

UiT

NORGES
ARKTISKE
UNIVERSITET

Fakultet for naturvitenskap og teknologi

Institutt for geovitenskap

Geometrisk og kinematisk analyse av paleoproterozoiske duktile skjærsoner i Skipsfjorddekkets undre del, Vanna, Vest-Troms gneisregionen, og relasjon til metasedimentære bergarter i Vannagruppen

Ida Ulvik Rønningen

Masteroppgave i geologi, GEO-3900, - Mai 2019



Forord

Først og fremst vil jeg takke veileder Steffen Bergh for all hjelp og tilbakemelding under masterarbeidet. Læringskurven har gått oppover, og forståelsen for strukturgeologi har bare blitt bedre, takket være deg. Jeg vil også takke Hanne-Kristin Paulsen for god veiledning og diskusjon, samt at du tok deg turen ut til feltområdet. Tusen takk for at du har tatt deg tid til å hjelpe i en så travel hverdag som du selv har!

Takk til personalet på laben som har vært behjelpelige med preparering av tynnslip og instruksjoner i tynnslipsanalyser.

Tusen takk til Statens vegvesen som har gitt meg den fleksibiliteten og tiden jeg har trengt i starten av jobbkarrieren, slik at jeg har fått fullført masterprosjektet mitt på beste mulige måte. Setter også veldig stor pris på at jeg har blitt så godt mottatt av trivelige kolleger.

Jeg vil også takke Sonja og mamma, for gode tilbakemeldinger etter mange timers arbeid med korrekturlesing. Uten dere ville ikke oppgaven sett ut slik den gjør i dag!

Tusen takk til alle venner og kjente, som har gitt meg god støtte underveis. En ekstra stor takk til Siri, som har vært til stor hjelp både faglig og som hobbypsykolog i utallige timer på brakka og i felt.

Alle jentene på brakka; Birgitta, Sofie, Kristine, Tonje (og Egil), dere har vært helt fantastiske mennesker å ha rundt meg. Jeg kommer til å savne de alt for lange lunsjene, og alt det sosiale både på og utenfor skolen.

Nå venter et spennende arbeidsliv på Lillehammer, takk for meg, Tromsø!

Ida Ulvik Rønningen,

Lillehammer, mai 2019

Sammendrag

Vannas geologi er unik, og strukturer av komplekse folde- og skyvebelter med antatt sensvekofennisk alder karakteriserer deformasjoner av neoarkeiske tonalittiske gneisbergarter (2,9-2,4 Ga), paleoproterozoiske metasedimentære og intrusive bergarter på øya, helt nord i Vest- Troms gneisregionen.

Hovedhensikten med dette arbeidet har vært kartlegging og strukturell analyse av antatte metasedimentære bergarter, med fokus på geometriske og kinematiske analyser av duktile skjærsoner i Skipsfjorddekkets undre del, på Vanna i Troms. Arbeidet har påvist en ca. 900 meter tykk sekvens med steiltstående antatte metasedimentære bergarter, kartlagt i nordøstlige deler av Vanna, mellom Svartbergan og Laukvika. Sekvensen ligger med tektoniske kontakter over et neoarkeisk tonalittisk gneisunderlag, og under Skipsfjorddekkets bergarter.

Det tonalittiske gneisunderlaget ligger med en orientering N-S og et fall mot vest, mens de overliggende bergartene har en orientering NØ-SV, hhv. med fall mot NV. Det som skiller den metasedimentære enheten fra Skipsfjorddekket, er fallvinkelen. De antatte metasedimentære bergartene inneholder strukturgeologiske orienteringsdata som strekningslineasjoner (L1) og krenulasjonslineasjoner (L2), foliasjonsparallele folder (F1-folder), og folder med akseplan nesten vinkelrett på hovedfoliasjonen (F2-folder).

To tektoniske modeller er foreslått. Modell 1 har tolket den metasedimentære enheten til å være en separat allokton enhet og/eller en undre del av Skipsfjorddekket. Den baserer seg på imbrikerte skyvesystemer, og er en såkalt «*in sequence*» forkastning. Modell 2 baserer seg på en paraautokton enhet som kan korreleres med Vannagruppen. Reaktiverte/inverterte normalforkastninger har ført til en subvertikal posisjon til de sedimentære enhetene, og Skipsfjorddekket har kommet over som en lavvinklet «*out of sequence*» skyveforkastning.

Lokalt har det forekommet to tektoniske hendelser i feltområdet. Innskyving fra NV mot SØ av Skipsfjorddekket dannet opprette makrofolder (F1) med vergens mot SØ (D1- hendelse). Deretter har F2-folder blitt dannet i mesoskopisk skala, med en NNV-SSØ- orientert skorpekompresjon, som har ført til folding av strekningslineasjoner (L1) (D2-hendelse). De lokale tektoniske hendelsene samsvarer godt med den regionale D3-hendelsen i Vest-Troms gneisregionen, som innebærer orogenparallel skjærbevegelse og kompresjon.

Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon	1
1.1	Geologisk ramme.....	2
1.2	Formålet med oppgaven	3
1.3	Metoder.....	4
2	Regionalgeologi	6
2.1	Fennoskandias geologi	7
2.1.1	Rifhendelser på det fennoskandiske skjoldet	8
2.1.2	Lappland- Kola og den svekofenniske orogenesis.....	9
2.2	Vest-Troms gneisregionen.....	10
2.2.1	Neoarkeiske gneiser	12
2.2.2	Paleoproterozoiske suprakrustale bergarter	13
2.2.3	Tidlig paleoproterozoiske mafiske gangsvermer	14
2.2.4	Paleoproterozoiske granittiske og mafiske plutoner	14
2.2.5	Tektoniske hendelser.....	15
2.3	Kaledonidene	18
2.4	Vannas geologi	19
2.4.1	Vannagruppen	21
2.4.2	Skipsfjorddekket.....	24
2.5	Tidligere studier fra Vanna.....	28
2.6	Beskrivelse av studieområdet	34
3	Resultater.....	34
3.1	Petrografi og grenseforhold	37
3.1.1	Tonalitter og tonalittiske gneiser.....	37
3.1.2	Metasedimentære bergarter (?)......	43

3.1.3	Skipsfjorddekket.....	48
3.2	Strukturgeologiske beskrivelser	51
3.2.1	Strukturer i tonalitt og tonalittisk gneisunderlag.....	54
3.2.2	Metasedimentære bergarter (?).....	57
3.2.3	Skipsfjorddekket.....	62
4	Diskusjon.....	67
4.1	Diskusjon av petrografi og bergartens opprinnelse	67
4.1.1	Tonalitt og tonalittisk gneis.....	67
4.1.2	Metasedimentære bergarter (?).....	69
4.1.3	Skipsfjorddekket.....	71
4.2	Diskusjon av strukturer.....	73
4.2.1	Diskusjon av strukturer i tonalitter og tonalittiske gneiser	74
4.2.2	Diskusjon av strukturer i metasedimentære bergarter (?)	75
4.2.3	Diskusjon av strukturer i Skipsfjorddekket.....	79
4.3	Diskusjon av kontaktforholdene mellom bergartsgruppene	81
4.4	Diskusjon av alder og relativ strukturell kronologi	83
4.5	Strukturgeologiske modeller.....	85
4.6	Regionale sammenligninger og implikasjoner	91
5	Konklusjon	95
	Referanseliste	98

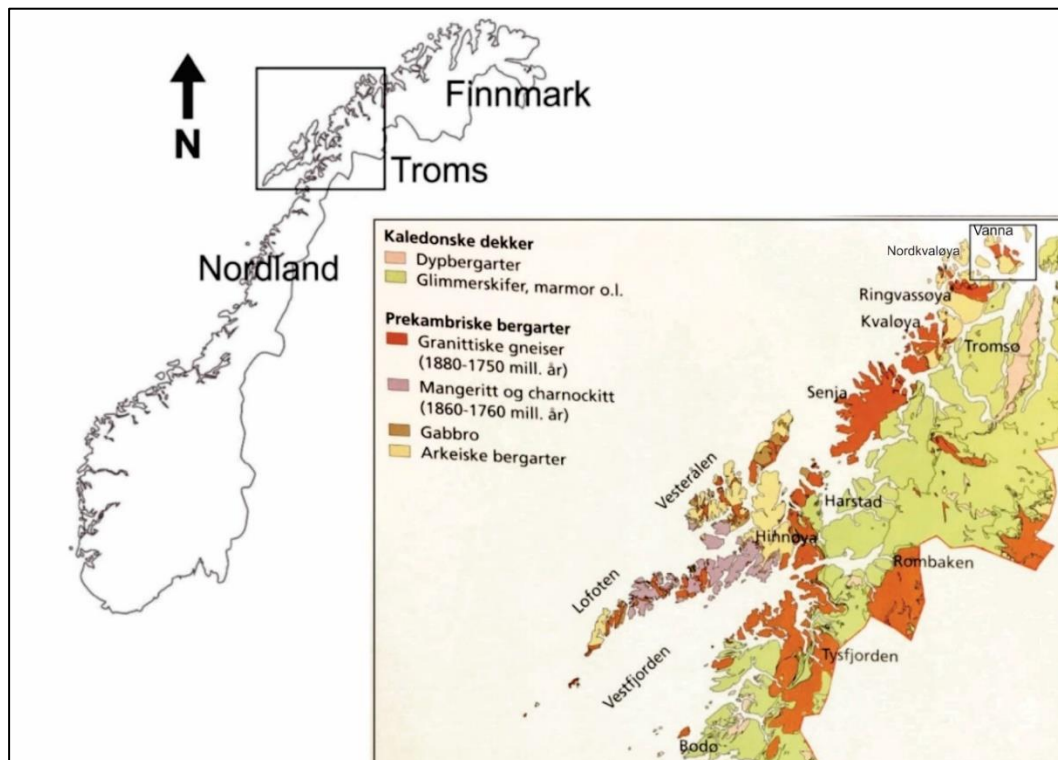
1 Introduksjon

Vannas geologi ble introdusert for det geologiske miljøet av Binns et al. (1980), og er senere kartlagt av NGU (Zwaan et al., 1998) (figur 1). Øya ligger nordøst i Vest-Troms gneisregionen (figur 8), og består av en kompleks geologi med både sedimentære, metamorfe og magmatiske bergarter. De eldste bergartene på øya er datert til en alder på 2885 ± 20 millioner år (Bergh et al., 2007), mens yngre, paleoproterozoiske intrusive og metasedimentære bergarter tilhørende Vannagruppen (2,4-2,2 Ga), og det alloktone Skipsfjorddekket (Opheim & Andresen, 1989), ligger over de neoarkeiske bergartene. Vannas geologi er varierende, med godt bevarte prekambriske bergarter og strukturer, samt unike sedimentære bergarter. Dette gjør området ideelt for studier av både prekambrisk tektonikk og sedimentologi. Flere modeller er lansert for å finne sammenhengen mellom Vannagruppen og Skipsfjorddekket, blant annet at de sedimentære bergartene er kaledonske, og at Skipsfjorddekket er et mulig kaledonsk skyvedekke. I tillegg viser bergartene likhetstrekk med neoproterozoiske enheter både i Kalak dekkekomplekset, i Øst-Finnmark, og Lyngsdekket i Troms (Rice, 1990). Flere masterprosjekter har også funnet sted på Vanna (Johannessen, 2012; Knudsen, 2007; Monsen, 2014; Pettersen, 2007).



Figur 1. Berggrunnsgeologisk kart over Vanna. Svart firkant viser studieområdet. Hentet fra: (Zwaan et al., 1998).

Vest-Troms grunnfjellkomplekset er velegnet for studier av neoarkeiske og paleoproterozoiske grunnfjellsbergarter. I tillegg er blotningsgraden god, og komplekset er nesten upåvirket av den kaledonske fjellkjededannelsen (figur 2). Dette er i kontrast til de prekambriske grunnfjellsbergartene i Sør-Norge, hvor overtrykk fra den kaledonske fjellkjededannelsen er mye større, slik at primære strukturer og stratigrafiske relasjoner er vanskelige å fastslå (Olesen et al., 1997).



Figur 2. Geologisk oversiktskart over Troms med plasseringen til Vanna, helt nord. Til venstre Norge med lokaliseringen til det geologiske kartet. Hentet og modifisert fra: (Ramberg et al., 2007).

1.1 Geologisk ramme

Dette masterprosjektet inngår i prosjektet «Tektono-magmatisk utvikling av arkeiske og paleoproterozoiske vulkanske og sedimentære bergarter i Vest-Troms gneisregionen og relaterte provinser i Nord-Norge». Målet for prosjektet er å skaffe kunnskap om den geologiske oppbygningen i regionen, tektono-magmatisk og metamorf utvikling, mineraliseringer og relasjon til det fennoskandiske skjoldet.

Flere studier i Vest-Troms gneisregionen, som også tar for seg berggrunnsgeologien på Vanna, er allerede gjort (Corfu et al. 2003; Armitage & Bergh et al. 2007, 2010, 2012, 2014, 2015; Myhre et al. 2011, 2013). De tidligere studiene på selve Vanna (Binns et al., 1981; Johansen, 1987; Rice, 1990) har imidlertid fokusert på andre deler av øya, så feltområdet i denne oppgaven (figur 1) er ikke kartlagt i detalj tidligere.

1.2 Formålet med oppgaven

Masteroppgaven har som formål å kartlegge og strukturelt analysere et utvalgt område nordøst på Vanna, nærmere bestemt mellom Laukvika og Svartbergan, og opp til Svartvasstinden (figur 3). Resultatet fra feltarbeidet skal også prøves og settes i en regional sammenheng, og spesielt relasjoner med andre lokaliteter på Vanna. Ved bruk av feltarbeid og karttjenester skal denne oppgaven prøve å gi svar på den geologiske utviklingen i området.

Under Skipsfjorddekket, i nordøstlige deler av Vanna, har nylige undersøkelser og kartlegging utredet en ca. 900 m tykk sekvens av kvarts-feltspatiske metasandsteiner og siltsteiner. Disse bergartene ligner på bergartene fra Vannagruppen lenger sør. Området har tidligere vært tolket til å bestå av tonalittiske gneiser, noe som er et sentralt tema i denne masteroppgaven.



Figur 3. Topografisk kart over feltområdet. Hentet fra: (Geonorge, 2010).

Hovedformålet med oppgaven er å kartlegge antatte steiltstående metasedimentære bergarter ved Laukvika opp mot kontakten til Skipsfjorddekket, samt beskrive og analysere folder og duktile skjærsoner både i kontaktsonen, det neoarkeiske gneisunderlaget, og overliggende, paleoproterozoiske sedimentære og intrusive bergarter. Ut fra dette har formålet vært å tolke bevegelsesmønstre til duktile skjærsoner i større detalj, og sammenligne dette med regional svekofennisk deformasjon i Vest-Troms gneisregionen (jfr. Bergh et al., 2010). Det har også

vært viktig å finne sammenhengen mellom det eldste grunnfjellet og den antatte metasedimentære lagpakken over, og dens relasjon til Skipsfjorddekket.

Oppgaven innebærer også å finne ut, ved bruk av geometriske og kinematiske indikatorer, samt visuelle observasjoner, hva som har skjedd tektonisk og strukturgeologisk i området. Et viktig spørsmål er om bergartene direkte under Skipsfjorddekket er metasedimentære bergarter eller mylonittiserte tonalittiske gneiser (jfr. Opheim & Andresen, 1989). Et annet spørsmål er å finne ut hvorfor de antatte metasedimentære bergartene har steilere orientering enn bergarter i Skipsfjorddekket, hvorfor de ligger der de gjør, og om man kan finne noen likhetstrekk med andre områder på Vanna eller i Vest-Troms gneisregionen.

Det skal også kartlegges assosiasjoner av bergarter (tonalitt/gneis, granitt/gneis, sedimentære bergarter og mylonitter) og metamorfoseforhold, samt innhente kinematiske data fra duktile skjærsoner. Videre skal dataene fra feltområdet sammenlignes med tidligere data fra Vanngruppen og Vest-Troms gneisregionen.

1.3 Metoder

I dette kapitlet presenteres metodene som ble brukt for å samle inn data til analyse, og ulike programvarer brukt for dataene, og for presentasjon i oppgaven. Analyse og beskrivelse av resultater baserer seg først og fremst på direkte observasjoner og innsamlet data fra feltarbeid.

Feltarbeidet ble utført i en tidsperiode på 2 uker i august, samt flere dagsturer i høstsemesteret frem til oktober 2018. Feltarbeidet ble gjort i samarbeid med Siri Karlsen, og resultatene fra denne masteroppgaven er de samme som hun bruker i sitt masterprosjekt.

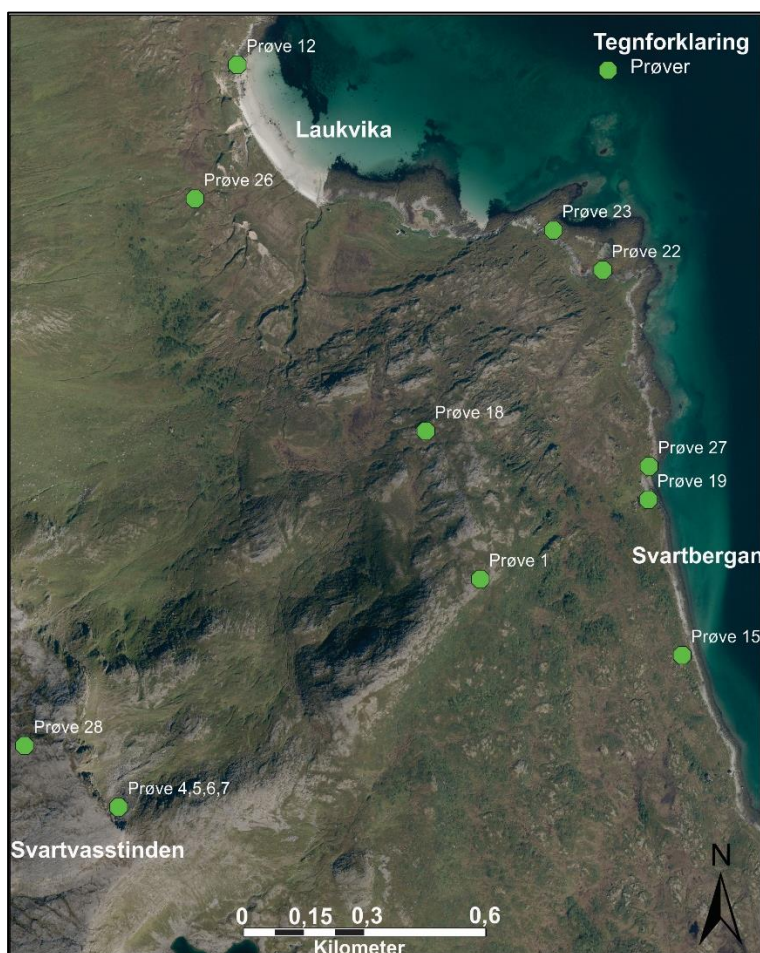
Et kompass fra Silva med en libelle ble brukt for å måle strukturelle orienteringsdata. Planstrukturer (foliasjon, akseplan) ble målt ved bruk av høyrehåndsregelen (strøk og fall), mens linjestrukturer (strekninglineasjon/minerallineasjon, krenulasjonslineasjon og foldeakse) ble målt med strøk og stupning. Kart fra norgebilder.no ble brukt for å orientere seg i felt. GPS ble brukt for å finne eksakte koordinater der det ble foretatt strukturelle målinger, slik at orienteringsdataene kunne lagres digitalt på datamaskin etter at feltarbeidet var gjennomført. Annet feltutstyr som ble brukt inkluderte geologhammer, saltsyre, samt penn og papir. Kamera ble også brukt for dokumentasjon av observasjoner.

Dataene til analyse ble ført inn i programmet «ESRI ArcMap 10.5», samt ortofoto som bakgrunnskart gjennom en wms-server fra geonorge.no, i koordinatsystemet WGS 1984

UTM-sone 34. DEM-filer fra «ArcGis online» ble også disponert for å få ut riktige terrengprofiler fra feltområdet.

For å analysere orienteringsdata ble dataene plottet inn i Schmidt stereonett i nedre hemisfære i programmet «Orient 3.7.1». «CorelDraw 2017» ble brukt for redigering av bilder og figurer, samt til å tegne kartprofiler.

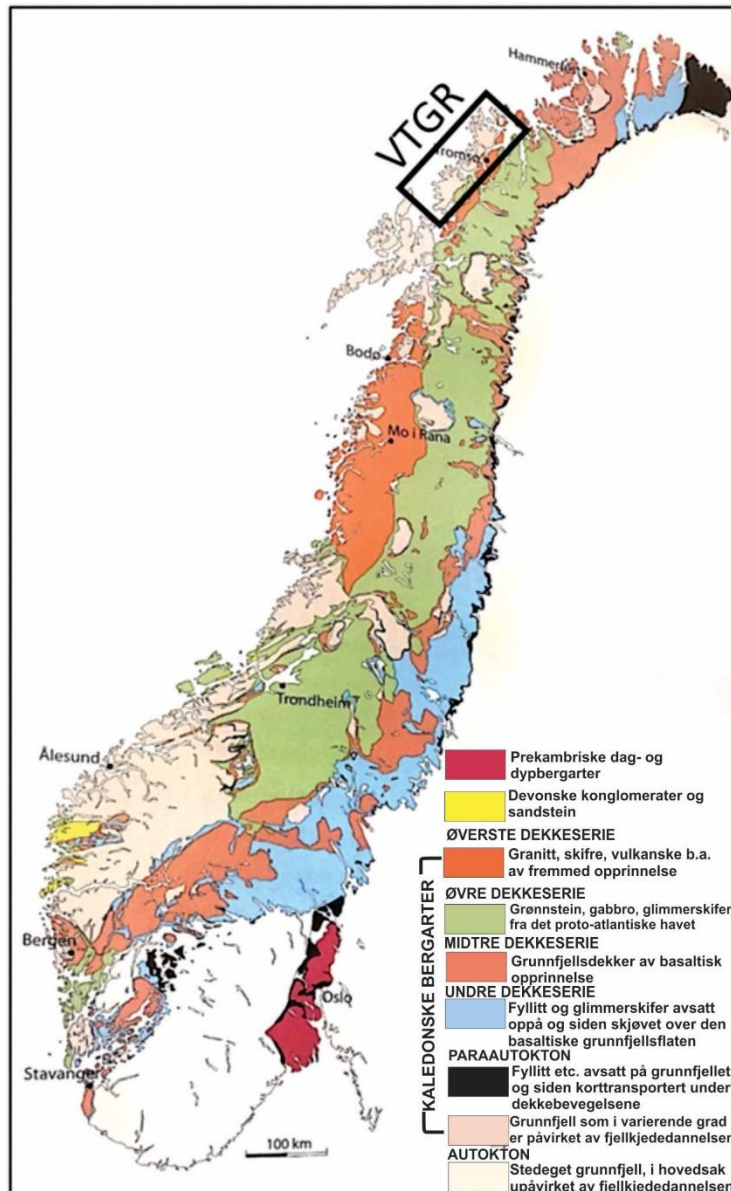
21 bergartsprøver ble samlet inn i felt, og det er laget tynnslip av flere av disse. Da mange av tynnslipene lignet både strukturelt og petrografisk er kun et utvalg av tynnslipene brukt i denne masteroppgaven. Figur 4 viser et oversiktskart over lokalitetene til tynnslipene som blir beskrevet i denne oppgaven. Tynnslipene er brukt for bergartsklassifisering og for å påvise og dokumentere mikrostrukturelle strukturer. Arbeidet ble utført med mikroskop av typen Leica DMLP, og tynnslipsbilder er tatt med Leica camera (DCF 450). Programvaren brukt til dette er «Leica's LAS v4.12».



Figur 4. Ortofoto av feltområdet som viser prøvelokalitetenes plassering.

2 Regionalgeologi

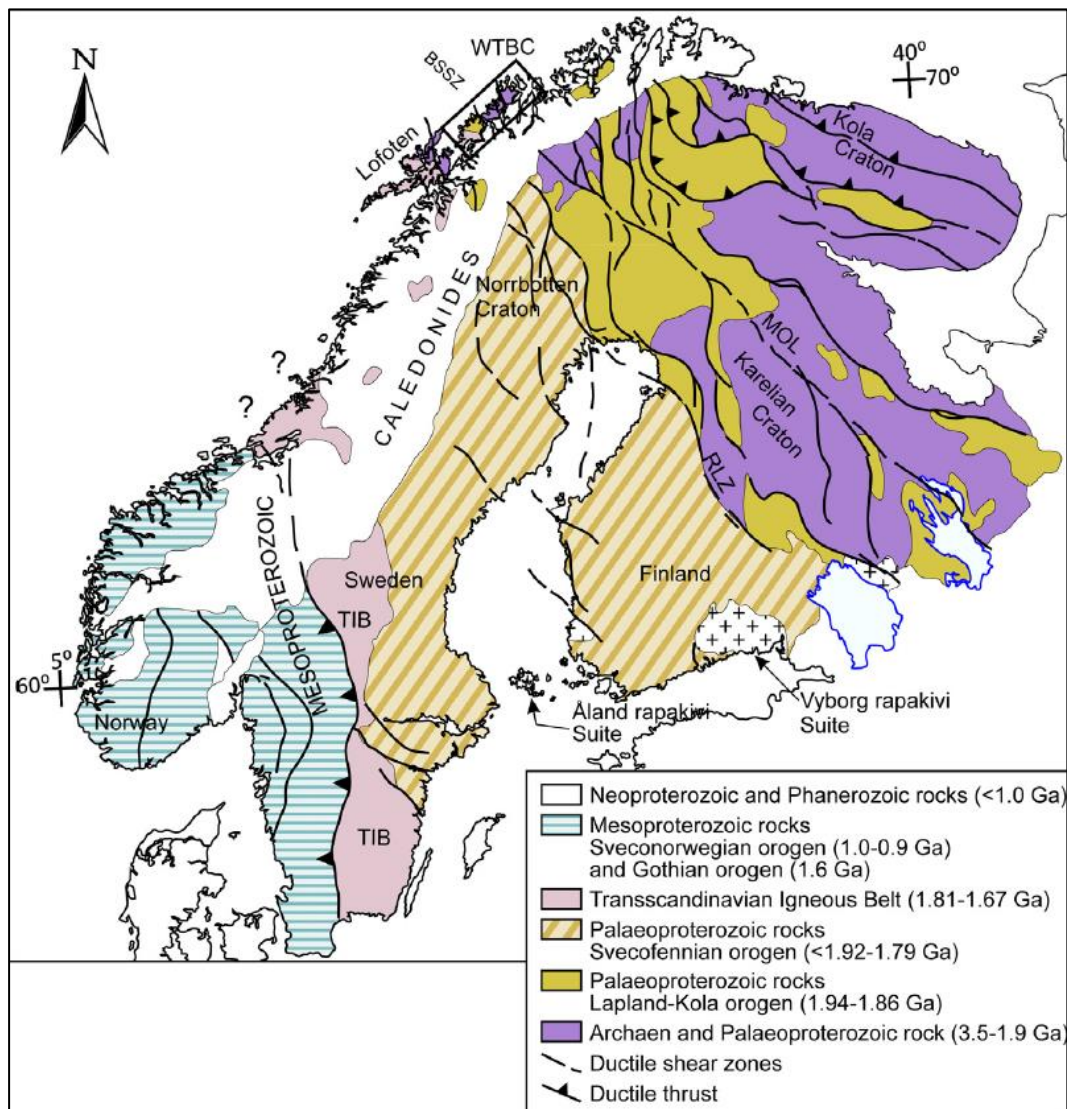
Geologien i Nord-Norge består av prekambriske bergarter tektonisk overleiret av alloktone kaledonske bergarter (figur 5). I dette kapitlet vil den prekambriske geologien i Fennoskandia og i Vest-Troms bli beskrevet, med vekt på Vannas geologi, etterfulgt av en kort omtale av den kaledonske fjellkjedens dekkeoppbygning i Troms, da dette har hatt betydning for masteroppgaven.



Figur 5. Geologisk forenklet berggrunnskart over Norge som viser fordelingen mellom prekambriske bergarter og kaledonske bergarter. VTGR= Vest-Troms gneisregionen, og er markert med svart firkant. Modifisert fra (Ramberg et al., 2007).

2.1 Fennoskandias geologi

Det fennoskandiske skjoldområdet omfatter de prekambriske bergartene på den skandinaviske halvøy, Kolahalvøya, den russiske Karelen, Finland og Danmark (Gorbatshev & Bogdanova, 1993) (figur 6). Det fennoskandiske skjoldet er dominert av arkeiske bergarter med overliggende paleoproterozoiske og neoproterozoiske enheter (Hölttä et al., 2008), og hvor de eldste, arkeiske enhetene dominerer i øst, på Kolahalvøya. Paleoproterozoiske bergarter er vanligst i sentrale deler, mens mesoproterozoiske og neoproterozoiske bergarter dominerer i sørvest (Lahtinen et al., 2008). Denne aldersfordelingen av bergarter skyldes at arkeiske mikrokontinenter smeltet sammen i nordøst, og en sammenvoksing av øybuer skjedde mot sørvest (Åhäll & Connelly, 2008).



Figur 6. Geologisk kart over det fennoskandiske skjold. Hentet fra: (Bergh et al., 2015).

Det baltiske skjoldet er delt inn i tre hoveddomener: det arkeiske domenet i nordøst, det svekofenniske domenet sentralt og det sørvestlige skandinaviske domenet (Nironen, 1997).

Den sørvestlige delen av det baltiske skjold ble påvirket av den svekonorvegiske orogenesen (1,25-0,9 Ga) og kaledonidene for 600-400 millioner år siden (Gaál & Gorbatshev, 1987).

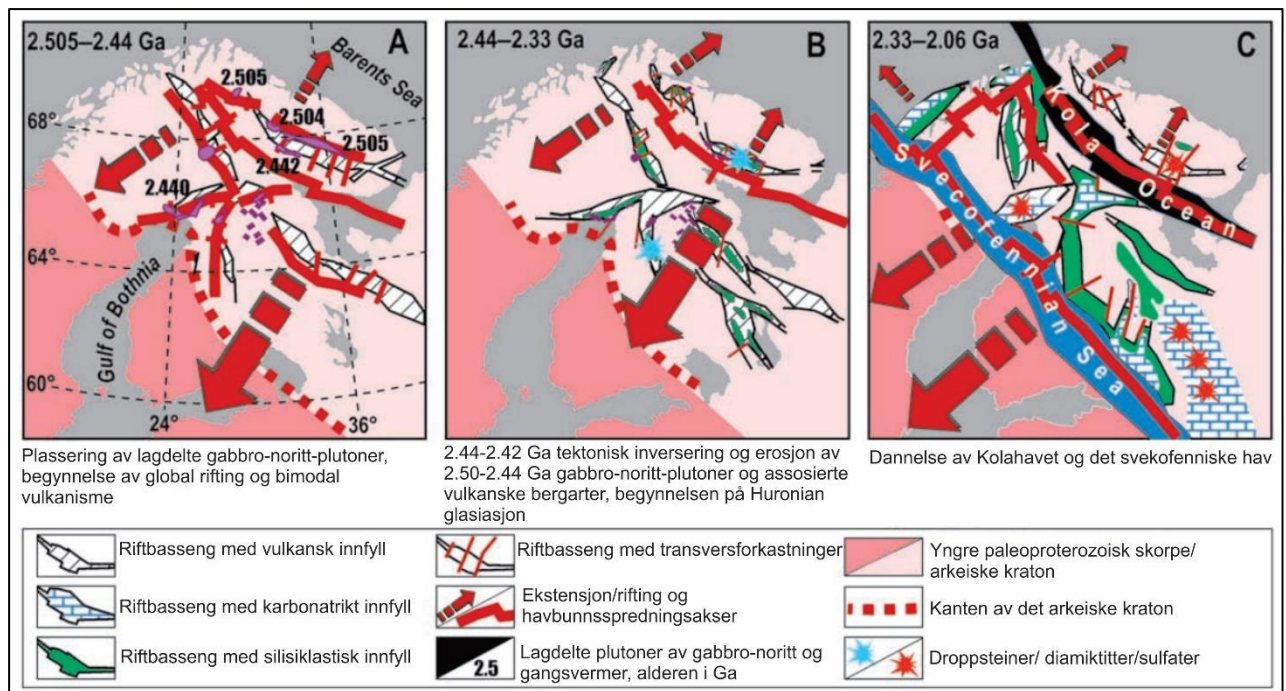
De eldste bergartene på det fennoskandiske skjoldet er arkeiske (> 3,0 Ga) og opptrer på Kolahalvøya (Koistinen et al., 2001). Ekspandering av jordskorpa på denne tiden dannet et forhistorisk arkeisk kjernekompleks som etter hvert utgjorde kjernen i et urgammelt skorpefragment (Åhäll & Connelly, 2008). Flere tektoniske hendelser i arkeikum er kjent, som medførte dannelsen av TTG-gneiser (tonalitt-trondhemitt-granodioritt-gneiser) og suprakrustale bergarter. Prosessene i arkeikum skjedde hovedsakelig gjennom flere regionale perioder med tektoniske (den Lopiske orogenesen) og magmatiske hendelser (Gaál & Gorbatshev, 1987).

I paleoproterozoisk tid (2,5-1,9 Ga) skjedde flere tektoniske prosesser som involverte rifting, åpning og lukking av hav og øybuebassenger, som kulminerte med skorpekollisjon (Bergh et al., 2015). Eksempler på slike hendelser er Lappland-Kola-orogenesen (1,92-1,79 Ga), den svekofenniske orogenesen (1,94-1,86 Ga) og den gotiske orogenesen (1,6 Ga) (Gaál & Gorbatshev, 1987; Lahtinen et al., 2008). Den svekofenniske orogenesen påvirket store deler av det fennoskandiske skjoldområdet, inkludert Vest-Troms (se kapittel 2.2).

De geologiske enhetene på det fennoskandiske skjold (figur 6) har en dominerende NV-SØ-strøkkretning som sammenfaller både med arkeiske og paleoproterozoiske tektono-magmatiske strukturer (folder, skjærsoner, intrusiver osv.) (Kärki et al., 1993). De strekker seg fra Kolahalvøya gjennom Finland og Sverige og frem til det botniske bassenget i sentrale deler av Skandinavia (Bergh et al., 2014).

2.1.1 Rifthendelser på det fennoskandiske skjoldet

Den paleoproterozoiske riftingen av det fennoskandiske skjoldet startet for 2,505-2,1 Ga. Begynnende rifting i nordøstlige deler av Fennoskandia spredte seg for omtrent 2,505-2,44 Ga. Dette var relatert til magmatisme som dannet lagdelte intrusjoner og gangsvermer av gabbro-noritt. Sedimentasjon forekom i lakustrine basseng. Pga. store manteldomer ble Fennoskandia løftet opp som følge av varm jordskorpe. For 2,44 milliarder år siden fortsatte riftingen, etterfulgt av en ny rifthendelse for 2,33-2,06 Ga. Figur 7 oppsummerer riftingen av Fennoskandia, med dannelse av Kolahavet og det svekofenniske hav. Lappland- Kola orogenesen (1,94-1,86 Ga) var hovedsakelig den fjellkjeden som ble dannet under paleoproterozoisk kollisjon, sammensatt med den svekofenniske orogenesen (1,92-1,79 Ga) som består av en collage av flere kollisjonshendelser (Lahtinen et al., 2008).



Figur 7. Riftrelatert paleotektonisk og paleografisk dannelse av det fennoskandiske skjold under tidlig paleoproterozoikum. Modifisert fra (Lahtinen et al., 2008).

2.1.2 Lapland- Kola og den svekofenniske orogenesisen

De tektoniske hendelsene som førte til lukning av Kolahavet og skorpekollisjon i paleoproterozoikum omfattet to hovedorogenesiser, hhv. Lapland-Kola-orogenesisen (1,94-1,86 Ga) og den svekofenniske orogenesisen (1,92-1,86 Ga) (Lahtinen et al., 2008). Deformasjonen som fulgte med disse orogenesisene førte i en regional sammenheng til NØ-orienterte skyveforkastninger, opprette makrofolder med en aksetrase NV-SØ, og steile skjærsoner med en ren sidelengs bevegelse (Armitage & Bergh, 2005).

Lapland- Kola orogenesisen er lokalisert mellom Murmansk og det Karelske kraton, i nordøstlige deler av det fennoskandiske skjoldet (figur 6). Geologiske, geokjemiske og geofysiske observasjoner viser at Lapland-Kola orogenesisen er del av et paleoproterozoisk kollisjonsbelte bestående av både arkeiske terreng, og er en viktig komponent av paleoproterozoisk skorpe (Daly et al., 2006).

Under Lapland-Kola-orogenesisen (1,94-1,86 Ga) ble det kun i begrensede mengder dannet ny skorpe. Denne fjellkjededannelsen er den orogene roten til et belte bestående av omdannet arkeisk skorpe, med kun en liten mengde av ungt skorpemateriale (Lahtinen et al., 2008).

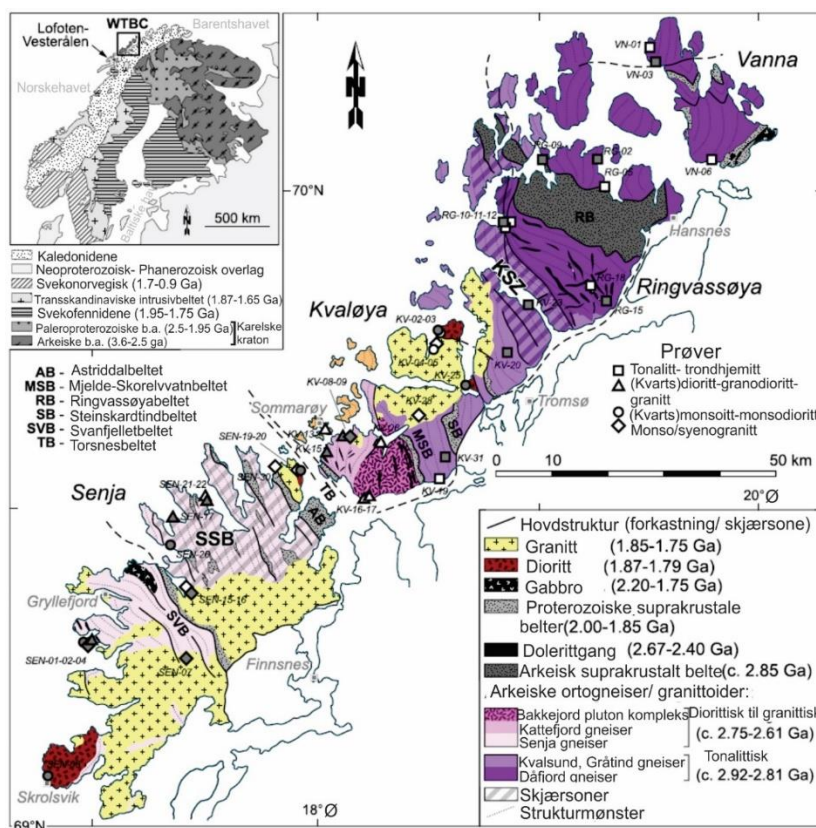
Den svekofenniske orogenesisen er modellert av et pre-svekofennisk hav (19,95 Ga) og en progressiv sammenvoksing av to øybuekomplekser tilhørende det arkeiske kraton mellom 1,91-1,87 Ga (Nironen, 1997). Den svekofenniske orogenesisen dannet et stort volum av

paleoproterozoisk skorpe, som dekket mer enn 1 million km². Denne skorpen strekker seg sørover helt ned til Tornquistsonen i Polen (Lahtinen et al., 2008).

Den svekofenniske orogenese kan bli omtalt som en stor enhet, eller som en collage av flere enheter. Sentrale deler av det fennoskandiske skjold består av det svekofenniske domenet og det karelske kraton, med paleoproterozoiske alloktoner og et autoktont dekke liggende over. Det svekofenniske domenet består av suprakrustale og plutonske bergarter, hvor de felsiske magmatiske bergartene er utvunnet fra enten en ung øybue eller eldre moden skorpe med 2,0-2,1 Ga separasjonsalder av mantelen (Lahtinen et al., 2002). En mer lokal beskrivelse av den svekofenniske orogenesen vil bli gitt i kapittel 2.2.5.

2.2 Vest-Troms gneisregionen

Vest-Troms gneisregionen (figur 8) er en grunnfjellsprovins som strekker seg nesten 200 km fra Senja i sør til Vanna i nord (Bergh et al., 2007; Bergh et al., 2010; Myhre et al., 2013; Olesen et al., 1997; Zwaan, 1995). Vest-Troms gneisregionen er adskilt fra kaledonidene i sørøst med en kombinasjon av en basal lavvinklet skyvforkastning og et system av flere postkaledoniske normalforkastninger (Bergh et al., 2010).

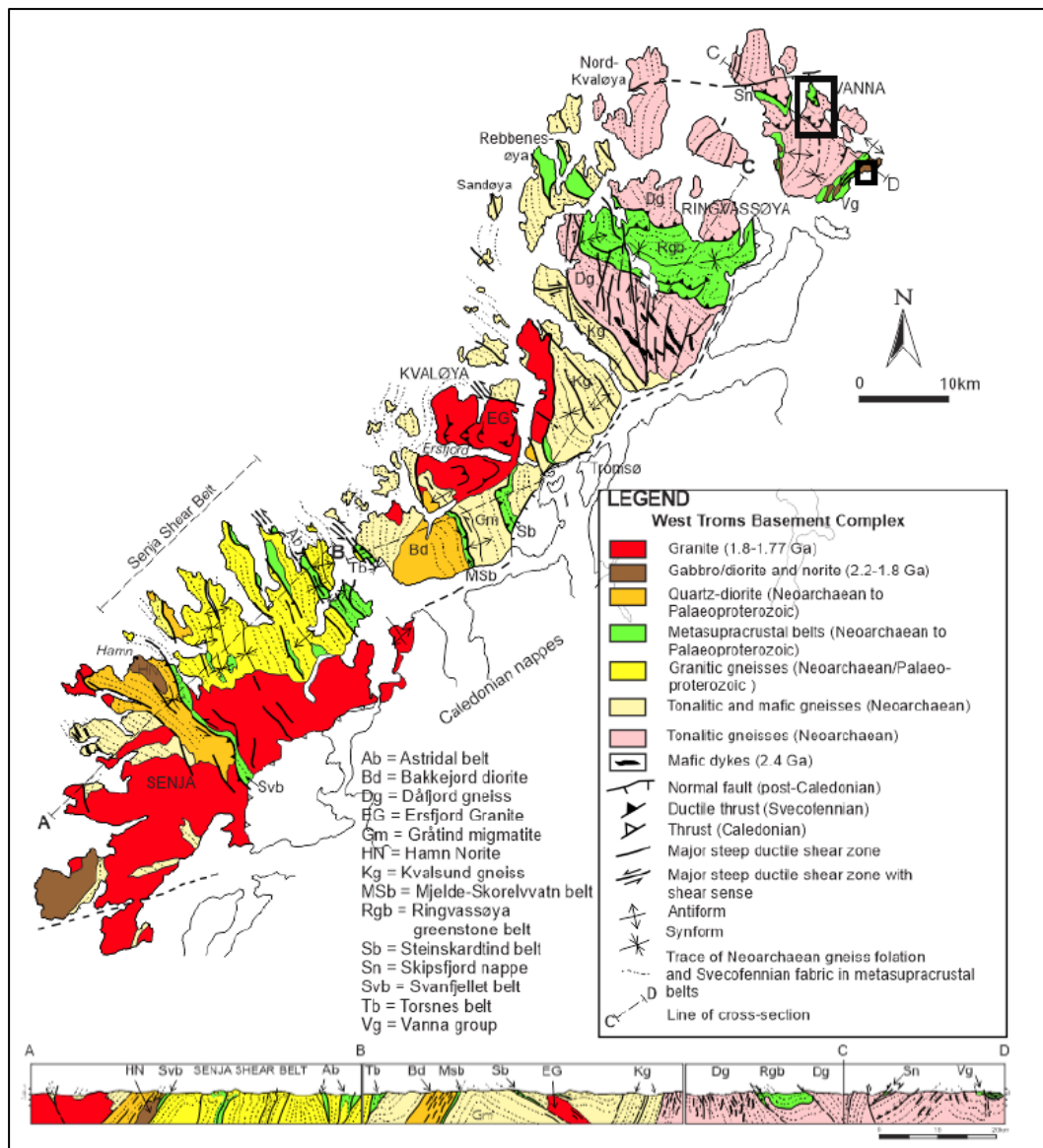


Figur 8. Geologisk kart over Vest-Troms gneisregionen. KSZ= Kvalsund skjærsonen; SSB= Senja skjærbeltet. Øverst til venstre vises geografisk posisjon av Vest-Troms gneisregionen i det fennoskandiske skjold. Modifisert fra: (Laurent et al., 2019).

