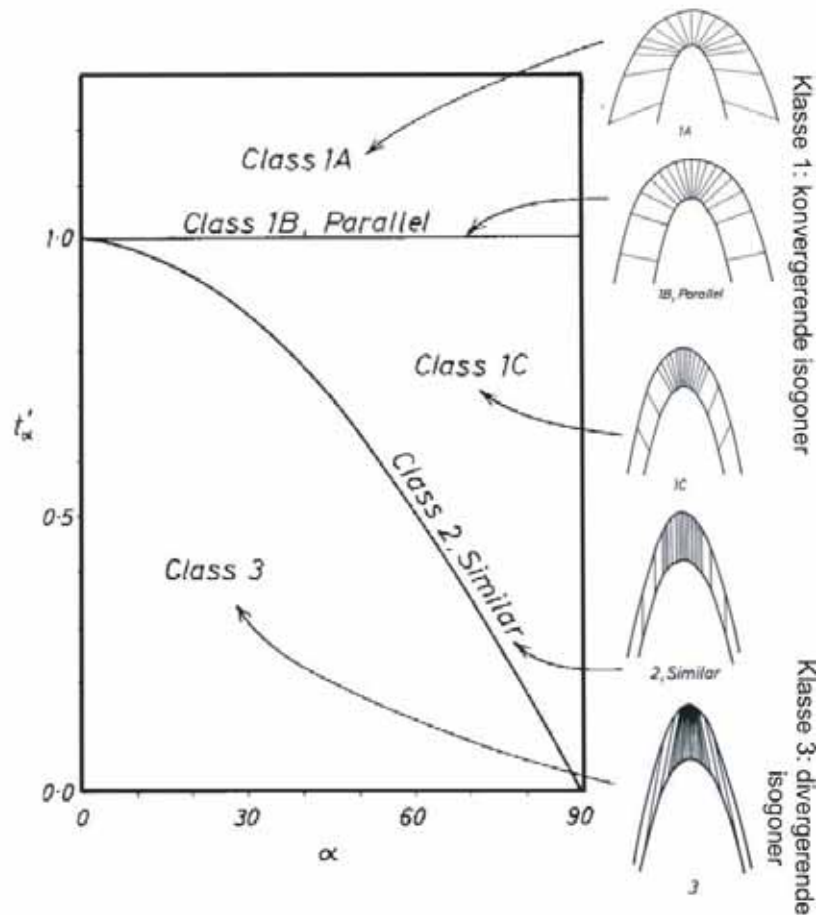
Figur 2. 25 Forenklet sammenheng mellom sprø og duktil deformasjon relativ til dybde i jordskorpa (Fossen & Gabrielsen, 2005). Sammenhengen må anses for å være veiledende, da plastisk deformasjon i noen tilfeller kan forekomme i øvre deler av jordskorpen.

Kapittel 3 Strukturgeologisk beskrivelse

Jeg vil i dette kapitlet gjøre en beskrivelse av de viktigste deformasjonsstrukturene i feltområdet; folder, forkastninger, skjærsoner, kløv og lineasjoner. Beskrivelse og definisjon av de ulike strukturelementene blir gjort med bakgrunn i fellestrekk som orientering og geometri. Dette gir grunnlag for en gruppering som antyder en genetisk relasjon der elementene er dannet samtidig og som kan knyttes til ulike *faser* av deformasjon, snarere enn at det er en tydelig aldersrelasjon mellom dem (se kapittel 4). Gjennom feltstudiet er det identifisert tre hovedgrupper av strukturelementer og beskrivelsen av disse gjøres først i Vannagruppens metasedimentære bergarter (avsnitt 3.2), deretter i gabbrodioritten (avsnitt 3.3). Underveis blir det vist eksempler fra nøkkellokalitetene samt angitt i hvor stor grad strukturelementene er representert i ulike deler av feltområdet. Til beskrivelse og klassifikasjon av folder vil det bli benyttet definisjoner av Ramsay (1987, basert på fallisogoner), Fleuty (1964, ut fra hengselinjens og akseplanets orientering) og geometriske parametre gitt av Hatcher (1995) (Figur 3. 1 og Figur 3. 2). Til slutt i kapitlet gis et sammendrag av strukturenes geometri som grunnlag for kinematiske betraktninger i kapittel 4 som igjen vil munne ut i en foreslått geologisk modell, diskusjon og konklusjon.



Figur 3. 1 Klassifikasjon av folder baseres på A: hengselinjens og akseplanets orientering (Fleuty, 1964) og B: åpningsvinkel, dvs. vinkelen mellom foldeflankene. En folds geometriske parametre gis i C (Hatcher, 1995).



Figur 3. 2 Diagrammet viser Ramsays klassifikasjon (1987) av folder basert på fallisogoner der referanselagets tykkelse (t'_{α}) er plottet mot fallvinkelen (α). Fallisogoner er linjer som forbinder punkt med identisk fall ved den ytre og den indre flaten (buen) i en fold. Klasse 1 folder har konvergerende fallisogoner, og ytre og indre bue i folden har ulik form (1A har tykkere flanker enn hengselsonene, 1B er like tykk hele veien og 1C har tykkere hengselsonene enn flanker). Klasse 2 folder har parallelle isogoner, men ytre og indre bue er likeformet (*similar*). Klasse 3 folder har divergerende isogoner (Ramsay & Huber, 1987).

3.1 Strukturell oversikt

Den underste delen av Vanngruppens bergarter, dvs. Tinnvatnformasjonen ligger med steilt SØ-lig fall og avsetningskontakt på det tonalittiske underlaget. Derover følger delvis foldete og repeterte lag i øvre Tinnvatnformasjonen. Kontakten til Bukkheiaformasjonen er tektonisk, men konform til lagene under. Lenger sør, i Skippervika er lagrekken foldet av asymmetriske SØ-vergerende folder (F1) og gjennomsatt av kløv og skjærsoner (S1-S2-S3) som delvis har ødelagt den primære strukturen og de stratigrafiske sammenhengene. Lengst syd i Skippervika er lagene vertikalstilt og dominert av siltstein, og de er foldet (F2) og delvis kuttet av sinistrale, lagparallelle skjærsoner (Ss2). I denne, antatt øvre delen av Bukkheiaformasjonen, opptrer den konforme gabbrodioritten som en antatt laggang, og som er foldet og

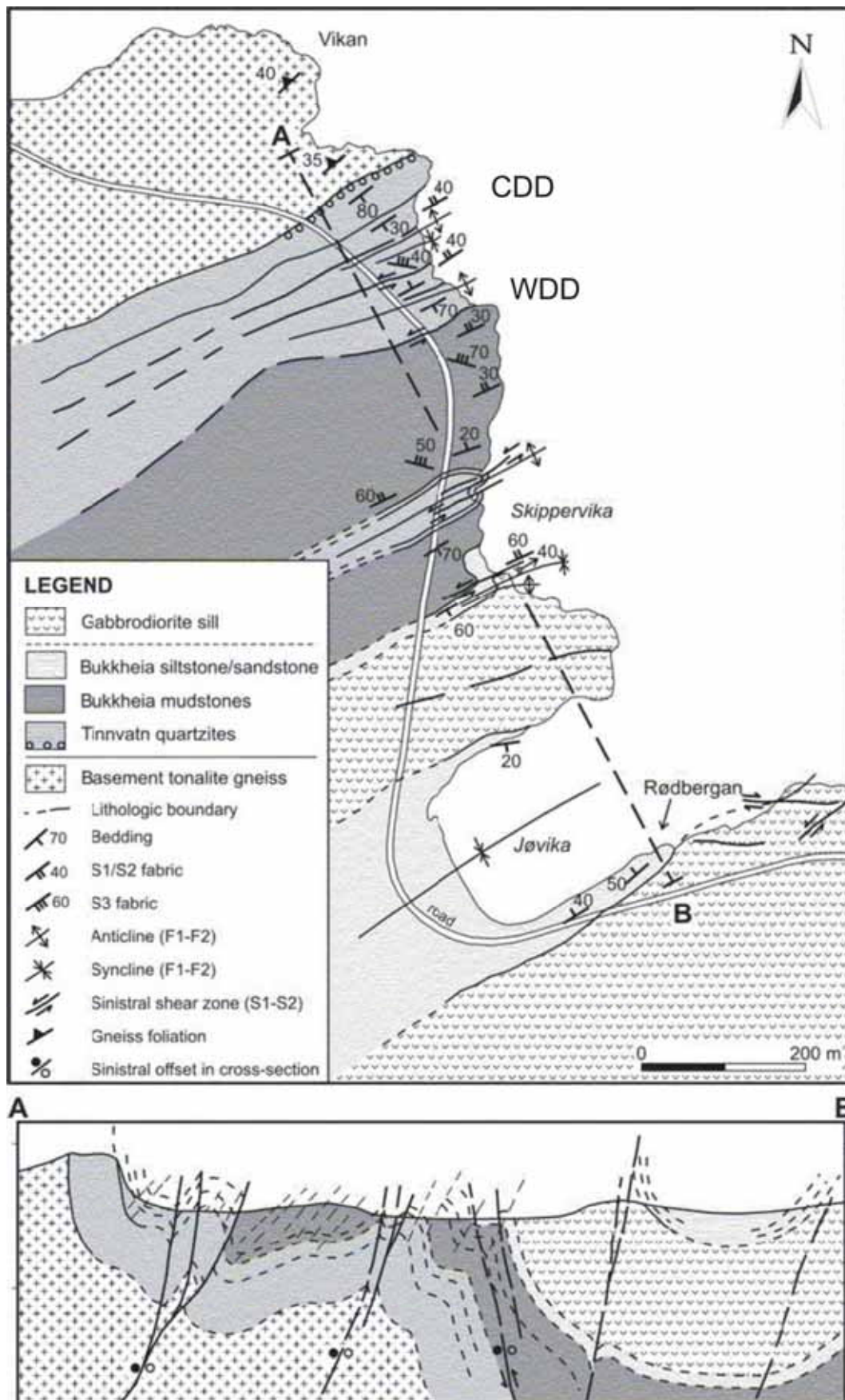
deformert sammen med de sedimentære bergartene. Ved Rødbergan i syd faller sandsteiner i den antatt øverste eksponerte delen av Bukkheiaformasjonen vekselvis mot nord (dominerende) og syd og danner en mulig storskala synklinal. Mine undersøkelser antyder at den stratigrafiske oppbygningen kan utledes langs profilet fra Vikan til Jøvika og at lagene lenger sør er repetert ved storskala folding.

Kort oppsummering av grupper med deformasjonsstrukturer:

D1 deformasjonsstrukturer er karakterisert ved storskala nær opprett, dominerende SØ-vergerende folder (F1), dominerende NV-hellende akseplankløy (S1) assosiert med mesoskopisk folding (antatt parasittfolder til makroskopisk folding) og lineasjoner (L1) på lagplan og kløvflater. I denne gruppen er det også steile NV/SØ-hellende semiduktile skjærsoner (Ss1). D1 deformasjonsstrukturer er de mest dominerende i mesokala og er representert i stor grad i de fleste lokalitetene langs strandprofilen (Fig. Geologisk kart). Ss1 skjærsoner med duktil karakter, NØ-SV-lig strøk og steilt fall, er også representert i dioritten (avsnitt 3.4.1).

D2 deformasjonsstrukturer er kjennetegnet ved moderat til steilt NØ-stupende folder (F2) med lokaliserte, steile, ofte sinistrale skjærsoner (Ss2) og kløv (S2) utviklet subparallelt med S1 akseplankløy og nær flankene til F1 folder. D2 deformasjonsstrukturer er meget godt utviklet i store deler av feltområdet, mens de noen steder er utydelige og utvisket av D1 og D3 deformasjonsstrukturer. Ss2 skjærsoner forekommer også hyppig i dioritten, der de har en NØ-SV strykende orientering (avsnitt 3.4.1).

D3 deformasjonsstrukturer er karakterisert ved moderat til steilt Ø/V stupende folder (F3) og assosiert N-hellende akseplankløy (S3a). S3a akseplankløy er ofte karbonat- og/eller kvartsfylte og viser meget ofte kløvrefraksjon. Subparallelt med S3a opptrer steile, hovedsakelig sinistrale duktile/semiduktile skjærsoner (Ss3) som kutter og forskyver lagning og S1 og S2 planstrukturer. Ytterligere to planstrukturer inngår i denne gruppen; NNV- og NV hellende kløvplan (S3b og c). I gabbrodioritten er D3 deformasjonsstrukturer kjennetegnet ved steile, hovedsakelig sinistrale skjærsoner (Ss3) som har en Ø/V-lig strøk. Sammen med Ss1 og Ss2 skjærsoner danner Ss3 skjærsoner et anastomoserende mønster i kartbildet.

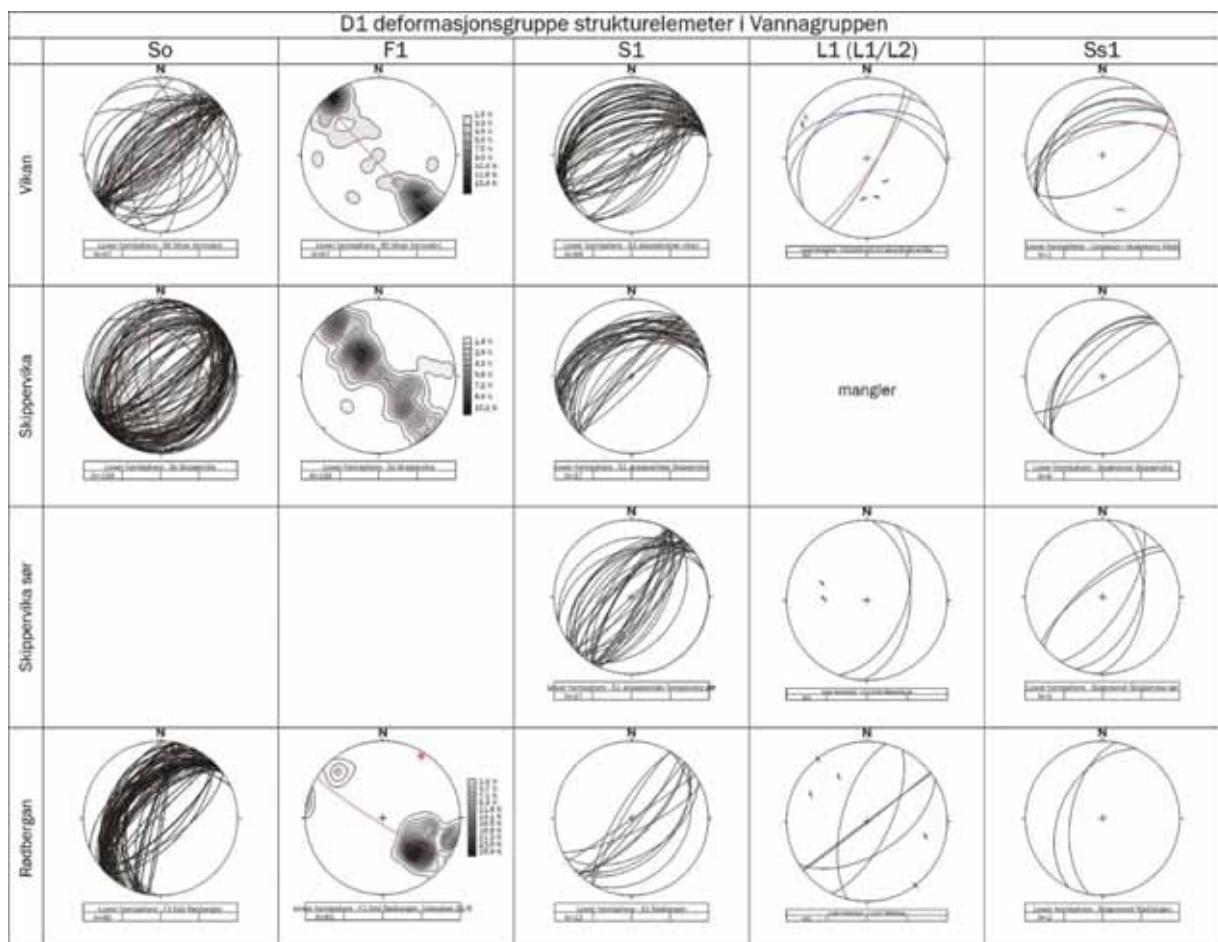


Figur 3. 3 Over: geologisk og tektonisk kart over feltområdet (Roberts, 1974; Opheim & Andresen, 1989; Grogan & Zwaan, 1997). Under: geologisk profil med strukturelementer fra utsnittet A til B i kartet over (Bergh et al., in prep.).

3.2 Strukturelle grupper

3.2.1 D1 deformasjonsstrukturer i Vannasedimentene

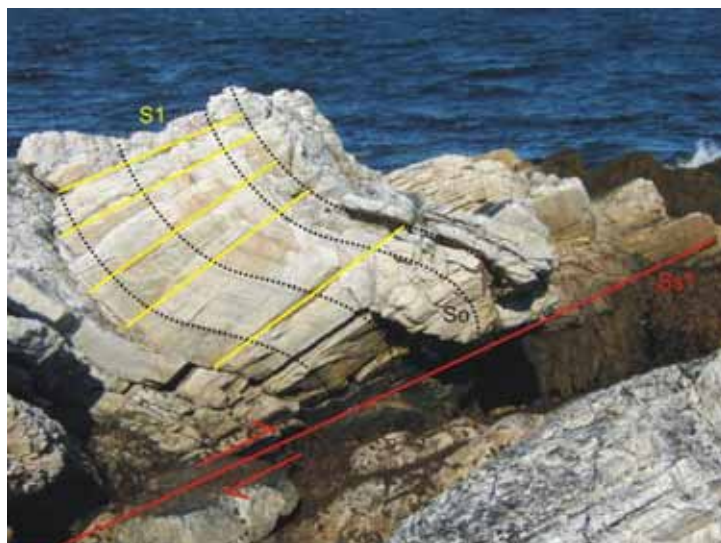
D1 deformasjonsstrukturer er karakterisert ved duktil/ semiduktil opprett og asymmetrisk folding (F1) av Vannsedimentene med penetrativ akseplankløv (S1) og NØ/SV strykende duktile/semiduktile skjærsoner (Ss1) som stedvis forskyver og/eller kutter lagning. Foldeaksene til F1 folder har en tilnærmet horisontal eller svakt NØ- eller SV-stupende orientering. Foldeflankene er generelt steile og F1 folder er hovedsakelig SØ-vergerende. På lagplan knyttet til skråstilte lag og F1 foldeflanker er det noen steder observert lineasjoner (L1). En oversikt over deformasjonsstrukturene er gitt i Tabell 3. 1.



Tabell 3. 1 Oversikt over D1 strukturelementer. Lineasjonsdata er plottet som *slip-linear-plot* (Marshak & Mitra, 1988).

3.2.1a F1 folder

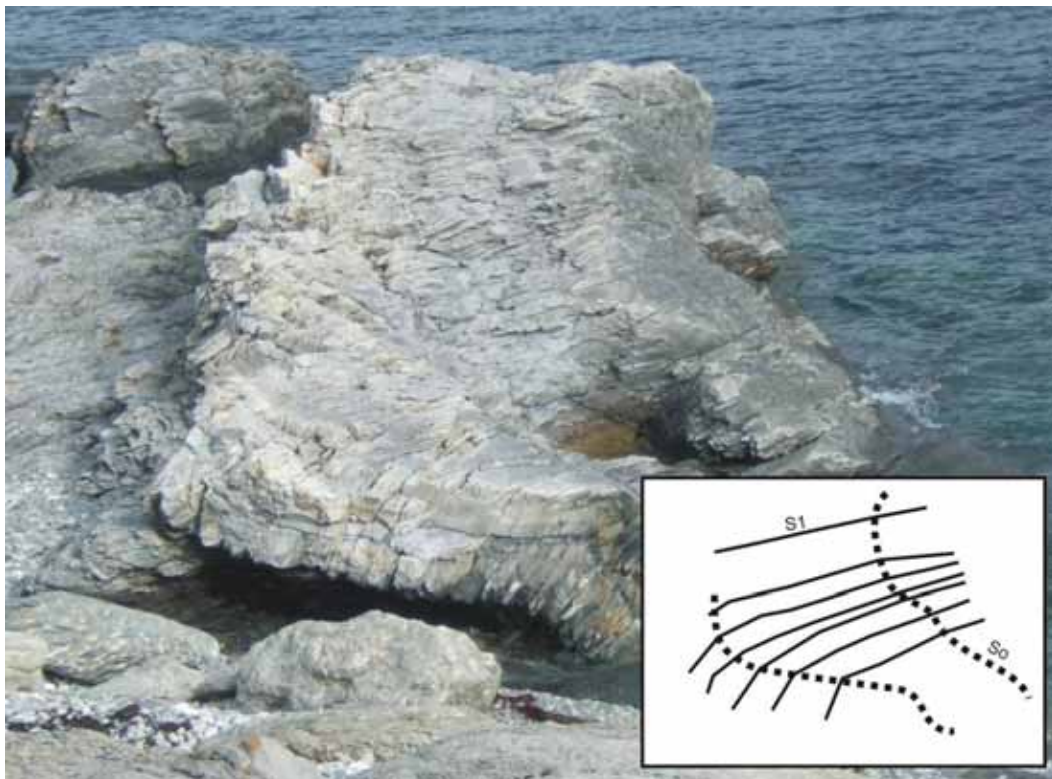
Generelt er F1 folder åpne, svakt SØ-vergerende asymmetriske og konsentriske parallellfolder (klasse 1B etter Ramsay, 1987) som danner antiklinal- og synklinal-par med en bølgelengde på ca 5-10 m. F1 foldene varierer noe i åpningsvinkel og form i ulike stratigrafiske deler av Vannagruppen, der åpne parallellfolder opptrer i kompetente enheter av sandsteiner og metaarkoser, mens åpningsvinkelen avtar og formen går mot klasse 1C og likeformet (*similar*) (etter Ramsay, 1987) i mindre kompetente bergarter og/eller inn mot semiduktile skjærsoner (Ss1 eller Ss2). I Tinnvatnformasjonen sør for Vikan, som består av kompetent metaarkose, er åpningsvinkelen stor (Figur 3. 4), mens det i deler av Bukkheiaformasjonen, f.eks. Skippervika der bergartene er sand- og leir/siltsteiner i veksling, varierer foldegeometrien fra åpen til tett og formen varierer fra parallellfolder til klasse 1C og likeformede folder. I Skippervika har foldene en sterkere vergens mot sør, samt motsatt vergerende (mot NV). Overbikkede folder forårsaker lokal invertering av lag. Foldene er lokalt avbøyde og avrevne inn mot duktile/semiduktile skjærsoner (Ss1) som er subparallele med akseplankløven til F1-foldene (Tabell 3.1). Ved Rødbergan er lagene foldet i en mulig makroskopisk synklinal. En slik fold er ikke verifisert, men kan antydes fra variasjon i fallretningen til lagene sør og nord for Jøvika. Lagstillingen går fra å ha slak helning mot havet til å bli steil nærmest vertikal mot kontakten til gabbrodioritten. Stereoplott av lagstillingen viser at lagene har et moderat til steilt fall mot NV (Tabell 3.1) og dette er samsvarende med orienteringen til F1-folder i de andre lokalitetene i Vannagruppen.



Figur 3. 4 F1 fold i Tinnvatnformasjonen sør for Vikan. Kløven (S1) her er svakt vifteformet. Merk duktil Ss1 skjærsonen (rød) i underkant av folden som avriver folden i hengselsonen. Pilene indikerer revers forskyvning.

3.2.1b S1-akseplankløy

Akseplankløven til F1-foldene er i de kompetente sandsteinene atskilt (*spaced*), vifteformet og tilnærmet horisontalt moderat til svakt NV-hellende, lokalt steilt SØ-hellende (tabell 3.1). Semiduktil S1 kløy er spesielt godt utviklet i leir- og siltsteiner nord for Skippervika, der den er stedvis penetrativ og kutter lagningen slik at den i stor grad blir utvasket. Primær lagning i silt- og leirsteinene i studieområdet er generelt vanskelig å observere, men der den er mulig å observere har den ofte et steilt fall mot NV. I Skippervika, hvor sand- og leir/siltsteiner er i veksling, er S1 akseplankløven hovedsakelig penetrativ, men den primære lagningen er fortsatt lett å observere (Figur 3. 5). I øvre del av undre Tinnvatnformasjonen er S1-kløy godt utviklet mens F1-foldene er utydelige (Figur 3. 4). Siden dette er meget kompetente bergarter som vil være motstandsdyktige mot deformasjon er foldene mer åpne, kløyplanene er svakere (*spaced*) og kløyen har en mer sprø karakter enn i mindre kompetente bergarter som leir-/siltstein (Davis & Reynolds, 1996). Ved Rødbergan er S1 akseplankløy antatt parallell med foldeflankene og hengselsonen her er lite blottet. S1-kløyen er derfor mer eller mindre fraværende.



