

UiT

NORGES
ARKTISKE
UNIVERSITET

Fakultet for naturvitenskap og teknologi

Institutt for geovitenskap

Geometrisk og kinematisk analyse av duktile skjærsoner i metasedimentære og intrusive bergarter i Vannagruppen, Vest-Troms gneisregion, Troms, og deres relasjon til svekofenniske folde- og skyvestrukturer

Sofie Kolsum

Masteroppgave i geologi (GEO-3900) Mai 2019



Sammendrag

Øya Vanna nordøst i Vest-Troms gneisregionen består av TTG-gneiser (2.8 Ga), 2.4 Ga mafiske intrusivganger, en overliggende metasedimentær enhet i sør kalt Vannagruppen intrudert av en dioritt (*sill*) datert til 2221 ± 3 Ma, og Skipsfjorddekket i nord, en allohton enhet skjøvet mot SØ. Studieområdet befinner seg sørøst på Vanna, i området Larstangen-Fakkekeila. Her opptrer metasedimentære bergarter og dioritt med folde- og skyvestrukturer, som i denne oppgaven er detaljert kartlagt for å utrede kontaktforholdene til dioritten, analysere folder, kløv, og duktile skjærsoner med vekt på kinematikken i skjærsoner og dens relasjon til folde- og skyveenheter lenger nord på Vanna.

De metasedimentære bergartene i feltområdet er tolket å være metasandsteiner og metapelitter tilhørende Vannagruppens stratigrafisk øverste formasjon, kjent som Bukkheiaformasjonen. Kontaktsonene mellom metasandsteiner/metapelitter og dioritt viser økende grad av metamorf omvandling, og teksturell og strukturell formforandring, og er tolket å være semiduktile til duktile skjærsoner (S1). I tillegg er lignende skjærsoner kartlagt i dioritt med linser av metasandstein, som viser internt komplekse geometriske mønstre. S1-skjærsonene stryker NØ-SV til VNV-ØSØ, faller slakt mot henholdsvis NV og NNØ, og har strekningslineasjoner og interne, isoklinale folder (F1) med foldakser som stuper slakt mot ØSØ, og som indikerer revers skyvebevegelse mot SØ, og stedvis skrå sidelengs skyvebevegelser mot øst. Videre har F1-foldene blitt refoldet av opprette, lokalt asymmetriske F2-folder som vergerer svakt mot sør, med foldeakser som stuper slakt mot øst. I dioritt er S1-folierte bergarter kuttet av NNØ-SSV-strykende, og steile, VNV fallende, sinistrale, duktile S3-skjærsoner som inneholder asymmetriske F3-skjærfolder som vergerer mot sør, med steilt stupende foldeakser.

For utviklingen av deformasjonsstrukturene er det foreslått en flerfasemodell (D1-D3). Den første deformasjonssfasen er transpresjon med forkortning i NV-SØ-retning, revers skyvebevegelse samt dekstral sidebevegelse med topp-mot-SØ (D1). For den andre deformasjonsfasen (D2) viser dataene forkortning i omtrentlig N-S-retning (D2), mens den siste hendelsen (D3) skjedde ved skorpeforkortning og sinistral sidebevegelse i Ø-V-retning.

Resultatene er sammenliknet med deformasjonen i Vannagruppens undre enheter og kontakt til TTG-gneiser ved Vikan lenger nord, som viser flere geometriske og kinematiske likhetstrekk, men også betydelige ulikheter. Ved Vikan er lagrekken foldet av mer åpne, NØ-SV-strykende F1-folder med akseplanfoliasjon (S1) og sinistrale sidebevegelser langs strøket til S1, mens det ved Larstangen-Fakkekeila er tolket dekstrale sidebevegelser. Det er også større variasjon i de

estimerte tektoniske transportretningene for deformasjonsstrukturene ved Larstangen-Fakkekeila, noe som kan skyldes tilstedeværelsen av den massive, kompetente dioritten som en uregelmessig laggang (*sill*) mellom de to områdene.

D1-D3-deformasjonsstrukturene kartlagt i denne oppgaven tolkes å skyldes innskyvningen av Skipsfjorddekket mot SØ med dannelsen av F1 og F2-folder og S1-S2 skyveforkastninger, og relaterte sideforkastninger (S3) i fronten av et transprespressivt forlands- folde- og skyvebelte, sannsynligvis av svekofennisk alder.

Forord

Først og fremst vil jeg takke min veileder Steffen Bergh, for å ha gitt meg muligheten til å ha denne oppgaven, og for dyktig veiledning fra begynnelse til slutt.

Videre vil jeg takke Hanne, for å ha blitt med i felt og for all hjelp gjennom skriveprosessen. Takk til Siri og Ida for diskusjoner om strukturgeologi generelt, og på Vanna spesielt. Takk til Karina og Trine for hjelp med å lage tynnslip.

Jeg vil takke Birgitta for å ha vært en stødig feltassistent gjennom lange dager på Vannøya. Du skal også ha takk for å ha vært en ypperlig kontorkompanjong gjennom det siste året, for alltid å være hjelpsom og for mang en god latter.

Takk til min alltid støttende familie. Spesielt til mamma og pappa, og bestemor, for alle middagsinvitasjoner, og til Håkon for korrekturlesing.

Til den gulle gode geogjengen, takk for to fine år!

Innholdsfortegnelse

1. Introduksjon.....	1
1.1 Bakgrunn for studien.....	1
1.2 Problemstilling	1
1.3 Regional geologi.....	2
1.3.1 Det Fennoskandiske skjold.....	2
Arkeiske bergarter	2
Paleoproterozoiske bergarter	4
Transskandinaviske magmatiske belte	4
Mesoproterozoiske bergarter	4
1.3.2 Vest-Troms gneisregion	5
Tektoniske og magmatiske hendelser og deformasjon.....	6
1.3.3 Vannas geologi.....	11
Neoarkeiske gneiser	11
Vannagruppen	13
Skipsfjorddekket.....	15
1.3.4 Tidligere arbeider	15
1.4 Studieområde.....	17
1.5 Metoder	19
2. Resultater.....	21
2.1 Innledning.....	21
2.2 Oversikt over områdets geologi og strukturer	21
2.3 Petrografiske beskrivelser	22
2.3.1 Larstangen	22
2.3.2 Myra	24
2.4 Strukturgeologi.....	27
2.4.2 Larstangen	27
2.4.2.1 Strukturelementer	27
2.4.2b Duktile skjærsoner og kinematikk.....	29
2.4.3 Myra	33
2.4.3.a Strukturelementer	33
2.4.3b Duktile skjærsoner og kinematikk.....	37
Skjåberget.....	37
Plosteren	43
3. Diskusjon.....	49
3.1 Innledning.....	49
3.2 Oversikt over områdets geologi og strukturer	49

3.3 Diskusjon av petrografi	50
3.4 Diskusjon av strukturgeologi.....	51
3.4.1 Larstangen	51
3.4.1a Strukturelementer	51
3.4.1b Duktile skjærsoner og kinematikk.....	52
3.4.2 Myra	55
3.4.2a Strukturelementer	55
3.4.2b Duktile skjærsoner og kinematikk.....	56
Skjåberget.....	56
Plosteren	59
3.5 Strukturer og relativ alder.....	62
3.6 Strukturell modell.....	64
3.7 Regionale implikasjoner.....	65
4. Konklusjon	71
Referanser.....	73

1. Introduksjon

1.1 Bakgrunn for studien

Vest Troms gneisregionen (Bergh et al. 2010) er en nordvestlig del av det fennoskandiske skjoldet, og består av neoarkeiske til paleoproterozoiske gneiser, intrusive/magmatiske bergarter, og metavulkanske og sedimentære bergarter på øyer lokalisert langs kysten fra Senja i sør til Vanna i nord. Nordøst i regionen ligger øya Vanna bestående av et neoarkeisk underlag av tonalitter og tonalittiske gneiser (3.0-2.6 Ga), med 2.4 Ga mafiske intrusivganger (Kullerud et al. 2006b), og en overliggende metasedimentær enhet kalt Vannagruppen (Binns et al. 1981; Johansen 1987; Bergh et al. 2007). Bergartene i provinsen er påvirket av flere tektoniske hendelser, både neoarkeiske og paleoproterozoiske, inkludert den svekofenniske orogesen (1.92- 1.75 Ga), og subsidiært, den kaledonske orogesen (Opheim & Andresen 1989; Rice 1990).

Denne studien er en geometrisk og kinematisk analyse av antatte svekofenniske strukturer, folder, sekundær kløv, lineasjoner, og duktile skjærsoner i meta-sedimentære og intrusive bergarter i Vannagruppen, og deres relasjon til deformasjonsstrukturer lenger nord på Vanna i det såkalte Skipsfjorddekket (Opheim & Andresen 1989).

Masteroppgaven inngår i prosjektet «Tektono-magmastisk utvikling av arkeiske og paleoproterozoiske vulkanske og sedimentære bergarter i Vest-Troms gneisregion og relaterte provinser i Nord-Norge», et prosjekt som har pågått ved Institutt for geovitenskap, UiT – Norges arktiske universitet, sin studieretning for berggrunn over flere år. Hovedmålet med prosjektet er å skaffe kunnskap om regionens geologiske oppbygning, tektono-magmatiske og metamorfe utvikling, mineraliseringer, samt relasjon til det fennoskandiske skjoldet.

Vest-Troms gneisregion er godt egnet for studier av den arkeiske og paleoproterozoiske delen av det fennoskandiske skjoldet, fordi områdene i Troms er lite påvirket av den kaledonske fjellkjededannelsen.

1.2 Problemstilling

Formålet med oppgaven er å kartlegge de metasedimentære bergartene i den sørøstlige delen av Vanna, beskrive og utrede kontaktforholdene til dioritten, og beskrive og analysere folder, kløv, og duktile skjærsoner. Videre skal kinematikken knyttet til tektoniske strukturer tolkes i detalj, og metamorfose og metamorfosevariasjoner i de sedimentære bergartene og dioritten

utredes. Deformasjonsmønsteret skal sammenliknes med det man har ved Vikan rett nord for studieområdet, og med Skipsfjorddekket i midtre og nordlige deler av Vanna. Til slutt vil regionale implikasjoner av arbeidet bli diskutert, og resultatene sammenlignet med deformasjonsmønstre i tilgrensede områder av Vest-Troms gneisregionen.

1.3 Regional geologi

I følgende del vil det bli gitt en redegjørelse først for det Fennoskandiske skjold, som inneholder aldersmessig lignende bergarter som i Vest-Troms, da dette gir et mer regionalt rammeverk for dette studiet. Videre vil Vest-Troms gneisregionens oppbygning og tektono-magmatiske utvikling kort bli gjennomgått, og til slutt en mer konkret omtale av Vannas geologi og tidligere arbeider gjort der, som har særlig relevans for denne studien.

1.3.1 Det Fennoskandiske skjold

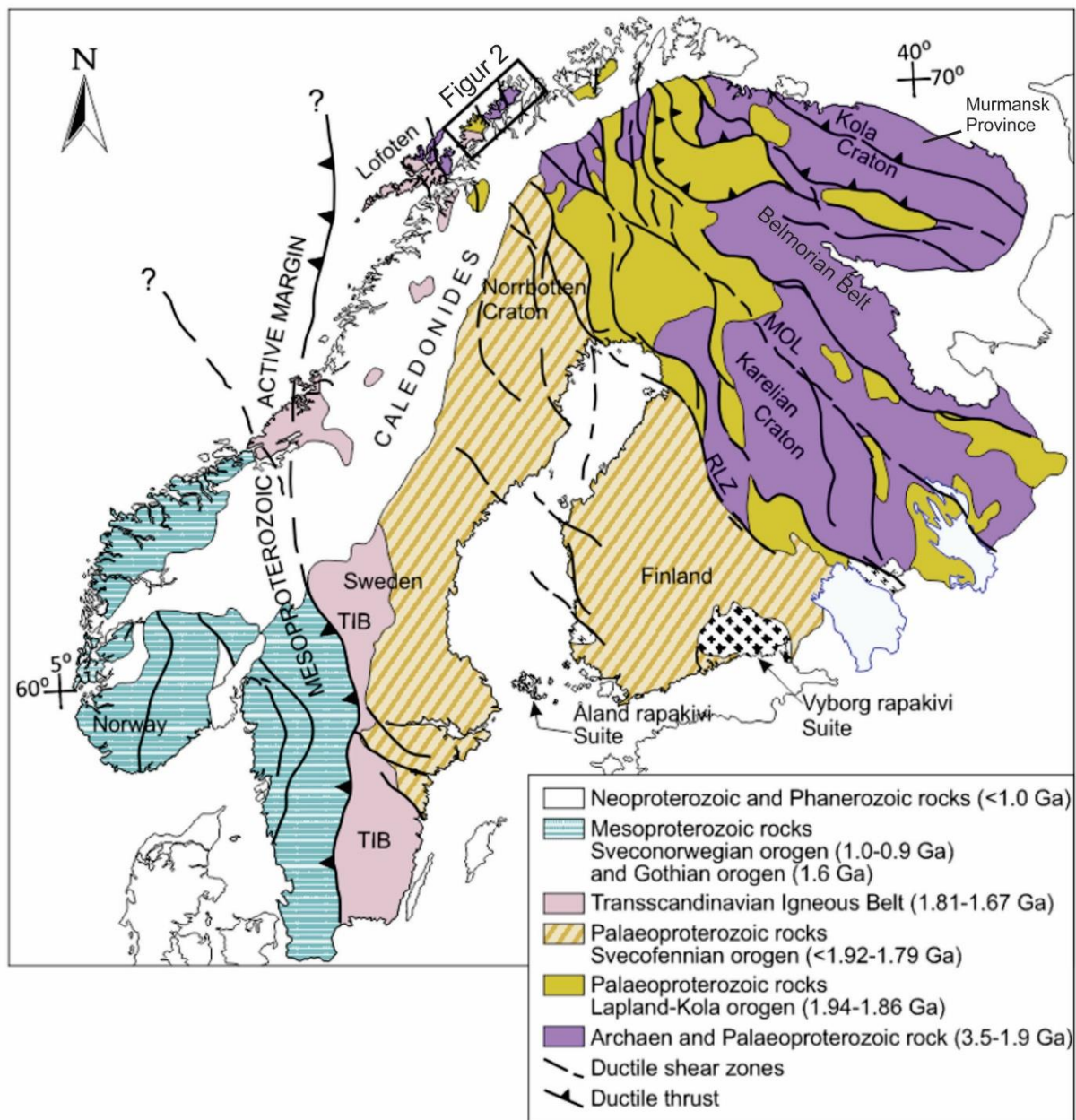
Det Fennoskandiske skjold betegner det prekambriske grunnfjellet (Gorbatshev & Bogdanova, 1993), som strekker seg over den Skandinaviske halvøya, Finland, Russisk Karelia, og Kola-halvøya (Fig. 1). Fennoskandia kan deles inn i fire geologiske provinser basert på alder og orogene hendelser; i) arkeisk skorpeprovins i nord-øst som omfatter flere subprovinser (Hölttä et al. 2008), ii) paleoproterozoisk skorpeprovins i den sentrale delen (Lahtinen et al. 2008), som også inkluderer den svekofenniske orogenesen (Nironen 1997), iii) det transskandinaviske intrusivbeltet (Gorbatshev & Bogdanova 1993), og iv) den mesoproterozoiske skorpeprovinsen i sørvestlige Skandinavia inkludert Sør-Norge (Gaál & Gorbatshev 1987; Gorbatshev & Bogdanova 1993; Bingen et al. 2008).