Vest-Troms gneisregionen er i dag tolket til å være en hevet horstblokk som strekker seg fra Lofoten i sørvest til Vanna i nordøst, langs marginen av den nord-norske kontinentalsokkelen (Indrevær & Bergh, 2014; Olesen et al., 1997). De eldste gneisene i Lofoten er datert til ca. 2,8-2,7 milliarder år, mens større intrusiver ble datert til å være omkring 1,8 milliarder år gamle (Corfu et al., 2003).

I motsetning til bergarter eksponert i sentrale og sørlige deler av norskekysten, er bergartene i Vest-Troms gneisregionen lite påvirket av den kaledonske fjellkjededannelsen (Corfu et al., 2003). En mulig årsak er hvis Vest-Troms gneisregionen er en autokton forlengelse av det fennoskandiske skjoldet under den kaledonske fjellkjede, hvor deformasjonen ikke har nådd dypt nok i skorpa. En annen teori er at regionen er allokton, og har hørt til Laurentia, og dermed er en del av øverste tektoniske enhet i den kaledonske fjellkjeden (Myhre et al., 2011). Geofysiske og strukturgeologiske data (Dalsegg & Koziel, 2012; Nasuti et al., 2015; Rodionov & Ofstad, 2012) favoriserer en autokton modell for Vest-Troms gneisregionen, det vil si: med tilhørighet til det fennoskandiske skjoldet. Dette er også støttet av geokronologiske data (Myhre et al., 2011; Slagstad et al., 2015).

Vest-Troms gneisregionen danner en del av den nordlige marginen av det fennoskandiske skjoldet, og representerer trolig en fortsettelse av den russiske Karelen, og er antatt å være en autokton enhet i det fennoskandiske skjoldet (Bergh et al., 2015). Vest-Troms gneisregionen består av neoarkeiske til paleoproterosoiske tonalitter, trondhjemitter og granittiske gneiser (TTG-gneiser), plutonske bergarter og metasuprakrustale bergarter. Området blir begrenset i sørvest av en 1,87-1,77 milliarder år gammel intrusiv i Lofoten-Vesterålen (Bergh et al., 2010). Bergartene stryker mot NNV-SSØ, dvs. tilnærmet vinkelrett på lengderetningen av Vest-Troms gneisregionen, og gir dermed et godt skorpetverrsnitt flere typer bergarter og tektoniske enheter (figur 9) (Zwaan, 1995). Den geologiske oppbygningen i Vest-Troms ligner på mange måter den man har i den karelske provinsen i det fennoskandiske skjoldet (jfr. Bergh et al., 2014).



Figur 9. Geologisk kart og tolket profil av Vest-Troms grunnfjellskompleks. Rammene i sort viser studieområdet. Profilet nederst i figuren viser et godt tverrsnitt av enhetene i Vest-Troms gneisregionen pga. sin NNV-SSØ-strykende orientering. Hentet fra: (Bergh et al., 2010).

Bergartene i Vest-Troms gneisregionen kan deles inn i fire hovedgrupper; neoarkeiske gneiser med varierende sammensetning, neoarkeiske og paleoproterosoiske suprakrustale bergarter som ligger over de neoarkeiske gneisene, tidlig paleoproterozoiske mafiske gangsvermer og paleoproterozoiske granittiske og mafiske plutoner (Bergh et al., 2010).

2.2.1 Neoarkeiske gneiser

Neoarkeiske bergarter opptrer i hele Vest-Troms gneisregionen (figur 9). Alderen på bergartene varierer fra de eldste (>2,8 Ga) bergartene i nordøst og de yngste (ca. 1,6 Ga) i sørvest. De eldste daterte bergartene i Vest-Troms gneisregionen er tonalitter fra

Dåfjordgneisen på Vanna med en alder på 2885 ± 20 Ma (Bergh et al., 2007; Laurent et al., 2019).

Sammensetningen til gneisene er oftest tonalittisk, men man finner også trondhemittiske, granittiske og diorittiske gneiser. De nordøstlige delene av Vest-Troms gneisregionen er dominert av tonalitter og tonalittiske gneiser, med noen mafiske intrusjoner som oftest er parallelle med foliasjonen i gneisene. Lenger sørvest er gneisene mer heterogene med dominerende granittisk sammensetning, for eksempel på Senja. Grensen mellom de ulike typene av gneiser er ofte markert ved duktile skjærsoner, som Kvalsundskjærsonen på Ringvassøya, og Senjaskjærbeltet lenger sør i regionen (figur 9) (Bergh et al., 2010).

2.2.2 Paleoproterozoiske suprakrustale bergarter

Fra Senja og til nordøstlige deler av Ringvassøya finner man flere lineære metasuprakrustale belter. De ligger stort sett med strøkretning NV-SØ, det vil si parallelt med hovedfoliasjonen/strukturen i gneisene. Det største grønnsteinsbeltet i Vest-Troms gneisregionen er Senjaskjærbeltet, som er opptil 30 km bredt, og har mange ulike typer bergarter med metamorfosegrad tilsvarende amfibolittfacies. I tillegg finner man lokalt malmkropper og sulfider samt båndete jernformasjoner (Bergh et al., 2010). Man finner også grønnskiferfacies metamorfe sedimentære og vulkanske bergarter, blant annet metakonglomerater, metakvartsitter, glimmerskifer og mafiske til intermediære metavulkanske bergarter i skjærbeltet. Disse bergartene er avgrenset av smale høygrads metamorfe mylonittiske bergarter og mindre tektoniske linser som omringer TTG-gneisene. Alderen på suprakrustalbergartene varierer fra neoarkeisk, ca. 2,7 Ga i Ringvassøya grønnsteinsbeltet (Motuza et al., 2001), tidlig paleoproterozoisk 2,4-2,2 Ga på Vanna (Bergh et al., 2007), til sen paleoproterozoisk, ca 1,9 Ga i Torsnesbeltet mellom Senja og Kvaløya (Myhre et al., 2013).

Andre smalere suprakrustale belter inkluderer Mjelde-Skorelvvatn-beltet (Armitage, 1999; Armitage & Bergh, 2005), Steinskarstindbeltet på Kvaløya, og en skjærdeformert kvartsitt på Sandøya. Flere av disse grønnsteinsbeltene kan følges for flere titalls kilometer langs strøket, mens andre delvis kiler ut raskere pga. ulik, intern deformasjonsstil (Bergh et al., 2010).

Suprakrustalbeltene (unntatt Ringvassøya grønnsteinsbelte) er oftest subparallelle med foliasjonen i TTG-gneisene, men lokalt er beltene også diskordante til gneisene, med anastomoserende, linseformet geometrier, noe som danner et nettverk av mellomliggende megablokker (Bergh et al., 2010). Til tross for høygrads duktil deformasjon og

mylonittisering under den svekofenniske orogenesisen (se kapittel 2.1.2), og medium høygrads metamorfose, viser fremdeles de metasuprakrustale beltene tegn på primære vulkanske og sedimentære strukturer, som f.eks. bølgeslagsmerker og tørkesprekker (Bergh et al., 2010).

2.2.3 Tidlig paleoproterozoiske mafiske gangsvermer

En omfattende mengde dolerittiske gangsvermer har intrudert tonalittene på Ringvassøya, Vanna, Senja og Kvaløya. De mafiske gangsvermene på Ringvassøya er datert til å ha en krystalliseringsalder på 2403 ± 3 Ma, og det antas derfor at gangsvermene på Vanna er av samme alder (Kullerud et al., 2006b).

Hovedandelen av de mafiske gangsvermene har en orientering fra N-S til NNV-SSØ, men noen avviker. Tykkelsen på gangene varierer også veldig, fra noen desimeter til mer enn 100 meter. Gangene kan også følges i flere kilometer enkelte steder. Noen av intrusjonene er bratte og ligger orientert likt som gneisfoliasjonen, så disse kan være vanskelige å skille fra tidligere mafiske intrusiver. De aller fleste intrusive gangene kutter ikke de metasuprakrustale bergartene. Unntaket er noen ultramafiske svermer på i Ringvassøya grønnsteinsbelte (Bergh et al., 2010).

En yngre mafisk intrusjon med en alder på 2221 ± 3 Ma er observert på Vanna, og blitt klassifisert som en dioritt (Bergh et al., 2007). Denne blir nærmere beskrevet i kapittel 2.4.1.

2.2.4 Paleoproterozoiske granittiske og mafiske plutoner

De neoarkeiske gneisene i Vest-Troms gneisregionen er intrudert av en rekke felsiske og mafiske plutoner med en alder mellom 1,80-1,76 Ga. Ersfjordgranitten på Kvaløya og Hamnnoritten på Senja er eksempler på slike plutoner. Pegmatitter i ganger med granittisk sammensetning er trolig intrudert i grunnfjellet i denne tidsepoken. Disse gangene er dannet kinematisk samtidig med skjærsonene som viser en horisontal bevegelse i de metasuprakrustale beltene (Bergh et al., 2010).

Ersfjordgranitten er stort sett homogen, grovkornet og med en godt bevart magmatisk tekstur. Den intrusive kontakten til de omliggende bergartene er bratte og med mylonittsoner. Inne i plutonet finner man duktile skjærsoner som kan være flere titalls meter tykke, og har stort sett et fall mot enten SSØ eller NNV. Helningsgraden blir brattere jo nærmere kontakten man kommer. Skjærsonene er beskrevet som migmatitter med en sigmoidal tekstur, samt asymmetriske folder med en skjærbevegelse med topp mot NV. Alderen på skjærbevegelserne er ikke kjent, men det er sikkert at disse har kommet etter selve intrusjonen av Ersfjordgranitten (Bergh et al., 2010).

Hamnoritten er en massiv magmatisk bergart som er godt bevart med magmatisk lagdeling. Små xenolitter av foliert granodioritt, og en mengde mafiske intrusjoner med ulik tykkelse er vanlig i noritten. Denne intrusjonen er mindre påvirket av senere deformasjon. Likevel har den en markoskala bueform som er dannet av en bratt sinistral foldehengsel nærliggende til Svanfjellet-skjærsone, noe som tyder på et senere stadium av svekofennisk deformasjon (Bergh et al., 2010).

2.2.5 Tektoniske hendelser

Vest-Troms gneisregionen består av neoarkeiske til paleoproterozoiske tonalittiske gneiser, magmatiske og metasuprakrustale bergarter som er begrenset i sørvest av høymetamorfe suites, og i øst av den paleozoiske kaledonske fjellkjeden (Bergh et al., 2010).

Kontinental skorpe i Fennoskandia, og da også i Vest-Troms gneisregionen, ble dannet under tre orogene hendelser: den saamiske orogenese (3,1-2,9 Ga), den lopiske orogenese (2,9-2,6 Ga) og den svekofenniske orogenese (2,0-1,75 Ga) (Turchenko, 1992). Det er lite kunnskap den saamiske orogenese, da senere deformasjon har dekket spor etter denne (Gaál & Gorbatshev, 1987).

Den lopiske orogenese (2,9-2,6 Ga) ble dannet i to ulike terreng. Et av disse terrengene er av høygrads gneiser, dannet i et regime med høy mobilitet. Det andre terrenget er av granittoidintrusjoner og grønnsteinsbelter som var omringet av rester fra det saamiske underlag, og undergikk derfor ikke like stor grad av deformasjon og metamorfose (Gaál & Gorbatshev, 1987).

Neoarkeisk deformasjon (lopiske orogenese) av Vest-Troms gneisregionen inkluderte skorpesammentrekning (ca. 2,6 Ga), trolig opphopning og tektonisk underplating, etterfulgt av flere episoder av paleoproterozoiske ekstensjon/rifting av skorpa, og flere mafiske gangsvermer som intruderte (2,4-1,98 Ga) (Bergh et al., 2010).

Den svekofenniske orogenesen Vest-Troms gneisregionen var karakterisert ved generell NØ-SV rettet skorpeforkortning og flerfasedeformasjon (D1, D2, D3), men resultatet var forskjellige, avhengig av skorpedyp og bergartens metamorfosegrad (Bergh et al., 2010). Lengst sørvest i provinsen, hvor metamorfosegraden var høyest (amfibolitt- granulittfacies), foregikk forkortningen av skorpen ortogonalt i de første fasene (D1-D2). Senere fikk man orogen-parallelle sidebevegelser høyere opp i skorpen (D3), noe som førte til grønnskifer metamorfosegrad (Bergh et al., 2010).

Den svekofenniske tektono-magmatiske utviklingen er karakterisert ved kollisjoner mellom neoarkeiske gneisblokker og de metasuprakrustale beltene (Bergh et al., 2010). I et tidlig stadium under den ortogonale forkortningen ble forkastninger med orientering NØ-SV dannet. Lavvinklet foliasjon med orientering SV i de metasuprakrustale beltene hadde medium til høy metamorfosegrad. Til slutt ble tett opprett folding og duktile skyveforkastninger reaktivert av en orogen-parallel NV-SØ sidelengs skjærbevegelse (Bergh et al., 2010).

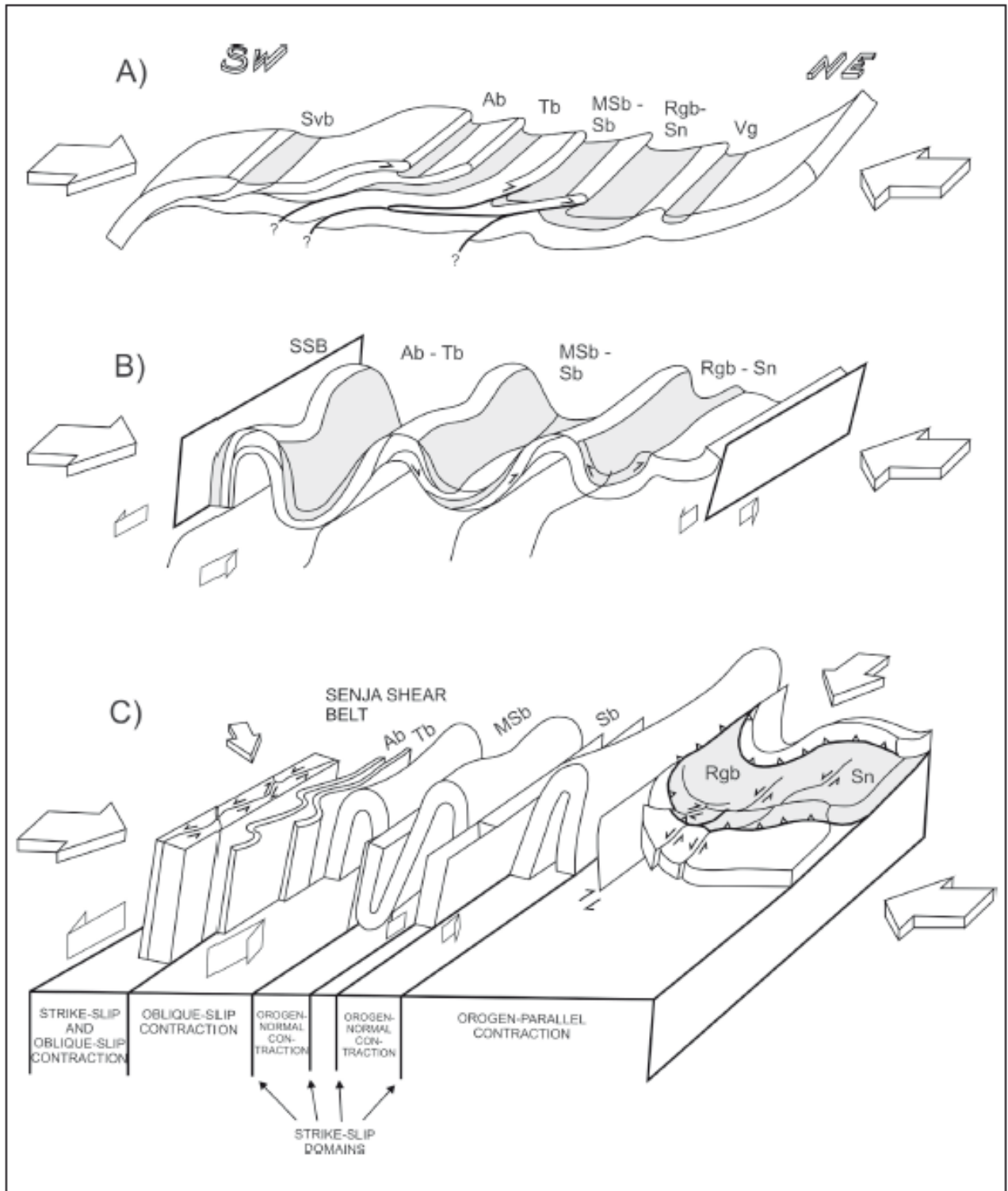
Under den svekofenniske orogenesen ble de arkeiske bergartene omdannet og intrudert av felsiske og mafiske bimodale plutoner (Bergh et al., 2010). Lokalt dannet de underlag til paleoproterozoiske suprakrustale bergarter (Myhre et al., 2013).

Den svekofenniske orogenese har påvirket Vest-Troms gneisregionen lokalt. Studier gjort i Mjelde-Skorelvvatnsonen på Kvaløya av Armitage & Bergh (2005) viste at denne sonen er preget av tre duktile hendelsesforløp, D1, D2 og D3.

D1-hendelsen er karakterisert med en foliasjon (S1) med orientering NNV. Fallvinkelen til foliasjonen varierer fra slakt til høyvinklet. I mesoskala finner man intrafoliale isoklinale folder (F1). Strekningslineasjon (L1) fra denne hendelsen kan også observeres i polykrystalline aggregater av strekt hornblende og lokalt av strukkede vulkanske fragmenter. Mineralogisk sammensetning i D1-hendelsen er blant annet hornblende, biotitt, granat og rekrystallisert kvarts og feltspat, noe som indikerer metamorfe forhold i midtre amfibolittfacies (Armitage & Bergh, 2005).

D2-fasen er kjent ved åpne og svakt hellende folder (F2) som igjen folder S1-foliasjonen. Disse foldene er makroskala folder, noe som påvirker kartbildet i hele Vest-Troms gneisregionen. Foldingen har en bratt hellende flanke orientert VSV, en moderat østlig flanke, og er asymmetrisk med en vergens mot VSV.

D3-hendelsen er representert med åpne og brattvinklede folder (F3) i makro- og mesoskala. S1-foliasjonen er parallellell til skjærsoner som er reaktivert av hovedfoliasjonen. Makroskala og mesoskala skjærsoner (S3) er også med på å kutte og avbøye hovedfoliasjonen (Armitage & Bergh, 2005). Figur 10 viser dannelsesmønsteret til de ulike D1-, D2- og D3-hendelsene.



Figur 10. Skjematisk geometrisk/kinematisk modell av utviklingen av svekofenniske strukturer i Vest-Troms gneisregionen (Bergh et al., 2010). Hendelse A (D1) viser til et tidlig stadium av NØ-vergerende skyvforkastninger og lavvinklet mylonittisk foliasjon i de metasuprakrustale beltene. Hendelse B (D2) viser til fortsettende ortogonal NØ-SV sammentrekning dannet av opprette makroskopiske folder med bratte flanker. Den seneste fasen, C (D3), viser til et sent stadium i den svekofenniske tektoniske hendelsen, hvor de mer flatliggende hengselssonene i makroskala tilpasset en NV-SØ-forkortning og SØ-orienterte skyvforkastninger.

2.3 Kaledonidene

I vestlige deler av Skandinavia er den nordatlantiske kaledonske fjellkjede eksponert, og ligger over den baltiske prekambriske krystalline berggrunnen, dominert av granitter og porfyritter, vulkanske bergarter, samt metasedimentære bergarter og migmatitter av svekofennisk til dalslandisk tid (Gee, 1975, 1978).

Den kaledonske fjellkjeden ble dannet for omtrent 600-400 millioner år siden, da Iapetushavet lukket seg (Gaál & Gorbatshev, 1987). En skråstilt konvergens mellom Baltika og Laurentia førte til en kollisjon mellom kontinentene, som igjen dannet subduksjon av den baltiske marginen under Laurentia. Dette skjedde i silur- tidlig devon. Denne kollisjonen førte til en stor fjellkjededannelse av kaledonidene over de arkeiske og proterozoiske krystalline bergartene som allerede eksisterte i det fennoskandiske skjold. Kollisjonen mellom kontinentene involverte materiale både fra krystal skorpe, men også fragmenter fra Iapetushavet som i dag finnes som ofiolittkomplekser (Roberts, 2003).

Den kaledonske fjellkjeden er delt inn i fire tektoniske skyvedekker eller alloktone enheter; henholdsvis undre, midtre, øvre- og øverste allokton (figur 5) (Roberts & Gee, 1985).

Undre allokton består hovedsakelig av senprekambriske og tidlig paleozoiske sedimentære bergarter som er foldet. Imbrikerte skyveflak og dupleksstrukturer er også vanlig i dette alloktonet. Midtre allokton består av høyt deformerte prekambriske krystalline bergarter og trolig senprekambriske metapsamitter. Sterk grad av mylonittisering preger disse skyveflakene. Studier har vist at disse alloktonene er fra kontinentalskråningen og kontinentalstigningen (Roberts, 2003). Øvre allokton inneholder bevis på kaledonsk magmatisk aktivitet vist ved vulkanosedimentære bergarter som trolig kommer fra øybuer og bassenger bak øybuene (Roberts & Gee, 1985). Øvre allokton inneholder elementer fra overgangssonen mellom kontinent-hav, og de overliggende eksotiske terrengene fra Iapetushavet (Roberts et al., 2007). Øverste allokton inneholder flere skyveflak med migmatittgneiser, psamitter, marmor og skifer, og innimellom soner med metasuprakrustale bergarter (Roberts & Gee, 1985). Alloktonet har trolig originalt vært lokalisert nærmere nordlige deler av Apalakkene i Amerika enn Laurentiamarginen (Roberts et al., 2007).

I Troms består den undre kaledonske dekkeserien (Målselvdekket) av mylonittisk skifer, grunnfjellsbergarter, sedimenter av tidlig vendisk alder, og trolig skyveflak og fragmenter fra Kalakdekkekomplekset (midtre allokton) (Augland et al., 2012). Enheten er tolket til å være parautokton (kortskjøvet). Den midtre dekkeserien består av kilometer tykke metaarkoser,

nederst, kvartsrikeglimmerskifer og amfibolitter i en lagrekke, og er representert ved Kalakdekkekomplekset. Denne sekvensen er tolket til å være elve- og grunnvannsavsetninger fra Baltikas vestkyst, og er trolig det eldste dekket i Troms. Nederste del av dekkekomplekset har gjennomgått middels grad av metamorfose, med indeksmineraler som granat og biotitt. Øverste del av dekket har gjennomgått høygrads metamorfose, hvor hornblende er et indeksmineral (Zwaan et al., 1998).

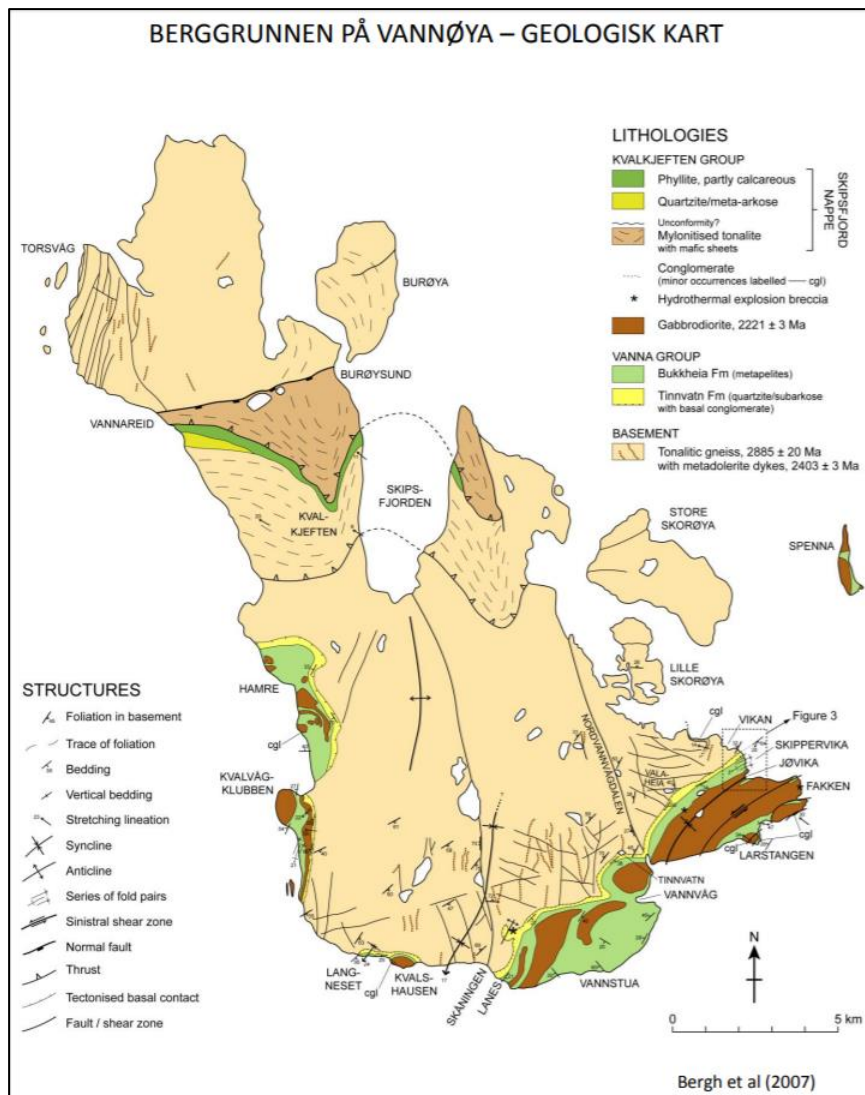
Det antas at øvre og øverste dekkeserie er dannet på lik måte, men øverste dekkeserie har trolig kommet lenger fra nordvest, og dermed blitt transportert lengre. Eksotiske terreng fra Laurentia er trolig en del av det øverste skyvedekket. Disse bergartene er tolket til å ha blitt avsatt i bassenger av ordovicium-silurisk alder. Typisk for begge dekkepakken er at metamorfosegraden stiger oppover i dekkeserien. Dette tyder på at de øverste dekkene kommer fra de dypere delene av subduksjonssonen, der metamorfosen startet tidligst (Zwaan et al., 1998).

2.4 Vannas geologi

Vanna ligger i den nordligste delen av Vest-Troms gneisregionen. Grunnfjellet på denne øya består av tonalitter/ tonalittiske ortogneiser og anortosittiske intrusiver med en kvartsfeltspatisk sammensetning, og metamorfe bergarter. Det er også observert xenolitter med varierende suprakrustale litologier (Opheim & Andresen, 1989).

Lokale mafiske intrusive svermer med en datert alder på 2403 ± 3 millioner år er også en del av berggrunnen her. Lavvinklede og høyvinklede mylonittsoner ser ut til å kutte de mafiske gangene flere steder på øya. Slike mylonittsoner er funnet for eksempel ved Nordvannvågsdalen, Torsvåg og Burøysund (Bergh et al., 2007).

Vanna består av både stedege bergarter og skyvedekker. I nordlige deler av Vanna finner man Skipsfjorddekket som består av flere ulike enheter med varierende metamorfosegrad. Skipsfjorddekket er separert fra den tonalittiske berggrunnen ved en stor ØNØ-VSV-gående normalforkastning (Vannareid-Burøysundforkastningen) som trolig er av mesozoisk alder. I sør er Skipsfjorddekket i kontakt med tonalittene gjennom en skyveforkastning (Opheim & Andresen, 1989). Et geologisk kart av Vanna er vist i figur 11.



Figur 11. Geologisk kart over Vanna. Hentet fra: (Bergh et al., 2007).

I sørøstlige deler av Vanna er metamorfosegraden betydelig lavere. Her finnes det metasedimentære bergarter som er foldet og imbrikkert, og man kan også finne primære lagstrukturer som bølgeslagsmerker og tørkesprekker (Bergh et al., 2007). På grunn av lavgrads metamorfose har tidligere studier trodd at den sedimentære sekvensen kunne korreleres med de autoktone enhetene fra neoproterozoikum til kambrium i den kaledonske fjellkjede (Binns et al., 1981; Grogan & Zwaan, 1997; Johansen, 1987; Opheim & Andresen, 1989).

Metamorfosegraden varierer noe, men overstiger ikke nedre grønnskiferfacies. Likevel finnes det soner med høyere metamorfosegrad som følge av kontaktmetamorfose fra diorittintrusivene. Disse sonene har en tykkelse på opptil noen få meter. Her har sedimentene fått en grønnfarge på grunn av krystallisering av mineraler som tremolitt-aktinolit og biotitt (Binns et al., 1981).

2.4.1 Vannagruppen

De sedimentære enhetene i sørøst er videre delt inn i Bukkheiaformasjonen og Tinnvatnformasjonen (Binns et al., 1981). Disse formasjonene vil bli beskrevet i de neste kapitlene.

2.4.1.1 Tinnvatnformasjonen

Tinnvatnformasjonen har en maksimal tykkelse på ca. 80 meter og er hvit til lys grønn i fargen. Sekvensen viser seg nesten i sin fullhet ved Tinnvatn, men nær Vikan ligger nesten hele sekvensen lettere tilgjengelig. Tinnvatnformasjonen består av deltaisk arkosesandstein og siltstein, og den nedre delen er også kalkrik. De øverste 25-30 meterne av formasjonen er kvartsittisk (Bergh et al., 2007; Binns et al., 1981).

Et basalkonglomerat med en tykkelse på opptil 0,5 meter er å finne i Tinnvatnformasjonen. Klastene i konglomeratet er angulære og opptil 6 cm store. De består i hovedsak av kvartsårer og underordnet kvartsitt. Mellom Vikan og Lanes vises denne angulære diskonformiteten, mens den er borte ved Kvalshausen- Hamre på grunn av forkastningsaktivitet. Grunnet folding av sedimentene, er grensen skjev med en vinkel fra 40° til vertikal, og også invertert enkelte steder (Binns et al., 1981).

2.4.1.2 Bukkheiaformasjonen

I øvre del av Bukkheiaformasjonen finnes det også en godt bevart intrusiv kontakt mellom de metasedimentære bergartene og en dioritt som ligger som en gang orientert konformt med lagene. Det er ikke observert at denne dioritten kutter noen av de metasedimentære bergartene (Binns et al., 1981).

De sedimentære lagene veksler mellom siltstein, sandstein og slamstein, og de viser flere primære strukturer som bølgeslagsmerker, tørkesprekker, og flere kryssjikt som følge av tidligere elvekanaler. Bergartene består av slamsteiner i vekslings med kvarts- og karbonatrike sand- og siltsteiner, og dette indikerer at sedimentene ble avsatt i et grunnmarint basseng (Bergh et al., 2007; Knudsen, 2007; Pettersen, 2007).

Vannagruppen består av sedimentære bergarter, men en fullkommen sekvens av lagene er ikke funnet pga. kompleks folding, vipping og lokale inverterte lag. I tillegg er det utviklet sterk akseptankløv i lagene, noe som kan være med på å skjule primær lagning (Bergh et al., 2007).

Den best bevarte sekvensen av Vannagruppen finner man i fjæra langs Vikan. Her er blotningsgraden god, og en steil kontakt orientert NØ-SV skiller de tonalittiske gneisene og

de kvartsrike og subarkosiske sedimentære enhetene i Tinnvatnformasjonen. Et basalkonglomerat med tykkelse på opptil 20 centimeter er også funnet nært kontaktsonen mellom tonalittgneisene og de overliggende sedimentære enhetene. Basalkonglomeratet er en indikator på at kontakten er en avsetningskontakt (Bergh et al., 2007).

Lenger vest på Vanna, nærmere bestemt ved Langneset og Kvalvågklubben-Hamre, finner man en stratigrafi som ligner på sekvensen ved Vikan, men her har metamorfosegraden vært høyere, opptil øvre grønnskiferfacies. Kontakten mellom de kvartsittiske sandsteinene og siltsteiner tyder på at det muligens kan være en tektonisk kontakt mellom Tinnvatnformasjonen og Bukkheiaformasjonen. Ved Kvalvågklubben-Hamre er orienteringen til de metasedimentære bergartene orientert N-S, noe som er et avvik fra de ellers NØ-SV-orienterte enhetene andre steder på øya. Likevel ser det ut til at det dominerende foldemønsteret er likt både øst og vest på øya (Bergh et al., 2007).

Nær Kvalshaugen langs kontakten til dioritten opptrer et konglomerat med angulære kluster bestående av kvartsitt. Binns et al. (1981) hadde en teori om at dette var en intrusjon av breksje nær diorittkontakten. Senere studier har funnet ut at breksjen trolig kan være grovkornede sedimenter avsatt på toppen av en irregulær erosjonsflate oppå dioritten. Da har sedimenter senere fylt igjen sprekker og hulrom i den underliggende dioritten (Bergh et al., 2007).

2.4.1.3 Dioritt

Innad i den sedimentære lagpakken finner man også flere intrusjoner av dioritt. Disse ligger med en orientering avlangt og subparallelt til strøket på bergartene, og derav finner man disse intrusjonene som ganger. Lokalt er dioritten opptil 2 km i bredde, og den ser ut til å begrense seg til Bukkheias slamsteiner og siltsteiner (Bergh et al., 2007; Binns et al., 1981).

Diorittkroppen ser ikke ut til å kutte noen primære litologiske kontakter og heller ikke kontakten mellom det prekambriske grunnfjellet og sedimentene. På grunn av orienteringen til diorittgangen, ser det også ut som om den har blitt deformert på samme måte som Vannagruppen (Bergh et al., 2007).

Kontakten mellom dioritten og sedimentene rundt varierer fra en veldig skarp- til en mer gradvis kontakt. Noen steder er det også lokale tektoniske kontakter som har resultert i en dm-tykk skiferaktig mylonittisk dioritt (Bergh et al., 2007).

Nært Rødbergan finner man en ca. 2 meter bred sone med breksje med en brun matriks bestående av forvitret karbonat. Denne fragmenterte bergarten er også funnet ved andre lokaliteter, for eksempel ved Kvalshaugen. Fragmentene i breksjen består stort sett av fragmenter fra Bukkheialitologien. Klaster av dioritt er ikke observert i breksjen. Trolig har breksjen blitt dannet av fluider under høyt trykk som kokte inne i porøse sedimentære bergarter under intrusjonen av dioritten. På grunn av det høye trykket som måtte frigis, endte det med en eksplosiv breksjering av de omliggende bergartene (Binns et al., 1981).

Bergarten beskrives som grønn av utseende med kornstørrelse fra medium til grovkornet, og med en magmatisk tekstur. Mineralsammensetningen er hovedsakelig bestående av oligoklas og hornblende, med noe biotitt. Enkelte steder kan dioritten også inneholde augitt, mens malmmineraler vil være bimineraler. Sauserrittisert plagioklas og hornblende med en ring av aktinolitt rundt seg er vanlig å observere i tynnslip (Binns et al., 1981).

Johansen (1987) gjorde geokjemiske analyser på bergarten og fastslo at den jevnt over inneholder mindre enn 20% kvarts, og store mengder plagioklas og amfibol (opptil 60-70%). Analyser av hele bergarten konkluderte også med at intrusiven har en kontinental tholeittisk karakter basert på TiO_2 versus Zr/P_2O_5 og Y7Nb-diagrammer (Johansen, 1987).

Analysene Johansen (1987) utførte, viste at bergarten varierer fra en intermediær ($SiO_2 \approx 59,5$ vektprosent) til en mer mafisk sammensetning ($SiO_2 \approx 49,5$ vektprosent). Dette betyr at bergarten varierer mellom en intermediær diorittisk sammensetning og en mer mafisk gabbroisk sammensetning. Fellesbetegnelsen på intrusjonen vil derfor være mer riktig å kalle en gabbrodioritt (Pettersen, 2007).

De intermediære intrusjonene er vanligvis lyse i fargen og har en medium kornstørrelse. De mafiske intrusjonene har en finere kornstørrelse og er mer mørk i fargen. Selv om de har disse ulikhetene ligner de likevel på hverandre ut fra mineralsammensetningen definert av plagioklas (An_{30}) og amfibolmineralet aktinolitt. Intrusjonene viser også et innhold av 5-10% magnetitt og euhedrale titanittkorn (Bergh et al., 2007).

Kontaktsonen mellom dioritten og de omkringliggende bergartene er lokalt mylonittisert og breksjert. Dette viser tegn på tektonisk aktivitet og hydrotermal aktivitet. Inn mot skjærsonene endrer dioritten farge til en lysere grønnfarge og en grovere mineraltekstur. I områder uten tegn på tektonisk aktivitet er fargen mørkere og kornene mindre, mens bergarten har en mer homogen tekstur (Knudsen, 2007).

2.4.2 Skipsfjorddekket

Lenge trodde man at Vannas nordlige del kun bestod av tonalittisk gneis. Etter feltarbeid (Opheim & Andresen, 1986) ble det påvist at dette ikke stemmer, da nordlige deler av Vanna har et skyvedekke (Johansen, 1987; Opheim & Andresen, 1989), benevnt Skipsfjorddekket. Dekket begrenses av Olkeidet i sør og av den mesozoiske Vannareid-Burøysundforkastningen i nord (Davids et al., 2013). Lenger øst er Skipsfjorddekket avgrenset mot Laukvik i sør (Johansen, 1987; Monsen, 2014; Opheim & Andresen, 1989) (figur 12).

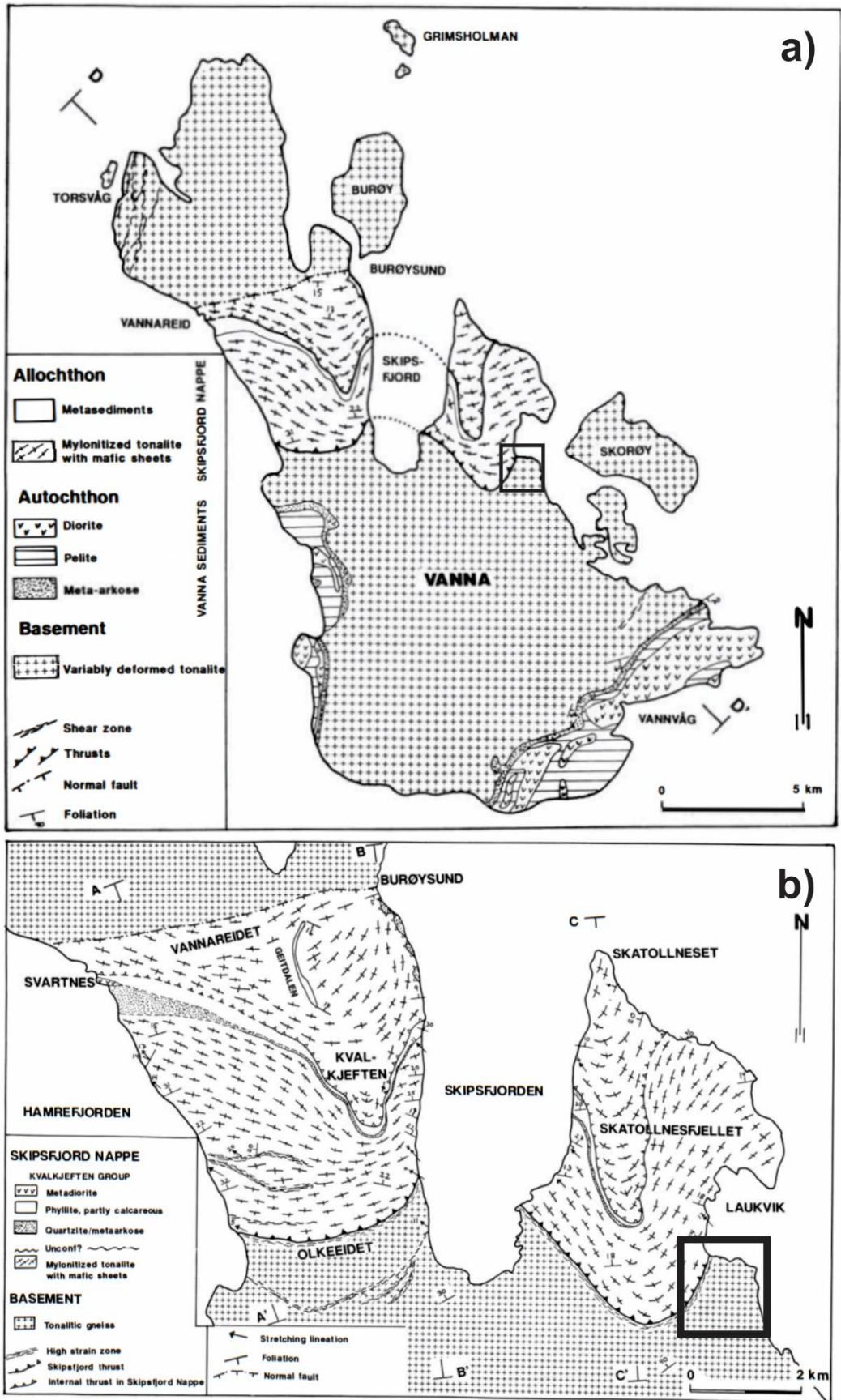
Vannareid-Burøysundforkastningen stryker ØNØ-VSV, og har et fall på ca. 50° mot SSØ (Davids et al., 2013). Det som kjennetegner denne forkastningen er at liggblokka består av variert deformert tonalittisk gneis, mens hengblokka består av mylonittisert tonalitt (Opheim & Andresen, 1989).

Sør for skyvekntakten er det observert massiv autokton tonalittisk ortogneis. Noen få smale mylonittsoner finnes også i nærheten av kontaktsonen, men disse har et fall som peker mot vest, noe som tilsier at de er subparallele med kontakten til det overliggende Skipsfjorddekket. Grensen mellom Skipsfjorddekket og underliggende bergarter er markert med opptreden av en finkornet mylonitt. Denne kontakten er blottet langs kysten ved Olkeidet (Opheim & Andresen, 1989) (figur 12).

Skipsfjorddekket er av Opheim og Andresen (1989) tolket til å bestå hovedsakelig av mylonittisert tonalittisk ortogneis med innhold av vekslende mylonittiserte metasedimentære bergarter i midtre deler. Begge enhetene inneholder lokale linser og lag av mafiske bergarter. Basert på observasjonene i Skipsfjorddekket er det delt inn i tre hovedenheter; nedre mylonitt-gneis-flaket, Kvalkjeften-gruppen og øvre mylonitt-gneis-flaket (Opheim & Andresen, 1989).

2.4.2.1 Nedre mylonitt-gneis-flaket

Den nederste delen av Skipsfjorddekket er godt eksponert fra bunnen av dekket, ved Olkeelv nordover langs kysten til Vannareid, og i sørlige deler av Skipsfjorden (figur 12). Tykkelsen på dette laget varierer fra 800-1600 meter. De nederste 300-400 m består av protomylonittisk til mylonittisk tonalittisk ortogneis, som igjen inneholder finkornete kvartsrike, skifrige bergarter med trolig metasedimentært opphav. Øvre deler av sekvensen er en mer homogen mylonittisk tonalitt og har en høyere grad av deformasjon, men også her kan man finne amfibolitt og kvartsitt lokalt (Opheim & Andresen, 1989).



Figur 12. Geologisk kart over Skipsfjorddekket på Vanna (a). B) viser et forstørret kart av Skipsfjorddekket. Svart firkant viser til feltområdet. Hentet fra: (Opheim & Andresen, 1989).

Nedre gneis-flaket har en dominerende litologi av mylonittisert tonalittisk gneis med hovedinnhold av kvarts (20-50%) og plagioklas (50-80%). Andre opptredende mineraler er kloritt, biotitt og muskovitt. Oppover i flaket avtar graden av mylonittisering. I den minst deformerte delen er sammensetningen og teksturen nærmest identisk med deformert tonalitt i grunnfjellet (Opheim & Andresen, 1989).

Nedre del av det nederste flaket inneholder større porfyroklaster (0,5-3 mm) av plagioklas, og denne delen er kun svakt foliert. Matriksen rundt porfyroklastene består av rekrystallisert kvarts og plagioklas, biotitt, epidot og klnozoisitt. Porfyroklastene av plagioklas viser ofte interne deformasjonstrekk som f.eks. mikroforkastninger. Noen plagioklaskorn viser også rekrystallisering langs kantene. Kornstørrelsen avtar jo høyere deformasjonen har vært, mens en anrikning av hvit glimmer og kloritt tyder på lavere deformasjon. Ultramylonitter i skyvedekket viser en båndet tekstur med tynne lamina av hvit glimmer og kloritt vekslende med laminasjonslag av granoblastisk kvarts og feltspat. Strekningslineasjoner både i ultramylonittene og mylonittene viste en orientering NV-SØ (Opheim & Andresen, 1989).