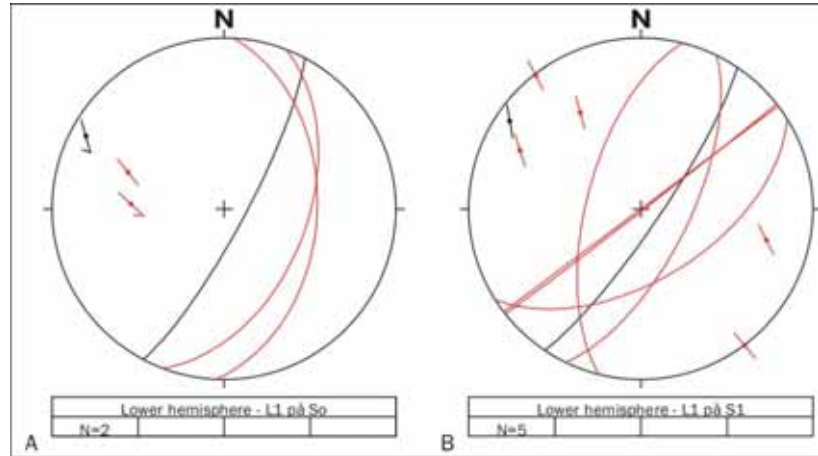
Figur 3. 5 F1 fold med vifteformet akseplankløy (S1) i Skippervika. Se også Figur 3. 11 som viser denne folden fra en annen vinkel, og som viser at S2 akseplankløy kutter S1 akseplankløy.

3.2.1c Ss1-skjærsoner

Lokaliserte, steilt NV- og SØ-hellende skjærsoner (Ss1) opptrer subparallelt med antatt akseplankløyv S1 og foldeflankene til F1-foldene. Andre steder i studieområdet opptrer de semiduktile skjærsonene så tett at de sammen med Ss2 skjærsoner definerer hovedplanstrukturen i bergartene (se Kap. 3.2). Skjærsonene avbøyer og/eller forskyver lagene. Figur 3. 4 viser en F1 fold ved Vikan der lagningen er foldet inn mot en duktil skjærsoner. Geometrien til denne folden antyder at det har vært en revers bevegelse langs skjærplanet som har forårsaket at lagningen av avbøyd inn mot planet. Folden vergerer mot SØ, noe som underbygger dette. Ss1 skjærsoner er vanskelig å differensiere fra Ss2 skjærsoner (se også 3.2.2c) siden begge har en NØ/SV-lig strøk. Generelt har Ss1 skjærsonene slakere fall enn Ss2 skjærsonene og, der det er mulig å observere, har Ss1 en revers (*dip-slip*) bevegelse, mens Ss2 en sidelengs (*strike slip*) bevegelse. Lineasjoner på lagflater (se 3.2.1d og 3.2.2d) antyder at det kan være en kombinasjon av begge, altså en skrå (*oblique*) bevegelse.

3.2.1d L1-lineasjoner

I Vannagruppen er det generelt lite lineasjoner. De lineasjonene (L1) som kan knyttes til D1 planstrukturer opptrer som minerallineasjoner på flankene (So) eller akseplankløyvflater (S1) til F1-folde. Disse lineasjonene er steile og tilnærmet vinkelrette til foldeaksen til F1-folde (Figur 3. 6). Ofte står lineasjonene skrått på foldeflankene, lagplan (So) eller kløyvflatene (S1). Det er uklart om alle de observerte lineasjonene er genetisk knyttet til D1, fordi de også kan være yngre lineasjoner knyttet til D2- og D3-strukturer. Dette fordi, spesielt D2-deformasjonen, er konsentrert til flankene til F1-foldene (se avsnitt 3.2.2.). Minerallineasjoner som står vinkelrett mot foldeaksen antyder at det har vært en bevegelse langs planene (So og/eller S1) som er enten normal eller revers (Davis & Reynolds, 1996). Geometrien til F1 folde (se 3.2.1a) viser at foldene vergerer mot SØ og de har lokalt fortykkede hengselsoner. L1 lineasjonene styrker antagelsen om at bevegelsen er revers. Det er likevel ikke en ren revers bevegelse langs planet siden mange av lineasjonene står skrått mot foldeaksen til F1 foldene. Dette tyder på at bevegelsen er oblique, en kombinasjon av *strike-slip* og *dip-slip* (Davis & Reynolds, 1996).



Figur 3. 6 L1 lineasjoner på A: So lagning ved Vikan (sort) og Ved sørlige Skippervika (rød) og B: L1 på S1 kløv ved Vikan (sort) og Rødbergan (rød) i Vannagruppen. Noen av lineasjonene står tilnærmet vinklerett på lag- eller forkastningsplanet, mens de fleste står steilt, men likevel skrått. Se teksten for nærmere forklaring.

3.2.2 D2 deformasjonsstrukturer i Vannagruppen

D2-strukturene er karakterisert ved asymmetriske, moderat til steilt NNØ- og NØ-stupende F2 folder (Figur 3. 9C) og minst to planare strukturer; NV/SØ-hellende akseplankløv (S2) og duktile/semiduktile, ofte sinistrale skjærsoner (Ss2), som delvis kutter og avbøyer lagning (So) og S1 og S2. F2 foldenes orientering er omtrentlig sammenfallende med F1 foldene, men F2 foldeaksene har generelt steilere stupning. Det samme gjelder for S2 akseplankløv relativt til S1 akseplankløv.

3.2.2a F2 folder

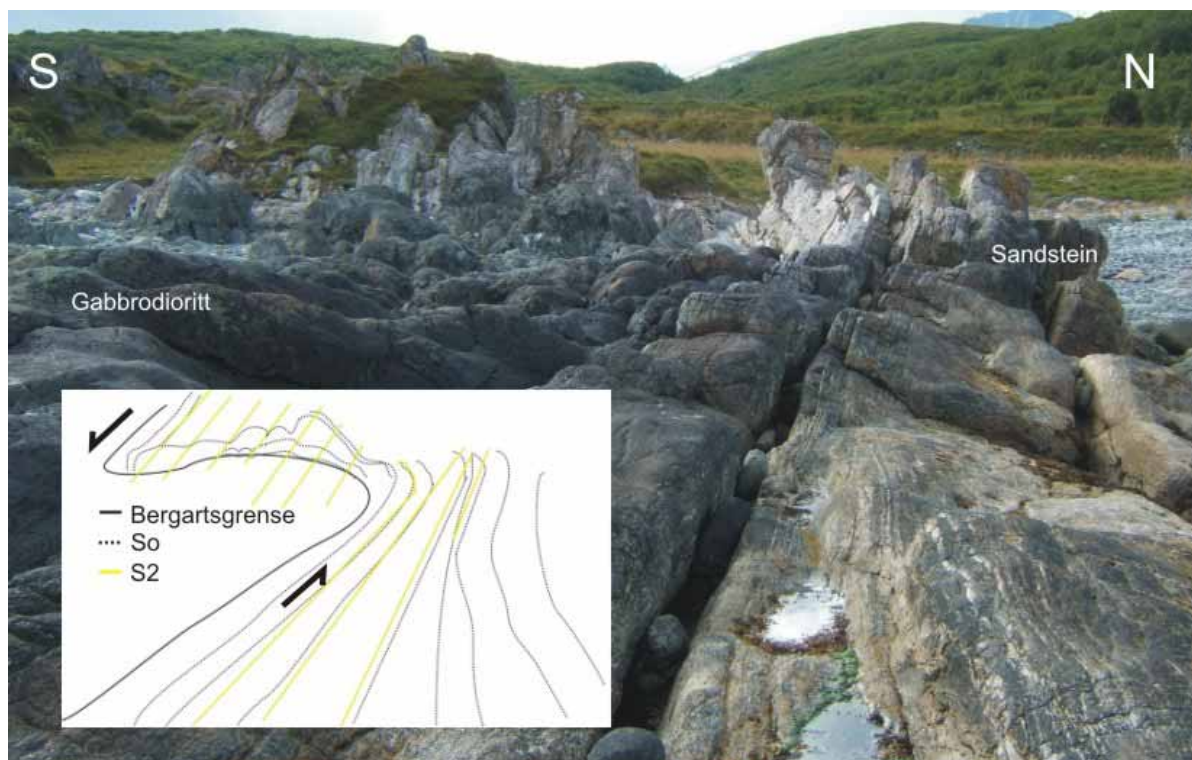
F2 folder er asymmetriske med fortykkede hengselsoner og assosiert svakt vifteformet til parallell moderat til steilt NV/SØ hellende akseplankløv, S2 og moderat til steilt NØ/NNØ stupende foldeakse. Dette gjør at de kan klassifiseres som klasse 1C til formlike (*similar*) i følge Ramsy (1987). F2 folder er observert i alle sekvenser av Vannagruppen, men har ulik opptreden i de forskjellige enhetene. I Tinnvatnformasjonen er F2 folder dårlig utviklet, og da som små skala (noen titalls cm) folder på eller nært flankene til F1 folder (Figur 3. 7).



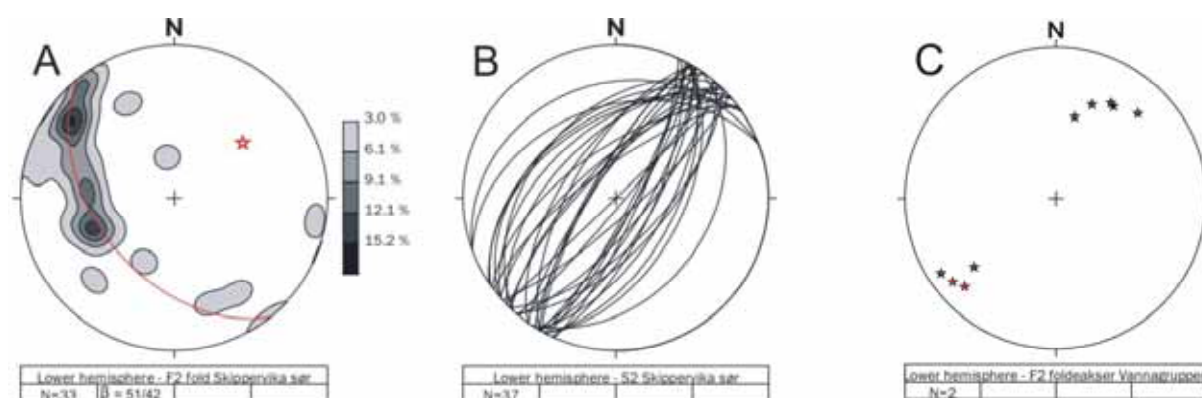
Figur 3. 7 Bildet viser en F2 fold på flanken til større F1 fold i Tinnvatnformasjonen sør for Vikan. Foldeaksen peker ned mot venstre i bildet (044/23), litt steilere enn pennen på bildet.

I den ca 20 meter brede overgangssonen mellom Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen er foldene nært knyttet til Ss2 skjærsoner (se 3.2.2c) der de opptrer som avbøyninger inn mot skjærsonene og der skjærsonene ofte avriver foldenes hengselsoner.

Overgangssonen mellom de to ulikt kompetente enhetene av Vannagruppen er kraftig påvirket av en høy frekvens av skjærsoner og dette fører til at F2 foldene har en stor grad av variasjon i geometri og orientering. F2 folder er ellers vanlig i liten skala (noen titalls cm) enheter med sandstein og silt/leirstein i vekslingslag og da på eller nært flankene til F1 folder. Disse foldene har en geometri som er veldig lik den til F3 folder (se 3.2.3a), men orienteringen er sammenfallende med F1/F2 folder (stupning mot NØ eller SV) og stupningen til foldeaksen er slak til moderat. I Bukkheiaformasjonen er F2 folder best utviklet i sørlige Skippervika der lagflatene i kontakt med gabbrodioritten er foldet sammen (Figur 3. 8 og Figur 3. 9). Sandsteinslaget her er foldet av et steilt NNØ-stupende, asymmetrisk (s-formet i kartbildet) folde-par og hengselsonene er fortykkede (Fig. detaljkart og foto?). Flankene på begge sider er steil, tilnærmet vertikal og antatt akseplankløv (S2) er subparallel med flankene, mens den kutter hengselsonene. Dette er den største F2 folden som er observert i feltområdet.



Figur 3. 8 Foto og tolket skisse av kontakten mellom sandsteinslag og gabbrodioritt ved sørlige Skippervika. Kontakten er foldet og flankene er steile på begge sider. S2 akseplankløy (gul) kutter gjennom både hengselsonen i sandsteinen og gabbrodioritten og er subparallel med So ved de steile flankene til folden. Innfelt vises tolkning av lag, grenser og kløy.



Figur 3. 9 Strukturelle orienteringsdata fra F2 fold ved sørlige Skippervika. A: konturerte poler til lagflater (So) som ligger på en storsirkel, rød stjerne angir konstruert β -akse (51/42), B: S2 akseplankløy og C: målte og beregnede F2 foldeakser i hele Vannagruppen. Akser markert med rødt er modifiserte F1 folder ved nordlige Skippervika.

Observerte Ss2 skjærsoner (Kap. 3.2.2c) som opptrer nær eller parallelt med flankene til F1 folder er observert å forskyve og endre karakteren til F1 foldene. I Skippervika kan det observeres at F1-folder lokalt har fortykkede hengselsoner og at de i hengselsonene er avrevne og forskjøvet sinistralt langs et plan som er samsvarende med Ss2

skjærsoner (Figur 3. 10). Foldeaksen til disse foldene har en litt steilere stupning (Figur 3. 9) enn en F1 fold, som har tilnærmet horisontal foldeakse. En foreløpig tolkning er at F1 folder i disse tilfellene kan være modifiserte av D2-deformasjon og representerer en kombinasjon av F1 og F2 folder og der klassifikasjonen av foldene endres fra å være parallellfolder (1B) til klasse 1C etter Ramsay (1987). I Skippervika er det også observert lokale forskyvninger og folding av lagflater der foldeaksen har en enda steilere stupning og er dreid mot Ø/V, men disse foldene er tolket å være relatert til D3-deformasjonen (se Kap. 3.2.3a).



Figur 3. 10 Avrevet og modifisert F1-fold i Skippervika. Hengselsonen er svakt fortykket og til høyre for folden er lagrekken avrevet av en antatt sinistral skjærsone (Ss2).

3.2.2b S2 akseplankløy

Assosiert med F2 foldene opptrer en svakt vifteformet til parallell akseplankløy (S2) som er utviklet med moderat til steilt fall mot N/NNV (Figur 3. 9). S2 er representert i stor grad i hele Vannagruppen, også der F2-folding er utydelig eller ikke observert (Figur 3. 11). I de finkornige sekvensene av Bukkheiaformasjonen er S2 spesielt godt utviklet

der den, sammen med S1 og S3 planstrukturer, kutter og nesten helt visker ut den primære lagningen (Figur 3. 8, Figur 3. 12 og Figur 3. 13). I disse enhetene er S1 og S2 planstrukturer tilsynelatende parallelle og dermed vanskelige å skille. Ettersom lagningen i stor grad er utvisket kan ikke eventuell foldegeometri være til hjelp i differensieringen, og det er antatt at de NØ/SV orienterte, steile planene her er en kombinasjon av S1 og S2 akseplankløv (og/eller Ss1/Ss2 skjærsoner), og de vil bli benevnt felles; S1/S2.

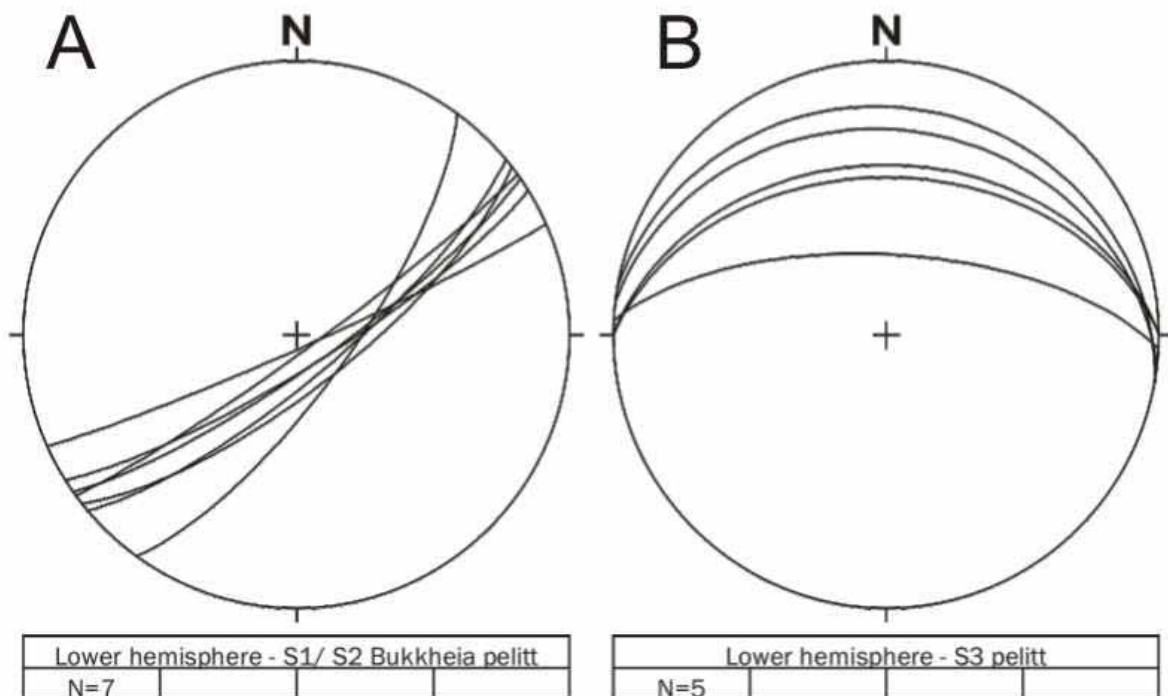
Ved Rødbergan er S2 kløv lite observert. S2 kløv har en orientering som er tilsvarende S1 akseplankløv (se 3.2.1b), men S2 akseplankløv har generelt steilere fall. Det er antatt at blotningene ved Rødbergan kan være en åpen synform, der flankene er subparallelle med akseplankløven S2 og hengselsonen til folden er lite blottet (se 3.2.1b). Dette kan forklare hvorfor S2 akseplankløv ikke opptrer ved Rødbergan.



Figur 3. 11 Penetrativ parallel S2 akseplankløv gjennom F1 fold i Skippervika. Se også Figur 3. 5 som viser denne folden fra en annen vinkel. De to bildene viser at S2 akseplankløv kutter S1 akseplankløv men har omtrentlig samme strøk.



Figur 3. 12 Adskilt S1, S2 og S3a akseplankløv (?) i undre del av Bukkheiaformasjonen nord for Skippervika. Her er den primære lagningen helt utvisket av S1-S3 planstrukturer. Det kan ikke differensieres mellom S1 og S2 kløv her.



Figur 3. 13 Figuren viser stereoplott av planene i Figur 3. 12. A: S1/S2 akseplankløv (?) og B: S3a bruddplan.

3.2.2c Ss2 skjærsoner

Gjennom hele Vannagruppen er det observert steilt NV-hellende duktile/semiduktile skjærsoner (Ss2) som opptrer nært eller parallelt med flankene til F1 og/eller F2 folder (Figur 3. 8) og de er flere steder så hyppige og penetrative at de definerer hovedstrukturen i bergarten (Figur 3. 12). De er spesielt vanlige i kontaktsonen mellom Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen, i finkornige sekvenser i Bukkheiaformasjonen (mellom Vikan og Skippervika) og langs flankene til F2 folden ved sørlige Skippervika. Skjærsonene kutter eller forskyver lagningen (Figur 3. 10) og har ofte en intern rampe-flate-rampe-geometri der de sammen med Ss1 og Ss3 skjærsoner danner et anastomoserende mønster (Figur 3. 14). Den ca 20 meter brede kontaktsonen mellom øvre Tinnvatn- og undre Bukkheiaformasjonen består av mange uregelmessige linser og anastomoserende semiduktile skjærsoner som er tolket som både revers og sinistrale, det vil si både Ss1 og Ss2 (Figur 3. 15 og Figur 3. 16). I fig.3.14 ser man at lagningen i denne kontaktsonen er tilnærmet horisontal. Dette innebærer at lagrekken i denne sonen lokalt er invertert og at Tinnvatnformasjonen ligger stratigrafisk over Bukkheiaformasjonen (se kap. 4.3.1). Tynnslip fra de finkornige delene av kontaktsonen viser at bergarten har til dels kraftig foliasjon. To foretrukne foliasjonsretninger kan observeres i tynnslipene: C- og S-planene. S-foliasjonen er en kontinuerlig foliasjon definert av den foretrukne orienteringen til glimmer rundt elongerte porfyrklaster. Denne foliasjonen står skrått (ca 30 °) mot de duktile skjærsonene i området; Ss1 og Ss2. C-foliasjonen er et sett med skjærbånd som er subparallell med Ss1 og Ss2 skjærsonene. Ut fra de interne relasjonene mellom glimmerkornene, kan det antydes at C- og S- foliasjonen er dannet samtidig. Geometrien, orienteringen og det at de er dannet samtidig antyder at dette er SC-tektionitter, og at bergartene representerer semiduktile protomylonitter dannet i skjærsoner (se kap. 4.3.1).



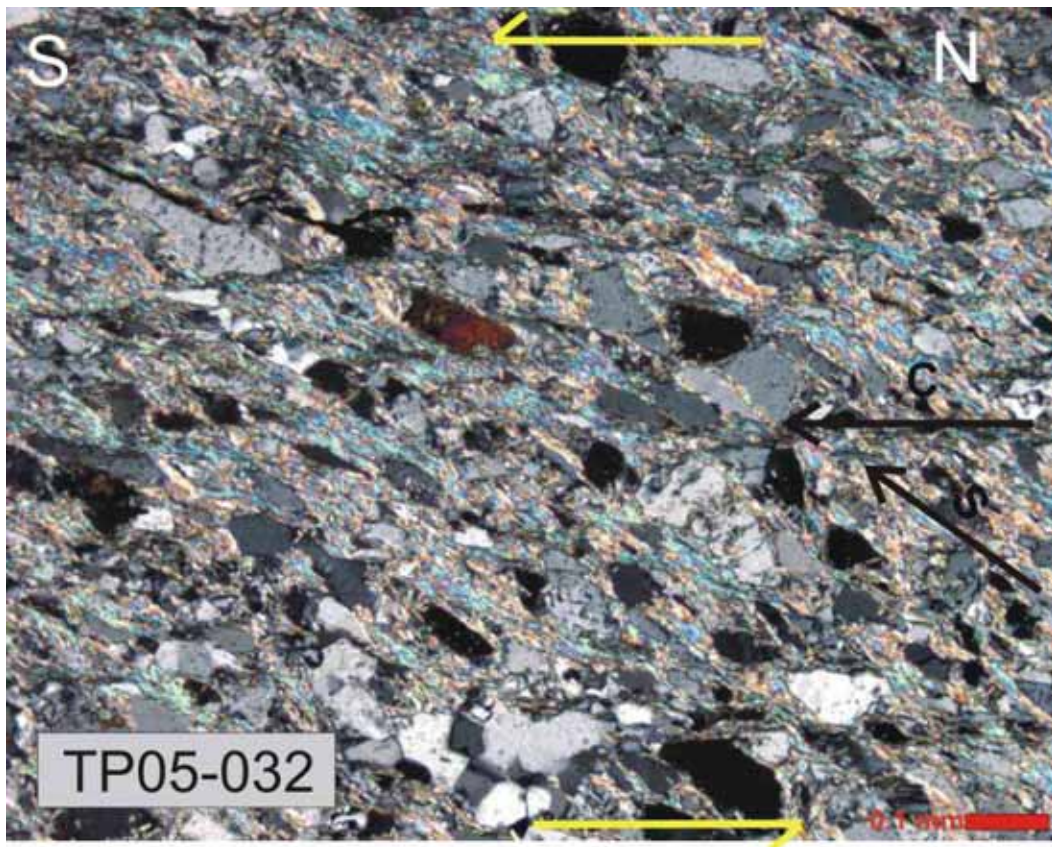
Figur 3. 14 Tilnærmet horisontalsnitt som viser forholdet mellom skjærsonene i øvre Tinnvatnformasjonen. Ss3 (som har steilt fall mot nord, inn i bildet) kutter Ss1/Ss2 og de inbyrdes forholdene mellom dem gjør at det dannes et anastomoserende mønster. Til høyre på bildet er det angitt piler som viser den sinistrale forskyvningen. Det kan ikke differensieres mellom Ss1 og Ss2 skjærsoner her.