Arkeiske bergarter

Den arkeiske delen av det Fennoskandiske skjold er delt inn i fem subprovinser; Karelske, Belomorske, Kola, Murmansk og Norrbotten provinsen (Fig. 1; Hölttä et al. 2008). Omtrent 80 % av den arkeiske delen av det Fennoskandiske skjold består av TTG-gneiser (Hölttä et al. 2008), som er en samlebetegnelse for tonalittiske, trondhemittiske og granodiorittiske gneiser. I tillegg består den arkeiske delen av det Fennoskandiske skjold av plutonske granitoide bergarter, mafiske intrusive, vulkanske og metasedimentære bergarter (Hölttä et al. 2008).

Den karelske provinsen er dominert av granitoide bergarter og metasuprakrustale bergarter, med mesoarkeiske (2.8-3.2 Ga) litologier og 3.5 Ga gneiser i den vestlige delen, og neoarkeiske TTG-gneiser og grunnsteinsbelter med alder på 2.75-2.70 Ga i den sentrale delen (Hölttä et al. 2008). For omtrent 2.72 Ga siden fant den loppiske orogenesen sted (Gaál & Gorbatshev 1987; Hölttä et al. 2008), karakterisert ved skorpeforkortning og kontinentkollisjon som førte til

ytterligere samling av arkeisk skorpe ved at den karelske blokken ble skjøvet innover mot nordøst og bidro til dannelsen av superkontinentet Kenorland (Williams et al. 1991).



Figur 1. Geologisk kart over det Fennoskandiske skjold i Skandinavia, som viser fordelingen av provinser og bergarter av ulik alder, i tillegg til regionale duktile skjærsoner og terrenggrenser. Innrammingen øverst viser lokaliseringen av Vest-Troms gneisregion, og rammen til figur 2. Modifisert etter Koistinen et al. (2001), Lahtinen et al. (2005), og Bergh et al. (2015).

Kola- og Murmanskprovinsen er dominert av meso- og neoarkeiske TTG-gneiser og andre granittoide bergarter, paragneiser, grønnsteinsbelter og metavulkanske bergarter, og provinsene viser vekst av kontinental skorpe fra 2.9 Ga til 2.7 Ga grunnet mulig subduksjon av havbunnskorpe (Hölttä et al. 2008). Den belmorske provinsen består i hovedsak av meso- og neoarkeiske TTG-gneiser, paragneiser, og flere generasjoner med meta-sedimentære bergarter

(Hölttä et al. 2008), og provinsen skiller seg fra den karelske og Kolaprovinser med å inneholde skorpefragmenter med ofiolitter og eklogitter som ikke er funnet andre steder i det Fennoskandiske skjold (Hölttä et al. 2008). Det arkeiske mikrokontinentet som i dag utgjør Norrbottenprovinsen kolliderte med det karelske kratonet rundt 1.92 Ga (Lahtinen et al. 2005), som var første stadiet av den svekofenniske orogonesen (1.92-1.79 Ga; Lahtinen et al. 2005) kalt Lapland-Kola orogonesen av Lahtinen et al. (2005).

Paleoproterozoiske bergarter

Rifting av det arkeiske superkontinentet Kenorland (Williams et al. 1991) begynte rundt 2.1 Ga (Daly et al. 2006), ved begynnelsen av paleoproterozoikum, og førte til dannelsen av Kolahavet og det Svekofenniske havet (Lahtinen et al. 2008). Senere lukket Kolahavet seg i to tektoniske hendelser. Først fant Lapland-Kola orogonesen sted for 1.94-1.86 Ga, som medførte akkresjon, øybuedannelser med magmatisme, vulkanisme og sedimentasjon, og ble avsluttet med kontinent-kontinent kollisjon og sammenslåing av Kola og den karelske provinsen (Lahtinen et al. 2005; Daly et al. 2006). Den svekofenniske orogonesen (1.92-1.79 Ga; Lahtinen et al. 2005) var en kompleks orogenese bestående av flere faser med akkresjon, øybuedannelser, og kontinent-kontinent kollisjon, som av nyere modeller (Lahtinen et al. 2005, 2008; Korja et al. 2006) deles inn i fire hovedfaser; først ble øybuer skjøvet inn over den karelske provinsen (1.92-1.87 Ga), deretter ble det dannet akkresjonsprismer og subduksjonsrelaterte terrenger (1.86-1.84 Ga), så kontinental kollisjon (1.84-1.79 Ga), og til slutt, lokal kollaps av fjellkjeden (1.79-1.77 Ga) (Väisänen et al. 2012). Den etterfølgende Gothiske orogonesen (1.6 Ga) har bidratt til gjentatt vekst og utvidet skorpedannelse i Fennoskandia, men det er den svekofenniske fjellkjededannelsen som har ført til hovedandelen av paleoproterozoisk skorpedannelse på det Fennoskandiske skjoldområdet (Lahtinen et al. 2008).

Transskandinaviske magmatiske belte

Det Transskandinaviske magmatiske beltet i Sør-Skandinavia (TIB; Fig. 1) består av massiver av granitoide bergarter og assosierte mafiske intrusjoner (Gaál & Gorbatshev 1987; Gorbatshev & Bogdanova 1993; Högdahl et al. 2004). Bergartene som utgjør det Transskandinaviske magmatiske beltet har alder fra omtrent 1.85 Ga til 1.67 Ga (Högdahl et al. 2004), og generelt følger beltet den vestlige og sørvestlige grensen til den kontinentale skorpen dannet under den svekofenniske orogonesen (Högdahl et al. 2004).

Mesoproterozoiske bergarter

Mesoproterozoiske bergarter som tilhører det Fennoskandiske skjold opptrer i sørvestlige Skandinavia inkludert Sør-Norge (Fig. 1), og disse bergartene er alle deformert av den

svekonorvegiske orogesen (Pasteels & Michot 1975; Berthelsen 1980; Gaál & Gorbatshev 1987; Gorbatshev & Bogdanova 1993; Bingen et al. 2008). I Sør-Norge finner man det svekonorvegiske beltet (Berthelsen 1980) som deles inn i fem lito-tektoniske enheter adskilt av regionale duktile skjærsoner (Bingen et al. 2008). Lengst øst er det en parautokton enhet som er direkte knyttet til det Fennoskandiske forlandet, mens de fire andre lito-tektoniske enhetene er tektonisk transportert og deformert under den svekonorvegiske orogesen, med deformasjonsperioder mellom 1140 Ma og 920 Ma (Bingen et al. 2008).

1.3.2 Vest-Troms gneisregion

Vest-Troms gneisregion er en del av den nordlige marginen av det Fennoskandiske skjoldet (Fig. 1), og regionen som strekker seg fra Senja i sør til Vanna i nord består av neoarkeiske til paleoproterozoiske tonalittiske, trondhjemitiske og granittiske gneiser (TTG-gneiser), magmatiske bergartskropper og metasedimentære bergarter (Fig. 2; Bergh et al. 2010; Laurent et al. 2019). Vest-Troms gneisregionen er adskilt i sørvest av de plutonske og metamorfe bergartene som utgjør Lofoten og Vesterålen (Griffin et al. 1978; Corfu 2004), og i øst er regionen separert fra de kaledonske dekkebergartene i form av skyve-/reversforkastninger og mesozoiske normalforkastninger (Olesen et al. 1997; Bergh et al. 2010).

De eldste bergartene i Vest-Troms gneisregionen er neoarkeiske tonalitter og tonalittiske gneiser, og er å finne på Vanna, Ringvassøya og Kvaløya, samt granitoide og kvartsdiorittiske gneiser i en sentral og sydvestlig del av Senja og Kvaløya (Bergh et al. 2010; Myhre et al. 2013). U-Pb zirkon-datering (Corfu et al. 2003, 2006; Kullerud et al. 2006a, b; Bergh et al. 2007; Myhre & Corfu 2008; Myhre et al. 2013) indikerer neoarkeiske krystallisasjonsaldere for tonalitter (ca. 2.9-2.8 Ga) og noe yngre metamorfosealdere (2.89-2.56 Ga) for de tonalittiske gneisene.

Over de neoarkeiske tonalittene og tonalittiske gneisene er det avsatt både neoarkeiske og paleoproterozoiske sedimentære og vulkanske bergarter (grønnsteinsbelter) med ulik alder, sammensetning og metamorfosegrad (Binns et al. 1981; Zwaan 1989; Armitage & Bergh 2005). I tillegg er de tonalittiske gneisene på alle de store øyene i Vest-Troms gneisregionen kuttet av paleoproterozoiske mafiske gangsvermer med ulik alder, samt intrusive paleoproterozoiske granittiske og mafiske plutoner (Andresen 1980; Bergh et al. 2010).

Mafiske ganger som kutter Bakkejorddioritten på Kvaløya er datert til 2670 Ma (Kullerud et al. 2006a), på Ringvassøya er alderen på mafiske ganger datert til 2403 ± 3 Ma (Kullerud et al. 2006b), mens på Vanna er det en yngre dioritt med alder 2221 ± 3 Ma som har intrudert den

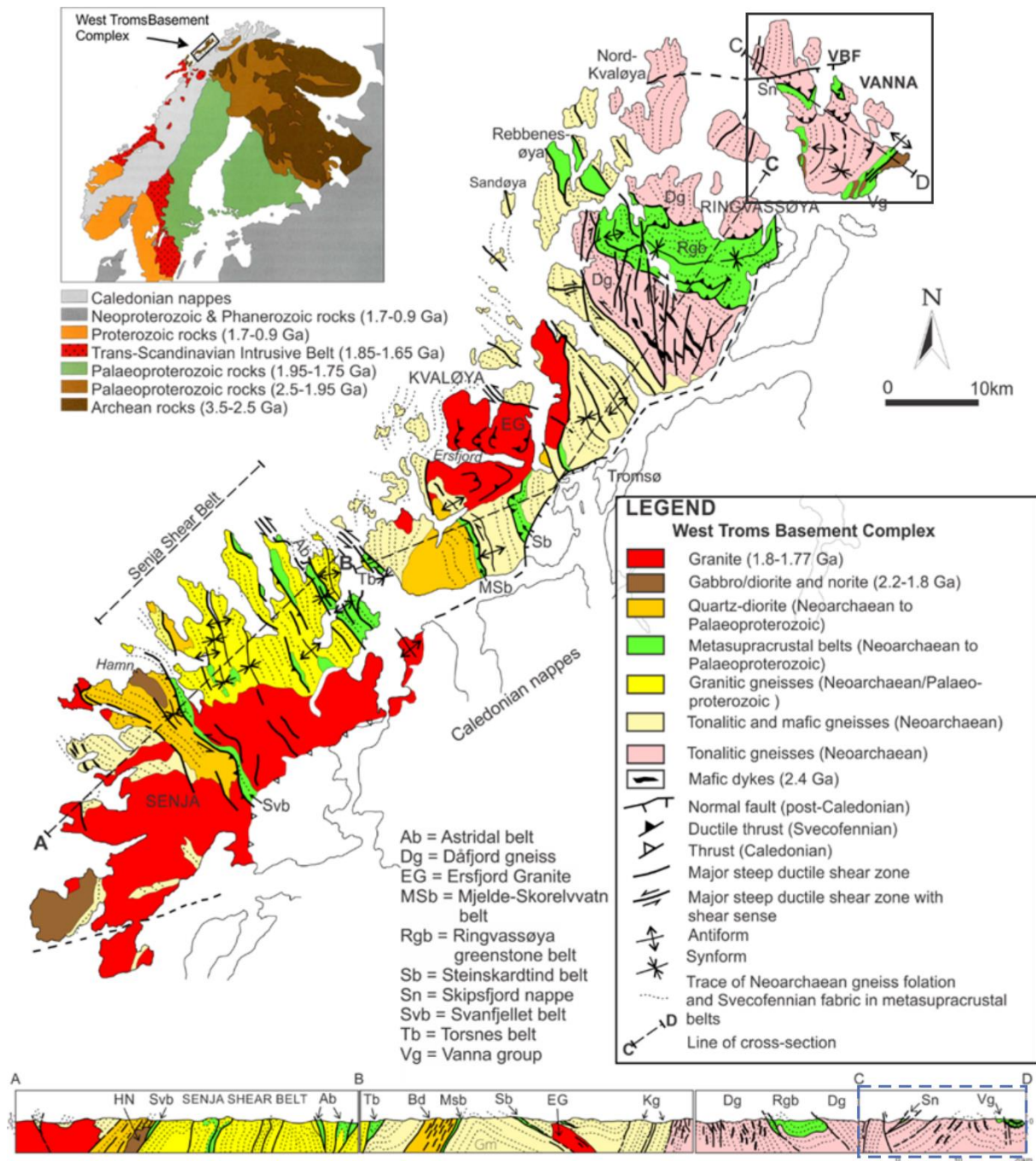
metasedimentære Vannagruppen (Bergh et al. 2007). Hovedandelen av de paleoproterozoiske mafiske gangsvermene som kutter de neoarkeiske TTG-gneisene stryker N-S til NNV-SSØ, mens noen virker å deles inn i flere grupper med uregelmessige former og helninger (Kullerud et al. 2006b; Bergh et al. 2010). På Ringvassøya er det NNØ-SSV- og Ø-V-strykende sprøduktile skjærsoner som har ført til kompresjon og forskyvning av de mafiske gangene, muligens som følge av svekofennisk deformasjon (Bergh et al. 2010).