Et karakteristisk trekk i dette flaket er opptreden av flere lag med mafiske bergarter. Disse mafiske bergartene viser samme grad av mylonittisk deformasjon som de omkringliggende tonalittgneisene. Disse mafiske lagene er trolig inkorporert som pretektoniske konforme ganger, eller kuttende ganger. Flakene er tynne og varierer fra 0,5-5mm i tykkelse. Sammen med tonalittgneisene rundt, har disse flakene dannet en finkornet til mediumkornet tekstur bestående av hornblende-epidot-biotitt-skifer med mindre mengder av plagioklas og lokalt opptredende granat. De tynnere flakene har i hovedsak større mengde av biotitt og kloritt sammenlignet med de mer massive som inneholder mer hornblende (Opheim & Andresen, 1989).

2.4.2.2 Kvalkjeftegruppen

Kontakten mellom de metasedimentære bergartene i Kvalkjeftegruppen og de underliggende mylonittene er skarp. Kontakten opp mot det øvre mylonitt-gneis-flaket er også skarp, og en skifrig kvartsitt utgjør øverste del av Kvalkjeftegruppen. Tykkelsen på dette laget varierer fra 20-100 meter, men det ser ut til at det tynnes av mot øst, trolig på grunn av økende deformasjon i denne retningen (Opheim & Andresen, 1989).

Kvalkjeftegruppen er igjen delt inn i to ulike formasjoner basert på distinkte litologiske variasjoner:

Den nederste formasjonen har fått navnet Geitdalenformasjonen. Denne formasjonen er dominert av psammitt (sandstein). En svakt foliert metaarkose er funnet rett over den nedre tonalittiske gneisen. Dette sees i hele skyveflaket. Det er ikke funnet noe basalkonglomerat mellom tonalittene og Kvalkjeftegruppen, men den blir likevel tolket til å være en tektonisk avsetningskontakt. Metaarkosen er overlagret av hvit til gulaktig metaarkose og kvartsitter. Disse bergartene har en svak lagdeling. Bergartene er igjen overlagret av en 20 meter tykk sekvens av mørk grå metasiltstein og lysere fargete glimmerrike lag. I de øverste fem meterne av Geitdalenformasjonen er det funnet to 0,2-0,4 meter tykke lag med gulaktig mediumkornet metaarkose (Opheim & Andresen, 1989).

Brattfjellformasjonen er den øverste delen av Kvalkjeftegruppen. Tykkelsen på denne formasjonen er ukjent da den er dårlig blottet, men det antas at den er mellom 15-30 meter. En brunaktig forvitret karbonatskive markerer starten på denne formasjonen. I steder med frisk bruddflate kan man observere linseformede aggregater med karbonat som er omringet av anastomoserende glimmerflak. Teksturen her er helt klart tektonisk, trolig dannet ved folding, og kløv vekslende mellom karbonat og skiferlaminasjoner. Karbonatinnholdet minker oppover, og hovedandelen i Brattfjellformasjonen består av grå metasiltstein med noen mer tynne pelittiske lag. I de øverste 20 meterne er det funnet flere lag (opptil 0,5 meter) bestående av metaarkose (Opheim & Andresen, 1989).

Det er også observert to typer av intrusiver innad i Kvalkjeftegruppen. Metadoleritter er observert i den øvre delen av Brattfjellformasjonen. Disse lagene har en tykkelse på opptil 1,5 meter, og ligger subparallel til den dominante foliasjonen i bergartene rundt. Mineralogien og teksturen er nærmest identisk med mafiske intrusiver fra nedre mylonitt-flaket (Opheim & Andresen, 1989).

I metasedimentene er det observert intrusjoner av dioritter ved Vannareid og langs vestkysten til Skipsfjorden. Deformasjonen i disse varierer. Diorittene i Skipsfjorden er lysegrå, har medium kornstørrelse, og ligner på intrusivene fra sørøstsiden av Vanna. Dioritten ved Vannareid er mer omvandlet og opptrer mer som en amfibolitt/grønnskifer med en distinkt sekundær foliasjon (Opheim & Andresen, 1989).

2.4.2.3 Øvre mylonitt-gneis-flaket

Det øvre mylonitt-gneis-flaket (Opheim & Andresen, 1989) har en sammensetning som er tilnærmet identisk med det nedre mylonitt-gneis-flaket. Teksturelt er mylonittgneisen i det øvre laget mer finkornet og skifrig enn i det nedre flaket. Man kan likevel finne tektoniske

linser, «*boudinages*», som definerer et plan som er subparallelt med hovedfoliasjonen i bergartene. En annen teori er at disse linsene er mindre deformerte mega-porfyrklaster av protolitt, som har unnsloppet den høye deformasjonen som man ser i mylonittene rundt. Mafiske intrusiver finnes også i dette skyveflaket, og de ligner dem man finner i det nedre mylonitt-gneis-flaket (Opheim & Andresen, 1989).

2.5 Tidligere studier fra Vanna

De første studiene av Vannas geologi ble foretatt av Karl Pettersen på 1880-1890-tallet. Pettersen (1887) beskrev at fjellpartiene bestod av grå gneis i veksel med gneis-granitt, bortsett fra sørligere deler av øya som han mente bestod av yngre skiferbergarter. Orienteringen til gneis-granitt-kontakten var N-S med variasjoner. Bergarten ble sammenlignet med den som ligger på Nord-Kvaløya (se figur 2), og var mer gneis-granittisk enn de mer glimmerrike bergartene nært Kvalsund. Oppover fjellveggene ble det også observert en mørk dioritt som skilte seg godt ut fra den lyse berggrunnen (Pettersen, 1887).

Det skulle gå omtrent 100 år før de neste studiene fra Vanna ble publisert. Likevel ble det tidlig fastslått at øya, samt fastlandet i nærheten, sannsynligvis bestod av rester fra den kaledonske fjellkjeden, med innhold av høyt deformerte og metamorfoserte alloktone sedimentære bergarter (middels til øvre amfibolittfacies) og underordnede magmatiske bergarter. De ytre øyene ble tolket til å være dannet av sure gneiser som er antatt til å være delvis «kaledoniserte» prekambriske bergarter (Binns, 1978).

Pettersen viste i 1887 og 1890 at Vanna hovedsakelig består av gneis med noen sedimenter fra «Dividalsgruppen», og et lite område av «Tromsø glimmerskifergruppen» (Pettersen, 1887). Senere ble det bestemt at ordene «Dividalsgruppen» og «Tromsø glimmerskifergruppen» ikke kan brukes i sammenheng med Vanna, da det ikke finnes noe bevis som støtter denne korrelasjonen. Bergarten Pettersen (1887) korrelerte med «Tromsø glimmerskifergruppen» har senere vist seg å være en høyt skjærdeformert basal ortogneis (Binns et al., 1981).

Landmark (1973), korrelerte de sedimentære bergartene på Vanna med kaledonske bergarter fra Balsfjord og Ullsfjord. Dette arbeidet viste at de sedimentære bergartene har gjennomgått lavgrads (grønnskiferfacies) metamorfose. Bergartene inneholder en rekke sedimentære strukturer, de ligger diskonformt over det basale gneiskomplekset, og blir intrudert av en dioritt. Landmark (1973) foreslo at sedimentene på Vanna dermed kunne være av silurisk

eller ordovisisk alder, dette på grunnlag av Ullsfjorddekket like sør for Vanna som inneholder en vulkansk-sedimentær sekvens med en senordovicium- til silurisk alder (Binns et al., 1981).

Binns et al. (1981) beskrev flere mulige forklaringer på hvor de sedimentære bergartene kunne være dannet og hvilke andre enheter innen Norges geologi de var korrelert med.

En teori var at de var sen-prekambriske (neoproterozoiske) eller kambrosiluriske sedimentære bergarter avsatt på autoktone prekambriske gneiser. En annen teori var at bergartene på Vanna var sen/post-kaledonske molassesedimenter avsatt etter den siluriske innskyvningen av dekkeenheter under den kaledonske orogesen. Begge alternativene støttes ved at bergartene viser stor likhet med kjente senprekambriske og kambrosilurske sedimentsekvenser lenger øst i Nord-Norge (Binns et al., 1981; Føyn, 1985)

En tredje lansert teori om de sedimentære bergartene på Vanna var at de var del av et alloktont, kaledonsk skyvedekke bestående av senprekambriske og/eller kambrosiluriske sedimentære avsetninger på et gneiskompleks (dvs. *basement-cover* sekvens) som var skjøvet opp til nåværende posisjon. På grunn av for lite kunnskap om dette forskningsfeltet ble spørsmålet om alderen på de sedimentære bergartene stående åpent, men ut fra funnene ble det konkludert med at denne siste teorien var den mest sannsynlige (Binns et al., 1981).

Johansen (1987) beskrev i sin cand. scient- oppgave de sedimentære enhetene på Vanna til å være senproterozoiske av alder. Han korrelerte bergartene med metasedimentære bergarter som opptrer i midtre allokton i den kaledonske fjellkjeden, dvs. Kalakdekkekomplekset. Bakgrunnen for denne korreleringen var at de sedimentære enhetene i Skipsfjorddekket lenger nord på Vanna lignet veldig på Vannagruppens sedimentære bergarter i sørøst. Skipsfjorddekket er dominert av et mylonittisert prekambrisk underlag, karakteristisk for midtre allokton (Johansen, 1987).

Johansen (1987) nevner også i sin avhandling at sørlige deler av Vanna er autoktone, noe som da vil være det eneste stedet hvor sedimentære bergarter fra midtre allokton i Troms og Finnmark er funnet i en autokton utgave.

Opheim og Andresen (1989) gjorde nye studier på Vanna, men med fokus på den nordlige delen av øya. De var også enige med tidligere undersøkelser om at den østlige delen av øya er overlappet av kaledonske skyvedekker. De beskriver også at det finnes flere små og større tektoniske vindu som viser metasedimentære bergarter av mulig kambrisk alder. De var også enige i at Skipsfjorddekket trolig var fra midtre allokton mens resten av Vanna stammet fra en autokton enhet i fronten av den kaledonske fjellkjede (Rice, 1990).

Rice (1990) konkluderte også med at alle bergartene på Vanna er alloktone enheter, som trolig hørte til den vestlige marginen av undre allokton i stedet for midtre allokton eller en autokton enhet.

Den sentrale delen av Vanna ble av Pettersen (1887) tolket til å være kaledonsk glimmerskifer. Binns et al. (1980) retolket dette og konkluderte med at dette sentrale området måtte være høyt skjærdeformert gneis. Senere observasjoner har igjen retolket det til å være høydeformerte grunnfjellsbergarter som trolig representerer en stor skjærsoner. Dette på grunnlag av tilsynelatende mindre deformerte bergarter lokalisert nordover og strukturelt liggende over de mylonittiserte bergartene (Opheim & Andresen, 1989).

På grunnlag av alle de tidligere studiene samt eget arbeid, ble et berggrunnsgeologisk kart publisert i artikkelen til Opheim og Andresen (1989) (se figur 12). Dette arbeidet viser mylonittiserte bergarter som danner et separert skyvedekke, Skipsfjorddekket. Dette dekket er liggende over mindre deformert tonalittisk gneis som danner mesteparten av den sørlige øya.

Innløsende ble det også at den nordlige tonalittiske ortogneisen ikke var en del av alloktone enheter liggende over de NV-strykende mylonittene i Skipsfjorddekket. Bergartene ble i stedet tolket til å representere autoktont grunnfjell som hadde blitt hevet relativt til bergartene lenger sør langs en ØNØ-VSV-gående høyvinkel sprø normalforkastning med fall mot sør ved Vannareid. På grunn av disse observasjonene ble Vanna delt inn i 2 enheter; prekambrisk grunnfjell i sør og et alloktont skyvedekke i nord, Skipsfjorddekket (Opheim & Andresen, 1989).

Strukturgeologien nord på øya ble beskrevet som at mylonittfoliasjonen hadde en NNV-hellende orientering, både i grunnfjellets tonalitter og i Skipsfjorddekket. Disse er senere deformert av yngre kinkfolder og et system av høyvinklede anastomoserende skjærsoner i grunnfjellet langs Vannareid forkastningssonen (Opheim & Andresen, 1989).

I NGUs kartblad Helgøy 1:250 000 (Grogan & Zwaan, 1997) beskrives Vannas bergarter som paraautoktone, dvs. tilnærmet stedegne bergarter, med mulig alder fra senproterozoisk til kambrisk tid. Også her blir de sedimentære bergartene i Skipsfjorddekket antatt å være av samme alder som Vannagruppen, selv om radiometriske dateringer mangler (Grogan & Zwaan, 1997).

Skipsfjorddekket blir beskrevet som en del av den undre dekkeserien i den kaledonske fjellkjeden i Troms. Denne dekkeserien er kun tegnet inn i Helgøykartet og er ikke korrelert

med andre dekker i serien i Troms, selv om enhetene bergartsmessig og strukturgeologisk ligner. Det har trolig vært en sammensatt tektonisk enhet som har ført til innskyvningen på grunn av den midtre sedimentære sekvensen som antas å være av senproterozoisk kvartsitt. Alderen på dannelsen er usikker, men det tolkes til å være fra tidlig i ordovicium og i silur under den senere skandiske fasen (Grogan & Zwaan, 1997).

Sammenligner man litologiene i Skipsfjorddekket og liggblokka som tilsvarer resten av Vanna, ser man at disse bergartene er svært like, men at metamorfosegraden varierer fra middels grønnskiferfacies i Vannagruppen i sørøst til nedre amfibolittfacies i Kvalkjeftegruppen (Rice, 1990).

Senere studier av Vanna, av forskere og studenter ved UiT- Norges arktiske universitet, har ført til omfattende revisjoner av tidligere geologiske tolkninger. Den aller viktigste endringen var at de tidligere antatte autoktone neoproterozoiske til de kambriske enhetene av Vannagruppen ble retolket til å ha en paleoproterozoisk alder, og at Vannagruppen dermed hadde en genetisk sammenheng med andre deler av den neoarkeiske-paleoproterozoiske Vest-Troms gneisregionen (Bergh et al., 2007).

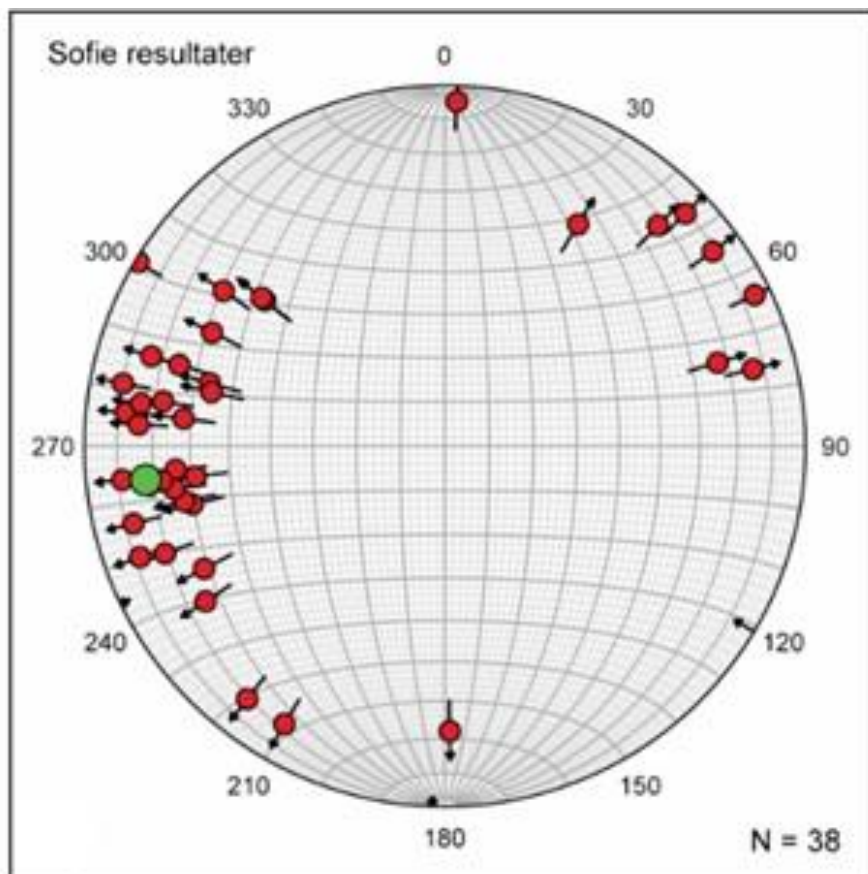
Denne revideringen av tidligere arbeider ble støttet av nye radiometriske dateringer av det tonalittiske gneisunderlaget, til å være 2885 ± 20 millioner år, altså arkeisk krystallisasjonsalder, samt at dioritten i Vannagruppen ble datert til å være 2221 ± 3 millioner år (Bergh et al., 2007). Siden det tonalittiske underlaget også er intrudert av mafiske ganger med en datert alder på 2403 ± 3 millioner år (Kullerud et al., 2006a), men som ikke intruderer Vannagruppen, må Vannagruppens avsetningsalder være fra 2,4-2,2 Ga. Radiometrisk datering av detriske zirkoner i metapsamitter i Vannagruppen viser dessuten at kilden til sedimentene var det tonalittiske gneisunderlaget (Bergh et al., 2007).

Dermed viste det seg at geologien på Vanna er mer kompleks enn tidligere antatt (Bergh et al., 2007; Knudsen, 2007; Kullerud et al., 2006a; Pettersen, 2007), noe som også har stor betydning for denne masteroppgaven (se kapittel 3 og 4).

Det som fortsatt er usikkert er alderen på deformasjonen i Vannagruppens bergarter (Bergh et al., 2007). Med bakgrunn i de nye dateringene og funnene, kan man antyde at deformasjonen i dioritten ikke nødvendigvis var av kaledonsk alder, men eventuelt og mest sannsynlig, svekofennisk. Dette støttes av at strukturene i Vannagruppen viser likhetstrekk med makroskala strukturer som folder, duktile skjærsoner og assosierte strukturelementer som ellers finnes i Vest-Troms gneisregionen og nordlige deler av Fennoskandia (Bergh et al.,

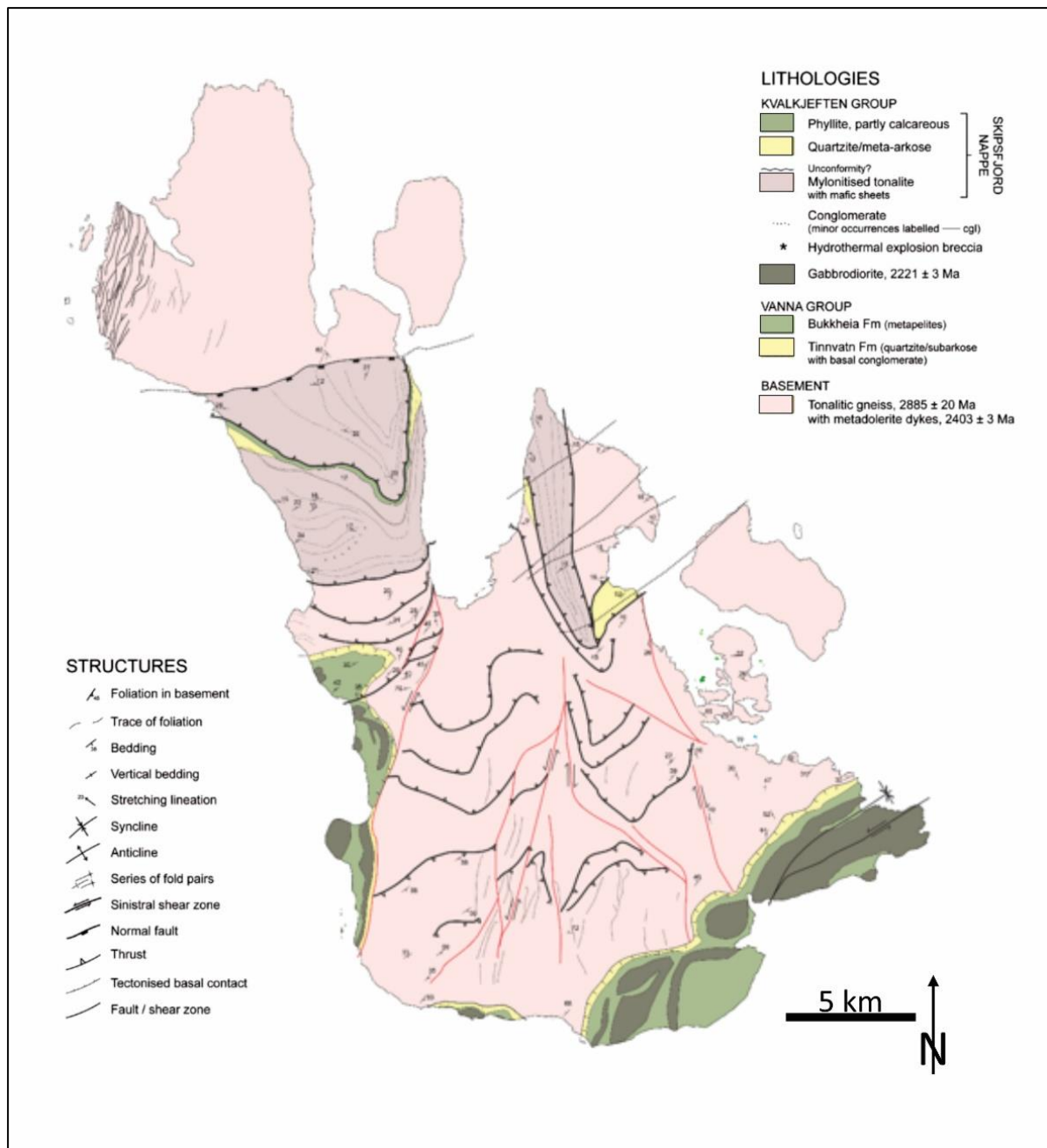
2007; Knudsen, 2007). Dette er noen av problemstillingene denne oppgaven skal søke og løse.

Kolsum (in prep.) fokuserer på metasedimentære bergarter og skjærsoner i Bukkheiaformasjonen og den intrusive dioritten, nærmere bestemt i kystområdet rundt Larstangen og Fakkekeila. Resultatene fra feltarbeidet viste at de metasedimentære bergartene og foldesystemene i området hadde en orientering NNØ-SSV, med strekningslineasjoner strykende Ø-V (figur 13), et resultat som vil bli sammenlignet og beskrevet videre i kapittel 4.



Figur 13. Strekningslineasjoner fra grunnfjellet mellom Larstangen og Fakkelia. De fleste målingene viser en trend Ø-V. Hentet fra: (Kolsum, in prep.).

Paulsen et al. (2019) har gjennom feltarbeid også revidert det strukturgeologiske kartet på Vanna. En ny tolkning av geologien er vist i figur 14.



Figur 14. Oppdatert strukturgeologisk kart over Vanna. Hentet fra: (Paulsen et al., 2019).

Oppsummert, er status for Vest-Troms gneisregionen, dens oppbygning og tektono-magmatiske utvikling pr. i dag, at regionen inneholder TTG-gneiser av neoarkeisk alder, neoarkeiske til paleoproterozoiske suprakrustale enheter og mafiske gangsvermer av samme alder. Etter dette fikk man svekofenniske intrusjoner av plutoner etterfulgt av høydeformerte svekofenniske deformasjonsbelter (Bergh et al., 2010).

Vannas geologi er kompleks, og området dette masterarbeidet fokuserer på er lite studert fra tidligere.

2.6 Beskrivelse av studieområdet

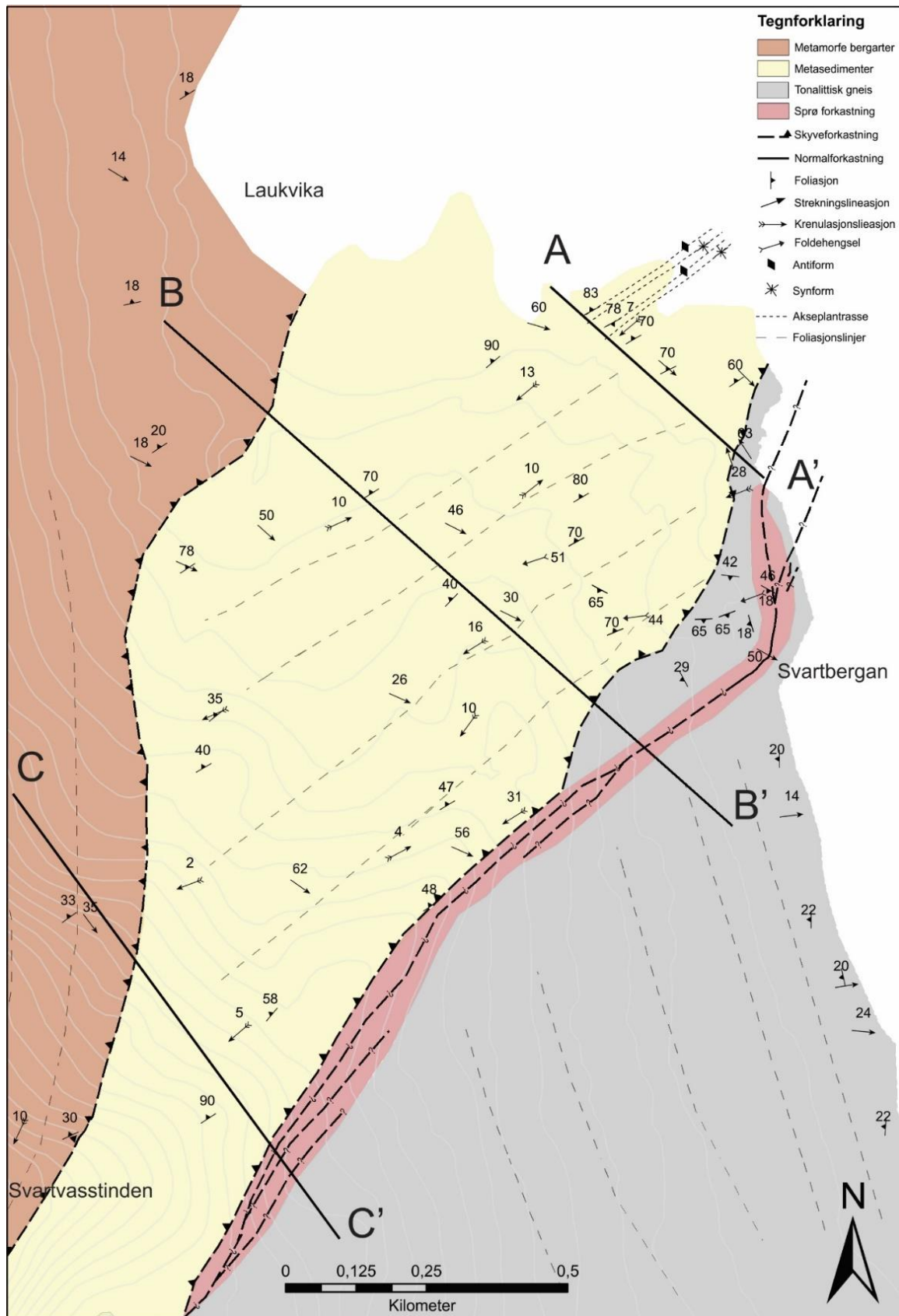
Studieområdet ligger nordøst på Vanna, mellom Svartbergan og Laukvika (se figur 3). Området strekker seg ca. 2,5 km i luftlinje fra N-S, og ca. 2 km i retning Ø-V, opp mot Svartvasstinden. Topografien går fra havnivå og opptil ca. 500 moh. på toppen av fjellet Svartvasstinden. Blotningsgraden i området er svært varierende, fra svært godt blottet langs kysten til mindre blotningsgrad oppover fjellsiden. Ryggen oppover mot fjellet er godt blottet, mens dalene og hele fjellsiden er tilnærmet helt vegetert. Eksisterende berggrunnskart fra kartbladet Tromsø 1:250 000 viser til at området kun består av tonalitt (Grogan & Zwaan, 1997). Nyere undersøkelser gjennom dette masterprosjektet, vil forhåpentligvis gi et mer nyansert bilde.

3 Resultater

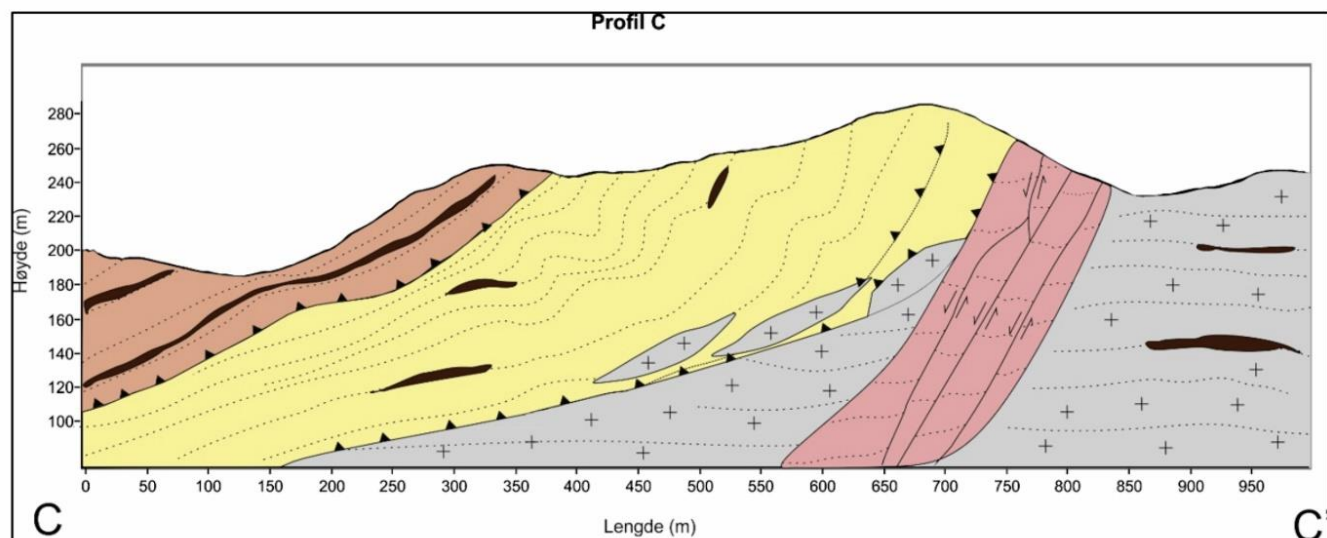
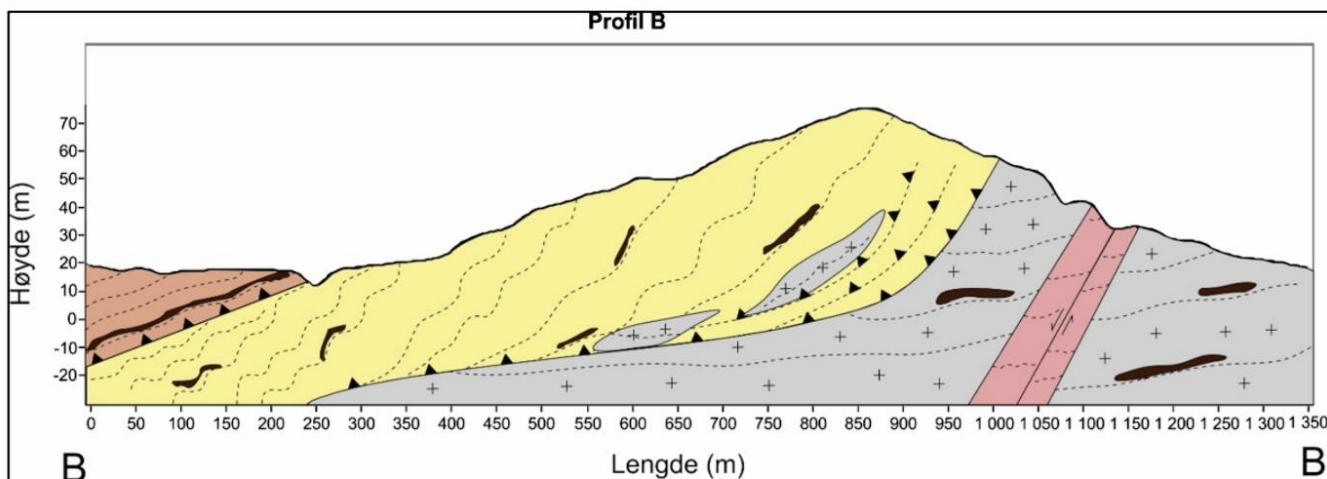
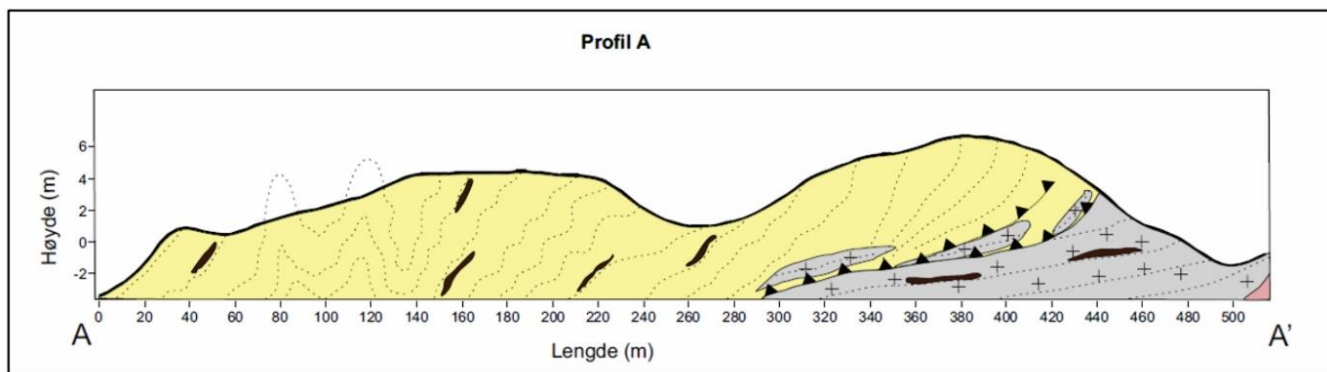
I dette kapitlet blir resultatene fra feltarbeidet fremstilt, med vekt på å beskrive ulike bergarter, deres grenseforhold og strukturer. Innsamlingen av data er basert på metodene som beskrives i kapittel 1.3.

Feltkartleggingen har vist at berggrunnen i studieområdet kan deles inn i tre hovedgrupper: 1) tonalittiske gneiser, sannsynligvis neoarkeiske (Bergh et al., 2010; Kullerud et al., 2006b) 2), antatte metasedimentære bergarter (?) avsatt på det tonalittiske gneisunderlaget (jfr. Vannagruppen Bergh et al., 2007), og 3), alloktone bergarter fra Skipsfjorddekket (Opheim & Andresen, 1989).

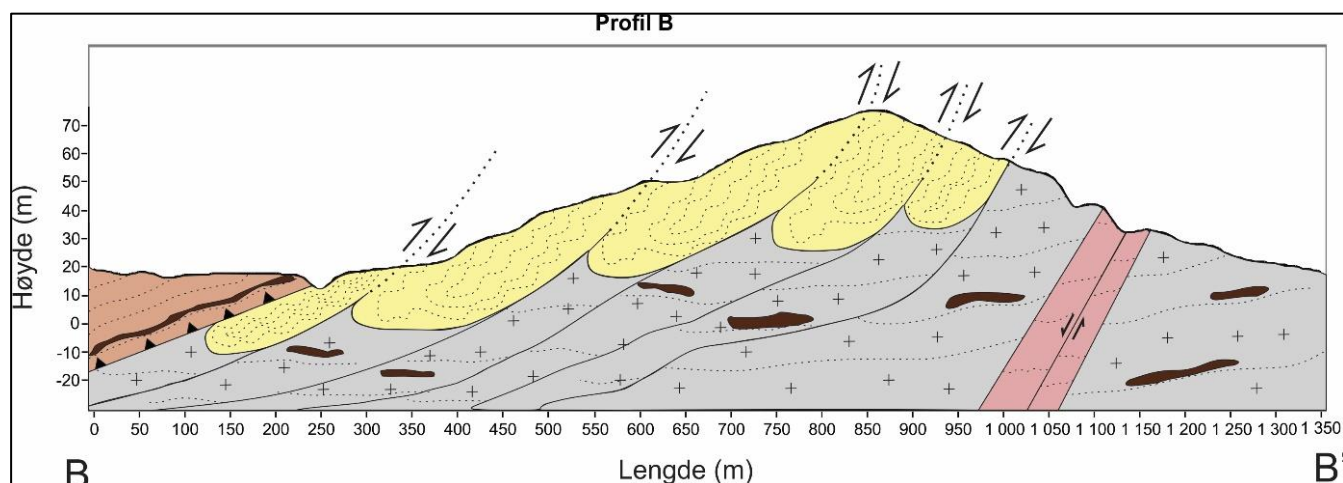
En beskrivelse av de ulike hovedgruppene av bergarter vil først bli gitt, etterfulgt av petrografiske og strukturelle beskrivelser fra studieområdene. Dataene er sammenstilt i et berggrunnsgeologisk kart (figur 15) og i fire tolkete geologiske profiler fra studieområdet (figur 16 og 17). Det berggrunnsgeologiske kartet inneholder også viktige strukturgeologiske elementer, som foliasjon, strekningslineasjoner, folder og krenulasjonslineasjon. Egne stereoplott med strukturelle orienteringsdata er presentert i kapittel 3.2 (figur 37 og 38).



Figur 15. Berggrunnsgeologisk kart over feltområdet. De tykke svarte linjene merket med bokstaver (A-A', B-B' og C-C') er profilinjer som vises i figur 16 og 17.



Figur 16. Tolkede geologiske profiler fra studieområdet, langs profillinjene A-A', B-B' og C-C' (se figur 15 for lokalisering). Merk at til tolkningene gitt over tilhører de kartlagte metasedimentære bergartene Skipsfjorddekket (Modell 1), og representerer dermed en separat allokton enhet (senere omtalt som Svartbergangruppen). For tegnforklaring, se figur 15. Mørkebrune linser representerer mafiske intrusjoner som er påvist lokalt og også på overflaten, men de er ikke angitt i det geologiske kartet.



Figur 17. Tolket geologisk profil fra studieområdet langs profillinje B-B' (se figur 15 for lokalisering og tegnforklaring). Merk at i denne tolkningen tilhører de kartlagte metasedimentære bergartene et tidligere avsetningsbasseng (riftbasseng), en paraautokton enhet, hvor normalforkastningene i riftbassenget har blitt reaktivert til skyveforkastninger under påkjennelsen av Skipsfjorddekket (Modell 2). Mørkebrune linser representerer mafiske intrusjoner som er påvist lokalt også på overflaten, men de er ikke angitt på det geologiske kartet.

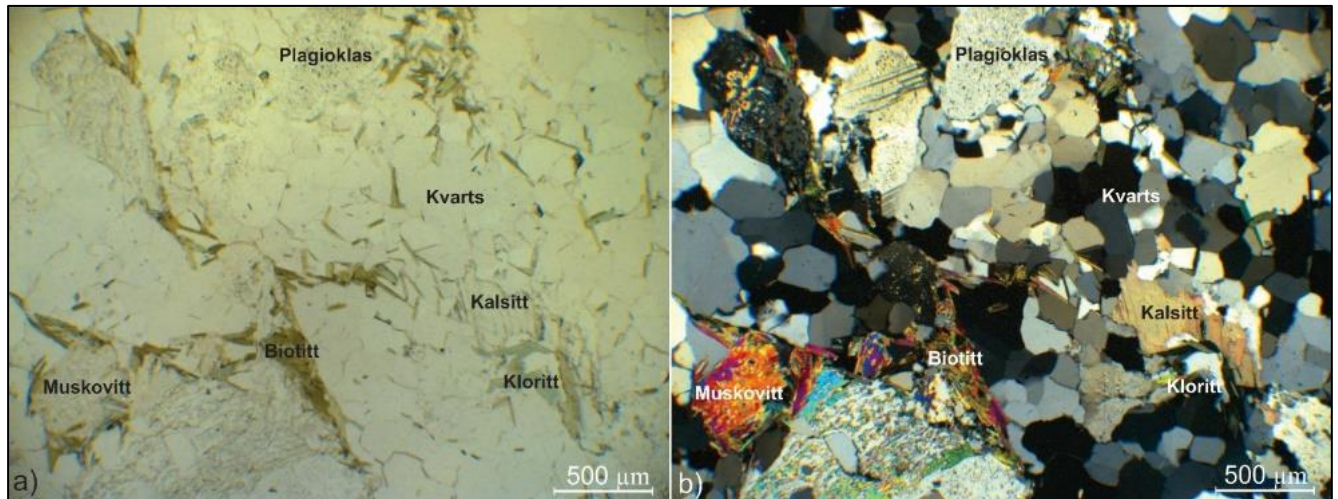
3.1 Petrografi og grenseforhold

De tre hovedgruppene av kartlagte bergarter er vist i figur 15. Lengst sør i området finner man lyse, massive og folierte krystalline bergarter, beskrevet som tonalitter og tonalittiske gneiser (se kapittel 3.1.1). Bergartssekvensen i midten består av folierte, kvarts-feltspatiske gneisbergarter. De blir betegnet som metasedimentære bergarter (?), fordi denne sekvensen er mer rytmisk foliert, og inneholder lokalt mørke og lyse bånd som antyder at bergartene er lagdelte, og dermed kan ha metasedimentær opprinnelse (se kapittel 3.1.2). Den siste hovedgruppen av bergarter omtales som Skipsfjorddekket, og er tolket som en metamorf allokton enhet.

3.1.1 Tonalitter og tonalittiske gneiser

Grunnfjellsbergartene lengst sør i feltområdet er lyse og feltspatrike, massive krystalline og vekselvis folierte. De er tolket til å være tonalitter og tonalittiske gneiser. Disse bergartene finnes i store deler på Vanna, mange kilometer sør for feltområdet, og nord for Vannareid-Burøysundforkastningen. De massive tonalittiske bergartene er grovkornete, og ved å studere de i lupe ser det ut til at de har et stort innhold av feltspat, trolig plagioklas pga. en matt hvit farge, mindre mengder kvarts, biotitt, kloritt og lys glimmer. Bergarten opptrer i store områder som en massiv, homogen tonalitt, stedvis i veksling med foliert tonalittisk gneis. Generell strøkkretning går ca. N-S og moderat fall mot vest (figur 15) (se nærmere omtale i kapittel 3.2).

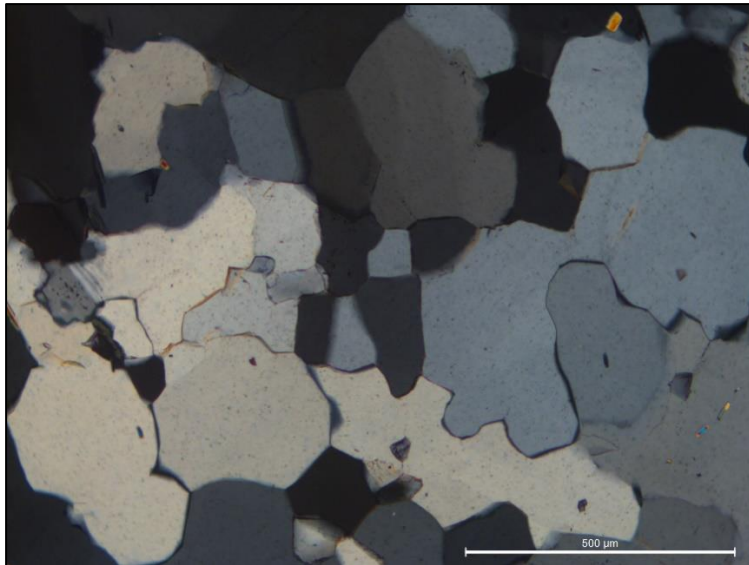
Tynnslipstudier viser at de massive tonalittene er grovkornete bergarter som inneholder mye plagioklas (> 80%), kvarts (ca. 15%), biotitt (2%), kloritt (<1%), muskovitt (2%) og kalsitt (<1%) (figur 18). Kvarts- og feltspatkornene er generelt grovkornete, men størrelsen på kornene kan variere fra flere mm store feltspatkorn til mindre rekrystalliserte kvartskorn. Glimmermineralene har en kornstørrelse på rundt 200 μm . Biotitt, muskovitt og kloritt har en avlang form, men har ingen foretrukken orientering. Bergartsprøven fra det tonalittiske gneisunderlaget er den eneste prøven med påvist biotitt i feltområdet.



Figur 18. Tynnslipfoto av massive tonalitter (prøve 19, se figur 4 for lokalisering). A) Grovkornet polygranoblastisk rekrystallisert kvarts i matris i planpolarisert lys (PPL). B) Samme som i a), men krysspolarisert lys (XPL). Mineralinnholdet til bergarten domineres av sericittisert plagioklas, kvarts, biotitt og kloritt. Prøven viser en massiv og homogen sammensetning, uten foretrukken orientering.