Figur 3. 15 Utsnitt fra en ca 20 meter bred Ss2 skjærson i overgangen mellom Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen. Flere skjærsoner forgreiner seg og danner et anastomoserende mønster. Oppe til venstre i bildet er det piler som indikerer sinistral forskyvning av lagene. Bildet er tatt nesten rett mot nord.



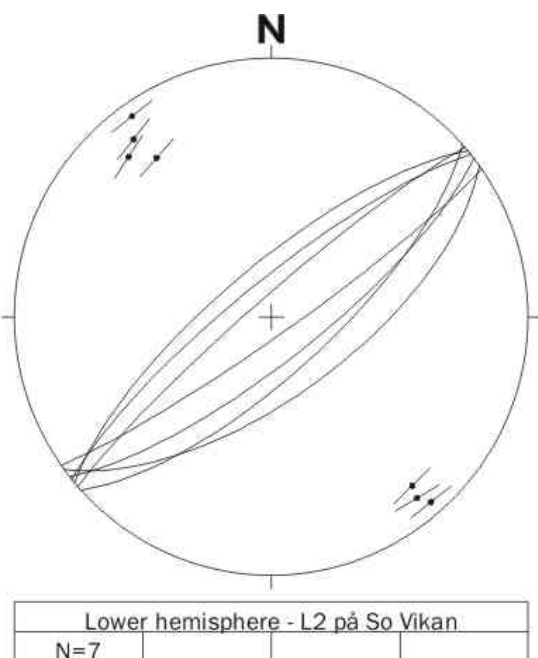
Figur 3. 16: Ss2 skjærsone i Fig. 13.14 sett fra en annen vinkel. Merk at her er forskyvningen revers.



Figur 3. 17 Tynnslip TP05-032 fra finkornig sekvens i overgangssonen mellom Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen.

3.2.2d L2-lineasjoner

På lagflater langs flankene til F2-folder er det observert tilnærmet horisontale minerallineasjoner (*slickenlines*) (Figur 3. 18). Minerallineasjonene viser at det har vært en bevegelse mellom planene og at den har vært *strike-slip*, dvs. en sidelengs bevegelse. Dette underbygger at bergartene har vært utsatt for skjærbevegelse og geometrien til foldene (F2 og modifiserte F1) samt avbøyning av S3 akseplankløy (Figur 3. 25) antyder at denne bevegelsen har vært sinistral (se 3.2.2a-c). De mange skrå lineasjonene, både L1 og L2 antyder at det ikke er rene reverse eller sinistrale bevegelser i forkastningsplanet. Enten er L1 lineasjoner modifisert under den sinistrale skjærbevegelsen eller så er skjærsonene Ss1 og Ss2 en kombinasjon av revers og sinistral bevegelse.



Figur 3. 18 L2 lineasjoner på So i Tinnvatnformasjonen sør for Vikan.

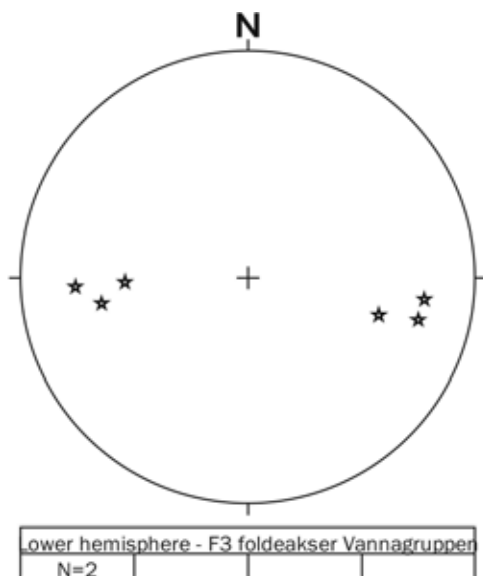
3.2.3 D3 deformasjonsstrukturer i Vannagruppen

D3-deformasjonen er kjennetegnet ved småskala (fra noen cm opp til en meter), asymmetriske og likeformete (*similar*) folder (F3) med moderat til steilt stupende foldeakse mot Ø/ØSØ eller V/VSV og moderat til steilt dominerende N-hellende akseplankløy (S3a). S3a kløy er ofte karbonat- og /eller kvartsfyllt og er meget godt utviklet i hele Vannagruppen, også der F3 folder er dårlig utviklet. I denne deformasjonsgruppen inngår også duktil/semiduktil forskyvning (Ss3) internt mellom lagflater (So). Dette skaper lokalt avriving av lagene, folding (F3) av lagflater inn mot ett

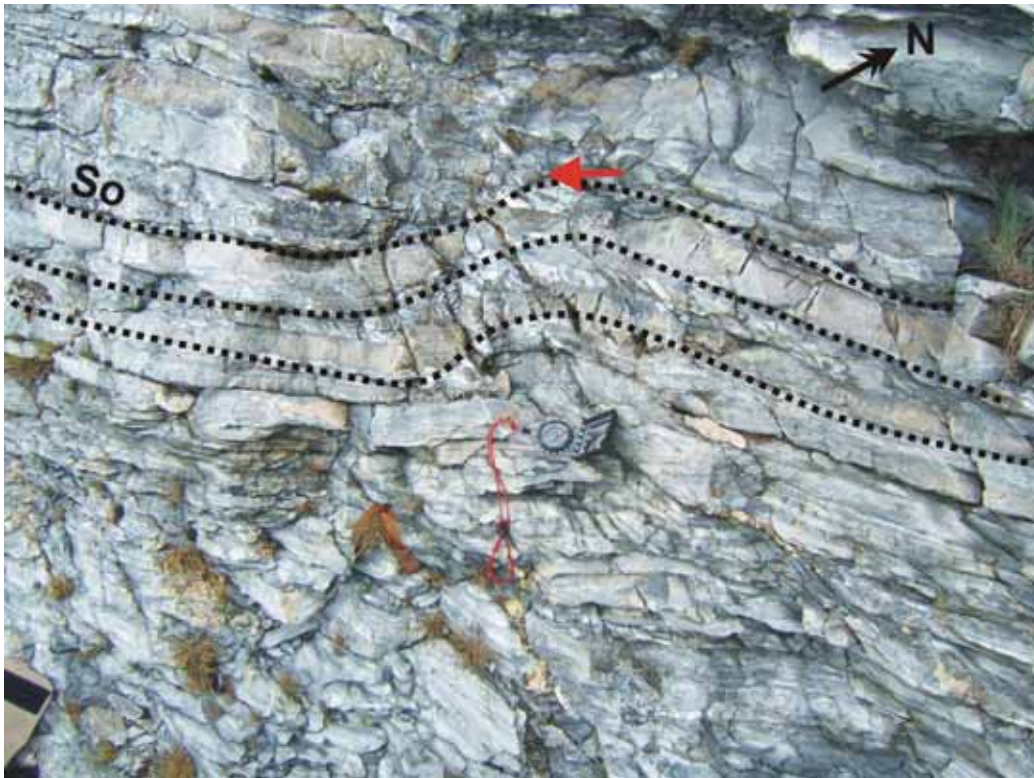
eller flere av S3 planene eller duktil/semiduktil forskyvning (Ss3). Ss3 skjærsoner viser noen steder *rampe-flate-rampe*-geometri sett i horisontalplanet, der de følger lagning, skyter ut og kutter lagplanene for så å gå inn mot dem igjen. I denne gruppen inngår det ytterligere to planstrukturer: S3b og S3c (se avsnitt 3.2.3c) som har steilt, tilnærmet vertikalt fall mot henholdsvis NNØ og ØNØ. Disse planstrukturene har en sprø karakter.

3.2.3a F3 folder

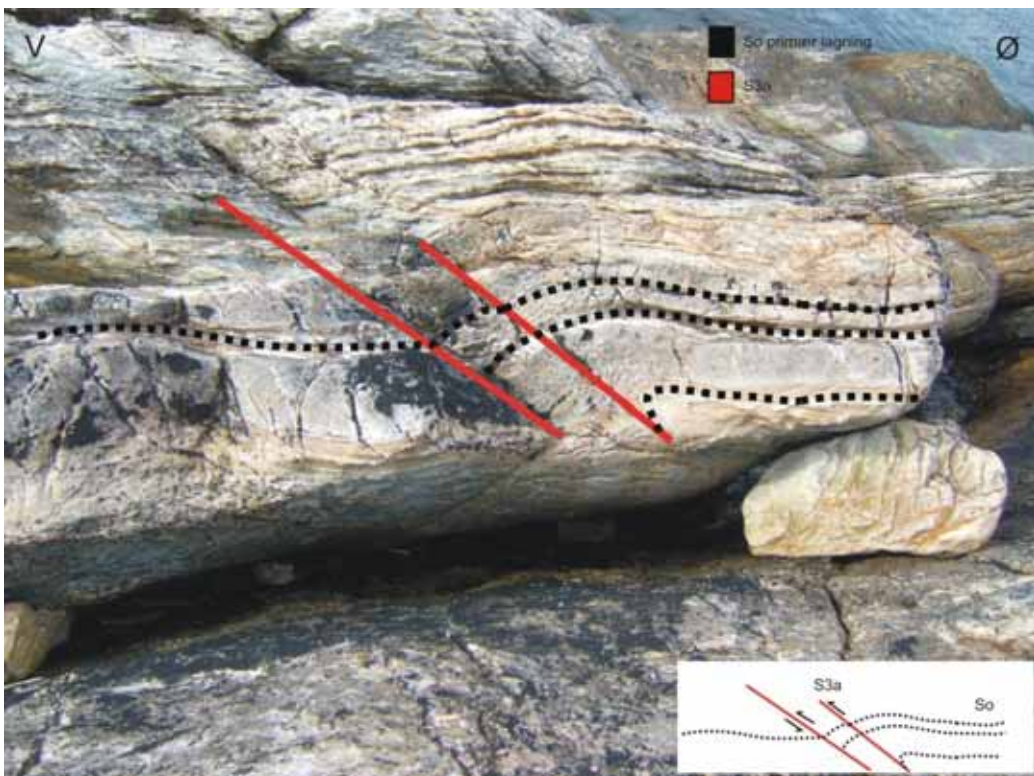
F3-foldene er asymmetriske og har kraftig fortykkede hengselsoner og dominerende parallell akseplankløv (S3a). De kan derfor klassifiseres som likeformet (*similar*) i følge Ramsay (1987). F3 foldene har steile, noen steder tilnærmet vertikalt stupende foldeakser mot Ø/ØSØ eller V/VSV (Figur 3. 19). F3 folder opptrer nesten utelukkende mellom lagflater (So) på moderat til steilt hellende flanker til F1 og/eller F2 folder og er veldig vanlige ved Skippervika (Figur 3. 20) og Rødbergan. F3 folder er også observert ved at lagflater (So) er avbøyd inn mot S3a akseplankløv (Figur 3. 21). Geometrien til foldene og avrivingen av lagene tyder på en sinistral forskyvning subparallelt med lagflaten (So) eller S3a akseplankløven. Slike folder kan observeres flere steder i feltområdet og spesielt i Skippervika og ved Rødbergan. Observasjoner tyder på at lagflatene har fungert som avlastningsplan (*detachment*) og at foldingen har skjedd passivt mellom lagflatene. Forkastningsgeometrien har ofte en *rampe-flate-rampe*-geometri der forkastningsplanet (Ss3) følger lagning, bøyer av og kutter lagning for så å gå inn mot lagning igjen (Figur 3. 22).



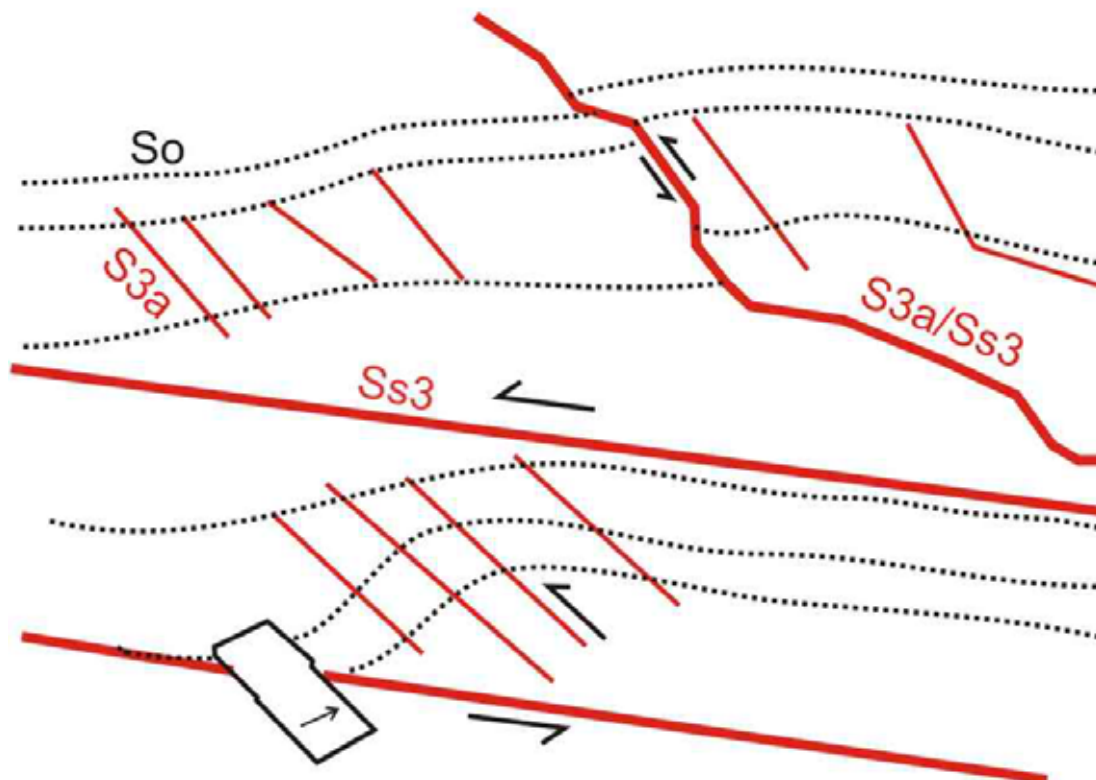
Figur 3. 19 F3 foldeakser i Vannagruppen.



Figur 3. 20 F3 fold i Skippervika dannet ved sinistral forskyvning parallelt med lagning. Foldeaksen (orientering 260/35 beregnet i *Stereonet 3.01* og målt direkte 269/45) er angitt med rød pil.



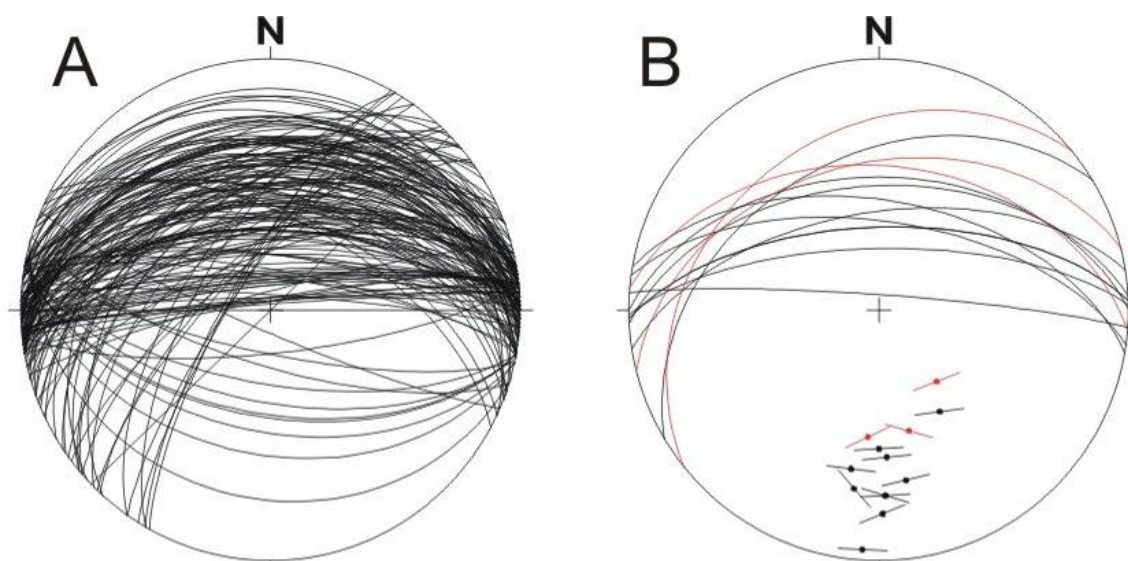
Figur 3. 21 F3-fold ved Rødbergan der lagning er avbøyd inn mot plan (S3a). Merk at foldingen er avgrenset mellom lag og at duktil skjærsone går under folden (Ss3). Merk også at S3a er tydelig i sandsteinslag og avbøyes/ blir utydelig i mer finkornige tynne lag mellom sandsteinene (kløvrefraksjon).



Figur 3. 22 Tilnærmet horisontalsnitt av F3-fold ved Skippervika (lagningen faller steilt inn i bildet). Tolkning under viser at sinistral forskyvning (Ss3) langs lag forårsaker folding (F3) mellom lagene og utvikling av akseplankløyv (S3a). Merk at S3a kløyven blir slakere mellom sandsteinslag (kløyvrefraksjon) og at Ss3 skjærsoner i dette tilfellet har sammenfallende orientering som Ss1/Ss2 skjærsoner der den følger lagning. Kompassets nord-pil angir orientering.

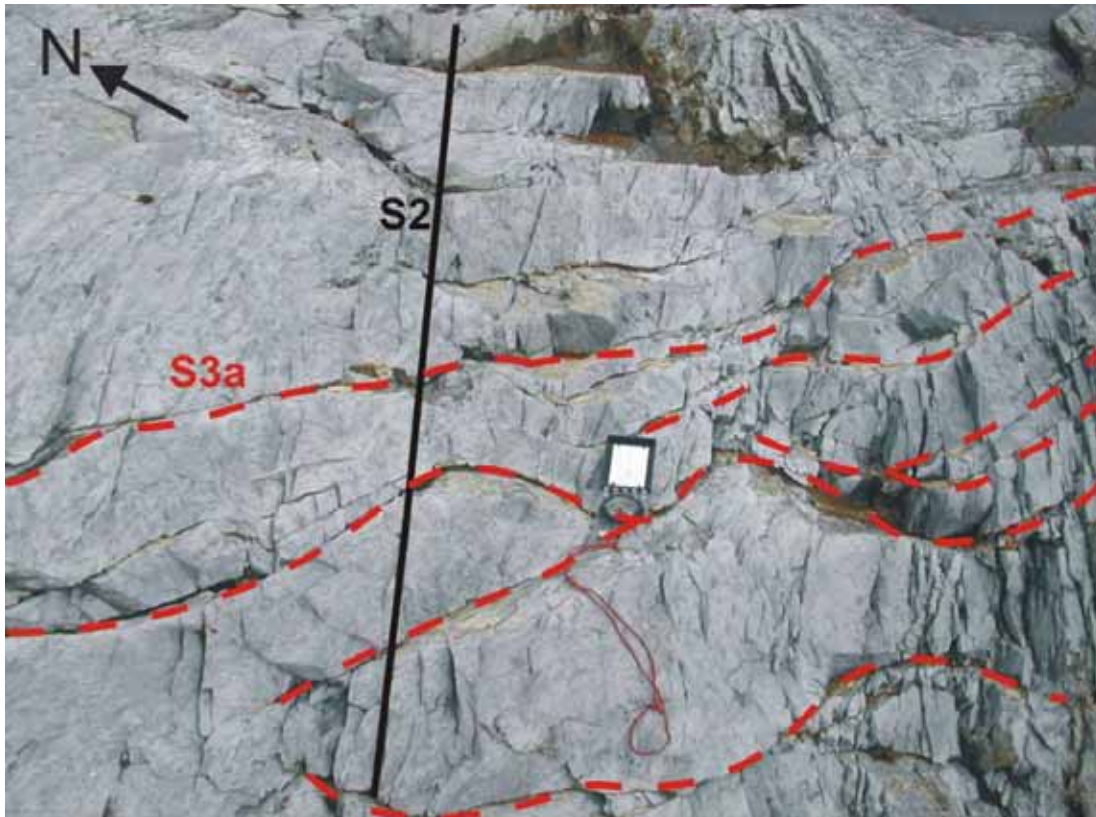
3.2.3b S3a akseplankløv og Ss3 skjærsoner

Som beskrevet tidligere så er S3a tolket til å være akseplankløv til F3 folder. S3a har et nesten konsekvent steilt fall mot nord (Figur 3. 23A), og er meget vanlig i hele Vannagruppen, også der F3 folding ikke er observert. Slike plan er som regel karbonat- og/eller kvartsfyllt og viser ofte kløverfraksjon (Figur 2. 17 og Figur 3. 22). S3a planene har både duktil/semiduktil og sprø opptreden. Ofte er det sprø planet avbøyd eller også foldet inn mot Ss1/Ss2 eller S1/S2 og noen steder dør det ut i lengderetningen (Figur 3. 24 og Figur 3. 25). Dette indikerer at D3 strukturer kan være dannet samtidig med D1-D2 strukturer eller at D1-D2 strukturer er reaktiverte (se kap.4). På dette planet er det observert en mengde, tilnærmet horisontale minerallineasjoner (Figur 3. 23B).



Figur 3. 23 A: akseplankløv til F3 folder. Den varierende orienteringen kan skyldes kløverfraksjon og/eller modifisering av planet av D1 og/eller D2 deformasjonsstrukturer. B: L3, tilnærmet horisontale minerallineasjoner på S3a ved Vikan (rød) og Skippervika (sort).

Ø/V strykende Ss3 skjærsoner opptrer som duktile/semiduktile, hovedsakelig sinistrale planstrukturer subparallelt i Vannagruppen. De varierer i størrelse fra noen titalls cm opptil flere titalls meter. Som beskrevet i avsnitt 3.2.3a er de minste skjærsonene nært knyttet til dannelsen av F3 folder, der skjærsonene har en geometri som antyder at de delvis følger lagningen, sammenfallende med Ss1 og Ss2, for så å delvis kutte og forskyver den (Figur 3. 21). Disse skjærsonene er hyppig forekommende i Skippervika og ved Rødbergan der bergartene består av sandsteiner og silt/leirsteiner i veksling. De større skjærsonene er mest vanlig i øvre del av Tinnvatnformasjonen der de sammen med Ss1 og Ss2 danner et anastomoserende mønster (Figur 3. 14 og Figur 3. 26). På flybilde kan disse lett identifiseres også i gabbrodioritten (se avsnitt 3.4.2).



Figur 3. 24 Foldet S3a i Skippervika. Målt foldeakse er 020/40. Merk at planene er karbonatfylt og at de noen steder dør ut i lengderetningen. De steile planene på bildet S2 akseplankløy.



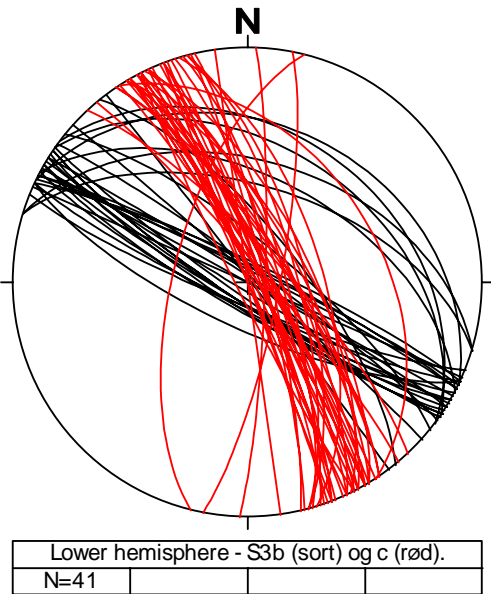
Figur 3. 25 S3a akseplankløy bøyes av inn mot og kuttet av Ss1/Ss2. Merk at avbøyningen indikerer en sinsistral forskyvningen samt at Ss1/Ss2 i dette bildet har lik orientering med S2 i bildet ovenfor (bildene er tatt i samme retning).