De metasedimentære og vulkanske bergartene i Vest-Troms gneisregionen som definerer grønnsteinsbelter, er av paleoproterozoiske aldere (Bergh et al. 2010; Myhre et al. 2011), bortsett fra felsiske vulkanske enheter i Ringvassøygrønnsteinsbeltet som er datert til neoarkeisk (Motuza et al. 2001). På Vanna er den sedimentære Vannagruppen avsatt for 2.2-2.4 Ga (Bergh et al. 2007), mens klastiske metasedimentære bergarter i Torsnesbeltet lengre sør gir en minimumsalder på omentrent 1.9 Ga basert på detrisk zirkondatering (Myhre et al. 2011).

De metasedimentære bergartene som ligger over TTG-gneisene med neoarkeiske til paleoproterozoiske aldere (2.40-1.95) ligger i belter som stryker NV-SØ (Bergh et al. 2010; Myhre et al. 2011; Bergh et al. 2015). Det mest dominante NV-SØ-strykende beltet er innen det ca. 30 km brede Senjaskjæronebeltet (Bergh et al. 2010). Senjaskjærsonen er i likhet med Kvalsundskjærsonen på Ringvassøya (Fig. 3) en NV-strykende duktil skjærson, men i motsetning til den neoarkeiske Kvalsundskjærsonen med høy-grads metamorfose, viser Senjaskjærsonen paleoproterozoiske deformasjon, amfibolitt og grønnskifer facies metamorfose og post-svekofennisk reaktivering ved 1.77-1.75 Ga (Zwaan 1995; Corfu et al. 2003; Bergh et al. 2010; Myhre et al. 2013; Bergh et al. 2015).

Tektoniske og magmatiske hendelser og deformasjon

Bergartene i Vest-Troms gneisregionen er komplekst deformert, og til tross for nærhet til de kaledonske dekkebergartene ellers i Troms er neoarkeiske og paleo/mesoproterozoiske elementer og strukturer godt bevart i regionen (Bergh et al. 2010). Et strukturelt fellestrekk er opptreden av NV-SØ strykende foldesystemer, ulike sekundære kløvtyper, NV-SØ- og NØ-SV-strykende, lavvinklede og steile duktile skjærsoner med både revers og sidebevegelser, og mulige terrenggrenser (Bergh et al. 2010). Deformasjonsalderen i de metasedimentære beltene er svekofennisk til gotisk (1.8-1.6 Ga) (Bergh et al. 2010; 2015), mens TTG-gneisene i tillegg inneholder deformasjonsstrukturer av orogene hendelser eldre enn 2.4 Ga (Myhre et al. 2013).



Figur 2. Regional geologisk-tektonisk kart og profil av Vest-Troms gneisregion. Øverst til venstre vises plasseringen av Vest-Troms gneisregion i forhold til det Fennoskandiske skjold. Til høyre i kartet er Vanna innrammet, som også er rammen for figur 4. I tverrsnittet nederst er profil C-D som viser Vanna innrammet med blå stiplet linje. Modifisert etter Bergh et al. (2010).

De eldste strukturene i Vest-Troms gneisregionen er neoarkeiske, som for eksempel den NV-strykende duktile Kvalsundskjæersonen med neoarkeisk deformasjon og høy-grads metamorfose (2.75-2.67 Ga; Gjerløw 2008; Bergh et al. 2015). De neoarkeiske gneisene (2.89-2.56 Ga) i Vest-Troms gneisregion har en tekstur med sammensatt (*transposed*) foliasjon som stryker fra N-S til NNV-SSØ og faller fra 10-70° og som varierer mot henholdsvis VSV og ØNØ (Bergh et al. 2010).

De neoarkeiske gneisene i Vest-Troms gneisregionen er intrudert av granitoide og gabbroiske plutoner av svekofennisk alder (1.80-1.75 Ga), som for eksempel Ersfjordgranitten på Kvaløya som er datert til 1792 ± 5 Ma (Corfu et al. 2003) og Hamnnoritten på Senja som har en alder på 1802.3 ± 0.7 Ma (Kullerud et al. 2006a). Syn- til post-tektoniske granitt-pegmatittganger i antatte svekofenniske deformasjonssoner i Astridalbeltet på Senja gir sen-svekofenniske til gotiske U-Pb aldere (1.80-1.57 Ga) i Vest-Troms gneisregionen (Bergh et al. 2010; 2015).

Svekofennisk deformasjon (1.80-1.75 Ga) har påvirket både de tonalittiske gneisene og de metasedimentære og vulkanske enhetene i Vest-Troms gneisregion (Bergh et al. 2010). I de metasedimentære beltene og de assosierte skjærsonene i Vest-Troms gneisregionen, er de viktigste svekofenniske strukturene: i) NV-SØ-strykende, SV-hellende foliasjon, ofte knyttet til foliasjonspårløpende, duktile reversforkastninger med mylonittisk tekstur i metasedimentære belter som har skrå vinkel til den neoarkeiske gneisfoliasjonen, ii) regionalskala NV-SØ opprette antiformal-synformale folder i metasedimentære belter, iii) bratte NV-SØ strykende duktile skjærsoner, og iv) NØ-SV-strykende, lavvinklede revers-/skyveforkastninger og steile, semiduktile skjærsoner, som for eksempel på Ringvassøya og Vanna (Bergh et al. 2010).

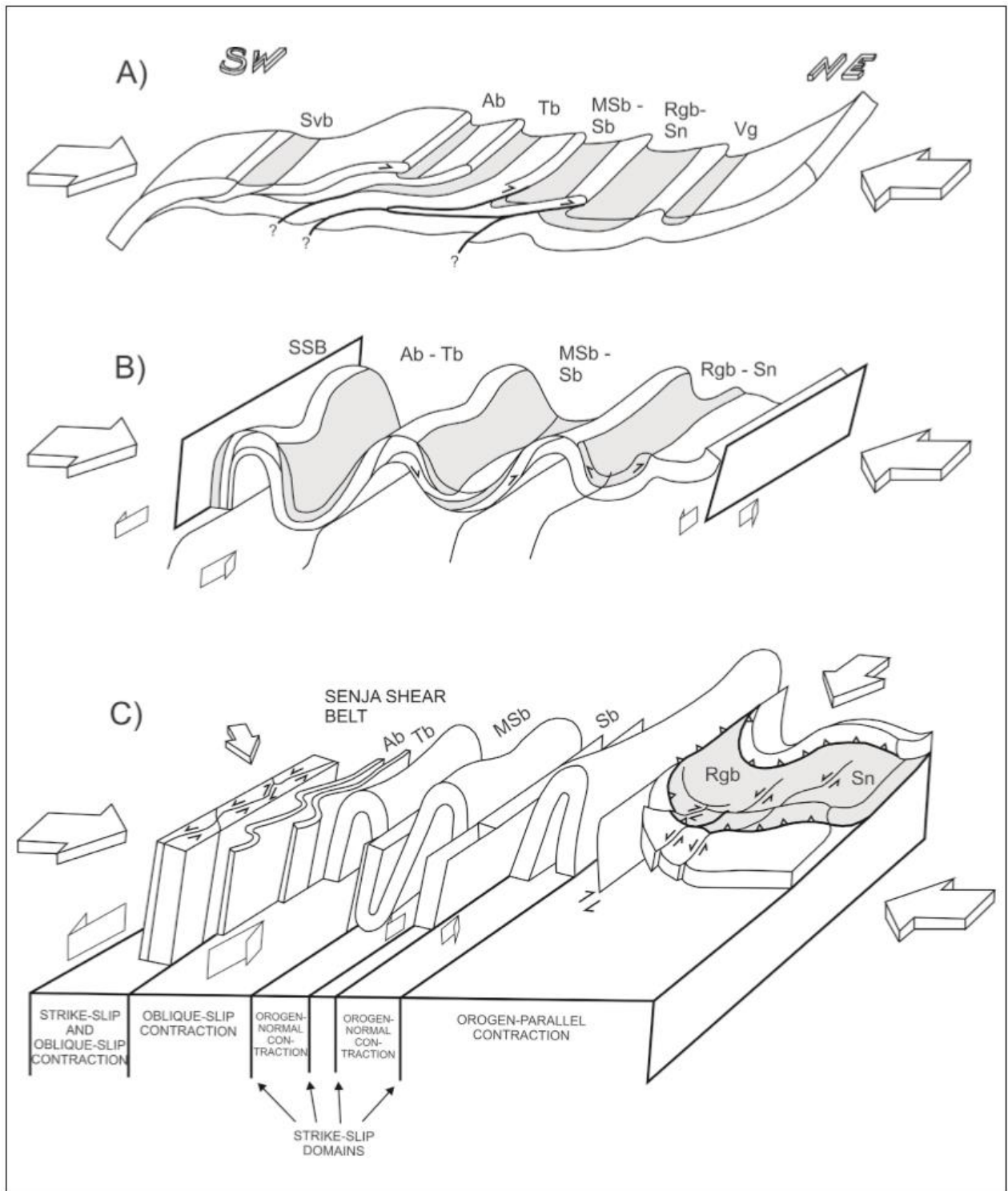
Bergh et al. (2010) foreslo en skjematisk kinematisk modell for utviklingen av svekofenniske deformasjonsstrukturer i Vest-Troms gneisregionen (Fig. 3), som viser den flerfasete deformasjonen med skorpekompresjon (D1-D2), transpresjon (D2-D3), og orogen-parallel forkortning (D3).

De eldste deformasjonsstrukturene er isoklinalfolder med foliasjon dannet akseplanparallelt til isoklinalfoldene, og foliasjonen stryker generelt NV-SØ og faller i dag steilt både mot NØ og SV (Fig. 2, profil), lokalt med mylonittiske skjærsoner langs kontaktene til grønnsteinsbeltene (Bergh et al. 2010). I tillegg til dannelse av folder og foliasjon var det skjærbevegelser som dannet SV-hellende reverse, mylonittiske skjærsoner under amfibolitt til granulitt metamorfosegrad, og det er foreslått at skjærsonene/teksturene skyldes NØ-SV ortogonal kompresjon (Bergh et al. 2010).

Den følgende kompresjonsfasen (D2) førte til dannelse av makroskala NV-SØ-strykende, opprette og NØ- og SV-vergerende folder som refoldet isoklinalfoldene og foliasjonen i de tonalittiske gneisene og de metasedimentære beltene ved amfibolitt metamorfosegrad (Bergh et al. 2010). I et platetektonisk perspektiv kan de antatte D1- og D2-deformasjonsfasene kobles til konvergent platetektonikk med akkresjon av øybuesystemer på en eldre, stabil kontinental skorpe i nord-øst (Motuza et al. 2001; Bergh et al. 2010).

Den siste tektoniske hendelsen i Vest-Troms gneisregionen var orogen-parallell skorpeforkortning (D3), som foregikk i et sent stadium av den svekofenniske deformasjonen, og medførte NØ-SV ortogonal og/eller skrå til orogen-parallel kompresjon som dannet både regionale og småskala, tilnærmet vertikale folder (F3) og semiduktile NØ-SV-strykende steile duktile skjærsoner (S3), som kutter alle øvrige strukturer og viser både revers og sidebevegelser (Bergh et al. 2010). Dette stadiet av den svekofenniske deformasjonen kan ha ledet til semiduktile skjærsoner i skyvedekket i front av Ringvassøya og Vanna ved tektonisk kiling (Bergh et al. 2010). Det metasedimentære beltet på Ringvassøya dreier fra strøk NV-SØ til NØ-SV i den nordlige delen av øya, og kuttet av NØ-SV-strykende og NV-hellende lavvinklede skyvesoner, samt steile N-S strykende skjærsoner (Bergh et al. 2010). Dannelsen av skjærsonene antas å være respons på orogen-parallel, NV-SØ rettet kompresjon og skyvning av Dåfjordgneisen mot SØ i den østlige delen av Ringvassøya over grønnsteinsbeltet (Fig. 2; 3), noe som forårsaket re-folding av hele grønnsteinsbeltet (Zwaan 1989; Bergh et al. 2010). Denne antatte foldingen kan følges videre mot nordøst til Vannøya, hvor Skipsfjorddekket er antatt skjøvet mot SØ under D3-deformasjonsfasen.

Nordøst i Vest-Troms gneisregion, blant annet på Ringvassøya og Vanna (Fig. 2) hvor det er 2.92-2.83 Ga tonalittiske gneiser med overliggende metasedimentære bergarter, inkludert Vannagruppen, er metamorfosegraden i de metasedimentære bergartene lav grønnskiferfacies, og primære strukturer flere steder godt bevart (Bergh et al. 2007). På den sørlige delen av Ringvassøya og sør på Kvaløya og Senja er metamorfosegraden i de metasedimentære bergartene økende, fra amfibolitt-facies til lokalt høyere grad (granulittfacies) metamorfose (Gjerløw, 2008; Bergh et al. 2015). Den økende metamorfosegraden fra nordøst og mot sørvest i de metasedimentære bergartene i Vest-Troms gneisregion kan forklares ved ulik avstand og skorpedybde til akkresjons- og kollisjonsområdene under den svekofenniske orogenesen. Dataene indikerer at de høymetamorfe bergartene i sørvest ble metamorfosert på større dyp og nærmere den orogene fronten enn hva tilfellet er med de lavmetamorfe og mindre deformerte bergartene på Vanna i nordøst (Bergh et al. 2010).