Kvartskornene i tonalittene ligger med ulik orientering, men er polygonale og granoblastiske (Passchier & Trouw, 2005), hvor korn grensene har stor omkrets (figur 19). Kvartskornene ser også ut til å ha et undulerende slukningsmønster (Blatt & Christie, 1963).

Basert på mineralsammensetningen, med dominans av plagioklas (> 80%), kvarts (15-20%) og kalifeltspat (<1%) klassifiseres bergarten en tonalitt (Streckeisen, 1976), mens i områder hvor glimmermineralene er orienterte, betegnes bergarten som tonalittisk gneis.



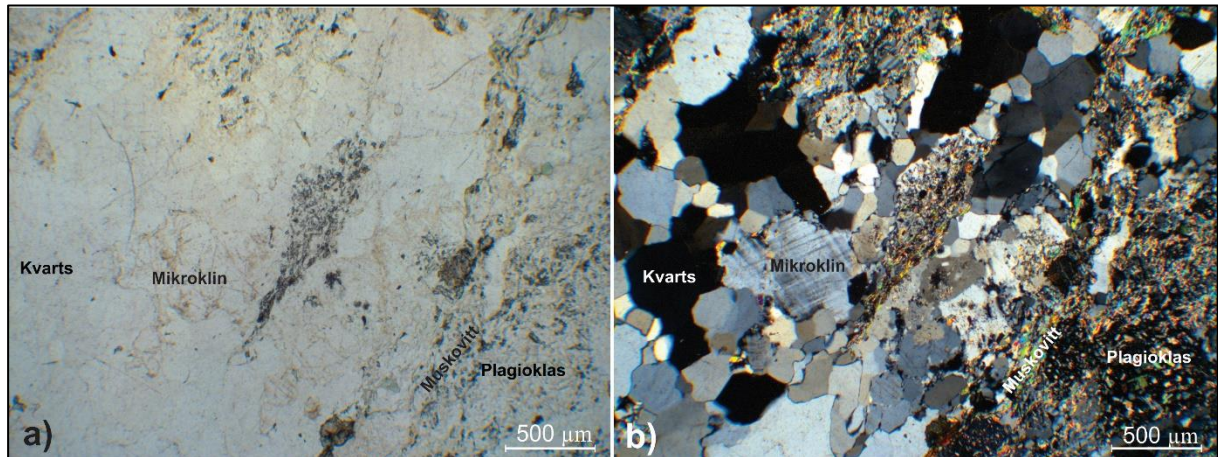
Figur 19. Tynnslipfoto av massiv tonalitt i XPL, viser granoblastisk rekrystallisert kvarts med undulerende slukningsmønster, fra prøve 19.

Figur 21 (prøve 27) er også hentet fra hovedgruppen av neoarkeiske tonalitter, like sør for kontakten til de antatte metasedimentære bergartene (figur 4), og representerer massiv, grovkornet tonalitt. I motsetning til den generelt lyse fargen til tonalittene andre steder, er denne bergarten mørkere og har klar rødfarge (figur 20). Det er usikkert om denne rødfargen skyldes innhold av kalifeltspat, eller er sekundær på grunn av hydrotermal omvandling (se diskusjon i kapittel 4.1.1). Fargen og kornstørrelsen tilsier at denne bergarten har en mer granittisk sammensetning.



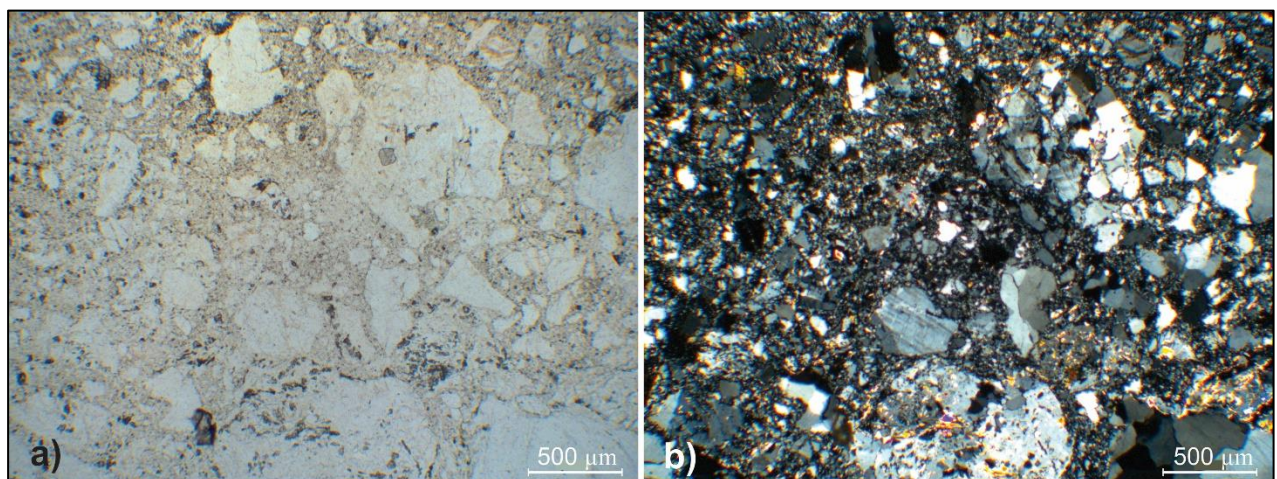
Figur 20. Tonalittisk gneis fra området like sør for kontaktsonen til metasedimentære bergarter. Merk rødbrun farge anrikt langs brudd/sprekkesoner i bergarten.

I mikroskop påvises kalifeltspat/mikroclin, som sammen med plagioklas og kvarts er en del av hovedmineralene i denne bergartsprøven (se figur 21). Denne bergarten er også grovkornet og homogen, med et høyere kvartsinnhold enn prøve 19. Dersom mikroclin er det mineralet som gir bergarten den rødlige fargen, og ut fra observasjoner i felt og i tynnslip, klassifiseres bergarten som en granitt (Twidale, 2012).



Figur 21. Tynnslipfoto av mikroclin, omringet av kvarts og saussurittisert plagioklas (prøve 27). Bilde a) viser tynnslipfoto i PPL, mens bilde b) viser det samme bildet i XPL.

I samme tynnslip (prøve 27) observeres soner hvor bergarten har et breksjert utseende, med angulære klaster og en svært finkornet matriks (figur 22). Prøven ble tatt nær en antatt regional, sprø forkastningssone/bruddsone (figur 15), så det er ikke usannsynlig at tynnslipet viser kataklasitt i småskala bruddsoner relatert til den større sprø forkastningen (se kapittel 4.2.1).



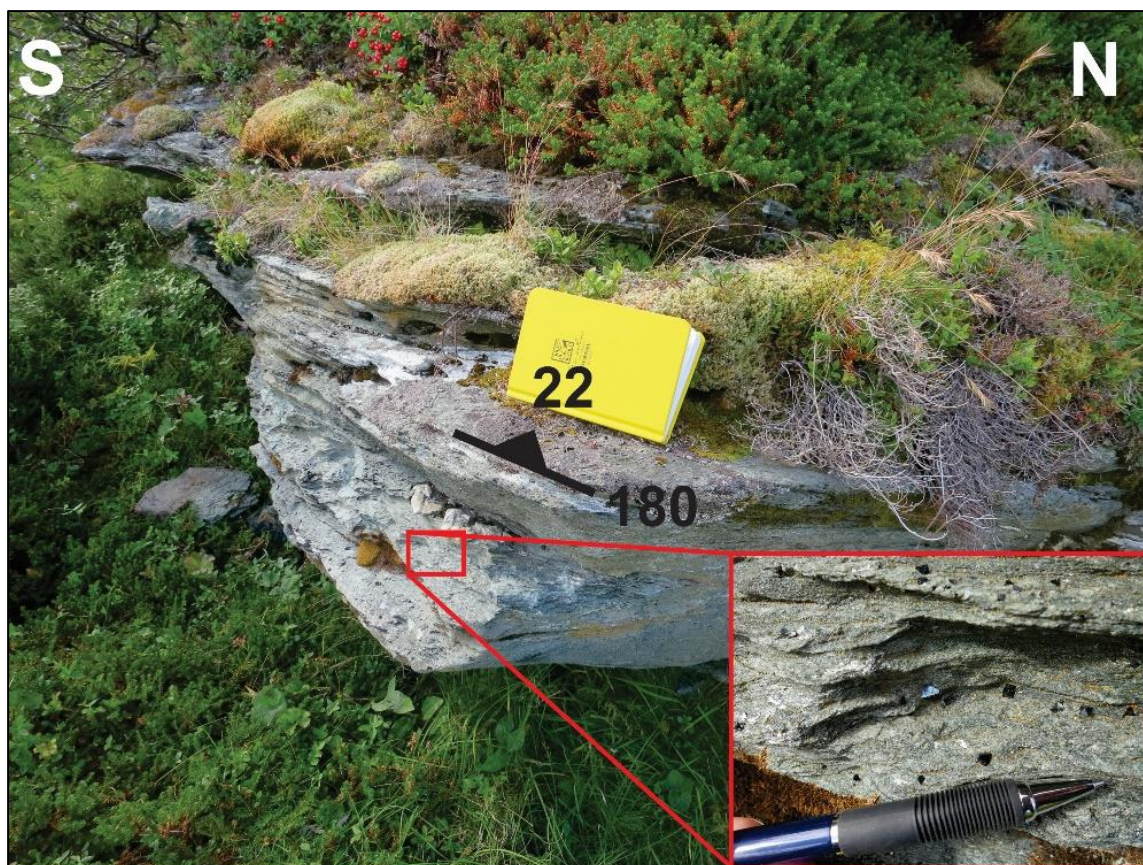
Figur 22. Tynnslipfoto fra sprø bruddsone (prøve 27). Angulære klaster og finkornig matriks, en bergart som kan klassifiseres som kataklasitt. a) viser tynnslip 27 i PPL, og b) viser det samme tynnslipfotoet i XPL.

Internt i enheten med tonalitter og tonalittiske gneiser, observeres det også flere mørke bergarter som ligger konformt med foliasjonen i gneisene (figur 23). Disse mørke bergartene er homogene, relativt grovkornede, og har tydelig foliasjon parallelt med tonalittene rundt. Bergartene er kun synlig som eksponerte kropper langs kysten, men er trolig også til stede i bergartene høyere oppe i terrenget, hvor blotningsgraden er dårligere. Bergartene har en mørkegrønn til sort på farge, inneholder amfibol, klinzoisitt/epidot og kloritt, og kan derfor klassifiseres som mafiske bergarter (amfibolitter). Hvorvidt de er magmatiske/plutonske, effusiver og/eller intrusive lagganger i tonalittene, er uklart (se diskusjon i kapittel 4.1.1).



Figur 23. Mafisk bergart som ligger konformt med tonalittene rundt.

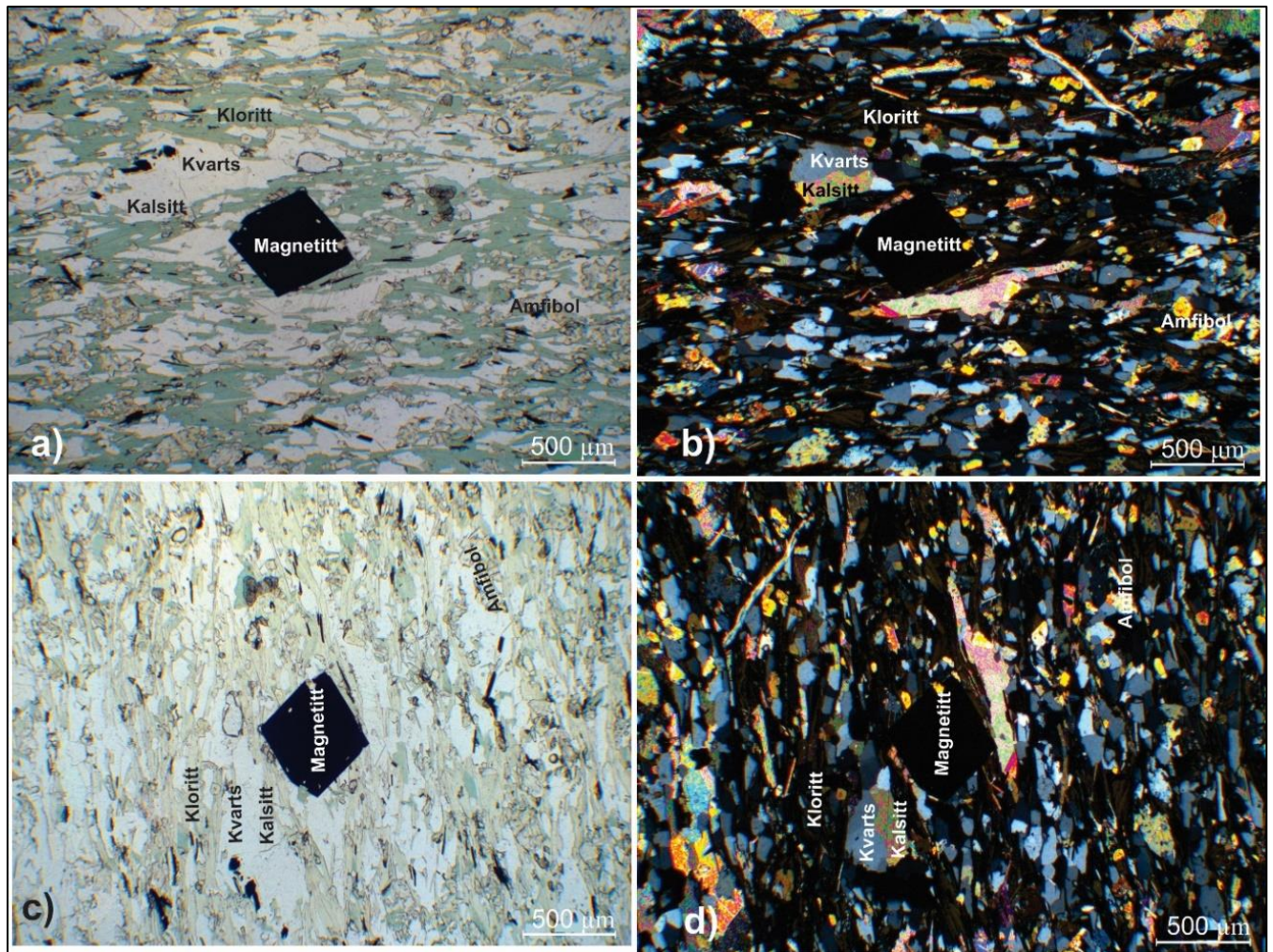
I tillegg til mørke amfibolitter, er det flere steder konformt i tonalittene påvist innslag av lysere, grønne, sterkt folierte bergarter (figur 24).



Figur 24. Tett foliert lys grønnfarget gneis/glimmer i veksling med tonalittiske gneiser og tonalitt. Merk opptreden av megakrystaller av magnetitt. Foliasjonens orientering er angitt med strøk- og falltegn. Figur 25 viser bergartsprøve nr. 15 fra denne lokaliteten i mikroskopisk skala (se figur 4 for lokalisering).

Bergarten er tett foliert, og domineres av flakformete mineraler. Mikroskopstudier viser at mineralene som kjennetegner denne bergarten er kloritt (>40%) med kraftig «pleokroisme» og mørkegrønn/lysegrønn egenfarge, kvarts (>40%), amfibol (5-10%) og kalsitt (5-10%) (figur 25). I tillegg til de flakformete mineralene ble et magnetisk mineral med oktahedral form observert. Mineralen er opakt i planpolarisert lys, og basert på mineralformen og de magnetiske egenskapene tolkes mineralen til å være magnetitt (Nesse, 2012).

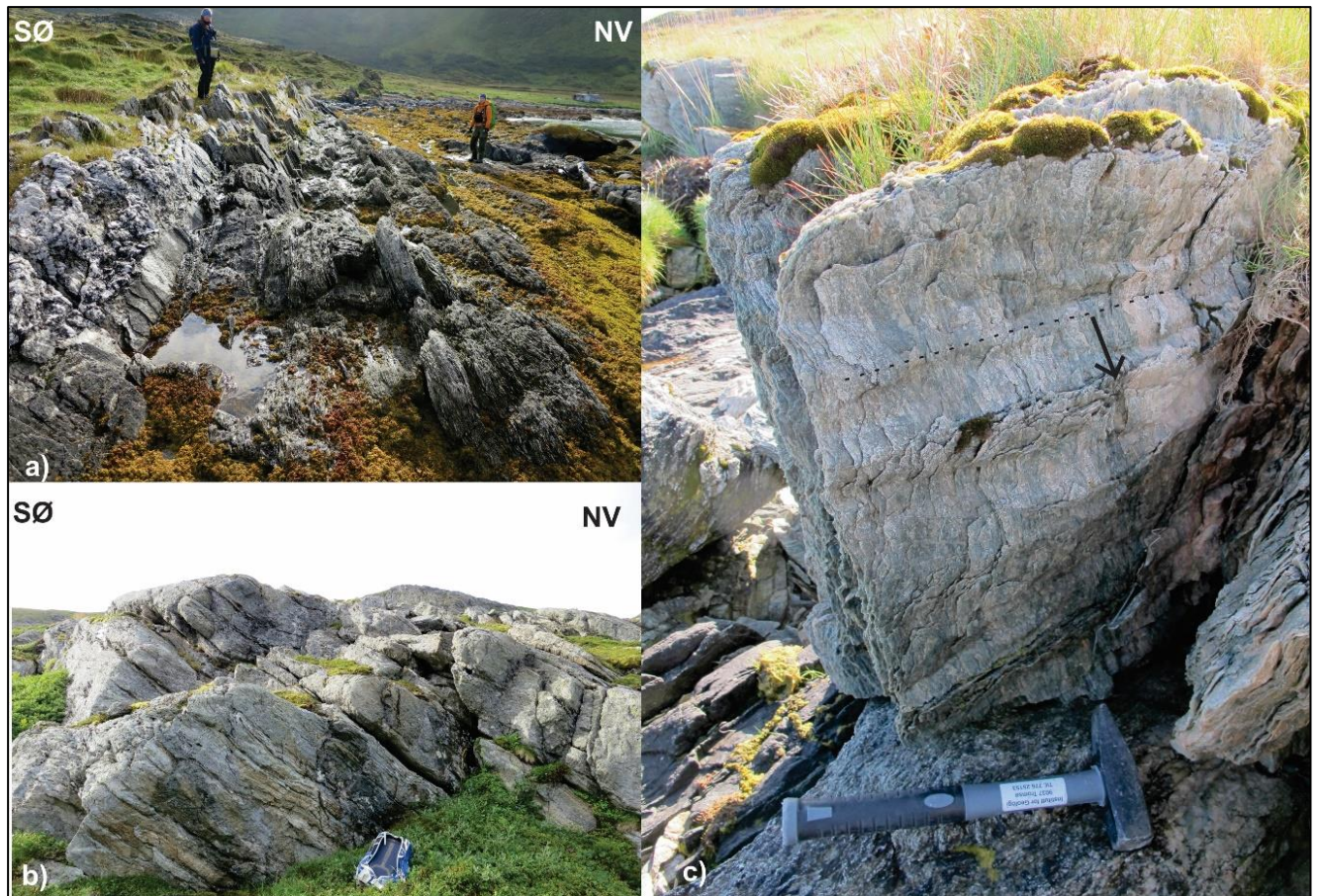
Teksturen er typisk skifrig/stenglig (lepidoblastisk) med avlange, godt orienterte, tette flak av amfibol (50%), kloritt (20%), kvarts, og subsidiær kalsitt og magnetitt. Større korn av amfibol har ofte en randsone av kloritt, hvilket indikerer at amfibol er erstattet av kloritt ved retrograd metamorfose (amfibolittfacies til grønskiferfacies) (Zenk & Schulz, 2004). Kornformen til matriksmineralene er ofte linseformede, noe som antyder at bergarten er mylonittisk (Lister & Snoke, 1984). Alternativt er bergarten amfibolittisk gneis og/eller klorittskifer (Nesse, 2012).



Figur 25. Tynnslipfoto av lys grønn, foliert, mafisk bergart (prøve 15) viser mineralogi og teksturelle relasjoner. a) og c) viser bergarten i PPL, vinkelrett på hverandre, mens b) og d) viser de samme bildene, i XPL. Foliert bergart med innhold av magnetitt. Pleokroismen vises når man roterer på skiva slik at lyset brytes ulikt i klorittmineralene.

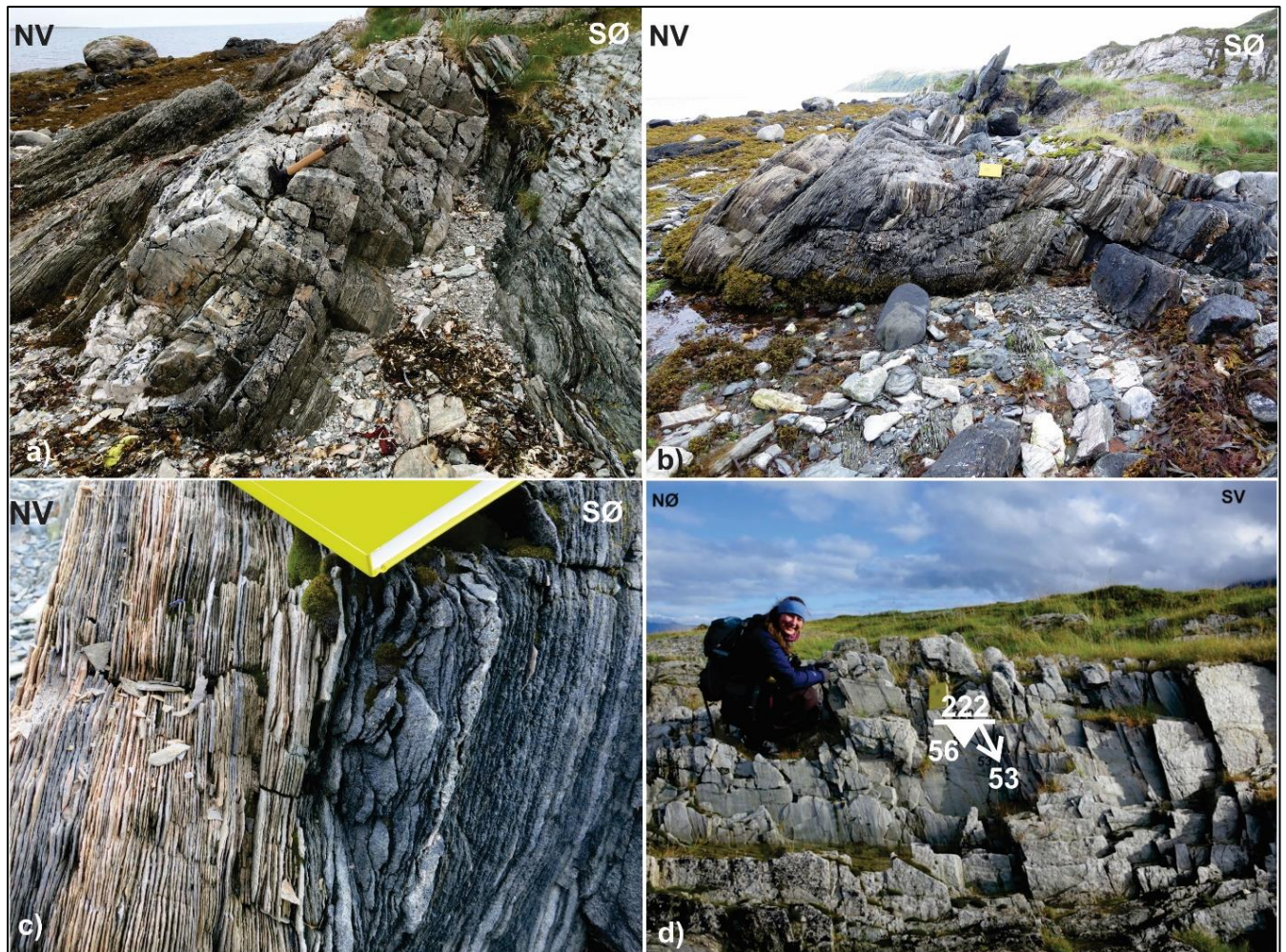
3.1.2 Metasedimentære bergarter (?)

Hovedgruppen av bergartene som er kartlagt mellom Svartbergan og Laukvika (figur 15) er generelt lyse kvarts-feltspatiske gneiser med en tett og steiltstående foliasjon. I felt ser bergartene grå ut med mye glimmerholdige mineraler. Sekvensen er ca. 900 meter tykk nede ved fjæra, og blir tynnere oppover i fjellsiden mot grensen til det strukturelt overliggende Skipsfjorddekket (figur 15). Lengst sør i hovedgruppen er bergarten mer massiv, selv om foliasjonen vises godt. Foliasjonen blir tettere, og bergarten blir mer skifrig når man beveger seg nordover langs fjæra (figur 26).



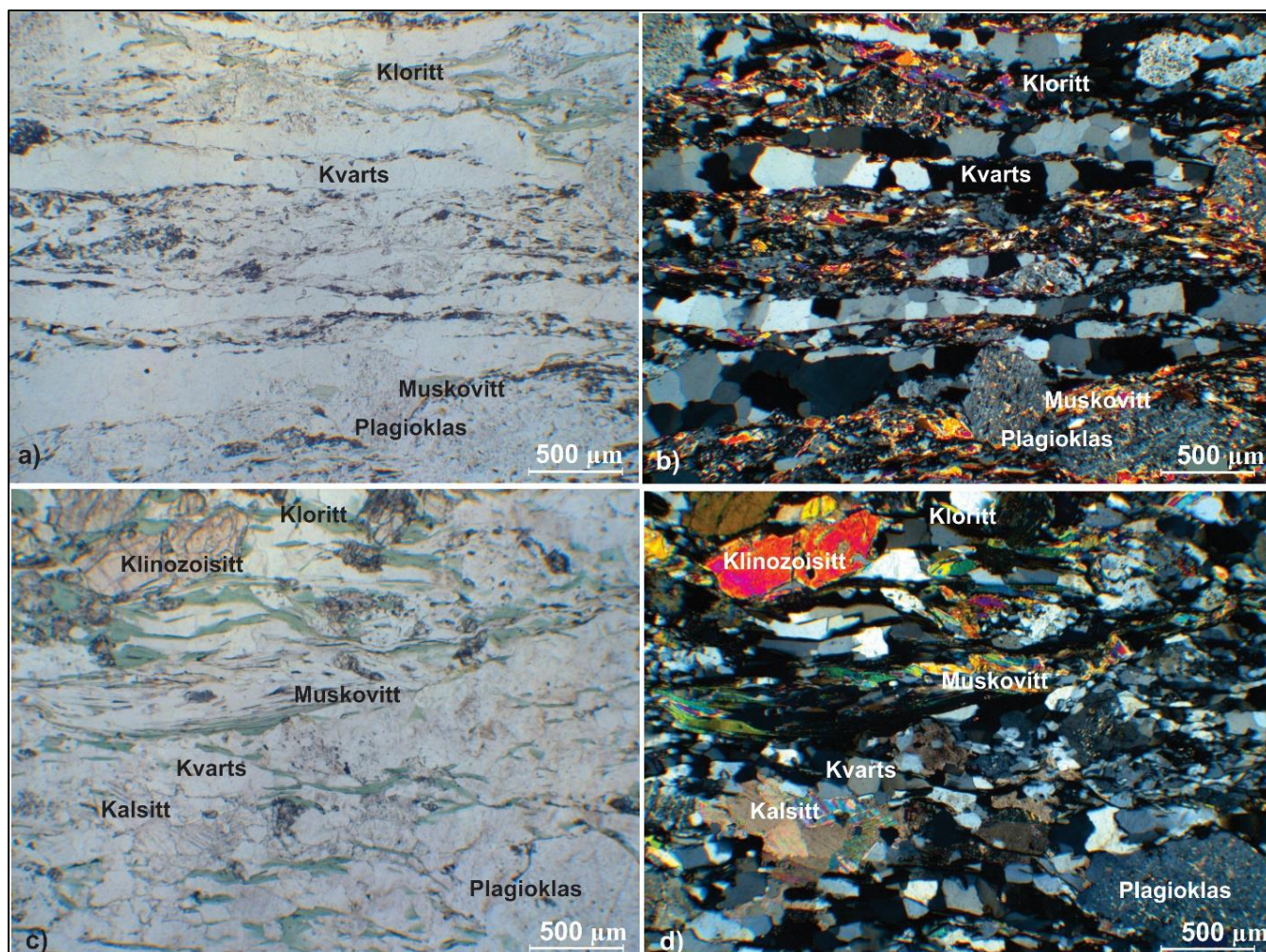
Figur 26. Kvarts-feltspatiske gneiser med velutviklet foliasjon. A) viser stor skifrihet rett før for Laukvika, mens b) viser en mer massiv del av hovedgruppen lenger nord. C) viser krenulasjonslineasjon (svart stiple linje), og strekningslineasjon (indikert med pil).

Lengst nord i lagpakken med antatte metasedimentære bergarter, er foliasjonen tettere og bergartene spalter i tynne sjikt (figur 27). Bergartene veksler i farge mellom en mørkere gråfarge og en mer lysebrun farge, parallelt med skifriheten. En halv meter tykk sekvens med kvartsitt er også observert, hvor lineasjoner på planet er godt observert (se figur 27d). Kvartsittbergarten er det nordligste punktet hvor man kan observere den antatte metasedimentære hovedgruppen pga. dårligere blotningsgrad oppover mot fjellsiden.



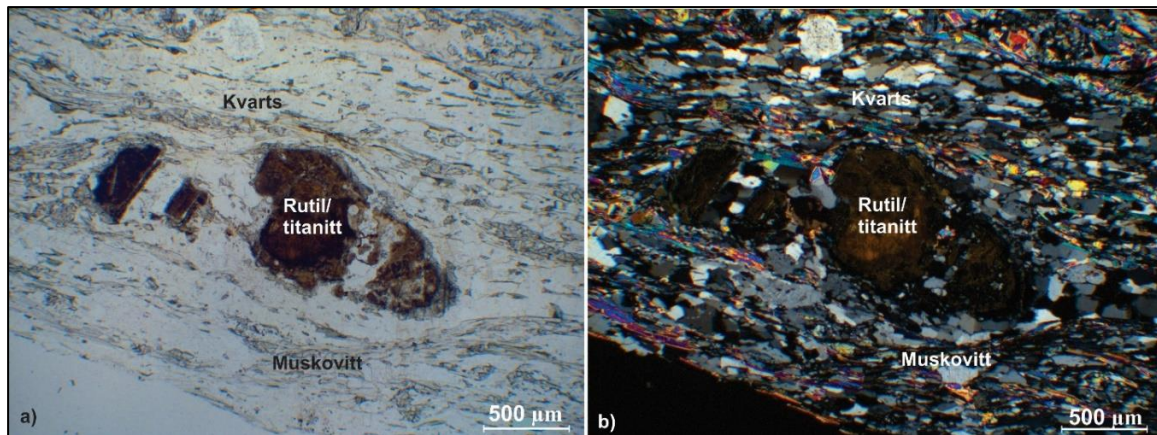
Figur 27. Bilder av skifrig bergart sør for Laukvika. a) viser en sekvens av en ca. 0,5m tykk kvartsitt. b) viser hele sekvensen med vekslende lyse og tynne lag som kan se ut som primær lagning. Bilde c) viser et forstørret utsnitt av bilde b), hvor den tynne skifriheten vises godt. D) viser kvartsitten i profil, hvor strekningslineasjoner er godt eksponert. Strøk- og falltegn viser retningen til foliasjonsplanet, mens pilen indikerer strekningslineasjon.

Bergartene er kvarts og feltspatrike, med godt utviklet foliasjon bestående av glimmermineraler, amfibol (i de mafiske bergartene) og kloritt, samt lokalt ansamlinger med linser og bånd av kvarts. I mikroskop vises en dominans av kvarts (45%) og plagioklas (40%), mens kloritt (10%) og muskovitt (5%) utgjør resten av sammensetningen. Klinozoisitt opptrer sporadisk i flere av bergartsprøvene (figur 28).



Figur 28. Tynnslipfoto av kvarts-feltspatisk gneis (prøve 18 og 23) viser a), Prøve 18 i PPL. Tatt fra midten av den antatte metasedimentære sekvensen (figur 15). Viser mineralene kloritt, rekrystallisert kvarts, muskovitt og sauserittisert plagiokals. B) viser også prøve 18, men i XPL. C) og d) viser prøve 23, hentet fra en bergart nær sørsiden av Laukvika (figur 4). I tillegg til mineralene funnet i prøve 18, er det her også observert klinozoisitt og kalsitt. C) viser prøve 23 i PPL, mens d) viser samme bergart i XPL.

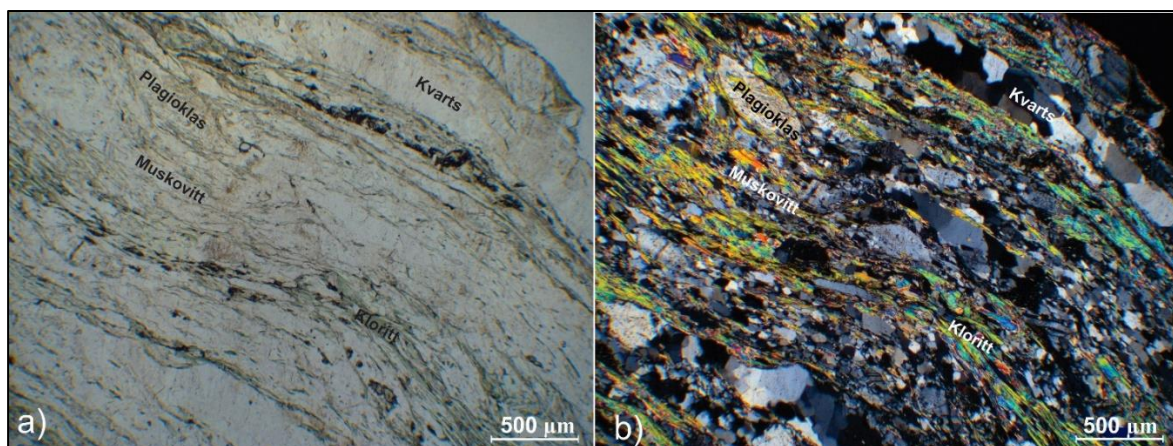
Bergartene fra den antatte metasedimentære hovedgruppen inneholder en større mengde kvarts (ca. 40-50%) enn tonalittene (10-20 %), mindre feltspat (ca. 40-50%) og ikke noe biotitt. Andelen av kloritt er også høyere i den antatte metasedimentære hovedgruppen. Kornstørrelsen til kvarts og feltspat varierer fra grov til middelskornet. Kornene er svakt polygonale og rekrystalliserte (spesielt kvartskornene), og består av store korn (porfyroklaster) med inneslutninger av finkornet glimmer, mest muskovitt, og noe kloritt. Det er trolig også funnet rutil/titanitt (figur 29).



Figur 29. Tynnslipfoto av rutil/titanitt som klaster omsluttet av en mylonittisk matriksstruktur. Hentet fra prøve 22. A) viser prøven i PPL, mens b) viser samme motiv i XPL. Bånd av kvarts og lys glimmer omslutter klasten av rutil/titanitt.

Foliasjonen i de kvarts-feltspatiske gneisene er også tydelig i tynnslipene, hvor glimmermineralene ligger som rytmiske lag vekslende med kvarts og feltspat (figur 30). Kvartskornene har alle polygonal tekstur (Passchier & Trouw, 2005), med subkorn, særlig langs kornrensene. Kornene har variable orienterte lengdeakser, samt undulerende slukningsmønster, som antyder rotasjon og rekrystallisering (Blatt & Christie, 1963)

Metamorfosegraden til de kvarts-feltspatiske gneisene antyder grønnskiferfacies, da kloritt opptrer i store deler av bergarten, samt at muskovitt fremdeles er til stede. Kloritt er et vanlig mineral i lavgrads og mediumgrads pelittiske og mafiske metamorfe bergarter, hvor det grønne utseende i grønnskiferfacies kommer ofte fra dette mineralet (Nesse, 2012).



Figur 30. Mikrofoto av kvarts- feltspatiske gneiser med rytmisk vekslende bånd og lag av kvartsrike glimmerrike litologier (prøve 1). Merk opptreden av grove kvarts- og feltspatkorn (porfyrklaster) og sterkt foretrukket orientering av glimmermineralene. A) viser foto i PPL, mens b) viser det samme motivet i XPL.

De kvarts- feltspatiske gneisene i den antatte metasedimentære hovedgruppen av bergarter inneholder, som tonalittene, også flere både mørke mafiske og lyse felsiske bergarter. Disse har tydelig linseform og mindre mektighet enn i tonalittene, opptil 1-2 m, og mange dør ut i

strøkretningen. De mafiske intrusjonene er kun observert langs fjæra hvor blotningsgraden er god, og man ser at disse linseformete bergartene ligger konformt med de omkringliggende kvarts- feltspatiske gneisene. Bergartene blir mer folierte nærmere kontakten til sidebergartene, og de har en massiv, magmatisk tekstur i midten (se flere detaljer i kapittel 3.1.3).

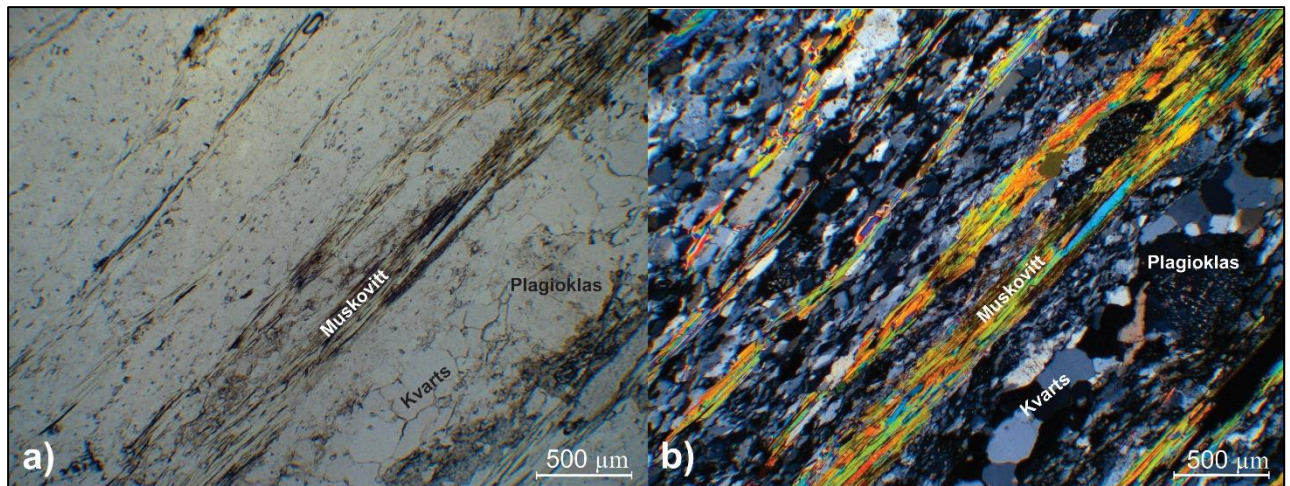
3.1.3 Skipsfjorddekket

Skipsfjorddekket er den hovedgruppen av bergarter i studieområdet som ligger tektono-stratigrafisk øverst i sekvensen. Bergartene i Skipsfjorddekket domineres også her av lyse, kvarts-feltspatiske gneiser som er godt folierte og viser en veksling mellom lyse, brune og mørke lag/enheter (figur 31). I studieområdet er Skipsfjorddekket mye overdekket av vegetasjon, i fjellsiden ned mot Laukvika, men er godt eksponert ved sjøen i nord, og øverst ved Svartvasstinden.



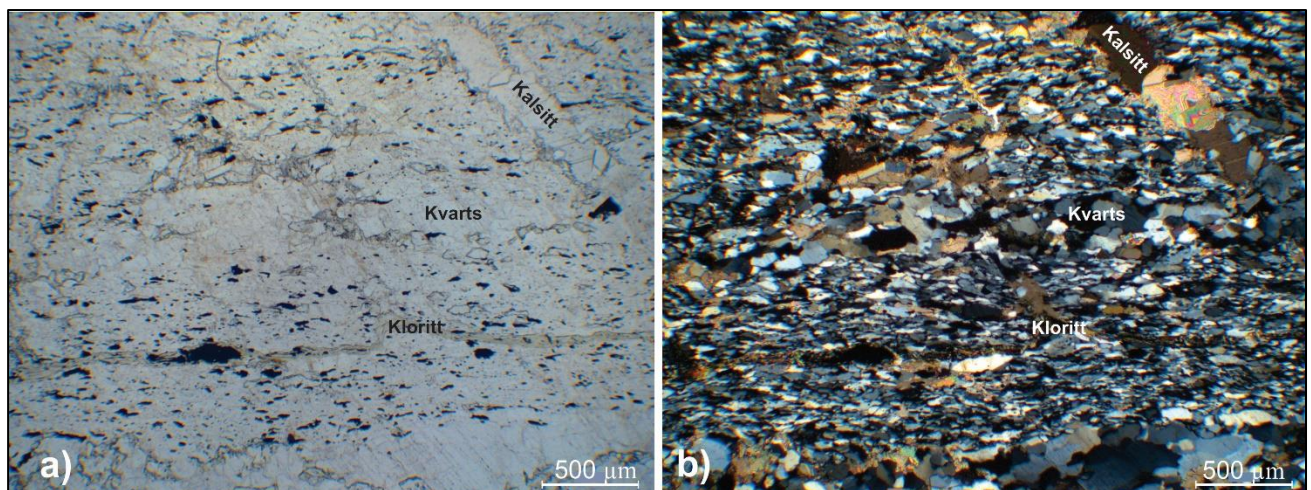
Figur 31. Skifrige kvarts-feltspatiske gneiser i Skipsfjorddekket, nord for Laukvika.

Bergartene i Skipsfjorddekket er litologisk like de underliggende kvarts- feltspatiske gneisene i den antatte metasedimentære hovedgruppen, med hovedmineraler som kvarts, plagioklas, kloritt og muskovitt (figur 32). Lokalt kan man påvise mindre folierte utgaver med tydelige kvarts- feltspatiske lag og bånd av vekslende flakformet glimmer, og kvarts/feltspat.



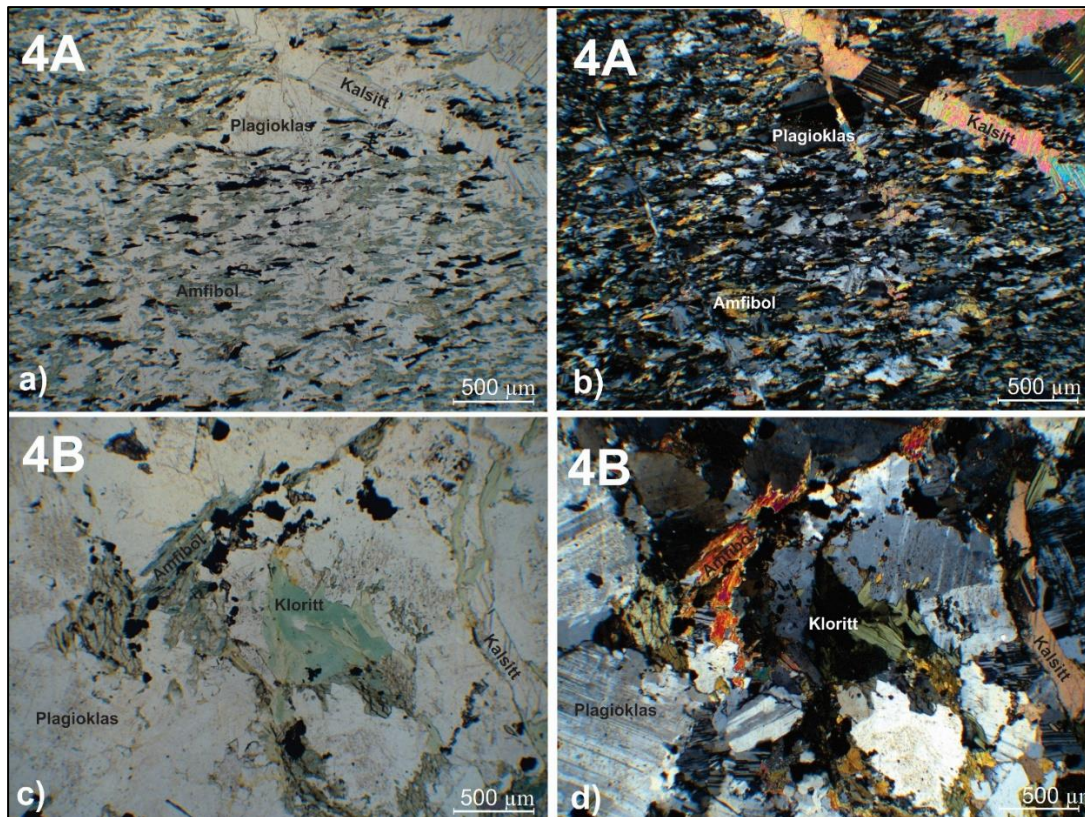
Figur 32. Tynnslipfoto fra kvarts-feltspatisk gneis i Skipsfjorddekket (prøve 12). A) Viser motivet i PPL, og b) viser det samme i XPL. Sterk foliasjon og tydelig foretrukket orientering langs foliasjonplanene. Saussurittisert plagioklas, rekrystallisert kvarts, og klare bånd av glimmermineraler dominerer i tynnslipet.