Figur 3. 26 Bildet viser hvordan øvre Tinnvatn formasjonen er kraftig duktilt deformert. Ss1 og Ss2 er subparallell med lagningen mens Ss3 kutter og forskyver dem sinistralt.

3.2.3c S3b og c planstrukturer

S3b og S3c planstrukturer er to sett med sprø bruddplan som er steile til subvertikale og har en strøkretning mot VNV/ØSØ og NVN/SØS (Figur 3. 27). De er observert i alle sekvenser av Vannagruppen, men er spesielt vanlig ved Rødbergan, der S1 og S2 akseplankløy er antatt å være parallelle med foldeflankene til F1 og utydelige (se 3.2.1b og 3.2.2b). Vinkelen mellom S3b og S3c er ca 40°. Et tenkt plan som halverer vinkelen dem vil ha en NV/SØ-lig orientering. Dette planet vil da stå tilnærmet vinkelrett mot akseplanet til F1 og F2 folder som har en NØ/SV-lig strøkorientering. Dette antyder at S3b og S3c er konjugerte forkastninger. Orienteringen i forhold til S1 og S2 samt at planene i all hovedsak er sprø, gjør at tolkningen av disse strukturene er at de kan assosieres med ekstensjonssprekker dannet ved *Riedel shear*, R og R'. En nærmere begrunnelse for denne tolkningen og diskusjon rundt betydningen av dem blir gitt i kapittel 4.



Figur 3. 27 S3b (sort) og S3c (rød) sprø bruddplan.

3.3 Strukturelle grupper i gabbrodioritten

Som beskrevet i kapittel 2, så er gabbrodioritten i studieområdet generelt homogen og har bevart primær-magmatiske trekk som vitner om flere intrusjonsfaser. Det er ingen gjennomgående foliasjon i bergarten og heller ingen klare referanselag som kan brukes for å fastslå f.eks. folding. Derimot er det observert at kontakten mellom Vannagruppens sedimentære bergarter og gabbrodioritten flere steder er foldet (se avsnitt 3.2.2). I tillegg til folding av kontakten er gabbrodioritten påvirket av intern, lokal duktil/semiduktil skjærdeformasjon og et nettverk av sprø bruddplan. I kapittel 3.4 vil det bli gjort en deltolkning av mulige sammenhenger med observerte strukturer i Vannagruppen som vil ligge til grunn for kinematisk analyse i kapittel 4. Med bakgrunn i regional orientering (Figur 3. 30) og geometriske likhetstrekk med deformasjonsstrukturer i Vannagruppens bergarter (se nærmere omtale i teksten og 3.4), kan det gjøres en inndeling i tre hovedgrupper:

D1/D2 strukturer: Steile lineamenter/forkastninger (S1/S2) og lokaliserte duktile/semiduktile skjærsoner (Ss1/Ss2) som har NØ/SV strøk og er sammenfallende med S1-S2 plan i Vannagruppens bergarter (kapittel 3.4.1).

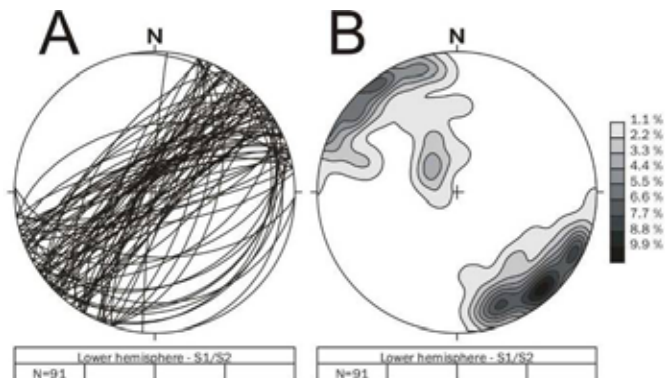
D3 strukturer: Lineamenter/forkastninger (S3) og lokaliserte duktile/semiduktile skjærsoner (Ss3) med moderat til steilt fall og dominerende Ø/V strøk som er tilnærmet det samme som S3 plan i Vannagruppens bergarter (3.4.2).

Post-D3 strukturer: Sprø bruddsett som gjennomgående i hele bergarten kutter D1-D3 strukturelementer (se 3.4.3).

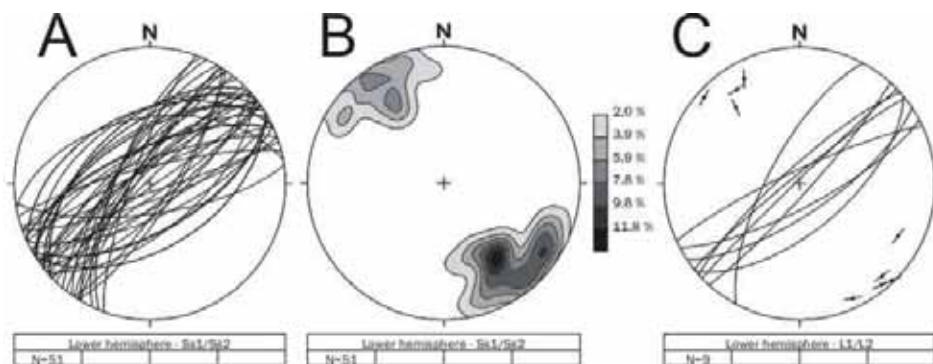
3.3.1 D1 og D2 deformasjonsstrukturer i gabbrodioritten

D1 og D2 deformasjonsstrukturer kan differensieres i følgende elementer:

- 1) Steile forkastninger/lineamenter med NØ-SV strøk (S1/S2) (Figur 3. 28).
- 2) Steile duktile/semiduktile hovedsakelig sinistrale skjærsoner (Ss1/Ss2) med NØ-SV strøk (Figur 3. 29A og B) og som karakteristisk inneholder subhorisontale mineral- og/eller strekningslineasjoner (L1/L2) (Figur 3. 29C).

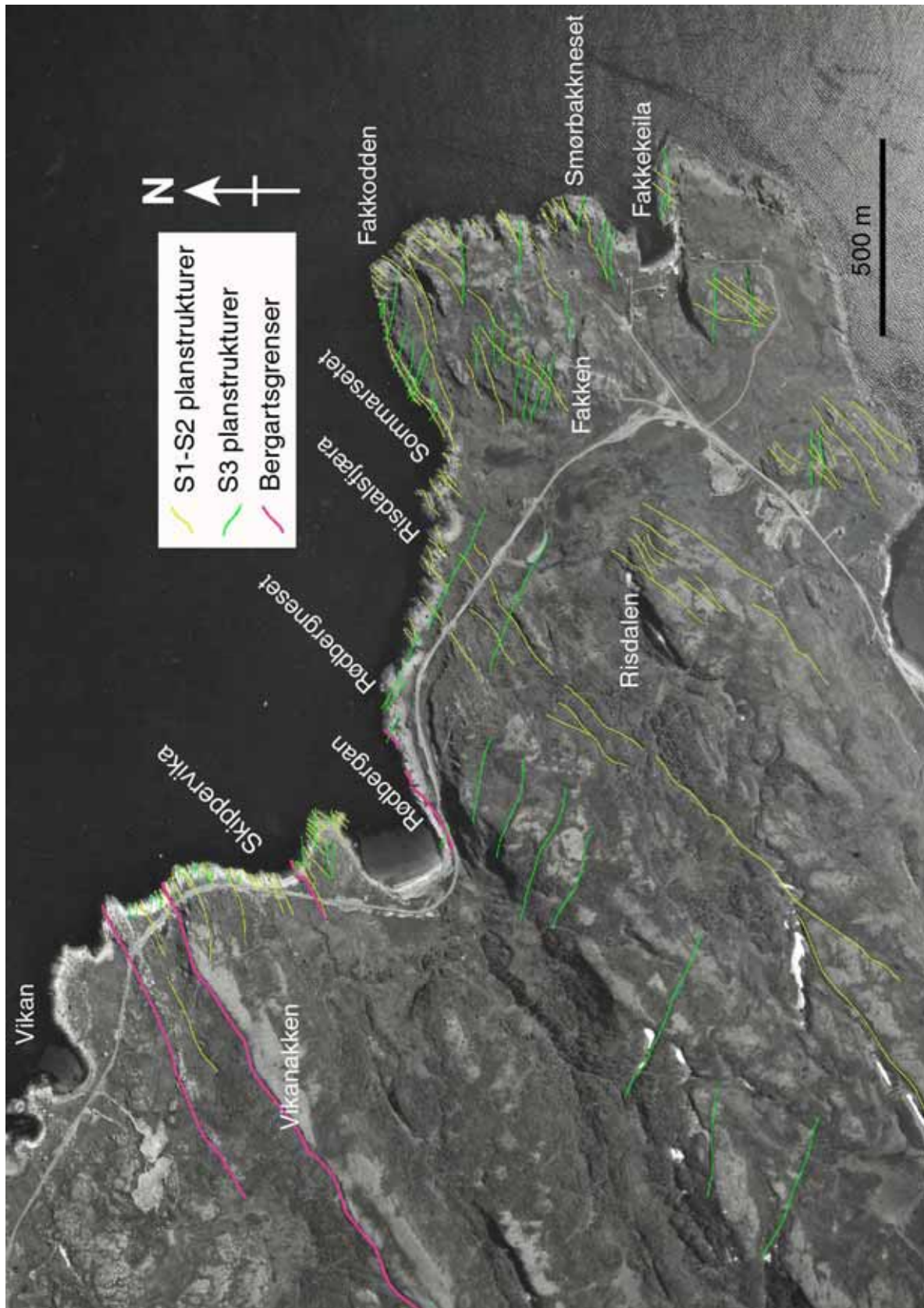


Figur 3. 28 A: S1/S2 forkastninger og lineamenter i gabbrodioritten og B: konturerte poler til A.



Figur 3. 29 Figuren viser A: Ss1/Ss2 skjærsoner, B: konturerte poler til Ss1/Ss2 plan og C: slip-linear plott av minerallineasjoner og/eller strekningslineasjoner på mylonittiske foliasjonsflater i skjærsonene.

På flybildet er det godt synlig at det i gabbrodioritten er betydelige planstrukturer som har NØ/SV strøk (Figur 3. 30). Dette er steile forkastninger (S1/S2) og skjærsoner (Ss1/Ss2) som noen steder definerer strandlinjen i feltområdet f.eks. nordlige og sørlige grensen av Fakken, Fakkekeila og andre dype vikar langs strandlinjen på Fakken. Lange rygger og daler med NØ/SV-lig orientering definerer topografien i hele denne delen av Vanna f.eks. Vikanakken, Risdalen osv. Planstrukturene danner sjelden helt sammenhengende eller rettlinjete strukturer og noen steder danner de et forgreinende mønster rundt isolerte kroppar av dioritt. Noen steder blir de avbøyd mot eller avkuttet av S3-strukturer som indikerer dominerende sinistral avbøyning, men også dekstral (se 3.3.2 og 3.4).



Figur 3. 30 Tolket flybilde av feltområdet som viser S1/S2 (gul) og S3 (oransje). Litologiske grenser er angitt med tykke gule linjer (Knudsen, in prep.).

Dette er ikke et konsekvent mønster. Derimot kan det på flybildet se ut som om S1/S2 planstrukturer også avbøyer eller kutter S3 planstrukturer. Dette er i konflikt med observasjoner av S1/S2 planstrukturer i Vannagruppens bergarter, noe som kan tyde på at det ikke direkte kan gjøres en korrelasjon mellom de ulike litologiske enhetene i feltområdet (se kapittel 3.4).

I Figur 3. 28B ser man at hovedkonsentrasjonen av polene til forkastningsplanene ligger tilnærmet horisontalt mot SØ. Dette betyr at forkastningsplanene har et steilt fall, dominerende mot NV. I Figur 3. 29B ser man at polene til skjærplanene ligger konsentrert mot ØSØ og har en stupning på ca 30°, noe som betyr at en dominerende andel av skjærsonene har et NV- til NNV-lig moderat til steilt fall. Variasjonen i strøk kan skyldes avbøyning mot S3 planstrukturer (se kapittel 3.3.2). Steile skjærsoner med NØ-SV strøk (Figur 3. 29A) kan observeres i hele den intrusive gabbrodioritten. De opptrer ofte som mange tynne (noen cm) duktile/semiduktile forgreininger rundt kroppene av homogen og udeformert (ufoliert) gabbrodioritt (Figur 3. 31 og Figur 3. 32).



Figur 3. 31 Gabbrodioritt med tynne (noen mm) steile skjærbånd (Ss1/Ss2) som bukte seg rundt kroppene av udeformert (ufoliert) gabbrodioritt. Merk at Ss3 (rød) kommer inn fra høyre og bøyes inn mot Ss1/Ss2 skjærsonene. Se også Figur 3. 41 som er tatt fra en annen vinkel; mot NV langs Ss3.



Figur 3. 32 Forgreinende Ss1/Ss2 i tverrsnitt.

Andre steder er skjærsonene av betydelig størrelse (fra noen meter opptil 20 meter brede). De største skjærsonene er observert ved Fakkekeila, Risdalsfjæra, Sommarsetet og Fakkodden (Figur 2. 1 og Figur 3. 30). Disse skjærsonene inneholder alle en lys brunoransje bergart som er antatt å være kroppene av sandstein (Figur 2. 22) som ligger som xenolitter (?) inne i og subparallelt med skjærsonene. Dette underbygges av at sandsteinskroppene ikke kan følges som et sammenhengende lag gjennom gabbrodioritten, men tynnes ut og forsvinner i skjærsonene (se kapittel 2.4.2). Skjærsonene har duktil mylonittisk karakter med assosiert mineralselskap av epidot, aktinolitt og kloritt i tillegg til antatt hydrotermalt derivert og sekundært utfelt karbonat, kvarts, adular (plagioklas) og sulfider (se kapittel 2.4.3). Minerallineasjoner av hematitt, kloritt, aktinolitt eller epidot på mylonittiske foliasjonsflater og som strekningslineasjoner (LS-tekonitt) i skjærsoner (Figur 3. 33) har en orientering som er skrå eller tilnærmet horisontal og bare unntaksvis steilt tilnærmet vertikalt mot hovedorienteringen (forkastningsplanet) til skjærsonene (Figur 3. 29C). Dette indikerer en skrå *strike-slip* bevegelse. LS-tekonitt (*teconite*) oppstår ved at bergarten utsettes for formforandring ved utstrekking (L) og flattrykking (S) (Twiss & Moores, 1992). Ut fra orienteringen av LS-tekonitten i figuren, svakt til moderat stupende mot SV, kan det tolkes at maksimal strekning har vært opp-mot-SV og ned-mot-NØ og maksimal kompresjon NV-SØ. Dette underbygger at bevegelsen har vært skrå (se også 3.4 og kap.

4) LS-tekonitten er i den absolutt største observerte skjærsonen som er lokalisert ved Fakkodden. Skjærsonen er totalt ca 20 meter bred og inneholder bergarter som stedvis kan klassifiseres som ultramylonitter (Sibson, 1977) og følgelig har gjennomgått omfattende duktil skjærdeformasjon (se kapittel 4). I skjærsonen er det observert små (noen cm) asymmetriske S-formete folder i tverrsnitt (Figur 3. 34). Den første folden (A) har en form og orientering som indikerer at det har vært en vertikal bevegelse i skjærsonen, opp-mot-SV. I horisontalsnitt fra samme skjærsonen har den andre folden (B) en orientering som indikerer en sinistral bevegelse i skjærplanet. Dette kan underbygge at Ss1/Ss2 har både en *strike-slip* og en *dip-slip* bevegelse.



Figur 3. 33 Vertikalsnitt av Ss1/Ss2 skjærsonen ved Fakkodden av strekningslineasjoner som ligner LS-tekonitt (*tectonite*).

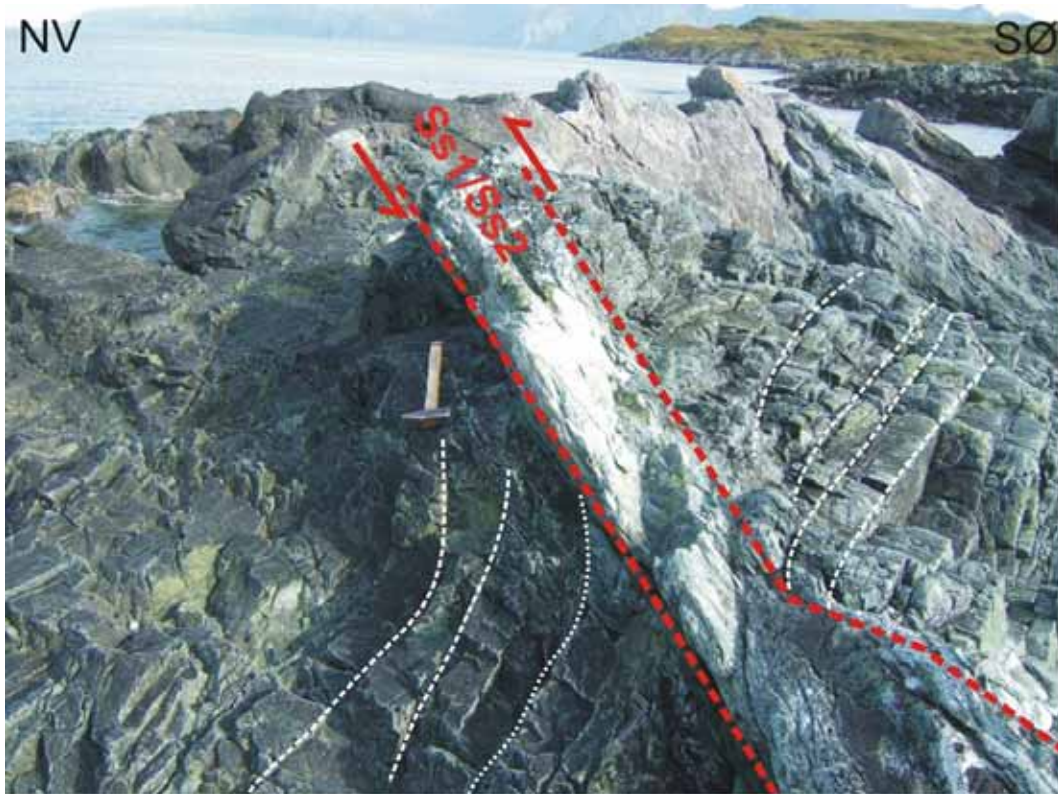


Figur 3. 34 To S-formete folder i samme Ss1/Ss2 skjærsonen ved Fakkodden. A: Skrått mot tverrsnittet, og B: skrått ned mot horisontalplanet.

I tilknytning til denne Ss1/Ss2 skjærsonen er det observert subparallelle forkastningsplan som forgreiner seg og dør ut i lengderetning (Figur 3. 35). Denne strukturen er tolket til å være en *horse tail splay* (Woodcock & Schubert, 1994). Dette er en struktur som kan opptre i enden av strøforkastninger. Skjærsonene har en dominerende sinistral forskyvning noe som underbygges ved at bruddplan på begge sider av skjærsonene meget ofte er avbøyd inn mot forkastningsplanet (Figur 3. 36). I noen av skjærsonene er det observert sigmoidale porfyroklaster som ser ut til å ha trykkskygger på hver side (Figur 3. 37). Porfyroklasten viser en monoklin symmetri der halen på trykkskyggene smalner inn mot forkastningsplanet over og under porfyroklasten, noe som indikerer at halen er dratt inn mot det skjærplanet, mot venstre over og mot høyre under epidotbollen. Denne asymmetrien indikerer at bevegelsen har vært sinistral.



Figur 3. 35 Horisontalsnitt av forgreinte Ss1/Ss2 skjærsoner ved Fakken (*horse tail splay*). Hammerskaftet peker mot nord.



Figur 3. 36 Skjærsone (Ss1/Ss2) ved Risdalsfjæra. På bilde et det vist hvordan bruddplan på begge sider av skjærsonen er bøyd inn mot skjærsonen. Avbøyningen indikerer en sinistral bevegelse.



Figur 3. 37 Detalj i tverrsnitt fra sinistral skjærsone (Ss1/Ss2) ved Risdalsfæra (Figur 3. 36). I Skjærsonen er porfyroklaster av epidot. Trykkskygger på hver side av porfyroklasten indikerer rotasjonsretning.

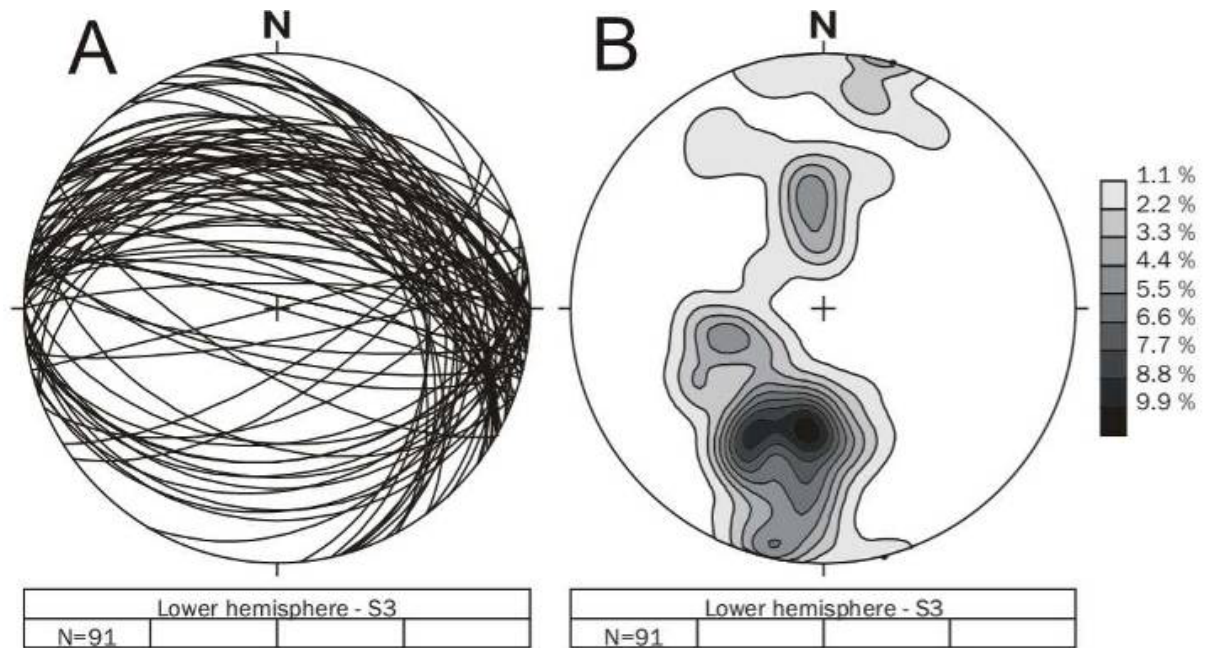
3.3.2 D3 deformasjonsstrukturer i gabbrodioritten

D3 deformasjonsstrukturer omfatter forkastninger/lineamenter med tilnærmet Ø-V strøk (S3) og assosierte duktile/semiduktile, hovedsakelig sinistrale, men også lokalt dekstrale skjærsoner (Ss3) med Ø/V og NV/SØ strøk, steilt fall og skrå mineral- og strekningslineasjoner (L3) i skjærsoner (Figur 3. 30). I stereoplott (Figur 3. 38B) ser man at hovedkonsentrasjonen av polene til forkastningsplanene og lineamentene ligger med moderat til steilt fall mot sør. Dette innebærer at S3 planene har dominerende N/NNV-lik moderat til steilt fall. I likhet med S1/S2 forkastninger og lineamenter i gabbrodioritten, så er S3 forkastninger betydelige strukturer som er godt synlige på flybilde (Figur 3. 30). Planstrukturene har en begrenset utstrekning og danner noen steder subparallele overlappende og venstresteppende mønster i forhold til S1/S2 planstrukturer (Woodcock & Schubert, 1994). Planstrukturene visker i stor grad ut S1/S2 planstrukturer og avbøyer og kutter de sistnevnte med dominerende sinistral forskyvning. Det er noen eksempler på en dekstral forskyvning langs S3 planstrukturer og i tilknytning til de mest framtrædende S1/S2 strukturene er det indikasjoner på at S3 plan blir modifisert og lokalt kuttet av sinistral forskyvning langs S1/S2 (se kapittel 3.3.1) og i noen få tilfeller tilsynelatende dekstral forskyvning der lavvinklede karbonatfylte Ss3 møter Ss1/Ss2 skjærsoner (Figur 3. 31). Den sistnevnte avbøyningen kan skyldes at Ss1/Ss2 har en *dip-slip*-komponent i forkastingsbevegelsen, noe som gjør at den dekstrale forskyvningen ikke er en reell forskyvning i horisontalplanet, men et resultat av en revers bevegelse i tverrsnitt langs Ss1/Ss2 og lokalt en dekstral avbøyning av Ss3 (se også kapittel 3.4).