Figur 3. Skjematisk modell for utviklingen av svekofenniske strukturer observert i Vest-Troms gneisregion i en SV-NØ-rettet profil (Bergh et al. 2010). A) Tidlig dannelse av NØ-rettede lavvinklede skyveforkastninger og lavvinklet mylonittisk foliasjon i grønnsteinsbeltene. B) Fortsettelse av ortogonal NØ-SV kompresjon som har dannet vertikale makrofolder med bratte foldeflanker. Hovedfoliasjonen og tidlige lavvinkla forkastninger folder. C) Sen-svekofennisk deformasjon med NØ-SV ortogonal og/eller skrå til orogen-parallel kompresjon og sinistral strøkslip reaktivering av makroskala foldeflanker. Forkortelsene i figuren er de samme som i figur 2.

1.3.3 Vannas geologi

Øya Vanna er lokalisert lengst nord-øst i Vest-Troms gneisregionen (Fig. 2). Vanna består av et neoarkeisk underlag av tonalitt og tonalittiske gneiser (2.8 Ga; Bergh et al. 2007) lokalt med 2.4 Ga mafiske intrusivganger (Kullerud et al. 2006b), samt både lav-vinklede og høy-vinklede duktile (mylonittiske) skjærsoner som kutter de mafiske gangene i tonalittgneisene, for eksempel ved Nordvannvågdalen, Torsvåg og Burøysund (Fig. 4; Bergh et al. 2007). Over de tonalittiske gneisene ligger metasedimentære enheter, henholdsvis Vannagruppen i sør (Binns et al. 1981) og Kvalkjeftengruppen i nord (Opheim & Andresen 1989), som er intrudert av dioritt.

De metasedimentære bergartene sør på Vanna inngår i enheten benevnt Vannagruppen av Binns et al. (1981). Den deles inn i to formasjoner, Tinnvatnformasjonen som består av metaarkosiske sandsteiner og siltsteiner, og Bukkheiaformasjonen som består av kalkholdige leirsteiner, siltsteiner, og sandsteiner (Binns et al. 1981; Johansen 1987; Johannessen 2012). De metasedimentære bergartene i Vannagruppen er intrudert av en dioritt *sill* som er datert til 2.2 Ga (Bergh et al. 2007).

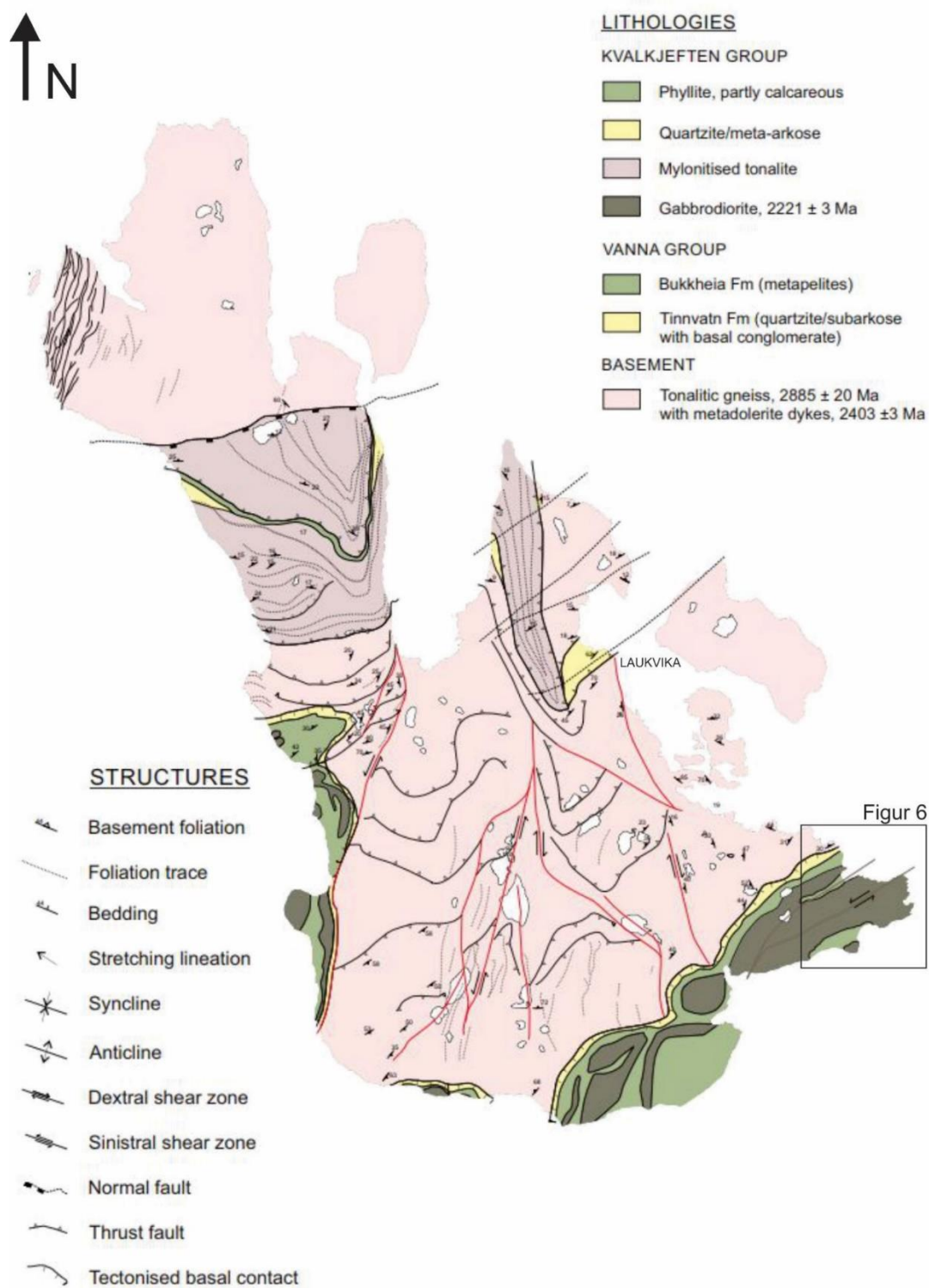
Kvalkjeftengruppen ligger over mylonittiserte, tonalittiske gneiser i et mulig skyvedekke benevnt Skipsfjorddekket (Opheim & Andresen 1989), nord på Vanna (Fig. 4). Kvalkjeftengruppen består av grønnskiferfacies metakvartsitter, metaarkoser, og glimmerskifre (Opheim & Andresen 1989; Andresen & Opheim 1990).

Neoarkeiske gneiser

TTG-gneisene på Vanna består av folierte, massive, medium til grovkorna, grå til grønn, kvartsfeltspatiske bergarter (Binns et al. 1981). Det er kvartsittiske lag noen steder som indikerer sedimentær opprinnelse, men størsteparten av berggrunnen består av antatte orthogneiser med tonalittisk sammensetning (Binns et al. 1981).

De tonalittiske gneisene er lys til mørk grå med gjennomsettende foliasjon og porfyroklaster av kvarts i kontaktsonen til de sedimentære bergartene. De metasedimentære bergartene ligger med en primær avsetningskontakt, på et nederodert underlag (Johansen 1987). Grensen mellom de tonalittiske gneisene og de sedimentære bergartene er tektonisk påvirket, og en metamorf foliasjon er sammenfallende i begge formasjonene, og som gjør at kontakten kan tolkes som en tektonisert primærkontakt (Johansen 1987). Det er i kontaktsonen til de sedimentære bergartene at tonalitten viser størst deformasjon, og den har her mylonittisk karakter (Johansen 1987).

Den mineralogiske sammensetningen til de tonalittiske gneisene er dominert av opp mot 75 % plagioklas og 20 % kvarts. Bergarten inneholder ellers varierende mengder lys glimmer, epidot, biotitt, og karbonat (Johansen 1987).



Figur 4. Geologisk kart over Vanna, modifisert etter Paulsen et al. (2019). Sørøstlig del av øya er innrammet, og viser lokalisering for figur 6.

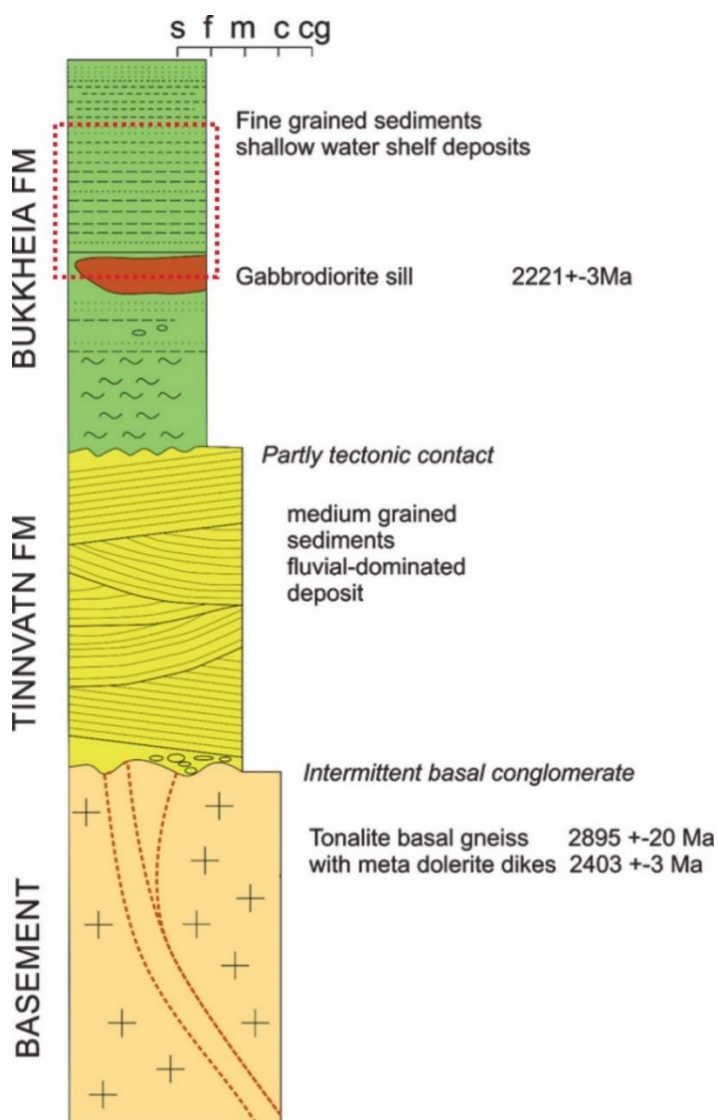
Vannagruppen

De metasedimentære bergartene som utgjør Vannagruppen ble delt inn i to formasjoner av Binns et al. (1981); Tinnvatnformasjonen og Bukkheiaformasjonen (Fig. 5). Vannagruppen er intrudert av en magmatisk bergart som er begrenset til Bukkheiaformasjonen, og som ikke kutter den sedimentære lagdelingen eller kontakten mellom de metasedimentære bergartene og gneisunderlaget (Binns et al. 1981; Johansen 1987; Bergh et al. 2007). Den intruderende bergarten ble beskrevet som en dioritt av Binns et al. (1981), og klassifisert som dioritt av Johansen (1987) basert på anortittinnholdet i plagioklas.

Tinnvatnformasjonen (< 75 meter tykk) ligger stratigrafisk nederst i Vannagruppen. Formasjonen domineres av en metaarkosisk til subarkosisk sandstein, hvor kornene er ovale til elongerte av medium til grov størrelse, med bimodal sortering (Binns et al. 1981). Sekvensen er homogen, med unntak av en konglomerat som er å finne noen steder nederst i lagrekken (Fig. 5). Framtredende ved nedre del av Tinnvatnformasjonen er storskala, lavvinkla, kryssjikt av medium til grovkorna sandstein (Binns et al. 1980). Kontakten mellom Tinnvatnformasjonen og den underliggende tonalittiske gneisen er stedvis steil og inneholder flere steder basalkonglomerat på et erodert og forvitret gneisunderlag (Binns et al. 1981; Johansen 1987; Bergh et al. 2007).

Den 100 meter tykke Bukkheiaformasjonen ligger stratigrafisk over Tinnvatnformasjonen, og kan deles inn i en nedre og øvre del. Den nedre delen domineres av leirstein og leirskifer, og en karbonatrik siltstein i veksling med lag og linser av finkorna sandstein (Johansen 1987). Karakteristisk for nedre del av Bukkheiaformasjonen er karbonat som har tendens til å være konsentrert langs kløv og sprekker skrått på lagdelingen (Binns et al. 1981). Den øvre delen av Bukkheiaformasjonen består av grunnmarin leirstein vekslende med kvarts- og karbonatrik sandstein og siltstein (Binns et al. 1981; Johansen 1987; Bergh et al. 2007).

De metasedimentære bergartene i Vannagruppen er tolket til å være avsatt som platform-deltaiske til grunn-marine sedimenter i et kontinentalmarginmiljø under oppsprekkingen av et arkeisk superkontinent (Bergh et al. 2007). Metamorfosegraden i Vannagruppen er grønnskiferfacies som indikerer at deformasjonen fant sted på et dyp på omentrent 15 km (Binns et al. 1981; Johansen 1987; Opheim & Andresen 1989). Grunnet folding, skråstilling, kløvdannelse, og repeterende lag er ikke en komplett sekvens gjennom Vannagruppen gjenkjennelig (Bergh et al. 2007). Den best bevarte sekvensen er langs kysten ved Vikan, sør-øst på Vanna (Fig. 6), hvor en steil NØ-SV-orientert kontakt mellom tonalittisk gneis og kvarts-til subarkosisk sandstein i Tinnvatnformasjonen er synlig (Binns et al. 1981; Bergh et al. 2007).



Figur 5. Generalisert stratigrafisk søyle og sedimentologiske data for Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonene. Området med rød stiplest strek markerer det som er tolket til å tilhøre studieområdet. Modifisert etter Binns et al. (1981), Johannesen (2012), og Paulsen (2019).

Vanngruppen har vært utsatt for flere faser med deformasjon (Binns et al. 1981; Johansen 1987; Bergh et al. 2007). Hele den sedimentære enheten, inkludert den intruderende dioritten og grunnfjellskontakten, er tiltet og foldet av makroskala, tilnærmet opprette, NØ-SV-rettede synklinale og antiklinale foldepar (F1) med steile foldeflanker og SØ-vergens (Bergh et al. 2007). Mesoskala F1-folder varierer fra åpne, asymmetriske folder i Tinnvatnformasjonens sandsteiner, til tette og overbikkete i Bukkheiaformasjonens slamsteiner (Bergh et al. 2007). Med F1-foldene er det dannet akseplankløy, S1, som faller ca. 45° mot NV i sandsteiner i Tinnvatnformasjonen. Lignende kløy-relaterte forkastninger langs S1 opptrer både i slamsteinene som lokalt repeterer stratigrafien i Bukkheiaformasjonen, langs kontakten mellom Tinnvatn- og Bukkheiaformasjonen, og i de underliggende tonalittiske gneisene nær kontaktsonen (Johansen 1987; Bergh et al. 2007).