I kontaktsonen mellom de underliggende kvarts- feltspatiske gneisene og Skipsfjorddekket, er bergartene tettere foliært, og i blant linseformige, med vekselvis brune, kalkholdige og mørke mafiske litologier (se figur 54 i kapittel 3.2.3). Tett foliasjon og linseform antyder at bergartene kan være mylonittiske gneiser, i hvert fall lokalt (se nærmere beskrivelser i kapittel 3.2) (Passchier & Trouw, 2005). I tynnslip ble karbonat påvist, som antatt i felt, da bergartsprøvene reagerte med saltsyre (figur 33).



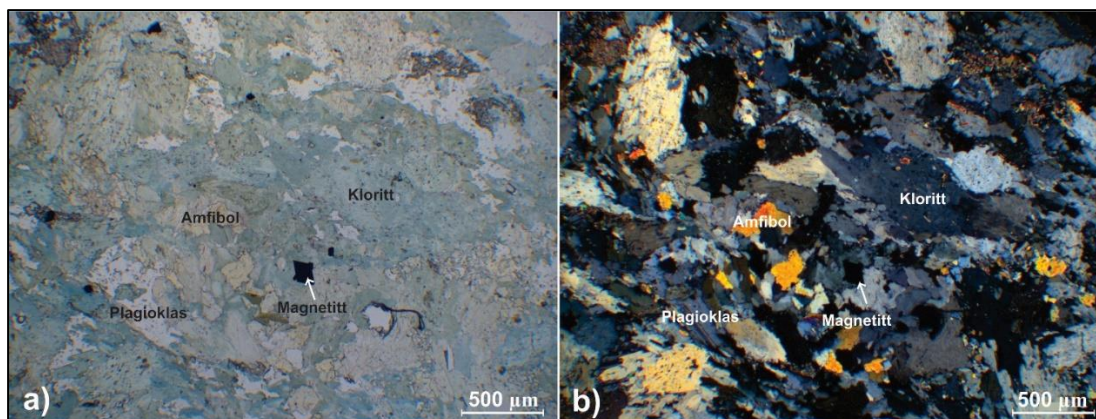
Figur 33. Mikrofoto av bergartsprøve tatt fra kontaktsonen mellom Skipsfjorddekket og de underliggende metasedimentære bergartene (prøve 5). Det er viktig å merke seg at karbonat finnes både i sprekker, men også sammenkittet med resten av bergarten. A) tynnslip vist i PPL, b) viser samme tynnslip i XPL.

De mørke mafiske bergartene i Skipsfjorddekket har generelt linseform og er elongerte parallelt med foliasjonen i bergartene (figur 54). Kornstørrelsen og teksturen varierer systematisk, fra massiv grovkornet i indre deler av linsene, til finkornet og sterk skifrig nær randsonen til sidebergartene (figur 34).



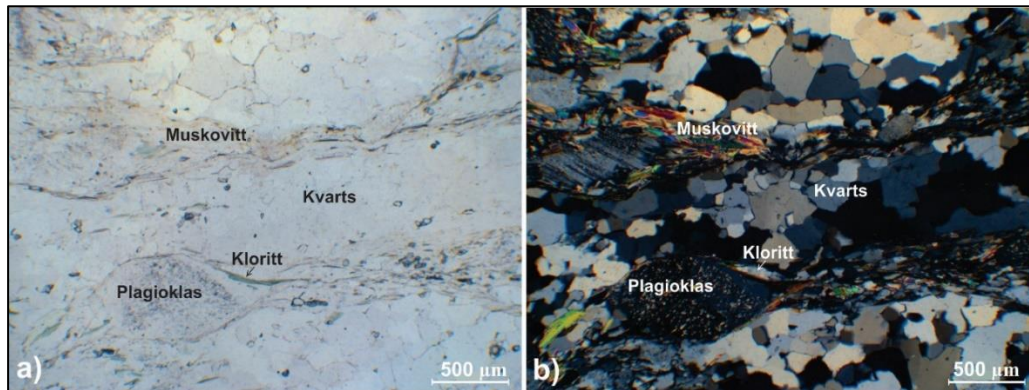
Figur 34. Mikrofoto av mørk mafisk bergart i linse i Skipsfjorddekket. Tynnslipene viser teksturer og mineralogi i tverrsnitt fra kjerne til randsoner. Mineralsammensetningen består av flere mørke mineraler (bl. a. amfibol). Kloritt, kalsitt og plagioklas er også påvist, men kvarts er ikke observert i disse tynnslipene. A) Prøve 4A viser randsonen til den mafiske linsen, og er sterkt foliert, vist i PPL. B) viser det samme som i a), men i XPL. Prøve 4A er veldig finkornet og har orientering, men den mineralogiske sammensetningen er lik som i prøve 4B. C) 4B tatt fra den uderfomerte delen av den mafiske linsen, vist i PPL. D) Samme som c), i XPL. 4B er homogen og ikke foliert, og har en magmatisk tekstur.

Nord for Laukvika ble en massiv mafisk intrusiv observert (figur 35). Bergarten har et høyt innhold av kloritt og amfibol, og inneholder også små korn av magnetitt, slik som prøve 15 i det tonalittiske gneisunderlaget (figur 25). Teksturen til bergarten er derimot massiv og ikke foliert.



Figur 35. Tynnslipfoto av mafisk bergart (prøve 26) tatt fra Skipsfjorddekket. A) viser tynnslipfotoet i PPL, mens b) viser det samme bildet i XPL. Bergarten inneholder store mengder kloritt og amfibol, samt plagioklas. Magnetitt er påvist her, men ikke like store krystaller som i prøve 15.

Det er også påvist mylonittiske teksturer i tynnslip av mafiske bergarter i Skipsfjorddekket (figur 36). Her kan man se uregelmessige linseformige korn (porfyrroklaster) av plagioklas, med glimmerhaler til porfyrroklastene, samt rekrystallisert kvarts, noe som underbygger en mylonittisk tekstur (Passchier & Trouw, 2005).



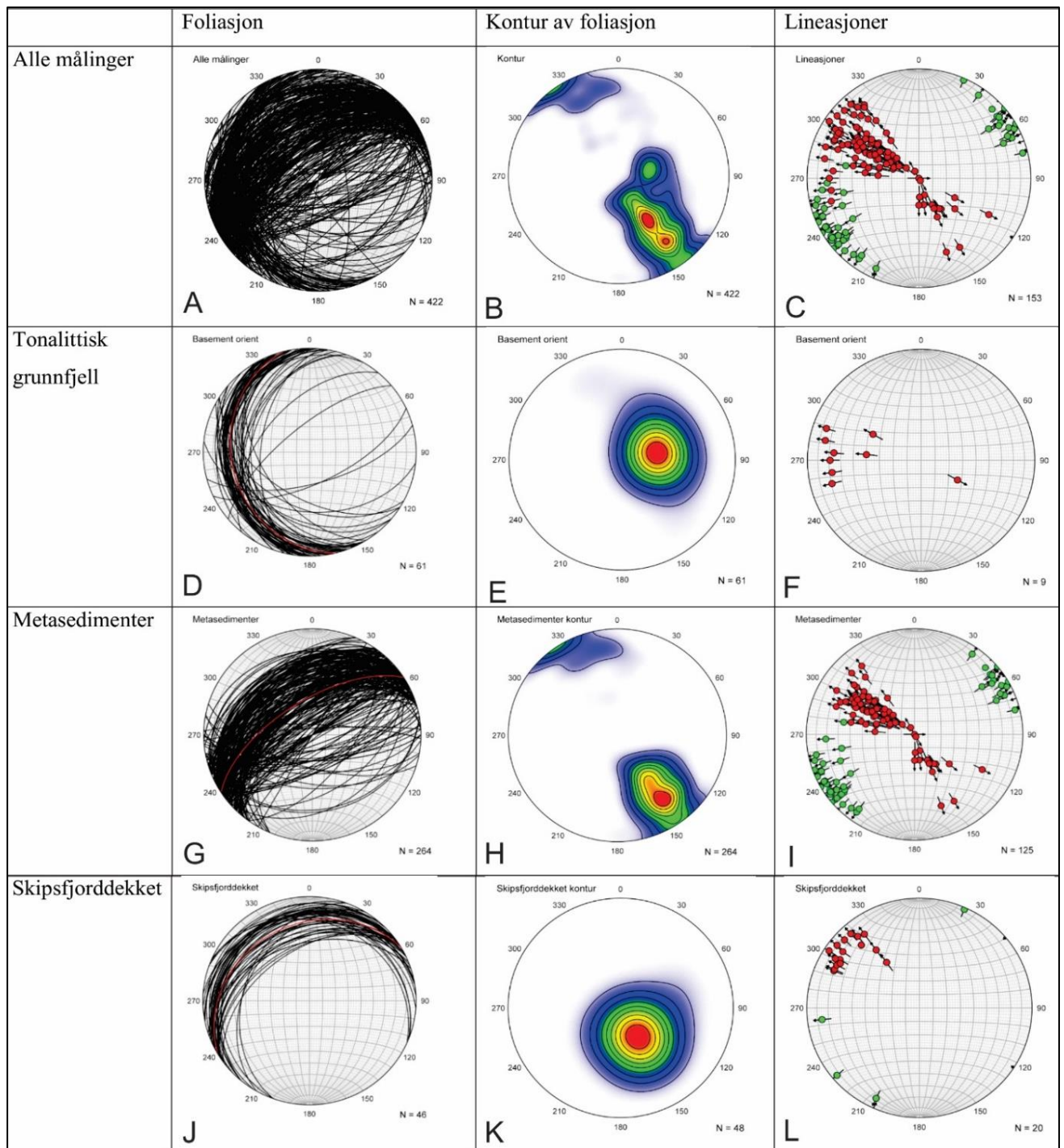
Figur 36. Tynnslipfoto av mylonittisk tekstur observert i Skipsfjorddekket (prøve 25). A) Viser tynnslipfoto i PPL. Porfyrroklaster av plagioklas er omsluttet av glimmerminerale og rekrystalliserte kvartskorn, trolig som subkorn. Granoblastiske polygonale kvartskorn dominerer i tynnslipet. B) viser det samme tynnslipfotoet, i XPL.

Ut fra mineralsammensetningen til bergartene, er det vanskelig å bestemme metamorfosegraden i denne delen av Skipsfjorddekket, da ingen gode indeksminerale er påvist. Trolig tilsvarer metamorfosegraden amfibolittfacies til grønnskiferfacies (jfr. Opheim & Andresen, 1989; Rice, 1990), da det er påvist både kloritt og amfibol i hovedfoliasjonen i alle bergartene.

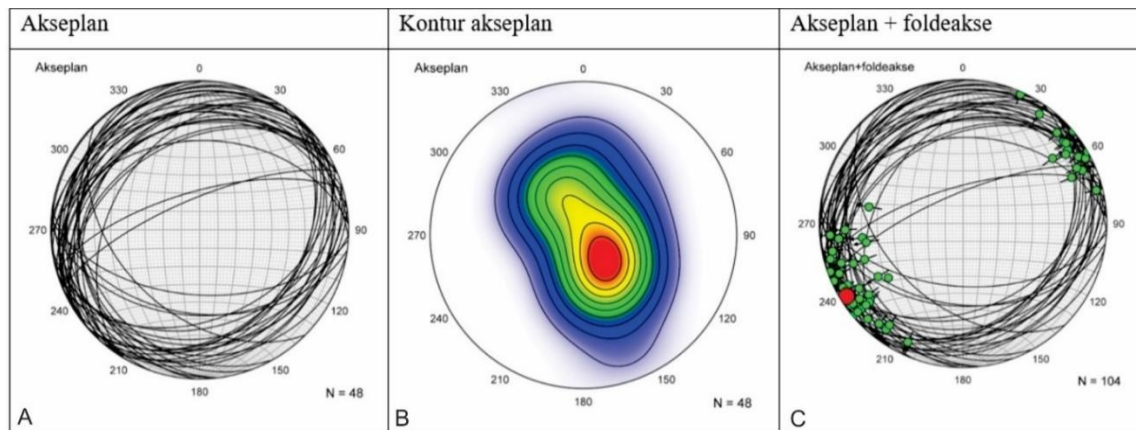
3.2 Strukturgeologiske beskrivelser

I dette kapitlet vil de viktigste strukturene, dvs. foliasjon, folder, og duktile skjærsoner i de tre hovedgruppene av bergarter bli beskrevet. Beskrivelsene blir gitt med utgangspunkt i data fra det berggrunnsgeologiske kartet (figur 15) med tilhørende profiler (figur 16 og 17), i orienteringsdata (figur 37 og 38) og tynnslipstudier.

De strukturelle hovedtrekkene varierer i samsvar med lokaliseringen av hovedgruppene av bergarter beskrevet i kapittel 3.1 (figur 15). Alle struktur/orienteringsdataene er sortert og fordelt hensiktsmessig, og er presentert i form av stereoplott i figur 37 og 38. Foliasjonen i tonalittene og de tonalittiske gneisene har en hovedtrend som generelt stryker N-S, og med slakt fall mot vest (figur 37). De kvarts-feltspatiske metasedimentære bergartene definerer i storskala en mega linseformet enhet som stryker mot NØ-SV, og faller steilt (80-50°) mot NV, mens foliasjonen i Skipsfjorddekkets bergarter faller slakt til moderat (30-15°) mot NV. Det som skiller de to sistnevnte sekvensene fra hverandre strukturgeologisk, er altså fallvinkelen (se kapittel 3.2.2. og 3.2.3).

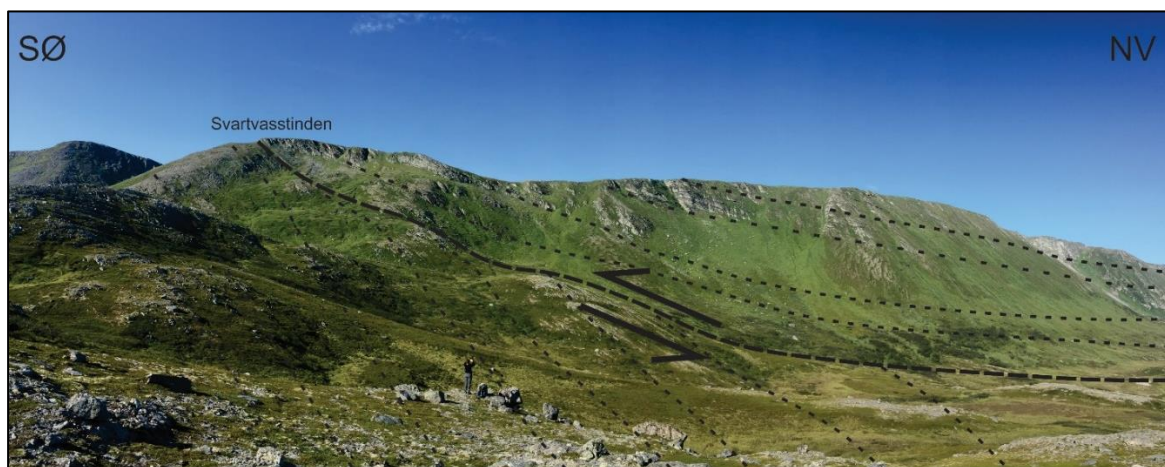


Figur 37. Stereoplott fra feltområdet som viser foliasjonsdata og lineasjoner. Figur A, B og C viser alle målingene brukt fra området, mens D-L er målinger tilhørende de ulike hovedgruppene, vist i kolonnen helt til venstre. Figur A, D, G og J viser til foliasjonsplan i de ulike hovedgruppene presentert som storsirkler. Rød storsirkel er gjennomsnittlig foliasjonsplan. B, E, H og K viser kontureringer av polene til foliasjonsplanene, hvor rød farge har høyest frekvens, mens blå har lavest frekvens. C, F, I og L viser til lineasjoner. Røde symbol er strekningslineasjoner, mens grønne symbol er krenulasjonslineasjoner.



Figur 38. Stereoplott med akseplanmålinger, hovedsakelig fra den antatte metasedimentære sekvensen. A) viser akseplanene i form av storsirkler. Planene viser to tydelige trender som ligger med motsatt retning av hverandre. B) viser konturering av polene til akseplanene. Det røde området i midten viser at nesten alle akseplanmålingene samsvarer godt, og har relativt lik frekvens. C) Viser akseplanene med krenulasjonslineasjoner/foldehengsler, hvor rød sirkel viser gjennomsnittlig foldeakse. Foldeaksen treffer med et strøk på 238° , og en stupning på 5° .

For en strukturgeologisk beskrivelse i makroskala ble karttjenester som norgebilder.no og ArcGIS benyttet, i tillegg til feltobservasjoner. Av spesiell interesse for studiet er strukturene i fjellsiden mellom Svartvasstinden til Laukvikfjellet (figur 39), da fjellsiden gir en god oversikt over hvordan de strukturgeologiske enhetene er dannet.



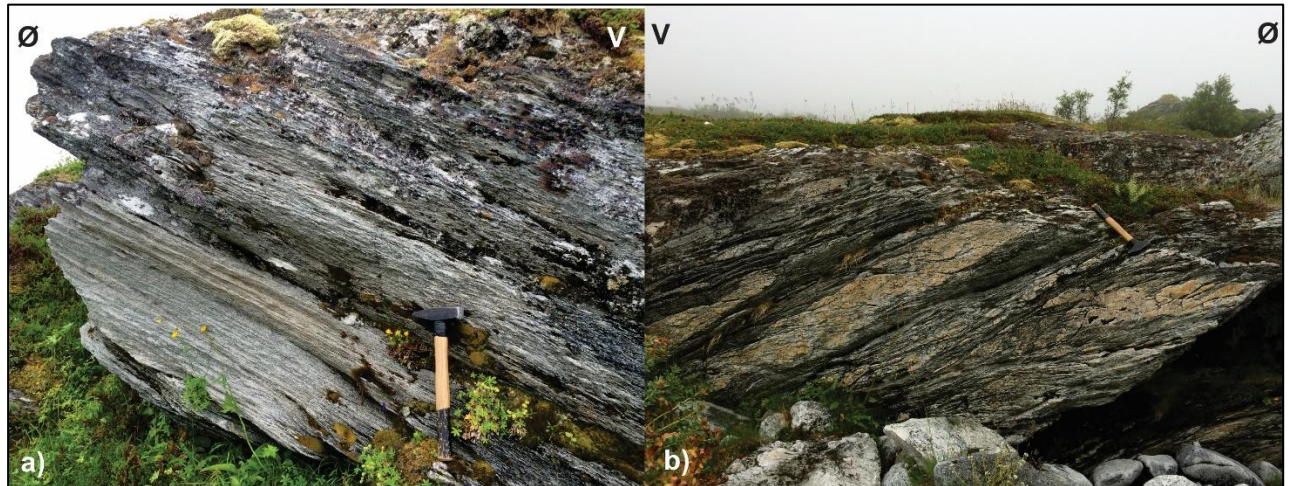
Figur 39. Oversiktsbilde fra Svartvasstinden i SØ til Laukvikfjellet NV. Grensen mellom Skipsfjorddekket og de underliggende bergartene er tolket til å gå ca. midt i bildet, vist med en stiplede linje og retningspiler. De stiplede linjene innad i Skipsfjorddekket og i den underliggende antatte metasedimentære hovedgruppen forestiller foliasjonslinjer.

Folder i makroskala har vært vanskelig å observere, da foliasjonen de fleste steder faller samme vei. På tross av dette ble det lokalt i strandsonen, rett sør for Laukvika, påvist lag som hadde samme strøk, men motsatt fall (figur 16A). Det betyr at makroskopiske folder kan være til stede i kartbildet (figur 15) og i den antatte metasedimentære hovedgruppen. De fleste feltobservasjonene i mesoskala, sammen med observerte mikrofolds i tynnslip er en strukturgeologisk beskrivelse gitt i de neste kapitlene.

3.2.1 Strukturer i tonalitt og tonalittisk gneisunderlag

De tonalittiske gneisbergartene utgjør den eldste hovedgruppen av bergarter i feltområdet.

Teksturen varierer fra massiv (tonalitt) til ulik grad av foliasjon, og der foliasjonen er tydeligst, klassifiseres bergartene som tonalittiske gneiser (figur 40). Der foliasjonen er tydeligst og godt utviklet er strøkretningen mer eller mindre konstant N-S, og med fall ca. 20° mot vest (figur 37). Fallet er generelt relativt slakt, og i profilene som er parallelle med strøket (figur 16 og 17), fremtrer foliasjonen tilnærmet horisontal.

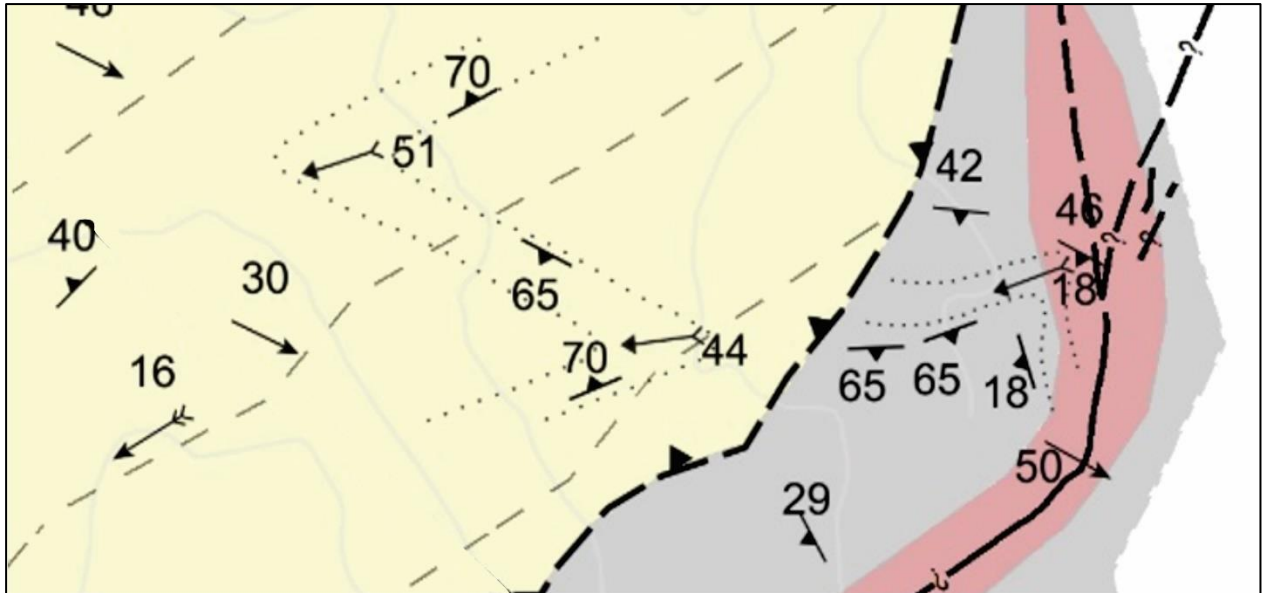


Figur 40. Bilder av tonalittisk gneis, som faller ca. 20° mot V. A) viser sterk foliasjon i bergarten, mens b) viser intrusjoner av kvartsårer i det tonalittiske gneisunderlaget.

Det ble ikke observert noe direkte og klar kontakt mellom det tonalittiske gneisunderlaget og de overliggende antatte metasedimentære bergartene. Gneisunderlaget består av massiv tonalitt i kontaktområdet, noe som gjorde det vanskelig å finne foliasjonsplan som kunne måles, og det gjør det også vanskeligere å tolke hva denne kontakten representerer i kartbildet. Noen steder kan det imidlertid se ut til at kontakten er foldet (figur 41), fordi foliasjonen i bergartene på hver side varierer i strøk og fall, er uregelmessig, og tilsynelatende diskonform. Det er ikke eksponerte foldehensler, men stereoplott av strøk og fall for foliasjon som varierer gjør det mulig å konstruere foldakser (β -akser) som lokalt er steilt stupende ($> 50^\circ$) mot ØSØ. Polplott av antatt foldete foliasjonsflater i kontakten til de metasedimentære bergartene har et lukningsmønster som antyder åpne og symmetriske folder. Foldene er opprette med tilnærmet vertikalt Ø-V-strykende akseplan, og konstruert β -akse som stuper mot ØSØ. Foldeaksens trend er omtrentlig vinkelrett på krenulasjonslineasjonene som ble målt i den antatte metasedimentære hovedgruppen (se kapittel 3.2.2).

Folden målt innad i grunnfjellsbergartene har en mye slakere foldeakse, med en stupning konstruert til 18°. Her er også fallvinkelen på foldeflankene svært fravikende fra hverandre, så

denne folden er asymmetrisk, med en vergens mot NNV. Folden er hellende og stupende, men med samme trend som krenulasjonslineasjonene i den antatte metasedimentære hovedgruppen.



Figur 41. Utsnitt fra figur 15 med konstruerte folder og foldehengsler. Man kan tydelig se at foldehengslene i den metasedimentære hovedgruppen har steilere stupning enn den konstruerte foldehengselen i det tonalittiske gneisunderlaget (18° stupning).

Selv om kontakten er vanskelig å påvise, er det helt klart en diskonformitet mellom tonalittene og de overliggende bergartene, da foliasjonen til bergartene har helt forskjellig strøkkretning, nesten vinkelrett på hverandre (se figur 15 og 37). I det strukturgeologiske kartet (figur 15) og i profilene (figur 16 og 17) er kontakten tolket å være tektonisk, basert på felldataene, noe som blir diskutert videre i kapittel 4.5.

Det er i tillegg til duktile strukturer i kontaktområdet også påvist en storskala sprø bruddsone (se figur 15). Denne forkastningen opptrer innad i selve gneisunderlaget, da det er observert tonalitter på begge sider av bruddsonen. «Slickenside» er observert på et mindre avgrenset forkastningsplan, som også har utfelt hematitt (figur 42).



Figur 42. Slickenside i et forkastningsplan med utfelt hematitt. Lineasjonene viser en ren dip-slip bevegelse.

I det strukturgeologiske kartet (figur 15) har denne bruddsonen omtrent samme strøkkretning som Skipsfjorddekkets bergarter, men fallvinkelen er betydelig større, med fall fra 60-90° (se omtale i kapittel 4.3). Lokalt er foliasjonen i sidebergartene avbøyd inn mot forkastningsplanet, og i samme eksponering er det påvist kataklastiske bergarter. Dette er en sone, ca. 0,5 m tykk, med angulære klaster av sidebergarten, i en finkornet matriks, og tynnslip underbygger at det er sprø, kataklastiske bergarter (figur 22).

Kinematisk analyse av *slickenside* i forkastningsplan (figur 43) viser ren *dip-slip* bevegelse, ned mot VSV, fordi lineasjonen har fallretning tilnærmet vinkelrett på strøket til bruddplanet.



Figur 43. Sprø bruddsone til venstre i bildet, og foliert grunnfjellsbergart til høyre i bildet. Glideplanet er tegnet inn med strøk og fall, og foliasjonen til bergartene vises i form av foliasjonstegnet. I glideplanet er det også utfelt hematitt.

3.2.2 Metasedimentære bergarter (?)

Bergartene i den antatte metasedimentære hovedgruppen i feltområdet (se beskrivelser av litologier i kapittel 3.2.1) har alle en godt utviklet skifrihet/ foliasjon, som er tolket å være parallell med mulig primær lagning av vekslende metaspamittiske og metapelittiske bergarter (se kapittel 4.2.1).

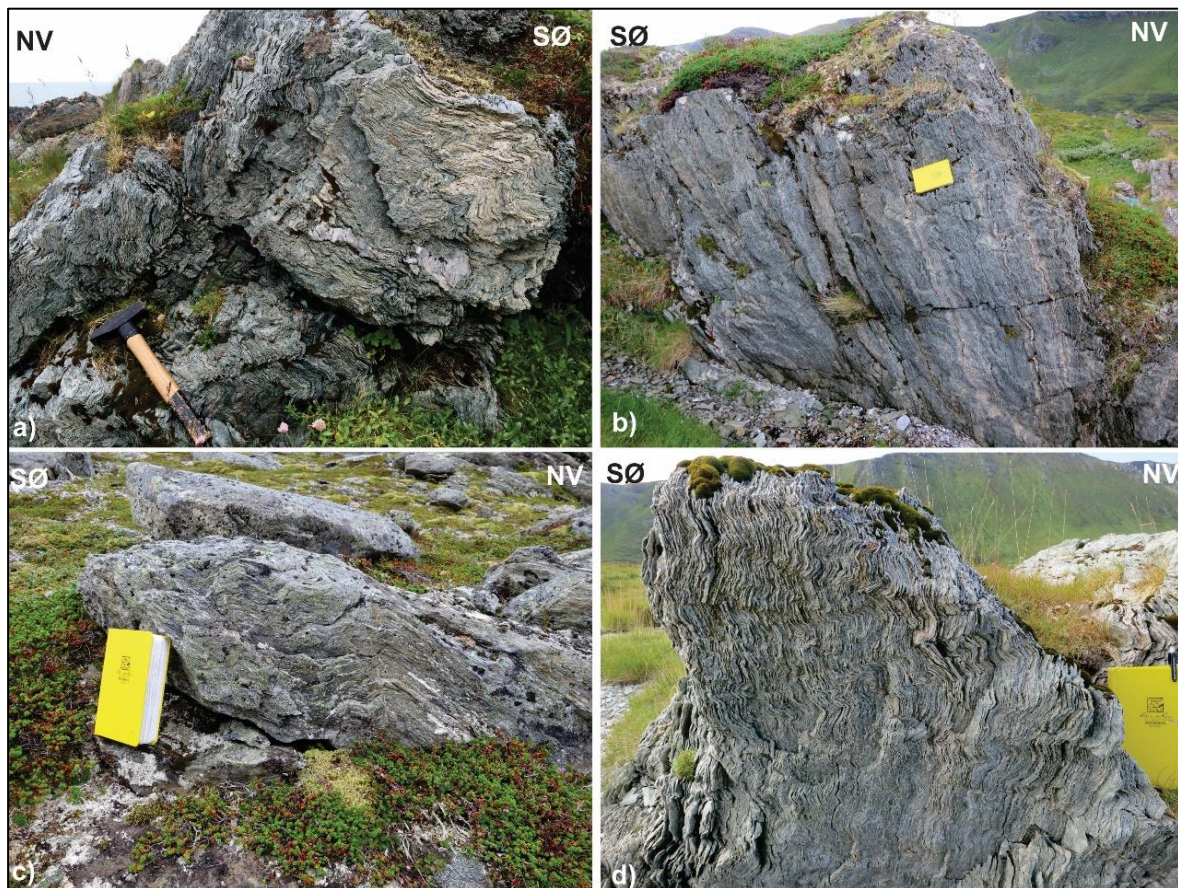
Foliasjonen i bergartene har gjennomsnittlig strøk NØ-SV og steilt fall ca. 60-70°, hovedsakelig mot NV, men noen få steder faller lagene motsatt vei (mot SØ) (figur 15). Typisk for de fleste metasedimentære bergartene er at foliasjonsplanene inneholder lineasjoner, definert ved strukkede mineraler (glimmer) og kvarts-feltspat segregasjoner (lineære bånd). Orienteringsdata viser at lineasjonene har generell trend NV-SØ og stupning mot hhv. NV og SØ (figur 37), avhengig av foliasjonens fallretning i bergartene. Geometrien til slike segregasjoner av glimmer og felsiske mineraler, slik de er observert i foliasjonsplan, antyder at det er snakk om duktile strekningslineasjoner som markerer retningen for foliasjonspårløpende skjærbevegelser. På dette grunnlaget er kinematiske studier blitt utført av folierte prøver og mulige duktile skjærsoner, både i mesoskala og i mikroskala.

I foliasjonsplanene til bergartene er det også observert minerallineasjoner/strekningslineasjoner som har en liten vinkel til foliasjonsplanet (figur 44). Noe å merke seg med denne lineasjonen er at samtlige strukturgeologiske målinger hadde omtrent samme strøkretning, som også samsvarte med Skipsfjorddekkets lineasjoner (se kapittel 3.2.3). Foliasjonen varierte noen steder i fallretning fra NV til å falle mot SØ, og det samme gjorde denne lineasjonen, noe som tilsier at lineasjonen er foldet sammen med foliasjonsplanene.



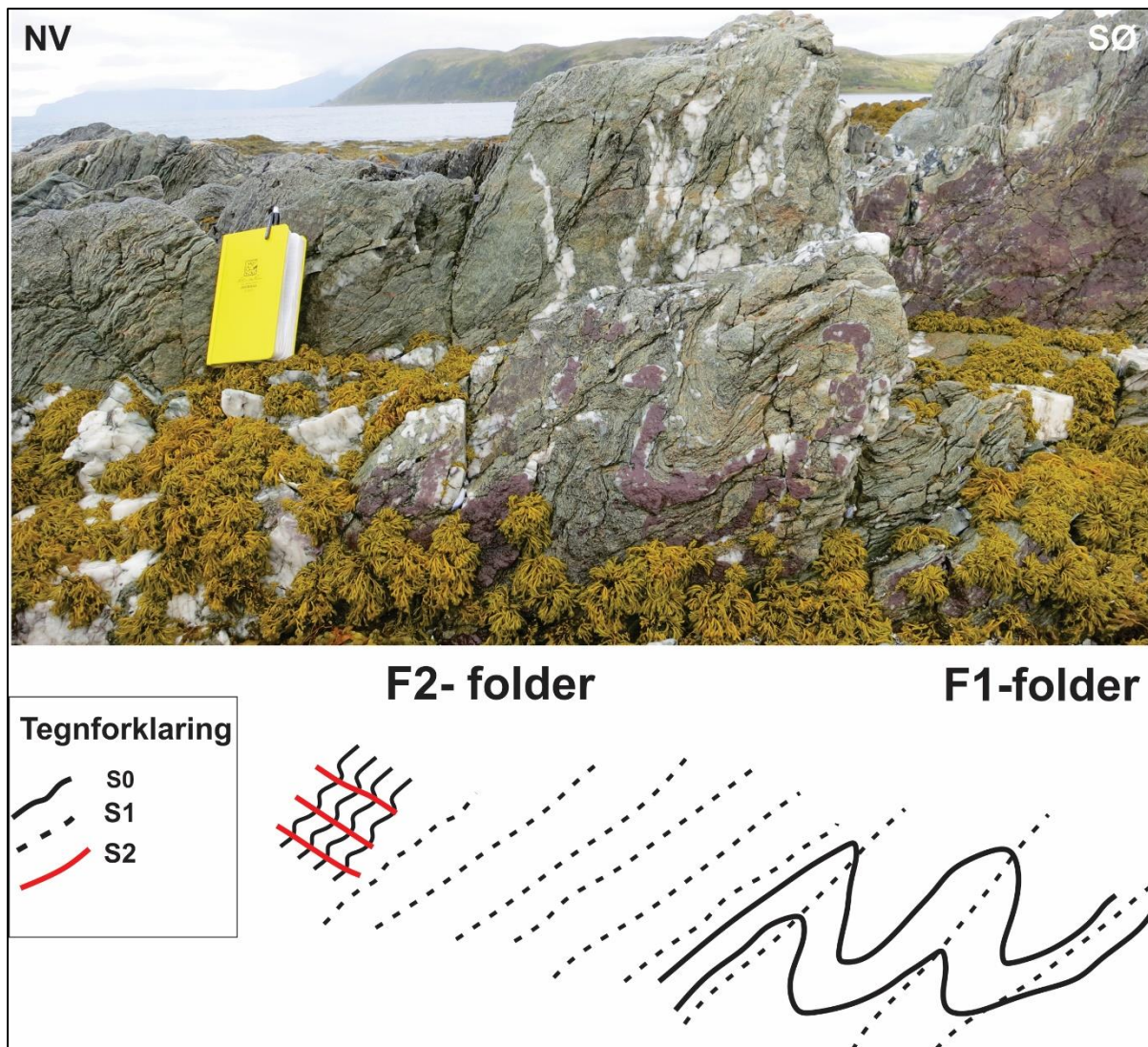
Figur 44. Strekningslineasjoner observert i foliasjonsplanene. Foliasjonsmåling (strøk- og falltegn) og strekningslineasjon (pil) er tegnet inn riktig i forhold til målingen i foliasjonsplanet.

En annen viktig observasjon er at lineasjonene er foldet av asymmetriske kinkfolder (se under), hvilket antyder at strukturene i bergartene har forskjellig relativ alder (se kapittel 4.4). Foliasjonen til den antatte metasedimentære hovedgruppen bærer preg av sterk folding, folder i all hovedsak med spisse hengselssoner, disharmoni og asymmetri (tolket til å være F2-fold) (figur 45). Flere av foldene dannet også en S-form pekende oppover mot SØ (figur 45C).



Figur 45. Folder i den antatte metasedimentære hovedgruppen. A) viser disharmoniske folder som går i alle retninger. B) viser kinkfolder rett sør for Laukvika, med mulig primær lagning (merk fargeforskjellene i foliasjonen). C) er folder fra ca. midt i den antatte metasedimentære hovedgruppen, formet som en s oppover mot SØ. D) viser kinkfolder i nærheten av Laukvika.

I tillegg til småfoldene (F2-foldene) som er observert i hele den antatte metasedimentære hovedgruppen, er det også observert en fold som har et akseplan parallelt med foliasjonen (figur 46). Denne folden er tolket til å trolig være en F1-fold, men på grunn av manglende observasjoner og data er dette usikkert. F1-folden som ble observert er hellende, med et akseplan hellende mot NV. Foldehengslene er avrundet, og vinkelen mellom foldeflankene er ca. 40°, noe som tilsvarer en lukket fold. Folden har en horisontal foldeakse.



Figur 46. F1- og F2-folder observert i den antatte metasedimentære hovedgruppen. Figuren viser et foto av observasjonen (rett sør for Laukvika), med en tolket skisse under. S0 representerer opprinnelig lagning, S1 viser til foliasjon, og S2 representerer akseplankløv til F2-folder. Det er tolket til at opprinnelig lagning (S0) ligger parallelt med foliasjonen (S1) ved denne lokaliteten.

Småskala kinkfolder varierer stort i geometri og orientering. Noen av kinkfoldene har spisse hengsler og rette flanker (figur 47), andre er symmetriske, asymmetriske og disharmoniske (figur 45). De varierer også i vinkel mellom flankene, fra relativt åpne til lukkede. Foldene er stort sett hellende, men liggende enkelte steder hvor akseplanene er tilnærmet horisontale og parallelle med krenulasjonslineasjonen (figur 38). Foldeaksene definerer ofte svært godt utviklede krenulasjonslineasjoner, hvor individuelle foldehengsler er synlig i 3D (figur 26), med en trend ca. NØ-SV og slak stupning/ tilnærmet horisontal. Der foldehengslene er synlige i 3D ser man klart at de også er sylindriske.

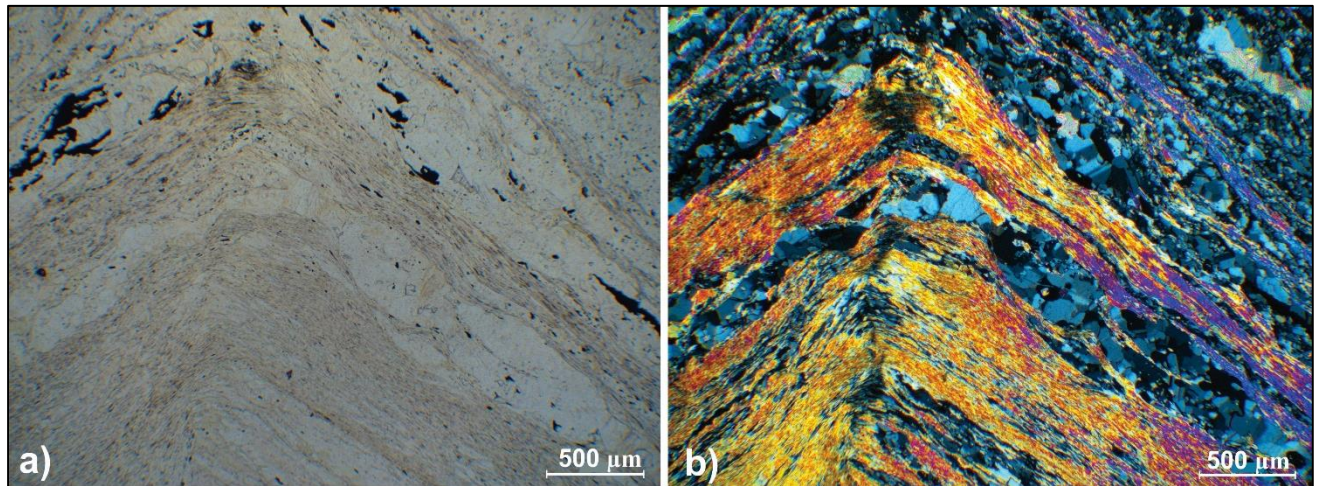


Figur 47. Kinkfolder og konjugerte folder, med spisse Hengselssoner. Akseplanene (S2) er tegnet inn med stiplede linje for å vise at de faller to veier, som vergerer inn mot hverandre.

Spesielt med foldene er at man lokalt kan påvise to akseplan, eller kinksoner, som vergerer i motsatt retning av hverandre (se figur 38 og 47). Separate foldehengsler og assosierte krenulasjonslineasjoner har generelt NØ-SV-trend og slak stupning mot både NØ og SV. De fleste akseplanene faller enten moderat mot SØ eller mot NV (figur 38), avhengig av vergensen til foldene. Foldeaksene har en orientering som er nesten vinkelrett ($> 70^\circ$) på strekningslineasjoner i foliasjonsplan (se figur 38).

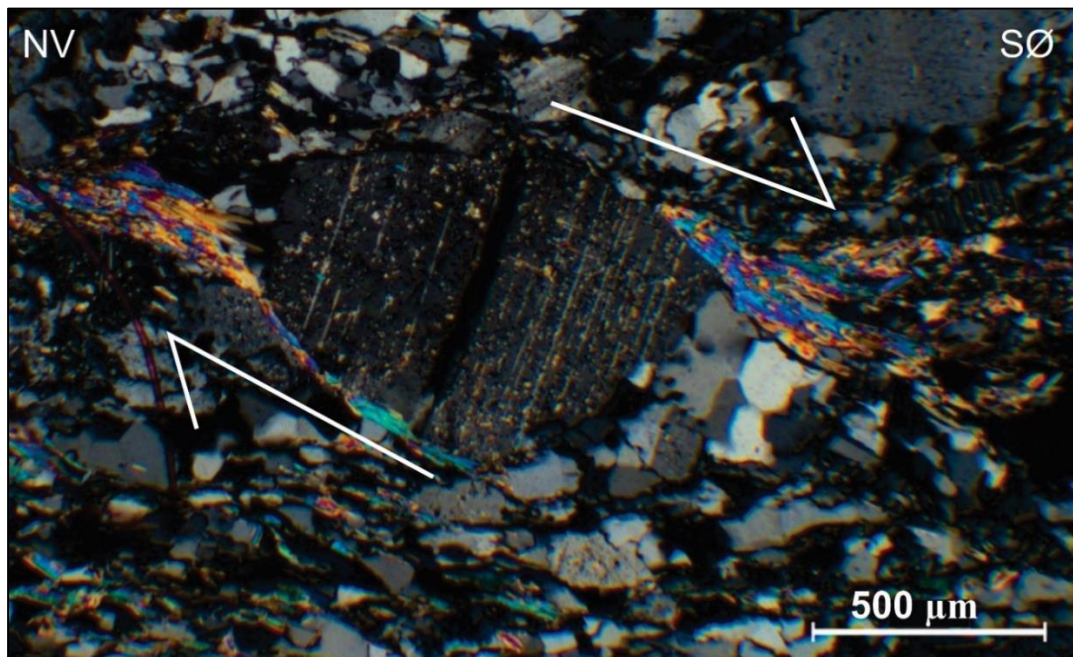
Folder er også observert i mikroskopisk skala (figur 48). Disse har også spisse hengselssoner, noe som er et karakteristisk trekk for kinkfolder (Ramsay, 1962). Vinkelen mellom foldeflankene er ca. 115° , noe som tilsvarer en åpne foldegeometrier. Foldene er tilnærmet

symmetriske, da begge flankene har omtrentlig samme fall. Det er vanskelig å si noe om de er opprette eller ikke, da prøven ikke er orientert.