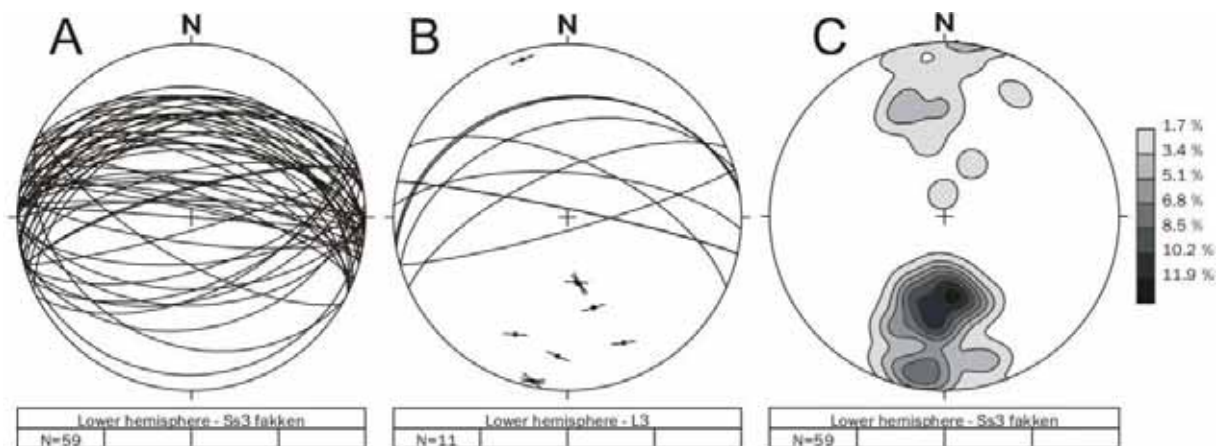
D3 forkastningene og lineamentene har dominerende Ø-V strøk og moderat til steilt fall mot N og NNW (S3a), hvilket er sammenfallende med orienteringen til S3a bruddplan i Vannagruppen (se 3.2.3b). Noen forkastninger har NV strøk (S3b) og sammen med S3a danner det et mønster med kryssende og innbyrdes avbøyninger. Denne avbøyningen synes å være systematisk, der sinistral forskyvning langs S3a avbøyer S3b, og dekstral forskyvning langs S3b avbøyer S3a inn mot S3b. Det samme gjelder der S3a og b kutter S1/S2 planstrukturer.

Ss3 skjærsoner stryker gjennomsnittlig Ø-V og har moderat til steilt fall mot nord (Figur 3. 39). I blotninger identifiseres Ss3 skjærsoner som tynne (noen mm til 10-15 cm) bånd rundt udeformerte kropper av gabbrodioritt (Figur 3. 40). De inneholder nesten

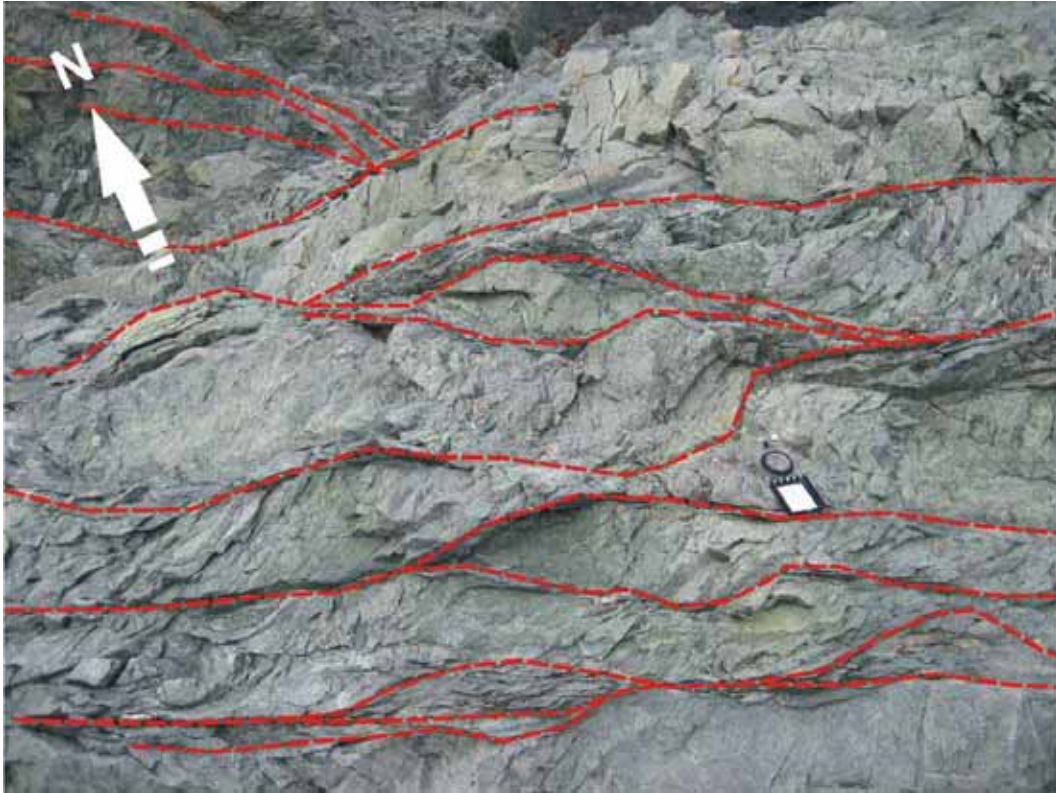
alltid karbonat. Flere steder kan man se at NØ-SV strykende Ss1/Ss2 skjærsoner avbøyes dekstralt inn mot Ss3 skjærsoner og sammen danner de et sigmoidalt mønster i kartbildet (Figur 3. 30). Orienteringen er sammenfallende med orienteringen til Ss3 skjærsoner i Vanngruppen (se 3.2.3b), som også nesten alltid inneholder karbonat og/ eller kvarts.



Figur 3. 38 S3 forkastninger og lineamenter i gabbrodioritten. A: plottet plan og B: konturerte poler til A.



Figur 3. 39 Figuren viser A: Ss3 skjærsoner i gabbrodioritten, B: slip-linear plott av mineral- og strekningslineasjoner på mylonittiske foliasjonsflater i skjærsonene, og C: konturerte poler til Ss1/Ss2 plan.



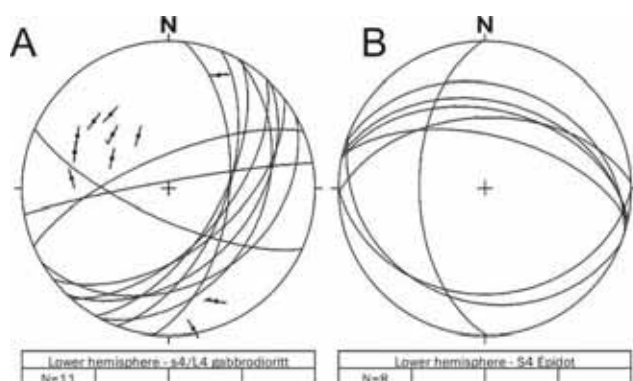
Figur 3. 40 Bildet viser mange tynne (mm til cm) skjærsoner (Ss3) som bukte seg rundt udeformert (ufoliert) gabbrodioritt mellom Rødbergneset og Risdalsfjæra.



Figur 3. 41 Typisk opptreden av Ss3 i feltområdet. Skjærsonene er fylt med brunlig karbonat og har steilt fall som slaker ut når skjærsonen forgreiner seg ut i tynnere bånd rundt udeformert (ufoliert) gabbrodioritt. Dette bildet er tatt fra samme lokallitet som Figur 3. 31, men fra en annen vinkel (mot Ø), bak knausen til venstre i bildet. I den figuren ser man hvordan disse skjærsonene (Ss3) kommer inn og dras mot Ss1/Ss2.

3.3.3 Post-D3 deformasjonsstrukturer i gabbrodioritten

Sprø brudd- og sprekkeplan er vanlig i den kompetente gabbrodioritten. De opptrer med mange forskjellige orienteringer og har ofte mineralutfellinger på flatene, av hovedsakelig epidot og/eller hematitt (Figur 3. 42). Det er i dette studiet ikke fastslått at disse strukturene har sammenheng med den semiduktile foldingen og assosierte strukturer i Vannagruppen (D1-D3). Derimot er det observert at disse strukturene konsekvent kutter alle duktile/semiduktile strukturer i gabbrodioritten. Det antas at den sprø deformasjonen er en senere hendelse og den vil derfor ikke bli behandlet nærmere i denne oppgaven.

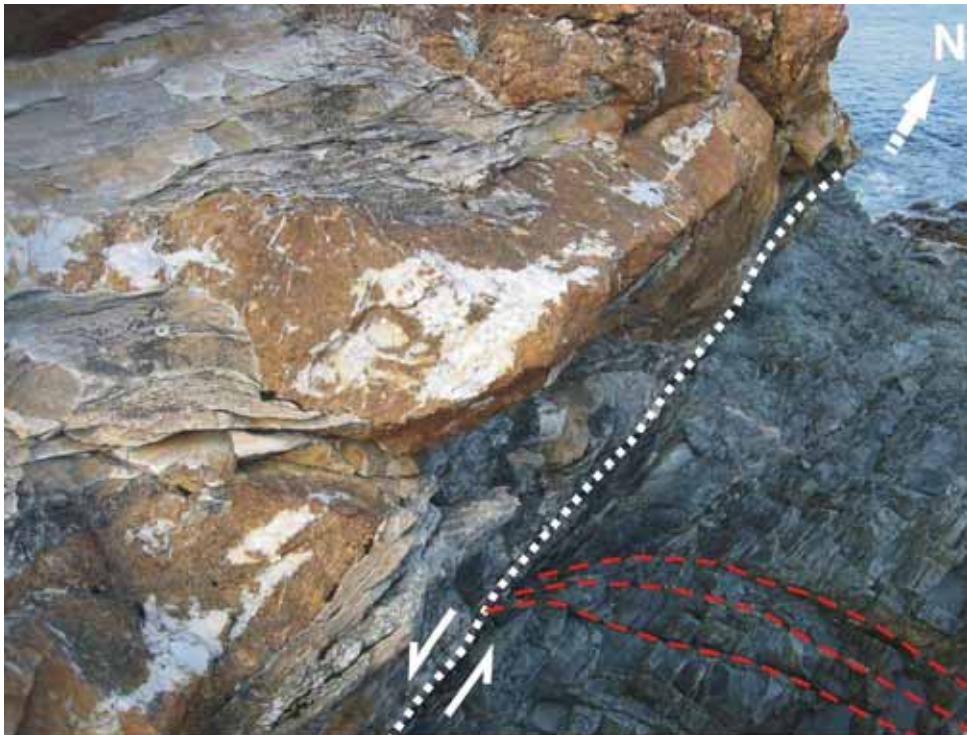


Figur 3. 42 Figuren viser sprø bruddplan i gabbrodioritten med mineralutfellinger og minerallineasjoner (*slickenlines*) på bruddflater. A: plan med hematitt *slickenlines* og B: med epidot mineralutfellinger, uten observerte lineasjoner.

3.4 Geometrisk sammenligning og korrelasjon av strukturer

I utgangspunktet støttes en korrelasjon av Ss1/Ss2 og Ss3 skjærsoner i gabbrodioritten og Vannagruppen ved sammenfallende orientering (strøk/fall) og geometri i kartbildet. Ved kontaktsonene til Vannagruppen kan man på flere kritiske lokaliteter observere forholdet mellom deformasjonsgruppene i gabbrodioritten kontra i Vannagruppen. Kontaktene ved Rødbergan og lengst sør i Skippervika er begge kombinert intrusiv-tektoniske kontakter som delvis er foldet og lokalt skjærdeformert. Ved Rødbergan er ca. 20 cm av kontaktsonen definert av en mylonittisk sinistral skjærsoner (Ss1/Ss2 i Vannagruppen), med tydelig epidot- og klorittutfelling (Figur 3. 43). Siden denne skjærsonen er parallell og viser samme geometriske-kinematiske karakter som flere duktile Ss1/Ss2 skjærsoner bare noen titalls meter fra kontakten, tolkes de som samtidige og genetisk relaterte strukturer (se kap. 4.3.2) Denne likheten underbygges nærmere ved at inn mot kontakten står også lagningen i sandsteinene ved Rødbergan steilere enn det moderate fallet ellers i blotningen. Dette kan bety at kontakten dermed

representerer en posisjon nær flankene til en regional F1 fold og hvor det er naturlig å forvente lokalisert Ss1 og Ss2 skjærdeformasjon (se kap.4).



Figur 3. 43 Bildet viser kontaktsonen mellom Vannagruppen (til venstre) og Gabbrodioritten (til høyre) ved Rødbergan. Kontakten er duktilt deformert og bruddplan avbøyes sinistralt inn mot kontaktsonen.

Når det gjelder foldingen av kontakten ved sørlige Skippervika, indikerer lagningen i sedimentene ved selve kontakten en geometri og orientering som er sammenfallende med en F2-fold (se kapittel 3.2.2.a, Figur 3. 8 og Figur 3. 9). Både kartbildet og feltobservasjoner viser at kontakten er sinistralt og asymmetrisk makrofoldet og at S2 akseplankløy og Ss2 skjærsoner er utviklet både i sedimentene og gabbrodioritten (Figur 3. 8), noe som underbygger likheten mellom akseplan-relaterte Ss1/Ss2 skjærsoner i Vannagruppen og gabbrodioritten.

Det kan dog ikke differensieres direkte mellom Ss1 og Ss2 skjærsoner i gabbrodioritten slik som det kan i Vannagruppens sedimentære bergarter. I Vannagruppen ser man at Ss1 skjærsoner er steile semiduktile reversforkastninger med assosierte lineasjoner som står vinkelrett på den antatte foldeaksen til F1 folder (se kapittel 3.2.1). Ss2 skjærsoner i Vannagruppen er semiduktile sinistrale skjærsoner med asymmetriske folder (F2) og assosierte lineasjoner (L2) på akseplanet (S2) som står hovedsakelig skrått eller subparallelt med den antatte foldeaksen til F2 folder (se kapittel 3.2.2). I gabbrodioritten kjennetegnes de mylonittiske skjærsonene (Ss1/Ss2) ved

subhorisontale lineasjoner og sinistral bevegelse, hvilket er i samsvar med S2 i de sedimentære bergartene.

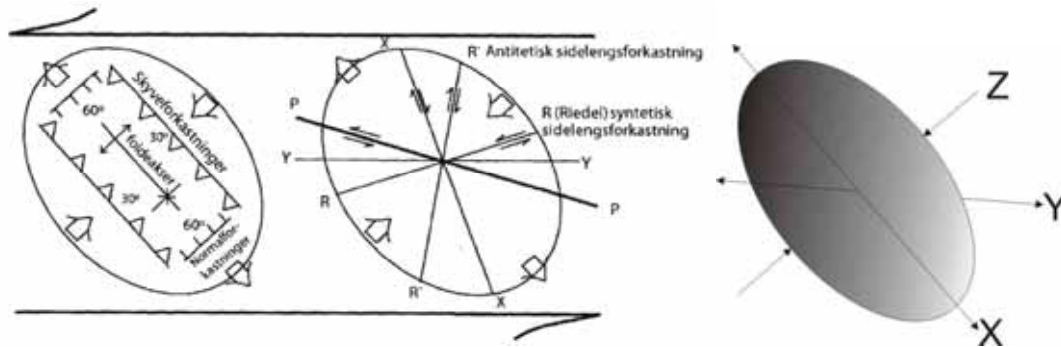
Når det gjelder Ss3 skjærsoner i gabbrodioritten og deres mulige korrelasjon med S3 i Vannagruppen, er dette mer usikkert. Flere muligheter eksisterer. Ss3 skjærsoner i Vannagruppen er kjennetegnet ved at de systematisk sinistralt kutter og modifierer Ss1/Ss2 skjærsoner. Dette indikerer en relativ aldersrekkefølge, der Ss3 skjærsonene er antatt yngst (se kapittel 4). Dette forholdet er ikke åpenbart i dioritten. Med hensyn til den dominerende trenden, så har Ss3 skjærsoner i Vannagruppen og dioritten samme geometri og forskyvning (*sence-of-shear*); det vil si at Ss3 skjærsoner kutter og forskyver Ss1/Ss2 skjærsoner sinistralt. Det finnes likevel eksempler på at det motsatte er tilfelle; dekstral forskyvning både langs Ss1/Ss2 og Ss3 skjærsoner, samt at Ss1/Ss2 kutter og modifierer Ss3. Dette er i strid med observasjonene av strukturelementene i Vannagruppen og antyder at det ikke eksisterer en relativ aldersrekkefølge mellom de ulike gruppene i dioritten. En mulig forklaring kan være at det faktisk er en genetisk forskjell mellom strukturene og at en senere hendelse har reaktivert og/eller modifisert Ss1/Ss2 skjærsonene i dioritten. Dersom dette var tilfelle, burde man kunne forvente å finne også dekstral forskyvning i Vannagruppen. I Vannagruppen er det vist at Ss3 skjærsoner følger og eventuelt reaktiverer Ss1/Ss2 skjærsoner for så å skyte ut og følge det akseplanrelaterte planet S3a. Forskyvningen er dog alltid sinistral, noe som ikke er tilfelle for Ss3 i dioritten. En eventuell reaktivering av Ss1/Ss2 i dioritten gir dog ingen forklaring på den dekstrale forskyvningen i Ss3 skjærsonene. En annen mulighet er at det er en reologisk forklaring, der de to hovedenhetene mottar deformasjon på ulike måter og at strukturene dermed vil ha forskjellig opptreden i Vannagruppen og i dioritten. Dette vil kunne føre til at strukturer som er antatt å tilhøre D3 strukturelementer i virkeligheten er assosiert med strukturelementer i gruppe D1 og D2. Det viktigste likhetstrekket mellom planstrukturene tilhørende D3-gruppen i Vannagruppen og i dioritten er at begge nesten alltid inneholder karbonat. Dette underbygger at denne gruppen genetisk skiller seg fra de to andre, noe som er motstridende med at variasjonene utelukkende skyldes forskjell i reologi. En tredje mulighet er at gruppene har både en reologisk og en genetisk sammenheng, der progressiv deformasjon og dekoblet deformasjon gjør at strukturelementene har forskjellig opptreden i Vannagruppen og i dioritten. Dette står som den mest sannsynlige forklaringen (se kapittel 4.6)

Kapittel 4 Strukturanalyse og diskusjon

4.1 Innledning

I dette kapitlet vil det bli gjort en kinematisk og dynamisk analyse av de observerte strukturelementene i Vannagruppens bergarter og den assosierte dioritten, basert på de geometriske dataene presentert i kapittel 3.1-3.3 og korrelasjonen mellom strukturelementene i de to reologisk forskjellige enhetene (kap. 3.4). Det vil bli foreslått og diskutert ulike kinematiske modeller for dannelsen av strukturelementene, som igjen vil ligge til grunn for regionale betraktninger i kapittel 5.

Kinematisk analyse bygger på geometriske observasjoner av strukturelementer som folder og forkastninger. Tolkning av kinematikk og paleostress i duktile regimer baserer seg i stor grad på estimering av bevegelsesmønster og retning (*sence-of-shear*) for duktile forkastninger og skjærsoner ved hjelp av kinematiske indikatorer (Ramsay & Huber, 1987; Twiss & Moores, 1992; Davis & Reynolds, 1996; Park, 1997). Først må man beregne *strain*-aksene, det vil si anslå maksimale (X), minimale (Z) og midlere strekningsakse (Y). Den minimale strekningsaksen, Z, tilsvarer maksimale forkortningsakse, dvs. den maksimale kompresjonsretningen. For å kunne anslå grader av *strain* er det hensiktsmessig å bruke *strain*-elipsen (Boulter, 1989), der angitte akser tar hensyn til skjærspenningene og den relative retningen til disse. I feltområdet er de fleste strukturene dannet som følge av rent skjær (*pure shear*), det vil si dominerende kompresjons-deformasjon, og/eller simpelt skjær (*simple shear*), det vil si sidelengsdominert deformasjon (oftest sinistralt). Det er derfor rimelig å anta at dette også gjelder for de(n) tektoniske hendelse(n)e som forårsaket deformasjonen av Vannagruppen og dioritten. En nærmere begrunnelse for dette valget blir gitt underveis i teksten. De kinematiske modellene som foreslås i dette kapitlet vil baseres på tolkede *strain*-elipser (*pure-shear + simple-shear*) og retningen av disse, og danne grunnlaget for beregninger av paleostress-aksene for det tektoniske regimet. Det må poengteres at det skilles mellom skjærplan i en todimensjonal *strain*-elipse og strekningsakser i en tredimensjonal *strain*-elipsoide (Figur 4. 1).



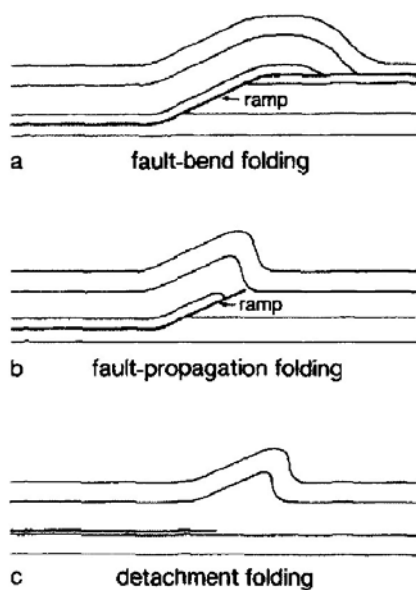
Figur 4. 1 Til venstre: forventede strukturer dannet i et ideelt sinistralt *simple-shear*-regime. P= kompresjonsskjær, X= ekstensjonsskjær, R= Riedel skjær (ekstensjon), R'= Riedel skjær (tensjon), Y= hovedskjærplan (alltid samme orientering) (modifisert fra Paulsen, 2007, basert på Boulter, 1989). Til høyre: figur som viser *strain*-aksene, X= maksimal strekning, Z= minimal strekning og Y= midlere strekning (Park, 1997).

4.2 Analyse av D1 strukturelementer

D1-deformasjonen resulterte i dannelse av opprette, SØ-vergerende F1-foldere med assosiert akseplankløy S1 med fall mot henholdsvis NV og SØ (kryssreferanse, tabell 3.1). F1-foldene i feltområdet er oftest åpne og konsentriske i de kompetente bergartene i Tinnvatnformasjonen, mens de er nesten konsekvent asymmetriske og SØ-vergerende i silt/leirsteinene i Bukkheiaformasjonen der de ofte er avrevet og assosiert med reversforkastninger (Ss1) (se kap. 3.2.1a). F1-foldenes akser er likevel konsekvent tilnærmet horisontalt NØ-SV strykende i alle enhetene i Vannagruppen (se tabell 1). Dette indikerer at alle F1-foldene er dannet ved horisontal kompresjon og at variasjonen i foldegeometri kan skyldes variasjoner i kompetansen til de ulike enhetene i Vannagruppen (se..). Når det gjelder D1-strukturene i dioritten, så er det vist i kapittel 3.4 at disse ikke direkte lar seg skille fra D2-strukturelementer. Derfor vil den kinematiske analysen av disse bli omhandlet sammen med D2-strukturene i kap. 4.3.

Ved normalt horisontalt rettet kompresjon av lagdelte bergarter over et stivt og kompetent underlag (tonalittisk gneis) kan det oppstå enten konsentriske folding av både gneisunderlaget og sedimentene over (*thick-skinned*), eller en kombinasjon av *thin-skinned* og/eller *thick-skinned* tektonikk. Tykk- og tynnhudet tektonikk er kjent fra flere andre områder, som for eksempel vestlige delen av Alpene (Butler et al., 2006) og i Rocky Mountains (Boyer & Elliott, 1982; Royse, 1993) som begge er kompresjonsdominerte folde- og skyvebelter. Lignende tektonikk er også vanlig i transpressive regimer som for eksempel det tertiære folde- og skyvebeltet på Svalbard ((Bergh et al., 1997) og San Andreas-forkastningen, California (Namson & Davis, 1988).