Videre deformasjon i Vannagruppen er NØ-stupende, F2-folder, som folder kontakten mellom de sedimentære bergartene og underlaget, og relaterte planteksturer S2 tolket som akseplankløv og som faller 40-60° mot NNØ. En tredje tekstur er S3-skjærsoner, som er skrå, opprette, semi-duktiler, sinistrale, strøk-slipp skjærsoner som kutter S2-teksturene, og noen av disse skjærplanene er fylt med hydrotermal kvarts og karbonatutfellinger (Bergh et al. 2007).

Skipsfjorddekket

Skipsfjorddekket opptrer i nordlige og sentrale deler av Vanna (Fig. 4). Det består av tonalittiske og granittiske gneiser i veksling med mylonittiske gneiser og linsjer av metasedimentære og intrusive bergarter lik Vannagruppen ved Larstangen og Myra sørøst på Vanna (Fig. 6), men graden av matamorfose i Skipsfjorddekkets bergarter er lav amfibolitt til øvre grønnskiferfacies, og dermed noe høyere enn i Vannagruppen (Opheim & Andresen 1989). Bergartene har en foliasjon som faller slakt mot NV og noen steder sammenfaller med duktile skjærsoner. Skipsfjorddekket har blitt tolket til å være en del av et alloktont skyvedekke og korrelert med et kaledonsk allokton (Opheim og Andresen 1989), men dette er avkreftet etter nye aldersdateringer (Bergh et al. 2007).

Bergartene under og syd for Skipsfjorddekket består av vekslende TTG-gneiser, sterkt folierte mylonittiske gneiser, metasedimentære, og intrusive mafiske bergarter (Paulsen et al. 2019). Ved Laukvika (Fig. 4) inneholder de skifrige enhetene både strekningslineasjoner, og isoklinale og asymmetriske kinkfolder. En mulig tolkning er at folder og strekningslineasjoner er dannet i forbindelse med overskyvningen av Skipsfjorddekket (Paulsen et al. 2019), og at de derfor er gode kinematiske indikatorer for deformasjonen i Skipsfjorddekkets duktile skjærsoner. Av Bergh et al. (2010) ble den SØ-rettete skyvningen av Skipsfjorddekket tolket som et resultat av D3-hendelsen i relasjon til Vest-Troms gneiskomplekset som helhet, dannet ved orogenparallel tektonisk transport tilnærmet vinkelrett på kompresjonen under D1 og D2 hendelsene. Disse problemstillingene vil bli nærmere utredet og diskutert i denne oppgaven.

1.3.4 Tidligere arbeider

Vanna ble først kartlagt av Pettersen (1887), som viste at store deler av øya består av gneis, dekket av kaledonske metasedimentære bergarter langs sørlig kyst. Senere har geologien på Vanna blitt beskrevet av Binns et al. (1981), som fokuserte på stratigrafien til de metasedimentære bergartene i Vannagruppen på sørlig del av øya og deres avsetningsmiljø, og åpnet for usikkerhet omkring sedimentenes avsetningsalder. En mulig modell Binns et al. (1981) foreslo var at de sedimentære bergartene representerer en autokton sedimentær

sekvens av sen-prekambrisk alder avsatt på et gneiskompleks som var skjøvet inn til sin nåværende posisjon.

Johansen (1987) studerte i sin mastergradsoppgave kontakten mellom grunnfjellsgneisen og den overliggende Vannagruppen. Den nordlige delen av Vanna, spesielt kontakten mellom grunnfjellsgneisen og Skipsfjorddekket, ble studert av Opheim og Andresen (1989), som konkluderte med at Skipsfjorddekket utgjorde en kaledonsk sekvens og foreslo en korrelasjon med de metasedimentære bergartene i Vannagruppen i sør, og en regional korrelasjon til Skipsfjorddekket har også senere blitt diskutert (Rice 1990; Andresen & Opheim 1990).

Skipsfjorddekket har tidligere blitt tolket til å være en rest av et kaledonsk dekke, nedforkastet langs den post-kaledonske Vannareid-Burøysundforkastningen (Opheim & Andresen 1989), men har siden blitt tolket til å være et svekofennisk skyvedekke (Bergh et al. 2007; 2010), som i sør grenser med skyvekontakt til underliggende, mulige sedimentære bergarter lik Tinnvatnformasjonen i Vannagruppen lengre sør på Vanna (Paulsen et al. 2019).

Flere masteroppgaver på Vanna har fokusert både på strukturgeologi, geokjemi, malmgenese, og sedimentologi for bergartene spesielt i Vannagruppen, men også i områdene lengre nord (Johansen 1987; Pettersen 2007; Knudsen 2007; Johannesen 2012; Monsen 2014). Resultatene til Pettersen (2007) og Knudsen (2007) er særlig relevant for denne oppgaven, da de har beskrevet og analysert strukturene i de metasedimentære bergartene og dioritten, like nord for feltområdet, mellom Vikan og Fakkodden (Fig. 6).

Pettersen (2007) og Knudsen (2007) utførte en strukturell analyse av de metasedimentære bergartene fra Vikan til Fakkodden, og fant at de viktigste deformasjonsstrukturene er NØ-SV-strykende, asymmetriske, opprette og til dels overbikkede folder, samt steilt NV-stupende folder med lokaliserte sinistrale skjærsoner og relatert kløv. Videre publiserte Bergh et al. (2007) en samleartikkel om de metasedimentære bergartene på Vanna, som omfattet kildealdre og tektoniske strukturer, samt sammenstilte geologiske kart og profil av området mellom Vikan og Rødbergan (Fig. 6).

Den tidligere antagelsen om at Vannagruppen er neoproterozoisk og en rest av et kaledonsk skyvedekke (Binns et al. 1981; Johansen 1987; Opheim & Andresen 1989), ble ved hjelp av U-Pb dateringer retolket og sett i nytt lys, da den intrusive dioritten (*sill*) i Vannagruppen gav alder på 2221 ± 3 Ma (Bergh et al. 2007), samtidig som 2.4 Ga mafiske ganger i gneisunderlaget (Kullerud et al. 2006b) ikke kutter avsetningskontakten mellom underlaget og de overliggende sedimentære bergartene. Bergh et al. (2007) konkluderte dermed med en paleoproterozeisk

avsetningsalder (2.4-2.2 Ga) for den metasedimentære enheten. Det ble også foreslått at deformasjonen av Vannagruppen er svekofennisk, men at en kaledonsk deformasjon ikke kan utelukkes. Videre argumenterer Bergh et al. (2010) ytterligere for svekofennisk deformasjon i Vest-Troms gneisregionen, inkludert Vanna, med kun lokal kaledonsk innvirkning.

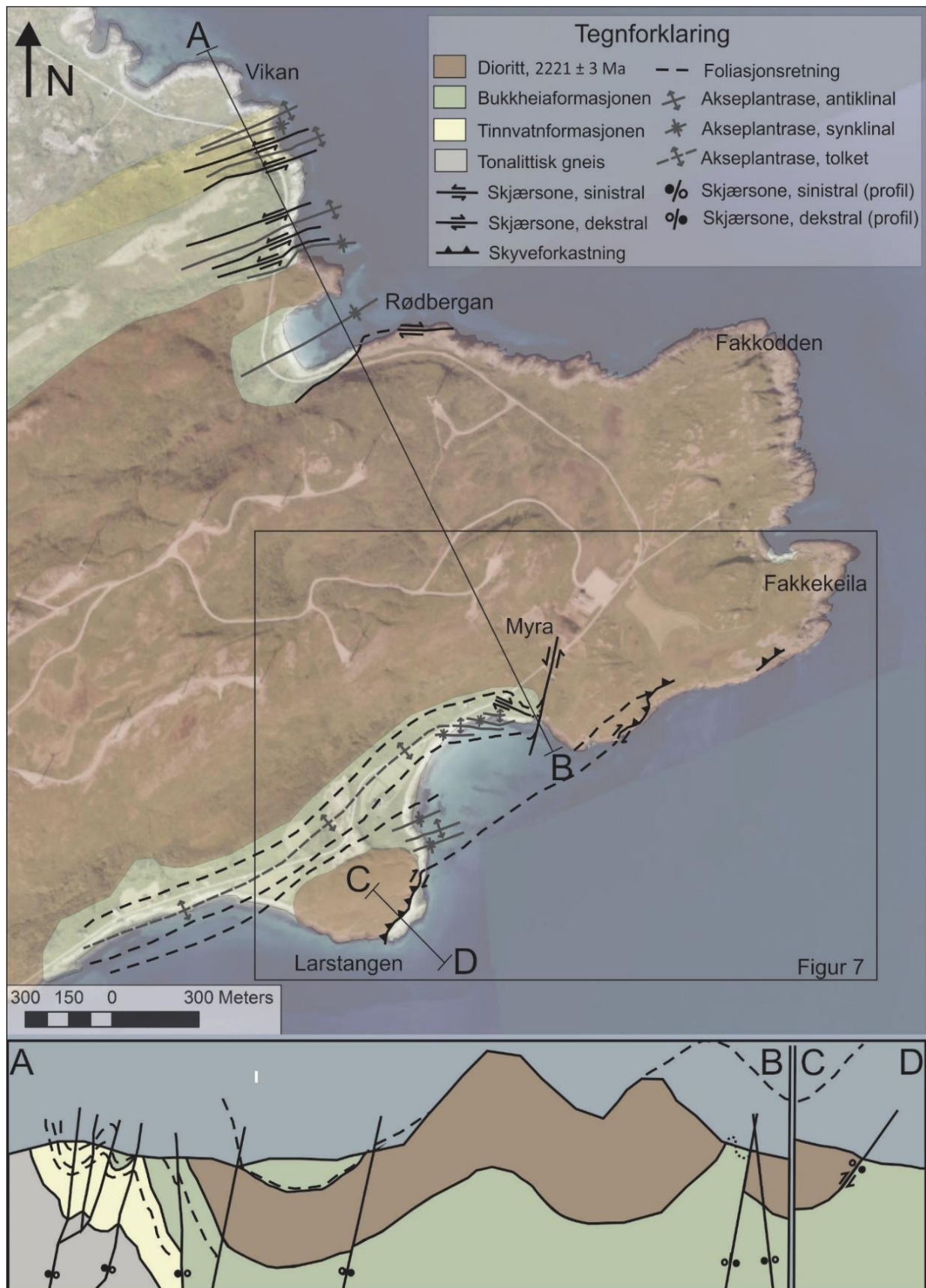
Det er pågående studier av Paulsen et al. (2019) på Vanna, inkludert ved Laukvika (Fig. 4) hvor det blir gjort geometriske og kinematiske analyser av folder og duktile skjærsoner i Skipsfjorddekkets nedre del og skjærsonenes relasjon til metasedimentære bergarter i Vannagruppen. Bergarter lengre nord på Vanna som tidligere er kartlagt som tonalittisk gneis, er nå tolket som metasandsteiner og metasiltsteiner, med folde- og skyvestrukturer som også er å finne i det overliggende Skipsfjorddekket (Paulsen et al. 2019). Hvorvidt folde- og skyvestrukturane sammenfaller i orientering og kinematikk med folde- og skyvestystemene i Vannagruppen lengre sør skal denne oppgaven prøve å være med på å avklare.

1.4 Studieområde

Feltundersøkelsene til denne oppgaven har blitt utført på sørøstlig side av Vanna, fra Fakkekeila i nord til Larstangen i sør (Fig. 6). Studieområdet er lokalisert langs kysten, fra 0-20 m.o.h., og det er blotninger langs hele kysten i studieområdet, med unntak av ei 100 meter lang strand mellom Myra og Larstangen. Ovenfor strandsonen i studieområdet er berggrunnen i stor grad dekket av vegetasjon, men høyder og søkk i terrenget er likevel godt synlig, og stedvis er det bergartsblotninger.

Studieområdet har ikke blitt kartlagt på detaljnivå tidligere, men utgjør en del av den tidligere regionale kartleggingen av hele øya (Binns et al. 1981). Den sørøstlige delen av Vanna som viser metasedimentære bergarter og dioritt ble nærmere kartlagt av Johansen (1987). I Bergh et al. (2007) er det også fokusert på de metasedimentære bergartene og dioritten i sørøstlig del av Vanna, og her er området fra Vikan til Rødbergan (Fig. 6), som ligger like nord for studieområdet, detaljert kartlagt med fokus på strukturelle relasjoner.

Studieområdet er valgt ut fordi det i dette området er metasedimentære bergarter og dioritt, kontaktforholdene mellom disse, skyvesoner, folder og tilhørende kløv, godt synlig i blotninger og dermed egnet for studie, som gir et godt utgangspunkt til å tolke deformasjonsmønstre og sammenligne med det man har ved Vikan til Rødbergan, og nordover mot Skipsfjorddekket.



Figur 6. Geologisk kart og tolket profil over den sørøstlige delen av Vanna, for lokalisering se figur 4. Strukturene fra Vikan til Rødbergan er fra Bergh et al. (2007). Innrammingen viser studieområdet for denne oppgaven, fra Fakkekeila til Larstangen, som vil bli vist nærmere i figur 7.

1.5 Metoder

Oppgaven er basert på data samlet inn under feltarbeid som ble gjennomført over en periode på til sammen tre uker, mellom august og september i 2018. I forkant av feltarbeidet ble flyfoto av studieområdet fra Norgebilder.no og digitale terrengmodeller fra Norge3D.no studert for å identifisere skjærsoner og bruddsoner i berggrunnen. Flyfoto av studieområdet ble skrevet ut og tatt med i felt under kartleggingen. I felt ble strøk og fall målt med kompass med klinometer, og her ble høyrehåndsregelen (360/90) brukt. Annet feltutstyr som ble brukt var håndlupe, hammer og meisel, saltsyre, blyant og skrivebok.