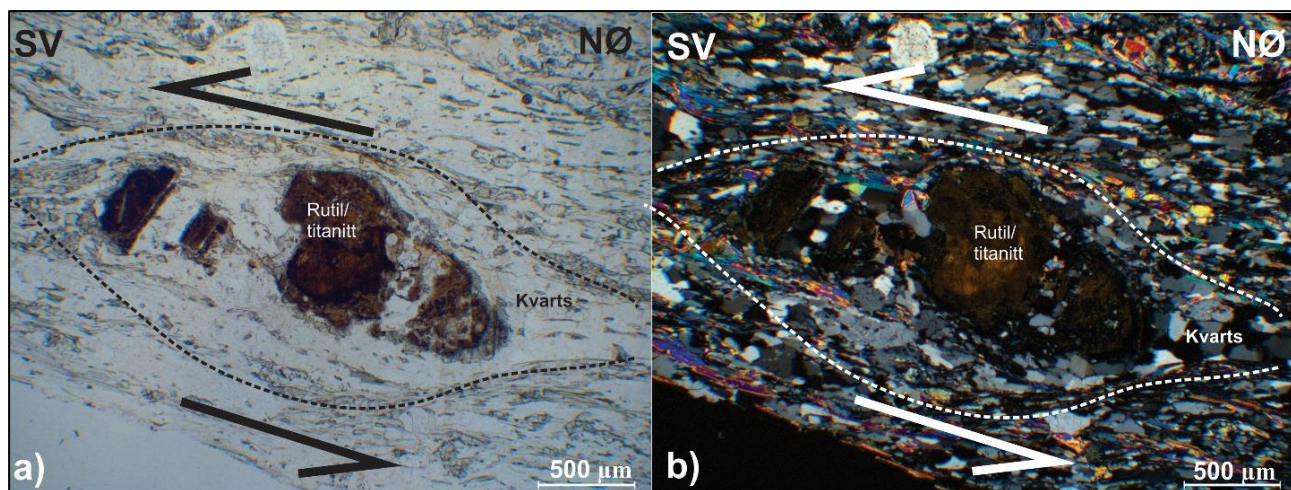


Figur 48. Tynnslipfotos av fold (prøve 7). Tydelig lagdeling mellom kvarts (grå/svart) og muskovitt (gul/rosa/lilla). Muskovitt har den merkelige fargen fordi bildet er tatt i utkanten av tynnslipet, og tykkelsen er forskjellig fra standard. A) viser tynnslipfotoet i PPL, mens b) viser samme motiv i XPL.

Ser man på de metasedimentære enhetene i tynnslip, kan man se at bergartene inneholder strukturer som kan brukes til å bestemme eventuell skjærbevegelse knyttet til duktile skjærsoner. En slik skjærbevegelsesindikator, som går igjen i samtlige tynnslip, er sigmaklaster bestående av plagioklas med glimmerhaler. Samtlige av disse indikatorene har en topp mot SØ (figur 49 og 50).



Figur 49. Sigmaklast fra prøve 1. Porfyroklast av plagioklas omsluttet av glimmerhaler. Viser en bevegelsesretning med topp mot SØ. Det kan se ut som om sigmaklasten peker motsatt vei fra Svartvasstinden (se figur 3), men dette er kun fordi tynnslipet er laget speilvendt i forhold.

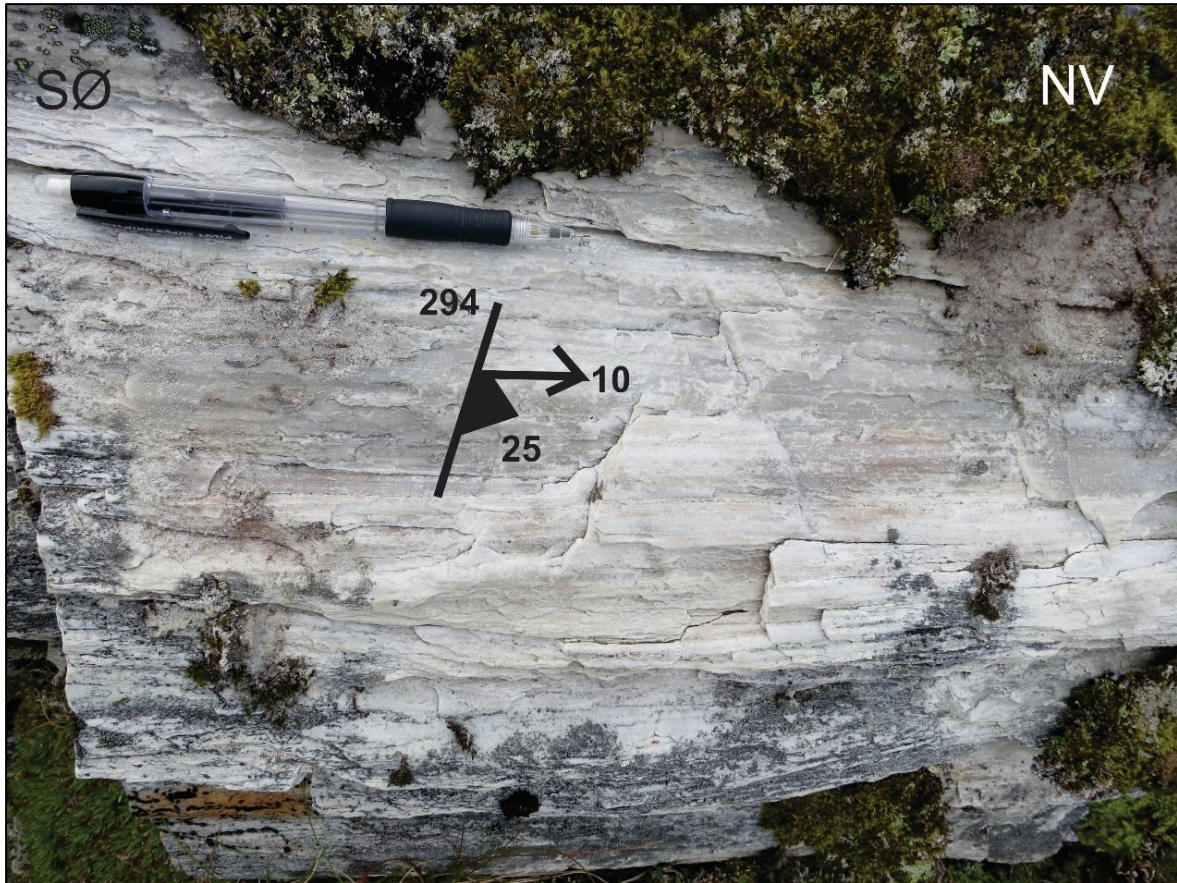


Figur 50. Tynnslipfoto av sigmaklast med innhold av rutil/titanitt (prøve 22) som viser bevegelsesretning med topp mot SØ. A) Viser tynnslipfotoet i PPL, mens b) viser samme motiv, i XPL.

3.2.3 Skipsfjorddekket

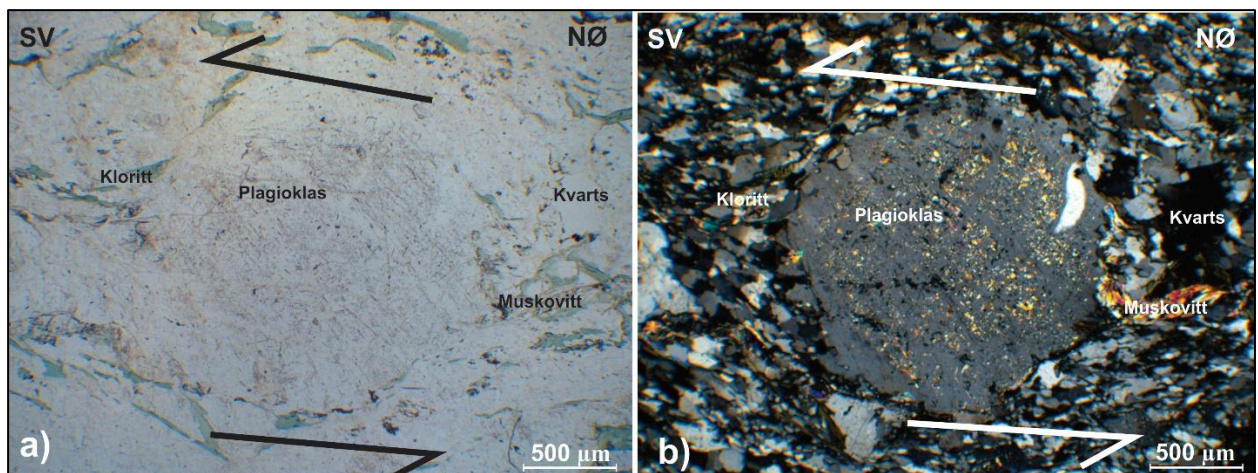
Skipsfjorddekkets bergarter ligger tektono-stratigrafisk øverst i fjellsiden fra Svartvasstinden og nordover (figur 15), hvor bergartene er sterkt planfolierte og skifrige. Strøket til hovedfoliasjonen i bergartene er NØ-SV, og tilnærmet konstant og likt som de underliggende bergartene, mens fallet er betydelig slakere, ca. 30° mot NV. Fallvinkelen ser ut til å avta fra Svartvasstinden og ned mot Laukvika (se figur 15).

I mesoskala ble det observert en rekke strukturer i berggrunnen, både i kontaktsonen og høyere opp i tektono-stratigrafien i Skipsfjorddekket. Strukturene var foliasjon, mylonittiske skjærsoner med strekningslineasjon, og interne folder. Strekningslineasjoner som ble målt i foliasjonsplanene (figur 37 og 51) i Skipsfjorddekket viste ingen tegn til folding, da bergartene i dekket ikke bærer preg av like mye folding som den underliggende antatte metasedimentære hovedgruppen.



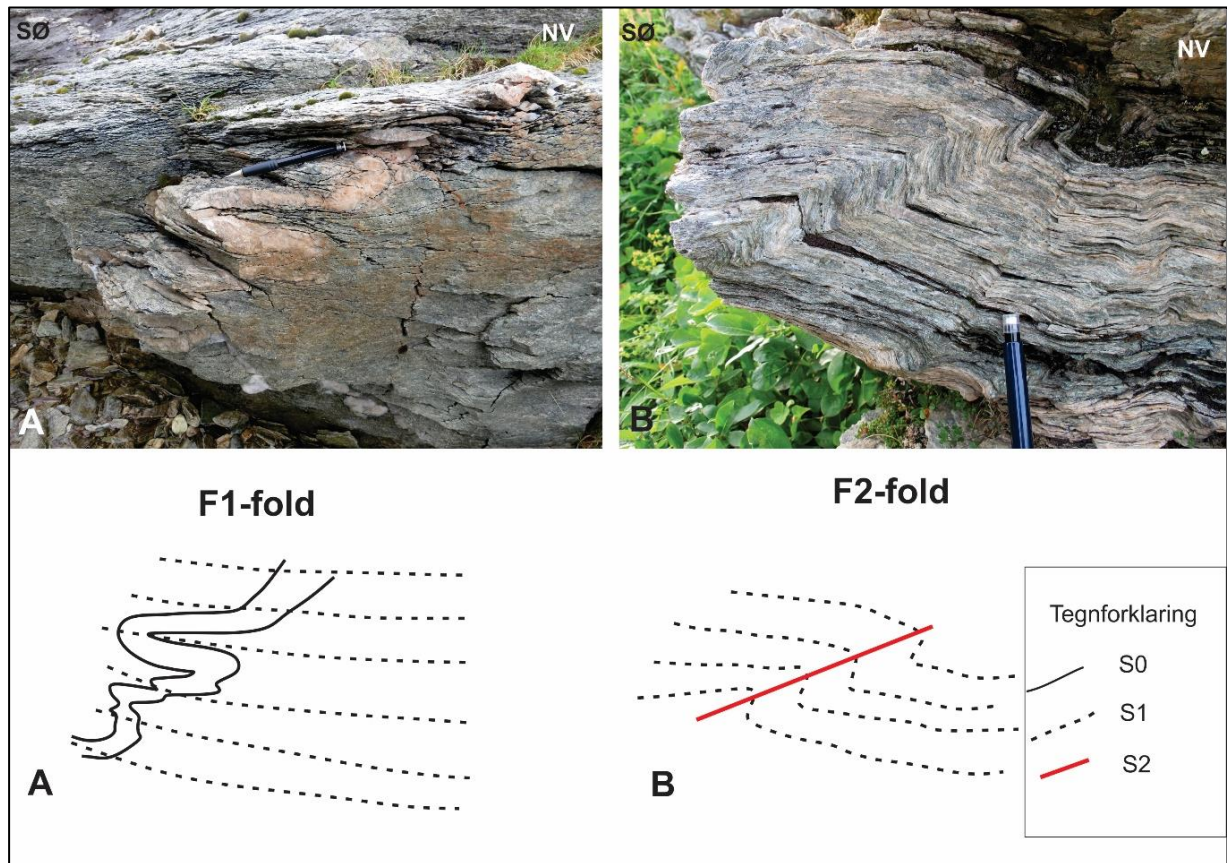
Figur 51. Kvarts-feltspatisk gneis med foliasjon (vist med strøk og fall-tegn) som inneholder strekningslineasjon (pil) i Skipsfjorddekket.

En bergartsprøve tatt på toppen av Svartvasstinden (figur 52) ligner veldig på strukturene i den antatte metasedimentære hovedgruppen. Sigmaklaster med glimmerhaler og rekrystallisert kvarts, og foliasjon er observert (figur 52). Skjærbevegelsesretningen er tolket til å vise samme retning som i den underliggende hovedgruppen, med en topp mot SØ.



Figur 52. Tynnslipfoto av sigmaklast (prøve 28). A) Viser en porfyroklast av plagioklas omsluttet av rekrystallisert kvarts, muskovitt og kloritt. Tolket bevegelse med topp mot SØ. A) viser tynnslipfotoet i PPL, mens b) viser samme motiv, i XPL.

Innad i Skipsfjorddekket ble det observert 2 typer folder. Den ene foldetypen (F1) ble observert nord for Laukvika (figur 53A), med akseplan liggende parallelt med hovedfoliasjonen. De andre typene folder (F2) som ble observert, lå nært kontakten opppe ved Svartvasstinden, hvor akseplanet ligger med en vinkel på foliasjonen (figur 53B). Sistnevnte ble observert gjennom hele den antatte metasedimentære hovedgruppen (se kapittel 3.2.2).

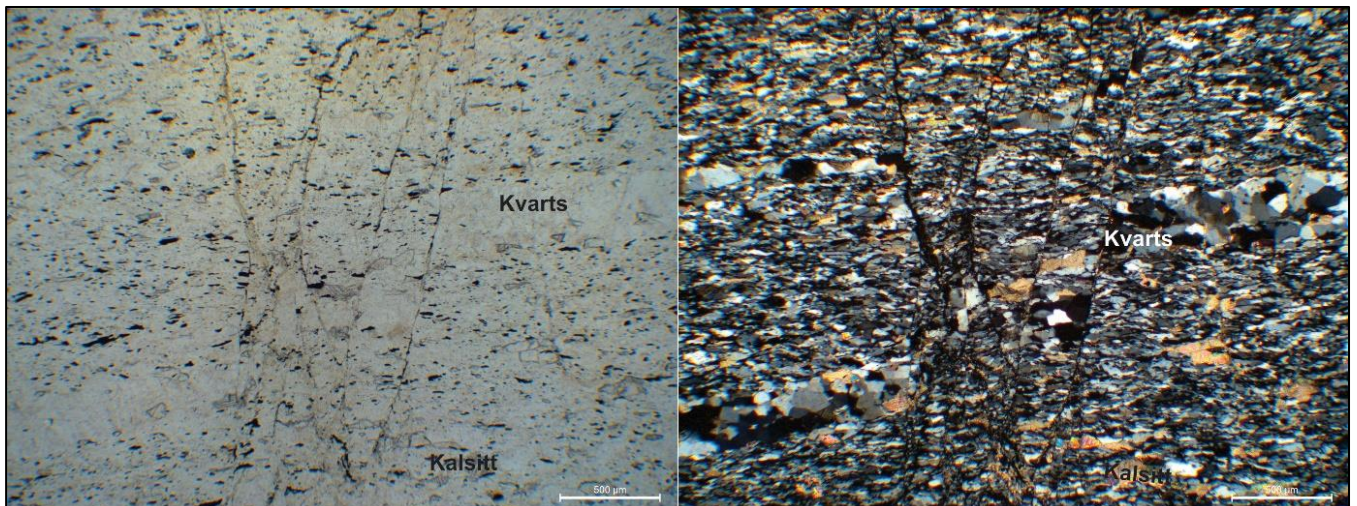


Figur 53. F1- og F2-folder i Skipsfjorddekket, hvor fotoene viser foldene observert i felt, med skisse av foldene tegnet under fotografiene. Heltrukken svart linje viser til S0, altså primær lagning. S1 er foliasjon i bergartene, og S2 viser akseplanet til F2-foldene. A viser F1-folder observert nord for Laukvika. Her ligger akseplanet til foldene parallelt med S1. B viser F2-folder nær kontaktsonen til Skipsfjorddekket. Her ligger S2 med en vinkel på S1, og S0 er ikke direkte observert.

Kontakten mellom Skipsfjorddekket og de underliggende bergartene er vanskelig å definere eksakt, men er kartlagt som en ca. 10-20 meter mektig sone med vekslende tett folierte, felsiske og mafiske gneiser, lokalt med innslag av kalkholdige skifre/gneiser (figur 54 og 55). Foliasjonen i bergartene har strøk ca. NØ-SV, og fallet er slakt ($<30^\circ$) mot NV. I overgangssonen og nedover fjellsiden avtar fallvinkelen. I stor skala definerer bergartene i Skipsfjorddekket imbrikerte flak med flere interne diskordanser, storskala duplekser (?) og folderelaterte skyveforkastninger. Internt inneholder de folierte bergartene strukturer som antyder variabel grad av duktil deformasjon (mylonittisering), med flere kinematiske indikatorer (se kapittel 4.2.2).



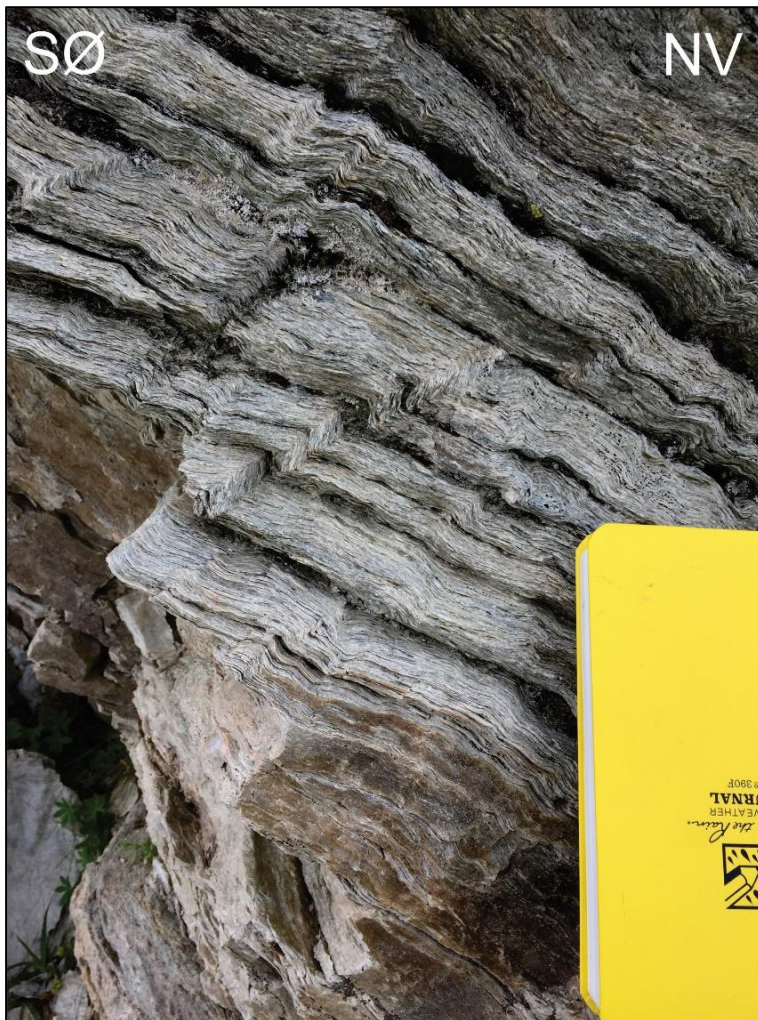
Figur 54. Kontakten mellom Skipsfjorddekket og underliggende bergarter. Vekselsvis brune, mørke og grå lag, hvor alle bergartslagene er kalkholdige.



Figur 55. Foliert og mylonittisert tynnsliptfoto (prøve 6) med foretrukken orientering. Karbonat i bergarten opptrer som sprekker, men ligger også inkorporert i bergarten.

I det strukturgeologiske kartet (figur 15) er kontakten basert på fallvinkelen til bergartene, og bergartens utseende i felt. I de geologiske profilene fra kartbildet (figur 16 og 17) er grensen mellom Skipsfjorddekket tolket til å være en tektonisk kontakt, som er tilnærmet konform i makroskala. Grensen mellom Skipsfjorddekket og de underliggende bergartene er tolket til å gå sør for Laukvika, hvor den muligens følger elvedeltaet ut i havet.

Stort sett alle målinger av kinematiske indikatorer viste en bevegelsesretning med topp mot SØ. Likevel, helt øverst, ved kontakten i Skipsfjorddekket, kunne man observere folder som vergerer motsatt vei fra foldemønsteret i store deler av feltområdet (figur 56). Mer om dette i kapittel 4.2.



Figur 56. Folder med z-form ved kontakten til Skipsfjorddekket.

4 Diskusjon

I dette kapitlet blir resultatene fra kapittel 3 diskutert, sammenlignet med tidligere studier av Vanna, og forsøkt satt i et større regionalt perspektiv mht. Vest-Troms og Fennoskandia. Først omtales petrografiske data, og deretter blir strukturene i bergartene i studieområdet behandlet. Senere blir kontaktforholdene diskutert, samt mulig relative aldersforhold mellom de ulike hovedgruppene av bergarter. Til slutt blir en geologisk modell foreslått og vurdert opp mot regionale data.

Sentrale diskusjonstema for dette masterprosjektet baserer seg på analyseresultater og vurdering av bergartens opprinnelse ut fra deformasjonsstrukturenes geometri og kinematikk i feltområdet på Vanna. Dette skal sammenlignes med tidligere foreslåtte tektoniske modeller for Vest-Troms gneisregionen og det fennoskandiske skjold.

4.1 Diskusjon av petrografi og bergartens opprinnelse

I felt var det lett å skille teksturelt mellom tonalitter/tonalittiske gneiser og de overliggende hovedgruppene av bergarter. Tonalittene og de tonalittiske gneisene er massive og grovkornete, mens bergartene i de strukturelt overliggende enhetene er folierte og skifrige. Petrografisk har det vært vanskeligere å skille bergartene fra hverandre, da mineralinnholdet er nokså likt i alle hovedgruppene av bergarter. Det kan se ut som om andelen av kvarts er større i Skipsfjorddekket og i den antatte metasedimentære enheten, sammenlignet med det tonalittiske gneisunderlaget. Også kornstørrelse, samt orientering, er avgjørende for å skille bergartene fra hverandre. I samtlige av tynnslipprøvene har plagioklaskornene inneslutninger av finkornet glimmer (sericitt). Bergartene har generelt en mylonittisk tekstur i den antatte metasedimentære enheten og i Skipsfjorddekket.

4.1.1 Tonalitt og tonalittisk gneis

De tonalittiske gneisene er tidligere tolket til å være deler av det autoktone neoarkeiske TTG-gneisunderlaget i Vest-Troms (Zwaan, 1995), med en antatt krystalliseringsalder rundt 2885 ± 20 Ma (Bergh et al., 2007). Om en slik tolkning også gjelder for de tonalittiske gneisene i studieområdet er uklart. Det vil bli diskutert nærmere i dette kapitlet.

Mineralsammensetningen til de massive tonalittene, sør for Svartbergan, er dominert av plagioklas, med subsidiær kvarts og biotitt (se kapittel 2), noe som petrografisk klassifiserer bergartene som tonalitt, og følgelig har magmatisk opprinnelse. En slik tolkning underbygges av konforme lag og korngrenser, relikte fenokrystaller av feltspat med inneslutninger av

sericitt. Også den massive teksturen av mineralene i bergarten er med å bekrefte at dette er en bergart med magmatisk opprinnelse (Laurent et al., 2019).

De folierte gneisene inneholder betydelig mer lys glimmer med lepidoblastisk/ skifrig tekstur (se kap. 3.1.1, figur 18). Gneisene er tydelig dannet ved rekryllisering gjennom middels til høygrads metamorfose (Etheridge & Hobbs, 1974). Grovkornet feltspat i gneisene hvor foliasjonen bøyer rundt, gir dem karakter av porfyroklaster (delvis bevarte fenokrystaller fra moderbergarten). Disse observasjonene antyder at de tonalittiske gneisene har magmatisk opprinnelse, men som siden er utsatt for deformasjon og middel til høygrads metamorfose, granoblastisk polygonal rekryllisering (Passchier & Trouw, 2005), delvis mylonittisering, og gneisdannelse. Dette kan ha skjedd ved skorpekompresjon i neoarkeisk tid, eller ved den senere svekofenniske orogenesisen.

De mafiske bergartene som opptrer foliasjonsparallelt i de tonalittiske gneisene, ligner de mafiske intrusjonene man finner i de antatte metasedimentære bergartene og i Skipsfjorddekket. Likheten begrunnes både ved at bergartene har samme mineralogi (amfibol, plagioklas og kloritt, ± magnetitt), intern tekstur, og er relativt grovkornete med en magmatisk tekstur. Ut fra kornstørrelsen er det trolig mafiske gangsvermer som har intrudert i det tonalittiske gneisunderlaget, da vulkanske bergarter har kortere krystallisasjonstid, og dermed får mindre kornstørrelser på mineralkornene (Middlemost, 1994). Det kan også tenkes at gangsvermene er «sills» siden de ligger foliasjonsparallelt, og opptrer regelmessig i det tonalittiske gneisunderlaget. Det er ikke observert at de mafiske gangene kutter andre lag, så de er trolig dannet før innskyvningen av Skipsfjorddekket og den metasedimentære enheten.

Innad i de intrusive bergartene ble det observert magnetitt, både i prøve 15 (figur 25) fra tonalittene, og i prøve 27 (figur 35) fra Skipsfjorddekket. Størrelsen på magnetittkornene varierer, men innholdet er stort sett det samme. Grad av deformasjon er klart ulik, da den mafiske intrusjonen i tonalittene (figur 25) er godt foliert og skifrig, med store korn av magnetitt, mens den mafiske intrusiven i Skipsfjorddekket er massiv, lite deformert, og har små magnetittkorn. Magnetitt er et veldig vanlig mineral i små mengder, som finnes i et stort spekter av magmatiske og metamorfe bergarter (Nesse, 2012). Det er derfor ikke mulig å bruke magnetitt som indeksmineral for å bestemme metamorfosegraden til bergartene.

De massive tonalittene og de tonalittiske gneisene ved bruddsonen vist i figur 20, som er kraftig rødfarget, har også et massivt utseende, og tolkes derfor å ha en magmatisk opprinnelse, lik tonalittene ellers i gneisunderlaget. Rødfargen er sannsynligvis sekundær, og

stammer trolig fra utfelt jernoksid og hematitt (Chao & Theobald, 1976). Det begrunnes ved at rødfargen kun opptrer i lokaliserte bruddsoner. Jernoksidene har trolig kommet som et resultat av hydrotermal aktivitet under sprø deformasjon.

4.1.2 Metasedimentære bergarter (?)

I dette kapitlet vil mulig dannelse/opprinnelse til hovedgruppen av kvarts-feltspatiske gneiser som er kartlagt mellom Svartbergan og Laukvika (figur 15) bli vurdert og sammenlignet med andre metasedimentære enheter på Vanna (Bergh et al., 2007). Det som kjennetegner disse gneisbergartene er at de generelt er godt folierte, men også stedvis rytmisk foliert, med vekslende mørke og lyse lag og bånd (figur 26 og 27) av dm-tykke kvartsittiske og glimmerrike litologier. Dette antyder at bergartene i hvert fall lokalt har bevart primær lagning og dermed kan ha sedimentær opprinnelse. Siden bergartene også har gjennomgått middels til høygrads metamorfose og duktil skjærdeformasjon, kan dette skjule primære trekk i bergartene, og på grunn av dette er det vanskelig å entydig konkludere. Da det er påvist kloritt i bergartene, er trolig metamorfosegraden til bergartene klassifisert som grønskiferfacies.

De teksturelle og mikroteksturelle studiene viser middels til finkornet kornstørrelse, med granoblastisk tekstur i kvarts-feltspatiske lag og lokalt bevarte porfyroklaster, som indikerer sedimentær dannelse (Tucker, 2009). Opptreden av jevntykke kvartsrike litologier (kvartsitt) med granoblastisk rekrystallisert kornetekstur (Passchier & Trouw, 2005), underbygger sedimentær opprinnelse, trolig dannet fra kvarts-sandsteinslag. Glimmer i foliasjonen er finkornet, lepidoblastisk og orientert i rytmiske bånd. Dataene antyder at man i utgangspunktet kan ha hatt en sedimentær sekvens bestående av vekslende sand, silt og leirsedimenter.

Opptreden av porfyroklaster av plagioklas med inneslutninger av sericitt, viser at magmatiske mineraler også er til stede, og at deler av bergartsenheten er magmatisk/intrusiv og/eller består av erosjonsprodukter fra et tonalittisk underlag. Lokal opptreden av tett folierte skifre med linseformete porfyroklaster, som må ha vært til stede før deformasjonen, kan også tyde på at noen av bergartene er mylonittiserte tonalittiske gneiser.

Tidligere studier av sedimentære bergarter i Vannagruppen viser at de trolig stammer fra forvitret og erodert lokaldriverert tonalitt (Bergh et al., 2007). Dersom de antatte metasedimentære bergartene i feltområdet også viser seg å ha sedimentær opprinnelse, er det ikke usannsynlig at de er korrelerbare enheter. På grunn av mer omfattende deformasjonen i

feltområdet, sammenlignet med de sedimentære bergartene i Vannagruppen lenger sør, er dette vanskelig å avgjøre.

Mineralogisk er bergartene ensartede, med dominans av kvarts, og noe feltspat, fordi opprinnelsen til mineralene stammer fra det tonalittiske gneisunderlaget. Ut fra tynnslipsanalyser kan det konkluderes med at bergartene har en mylonittisk tekstur (enten mylonittiserte metasedimentære bergarter eller mylonittisert tonalitt), med flere kinematiske indikatorer som sigmaklaster (se kapittel 4.2).

Teksturen til mineralene i bergartene er dominert av langstrakte glimmerkorn orientert i bånd, vekselvis med lag av rekrystallisert kvarts og feltspat, hovedsakelig plagioklas.

Kvartsittbergarten påvist helt nord i den antatte metasedimentære enheten kan være med å forsterke teorien om sedimentær opprinnelse til bergartene. En mulighet er at bergartene lengst nord i hovedgruppen nå utgjøres av mylonittiserte metapelitter.

Bergh et al. (2007) beskriver Vannagruppens bergarter som sedimentære lag vekslende mellom deltaisk arkosesandstein, siltstein, sandstein og slamstein, hvor karbonat også er til stede. Karbonat er også påvist flere steder innad i den metasedimentære laggpakken i felt, og dersom opprinnelsen er lik som i Vannagruppen, er trolig kalsittmineralene av samme generasjon som i det tonalittiske underlaget (Johannessen, 2012).

Det er påvist flere mafiske linser innad i den antatte metasedimentære hovedgruppen i feltområdet, og disse domineres av amfibol og plagioklas, men også mye kloritt og klinozoisitt, noe som underbygger høyere metamorfosegrad enn i Vannagruppen.

Feltobservasjoner viser at dioritten sørøst på Vanna er lagparallel og har intrusivkontakt til sidebergartene, dvs. utgjør en laggang/*sill*. De mafiske bergartene lenger nord, ved Svartbergan, er kraftigere deformert enn i Vannagruppen, men de er også konsekvent foliasjonsparallele, noe som støtter at foliasjonen i de studerte bergartene er dannet lagparallelt, og at de mafiske linsene dermed er intrusive lagganger.

I følge tidligere arbeider på Vanna (Bergh et al., 2010; Opheim & Andresen, 1989) består Skipsfjorddekkets bergarter av mylonittisert tonalitt i feltområdet mellom Svartbergan og Laukvika. Resultatene fra dette masterarbeidet kan ikke avgjøre det med sikkerhet, men tynnslipsanalyser viser at Skipsfjorddekkets bergarter teksturelt og mineralogisk samsvarer med tynnslipsanalysene fra bergarter i den antatte metasedimentære hovedgruppen. Dermed er spørsmålet om det er snakk om mylonittisert tonalitt eller om bergartene i Skipsfjorddekket også er mistolket og egentlig er mylonittiserte metasedimentære bergarter.

Biotitt er kun observert i det tonalittiske gneisundelaget (figur 18), men mengden kloritt er betydelig høyere i de antatte metasedimentære bergartene og i Skipsfjorddekket. Kloritt er et endringsprodukt som kan komme fra biotitt, og når man får denne overgangen fra biotitt over til kloritt, vil også titanitt/rutil og en form for epidot kunne dannes (Eggleton & Banfield, 1985). Dette er trolig grunnen til at vi kan finne flere ansamlinger med rutil/titanitt, og klinozoisitt (en type epidot) i bergartene (figur 29). Dette kan være med på å underbygge teorien om at disse bergartene er mylonittisert tonalitt, siden biotittkornene stammer fra det tonalittiske underlaget.

Mylonitter blir delt inn i protomylonitter, mylonitter og ultramylonitter, avhengig av prosentandelen mellom matriks versus porfyroklaster (Schmid, 1991). En protomylonitt har mellom 10-50% matriks, en mylonitt har mellom 50-90% matriks, mens en ultramylonitt har mellom 90-100% matriks (Trouw et al., 2009). Petrografisk sett vil bergartene trolig klassifiseres som mylonitter, da porfyroklaster av plagioklas opptrer i en prosentandel slik at mengden matriks tilsvarer mellom 50-90%. Kornstørrelsen varierer i den antatte metasedimentære hovedgruppen, da kvartskorn er rekrystalliserte og større enn glimmermineralene rundt. Plagioklaskornene som ligger igjen som porfyroklaster er ikke rekrystalliserte. Ut fra tynnslipsanalyser er det derfor umulig å si hva slags bergart dette er, om det er mylonittisert tonalitt eller mylonittiserte metasedimentære bergarter.

Sericittisert plagioklas innad i bergartene i den antatte metasedimentære hovedgruppen og i Skipsfjorddekket, har en annen orientering enn hovedfoliasjonen. De er fordreide, og rekrystallisert kvarts og feltspat samt glimmermineraler som kloritt og muskovitt, ligger rundt feltspatkornene orientert parallelt med hovedfoliasjonen. På grunn av orienteringen til plagioklaskornene, kan dette antyde at mineralene har vært til stede før foliasjonen og deformasjonen av bergarten, altså porfyroklaster i dagens bergarter (Page & Wenk, 1979).

4.1.3 Skipsfjorddekket

Bergartene i Skipsfjorddekket består også hovedsakelig av kvarts-feltspatiske gneiser, med innslag av mafiske og tonalittiske bergarter, men disse er betydelig mer folierte enn de øvrige bergartene i studieområdet, og de ligger strukturelt øverst. Metamorfosegraden i Skipsfjorddekket er vanskelig å fastslå, da gode indeksmineraler ikke er tilstede. Unntaket er i mafiske bergarter som har mineralogi som antyder amfibolittfacies (Winter, 2013).

Rekrystallisering av amfibol og nyvekst av kloritt og epidot i mafiske deler av hovedgruppen viser dessuten at grønnskiferfaciesforhold har eksistert senere i deformasjonsutviklingen.

Det er vanskeligere å avgjøre opprinnelsen/moderbergartene i Skipsfjorddekket. De kvartsfeltspatiske gneisene har ofte mylonittisk tekstur, med klare bånd og en sterk hovedfoliasjon (figur 32). Mineralsammensetningen er tilnærmet lik som den metasedimentære enheten, men er sterkere foliært, med rekrystallisert kvarts i bånd vekselvis med glimmermineraler i båndstrukturer. Det kan se ut til at bergartene i Skipsfjorddekket inneholder noe mer kloritt og muskovitt enn de underliggende metasedimentære bergartene, med utgangspunkt fra figur 32. Bergartene har trolig også gjennomgått høyere deformasjon enn de underliggende metasedimentære bergartene (se nærmere diskusjon i kapittel 4.5).

Kontakten mellom Skipsfjorddekket og de underliggende metasedimentære enhetene inneholder store mengder karbonat (> 20%). Tynnslipsanalyser fra kvartsfeltspatiske gneiser i kontaktsonen (figur 55) viser at karbonat eksisterer både i sterkt folierte og i mer massive litologier, men også i form av sprekkefyllinger. Dette tyder på flere faser med karbonatdannelse i kontaktsonen. Først må karbonat ligge med samme orientering som resten av bergartene være dannet, og deretter har karbonat trengt inn i sprekker.

Mafiske intrusiver liggende konformt med hovedfoliasjonen er også observert i Skipsfjorddekket. Tynnslipsanalyser av prøve 4A (figur 34) viser at bergarten trolig er en ultramylonitt, da den er sterkt deformert, og alle mineralene inngår som matriks. Prøve 4B derimot, (figur 34) viser at både mineralinnhold og tekstur ligner på diorittbergarten i sørøstlige deler av Vanna. Det samme gjelder for prøve 26 (figur 35). Tynnslipsanalyser av dioritten utført av Kolsum (in prep.) viser en nærmest identisk mineralogisk sammensetning og tekstur som de mafiske udeformerte bergartene i Skipsfjorddekket. Tidligere beskrivelser av dioritten (Bergh et al., 2007; Knudsen, 2007; Pettersen, 2007) samsvarer også godt med feltobservasjonene og tynnslipsanalysene. Det er derfor ikke umulig at de mafiske intrusivene i Skipsfjorddekket er av samme mafiske intrusive hendelse som dioritten i Vannagruppen, men det krever aldersdateringer og nærmere undersøkelser for å bekrefte dette.

Opheim & Andresen (1989) delte Skipsfjorddekket inn i nedre mylonitt-gneis-flaket med en petrografi av preortomylonittisk til mylonittisk tonalittisk ortogneis, som igjen inneholder finkornete kvartsrike, skifrige bergarter, trolig med et metasedimentært opphav. Dette kan se ut til å samsvare med observasjonene i felt, da flere av bergartene i Skipsfjorddekket har samme petrografiske innhold som den underliggende antatte metasedimentære hovedgruppen.

Rice (1990) beskriver Skipsfjorddekket med en metamorfosegrad til øvre grønnskifer-/nedre amfibolittfacies. Han beskriver også porfyroblaster av biotitt i Kvalkjeftegruppen som

vokser over den mylonittiske teksturen, og også granater i metabasitter som vokser over hovedfoliasjonen. I prøvene tatt under feltarbeidet, er det ikke observert verken biotitt eller granat. En grunn til dette kan være at Kvalkjeftegruppen tilhører en annen metasedimentær sekvens, og at den er mindre deformert enn bergartene i feltområdet.

Det kan også være at bergartene i Skipsfjorddekket og den metasedimentære hovedgruppen egentlig er mylonittisert tonalitt.

4.2 Diskusjon av strukturer

I dette kapitlet blir de strukturelle dataene og observasjonene fra kapittel 3 diskutert, først i regional/makroskala, så i mesoskala, og til slutt i mikroskala. Deretter diskuteres dannelsen og kinematikken til strukturer fra de tre hovedgruppene av bergarter, samt kontaktforhold og relativ alder mellom hovedgruppene. En tektonisk modell vil bli foreslått, og regionale implikasjoner av denne modellen vil bli diskutert til slutt i kapitlet. Den regionale diskusjonen er basert på geometriske resultater (kapittel 3), geologiske kart med profiltolkninger (figur 15-17), og orienteringsdata illustrert i stereoplott (figur 37 og 38).

Sammenstillingen av det geologiske kartet og regionale strukturdata for de tre hovedgruppene av bergarter viser en klar tredeling også mht. strukturell orientering (figur 15). For eksempel viser kart- og foliasjonsdataene målt i felt tre ulike trender som samsvarer med dem i hovedgruppene av bergarter. Foliasjonen til de tonalittiske gneisene i underlaget har gjennomsnittlig strøk N-S, og fall mot vest, mens strøket til foliasjonen i de kvartsfeltspatiske gneisene i de to overliggende hovedgruppene generelt er NØ-SV, og faller slakt mot NV. Strøket i de antatte metasedimentære bergartene og i Skipsfjorddekket er det samme (NØ-SV), men fallvinkelen er forskjellig, henholdsvis 60-70° i den antatte metasedimentære enheten, og bare rundt 20-30° i Skipsfjorddekkets bergarter.

Konturerte polplott for foliasjon i det tonalittiske underlaget viser et klart punkt maksima, fordi omtrent alle målingene sammenfaller i ett punkt (figur 37E). Foliasjonen i Skipsfjorddekket er også rimelig konstant orientert med tilnærmet sirkelformet konturmønster, og ikke disharmonisk. Foliasjonen i de antatte metasedimentære bergartene har et større avvik, blant annet motsatt fallretning, og varierende fallvinkel. På grunn av dette vil også kontureringsmønsteret variere (se figur 37H).

Orienteringen av strekningslineasjon i Skipsfjorddekkets mylonittiske bergarter, og i folierte enheter i den antatte metasedimentære hovedgruppen sammenfaller også, med gjennomsnittlig strøk NV-SØ og variabel stupning både mot NV og SØ (figur 37). Det som

skiller dem er fallvinkelen, og at de antatte metasedimentære bergartene er tydelig foldet (se kapittel 4.2.2). Strekningslineasjonenes orientering i det tonalittiske gneisunderlaget avviker imidlertid noe, da de viser tilnærmet Ø-V strøk og stupning mot vest (figur 37F).

Orienteringen av folder i studieområdet viser mange interessante trekk (figur 38). Flest folder er påvist i de antatte metasedimentære bergartene, men lokalt også i Skipsfjorddekket og i det tonalittiske gneisunderlaget (se kapittel 3). Foldeakser og akseplantraseer for mesoskala folder i de antatte metasedimentære bergartene har gjennomsnittlig trend ØNØ-VSV, og akseplan som faller vekslende mellom NV og SØ (figur 38). Konstruerte foldeakser (β -akser) og krenulasjonslineasjoner i både Skipsfjorddekket og den antatte metasedimentære hovedgruppen sammenfaller i orientering (figur 38), så det er med stor sannsynlighet at disse er dannet samtidig (se diskusjon i kapittel 4.4). Akseplan til folder i området har gjennomsnittlig NØ-SV strøk, men ofte fall både mot NV og SØ (figur 38), noe som samsvarer med de øvrige geometriske resultatene for folder i området (se diskusjon i kapittel 4.2.1).

4.2.1 Diskusjon av strukturer i tonalitter og tonalittiske gneiser

Tonalittene i gneisunderlaget er massive, grovkornete/homogene og lite deformerte, hvilket underbygger en magmatisk opprinnelse. I sterk kontrast er foliasjonen i de tonalittiske gneisene, som viser både planarfolierte og linseformete teksturer med nydannete metamorfe mineraler. Dette antyder at skorpedeformasjon og regionalmetamorfose har forårsaket gneisdannelsen. For å bedre forstå dannelsen av gneisfoliasjonen i tonalittene, vil geometriske og kinematiske data bli diskutert. Foliasjonen i gneisene har strøk N-S, og slakt fall mot vest (figur 37). Graden av deformasjon/*strain* har trolig variert, i hvert fall lokalt, da bergartene veksler mellom å være folierte og massive. I tillegg har man foliasjonsparallele soner med mylonittiske gneiser som inneholder linser av massiv tonalitt, hvilket antyder at slike nivåer er duktile skjærsoner med høy intern deformasjon. De mafiske intrusjonene varierer også i grad av deformasjon (figur 23 og 25), noe som antyder at de kan ha intrudert i det tonalittiske gneisunderlaget både før, samtidig og/eller etter gneisdannelsen. En slik tolkning underbygges ved at de mafiske intrusivene har samme orientering som tonalittene og de tonalittiske gneisene rundt.