Disse eksemplene danner komplekse folde- og skyvebelter i overliggende bergarter. En asymmetrisk, kombinert tykkhudet/tynnhudet deformasjonsmekanisme knyttet til horisontal skorpeforkortning er antatt å ha påvirket Vannagruppen i feltområdet. I sistnevnte tilfelle vil det kunne dannes et glideplan (*detachment*) mot underlaget og internt mellom lagene. Ytterligere kompresjon vil kunne lede til en rampe-flate-rampe-geometri i sedimentære lagrekker og ved litologiske grenser, der bevegelsen følger glideplanet mellom underlaget og de overliggende bergartene, kutter oppover i lagene (reversforkastning) for så å følge nye svakhetssoner internt mellom lagene (McClay, 1995). Disse prosessene vil kunne danne en rekke strukturer, som vist i Figur 4. 2.



Figur 4. 2 Tre typer forkastningsrelaterte folder. a) *Fault-bend folding* (Suppe, 1983), b) *Fault-propagation folding* (Suppe & Medwedeff, 1984) og c) *Detachment folding* (Jamison, 1987).

Mine undersøkelser tyder på at de asymmetriske og SØ-vergerende foldene i Bukkheiaformasjonen, som består av en veksling mellom sand- og silt/leirsteiner, er nært knyttet til Ss1 reversforkastningene, som kutter og/eller dør ut i hengselsonen, og de antatte glideplanene (*detachment*) i Vannagruppen og ved de litologiske kontaktsonene. Dette styrkes av at F1-folder i Bukkheiaformasjonen er observert å ha en asymmetrisk geometri (SØ-vergerende) og lokalt er avrevne og avbøyde inn mot dominerende NV-hellende reverse forkastningsplan. Ved klassifikasjon av folder er viktige faktorer lagtykkelsen og akseplankløv (Figur 3. 2). Akseplankløv til rene bukfolder er generelt vifteformet (Ramsay & Huber, 1987), mens det i Bukkheiaformasjonen er observert at S1-kløven noen steder er parallell med akseplanet. Dersom F1-foldene i Bukkheiaformasjonen er modifisert av

reversforkastningene (Ss1), så vil de da kunne endre karakter fra å være bukfold, dannet ved ren kompresjon til å bli vergerende skjærfolder (klasse 2, similær, etter Ramsay, 1967), noe som stemmer med mine observasjoner. De opptrer alltid i tilknytning til Ss1 skjærsoner og tolkes derfor til å være tufffolder (*fault-propagation folds*) (Figur 4. 2). Dersom en antitetisk reversforkastning utvikles sammen med en syntetisk vil dette kunne resultere i at en blokk mellom forkastningene blir tektonisk hevet i forhold til de omliggende bergartene. Denne strukturen kalles en *pop-up*-struktur (Elliott, 1981). I Skippervika er det observert en motsatt, SØ-hellende reversforkastning som kan forklare opptreden av NV-vergerende folder. Dette vil medføre en lokal invertering av lagene. Det er vist i 3.2.1d at det er bevegelse langs og mellom F1 foldete lagflater. Dette indikerer fleksurell slipp under dannelsen av foldene (Ramsay & Huber, 1987). Ved ideell fleksurell slipp vil man kunne forvente at foldeflankene er relativt udeformerte (dvs. liten grad av *strain*) og at deformasjonen vil konsentreres i hengselsonene (Twiss & Moores, 1992). Dette stemmer overens med geometrien til observerte F1 folder i Bukkheiaformasjonen og styrker at den dominerende mekanismen for dannelse er bukfoldning ved horisontal kompresjon og at den videre asymmetriske geometrien til foldene er forkastningsrelatert og skyldes progressiv utvikling av reversforkastninger (Ss1) langs interne glideplan som vist i figur 4.x (geologisk profil). Subvertikale minerallineasjoner på lagflater og antatt akseplankløv samt beregnede og målte tilnærmet horisontale NØ/SV-rettede foldeakser til F1-foldene i Bukkheiaformasjonen underbygger at foldene er dannet ved horisontal kompresjon (Ramsay & Huber, 1987). En mulig forsterkende faktor er store litologiske variasjoner internt i Vannagruppen, med lagdelig av henholdsvis meget kompetente sandsteiner i veksling med til dels tykke sekvenser av mer finkornige sand- og silt/leirsteiner. Dette er spesielt tydelig ved overgangen mellom Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen (se kap. 4.3.1) samt mellom den nordlige og sørlige delen av Skippervika. Her har enhetene blitt til dels sterkt deformert av senere (?) hendelser, mens deformasjonen i de kompetente sandsteinene er konsentrert langs eller nært flankene til F folder (se senere analyse i 4.4). Som vist i Figur 3. 16 og Figur 3. 18, så er kontaktsonen mellom Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen preget av både reversforkastninger (Ss1) og sinistral forkskyving (Ss2), og blir derfor omhandlet under analysen av D2-deformasjonen (se kap. 4.3).

Det kan sammenfattes at dannelsen av F1 folder kan være en kombinasjon av bukfoldning og fleksurell slipp mellom lagplan i Vannagruppens bergarter, med

dannelse av reverse forkastninger og glideplan (*detachment*) mellom de ulike litologiske enhetene. Med utgangspunkt i *strain*-elipsoiden (Figur 4. 1) vil dette medføre at minimale strekningsakse, Z, vil være rettet vinkelrett mot planstrukturene (S1 og Ss1) og hengselsonen til F1-foldene, og maksimale strekningsakse, X, vil ha samme orientering som foldeaksene. Dette antyder at horisontal kompresjon med retning NV-SØ påvirket de opprinnelig horisontalt liggende metasedimentære bergartene (Vannagruppen) og stratigrafisk overliggende diorittsill under D1 episoden.

Når det gjelder eventuell *basement*-involvert folding, så er den steilt SØ-hellende avsetningskontakten (se 2.2.3) en sterk indikasjon på at det tonalittiske underlaget er involvert i D1-deformasjonen. Denne kontakten er tektonisert, men det kan ikke påvises at kontaktsonen mellom det tonalittiske underlaget og de overliggende Vannagruppens metasedimentære bergarter utgjør et større glideplan, som man ville forvente eksisterte dersom deformasjonen kun var konsentrert i de overliggende sedimentære og intrusive bergartene. Glideplan er antatt å eksistere internt i Vannagruppen (se kap. 4.3) og i kontaktsonene mellom ulike enheter, men ved basalkonglomeratet (?) (Figur 2. 6) har strekte konglomeratboller og mineralinesjoner en skrå orientering (052/76 -22) på kontaktflaten (se 2.2.3). Strekte boller indikerer at det har vært en betydelig grad av *strain* i kontakten, men orienteringen til bollene indikerer en skrå NØ-SV-rettet bevegelse, og kan derfor ikke knyttes direkte til D1 deformasjonen og antatt horisontal NV-SØ-rettet skorpeforkortning. Streknings- og mineralineasjonene ville da være forventet å ha en vinkelrett orientering mot foldeaksene til F1-foldene (Ramsay & Huber, 1987). Dette indikerer at en senere (?) deformasjonshendelse(r) har påvirket kontakten (se kap. 4.3 og 4.4) og styrker at kontakten er involvert i den horisontale skorpeforkortningen og dermed at det er *thick-scinned* tektonikk involvert i D1-deformasjonen. Dette styrkes ytterligere av at de regionale undersøkelsene i området ikke har funnet noen indikasjoner på at kontakten mellom underlaget og de overliggende bergartene er vertikalstilt *etter* deformasjonen i Vannagruppen og dioritten (Binns et al., 1981; Johansen, 1987; Armitage, 2005). Derimot kan det i området nært kontakten dokumenteres at det eksisterer moderat til svakt NØ og SØ hellende duktile, til dels sterkt mylonittiske skjærsoner nært kontakten mellom det tonalittiske underlaget og Vannagruppen. Variasjonen i orientering kan skyldes at de er syntetiske og antitetiske plan (Armitage, 2005). Skjærsonene i det tonalittiske underlaget kutter ikke kontakten til de overliggende bergartene, og må derfor være eldre enn 2.4 Ma,

som er den maksimale avsetningsalderen til Vannagruppen (Bergh et al., in prep.). Det er likevel mulig at disse eldre skjærsonene utgjør svakhetssoner i underlaget og at noen av dem er blitt reaktiverte ved en senere horisontal kompresjon, ledende til D1-deformasjonen i feltområdet. Dette kan forklare hvorfor underlaget er involvert i deformasjonen.

4.3 Analyse av D2 strukturelementer

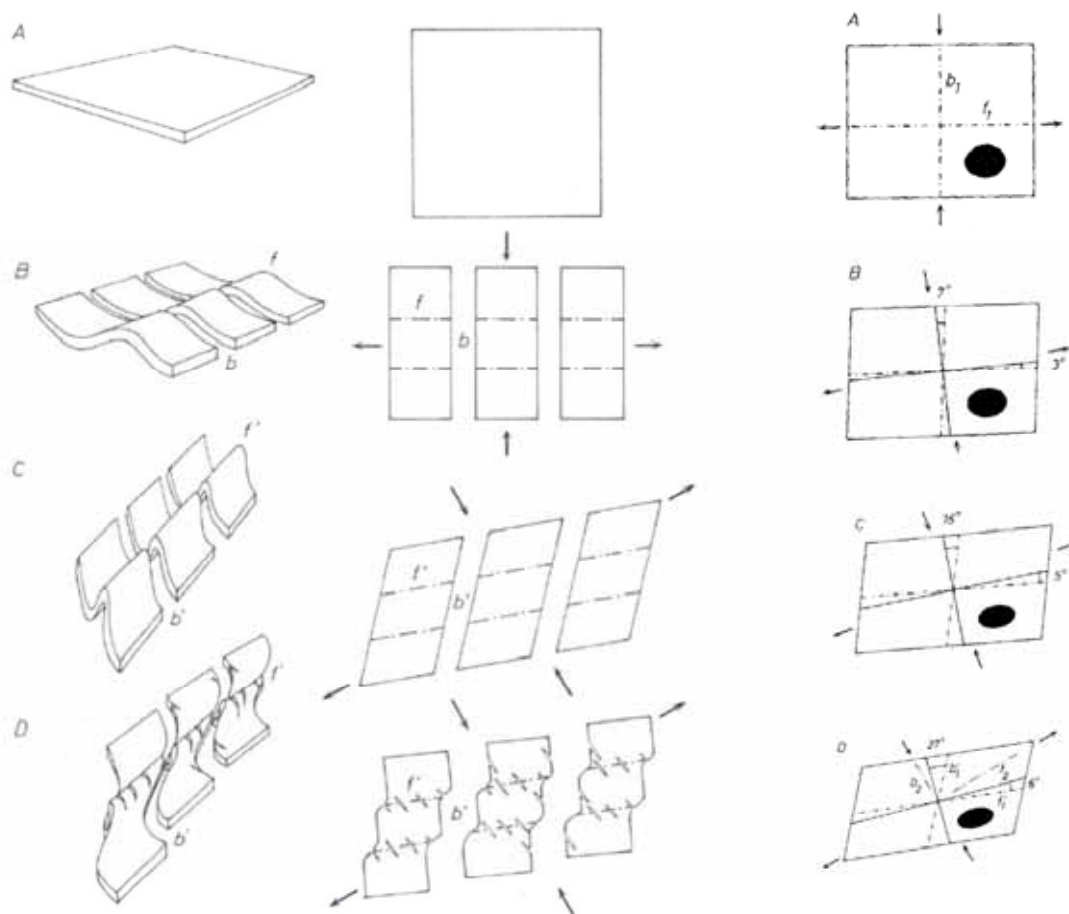
4.3.1 Kinematisk analyse av D2 strukturelementer i Vannagruppen

Når det gjelder denne gruppen strukturelementer så er de i Vannagruppen kjennetegnet ved asymmetriske (konsekvent s-formete) folder (F2) med fortykkede hengselsoner og assosiert parallell moderat til steilt NV/SØ-hellende akseplankløv og moderat til steilt NØ/NNØ stupende foldeakser (se stereonettabell, kap 2) og er nøye assosiert med steilt NV-hellende duktile/semiduktile skjærsoner, Ss2 (se kap. 3.2).

F2 foldene er klassifisert som likeformete (*similar*) og er lokalisert langs eller nært flankene til F1-folder, eller ved litologiske grenser innad i Vannagruppen eller mot dioritten, som beskrevet i kapittel 3.2 og 4.1. Foldeaksen til F2 foldene har tilnærmet samme orientering som F1 foldene, NØ/SV, men har steilere stupning, foldene viser stor grad av asymmetri (S-formet) og antatt akseplankløv (S2) er ofte parallell og har steilere fall enn S1 akseplankløv (Ramsay & Lisle, 2000).

I Figur 4. 3 (venstre) ser en modell for hvordan et kompetent lag kan utvikle seg under progressiv deformasjon (dekstral *simple-shear*) med *strain*-implikasjoner (høyre) (Ramsay et al., 1983). Figuren viser en utviklingssekvens der laget først utsettes for horisontal kompresjon, med maksimal forkortning i én retning med utvikling av bukfolder (tilsvarende maksimale forkortningsakse i *strain*-elipsen) og horisontal foldehengsel parallell med maksimal strekning normalt på forkortningen (tilsvarende maksimale strekningsakse i *strain*-elipsen, Figur 4. 1). Deretter, ved progressiv deformasjon roteres lagningen inn mot skjærplanet noe som medfører at foldehengslene roteres tilsvarende. Dette kan medføre at foldeaksen dras mot steilere stupning. Orienteringen til *strain*-aksene roteres og endres også, men med ulik hastighet. Maksimale strekningsakse roteres saktere enn maksimale forkortningsakse, noe som medfører at vinkelen mellom dem endres (Ramsay et al., 1983). Ved økende rotasjon, kan nye folder utvikles når rotasjonen av maksimale strekningsakse i *strain*-

elipsen har rotert ca 45° fra sin opprinnelige posisjon (Ramsay et al., 1983). Det kan antas at samme mekanismer kan ha virket i feltområdet. Ut fra teoriene ovenfor vil da resultatet av sinistral *simple-shear* kunne medføre en modifisering av en bukfold (F1) til en skjærfold (F2) med resultat at foldehengselen er lite reorientert i forhold til utgangspunktet (dreid svakt med klokka) og at foldeaksen går mot en steile stupning. Dette stemmer med hva som er observert i feltområdet. F2 foldene har samme orientering som F1 foldene; NØ/SV-rettet foldehengsel, men har en betydelig steilere stupning, ca 40° (se fig. 3.8).



Figur 4. 3 Geologiske implikasjoner (til venstre) som resultat av progressiv *strain*-forandring (til høyre). Til venstre: A: horisontalt lag, B: horisontal kompresjon med dannelse av folder (f) og boudinage (b), C: skrå kompresjon med reorientering av strukturene fra figur B, og D: dannelse av nye folder (f') (Ramsay et al., 1983).

Det er en generell oppfatning at akseplankløvens orientering henger nøye sammen med bergartens reologi, foldetype og *strain*. Akseplankløven vil generelt være parallell med XY-planet i *strain*-elipsoiden, altså normalt mot Z-aksen som er den minimale strekningsaksen (Ramsay et al., 1983). Internt i en bukfold (analogt til F1 folder) vil *strain*-elipsen ha ulik orientering (se fig. X). Dette innebærer at XY-planet i en kompetent

bergart har en vifteform i en ideell bukfold, fram til forkortningen er ca 50 %, deretter blir den parallell (Ramsay et al., 1983). Ved ren sidelengs bevegelse derimot, vil de interne XY-planer alltid være parallelle, mens de er dreid med eller mot klokka hvis de er dannet ved henholdsvis sinistral og dekstral transpresjon (Stringer & Treagus, 1980). Med bagrunn i dette og de geometriske parametrene (kløv og grad av asymmetri) gjør at F2 foldene kan klassifiseres som klasse 2, similærfolder (Ramsay & Huber, 1987) og foldene er antatt dannet som følge av lagparallel lateral/sublateral skjærbevegelse (Ss2). Basert på formen til folden relativt til skjærplanet, er det mulig å anslå bevegelsesretning. F2 foldenes flanker er avbøyde inn mot skjærplanet, noe som gjør at foldene har en S-form (Figur 3. 8). Dette indikerer at bevegelsesretningen i forkastningsplanet Ss2 er sinistral. I tillegg er det observert at minerallineasjoner på steile lagflater har en skrå eller tilnærmet horisontal orientering (Figur 3. 18) noe som styrker at skjærbevegelsen er lateral til sublateral (Davis & Reynolds, 1996). Ut fra at observerte minerallineasjoner sjelden er helt horisontale kan det utledes at Ss2 skjæresonene har en skrå komponent. Ettersom Ss2 og Ss1 skjæresonene har samme orientering er det rimelig å anta at den skrå bevegelsen langs Ss2 er revers. Dette medfører at mekanismen for deformasjonen forårsaket både en skjærbevegelse og en volumendring, det vil si strekning langs X-aksen og kompresjon langs Z-aksen, dvs. *simple shear*. En slik deformasjonsmekanisme underbygges av at foldeaksen til F2-folden har tilnærmet samme orientering som F1-folden, NØ/SV, men har steilere stupning (se tidligere utredning), foldene viser høy grad av asymmetri (S-formet), samt at antatt akseplankløv (S2) ofte er parallell og har steilere fall enn S1-akseplankløv.

Når det gjelder kontaktsonen mellom Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen så består den av tynne sandsteiner i veksling med silt/leirsteiner (se 2.3.3) der undre del av Bukkheiaformasjonen stratigrafisk følger med dominerende silt/leirsteiner. Som beskrevet i 3.2.2b og c så er overgangssonen mellom Bukkheia- og Tinnvatn helt kamouflert av anastomoserende skjæresoner, men at Tinnvatnformasjonen lokalt ligger stratigrafisk over Bukkheiaformasjonen. Dette kan innebære at denne kontaktsonen har en sterk komponent av revers forskyvning (Ss1). Dersom dette er riktig, så er det rimelig å anta at kontaktsonen representerer et glideplan (*détachment*) internt i Vannagruppen. Dette underbygges av at denne sekvensen dessuten består av meget inkompetente bergarter, noe som vil forsterke en mulig dannelse av et glideplan. Ut fra dette er det rimelig å anta at dette glideplanet har vært dannet allerede under den

kompressive D1 deformasjonen. Tynnslip av bergartene i kontaktsonen (Figur 2. 14 og Figur 3. 17) viser at de tynne massive sandsteinslagene i overgangssonen har primære korn i en uorientert matriks, mens de mer finkornige delene av denne kontaktsonen har to velutviklede foliasjonsplan, S og C, som er antatt dannet samtidig og har en orientering som viser at S-planet er dannet med 30° vinkel mot Ss1/Ss2 skjærsonene i området, mens C-planet er subparallell med Ss1/Ss2 skjærsonene (kap. 3.2.2c). S-planet viser en avbøyning inn mot C-planet som indikerer en sinistral forskyvning i C-planet (Lister & Snoke, 1984). Denne strukturen tolkes derfor til å være SC-strukturer og orienteringen til foliasjonsplanene gir informasjon om *sence-of-shear*. Ved økende grad av *strain* i en skjærson, vil C-planet gå mot parallellitet med hovedskjærplanet og vinkelen mellom S- og C-planet være liten (Lister & Snoke, 1984). S-planet representerer da en foliasjon som er dannet ved at glimmerkornene i bergarten vil parallellorientere seg og legge seg flatt mot maksimale kompresjonsretning. C-planet er dannet ved at glimmerkornene vil dras inn mot og nærme seg hovedskjærplanet (Y i *strain*-elipsen). Dette innebærer at ved økende grad av *strain* vil vinkelen mellom S- og C-planet minke, for til slutt å gå mot parallellitet, slik som aksene i *strain*-elipsen roterer ved *simple-shear*. Vinkelen mellom C- og S-planet gir dermed informasjon om graden av *strain*. Basert på S-planetens orientering anslås den minimale strakningsaksen (Z) til å være NV-SØ-rettet. Vinkelen mellom C- og S-planet er liten, noe som kan bety at graden av *strain* er høy, noe som igjen vil innebære at C-planetens orientering er nært maksimale strekningsakse (X). Dersom dette er riktig, vil hovedskjærplanet (Y) ut fra orienteringen til C-planet, være NØ/SV-rettet. I så fall viser mikrostrukturene en dominerende *simple-shear*-deformasjon. Dette sammen med antagelsen om at kontaktsonen er dannet ved revers bevegelse (Ss1) antyder at kontaktsonen representerer et større glideplan dannet ved D1 deformasjonen (*pure-shear*) og deretter (eller samtidig) er reaktivert under D2 deformasjonen (*simple-shear*). Det må poengteres at bruk av SC-tektionitter er forbundet med stor usikkerhet. Man må være helt sikker på at tverrsnittet (tynnslipet) er skåret langs SOS-planet (*sence-of-shear*), noe som ikke alltid er så lett å anslå i en sone med kraftig deformerte bergarter. Man må også være sikker på at SC-tektionitten er representativ for det dominerende bevegelsesmønsteret i skjærsonen siden SC-plan også kan dannes antitetisk i en skjærson, noe som da vil gi motsatt bevegelsesretning (Davis & Reynolds, 1996).

Ut fra den kinematiske analysen antas det at D2 strukturelementer er dannet ved NØ-SV rettet sinistral transpressjon med dannelse av skjærfolder (F2), assosiert NV-SØ-hellende steil akseplankløy (S2) og skrå skjærsoner som har en revers og/eller sinistral bevegelsesretning og at disse skjærsonene i stor grad følger svake enheter i Vannagruppen noe som medfører reaktivering av et større glideplan (*décollement*) i overgangssonen mellom Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen. Dette underbygges ved at det ut fra den kinematiske analysen er utredet at maksimale strekningsakse (X) er nært eller subparallell med hovedskjærplanet (Y) i et ideelt sinistralt *simple-shear*-regime (Figur 4. 1). Maksimale strekningsakse (X) har NØ-SV-rettet orientering som underbygges ved at den steile NØ-SV strykende akseplankløy (S2) vil forventes å ligge subparallelt med XY-planet i *strain*-elipsoiden dersom foldene er skjærfolder. Det samme gjelder for foldeaksene, som har en orientering (NØ/SV) som da vil være sammenfallende med maksimale strekningsakse (X). I tillegg er det vist at mulig S-C-tektonitt underbygger at maksimale strekningsakse er nært hovedskjærplanet (Y) og at dette er NØ/SV-rettet. Ut fra samme argumentasjon vil minimale strekningsakse (Z) være vinkelrett mot C-planet, altså NV-SØ-rettet. Dette underbygges av at maksimale forkortning vil være vinkelrett mot akseplanet (NØ/SV) og foldeaksen (steilt NØ-stupende). Dette innebærer at skrå kompresjon og sinistral sidelengsbevegelse med retning opp-mot-SV påvirket de metasedimentære bergartene i Vannagruppen.