For å sammenstille kart og analysere dataene samlet inn i felt, ble programmet ESRI ArcMAP 10.5 brukt, og topografisk kart fra geonorge.no i koordinatsystemet WGS 1984 UTM zone 34W fra en VMS-server er brukt som bakgrunnskart for kartene og tilhørende profiler som er laget til denne oppgaven. Figurer har blitt modifisert med programmet CorelDRAW 2017. For analyse av strukturelle data er undre halvkule i Schmidt nett laget i Orient 3.7.1.

15 bergartsprøver ble samlet i felt, og studert i håndprøver og i tynnslip. Mikroskopstudiet av tynnslipene ble gjort for å identifisere mineralsammensetninger, teksturer og strukturer. Dette ble gjort med et petrografisk mikroskop (LEICA DMPL), og fotografier av tynnslip er tatt med et Leica kamera (DCF 450). Analyseprogram (Leicas LAS v4.12) ble brukt for å sette tynnslipfotografier sammen.

2. Resultater

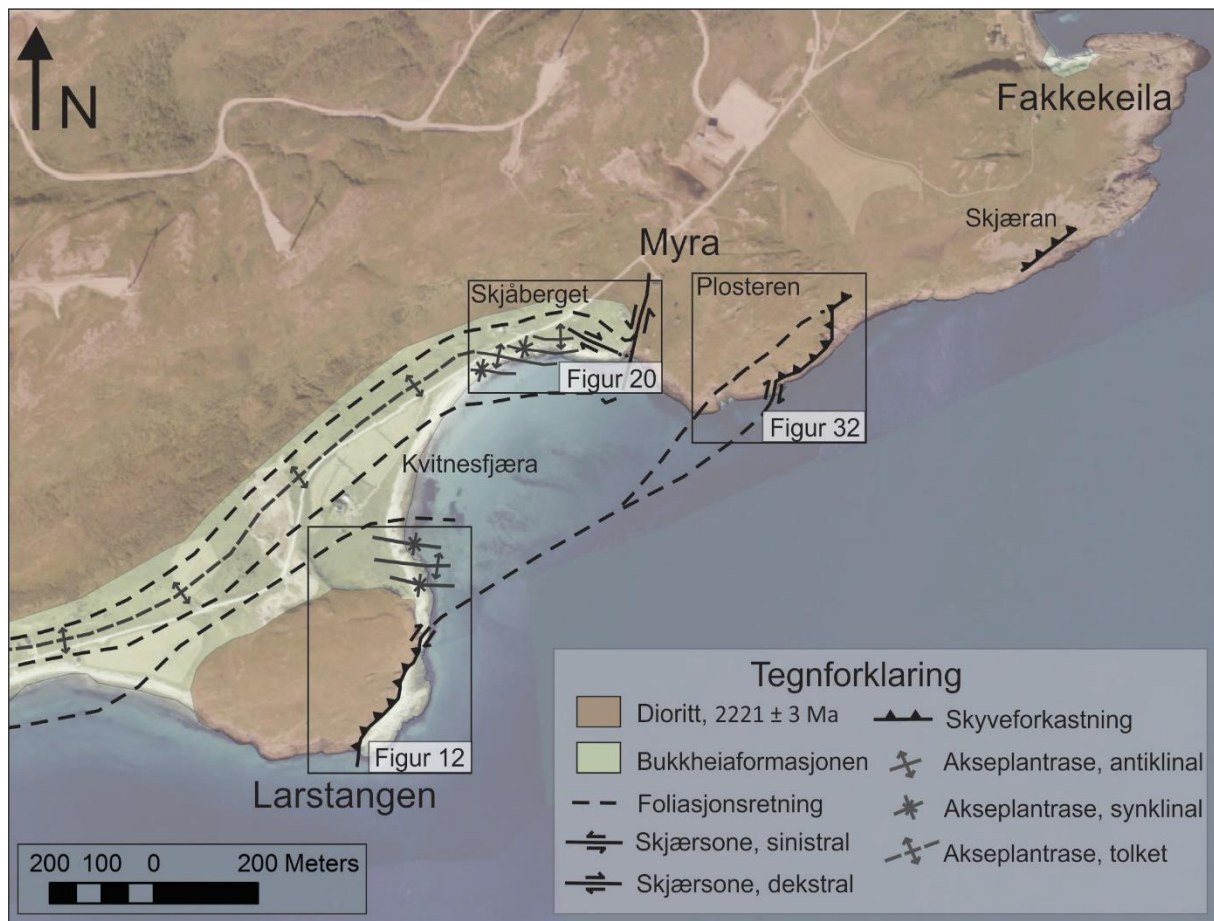
2.1 Innledning

I dette kapittelet vil det først bli gitt en kort generell oversikt over det studerte områdets geologi og strukturer. Deretter vil det bli gitt petrografiske beskrivelser av de sedimentære bergartene i Vannagruppen, og den intrusive dioritten. Bergartene i kontaktsoner mellom metasedimentære bergarter og dioritt vil bli beskrevet i forbindelse med strukturer, da dannelsen av disse bergartene er tolket til å være strukturelt betinget. Strukturelle elementer og duktile skjærsoner i feltområdet vil bli beskrevet i detalj, fra sør mot nord, fordi det i sørlig del av feltområdet (Larstangen) er mindre deformerte metasedimentære bergarter i forhold til lenger nord (Myra). Resultater vil bli beskrevet fra to hovedlokaliteter, henholdsvis Larstangen og Myra, hvorav sistnevnte er videre delt inn i to sub-lokaliteter, Skjåberget og Plosteren (Fig. 7).

2.2 Oversikt over områdets geologi og strukturer

I feltområdet er det eksponert metasedimentære bergarter tidligere kartlagt som Bukkheiaformasjonen (Binns et al. 1981; Johansen 1987; Bergh et al. 2007), og vil bli sett nærmere på i denne oppgaven. De metasedimentære bergartene er intrudert av dioritt, og en massiv diorittkropp ligger mellom feltområdet og Vannagruppens metasedimentære bergarter lengre nord (Fig. 6), som er detaljert kartlagt ved Vikan-Rødbergan (Bergh et al. 2007).

Bergartene eksponert i feltområdet er komplekst foldet i flere faser. Ved lokalitetene Larstangen og Myra (Fig. 7) kan man observere både metasedimentære bergarter og dioritt, og kontakten mellom disse, samt flere ulike folder, kløv, og duktile skjærsoner. I kontaktsonene er det en blanding av felsiske og mafiske litologier, og bergartene er stedvis sterkt deformert og har ofte en velutviklet, tett foliasjon, samt duktile folder og linser som er tolket til å være formet av tektoniske bevegelser i kontaktsonen (kap. 2.4.2b; kap. 2.4.3b). Ved Myra er kontakten mellom metasedimentære bergarter og dioritt eksponert ved Skjåberget (Fig. 7; Fig. 20), mens man ved Plosteren (Fig. 7; Fig. 32) kan studere dioritt med flere interne, antatt duktile skjærsoner, mylonittisk foliasjon med strekningslineasjoner, ulike folder, sigmoidale linser og karbonatutfellinger. Skjærsonene i dioritten ved Plosteren er tolket til å fortsette i strøkretningen fra NØ mot SV til Larstangen (Fig. 7; kap. 3.4.3b).



Figur 7. Geologisk oversiktskart over studieområdet som strekker seg fra Larstangen i sør til Fakkekeila i nord, på sørøstlig side av Vanna, se Fig. 6 for lokalisering. Innrammingene viser hovedlokalitetene som senere i oppgaven er kartlagt i detalj, Larstangen i sør (Fig. 12), og de to subområdene ved Myra lengre nord, Skjåberget (Fig. 20) og Plosteren (Fig. 32).

2.3 Petrografiske beskrivelser

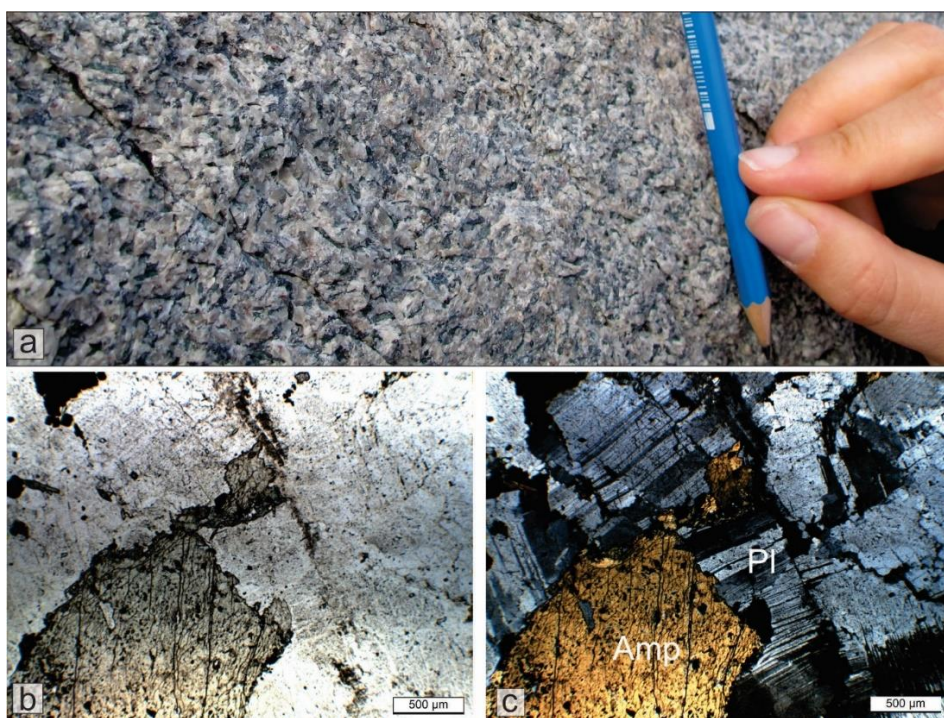
2.3.1 Larstangen

Ved Larstangen (Fig. 7) finner man generelt lyse, skifrige bergarter som veksler mellom mediumkornete og finkornete, og lokalt har karakteristiske mørke og lyse bånd. Mørke lag består av korn med en størrelse på ca. 0.2 mm, og lyse lag av korn med størrelse på 0.4-0.5 mm. Denne vekslingen i kornstørrelse og fargevariasjonen indikerer at bergartene er metasedimentære og har stedvis godt bevart primær lagdeling (Fig. 8a). Andre steder er ikke den primære lagdelingen like godt bevart, og bergarten er mer skifrig, men hvor foliasjonen er orientert stort sett parallelt med den primære lagdelingen. Tynnslipstudier viser at de metasedimentære bergartene består av ca. 60 % kvarts, 30 % feltspat, samt noe karbonat (Fig. 8b). Godt rundete, primære sandkorn av kvarts og feltspat omgitt av matriks bestående av mulig glimmer. De vekslende grovkornige og finkornige lagene med høyt innhold av kvarts tolkes til å være metasandsteiner.



Figur 8. a) Feltfotografi som viser metapsammitter ved Larstangen med antatt primær lagdeling som stryker N-S og faller moderat mot V. b) Tynnslipfotografi av metapsandstein fra Larstangen, som viser finkornig, godt rundet kvarts og feltspat som utgjør primære korn i en omliggende matriks av mulig glimmer, tatt i krysspolarisert lys.

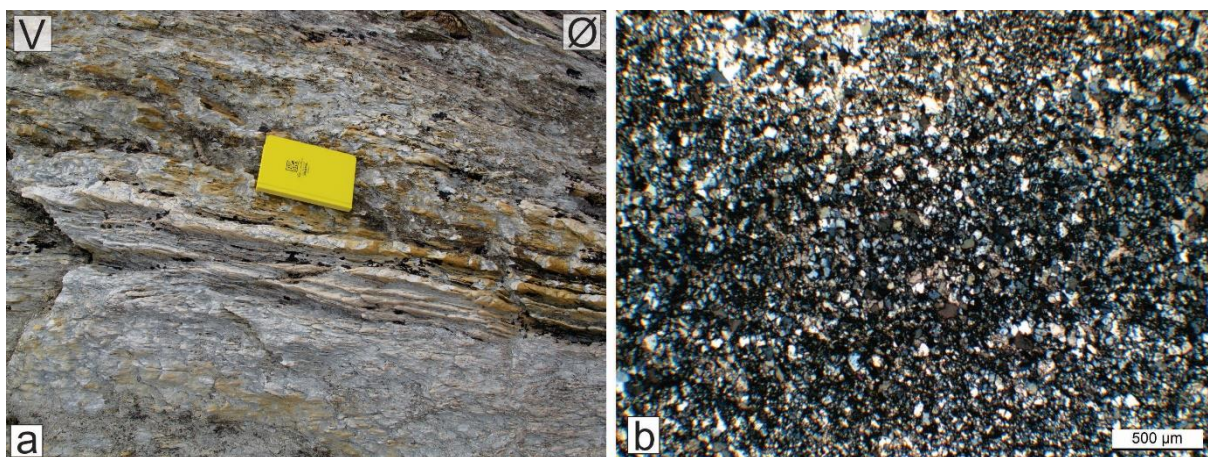
Høyden på Larstangen består av massiv middels- til grovkornet dioritt, som generelt er grå på farge og hvor mineralkorn som er synlig i håndstykke (Fig. 9a). Lokalt er det 10-50 cm lange linser med ca. 80% epidot. Tynnslipstudier viser at dioritt her består av ca. 60 % plagioklas som stedvis viser albitt-tvillinger (jfr. Deer et al. 2013), 20 % amfibol, 15 % epidot, samt aksessorisk biotitt, kvarts, kloritt, titanitt, og opake mineraler (Fig. 9b, c). Mineralene er tilfeldig orientert og har en subhedral krystallstruktur. Dioritt i høyden ved Larstangen kan basert på dette sies å ha en fanerittisk primærmagmatisk tekstur (jfr. Best 2013).



Figur 9. a) Feltfotografi av grovkornet dioritt med fanerittisk tekstur, fra høyden ved Larstangen. b) & c) Tynnslipfotografier som viser massiv, grovkornet dioritt bestående av plagioklas med albitt-tvillinger og amfibol, tatt i planpolarisert lys (venstre) og krysspolarisert lys (høyre).