Kinematiske analyser av den tonalittiske gneisfoliasjonen er mulig basert på opptreden av strekningslineasjoner og asymmetriske linser i skjærsonene (figur 15). Her er foliasjonsplan i gneisene tolket til å ha bevegelsesretning mot øst, noe som avviker fra strekningslineasjonene

i den antatte metasedimentære hovedgruppen og i Skipsfjorddekket, hvor bevegelsesretningen viser topp mot SØ (se kapittel 4.2.2 og 4.2.3).

Sammenstilte data for strekningslineasjoner i de tonalittiske gneisene og i den overliggende antatte metasedimentære enheten (figur 15), viser to bevegelsesretninger, henholdsvis øst og sørøst (figur 37). Tolkningen av disse bevegelsesretningene er basert på kinematiske indikatorer som sigmaklaster (bl. a. figur 49), og er underbygget av Opheim & Andresen (1989). Mulige teorier for dette er at strekningslineasjonene er fra to forskjellige hendelser, eller at det har vært lokal avbøying med ulik bevegelse internt, som følge av rotasjon, hvor lobeformete skyveflak danner strekningslineasjoner i ulike retninger (Bell & Hammond, 1984). Dette diskuteres videre i kapittel 4.6.

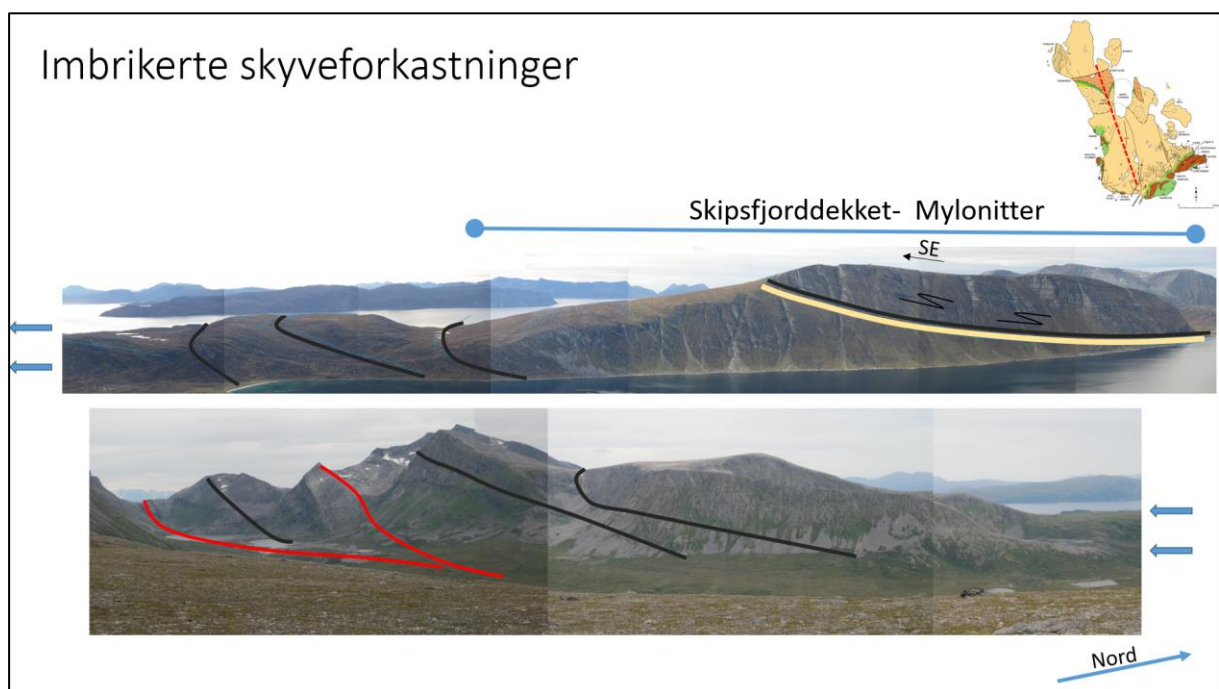
Langs den sprø forkastningssonen er det påvist kataklasitt i mikroskopisk skala (figur 22). Denne bergarten har mange spisse klaster med forskjellig størrelse, og en matriks som også inneholder spisse fragmenter. Øker man forstørrelsen i mikroskopet ytterligere, ser man at matriksen igjen består av små klaster, og at den blir finere og finere oppknust. Slike bergarter opptrer kun hvor det har vært sprø deformasjon (Fabbri et al., 2000). De kan skilles fra konglomerater og tillitter pga. de spisse klastene, og gjerne også mineralsammensetningen. Kataklasitter dannes av steinmelet til bergarten som blir deformert, mens både konglomerat og tillitt kan ha fragmenter fra et større geografisk område (Higgins, 1971).

4.2.2 Diskusjon av strukturer i metasedimentære bergarter (?)

De antatte metasedimentære bergartene er godt folierte og skifrige med lokal bevart, mulig relikte lagdeling og bånding (figur 26). Primære lag er trolig ødelagte av sekundær foliasjon, men som er orientert parallelt med den primære lagningen i bergartene. En slik tolkning underbygges av bergarter observert rett sør for Laukvika, med rytmiske litologier og en metamorf skifrihet, godt utviklet i foliasjonsparallele glimmerskifre. Her er det også hyppig veksling i farger på bergartene, parallelt med foliasjonen (figur 27).

De folierte bergartene i denne hovedgruppen har generelt strøk NØ-SV og gjennomsnittlig steilt fall (60-70°) mot NV, men lokale variasjoner eksisterer. Sammen med tolkningene av de geologiske profilene (figur 16 og 17) indikerer dette at bergartene kan være tektonisk stablet mot hverandre. En teori er at den antatte metasedimentære hovedgruppen er en undre del av Skipsfjorddekket (jfr. Opheim & Andresen, 1989), med en annen orientering av interne enheter/foliasjon, hvor det er snakk om dannelse som imbrikerte skyveflak i et vifteformet kompresjons-duplekssystem (Boyer & Elliott, 1982; Butler, 1982; Morley, 1988). I lys av en

slik modell, kan den steile fallvinkelen til foliasjonen skyldes at hele enheten er skråtillt/rotert mot en steilere skyveforkastning i dypet (rampe), og evt. har gjennomgått mindre grad av skjærdeformasjon sammenlignet med deformasjonen i Skipsfjorddekket (kapittel 4.2.3). Lignende variasjoner i lagstilling er beskrevet fra flere forlands- folde- og skyvedekker i fronten av fjellkjeder (bl. a. Daly, 2007; Yassaghi et al., 2000), men også i dypere nivåer av fjellkjeder, hvor underlagsbergarter (*basement*) er involvert. Tolkningen støttes også av observasjoner i tonalittiske gneiser lenger vest på Vanna (Opheim & Andresen, 1989; Paulsen et al., 2019) (figur 57), da mylonittisert tonalitt dominerer i store deler av Skipsfjorddekket (Opheim & Andresen, 1989).



Figur 57. Imbrikerte skyveforkastninger lenger vest på Vanna. Hentet fra: (Paulsen et al., 2019).

Fallvinkelen til den antatte metasedimentære hovedgruppen ser ut til å avta mot kontaktsonen til Skipsfjorddekket, så det er ikke umulig at de metasedimentære bergartene ble skjøvet inn først som et skyveflak med lav deformasjon. Senere kan Skipsfjorddekket ha kommet inn som et høydeformasjons skyveflak, og dermed deformert kontaktsonen mellom skyveflakene, slik at foliasjonen i den metasedimentære enheten har avtatt nærmere kontaktsonen.

For bedre å forstå og tolke deformasjonen i denne hovedgruppen av bergarter, vil kinematiske data både fra feltobservasjoner og mikroskopianalyser bli brukt.

Strekningslineasjoner/minerallineasjoner er observert på de fleste foliasjonsflater omtrent overalt i den antatte metasedimentære hovedgruppen (figur 26). Analyser av bevegelsen langs strekningslineasjonene er tolket til å være konsekvent med topp mot SØ, noe som støttes av

feltobservasjoner og tidligere tolkninger av tektonisk transport for Skipsfjorddekket (Opheim & Andresen, 1989).

Andre strukturer som er brukt som kinematiske indikatorer i disse bergartene er folder og akseplankløv (kapittel 3.2), i tillegg til sigmaklaster i tynnslip fra mylonittiske skjærsoner (Lister & Snoke, 1984). De fleste observerte sigmaklastene har form og asymmetri som indikerer skjærbevegelse, med topp mot SØ, noe som samsvarer godt med resultatene fra strekningslineasjonene (figur 15). Høy skjærdeformasjon støttes både av orienteringen til mineralkornene og mylonittisk tekstur (Lister & Snoke, 1984; Mukherjee, 2011). F1-folder observert (figur 16A og 46) viser er vergens mot SØ, noe F2-folder med S-geometri også gjør. Sigmaklaster opptrer også i mikroskala (figur 49 og 50), og de viser også en dominerende bevegelsesretning med topp mot SØ. (se figur 45C).

Flere ulike typer folder er observert i studieområdet (se kapittel 3.2), både i makro- og mesoskala. Mulige makroskala folder er tolket lengst nord i den antatte metasedimentære hovedgruppen, basert på hyppige endringer i fallretning til hovedfoliasjonen (se figur 16A). Strukturplott av slike folder (figur 38) antyder at de har akseplan som er parallell med hovedfoliasjonen (S1) i bergartene, og dermed kronologisk utgjør de eldste, dvs. F1-folder.

Småskala asymmetriske folder er mer vanlig i de antatte metasedimentære bergartene (figur 45). Dette er strukturer som konsekvent refolder både lagning (S0) og hovedfoliasjon (S1), inkludert den dominerende strekningslineasjonen (L1), og som i tillegg har akseplan som kutter hovedfoliasjonen (se kapittel 3.2). Disse defineres som yngre, F2-folder.

Figur 46 viser også et foto og en tolket skisse hvor både F1-folder og F2-folder kan være representert i mesoskala. Dette er med på å underbygge teorien om makroskala opprette F1-folder rett sør for Laukvika (figur 15). Det er da trolig at F1-foldene observert i felt er parasittiske folder til et større foldesystem av makroskopiske folder, slik som de er tolket i figur 16A.

F2-foldene i mesoskala er asymmetriske, har spisse hengselssoner og rette flanker, og tolkes derfor å være kinkfolder/chevronfolder (Honea & Johnson, 1976). Der foldene har motsatt vergens, boks-geometri, og med akseplan som definerer sonekløv, tolkes de som konjugerte kinkfolder (Ramsay, 1962). En slik tolkning underbygges av observasjoner i felt og også av stereoplott (figur 38).

Tynnslipstudier viser at isoklinale F1-folder og asymmetriske F2-kinkfolder (se figur 48, kapittel 3.2.2) har samme geometri som i mesoskala. F1-foldene er lukkede til tette, har et steilt akseplan som vergerer mot NV, og har avrundede hengselssoner. F2-folder har spisse hengselssoner, åpent asymmetrisk foldemønster, og de folder hovedfoliasjonen i bergartene.

Isoklinale F1-folder og asymmetriske F2-kinkfolder har i studieområdet mange ulike geometrier, men påfallende lik orientering relativt til hovedfoliasjonen og antatte duktile skjærsoner i området. Dette indikerer både varierende foldemekanismer, og dannelse i et ensrettet deformasjonsregime (D1-D2). De observerte foldene kan brukes både som indikatorer for type/grad av generell deformasjon i bergartene, og for å evaluere bevegelsesmønster/kinematikk, særlig hvis de opptrer internt i duktile skjærsoner med høy grad av deformasjon.

Mulige høydeformasjonsområder er hvor F1- folder er observert i kontaktsonen og internt i Skipsfjorddekket (se kapittel 2.4), mens den antatte metasedimentære enheten mest sannsynlig utgjør et lavdeformasjonsområde. Kinematisk analyse av monoklinale, asymmetriske og overbikkede F2-folder i de metasedimentære bergartene viser bevegelse med topp mot SØ, altså det samme sigmaklaster og strekningslineasjoner også viser. Skipsfjorddekkets målinger samsvarer også (se kapittel 4.2.3). En slik bevegelsesretning er basert på foldenes vergens, og at den er omtrent vinkelrett på F2-foldeakser, L2-krenulasjonslineasjoner og strøket til S2-akseplan (figur 46). Et problem er at F2-foldene ofte har motsatt vergens, både SØ og NV (figur 47), noe som indikerer uniform forkortning (*pure shear*) heller enn rettet skjærbevegelse (Gay, 1968).

Selv om bevegelsesretningen fra strekningslineasjonene ble tolket til å gå mot SØ, er det viktig å finne ut av hva som har skjedd med strekningslineasjonene i ettertid, da de er foldet. Strekningslineasjoner kan i teorien ikke bli foldet, da bevegelsesretningen kun forekommer en vei under skyving av et skyvedekke. Dersom dette kun hadde forekommet i en tektonisk hendelse ville strekningslineasjonen kun vært synlig i en retning, fordi den hadde blitt ødelagt og deformert under folding (Shackleton & Ries, 1984).

Krenulasjonslineasjoner er observert i hele den antatte metasedimentære hovedgruppen, som foldehengslene til F2-foldene. Krenulasjonslineasjonene har veldig slake stupninger ($<20^\circ$), mot SV, og NØ, noe som kan indikere at foldene er tilnærmet opprette. Ut fra observasjoner i felt hvor man kan følge hengselssonene, ser så de også sylindriske ut.

Krenulasjonslineasjonene plottet inn i stereonett sammen med målte akseplan, sammenfaller

meget godt, med en gjennomsnittlig foldeakse med orientering 238/5. På grunn av den slake stupningsvinkelen er de sett på som tilnærmet horisontale. Disse krenulasjonslineasjonene ligger med en vinkel på ca. 70° til strekningslineasjonen. Hadde disse vært dannet samtidig, med en konstant spenningsretning, skulle de stått vinkelrett på hverandre, noe de ikke altså ikke gjør.

Kontureringen av akseplanene sammenfaller også godt, noe som indikerer at de er dannet omtrent samtidig. Ut fra de spisse hengselssonene ser de ut som kinkfolder, og siden akseplanene vergerer motsatt vei av hverandre kan de se ut som boksfolder. Boksfolder dannes vanligvis i et rent kompresjonsregime, uten høy deformasjon (Fleuty, 1964). Dermed er det ikke umulig at kinkfoldene ble dannet etter innskyvningen av Skipsfjorddekket, eller i en sen fase, hvor det har forekommet ren kompresjon og ikke innskyvning.

4.2.3 Diskusjon av strukturer i Skipsfjorddekket

Petrografiske og strukturelle data (kapittel 3) viser at bergartene i Skipsfjorddekket er sterkt skifrige og med godt utviklet hovedfoliasjon, noe som lokalt også kjennetegner den underliggende hovedgruppen av metasedimentære bergarter. Foliasjonen vises i tynnslip som dominans av lys glimmer med foretrukken orientering (lepidoblastisk), og hvor glimmermineralene samles i bånd, vekselvis med rekrystallisert kvarts og plagioklas (figur 32). Det er også påvist mylonittiske teksturer (figur 52) med linseformete klaster og rekrystallisert matriks, som indikerer dannelse i duktile skjærsoner. Et eksempel er kontakten mellom de underliggende hovedgruppene. Internt i Skipsfjorddekket er det også påvist mylonittiske gneisbergarter, hvilket betyr at hele dekket er av høygrads skjærdeformasjon.

Strekningslineasjoner i Skipsfjorddekkets bergarter stryker NV-SØ, noe som samsvarer svært godt med resultatene fra de antatte metasedimentære bergartene, mens retningen avviker fra estimatene i de tonalittiske gneisene.

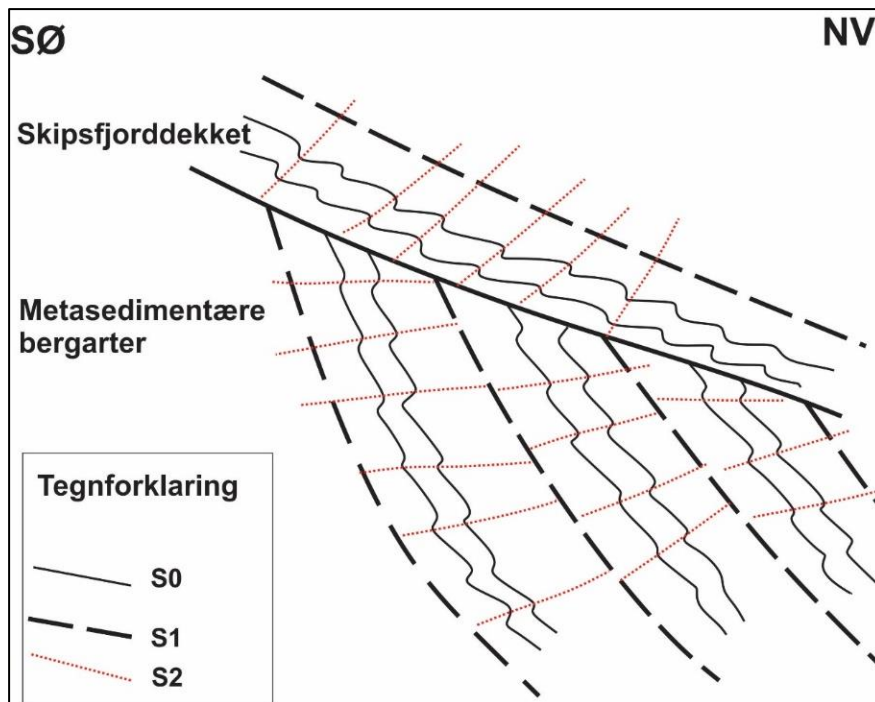
Kinematiske indikatorer i mikroskopisk skala (sigmaklaster) er også observert i Skipsfjorddekkets bergarter (figur 52). Retningen viser en bevegelse med topp mot SØ, slik man også tidligere har antatt at Skipsfjorddekket beveget seg (Opheim & Andresen, 1989). Opheim & Andresen (1989) beskriver også porfyroklaster av plagioklas, noe som er observert i flere tynnslipsanalyser (bl.a. i figur 52). Flere av disse har fungert som sigmaklaster, da de har rekrystallisert kvarts, kloritt og muskovitt som skjærbevegelsesindikatorer. Det er også observert at kornstørrelsen avtar jo høyere deformasjonen har vært, noe som er svært tydelig i

figur 34. Figuren viser en intrusiv bergart med ulik deformasjonsgrad, noe som samsvarer med observasjonene til Opheim & Andresen (1989).

I strandsonen, nord for Laukvika, er det observert folder med akseplan parallelt med foliasjonen (se figur 53). Disse er tolket til å være F1-folder, fordi akseplanet ligger parallelt med hovedfoliasjonen (S1). Trolig kan disse F1-foldene være av samme relative alder som de postulerede makroskopiske F1-foldene, og den mesoskopiske F1-folden i den underliggende enheten (figur 46). Strekningslineasjoner er derimot utbredt i foliasjonen i Skipsfjorddekket. Dette indikerer at bevegelsesretningen til Skipsfjorddekket er lik som i den underliggende enheten, og at Skipsfjorddekket også kan bestå av flere interne skyveflak, slik som Opheim & Andresen (1989) allerede har påvist.

Asymmetriske (F2) folder er sjeldne internt i Skipsfjorddekkets bergarter, men småfolder (kinkfolder) er vanlig i kontaktsonen til de underliggende metasedimentære bergartene (figur 56). På grunn av samme orientering som småfoldene i den antatte metasedimentære hovedgruppen tolkes småfoldene i Skipsfjorddekket også til å være F2-folder.

Det er observert både F1-folder og F2-folder i Skipsfjorddekket og i den antatte metasedimentære hovedgruppen. Det som skiller disse foldene fra hverandre, er spesielt hvordan F1-foldene ligger orientert. Siden Skipsfjorddekket har en mye slakere fallvinkel, vil foldeaksene være tilnærmet horisontale, mens steil foliasjon i den antatte metasedimentære hovedgruppen fører til opprette folder med svakt hellende akseplan mot NV. I stereoplott vil også F1-foldene og F2-foldene i Skipsfjorddekket ha relativt like fallvinkler, da F2-foldenes akseplan har slak fallvinkel. Likevel vil akseplanene til F2-foldene i Skipsfjorddekket ha en brattere fallvinkel enn akseplanene i den underliggende delen på grunn av orienteringen til hovedfoliasjonen (se figur 58).



Figur 58. Skisse som viser forskjellen i fallvinkel til akseplanene (S2) i Skipsfjorddekket og i de metasedimentære bergartene. Man kan tydelig se at vinkelen til S2-foliasjonen i de metasedimentære bergartene er slak, mens fallvinklene er brattere i Skipsfjorddekket. Skissen er veldig forenklet og ikke etter målestokk.

Det er større forskjeller mellom F1- og F2-foldene i den antatte metasedimentære hovedgruppen, da F2-foldene har et tilnærmet liggende akseplan, mens F1-foldene har et steilt og skråstilt akseplan.

Det eneste som skiller Skipsfjorddekket fra de metasedimentære bergartene strukturelt, er fallvinkelen til foliasjonsplanene. En mulig teori er at den underliggende metasedimentære bergartsenheten tilhører Skipsfjorddekket, og at det er to ulike skyveflak. Dette diskuteres videre i kapittel 4.5.

4.3 Diskusjon av kontaktholdene mellom bergartsgruppene

I dette kapitlet blir kontaktsonene mellom det tonalittiske underlaget og den overliggende antatte metasedimentære sekvensen diskutert, etterfulgt av kontaktsonen mellom den antatte metasedimentære hovedgruppen og det overliggende Skipsfjorddekket.

Kontaktsonen mellom det tonalittiske underlaget og de overliggende hovedgruppene med bergarter er tolket til å være tektonisk, selv om dette ikke er observert direkte. Begrunnelsen er: i) betydelig forskjell i strøk og fall mellom enhetene under og over kontakten, ii) litologisk forskjell mellom bergartene under og over kontakten, iii) forskjell i graden av deformasjon, og iv) opptreden av kataklastiske bergarter.

Sedimenter som avsettes (horisontalt) over et gneisunderlag vil oftest ha en annen orientering enn eldre bergartslag, men siden den antatte metasedimentære hovedgruppen har steile lag/enheter, er en tektonisk årsak nærliggende. Siden strøket til lag/foliasjon i de metasedimentære bergartene sammenfaller med foliasjonen i Skipsfjorddekket, og de øvrige strukturene (skjærsoner, strekningslineasjon, folder, akseplan), er det med stor sannsynlighet snakk om et skyvedekke som er tektonisk skjøvet over det tonalittiske gneisunderlaget. Dermed antas tonalittene å være autoktone enheter, mens den antatte metasedimentære hovedgruppen og Skipsfjorddekket begge er alloktone og/eller paraautoktone enheter.

Lenger sør på Vanna er kontakten mellom det tonalittiske gneisunderlaget og overliggende metasedimentære bergarter eksponert, med et basalkonglomerat, et tegn på en avsetningskontakt (Bergh et al., 2007). Det er ikke observert lignende basalkonglomerat i bunnen av de antatte metasedimentære bergartene i feltområdet, men hvis det er snakk om en sedimentær opprinnelse, vil dette støtte at kontakten her er tektonisk.

Kontakten mellom det tonalittiske gneisunderlaget og de antatte metasedimentære bergartene er ikke eksponert i feltområdet. Ut fra strukturelle data observert i felt, er det likevel en distinkt forskjell i orientering av bergartene, og enkelte steder kan det se ut som om det tonalittiske gneisunderlaget er foldet (figur 41) sammen med overliggende enheter. Denne typen folder er illustrert i profilene (figur 16-17), og tolket som F1-folder. Argumentasjonen for at dette kan være F1-folder er fordi de er tilnærmet opprette, med steilt akseplan, og ligger med samme orientering som de observerte F1-foldene i den antatte metasedimentære hovedgruppen.

Det er antydning at det tonalittiske gneisunderlaget har gjennomgått høygrads deformasjon, da bergartene har en gneisaktig foliasjon. Den antatte metasedimentære hovedgruppen av bergarter inneholder større mengder av kloritt, noe som viser til grønskiferfacies metamorfosegrad. Ulik grad av deformasjon er med på å styrke teorien om at kontaktsonen er tektonisk.

Normalforkastningen funnet innad i tonalittene, i nærheten av overgangen mellom tonalitter og metasedimentære bergarter, har samme strøk som Skipsfjorddekkets skyveforkastninger, men har et steilere i fall mot NV (figur 43). En mulighet er at dette kan være en reaktivert skyveforkastning, som har utgjort en svakhetszone i underlaget.

Det er observert både kataklastiske bergarter og flere bruddplan med *slickenside* i kontaktsonen (se kapittel 3.2.1, figur 42), hvilket underbygger at forkastningen ble dannet ved

sprø deformasjon. Glidestriper på bruddplan viser entydig *dip-slip* bevegelse ned mot NV, og støtter dermed tolkning om en sprø normalforkastning.

Kontakten mellom Skipsfjorddekket og de underliggende bergartene er en ca. 20 meter tykk sone eksponert i nordskråningen av Svartvasstinden (figur 54), og denne kontakten fortsetter videre nordover i skråningen. Det kan se ut som om kontakten har en litt høyere fallvinkel oppe ved fjellet (ca. 30°) enn nede ved Laukvik (ca. 20°), da den trolig følger foliasjonen til Skipsfjorddekket (figur 15). I kontaktsonen er det påvist kalkrike bergarter, som kan ha fungert som smøremiddel langs et mulig skyveplan (*detachment*) til Skipsfjorddekket.

Kinematiske studier av interne strukturer (strekningslineasjon og asymmetriske folder) i kontaktsonen til Skipsfjorddekket, viser både topp mot SØ og ned mot NV bevegelse, altså motsatt av den entydige sørøstlige bevegelsesretningen i de metasedimentære bergartene.

4.4 Diskusjon av alder og relativ strukturell kronologi

De kartlagte bergartene i studieområdet inngår i tre separate tektoniske enheter (figur 15), med ulike litologier og interne polyfase deformasjonsstrukturer, og hvor enhetene er koblet sammen ved flere tektoniske hendelser (D1-D2?). De eldste deformasjonsstrukturene er tolket til å være gneisfoliasjon i det tonalittiske underlaget, som hvis korrelerbart med TTG-gneiser i Vest-Troms og andre deler av Vanna, er radiometrisk datert til 2,7-2,6 Ga (Bergh et al., 2007; Corfu et al., 2003; Myhre et al., 2013).

Tonalittisk smelte intruderte det arkeiske grunnfjellet for omtrent 2,9 milliarder år siden (Corfu et al., 2003). Deretter ble tonalittene og de tonalittiske gneisene deformert ved skorpekompresjon som gav opphav til gneisfoliasjon (Binns et al., 1981). I studieområdet har foliasjonen N-S strøk, og fall mot vest. Denne foliasjonen er mest sannsynlig neoarkeisk i alder (Bergh et al., 2010), dvs. eldre enn den antatte D1-hendelsen under den svekofenniske orogesen (1,8-1,7 Ga; Bergh et al. 2010). Alderen på de kartlagte mafiske intrusjonene i tonalittene er ukjent, og det er heller ikke klart om de intruderte før eller etter foliasjonsdannelsen. Siden de mafiske linsene i hvert fall lokalt også er folierte og konforme med hovedfoliasjonen i de tonalittiske gneisbergartene, er den mest sannsynlige konklusjon at de intruderte før hovedfoliasjonen fant sted.

Likevel er det tre ulike muligheter for alderen til de mafiske intrusivene: i) neoarkeiske intrusiver, ii) paleoproterozoiske intrusiver (2,4 Ga), iii) svekofenniske intrusjoner (1,8 Ga).

Neoarkeiske intrusiver (>2,8-1,6 Ga) er beskrevet av Bergh et al. (2010) som foliasjonsparallelle med hovedfoliasjonen til de tonalittiske grunnfjellsbergartene. Dette samsvarer godt med feltobservasjonene fra Svartbergan.

Paleoproterozoiske intrusiver (2,4 Ga) er observert flere steder på Vanna og i Vest-Troms gneisregionen, med en hovedsakelig orientering fra N-S til NNV-SSØ (Bergh et al. 2010). Dette samsvarer også svært godt med de observerte mafiske linsene i det tonalittiske gneisunderlaget, og det kan være vanskelig å skille mellom neoarkeiske og paleoproterozoiske gangsvermer på Vanna. De fleste mafiske gangsvermene av paleoproterozoisk alder kutter heller ikke de metasuprakrustale bergartene (Bergh et al., 2010), noe som også samsvarer godt med observasjonene i felt.

Svekofenniske intrusjoner på Vanna vil trolig ha blitt påvirket av den regionale D3-hendelsen, som hadde en kompresjonsretning SØ-NV (Bergh et al., 2015). Da foliasjonen til de mafiske intrusivene i det tonalittiske gneisunderlaget er orientert N-S, er det derfor lite trolig at de mafiske intrusivene i dette gneisunderlaget er av svekofennisk alder.

Videre har trolig de antatte metasedimentære bergartene mellom Svartbergan og Laukvika blitt avsatt på det tonalittiske gneisunderlaget, i et sedimentært riftbasseng, i tidsrommet 2,4-2,2 Ga, dersom de kan korreleres med Vannagruppen (Bergh et al., 2007). Da har trolig sedimentene blitt avsatt vekselvis som sandsteiner, siltsteiner og leirstein, og senere blitt intrudert av mafiske lagganger (*sills*), da de opptrer konformt. Videre har de antatte metasedimentære bergartene blitt tektonisk skråstilt, foliert og mylonittisert, og skjøvet mot SØ som et eget skyveflak, om mulig ved inversjon av normalforkastninger som avgrenset riftbassenget. Enheten er nå beliggende strukturelt under Skipsfjorddekket. Mylonittiseringen i både Skipsfjorddekket og den underliggende metasedimentære enheten har samme strøk NØ-SV, og fall mot NV, og tolket forkortningsretning er NV-SØ, noe som samsvarer med D3-hendelsen i Vest-Troms gneisregionen (Bergh et al., 2010). Strekningslineasjoner ble dannet under innskyvningen av Skipsfjorddekket. F1-folder ble trolig dannet under svekofennisk innskyvning av Skipsfjorddekket, som følge av intens enkel skjærdeformasjon. Samtidig ble kontakten mellom det tonalittiske gneisunderlaget og den metasedimentære sekvensen foldet (F1) i makroskala, skråstilt og skjøvet mot SØ sammen med enhetene over.

Etter innskyvningen, eller i de senere faser av innskyvningen av Skipsfjorddekket, ble F2-foldene dannet, sannsynligvis ved gradvis avtagende deformasjon (*strain*), men under omtrent de samme spenningsretningene som selve innskyvningen (NV-SØ). F2-foldene er således

yngre enn strekningslineasjonene, da strekningslineasjonen er foldet av F2-foldene, men altså dannet i det samme koaksiale spenningssystemet.

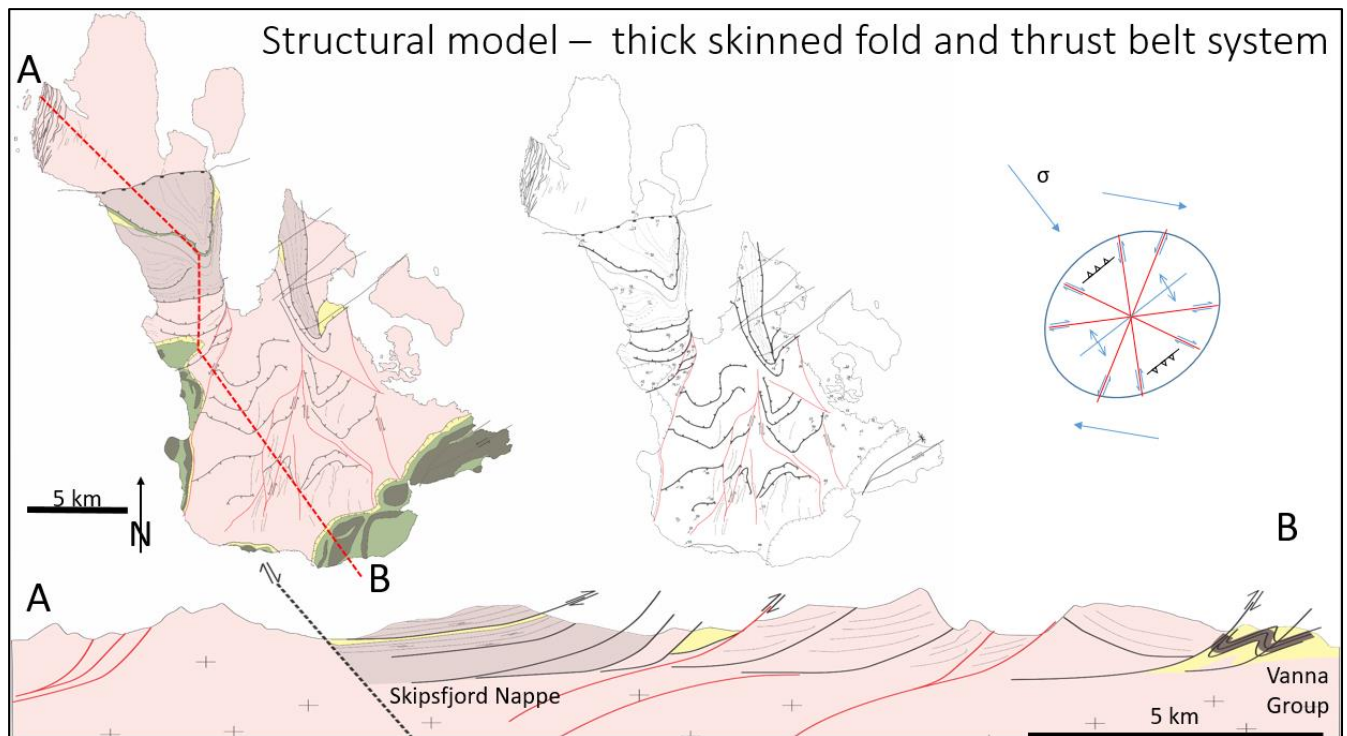
F1- og F2-foldene har begge samme strøk, men F1-foldene har et akseplan liggende parallelt med hovedfoliasjonen. F2-foldenes akseplan danner S2-plan med en vinkel på foliasjonen. S2 har en større fallvinkel i Skipsfjorddekket enn i de metasedimentære enhetene (se figur 58), fordi de metasedimentære enhetene har steilere fallvinkel. Det er med dette god grunn til å tro at F2-foldene ble dannet etter den steile orienteringen til de metasedimentære bergartene.

Hydrotermale avsetninger av jernoksider forekommer i bruddsonen (figur 20) med normalforkastninger innad i det tonalittiske gneisunderlaget. Normalforkastningen har et steilt fall (60°) mot NV, altså samme orientering som skyveforkastningene til Skipsfjorddekket. Fallvinkelen samsvarer godt med den steile foliasjonen til den antatte metasedimentære hovedgruppen, samt med orienteringen til disse. Dersom normalforkastningen er reaktivert, må alderen være yngre enn de andre forkastningene i feltområdet. Trolig er normalforkastningen den yngste tektoniske hendelsen som har forekommet i feltområdet.

4.5 Strukturgeologiske modeller

I dette kapitlet vil det bli foreslått strukturgeologiske modeller som forklarer bergartsgruppenes dannelse og deformasjon i feltområdet. Den ene modellen (modell 1) er basert på teorien om at den antatte metasedimentære hovedgruppen er en allohton enhet, og/eller er en undre del av Skipsfjorddekket. Den andre modellen (modell 2) antyder at de metasedimentære bergartene er paraautoktone og korrelerbare med Vannagruppen (Bergh et al., 2007). I begge modellene er de studerte bergartene tolket til å være del av et kompressivt folde- og skyvebelte som involverte både det tonalittiske gneisunderlaget og mulige overliggende sedimentære bassengenheter (*thick-skinned* deformasjon).

Paulsen et al. (2019) har tolket en strukturgeologisk modell over hele Vanna til å være et tykkhudet folde- og skyvesystem (figur 59). Dette kan med stor sannsynlighet være en god modell for Vanna, men den beskriver ikke i detalj hvordan feltområdet er påvirket, og kan derfor samsvare godt med både modell 1 og 2.

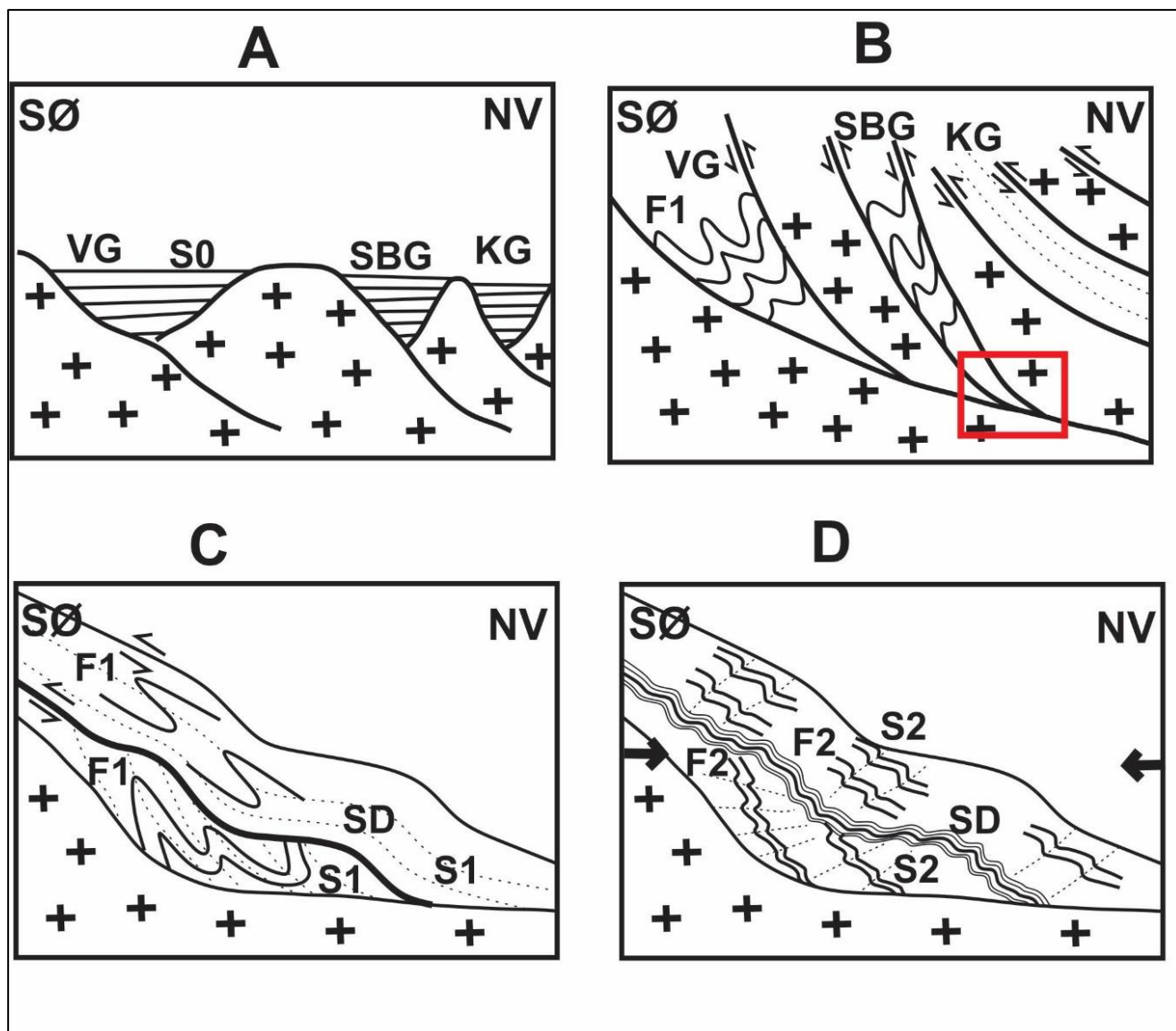


Figur 59. Strukturgeologisk modell over Vanna som viser et tykkhudet folde- og skyvebelte. Imbrikerte skyveflak og sedimentkiler er tegnet inn i modellen. Her er Vannagruppen tegnet inn som en autokton enhet, men er likevel noe påvirket av det alloktone Skipsfjorddekket. Hentet fra: (Paulsen et al., 2019).

I felt er det observert foling av bergartene to ganger. Den ene foldingen har akseplan parallelt med hovedfoliasjonen, mens den andre foldingen har akseplan med vinkel på foliasjonen. Førstnevnte er tolket til å være F1-folder, mens sistnevnte tilsvarer F2-folder i feltområdet. En grunn til at F1-foldene i Skipsfjorddekket er liggende, mens de muligens er hellende i den antatte metasedimentære sekvensen, er fordi det kan ha vært høyere skjærdeformasjon i Skipsfjorddekket enn i den antatte metasedimentære hovedgruppen.

Modell 1 baserer seg på at de antatte metasedimentære bergartene er en separat allokton enhet, og/eller at den inngår som en undre del av Skipsfjorddekket. En slik teori baserer seg på «*in sequence*» skyving av imbrikerte skyveflak under D1- og D2-episodene som følge av NV-SØ-rettet forkortning (se kapittel 4.6). Skyveflakene ble stablet mot hverandre med vekslende fallvinkler, for eksempel i et regionalt duplekssystem (Butler et al., 2007).

Variasjon i fallvinkelen for denne modellen kan skyldes rampe-flate-bevegelser langs dypere deler av skyveforkastningene, i det tonalittiske gneisunderlaget (Fossen, 2016) (se figur 60).



Figur 60. Skisse av modell 1 som baserer seg på teorien om at de metasedimentære bergartene er en allokton enhet med «in sequence» skyving av imbrikerte skyveflak. A) viser sedimentære bassenger (Vannagruppen, VG, Svartbergangruppen, SBG, og Kvalkjøftengruppen, KG) som blir avsatt over det tonalittiske gneisunderlaget. S0 dannes. B) viser innskyvning fra NV mot SØ, med imbrikerte skyveflak, og F1-folding i makroskala. Rød firkant indikerer feltområdet, og figurene C og D er tegnet ut fra dette området. Strekningslineasjoner (L1) er dannet under innskyvningen av Skipsfjorddekket. C) viser dannelse av F1-folder internt i Skipsfjorddekket (SD) (liggende), og i den underliggende metasedimentære enheten (opprette). S1 ligger parallelt med akseplankløven til F1-foldene. I feltområdet tilsvarer dette hendelse D1. D) viser dannelse av F2-folder i Skipsfjorddekket og den metasedimentære bergartsgruppen under horisontal kompresjon og ikke under ren innskyvning. Merk at kontakten mellom Skipsfjorddekket og de metasedimentære bergartene er foldet. S2- dannes og tilsvarer akseplanene til F2-foldene. L2 (krenulasjonslineasjoner) dannes. Merk at S2 har slakere fall i den metasedimentære enheten enn i Skipsfjorddekket. Hendelse D2 i feltområdet. Modellen er ikke i skala.

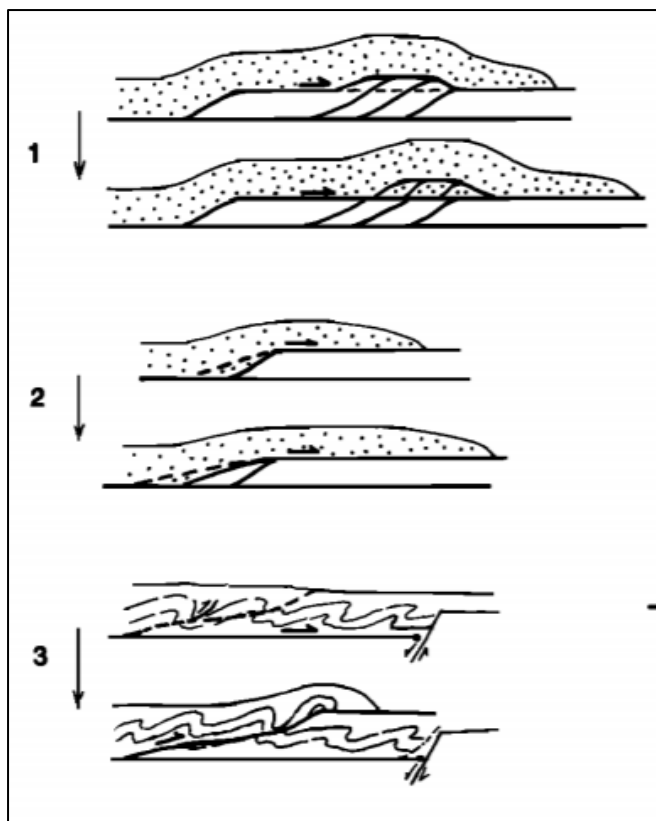
Den første modellen tolker det til at de metasedimentære bergartene er en del av Skipsfjorddekket og/eller et underliggende skyveflak (omtalt som Svartbergangruppen i figur 60). Dette begrunnes med at strøket til Skipsfjorddekket og de antatte metasedimentære bergartene har den samme orienteringen (NØ-SV) selv om fallet varierer, og at strekningslineasjoner og krenulasjonslineasjoner, samt sigmaklaster, viser samme tektoniske transportretning, topp mot SØ. Dessuten viser de petrografiske studiene at bergartsenhetene

har gjennomgått samme type deformasjon, dvs. forkortning/kompresjon, folding og skyvning, som både er distribuert internt i enhetene (lav deformasjon) og lokalisert i duktile skjærsoner (høy deformasjon). For eksempel viser strukturdataene at Skipsfjorddekkets bergarter som helhet har gjennomgått høyere skjærdeformasjon enn den underliggende antatte metasedimentære hovedgruppen, hvor opprette makroskala F1-folder ble dannet og, fortsatt er bevart lokalt, sammen med utbredt F2-folding syn-post til dekkeinnskyvningen.