4.3.2 Korrelasjon av D1-D2 strukturer i Vannagruppen og gabbrodioritten

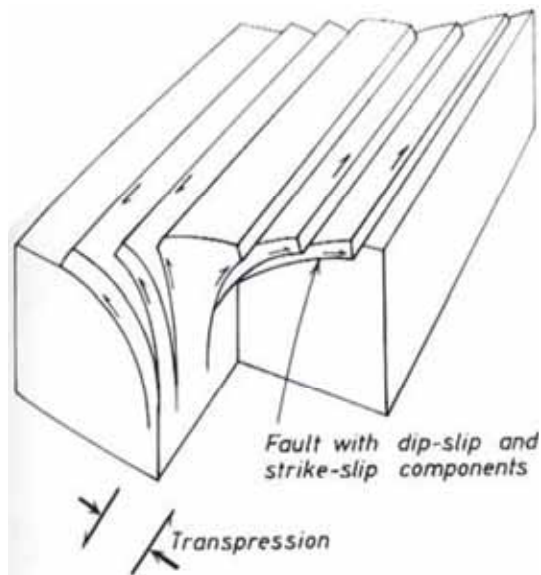
Som beskrevet i kap. 3.4.1 og er det ikke mulig å skille mellom D1 og D2 strukturelementer i dioritten i samme grad som man kan i Vannagruppen. Dette hovedsakelig på grunn av at man i gabbrodioritten mangler referanselag som kan underbygge bevegelsesretning i skjærsonene eller folding, i motsetning til i Vannagruppen der lagstillingene til de sedimentære bergartene kan brukes til det. I Ss1/Ss2 skjærsonene i dioritten er det likevel en rekke kinematiske indikatorer (lineasjoner, folder osv.) som jeg senere i teksten vil vise antyder bevegelsesmekanismer som er i samsvar med dem i Vannagruppen (kap. 3.4.1). Dette i tillegg til at orienteringen til skjærsonene i gabbrodioritten har en lik orientering; NØ/SV strøk (Tabell 3.1, Figur 3.3, Figur 3. 28 og Figur 3. 29), underbygger at Ss1 og Ss2 skjærsonene i Vannagruppen og gabbrodioritten kan knyttes sammen. I kap. 3.4.2 er det også beskrevet hvordan Ss1/Ss2 tilsynelatende dekstralt avbøyer Ss3 skjærsoner. Det vil videre i analysen bli vist at dette kan bekreftes ved at Ss1/Ss2 skjærsonene har

en *dip-slip*-komponent i bevegelsen, og at avbøyningene av Ss3 kan indikere at denne komponenten er revers. Dette underbygger at det kan gjøres en korrelasjon mellom Ss1 og Ss2 i gabbrodioritten og i Vannagruppen. I kap. 3.4 er det videre vist at Ss1/Ss2 skjærsoner er utviklet i både de sedimentære bergartene og i gabbrodioritten ved sørlige delen av Skippervika. I kap. 3.4 er det også vist at selve kontakten mellom gabbrodioritten og de sedimentære bergartene er der også vist å være foldet (kap. 3.2.2a) og at geometrien (S-formet i kartbildet) og foldeaksens orientering er sammenfallende med F2 folder internt i Vannagruppen; steilt NØ-stupende (Figur 3. 9). Det er derfor nærliggende å tro at mekanismene som dannet F2 folder i Vannagruppen også gjelder selve kontakten mellom Vannagruppen og gabbrodioritten ved sørlige Skippervika, noe som underbygges av at også kontakten ved Rødbergan er skjærdeformert mylonittisk (se kap. 3.4). Dette betyr videre at dannelsen av F2 folder må være skjedd etter at gabbrodioritten er intrudert i Vannagruppen og at mekanismene som dannet D1 og D2 strukturelementer i Vannagruppen også må ha skjedd etter intrusjonen. Det er derfor rimelig å anta at de samme mekanismene påvirket gabbrodioritten. Dersom dette er riktig, så styrker dette en korrelasjon mellom Ss1/Ss2 i Vannagruppen og i gabbrodioritten, og ettersom en direkte separering mellom dem ikke er mulig i gabbrodioritten, så er det hensiktsmessig å omhandle dem som én gruppe strukturelementer, dannet ved skrå og/eller lateral skjærdeformasjon under D1/D2 deformasjonshendelse.

4.3.3 Kinematisk analyse av D1/D2 strukturelementer i Gabbrodioritten

D1/D2 strukturelementene i gabbrodioritten er kjennetegnet ved steile dominerende NV-hellende forkastninger/lineamenter (S1/S2) og lokaliserte moderat til steilt NV/NNV hellende duktile/semiduktile skjærsoner (Ss1/Ss2). Som vist i kap. 2 og 3 så er gabbrodioritten mindre deformert enn Vannagruppens bergarter. I gabbrodioritten er deformasjonen i størst grad konsentrert i skjærsoner. Dette gjør at man kan betrakte gabbrodioritten som et heterogent system, der graden av strain vil variere fra den upåvirkede til den påvirkede delen av området. Dersom det regionale *strain*-feltet endrer seg over tid (dvs. at *strain*-elipsen roterer) kan dette føre til nydannelse og/eller reaktivering av ulike skjærplan. Med utgangspunkt i at deformasjonen i Vannagruppen og i gabbrodioritten skjedde samtidig, kan man også antyde, fra strukturenes orientering i Vannagruppen, hvordan og hvor mye *strain*-elipsen er rotert i gabbrodioritten. Det er vist i figur 4.2 (Ramsay, 1983) at folder kan dannes ved økende

sinistral skjærbevegelse når *strain*-elipsen er rotert ca 45° . I en massiv bergart som gabbrodioritten dannes skjærplan i stedet for folder. I fig. 4.1 er det vist at det vil kunne dannes en rekke skjærplan i et slikt system. Med utgangspunkt i denne figuren, og antagelsen om at D1/D2 strukturelementer er dannet i et system der *strain*-elipsen er rotert ca 45° vil dette være utgangspunktet for den kinamatiske analysen. I de semiduktile skjærsonene er det vist i kap. 3.4.1 at det finnes en rekke kinematiske indikatorer, som hver for seg indikerer bevegelsesretning. Det er vist i kap. 3.4.1 at den horisontale forskyvningen hovedsakelig er sinistral (Figur 3. 36 og Figur 3. 37). Det er også vist at denne bevegelsen ikke er en ren *strike-slip*-bevegelse, men at den også har en sterk komponent av *dip-slip* (Figur 3. 34). LS-tekonitter (Figur 3. 33) underbygger dette. Dette er i samsvar med observasjoner og analyser av D1/D2 strukturelementer i Vannagruppen, der D2 strukturelementer har en transpressiv karakter (se 4.3.1). I et transpressivt system vil det kunne dannes en rekke strukturer som blant annet *flower*-strukturer. *Flower*-strukturer et system av opp-vergerende steile skjærplan som kan observeres i tverrsnitt gjennom en sidelengsforkastning/skjærsoner. I en positiv *flower*-struktur, vil forkastningene være revers eller skrå forkastninger og er en sterk indikator på transpressiv deformasjon. I Figur 3. 32 ser man nettopp en slik struktur er knyttet til Ss1/Ss2 skjærsoner, noe som underbygger en transpressiv deformasjon i feltområdet. Transpresjon medfører en horisontalt orientert *strain*-elipse (som tidligere antatt) og den lengste akse har en lav vinkel mot grensene for hovedskjærsonen. Dette impliserer at alle kompresjonsstrukturer (folder, foliasjoner og reversforkastninger) dannes med en lav vinkel mot hovedskjærplanet (Y) og at tensjonsstrukturer og normalforkastninger med høy vinkel mot hovedskjærplanet og *Riedel*-skjærplan (R og R') vil dannes med en høyere vinkel mellom seg (Woodcock & Schubert, 1994).



Figur 4. 4 Positiv *flower*-struktur i sinistralt transpressivt regime (modifisert fra Ramsay, 1987).

Med bakgrunn i dette er det rimelig å anta at de største skjærsonene (Ss1/Ss2) i gabbrodioritten er dannet som et resultat av transpressiv deformasjon. I *strain*-elipsen vil da P-skjærplanet da ha en orientering som er i samsvar med Ss1/Ss2 skjærsonene, og den dominerende sinistrale bevegelsesretningen underbygger dette.

I gabbrodioritten er det imidlertid observert unntak fra den dominerende sinistrale forskyvningen i skjærsonene (se kap. 3.4). En mulig forklaring på en dekstral forskyvning langs Ss1/Ss2 er at det er utviklet antitetiske skjærplan (X) og disse vil da ha en dekstral forskyvning i et sinistralt regime. Dersom vinkelen mellom det syntetiske P-planet og det antitetiske X-planet er liten og begge planene ligger nært hovedskjærplanet (Y) vil en samtidig bevegelse langs P- og X-planet vil gi et forgreinet mønster i kartbildet (se 3.4.1 og Figur 3. 30). Ut fra dette tolkes D1/D2 deformasjonen i gabbrodioritten å være dannet ved transpressiv deformasjon der maksimale strekningsakse er nært P-planet, og dermed har nesten samme orientering som Ss1/Ss2 skjærsonene. Strekningslineasjoner (Figur 3. 33) indikerer en maksimal strekning opp-mot-SV eller ned-mot-NØ. Asymmetriske folder (Figur 3. 34) underbygger en skrå bevegelse og avbøyninger inn mot skjærsonene og roterte porfyroklaster (Figur 3. 37) og avbøyninger av bruddplan inn mot skjærsonene Ss1/Ss2 (Figur 3. 36) underbygger en dominerende sinistral bevegelse. Ut fra at D2 strukturelementene i både Vannagruppen og gabbrodioritten er dannet ved samme bevegelsesretning, opp-

mot-SV kan det underbygges at deformasjonen er samtidig og genetisk kan knyttes sammen.

4.4 Analyse av D3 strukturelementer

D3 strukturer i Vannagruppen omfatter småskala, asymmetriske og likeformete (*similar*) folder (F3) med moderat til steilt stupende foldeakse mot Ø/ØSØ eller V/VSV og moderat til steilt dominerende N-hellende akseplankløy (S3a). S3a kløy er ofte karbonat- og /eller kvartsfyllt og er meget godt utviklet i hele Vannagruppen, også der F3 folder er dårlig utviklet. I denne deformasjonsgruppen inngår også duktil/semiduktil forskyvning (Ss3) internt mellom lagflater (So) (kap. 3.2.3). I gabbrodioritten omfatter D3 deformasjonsstrukturer forkastninger/lineamenter med tilnærmet Ø-V strøk (S3) og assosierte duktile/semiduktile, hovedsakelig sinistrale (Ss3a), men også lokalt dekstrale skjærsoner/forkastninger (Ss3b) med henholdsvis Ø/V og NV/SØ strøk, steilt fall og skrå mineral- og strekningslineasjoner (L3) i skjærsoner (kap. 3.3). Det er viktige geometriske egenskaper som skiller D3 strukturelementene fra de to andre gruppene: de har en annen orientering (NØ-SV til Ø-V-strøk) og planstrukturene (akseplankløy S3a og skjærsoner Ss3) inneholder nesten alltid karbonat og/eller kvarts. Dette gjelder for D3 strukturene i både Vannagruppen og gabbrodioritten. Med bakgrunn i utledning i kap. 4.3.3, kan man anta at den samme kinematiske modellen kan gjelde for D3 strukturelementer; D3 strukturene i Vannagruppen og gabbrodioritten har lik orientering, de viser lik dominerende sinistral forskyvning og pga. litologiske forskjeller vil det i det heterogene systemet (gabbrodioritten) dannes skjærplan, mens det i Vannagruppen vil kunne dannes folder. Dette danner bakgrunnen for den kinematiske analysen av D3 strukturelementer.

Dersom man antar at mekanismene som dannet D1/D2 strukturene i Vannagruppen også kan anvendes ved kinematisk analyse av D3 strukturene, så vil det med bakgrunn i en rotasjon av *strain*-elipsen (Figur 4. 1) og progressiv deformasjon (Figur 4. 3 samt utledning i tekst i kap. 4.3.1) ved sinistralt *simple-shear* kunne dannes et nytt sett med folder (F3) dersom *strain*-elipsen har rotert ca 45° fra sin opprinnelige posisjon. Dersom man antar at de samme mekanismene har virket i feltområdet, så må *strain*-elipsen ha rotert ca 45° (med klokka) fra sin opprinnelige posisjon. Dersom man sammenligner strukturene i Vannagruppen med forventede strukturer så ser man at F3 folder har ØNØ-VSV akser som er tilnærmet ca 45° til mot S1/S2 planstrukturenestruturene (NØ-SV

strøkretning) i Vannagruppen, noe som underbygger roterende *strain*-akser. Det innebærer at D3-deformasjonen i Vanngruppen kan være dannet ved sinistral *simple shear* med dannelse av asymmetriske moderat V-stupende F3 skjærfolder og antatt assosiert N-hellende akseplankløy (S3a) (se 3.4.2 og 3.2.3). En sinistral bevegelsesretning underbygges av subhorisontale minerallineasjoner på akseplankløven (Figur 3. 23), S-formen til F3-foldene (Figur 3. 20 - Figur 3. 22) og avrivning av Ss1/Ss2 skjærsoner i Vanngruppen (Figur 3. 26). Kløyen (S3a) kan være dannet parallelt med X-aksen i en ca 45°, sinistralt rotert *strain*-elipse langs hovedskjærplanet (Y). I en slik modell vil både S3a akseplankløy og Ss3 skjærsoner i gabbrodioritten være dannet som et resultat av sinistral transpresjon, dvs. ved lokal (*incremental*) kompresjon i en større sinistral strøkforkastning langs traseen for Ss1 og Ss2 skjærsonene. Dannelsen ved transpresjon underbygges også ved at Ss3 skjærsonene i gabbrodioritten har vifteformet arrangement i tverrsnitt (positiv *flower*-struktur, se kap. 4.3.3). Dette finnes det flere eksempler på i feltområdet (se figur 3.37), noe som styrker denne tolkningen. Opptreden av asymmetriske, sinistrale F3 folder og assosiert akseplankløy (S3a) i Vanngruppen underbygger videre dannelsen ved sinistral transpresjon.

Ved *strike-slip* deformasjon kan det dannes *Riedel* skjærplan; syntetiske (R) og antitetiske (R') med henholdsvis lav og høy vinkel mot hovedskjærplanet. I et sinistralt system vil det syntetiske ha sinistral og det antitetiske destral forskyvning. Den halverte spisse vinkelen mellom dem vil angi maksimale forkortningsakse (Woodcock & Schubert, 1994). I kap. 3.4.2 er det vist at noen S3 planstrukturer har NNV strøk (S3b) og at de sammen med S3a danner et mønster med kryssende og innbyrdes avbøyninger. Avbøyningen synes å være systematisk, der S3a sinistralt avbøyer og/eller kutter S3b og S3b destralt kutter og/eller avbøyer S3a. Med utgangspunkt i en progressivt og suksessivt roterende *strain*-elipse, og med hvilken vinkel disse planene står mot det antatte hovedskjærplanet (Y) antas det at de Ø-V strykende Ss3a og NNV-SSØ strykende skjærplanene Ss3b er relatert til *Riedel*-skjærplan, R og R'. Dette vil igjen bety at den halverte spisse vinkelen mellom dem vil tilsvare maksimale forkortningsakse (Z) (Figur 4. 1). Vinkelen mellom Ss3a og Ss3b er ca 60°, noe som vil bety at den halverte vinkelen har VNV-ØSØ orientering. Ut fra dette kan det anslås at D3 deformasjonen er dannet som følge av progressiv sinistral transpresjon med *incremental* NNØ-SSV rettet kompresjon. Ved en progressiv deformasjon vil flere av

skjærplanene i *strain*-elipsen kunne være aktiv samtidig, samt at skjærplan kan reaktiveres og/eller aktiveres. Dette kan forklare de krysskuttende forholdene mellom deksrale og sinsitrале (Ss1/Ss2-Ss3) skjærplan i feltområdet.

4.5 Geologiske modeller og diskusjon

På bakgrunn av analysen foreslår jeg to geologiske modeller. Disse vil først bli presentert. Deretter blir de to modellene diskutert og en foretrukket modell danner grunnlaget for oppsummering og konklusjon.

4.5.1 Flerfasemodell

- i) NV-SØ-rettet D1 kompresjon
- ii) Begynnende NØ-SV-rettet D2 sinistral transpresjon, med *incremental* NNV-SSØ-rettet kompresjon og reaktivering av D1-D2 strukturer
- iii) Dannelse av D3 strukturer ved kontinuerlig transpresjon

i) Det er vist i analysen at D1 deformasjonsstrukturer er dannet ved NV-SØ-rettet horisontal kompresjon med resulterende opprette konsentriske F1 bukkefolder og assosiert akseplankløv (S1) i kompetente enheter. Under denne fasen ble det trolig dannet flere *décollement/detachment* i reologisk svake enheter, noe som resulterte i at det i de sedimentære bergartene ble utviklet reversforkastninger (Ss1) og forkastningsrelaterte folder (F1). De SØ-vergerende foldene og lokal avbøyning og/eller avriving av lagning inn mot forkastningene underbygger dette. De viktigste svakhetssonene i feltområdet er mellom de ulike litologiske enhetene; mellom underlaget og de overliggende metasedimentære bergartene, i kontaktsonen mellom Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen, i silt-/leirrike bergarter innad i Bukkheiaformasjonen (mellom Skippervika og sørlige Skippervika) og i kontaktsonene mellom Vanngruppen og gabbrodioritten. Den horisontale skorpeforkortningen involverer underlaget, noe den steile avsetningskontakten til Vanngruppen indikerer, noe som gjør at deformasjonen er en kombinasjon av *thin-* og *thick-skinned* tektonikk. Dette forsterker ytterligere dannelsen av gildeplan langs foldete lagplan (*flexural slip* foldemekanisme). Steile lineasjoner (L1) i Vanngruppen og i gabbrodioritten underbygger en *dip-slip* komponent i deformasjonen.

ii) I fase to, ved begynnende NØ-SV rettet sinistral transpresjon ble de etter hvert steilstilte, reverse glideplanene (Ss1) reaktiverte av nye skjærplan (Ss2) med resulterende skrå bevegelse opp-mot-SV. Skrå mineral- og strekningslineasjoner i Vanngruppen og i gabbrodioritten underbygger en kombinasjon av *strike-slip* og *dip-slip*. F1 folder blir modifisert av sinistral transpresjon, med resulterende steilere NV-SØ stupende foldeakser (F2) og moderat til steilt NV-SØ stupende små folder (F2) som opptrer i begrenset utstrekning langs flankene til F1 folder eller nært antatte svakhetssoner. I gabbrodioritten er det antatt at et heterogent system virker, som resulterer i at deformasjonen lokaliseres som begrensede dominerende sinistrale skjærsoner (Ss1/Ss2) som har et anastomoserende mønster rundt upåvirket (?) gabbrodiorittkropper. Skjærsonene kan lettere dannes i svakhetssoner i gabbrodioritten, og antatte xenolitter kan utgjøre slike svakhetssoner. Flere skjærsoner har et forgreinende mønster i tverrsnitt (positiv *flower*-struktur) noe som underbygger en transpressiv deformasjon. Avbøyninger inn mot skjærsonene, asymmetriske folder og roterte porfyroklaster i skjærsonene underbygger en dominerende sinistral bevegelse.

iii) Ved videre transpresjon, når *strain*-elipsen har rotert ca 45° fra utgangspunktet og *incremental* kompresjon er NNV-SSØ rettet, dannes det i Vanngruppen nye, små Ø-V stupende folder (F3) langs flankene til F1 og F2 folder eller som forkastningsrelaterte små folder inn mot hovedskjærplanet (Ss2). Samtidig dannes nye, medsols orienterte skjærplan (Ss3). I gabbrodioritten roteres *strain*-elipsen i tilsvarende grad noe som resulterer i at det dannes lokaliserte skjærsoner (Ss3). Disse har en dominerende sinistral forskyvning, men sammen med antitetiske (R') skjærplan dannes et krysskuttende og anastomoserende mønster. Tidligere skjærsoner (Ss1/Ss2) reaktiveres, og kutter/avbøyer Ss3 skjærsoner.

4.5.2 Dekoplet modell

Denne modellen er basert på at de ulike deformasjonsstrukturene dannes samtidig, men lokalisert til forskjellige domener med henholdsvis kompresjon (D1) og sidelengsbevegelse (D2-D3). I et område med veldig forskjellige litologier kan det oppstå dekolbing mellom de ulike enhetene (Figur 4. 5). Dette leder til at *strain*-fordelingen blir forskjellig distribuert i systemet. Utgangspunktet for å postulere en slik modell er likheten til transpressiv deformasjon av kaledonske bergarter i Southern Uplands i Skottland (Holdsworth et al., 2002; Tavarnelli et al., 2004). I dette eksemplet

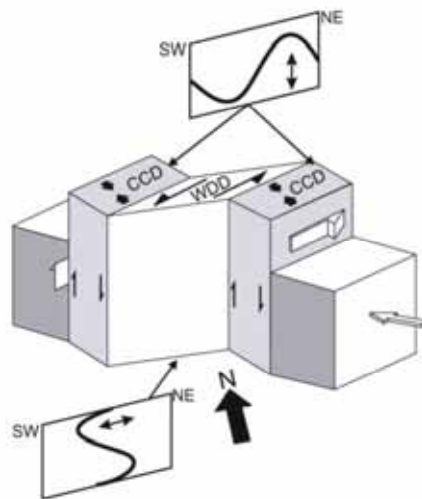
er de enkelte delområdene dominert av forskjellige strukturer, men strukturene er dannet samtidig. I kompresjonsdominerte domener av Southern Uplands (CCD) opptrer dominerende NV-SØ rettede kompresjonsstrukturer, i laterale forskyvningssonen (WDD) opptrer dominerende NV-SØ kompresjonsstrukturer, i laterale forskyvningssonen (WDD) opptrer hovedsakelig opp-mot-SV sinistrale skjærstrukturer og i grensesonene opptrer opp-mot-SØ reversforkastninger (Holdsworth et al., 2002). Ved dekopling vil de forskjellige områdene ha ulik *strain*-fordeling, selv om hoveddeformasjonen er den samme. I ett område kan dominerende kompresjonsstrukturer dannes (*pure shear*), i et annet dominerer lateral skjærdeformasjon (*simple shear*) og i et tredje en kombinasjon av de to (*simple* og *pure shear*). Dette danner et komplekst triklint system som krever en grundig analyse av de ulike strukturmønstrene i de forskjellige områdene.

Jeg kan ikke på bakgrunn av de data jeg har tilgjengelig fra feltarbeid eller gjennom min analyse dra en endelig konklusjon om at det samme gjelder for deformasjonen av Vannagruppens bergarter og dioritten. Derimot kan jeg påpeke at det er påfallende likhetstrekk mellom distribueringen av strukturer i feltområdet og eksemplet i teksten ovenfor. På bakgrunn av det kan jeg anslå om det er *sannsynlig* at det samme kan gjelde. Det bygger blant annet på at det virkelig eksisterer bergarter med svært forskjellige litologiske/reologiske egenskaper i feltområdet, samt at ulike strukturtyper er distribuert forskjellig i forskjellige delområder. Med hensyn til sistnevnte kan følgende påpekes:

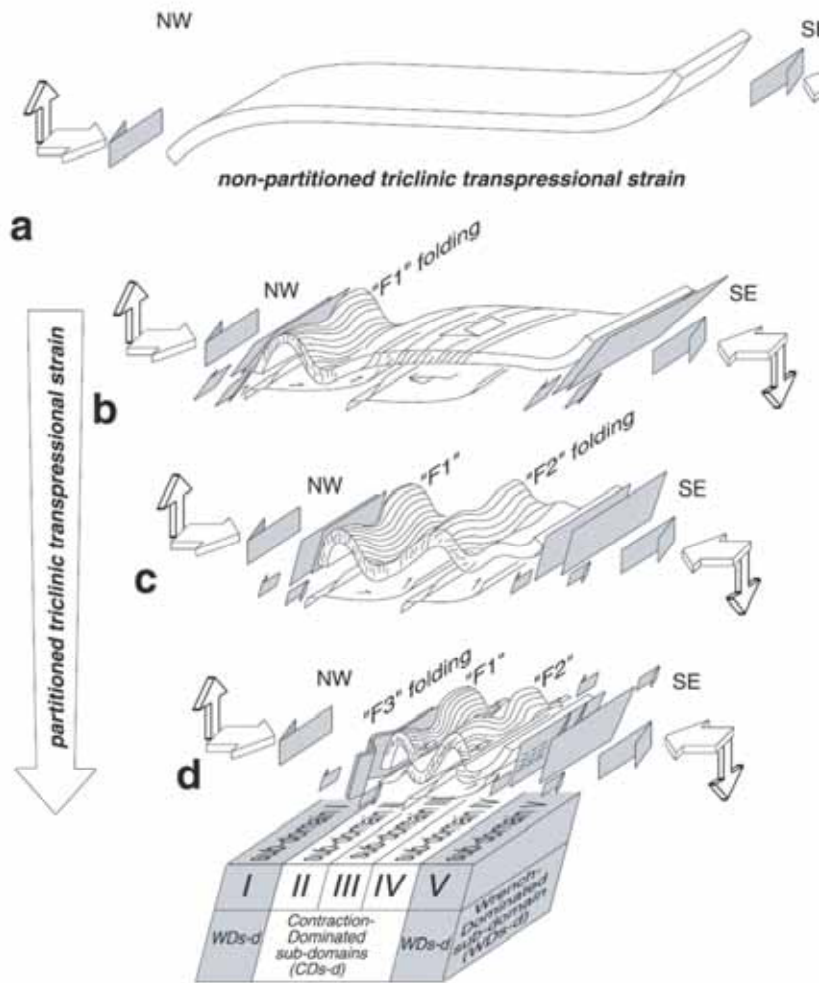
- 1) I kompetente enheter av Vannagruppen (Tinnvatnformasjonen) er de dominerende strukturene bukfoldene. Disse er dannet ved horisontal NV-SØ rette kompresjon.
- 2) I overgangssonen mellom Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen, samt i finkornige sekvenser av Bukkheia, er den primære lagningen nesten helt utvasket av laterale skjærsoner (Ss2 og Ss3) og reversforkastninger (Ss1), og foldene er sinistrale og steilt stupende.
- 3) Gabbrodioritten er en heterogen bergart der den dominerende deformasjonen er konsentrert i lokaliserte skjærsoner (Ss1/Ss2 og Ss3). Disse viser to forskjellige *strain*-mønstre. Ss1/Ss1 indikerer en skrå kompresjon og sinistral lateral bevegelse opp-mot-

SV. Ss3 indikerer en *incremental* NNV-SSØ rettet kompresjon. I de største skjærsonene på Fakken er det vist at det kan være en mulig svakhetszone i gabbrodioritten gjennom antatte xenolitter av sandstein. Dette vil kunne føre til at Ss1/Ss2 kontra Ss3 opptrer forskjellig i gabbrodioritten, selv om de er dannet samtidig (*pure + simple shear*).