2.3.2 Myra

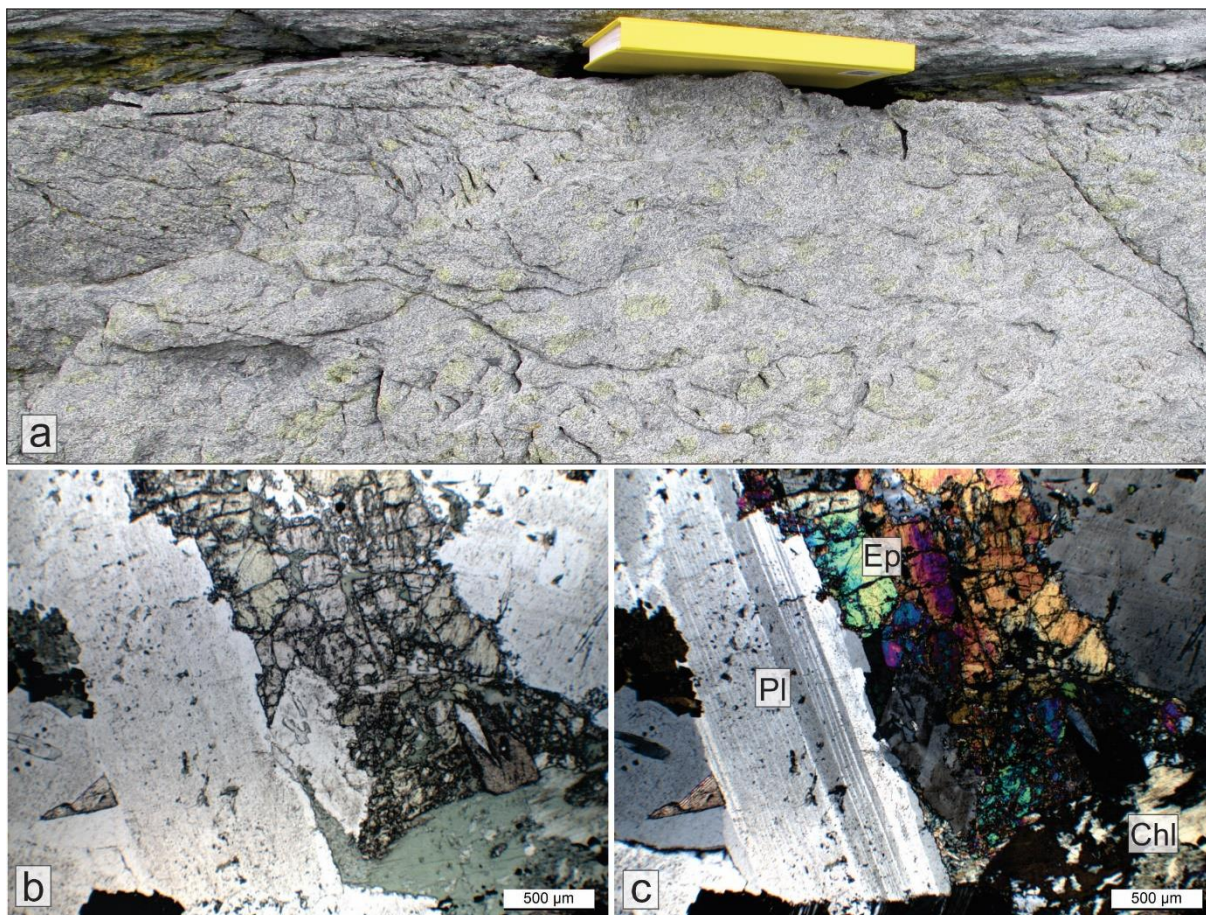
Ved Myra opptrer metasedimentære bergarter ved sublokaliteten Skjåberget (Fig. 7). I vest, mot Kvitnesstranda (Fig. 7) er det vekslende lag av godt rundet mediumkornet (0.5-0.4 mm) til fin- og veldig finkornet sand (0.25-0.063 mm), som er svært skifrig og har sekundært kløv i ulike retninger, som tolkes til å være metasandsteiner. Lengre østover er det veksling mellom skifrige, kalkholdige metasandsteiner med kalsitt som hovedmineral (Fig. 10a) og svært skifrige lag med godt rundete kvarts- og feltspat-korn av silt til leir-størrelser (0.063-<0.002 mm) i matriks av mulig glimmer (Fig. 10b), som kan tolkes til å være metasiltsteiner og metapelitter.



Figur 10. a) Feltfotografi som viser veksling mellom kalkholdige metasandsteiner og metapelitter. b) Tynnslipfotografi av metapelitt med godt runda korn av kvarts og feltspat, i matriks av mulig glimmer, vist i krysspolarisert lys.

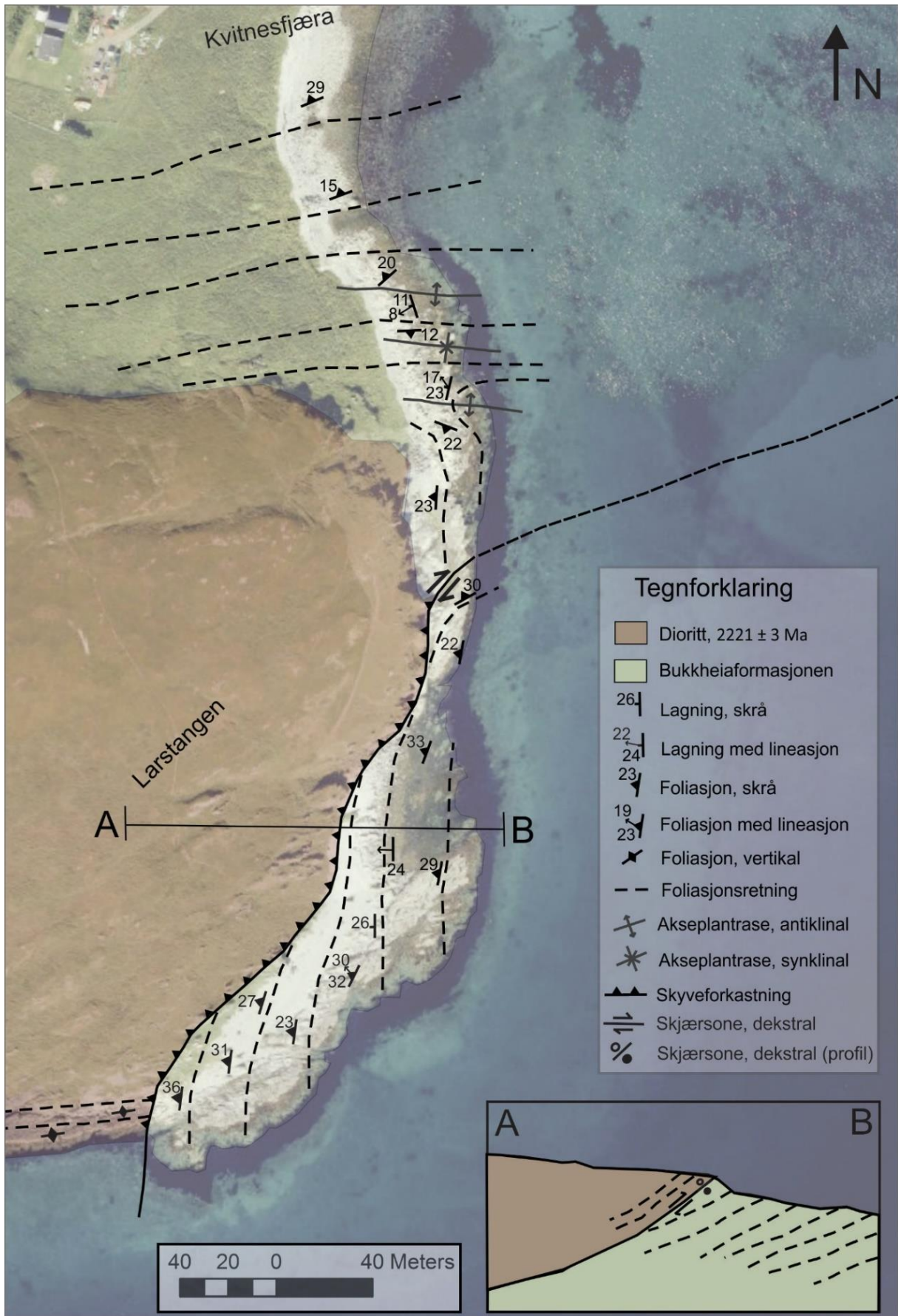
Øst ved Skjåberget kan man studere kontaktsonen mellom metapelitter og en større kropp av dioritt som dekker hele halvøya fra Myra i sør til Fakkekeila i nord (Fig. 7). Kontaktsonen er omtrent 8 meter bred, og inneholder vekslende leirskifere, kalkholdig skifere, og linser og irregulære bånd av deformerte mafiske bergarter, og det er flere sett med foliasjon, linjestrukturer, og folder både i de metasedimentære bergartene og den deformerte dioritten (se kap. 2.4.3b).

Dioritt nordøst for kontaktsonen er massiv og grovkornet til middelkornet, grå til lys grønn på farge, lokalt med grønne, knyttnevestørrelse linser med ca. 80 % epidot (Fig. 11a). I håndstykke er fenokrystaller av plagioklas med inneslutninger av middelskornig epidot synlig. Tynnslipstudier viser en mineralsammensetning av ca. 60 % plagioklas, 20 % epidot, 10 % amfibol, 5 % kloritt, og aksessorisk biotitt, kvarts, titanitt, og hematitt, med subhedrale krystaller og det er en fanerittisk tekstur (jfr. Best 2013). Plagioklas viser stedvis albitt-tvillinger (jfr. Deer et al. 2013; Fig. 11c).



Figur 11. a) Feltfotografi av grovkornet dioritt med knyttnevestørrelse linser av epidot, ved Myra. b) & c) Tynnslipfotografier av grovkornet, massiv dioritt med fanerittisk tekstur, som viser plagioklas med og uten albitt-tvillinger, epidot, og kloritt, fra Myra, tatt i planpolarisert lys (venstre) og i krysspolarisert lys (høyre).

Videre norøstover fra kontaktsonen ved Myra og til Fakkekeila (Fig. 7) består halvøya av dioritt, som stedvis inneholder soner med større og mindre linser av kvarts-feltspatiske bergarter, sannsynligvis metasandsteiner (jfr. Knudsen 2007). Dioritten er massiv og grovkornet, men lokalt forekommer soner, fra 0.5-10 meter tykke, med godt folierte amfibol-klorittskifre innad den massive dioritten. Disse sonene har ofte interne, linseformige teksturer og foliasjon som undulerer og omslutter linser av massiv og mer grovkornet dioritt og felsiske bergarter (se kap 2.4.3b).



Figur 12. Geologisk kart og strukturgeologisk kart og tolket profil (A-B) over Larstangen. For lokalisering, se figur 7.

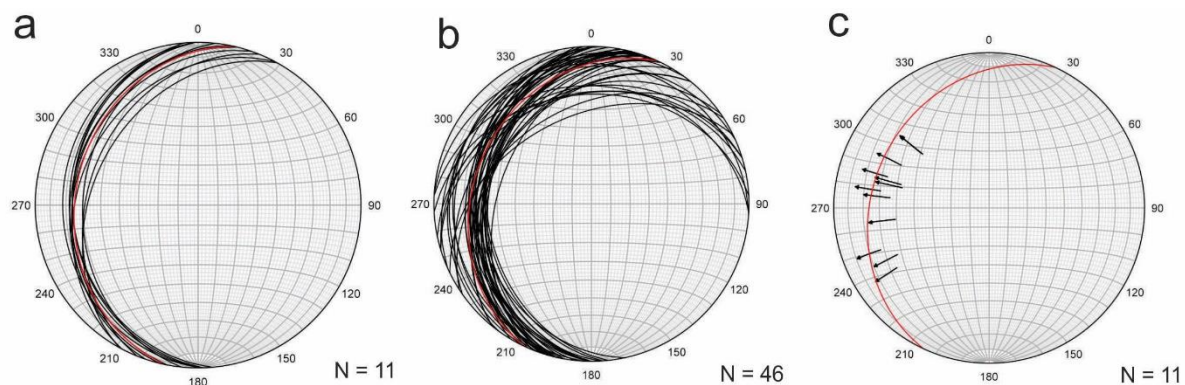
2.4 Strukturgeologi

2.4.2 Larstangen

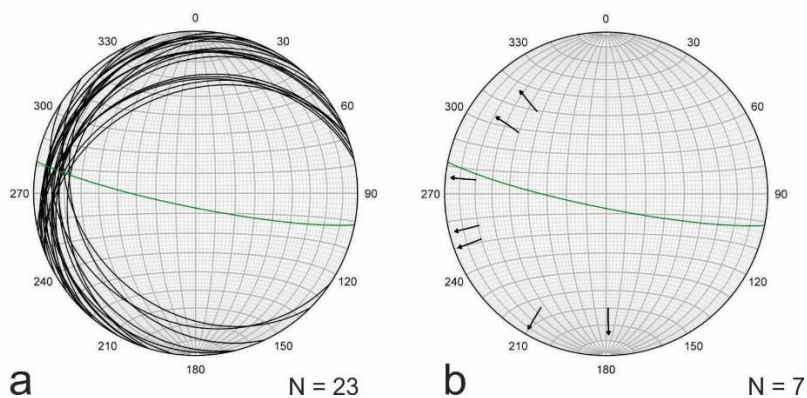
2.4.2.1 Strukturelementer

Bergartene ved Larstangen er tolket å være metasandsteiner med stedvis godt bevart primær lagdeling som benevnes S0 (kap. 2.3.1, Fig. 8a). Sør i kartbildet fra Larstangen stryker S0-lagningen N-S og faller ca. 30° mot vest (Fig. 12, Fig. 13a). Der lagningen ikke er synlig har bergartene en foliasjon (S1) som er tilnærmet parallell med den primære lagningen, det vil si at den stryker N-S og faller med ca. 30° mot vest, men inn mot kontakten til dioritt er foliasjonen mer irregulær og tettere (Fig. 13b, Fig. 13d), og lengre nord i kartbildet følger foliasjonen kontaktsonen ut i sjøen mot NØ (Fig. 12). Lagdelte/folierte metasandsteiner langs strandsonen mot Kvitnesfjæra (Fig. 12), varierer i strøk og fall på en slik måte at de deltolkes å være foldet av svært åpne til åpne folder (jfr. Ramsay & Huber 1987), med tilnærmet horisontale foldeakser med trend VNV og slak stupning (Fig. 12, 14a). De tolkede foldeflankene har lav fallvinkel mellom ca. 10-30° mot NNV og SSV (Fig. 14a). Basert på foldeflankene er det konstruert akseplan som stryker VNV-ØSØ og er subvertikale (Fig. 14a).