Modell 1 antyder at både Skipsfjorddekket og de metasedimentære bergartene først ble skjøvet over det tonalittiske underlaget som to separate skyveflak (figur 60B). Under innskyvningen ble det dannet strekningslineasjon (L1) som viser topp mot SØ skjærbevegelse. Isoklinale F1-folder ble trolig dannet under denne hendelsen (figur 60B og C) ved høy grad av deformasjon, og støtter dannelse i et folde- og skyvebelte ved skorpekompresjon. Etter innskyvningen av dekkene har trolig spenningene avtatt, men likevel ført til dannelse av mesoskala folder (F2-folder). Siden strekningslineasjonene (L1) ikke er vinkelrett på krenulasjonslineasjonene (L2), men avviker med en vinkel på ca. 20°, tolkes retningen for kompresjon å ha endret seg fra NV-SØ under innskyvningen og dannelsen av strekninglineasjonene, til mer NNV-SSØ ved dannelsen av F2-folder, forutsatt at største spenning sto vinkelrett på F2-foldaksene og L2- krenulasjonslineasjonene (se figur 38).

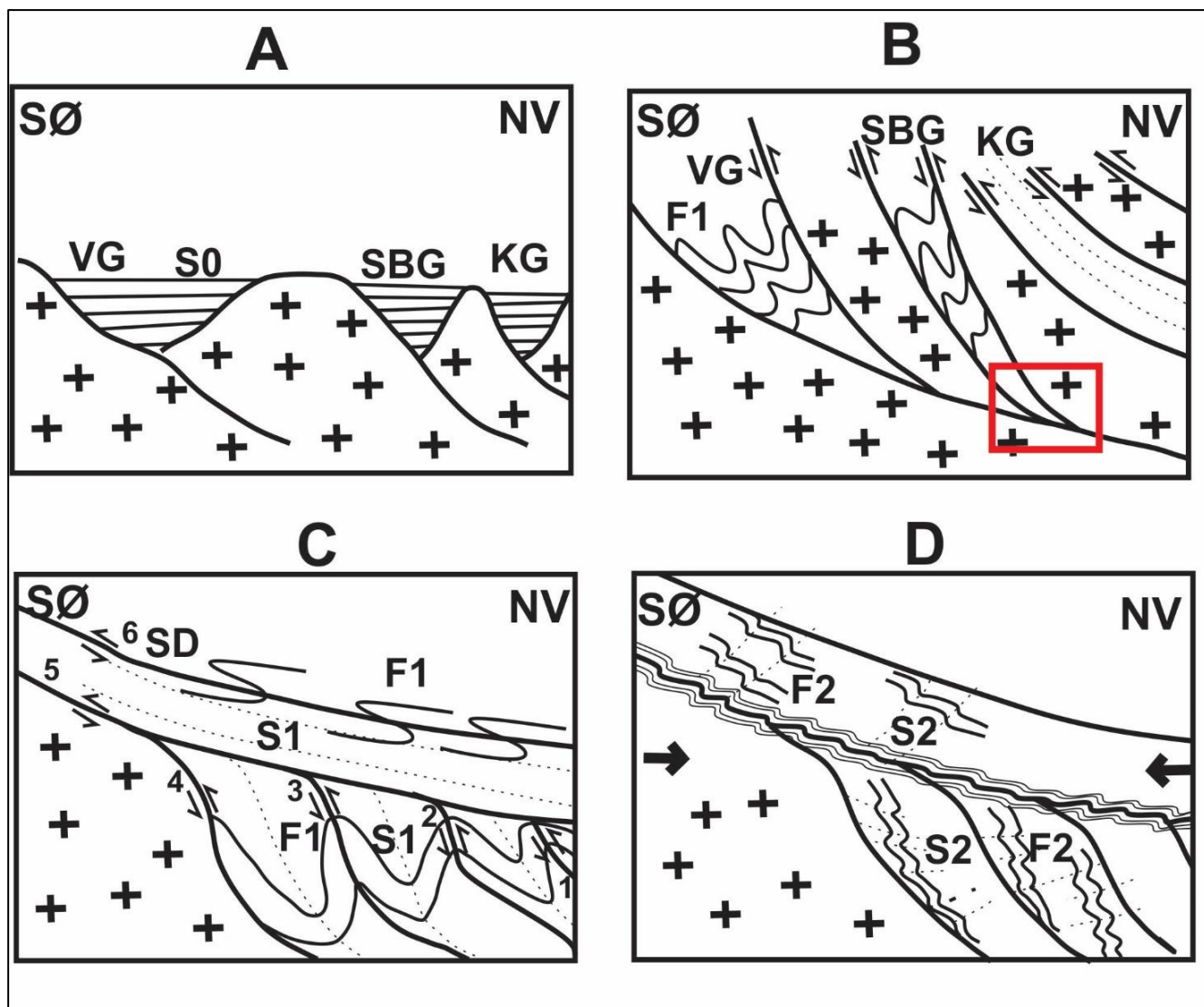
Et problem med at den metasedimentære hovedgruppen ligner på Skipsfjorddekket, er at Skipsfjorddekket her er tolket til å være mylonittisk tonalitt (Opheim & Andresen, 1989). Petrografisk sett ser bergartene svært like ut, så enten må begge bergartene være mylonittiserte tonalitter, eller så er begge hovedgruppene metasedimentære bergarter. Kontakten mellom Skipsfjorddekket og de antatte metasedimentære bergartene er ikke fulgt vestover fra fjellet, så det trengs nærmere undersøkelser for å bekrefte/avkrefte dette.

Modell 2 (figur 62) baserer seg på teorien om at tektonikken i området kan være «*in sequence* + *out of sequence*»- skyveforkastninger (Morley, 1988) (figur 61). Slike forkastninger kan dannes på to ulike måter, enten ved imbrikerte skyveflak som beveger seg mot «forland», eller at skyveforkastningene prograderer mot «hinterland» (Morley, 1988). Området er tolket til å ha imbrikerte skyveflak som prograderer mot «forland», altså mot SØ.



Figur 61. Dannelse av «out of sequence-forkastning» i tre sekvenser. 1) Skyveforkastning skyves over tidligere imbrikerte skyveflak (i dette tilfellet over de skråstilte metasedimentære bergartene). 2) imbrikering av hengblokka over en rampe, 3) flate-rampe struktur som kutter foldemønsteret. Hentet fra: (Morley, 1988).

Modell 2 baserer seg på at de metasedimentære bergartene i den midtre enheten er paraautoktone enheter, dannet på samme måte som Vannagruppen i sør, med et sedimentært dannelsesbasseng ikke langt fra feltområdet (se figur 62). Mulige normalforkastninger i riftbassenget kan ha blitt reaktivert/invertert som skyveforkastninger som følge av innskyvningen til Skipsfjorddekket. Under reaktivering av normalforkastningene ble de metasedimentære bergartene skråstilt nærmest vertikalt. En mulighet som da forklarer den store forskjellen i fallvinkel, er at kontakten til Skipsfjorddekket er en lavvinklet «out-of-sequence» skyveforkastning.



Figur 62. Modell 2 baserer seg på modellen «in sequence + out of sequence» (Morley, 1988). Her er imbrikerte skyveflak innad i den metasedimentære enheten er overskjøvet av skyveflak (Skijsfjorddekket) som en «out of sequence» skyvning. A) viser dannelse av sedimentære basseng over et tonalittisk gneisunderlag, dannet på samme måte som Vannagruppen (VG) og Kvalkjeftegruppen (KG). Svartbergangruppen (SBG) ligger trolig mellom disse sedimentbassengene. S0 dannes. B) viser innskyvning av Skijsfjorddekket under den svekofenniske orogenese, og vises som hendelse D1 i feltområdet. Strekningslineasjoner (L1) blir dannet under innskyvningen. Rød firkant indikerer feltområdet, og C) og D) er skissert fra denne firkanten. C) viser det samme som B), bare i mesoskala. Figuren viser at Skijsfjorddekket ligger som en «out of sequence»-skyvning over de imbrikerte metasedimentære bergartene som ligger med «in sequence» skyvning i forhold til hverandre. Tallene 1-4 indikerer imbrikerte skyveflak som er «in sequence» i de metasedimentære bergartene, mens 5 og 6 viser til et skyveflak som er «out of sequence» i Skijsfjorddekket. De trenger ikke å ha forflyttet seg langt, da denne modellen sammenligner de sedimentære bergartene i Vannagruppen med de metasedimentære bergartene i feltområdet. S1 dannes parallelt med akseplanet til F1-foldene. Hendelse D1. D) viser dannelse av F2-folde under horisontal kompresjon. Legg merke til at kontaktsonen mellom den metasedimentære enheten og Skijsfjorddekket er foldet. S2 dannes sammen med L2 (krenulasjonslineasjoner under foldingen), og hendelsen vil tilsvare D2.

Grunnlaget til modellen er at det overliggende Skijsfjorddekket har slakere fallvinkel enn de underliggende metasedimentære bergartene, og det er antydnet at Skijsfjorddekket kutter de underliggende bergartene med en slak skyveforkastning («out of sequence») over de imbrikerte skyveflakene under (se figur 62C).

En teori til at bevegelsesretningen viser motsatt vei akkurat oppe ved kontaktsonen, kan være fordi det kan ha forekommet en tilbakeglidning av Skipsfjorddekket i ettertid. Når spenningen ikke lenger var like stor, kunne skyvedekket, også pga. det store innholdet av karbonat oppe ved kontaktsonen, gli tilbake litt før dekket stabiliserte seg og ble liggende i nåtidens posisjon.

På grunn av avtagende fallvinkel til de antatte metasedimentære bergartene kan dette indikere en høyere deformasjon akkurat i kontaktsonen. Det kan da være at de antatte metasedimentære bergartene ble skjøvet inn først, etterfulgt av Skipsfjorddekket som dro med seg øvre deler av de antatte metasedimentære bergartene.

For å teste teorien om «*out of sequence*» skyving, kan man se om skyvningen dekker en yngre enhet enn i de underliggende enhetene, som ble dannet som «*in sequence*» forkastninger. Dette vil altså bety at Skipsfjorddekket teoretisk sett skal være yngre enn de metasedimentære bergartene. I dette tilfellet betyr det at hvis S1-foliasjonen i Skipsfjorddekket kutter underliggende F2-folder i Svartbergangruppen, så er Skipsfjorddekket «*out of sequence*». Hvis både F1 og F2-folder er utbredt i begge enhetene, og S1 er konform, er sannsynligvis begge enhetene dannet «*in sequence*». Det er ikke observert at S1-foliasjonen i Skipsfjorddekket kutter underliggende F1- og F2-folder, men S1 ligger ikke konformt i forhold til hverandre i Skipsfjorddekket og i de metasedimentære bergartene. F1- og F2-folder er likevel utbredt i begge enhetene, og på grunnlag av dette styrkes teorien om at det kan være en «*in sequence*» skyvning, altså styrkes modell 1.

4.6 Regionale sammenligninger og implikasjoner

Gneisunderlaget i feltområdet er dominert av tonalitter og tonalittiske gneiser, slik som store deler av Vest-Troms er (Corfu et al., 2003). Det tonalittiske gneisunderlaget i feltområdet stryker N-S, noe som avviker litt fra orienteringen til resten av Vest-Troms gneisregionen, hvor hovedstrøket går NNV-SSØ (Zwaan, 1995).

Mafiske intrusjoner opptrer også parallelt med gneisfoliasjonen i feltområdet, noe som samsvarer godt med resultatene fra Bergh et al. (2010). Vannas mafiske gangsvermer er tolket til å ha en krystalliseringsalder på 2403 ± 3 Ma, da gangsvermene på Ringvassøya er datert med denne alderen (Kullerud et al., 2006b). Hovedandelen av disse gangsvermene har en orientering fra N-S til NNV-SSØ, hvilket samsvarer godt med de mafiske linsene i det tonalittiske gneisunderlaget i feltområdet. Siden de ligger konformt med gneisfoliasjonen, kan det være vanskelig å skille disse fra tidligere mafiske intrusiver, men felles for alle intrusivene

i feltområdet er at de ikke kutter de overliggende metasedimentære bergartene, men ligger konformt med gneisfoliasjonen.

I Vest-Troms gneisregionen er det påvist at de eldste bergartene ligger lengst nord i regionen, nærmere lokalisert Dåfjordgneisen på Vanna, med en alder på 2885 ± 20 Ma (Bergh et al., 2007; Laurent et al., 2019). Videre blir alderen på bergartene i gneisregionen suksessivt yngre sørover mot Senja (Bergh et al., 2010). Det er derfor stor grunn til å tro at det tonalittiske gneisunderlaget i feltområdet på Vanna er del av de eldste tonalittene i Vest-Troms gneisregionen, med tilhørende alder som Dåfjordgneisen, ut fra geografisk plassering. Ut fra feltobservasjoner og sammenligninger med tidligere studier, kan det konkluderes med at alderen på gneisfoliasjonen sannsynligvis er av neoarkeisk alder.

De geologiske enhetene på det fennoskandiske skjold har en dominerende strøkretning NV-SØ (Kärki et al., 1993). Dette avviker fra foliasjonsretningen i Skipsfjorddekket (Opheim & Andresen, 1989), og i den metasedimentære hovedgruppen, hvor strøkretningen er orientert NØ-SV. Likevel samsvarer de geologiske enhetene på det fennoskandiske skjold bra med strekningslineasjonene og bevegelsesretningen i den metasedimentære hovedgruppen, samt i Skipsfjorddekket, hvor trenden peker NV-SØ.

Fra Senja i sør og opp til nordøstlige deler av Ringvassøya, finner man flere lineære metasuprakrustale belter, med en strøkretning NV-SØ (Bergh et al., 2010), altså parallelt med bevegelsesretningen til Skipsfjorddekket, men avvikende fra den antatte metasedimentære hovedgruppen i feltområdet.

På grunn av observerte folder med akseplan parallelt med hovedfoliasjonen (F1), og folder med akseplan med vinkel på hovedfoliasjonen (F2), konkluderes det med at to foldefaser har forekommet i feltområdet. To foldefaser kan igjen styrke teorien med at det har forekommet to tektoniske hendelser (D1- D2) i området, da det er observert både strekningslineasjoner (L1) og krenulasjonslineasjoner (L2). Under D1 har innskyvningen av Skipsfjorddekket funnet sted, dannet F1-folder og strekningslineasjon (L1). Under D2 har innskyvningen stoppet opp, og ren kompresjon har forekommet og dannet F2-folder.

Strekningslineasjonene målt i det tonalittiske gneisunderlaget bøyer av mot Ø, sammenlignet med strekningslineasjonene i Skipsfjorddekket og i de metasedimentære bergartene, som har en bevegelsesretning mot SØ (Opheim & Andresen, 1989). En mulig tolkning er at de to orienteringene for strekningslineasjonene er forskjellige i de ulike bergartsgruppene på grunn av to ulike tektoniske hendelsesforløp (D1 og D2). For eksempel at strekningslineasjonene i

det tonalittiske gneisunderlaget tilhører en tidlig hendelse med skjærdeformasjon, knyttet til innskyvning (L1), og at strekningslineasjonene i den antatte metasedimentære hovedgruppen og Skipsfjorddekket er dannet under innskyvningen av Skipsfjorddekket (L2).

Selv om det ikke er observert en systematisk endring i strøkretningen til strekningslineasjonene, er det sannsynlig at strekningslineasjonene er dannet under en og samme hendelse (L1), med svak tektonisk avbøying mot det tonalittiske gneisunderlaget. Avbøying av strekningslineasjoner i større skyveflak kan forekomme av ulike bevegelser internt, som følge av rotasjon, hvor skyveflak som er lobeformet danner strekningslineasjoner i ulike retninger, avhengig av hvor i skyveflaket man befinner seg (Bell & Hammond, 1984). Da feltområdet er avgrenset, er det ikke gjort målinger på motsatt side av Svartvasstinden, for å avkrefte eller bekrefte om strekningslineasjonene bøyer av mot vest eller ikke. Strekningslineasjonene i det tonalittiske gneisunderlaget samsvarer godt med strekningslineasjonene fra Kolsum (in prep.), hvor de fleste målte strekningslineasjonene ligger med orientering Ø-V (figur 13).

Dette er likevel stor grunn til å tro at strekningslineasjonene i det tonalittiske gneisunderlaget er dannet under samme hendelse som strekningslineasjonene i Skipsfjorddekket og i de metasedimentære bergartene, og at det kun er lokale variasjoner i skjærbevegelseretning. En mulighet er at Skipsfjorddekket har blitt skjøvet over større områder inn på Vanna enn først antatt, og deformert mer av berggrunnen flere steder (se figur 57). Da er sjansen stor for at Skipsfjorddekket en gang lå over det tonalittiske gneisunderlaget i feltområdet (Paulsen et al., 2019).

Opheim & Andresen (1989) konkluderte med at Skipsfjorddekket var av kaledonsk alder, noe Rice (1990) sa seg uenig til, da han mente at bergartene i Skipsfjorddekket lignet for mye på de autoktone bergartene på Vanna. I dag er teorien at Skipsfjorddekket kom inn under den svekofenniske orogenese. Ut fra observasjoner og målinger i felt er det fremdeles vanskelig å fastslå når deformatjonen av bergarter forekom, men ut fra observasjoner og senere studier, er det mye som tyder på at innskyvningen av Skipsfjorddekket er av svekofennisk alder.

Kvalkjeftegruppen er kartlagt og dokumentert som en midtre sekvens innad i Skipsfjorddekket (Opheim & Andresen, 1989). Den kartlagte metasedimentære hovedgruppen i feltområdet ligger tektonisk under det dokumenterte Skipsfjorddekket, og på grunnlag av dette kan ikke de metasedimentære enhetene tilhøre Kvalkjeftegruppen. Både modell 1 og 2 baserer seg på at de metasedimentære bergartene i feltområdet er blitt avsatt i et sedimentært

basseng, litologisk liggende mellom Vanngruppen og Kvalkjeftegruppen (se figur 60 og 62).

Regionalt skjedde innskyvningen på Vanna sent under den svekofenniske orogenesisen (D3), gjennom orogenparallel forskyvning, med spenningsretning NV-SØ (Bergh et al., 2015). Strekningslineasjonene og sigmaklastene fra feltområdet er med på å forsterke denne teorien. Det er observert en hendelse med innskyvning i feltområdet (D1), men F2-foldene og krenulasjonslineasjonene (L2) har blitt dannet under en senere hendelse (D2), med omtrentlig samme bevegelsesretning som D1.

I feltområdet vil den regionale D3-hendelsen i Vest-Troms gneisregionen trolig være en D1-D2-hendelse lokalt. Dette fordi det ikke er observert tegn på tidligere hendelsesforløp, annet enn at det er observert to foldefaser og at strekningslineasjonen er foldet.

Krenulasjonslineasjonene ligger heller ikke 90° på strekningslineasjonene, noe som indikerer at disse ikke har kommet fra samme hendelse, fordi da skulle lineasjonene teoretisk sett ligge vinkelrett i forhold til hverandre.

Normalforkastningen innad i det tonalittiske gneisunderlaget ligger med samme orientering som Skipsfjorddekkets skyveflak, med strøkretning NØ-SV (figur 15). En teori er at forkastningen er en reaktivert skyveforkastning, som da har beveget seg normalt mot NV, trolig i postkaledonisk tid.

Den mesozoiske Vannareid-Burøysundforkastningen lenger nord på Vanna har en strøkretning ØSØ- VNV, og med et fall på 50° mot SSØ (Davids et al., 2013). Denne forkastningen har også en sidelengs bevegelseskomponent, noe som ikke er observert i feltområdet. Breksjering og kataklasitter er observert både i forkastningen i feltområdet, og i Vannareid-Burøysundforkastningen, men det er ikke utbredt i feltområdet. Det er ikke observert mylonittisert tonalitt i hengblokka, og udeformert tonalitt i liggblokka, da normalforkastningen i feltområdet har relativt udeformert tonalitt i både hengblokk og liggblokk. På grunnlag av at normalforkastningene har ulik fallretning og ulikt strøk, konkluderes det med at de trolig ikke er fra samme hendelse, og at alderen på normalforkastningen i feltområdet er ukjent.

5 Konklusjon

Hovedhensikten med dette arbeidet har vært kartlegging og strukturell analyse av antatte metasedimentære bergarter med fokus på geometriske og kinematiske analyser av duktile skjærsoner i Skipsfjorddekkets undre del på Vanna i Troms. Arbeidet har påvist en ca. 900 meter tykk sekvens med antatte metasedimentære bergarter, kartlagt i nordøstlige deler av Vanna, mellom Svartbergan og Laukvika. Sekvensen ligger med tektoniske kontakter over et neoarkeisk tonalittisk gneisunderlag, og under Skipsfjorddekkets bergarter. Petrografiske og strukturelle data fra dette studiet er analysert, tolket og sammenlignet med strukturer og geologiske hendelser i Vest-Troms gneisregionen og det fennoskandiske skjold, hvor resultatene viste at hendelsene trolig kan korreleres til et sent stadium av den svekofenniske orogenesisen.

Basert på undersøkelsene kan det konkluderes med at:

- Studieområdet består av tre petrografiske og antatte strukturelle/tektoniske enheter; nederst et tonalittisk gneisunderlag, en kvarts-feltspatisk enhet i midten, og tektonisk øverst ligger de metamorfe bergartene i Skipsfjorddekket.
- Det tonalittiske gneisunderlaget inneholder foliasjon med strøk N-S og moderat fall mot vest, mens de antatte metasedimentære bergartene og Skipsfjorddekket har foliasjon som stryker NØ-SV og faller hhv. mot NV med fallvinkler både steilt (i antatte metasedimentære bergarter) og slakt (i Skipsfjorddekket). Dette tilsier at det er en tektonisk kontakt mellom det tonalittiske gneisunderlaget og de overliggende enhetene. Gneisunderlagets foliasjon er trolig av neoarkeisk alder, da den viser likhetstrekk både i geometri, orientering og dannelse med TTG-gneisfoliasjonen ellers i Vest-Troms gneisregionen. Foliasjonen i den metasedimentære delen og i Skipsfjorddekket er trolig av svekofennisk alder.
- Den midtre enheten tolkes å være av sedimentær opprinnelse, og er heterogent sammensatt av vekslende kvarts-feltspatiske metaspamitter, med lokalt bevarte primære lag, men også linser og lag av mafiske bergarter, og ulike tonalittiske og kvarts-feltspatiske gneiser. Den petrografiske sammensetningen og teksturen er relativt lik den i tonalittene og i de tonalittiske gneisene, men har generelt høyere innhold av glimmer og kvarts, og mylonittiske teksturer som indikerer lokal skjærdeformasjon. Det samme er tilfellet med bergartene i Skipsfjorddekket, som

domineres av mylonitter, kvarts-feltspatiske gneiser, metapsamitter og mafiske intrusiver, med til dels skjærdeformasjon.

- De mylonittiske bergartene i begge enhetene stammer trolig fra både det tonalittiske gneisunderlaget, men også fra paleoproterozoiske sedimentære bergarter avsatt i bassenger over det tonalittiske underlaget. Det kan imidlertid ikke alltid bevises om bergartene er mylonittiserte metasedimenter og/eller mylonittisert tonalitt, noe som vanskeliggjør tolkningene.
- Det er påvist og tolket flerfasestrukturer i de to øverste tektoniske enhetene som indikerer at begge er alloktone eller paraautoktone skyvedekker skjøvet mot SØ inn over det sannsynligvis autoktone tonalittiske gneisunderlaget. Det som skiller dekkene fra hverandre er først og fremst den steile foliasjonen i de metasedimentære bergartene i den midtre enheten, mens foliasjonen i Skipsfjorddekket konsekvent er slakt hellende mot NV.
- Under den første tektoniske hendelsen (D1) ble enhetene skjøvet inn fra NV mot SØ langs lokaliserte duktile skyvesoner, og ble dannet opprette makro- og mesofolder (F1) med vergens mot SØ. Disse hadde en gjennomgående akseplanfoliasjon (S1) som i lokaliserte skjærsoner var mylonittiske. Skjærbevegelsesindikatorer som strekningslineasjoner og sigmaklaster i de mylonittiske bergartene i begge enhetene viser at bevegelsesretningen hadde en topp mot SØ, men at den også varierte lokalt.
- Under D2-hendelsen ble F2- kinkfolder med VNV- ØSØ krenulasjonsakser (L2- lineasjoner) dannet i mesoskopisk skala, med steile, ofte konjugerte kinkbånd langs akseplanene (S2), som følge av en mer NNV-SSØ- orientert skorpeforkortning, som også førte til folding av strekningslineasjoner (L1).
- Den yngste tektoniske hendelsen som påvirket bergartene i studieområdet var dannelsen av en sprø normalforkastning i kontaktsonen mellom det tonalittiske gneisunderlaget og de metasedimentære bergartene. Denne normalforkastningen har omtrentlig samme strøk (NØ-SV), men motsatt fallretning sammenlignet med den mesozoiske Vannareid-Burøysundforkastningen lenger nord på Vanna. Forkastningen i feltområdet har ingen påvist sidekomponent, lite utviklet breksjering, udeformert tonalitt både i liggblokk og i hengblokk, og har fall i motsatt retning av Vannareid-Burøysundforkastningen. På grunnlag av dette konkluderes det med at de trolig ikke er fra samme tektoniske hendelse, men aldersdatering av forkastningen i feltområdet må bekrefte/avkrefte dette.

- To strukturelle/tektoniske modeller er foreslått og diskutert for dannelsen av de to alloktone skyvedekkenene, inkludert hovedgruppen med mulige metasedimentære bergarter.
- Modell 1 baserer seg på at de antatte metasedimentære bergartene er en separat allokton enhet, og/eller at den inngår som en undre del av Skipsfjorddekket. I en slik modell er begge skyvedekkenene dannet ved imbriert «*in sequence*»-skyving under D1-D2-episodene som følge av horisontal NV-SØ rettet forkortning, og stablet mot hverandre med vekslende fallvinkel, for eksempel i et regionalt duplekssystem. Variasjon i fallvinkel tolkes og skyldes rampe-flate-bevegelser langs dypere deler av skyveforkastningene, i gneisunderlaget.
- Modell 2 baserer seg på at de metasedimentære bergartene i den midtre enheten er paraautoktone enheter, dannet på samme måte som Vannagruppen i sør, med et sedimentært dannelsesbasseng ikke langt fra feltområdet. Mulige normalforkastninger i riftbassenget kan ha blitt reaktivert/invertert som skyveforkastninger som følge av innskyvningen av Skipsfjorddekket, og de metasedimentære bergartene ble stilt vertikalt under tidlig innskyvning. En mulighet som da forklarer den store forskjellen i fallvinkel er en lavvinklet «*out of sequence*»-skyveforkastning.
- Regionalt skjedde innskyvningen av Skipsfjorddekket på Vanna trolig under den sensvekofenniske orogenesisen, gjennom orogenparallell forskyvning, med spenningsretning NV-SØ. Dette tilsvarer en regional D3-hendelse i Vest-Troms gneisregionen, men lokalt i studieområdet vil dette være D1-og D2-hendelser.

Referanseliste

- Armitage, P. E. B. (1999). *Kinematic analysis of a Precambrian metasupracrustal deformation zone between Mjelde and Skorelrvatn, Kvaløya, Troms* (Unpublished Cand. Scient. Thesis). University of Tromsø, Tromsø.
- Armitage, P. E. B. & Bergh, S. G. (2005). Structural development of the Mjelde-Skorelrvatn Zone on Kvaløya, Troms: a metasupracrustal shear belt in the Precambrian West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 85.
- Augland, L. E., Andresen, A., Corfu, F., Simonsen, S. L. & Andersen, T. (2012). The Beiar Nappe Complex: A record of Laurentian Early Silurian arc magmatism in the Uppermost Allochthon, Scandinavian Caledonides. *LITHOS*, 146-147, 233-252.
- Bell, T. H. & Hammond, R. L. (1984). On the Internal Geometry of Mylonite Zones. *The Journal of Geology*, 92(6), 667-686. 10.1086/628905
- Bergh, S. G., Corfu, F., Priyatkina, N., Kullerud, K. & Myhre, P. I. (2015). Multiple post-Svecofennian 1750–1560 Ma pegmatite dykes in Archaean-Palaeoproterozoic rocks of the West Troms Basement Complex, North Norway: Geological significance and regional implications. *Precambrian Research*, 266, 425-439. 10.1016/j.precamres.2015.05.035
- Bergh, S. G., Kullerud, K., Corfu, F., Armitage, P. E. B., Davidsen, B., Johansen, H. W., Pettersen, T. & Knudsen, S. (2007). Low-grade sedimentary rocks on Vanna, North Norway: A new occurrence of a Palaeoproterozoic (2.4-2.2 Ga) cover succession in northern Fennoscandia. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 87(3), 301-318.
- Bergh, S. G., Kullerud, K., Myhre, P. I., Corfu, F., Armitage, P. E. B., Zwaan, K. B. & Ravna, E. J. K. (2014). Archaean Elements of the Basement Outliers West of the Scandinavian Caledonides in Northern Norway: Architecture, Evolution and Possible Correlation with Fennoscandia. I *Evolution of Archean Crust and Early Life* (Modern Approaches in Solid Earth Sciences, s. 103-126).
- Bergh, S. G., Kullerud, K., Ravna, E. J. K., Myhre, P. I., Corfu, F., Armitage, P. E. B. & Zwaan, K. B. (2010). Neoproterozoic to svecofennian tectono-magmatic evolution of the West Troms Basement complex, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 90(1-2), 21-48.
- Binns, R. E. (1978). Caledonian nappe correlation and orogenic history in Scandinavia north of lat 67 N. *Geological Society of America Bulletin*, 89.10(10), 1475-1490.
- Binns, R. E., Chroston, P. N. & Matthews, D. W. J. (1981). Low-grade sediments on Precambrian gneiss on Vanna, Troms, Northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*, 359, 61-70.
- Blatt, H. & Christie, J. M. (1963). Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 33(3), 559-579.
- Boyer, S. E. & Elliott, D. (1982). Thrust Systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.66, 1196-1230.
- Butler, R. (1982). The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 4(3), 239-245.
- Chao, T. T. & Theobald, P. K. (1976). The significance of secondary iron and manganese oxides in geochemical exploration. *Economic Geology*, 71(8), 1560-1569.
- Corfu, F., Armitage, P. E. B., Kullerud, K. & Bergh, S. G. (2003). Preliminary U-Pb geochronology in the West Troms Basement Complex, North Norway: Archaean and Palaeoproterozoic events and younger overprints. *Norge geologiske undersøkelse Bulletin* 441, 12.

- Dalsegg, E. & Koziel, J. (2012). *Geofysiske målinger Vannareid og Fakken, Vanna, Karlsøy kommune, Troms* (2012.060). Trondheim.
- Daly, J. S., Balagansky, V. V., Timmerman, M. J. & Whitehouse, M. (2006). The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 579-598.
- Daly, M. C. (2007). Geometry and evolution of the Mesoproterozoic Irumide belt of Zambia. *Geological Society, London, Special Publications*, 272(1), 223-230.
- Davids, C., Wemmer, K., Zwingmann, H., Kohlmann, F., Jacobs, J. & Bergh, S. G. (2013). K–Ar illite and apatite fission track constraints on brittle faulting and the evolution of the northern Norwegian passive margin. *Tectonophysics*, 608, 196-211.
- Eggleton, R. A. & Banfield, J. F. (1985). The alteration of granitic biotite to chlorite. *American Mineralogist*, 70(9-10), 902-910.
- Etheridge, M. & Hobbs, B. (1974). Chemical and deformational controls on recrystallization of mica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 43(2), 111-124.
10.1007/BF00572714
- Fabbri, O., Lin, A. & Tokushige, H. (2000). Coeval formation of cataclasite and pseudotachylite in a Miocene forearc granodiorite, southern Kyushu, Japan. *Journal of Structural Geology*, 22(8), 1015-1025.
- Fleuty, M. J. (1964). The description of folds. *Proceedings of the Geologists' Association*, 75(4), 461-492.
- Fossen, H. (2016). *Structural geology* (2. utg.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Føyn, S. (1985). The late Precambrian in northern Scandinavia. I *The Caledonide orogen—Scandinavia related areas* (s. 233-245). Chichester: John Wiley & Sons.
- Gaál, G. & Gorbatshev, R. (1987). An Outline of the precambrian evolution of the baltic shield. *Precambrian Research*, 35(C), 15-52. 10.1016/0301-9268(87)90044-1
- Gay, N. C. (1968). Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids. 1. Theory. *Tectonophysics*, 5(3), 211-234.
- Gee, D. G. (1975). A tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonid. *American Journal of Sciences*, 275(A), 468-515.
- Gee, D. G. (1978). Nappe displacement in the Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, 47(3-4), 393-419.
- Geonorge. (2010, 31.01.2018). Norgeskart. Hentet 31.03.2019 fra https://www.norgeskart.no/geoportal/#!?zoom=9&lon=677265.75&lat=7790793.55&wms=https:%2F%2Fopenwms.statkart.no%2Fskwms1%2Fwms.topo4&_ga=2.94642140.1559293779.1548061329-1967017934.1547813274&project=geonorge&layers=1002
- Gorbatshev, R. & Bogdanova, S. (1993). Frontiers in the Baltic shield. *Precambrian Research*, 64(1-4), 3-21.
- Grogan, P. & Zwaan, K. B. (1997). Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Helgøy, M 1:250 000. *Norge geologiske undersøkelser*.
- Higgins, M. W. (1971). *Cataclastic rocks* (bd. 687). Washington: Geological Survey Professional Paper.
- Honea, E. & Johnson, A. M. (1976). A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and of monoclinical flexuring of compressible, elastic multilayers: IV. Development of sinusoidal and kink folds in multilayers confined by rigid boundaries. *Tectonophysics*, 30(3-4), 197-239.
- Hölttä, P., Balagansky, V., Garde, A. A., Mertanen, S., Peltonen, P., Slabunov, A., Sorjonen-Ward, P. & Whitehouse, M. (2008). Archean of Greenland and Fennoscandia. *Episodes*, 31(1), 13-19.

- Indrevær, K. & Bergh, S. G. (2014). Linking onshore-offshore basement rock architecture and brittle faults on the submerged strandflat along the SW Barents Sea Margin; using highresolution (5x5m) bathymetry data. *Norsk Geologisk Forening*, 94(1), 60.
- Johannessen, H. (2012). *Tinnvatnformasjonen i Vannas proterozoiske lagrekke: Sedimentære facies og avsetningsmiljø* (Master). Universitetet i Tromsø, Tromsø.
- Johansen, H. (1987). *Forholdet mellom det prekambriske underlaget og overliggende sedimentære bergarter sør-øst på Vanna, Troms*. Universitetet i Tromsø, Tromsø.
- Knudsen, S. (2007). *Strukturgeologi og petrologi i palaeoproterozoiske metasedimentære og intrusive bergarter på Vanna, Troms* (Master). Universitetet i Tromsø, Tromsø.
- Koistinen, T., Stephens, M., Bogatchev, V., Nordgulen, Ø., Wennerstrøm, M. & Korhonen, J. (Kartograf). (2001). Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1: 2 million.
- Kolsum, S. (in prep.). *Geometrisk og kinematisk analyse av duktile skjærsoner i metasedimentære og intrusive bergarter i Vannagruppen, Vest Troms gneisregion, Troms, og deres relasjon til Skipsfjorddekket og Svekofenniske strukturer* (Master). Universitetet i Troms- Norges arktiske universitet, Ikke publisert.
- Kullerud, K., Corfu, F., Bergh, S. G., Davidsen, B., Ravna, E. K., Peltonen, P. & Pasanen, A. (2006a). *U-Pb constraints on the Archean and early Proterozoic evolution of the west Troms basement complex, north Norway*. Helsinki: Helsinki, Finland: Geological Society of Finland.
- Kullerud, K., Skjerlie, K. P., Corfu, F. & Rosa., J. D. d. I. (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), 183-200. 10.1016/j.precamres.2006.08.003
- Kärki, A., Laajoki, K. & Luukas, J. (1993). Major Palaeoproterozoic shear zones of the central Fennoscandian Shield. *Precambrian Research*, 64(1-4), 207-223.
- Lahtinen, R., Garde, A. A. & Melezhik, V. A. (2008). Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland. *Episodes*, 31(1), 20.
- Lahtinen, R., Huhma, H. & Kousa, J. (2002). Contrasting source components of the Paleoproterozoic Svecofennian metasediments: detrital zircon U–Pb, Sm–Nd and geochemical data. *Precambrian Research*, 116(1-2), 81-109.
- Laurent, O., Vander Auwera, J., Bingen, B., Bolle, O. & Gerdes, A. (2019). Building up the first continents: Mesoarchean to Paleoproterozoic crustal evolution in West Troms, Norway, inferred from granitoid petrology, geochemistry and zircon U-Pb/Lu-Hf isotopes. *Precambrian Research*, 321, 303-327.
- Lister, G. S. & Snoke, A. W. (1984). S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6(6), 617-638.
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3-4), 215-224.
- Monsen, K. (2014). *Hydrothermal Cu-Zn mineralization at Vanna, West Troms Basement Complex: A geochemical analysis of Archean and Proterozoic rocks with focus on sulfide genesis* (Master). UiT, Norges arktiske universitet, Tromsø.
- Morley, C. K. (1988). Out-of-sequence thrusts. I *Tectonics* (bd. 7, s. 539-561).
- Motuza, G., Motuza, V., Beliatsky, B. & Savva, E. (2001). *Volcanic rocks of the Ringvassøya Greenstone Belt (North Norway): implication for the stratigraphy and tectonic setting*. Foredrag holdt ved Journal of Conference.
- Mukherjee, S. (2011). Mineral fish: their morphological classification, usefulness as shear sense indicators and genesis. *International Journal of Earth Sciences*, 100(6), 1303-1314.

- Myhre, P. I., Bergh, S. G., Kullerud, K. & Corfu, F. (2013). U-Pb geochronology along an Archaean geotranssect in the West Troms Basement Complex, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 93(1), 1-24.
- Myhre, P. I., Corfu, F. & Bergh, S. G. (2011). Palaeoproterozoic (2.0–1.95 Ga) pre-orogenic supracrustal sequences in the West Troms Basement Complex, North Norway. *Precambrian Research*, 186(1-4), 89-100. 10.1016/j.precamres.2011.01.003
- Nasuti, A., Roberts, D., Dumais, M.-A., Ofstad, F., Hyvönen, E., Stampolidis, A. & Rodionov, A. (2015). New high-resolution aeromagnetic and radiometric surveys in Finnmark and North Troms: linking anomaly patterns to bedrock geology and structure. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 95, 217-243.
- Nesse, W. D. (2012). *Introduction to mineralogy* (bd. 2). New York.
- Nironen, M. (1997). The Svecofennian Orogen: a tectonic model. *Precambrian Research*, 86(1-2), 21-44.
- Olesen, O., Torsvik, T. H., Tveten, E., Zwaan, K. B., Løseth, H. & Henningsen, T. (1997). Basement structure of the continental margin in the Lofoten-Lopphavet area, northern Norway: Constraints from potential field data, on-land structural mapping and palaeomagnetic data. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77(1), 15-30.
- Opheim, J. A. & Andresen, A. (1986). Forholdet mellom det prekambriske underlag og overliggende enheter på Vanna, Nord Troms. *Geolognytt 21*.
- Opheim, J. A. & Andresen, A. (1989). Basement-cover relationships on northern Vanna, Troms, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 69(2), 67-81.
- Page, R. & Wenk, H. R. (1979). Phyllosilicate alteration of plagioclase studied by transmission electron microscopy. *Geology*, 7(8), 393-397.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics* (2. utg.).
- Paulsen, H. K., Bergh, S., Palinkas, S. S., Armitage, P. E. B., Karlsen, S. E., Kolsum, S., Rønningen, I. U. & Nazuti, A. (2019). *Late-Svecofennian fold-thrust belt and oblique-slip structures on Vanna island, West Troms Basement Complex, and their relation to meta-sedimentary sequences*. Foredrag holdt ved Vinterkonferansen i Bergen, Bergen, 07-09. januar.
- Pettersen, K. (1887). *Den nord-norske fjeldbygning*: Tromsø Museum.
- Pettersen, T. W. (2007). *Strukturell analyse av metasedimentære bergarter på Vanna, Troms* (Master). Universitetet i Tromsø, Tromsø.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (2007). *Landet blir til: Norges geologi* (bd. 2). Trondheim: Norsk geologisk forening.
- Ramsay, J. G. (1962). The geometry of conjugate fold systems. *Geological Magazine*, 99(6), 516-526.
- Rice, A. H. N. (1990). A discussion–Basement–cover relationships on Northern Vanna, Troms, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 70, 179-184.
- Roberts, D. (2003). The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, 365(1-4), 283-299.
- Roberts, D. & Gee, D. G. (1985). An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. I D. G. Gee & B. A. Sturt (Red.), *The Caledonide orogen–Scandinavia and related areas* (bd. 1, s. 55-68). Chichester: John Wiley & Sons.
- Roberts, D., Nordgulen, O. & Melezhik, V. (2007). The Uppermost Allochthon in the Scandinavian Caledonides: From a Laurentian ancestry through Taconian orogeny to Scandian crustal growth on Baltica. *MEMOIRS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 200, 357.
- Rodionov, A. & Ofstad, F. (2012). *Helicopter-borne magnetic, electromagnetic and radiometric geophysical survey at Vanna, Karlsøy, Troms* (2012.021). Trondheim.

- Schmid, S. M. (1991). Towards a genetic classification of fault rocks: geological usage and tectonophysical implications. I D. W. Müller, M. J. A. & W. H. (Red.), *Controversies in Modern Geology, Evolution of Geological Theories in Sedimentology, Earth History and Tectonics* (s. 339-361). London: Academic Press.
- Shackleton, R. M. & Ries, A. C. (1984). The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. *Journal of Structural Geology*, 6(1-2), 111-117.
- Slagstad, T., Willemoes-Wissing, B., Coint, N., Stampolidis, A., Ganerød, M. & Ofstad, F. (2015). Geology and metallogenic potential of the northwesternmost Norrbotten Province around Altevatn in Troms, northern Norway. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 95, 445-466.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33.
- Trouw, R. A., Passchier, C. W. & Wiersma, D. J. (2009). *Atlas of Mylonites-and related microstructures*: Springer Science & Business Media.
- Tucker, M. E. (2009). *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*: John Wiley & Sons.
- Turchenko, S. I. (1992). Precambrian metallogeny related to tectonics in the eastern part of the Baltic Shield. *Precambrian research*, 58(1-4), 121-141.
- Twidale, C. R. (2012). *Granite landforms*: Elsevier.
- Winter, J. D. (2013). *Principles of igneous and metamorphic petrology* (bd. 2): Pearson education.
- Yassaghi, A., James, P. R. & Flottmann, T. (2000). Geometric and kinematic evolution of asymmetric ductile shear zones in thrust sheets, southern Adelaide Fold–Thrust Belt, South Australia. *Journal of Structural Geology*, 22(7), 889-912. 10.1016/S0191-8141(00)00016-X
- Zenk, M. & Schulz, B. (2004). *Zoned Ca-amphiboles and related PT evolution in metabasites from the classical Barrovian metamorphic zones in Scotland*: De Gruyter.
- Zwaan, K. B. (1995). Geology of the West Troms Basement Complex, northern Norway, with emphasis on the Senja Shear Belt: a preliminary account. *Geological Survey of Norway Bulletin*, 427, 33-36.
- Zwaan, K. B., Fareth, E. & Grogan, P. (1998). Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Tromsø, M 1: 250.000.
- Åhäll, K.-I. & Connelly, J. (2008). Long-term convergence along SW Fennoscandia: 330 my of Proterozoic crustal growth. *Precambrian Research*, 161(3-4), 452-474.