I den kinematiske analysen er det vist at alle disse kan dannes samtidig, dersom *strain*-elipsen roterer ulikt i de forskjellige områdene. Med bakgrunn i at de ulike hovedområdene skissert ovenfor har store reologiske forskjeller, underbygger det at det er mulig at triklin transpresjon har virket i Vannagruppen og gabbrodioritten (Lin et al., 1998; Holdsworth et al., 2002; Tavarnelli et al., 2004). Dette underbygges ytterligere ved at det er vist at de ulike strukturene krysskutter hverandre, noe som indikerer at flere plan har vært aktive samtidig og derfor er dette er en foretrukket modell framfor en flerfasemodell. Mer detaljerte studier er nødvendig for å teste denne hypotesen.



Figur 4. 5 Tredimensjonal modell som viser en skjematisk transpressiv sone der *strain* er fordelt i soner med dominerende kompresjon (CCD, contraction-dominated domain) og dominerende lateral forskyvning (WDD, wrench-dominated domain). Sidefigurene over og under 3D-modellen illustrerer akseplanet og foldehengslens orientering (Holdsworth et al., 2002).



Figur 4. 6 Modell som viser hvordan strukturene kan utvikle seg i forskjellige domener ved triklin transpresjon (Tavarnelli et al., 2004) .

Kapittel 5 Regionale sammenligninger

Tidligere arbeider på Vannøya har vært basert på at Vannagruppens metasedimentære bergarter har vært sen-prekambriske og derfor har det vært antatt at deformasjonen har vært knyttet til den kaledonske fjellkjededannelsen (se kap. 1). Nye dateringer viser at Vannagruppen og den assosierte gabbrodiorittsillen er av paleoproterozoisk alder (se kap. 2). Dette innebærer at deformasjonen kan være eldre enn tidligere antatt og at Vanna mest trolig er en del av Vest Troms Gneisregion (VTGR). Dette baserer seg på likheter mellom de metasedimentære bergartene i Vannagruppen og andre metasuprakrustale bergarter i VTGR, f.eks. Astridalen- og Torsnesskjærsonene (Landmark, 1973; Nyheim et al., 1994; Zwaan, 1995; Pedersen, 1997) samt at det er eksempler på at også andre deler av VTGR er blitt deformert av store paleoproterozoiske skyvesystemer og skjærsoner (Armitage & Bergh, 2005). U-Pb dateringer har vist at det er en sterk indikator på at Vannøya er en del av VTGR (kap. 1.4). De mafiske gangene på Ringvassøya har en U-Pb datering av zirkonmineraler som gir en krystallisasjonsalder på 2403 ± 3 Ma og tilsvarende analyser av titanittmineraler viser en metamorf overprinting ved 1768 ± 4 Ma. Det er antatt at de mafiske gangene på Ringvassøya og på Vannøya tilhører det samme systemet, noe som innebærer at Vannagruppen har en avsetningsalder på ca 2.4 Ga (se kap. 1.4.3). Det er også interessant at dateringene viser en metamorf overprinting på Ringvassøya ved 1768 ± 4 Ma, noe som er helt i samsvar med dateringer av granittoide pegmatittganger i Mjelde-Skorelvvatn skjærsonen (MS) på Kvaløya. Disse gangene er antatt å være dannet samtidig med de senere deformasjonshendelsen i dette området (Corfu et al., 2003; Armitage & Bergh, 2005).

Sammenligning av deformasjonsmønsteret i andre suprakrustale provinser av antatt samme alder som Vannagruppen viser store likheter og mulige korrelasjoner. For eksempel Mjelde-Skorelvvatn skjærsonen som er karakterisert ved tre grupper deformasjonsstrukturer (D1-D3), der D1 deformasjonen genererte steil NNV-SSØ strykende mylonittisk foliasjon, D2 deformasjonen involverte makroskala opprett folding/antiform (NNV-SSØ foldeakse) og D3 deformasjonen involverte en NV-SØ rettet kompresjon som resulterte i at det ble dannet NNV-SSØ strykende skjærsoner langs flankene til D2 antiformen. Modellen for dannelsen av D1-D3 strukturer i Mjelde-Skorelvvatn er en progressiv og stegvis VSV-ØNØ strykende transpresjon ble utviklet over

en lengre tidsperiode skrått over en dyp NNV-SSØ strykende skjærsone representert ved Skorelvvatnformasjonen (Armitage & Bergh, 2005). Dersom denne modellen er riktig, så kan det gjøres en sammenligning med deformasjonen på Vannøya. Som vist i kap. 2.2 og 4.2, så er det på Vannøya en mengde lavvinklede NØ og SØ hellende skjærsoner i det tonalittiske underlaget nært kontakten til Vannagruppens metasedimentære bergarter. Det er mulig at disse har en sammenheng med den dypt NNV-SSØ strykende skjærsonene under Mjelde-Skorelvvatn skjærbelte, noe som underbygger eksistensen av et eldre stort skjærsystem i det tonalittiske underlaget til Vannagruppen.

En annen likhet mellom Mjelde-Skorelvvatn og Vannaøya er at begge involverer tykkhudet tektonikk der underlagene og de overliggende bergartene begge blir makroskala foldet, samt at begge viser en dominerende sinistral forskyvning. Dersom disse to områdene kan knyttes til samme dype forkastningssystem, så er det også rimelig å anta at det skjedde samtidig. Ved Mjelde-Skorelvvatn er siste fase av deformasjonen tidfestet til ca 1.7-1.8 Ga, noe som da vil innebære en Svekofennisk deformasjon, i samsvar den metamorfe overprintingen av mafiske ganger på Ringvassøya. Dette underbygger at deformasjonen på Vannøya er Svekofennisk. Derimot har de regionale foldene og de fleste skjærsonene på Vannøya en noe annen orientering enn andre større skjærsoner i VTGR, noe som kan skyldes dekoblingsmekanismene (se kap. 4.5.2). Det kan likevel ikke direkte gjøres en korrelasjon mellom evt. NNV-SSØ sinistral skjærbevegelse i de underliggende skjærsonene i tonalitten og deformasjonen (D1-D3) i feltområdet.

I den nordlige delen av Vanna er Skipsfjorddekket (se kap 1.4-1.5) antatt å være en allohton skjøvet over det tonalittiske underlaget fra NV (Opheim & Andresen, 1989). Orienteringen til Skipsfjorddekket er mer i samsvar med orienteringen til Vannagruppen i sør enn andre enheter i VTGR, og det er derfor mulig at disse to enhetene hører sammen. Begge de to enhetene består også av arkosiske og kvartsittiske metasedimentære bergarter, trolig derivert fra det tonalittiske underlaget, noe som indikerer en sammenheng (Binns et al., 1981; Johansen, 1987; Opheim & Andresen, 1989). Det er derfor mulig at de sedimentære bergartene var avsatt foran en svekofennisk regional skyvefront fra NV. Forskjellene i metamorfose kan være et resultat av lavere *strain* i de sørlige delene (Rice et al., 1990) (se Kap. 4).

Det kan oppsummeres at det er likhetstrekk mellom både deformasjonsmønster og deformasjonsaldre på Vannøya og VTGR. Deformasjonsmønstrene har en noe forskjellig orientering, noe som gjør at det ikke kan gjøres en direkte korrelasjon mellom hendelser andre steder i VTGR og på Vannøya. Dateringer av bergartene og en dominerende sinistral transpressiv deformasjon støtter likevel en korrelasjon, og det antas at Vannøya representerer den nordlige delen av VTGR. Ved sammenligninger med Mjelde-Skorelvvatn skjærsonen antas det at D1-D3 deformasjonen på Vannøya er av Svekofennisk alder.

Kapittel 6 Oppsummering og konklusjon

6.1 Oppsummering

Vannøya består av arkeiske (2885 ± 20 Ma) tonalittiske gneiser (Bergh et al., in prep.) med mafiske ganger datert til 2.4 Ga (Kullerud et al., 2006b). De mafiske gangene kutter aldri kontakten til de metasedimentære bergartene i Vannagruppen som ligger med avsetningskontakt på det tonalittiske underlaget. En intrusiv gabbrodioritt ligger som en *sill* i Vannagruppen og er datert til ca 2.2 Ga (Bergh et al., in prep.). Dette innebærer at metasedimentene må være avsatt mellom 2.2 og 2.4 Ga, noe som gjør at tidligere antagelser om kaledonsk deformasjon nå revurderes. Vannagruppen består av arkosiske sand- og siltsteiner (Tinnvatnformasjonen) og Bukkheiaformasjonen, som består av sand- og silt/leirsteiner i veksling. De sedimentære bergartene er antatt derivert fra det tonalittiske underlaget og på grunn av lav gards metamorfose er mange av de primære strukturene bevart. Det høye innholdet av feltspat indikerer at kildeområdet ligger nært avsetningsområdet og de primære strukturene og kornstørrelsen indikerer at avsetningsmiljøet er fluvialt dominert deltaiske og grunnmarine avsetninger. Det tonalittiske underlaget, Vannagruppen og den intrusive gabbrodiorittsillen er alle skråstilt og foldet i en antatt makrofold og i mindre kompetente enheter er det tidlig blitt dannet glideplan (*detachment*) som har utgjort svakhetssoner ved videre skjærdeformasjon. Deformasjonen virker dermed å være styrt av kompetanse til bergartene, der de minst kompetente har høyest grad av *strain*. Det er dokumentert tre grupper med deformasjonsstrukturer i feltområdet (D1-D3) som hver har karakteristisk opptreden med hensyn til orientering og geometri, samt i hvilke reologiske enheter de opptrer.

D1 deformasjonen resulterte i dannelsen av opprette F1 folder med assosiert akseplankløv (S1). De opptrer som konsentriske buklesfolder i kompetente enheter i Tinnvatnformasjonen, mens de er forkastningsrelaterte (Ss1) SØ-vergerende og har en asymmetrisk geometri i mindre kompetente enheter i Bukkheiaformasjonen. F1 foldene har likevel en konsekvent horisontal foldeakse som har NØ-SV trend i alle enhetene i Vannagruppen og er trolig dannet som en kombinasjon av buklesfolding og fleksurell slipp mellom lagplan ved NV-SØ rettet horisontal kompresjon, som også involverte det tonalittiske underlaget og den stratigrafisk overliggende

gabbrodiorittsillen. I mindre kompetente enheter ble det trolig dannet glideplan, som under videre deformasjon utgjorde svakhetssoner som ble reaktiverte.

D2 deformasjonen i Vannagruppen er kjennetegnet ved progressiv NØ-SV rettet sinistral transpresjon som resulterte i modifisering av F1 folder ved rotasjon mot steilere stupning og dannelse av mindre skjærfolder (F2) lokaliserte nært eller langs flankene til F1 folder. I mindre kompetente bergarter ble glideplanene videre omdannet noe som resulterte i kraftig deformasjon der primære strukturer helt eller delvis ble visket ut. I et heterogent system i gabbrodioritten resulterte D2 deformasjonen i lokaliserte steile NØ-SV strykende forkastninger (S1/S2) og skjærsoner (Ss1/Ss2) med dominerende sinistral forskyvning, men også dekstral noen steder. Flere steder i feltområdet danner Ss1/Ss2 skjærsonene *flower* strukturer og i de største skjærsonene antas det at relikter av xenolitter av sedimentære bergarter har utgjort svakhetssoner som har resultert i en lokalt kraftigere deformasjon.

D3 deformasjonen utgjøres av to forskjellig orienterte planstrukturer i gabbrodioritten; S3a/Ss3a (V-Ø strykende) og S3b/Ss3b (NV-SØ strykende). Disse planstrukturene viser både sinistral og dekstral forskyvning og er antatt å representere *Riedel* skjærstrukturer, dannet som en følge av sinistral transpresjon med *incremental* NNØ-SSV rettet kompresjon og relatert til en progressiv videreføring av D1 og D2 deformasjonen. De vekselvis sinistrale og dekstrale forskyvningene mellom D1-D3 planstrukturene og reaktiveringer av skjærsonene i gabbrodioritten resulterer i innbyrdes avbøyninger som danner et kryssende mønster i kartbildet, men den dominerende trenden er likevel sinistral. I Vannagruppen resulterte den progressive deformasjonen i småskala Ø-V stupende folder og assosiert akseplankløv (S3) som viser en karakteristisk kløvrefleksjon mellom kompetente og mindre kompetente lag i Vannagruppen.

6.2 Konklusjon

En foretrukket modell for dannelsen av D1-D3 deformasjonsstrukturer i de sørøstlige delene av Vanna er at de reologisk svært forskjellige bergartene ble dekket med hensyn til deformasjonsmønster. Det foreslås at initierende NV-SØ rettet skorpeforkortning mot horisontalt liggende bergarter førte til en triklin transpresjon med økende grad av sinistral forskyvning i avgrensede områder og der de mindre kompetente bergartene utgjorde svakhetssoner mellom de ulike områdene. Dette førte

til at det i den kompetente Tinnvatnformasjonen dominerer kompresjonsstrukturer, i mindre kompetente bergarter i Bukkheiaformasjonen dominerer skjærdeformasjon og i gabbrodioritten sinistral transpresjon.

Basert på likhetstrekk i deformasjonsmønster mellom Vanna og øyene i Vest Troms Gneisregion, samt nye korrelerende dateringer av bergartene kan det antas at deformasjonen på Vanna er av Svekofennisk alder (1.7-1.8 Ga).

Referanseliste

- Andresen, A., 1980. The age of the Precambrian basement in western Troms, Norway. 101(Part 4): 291-298.
- Armitage, P.E.B., 2005. Geological reconnaissance on Vanna, West Troms Basement Complex; Fieldwork database.
- Armitage, P.E.B. and Bergh, S.G., 2005. Structural development of the Mjelde-Skorelvvatn Zone on Kvaløya, Troms: a metasedimentary shear belt in the Precambrian West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of geology*(85): 117-132.
- Bergh, S.G., 2003. *Strukturgeologi og berggrunnskart. Kompendium*, Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet, Universitetet i Tromsø, 120 pp.
- Bergh, S.G., Braathen, A. and Andresen, A., 1997. Interaction of basement-involved and thin-skinned tectonism in the Tertiary fold-thrust belt of central Spitsbergen, Svalbard. *AAPG Bulletin*, 81(4): 637-661.
- Bergh, S.G. et al., in prep. Low-grade sedimentary rocks on Vanna, North Norway: a new correlative of the Paleoproterozoic (2.4-2.2 Ga) cover suites in northern Fennoscandia and Laurentia. *Norwegian Journal of geology*.
- Binns, R.E., Chroston, P.N. and Matthews, D.W., 1980. Low-grade sediments on Precambrian gneiss on Vanna, Troms, northern Norway. *Bulletin*: 61-70.
- Binns, R.E., Chroston, P.N. and Matthews, D.W., 1981. Low-grade sediments on Precambrian gneiss on Vanna, Troms, northern Norway. *Bulletin*: 61-70.
- Bjørlykke, B., 2001. *Sedimentologi og petroleumsgnologi*, 2. utgave, 1. opplag 2001. Gyldendal Norsk Forlag AS, 334 pp.
- Boulter, C.A., 1989. *Four dimensional analysis of geological maps: techniques of interpretation*. Wiley, Chichester, xxiii, 296 s. pp.
- Boyer, S.E. and Elliott, D., 1982. Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66: 1196-1230.
- Brekke, H., 2000. The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin with emphasis on the Vøring and Møre Basins. *Geological Society of London, Special Publications*(167): 327-378.
- Butler, R.W.H., Tavarnelli, E. and Grasso, M., 2006. Structural inheritance in mountain belts: An Alpine-Appennine perspective. *Journal of Structural Geology*, 28(11): 1893-1908.
- Corfu, F., P.E.B., A., Kullerud, K. and S.G., B., 2003. Preliminary U-Pb geochronology in the west Troms basement complex, north Norway; Archaean and Palaeoproterozoic events and younger overprints. *Bulletin*, 441: 61-72.

- Davis, G.H. and Reynolds, S.J., 1996. Structural geology of rocks and regions. John Wiley & Sons, Inc., 776 pp.
- Elliott, D.J., 1981. The strength of rocks in thrust sheets. *Eos*, 62(17), 397 pp.
- Fleuty, M.J., 1964. The description of folds. *Geological Association Proceedings*, 75: 461-492.
- Forslund, T., 1988. Post-kaledoniske forkastninger i Vest-Troms, med vekt på Straumbukta-Kvaløysletta forkastningen, Kvaløya. . Unpubl. Cand. Scientthesis Thesis, University of Tromsø, Tromsø, 169 pp.
- Fossen, H. and Gabrielsen, R.H., 2005. *Strukturgeologi*. Fagbokforlaget Vigmostad & Bjørke AS, 375 pp.
- Grogan, P. and Zwaan, K.B., 1997. Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Helgøy, M 1:250 000. In: N.g. undersøkelse (Editor).
- Gaal, G. and Gorbatshev, R., 1987. An Outline of the precambrian evolution of the baltic shield. *Precambrian Research*, 35: 15-52.
- Hatcher, R.D., 1995. *Structural geology; Principles, Concepts and Problems*. Second Edition. Prentice Hall, 525 pp.
- Holdsworth, R.E. et al., 2002. Domainal deformation patterns and strain partitioning during transpression: an example from the Southern Uplands terraine, Scotland. *Journal of the Geological Society, London*, 159: 401-415.
- Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9(2): 207-219.
- 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.
- Knudsen, S., in prep. Working title: Strukturgeologi og petrologi i paleoproterozoiske sedimentære og intrusive bergarter på Vanna, Troms.
- Kullerud, K., Corfu, F., S.G., B., Davidsen, B. and Ravna, E.K., 2006a. U-Pb constrains on the Archean and Early Proterozoic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway., Abstract, Nordic Geologic Winter Meeting, Oulo.
- Kullerud, K., Skjerlie, K.P., Corfu, F. and de la Rosa, J.D., 2006b. The 2.40 Ga Ringvassøy mafic dykes, West Troms Basement Complex, Norway: The concluding act of early Palaeoproterozoic continental breakup. *Precambrian Research*, 150(3-4): 183-200.
- Landmark, K., 1973. Beskrivelse til de geologiske kartene Tromsø og Målselv II. Kaledonske bergarter. *Tromsø museums skrifter* 15, 1-263.
- Lin, S., Jiang, D. and Williams, P.F., 1998. Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modelling *Geological Society, London, Special Publications*(135): 41-57.

- Lister, G.S. and Snoke, A.W., 1984. S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6: 617-638.
- Marshak, S. and Mitra, G., 1988. *Basic methods of structural geology, Part 1 : elementary techniques*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J., xvii, 446 s. pp.
- McClay, K.R., 1995. The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies
Geological Society, London, Special Publications(88): 97-118.
- Motuz, G., Motuz, V., Beliatsky, B. and Savva, E., 2001. Volcanic rocks of the Ringvassøya Greenstone Belt (North Norway): Implication for the Stratigraphy and Tectonic Setting. *Journal of Conference (Abstract). EUG XI(6(1))*: 578.
- Namson, J.J. and Davis, J.T., 1988. Structural transect of the western Transverse Ranges, California; implications for lithospheric kinematics and seismic risk evaluation. *Geology*, 16(8): 675-679.
- Nichols, G., 1999. *Sedimentology and stratigraphy*. Blackwell Science, London, X, 355 s. pp.
- Nyheim, H., Bergh, S.G., Krogh, E.J. and Zwaan, K.B., 1994. Torsnes-skjæersonen i det vestlige (nord-norske) gneisterreng, Kvaløya, Troms; evidenser for kompleks skorpeforkortning og orogen-parallell oblik strike-slip., *Nordic Geological Winter Meeting, Luleå*, pp. 149.
- Olesen, O. et al., 1997. Basement structure of the continental margin in the Lofoten_Lopphavet area, northern Norway: constraints from potential data, on-land structural mapping and paleomagnetic data. *Norsk geologisk tidsskrift*, 77: 15-30.
- Opheim, J.A. and Andresen, A., 1989. Basement-cover relationships on northern Vanna, Troms, Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 69(2): 67-81.
- Park, R.G., 1997. *Foundations of Structural Geology*. Chapman & Hall, 202 pp.
- Pedersen, B.R.S., 1997. Strukturell analyse av en prekambrisk, duktilt deformert metasuprakrustalsone (Astridal-skjæersonen?) på NØ-Senja, Troms, University of Tromsø, Tromsø, 166 pp.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1987. *Modern structural geology, 2: Folds and Fractures*. Academic Press Limited, 309-700 pp.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I. and Lisle, R.J., 1983. *The techniques of modern structural geology*. Academic Press, London, 3 b. pp.
- Ramsay, J.G. and Lisle, R.J., 2000. Applications of continuum mechanics in structural geology. *Modern structural geology*, 3, 702-1061 pp.
- Rice, A.H.N., Andresen, A. and Opheim, J.A., 1990. A discussion; Basement-cover relationships on northern Vanna, Troms, Norway; reply. *Norsk geologisk tidsskrift*, 70(3): 179-186.

- Roberts, D., 1974. Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Hammerfest. 1:250 000. Norges geologiske undersøkelse.
- Royse, F.J., 1993. An overview of the geologic structure of the thrust belt in Wyoming, northern Utah, and eastern Idaho. *Geology of Wyoming: Geological Survey Wyoming Memoir*(5): 272-311.
- Sibson, R.H., 1977. Fault Rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society, London*(133): 191-213.
- Streckeisen, A.L., 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geologische Rundschau*(63): 773-786.
- Stringer, P. and Treagus, J.E., 1980. Non-axial planar S1 cleavage in the Hawick Rocks of the Galloway area, Southern Uplands, Scotland. *Journal of Structural Geology*(2): 317-331.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *The American Journal of Science*, 283(7): 684-721.
- Suppe, J. and Medwedeff, D.A., 1984. Fault-propagation folding. Abstracts with programs - Geological Society of America, 16(6): 670.
- Tavarnelli, E., Holdsworth, R.E., Clegg, P., Jones, R.R. and McCaffrey, K.J.W., 2004. The anatomy and evolution of a transpressional imbricate zone, Southern Uplands, Scotland. *Journal of Structural Geology*, 26(8): 1341-1360.
- Twiss, R.J. and Moores, E.M., 1992. *Structural Geology*. W.H. Freeman and Company.
- Winter, J.D., 2001. *Igneous and metamorphic petrology*. Prentice-Hall Inc., 697 pp.
- Woodcock, N.H. and Schubert, C., 1994. *Continental Deformation*. Pergamon Press, 251-263 pp.
- Yardley, B.W.D., MacKenzie, W.S. and Guilford, C., 1990. *Atlas of metamorphic rocks and their textures*. Longman Scientific & Technical, 120 pp.
- Zwaan, K.B., 1995. Geology of the Precambrian 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. and Grogan, P.W., 1998. Beskrivelse til geologiske kart over Norge 1:250 000, TROMSØ, Norges geologiske undersøkelse.
- Zwaan, K.B.D. and 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.