På lagplan og folierte plan er det stedvis tydelige linjestrukturer av segregert kvarts og feltspat, som geometrisk tolkes som duktile mineral- og strekningslineasjoner, som er lineasjoner definert av elongerte mineraler eller mineralaggregater orientert i strekningsretningen (Passchier & Trouw 2005). Strekningslineasjonene benevnes L1, og de har trend mot NV, V og SV, og stuper 10-30° (Fig. 13c). Foldete foliasjonsplan inneholder flere steder strekningslineasjoner som har trend mot både S, SV, V, og NV, og stuper ca. 10-20°, avhengig av strøkretningen (Fig. 14b).



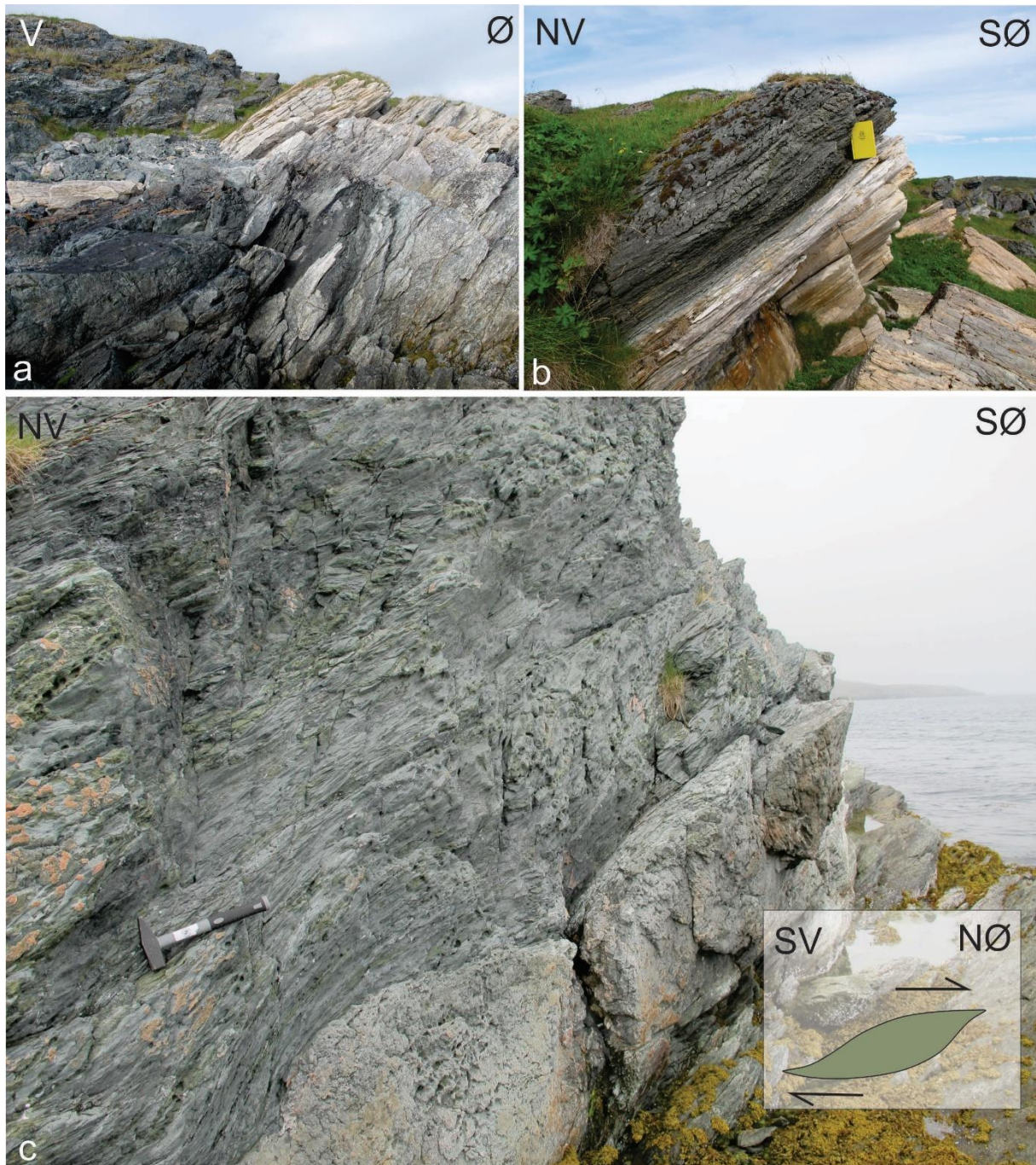
Figur 13. Undre halvkule stereonet som viser lagdeling (a), foliasjon (b) og lineasjoner (c), samt feltfotografi (d) som viser folierte (og stedvis lagdelte) metasandsteiner ved Larstangen. a) Stereonett som viser primær lagdeling (S0), som stryker N-S og faller slakt til moderat mot V, plottet som storsirkler, hvor det røde planet er gjennomsnittsplenet. b) Stereonett som viser S1-foliasjon som stryker fra N-S til Ø-V, og faller slakt til moderat, plottet som storsirkler, det røde planet er gjennomsnittet. c) Stereonett som viser L1-lineasjoner på lagplan og foliasjonsplan, som har trend generelt mot V og stuper mellom 10-30°, plottet som piler. Det røde planet er gjennomsnittsfoliasjonsplanet vist i b). d) Feltfotografi av foliasjon ved Larstangen, se hammer for målestokk.



Figur 14. Undre halvkule stereonet som viser lagdelte/folerte metasandsteiner som er foldet til svært åpne til åpne folder, nord ved Larstangen mot Kvitnesfjæra. a) Stereonett som viser foldeflanker plottet som storsirkler, og et konstruert akseplan som stryker VNV-ØSØ og faller tilnærmet vertikalt, plottet i grønt. b) Stereonett med konstruert akseplan som stryker VNV-ØSØ plottet i grønt, og duktile strekningslineasjoner (piler) i samme foldete lagplan som i a). Merk variasjon i lineasjonenes strøk, mot S, V, og NV, og stupning 10-30°.

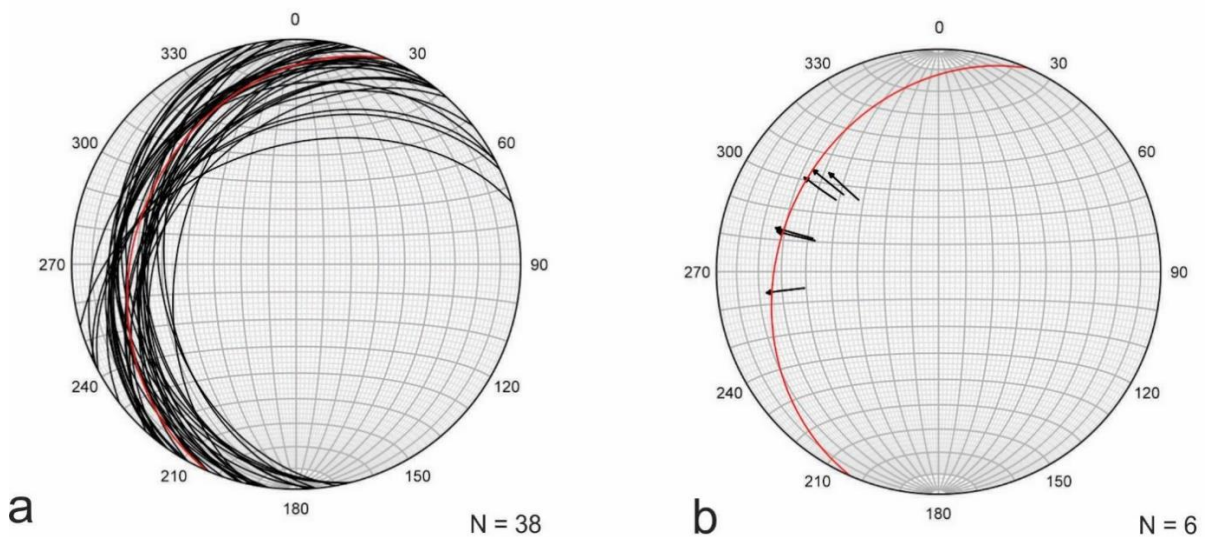
2.4.2b Duktile skjærsoner og kinematikk

Kontakten mellom metasandsteiner og dioritt ved Larstangen er skarp i sør (Fig. 15a, b) og utvikler seg nordover til å bli en omtrent 5 meter bred sone av vekslende mafiske og felsiske sterkt folierte litologier som stryker NØ-SV, og har fall på 30-50° mot NV (Fig. 15c, 16a).



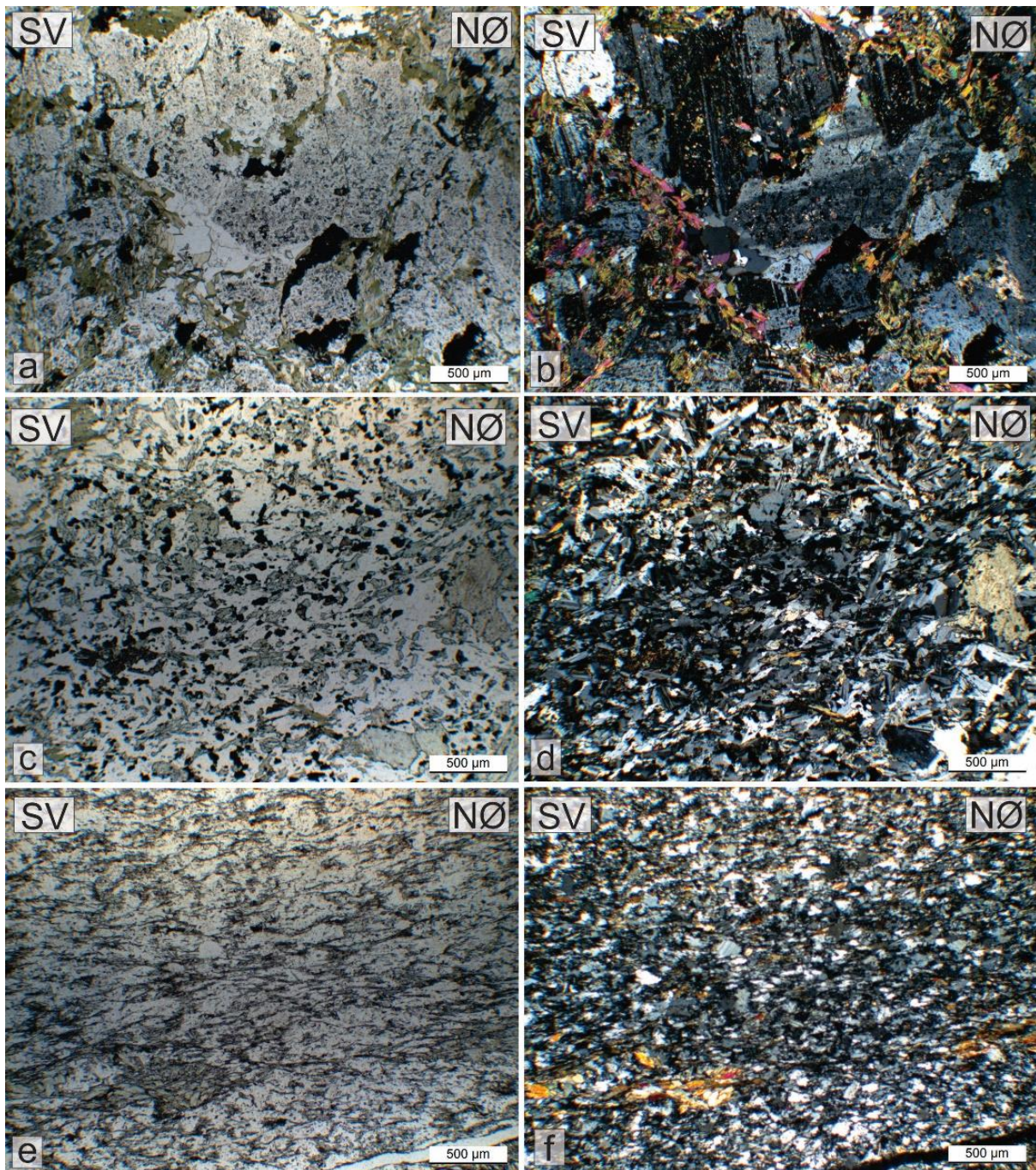
Figur 15. Feltfotografier av kontaktsonen mellom dioritt og metasandstein ved Larstangen. a) Metasandstein dratt inn i den mafiske dioritten hvor kontaktsonen kommer opp fra sjøen på sørlig side av Larstangen. b) Skarp kontaktzone mellom dioritt og metasandsteiner som også er tydelig foliasjonsparell. Merk planskifrihet både i dioritt og metasandstein. Lokalitet sør ved Larstangen. c) Dioritt i kontaktsonen med uregelmessig foliasjon og asymmetriske linser av epidot, hvorav sistnevnte er tegnet en skjematisk skisse av i høyre hjørne. Lokalitet nord ved Larstangen.

Bergartene i kontaktsonen har generelt lys grønn farge, og foliasjonsplanene inneholder elongert kvarts og feltspat som danner linjestrukturer som trender mot V og NV, og stuper med 30-50° (Fig. 16b). Lineasjonene sør i kontakten stryker mot vest, mens de lengre nord stryker mot NV. I kontaktsonen er det lokale innslag av uregelmessige strukne bånd av ulike bergarter, og asymmetriske linser med epidot i NØ-SV retning, parallelt med kontaktsonen (Fig. 15c) hvor foliasjonen bøyer rundt linsene.



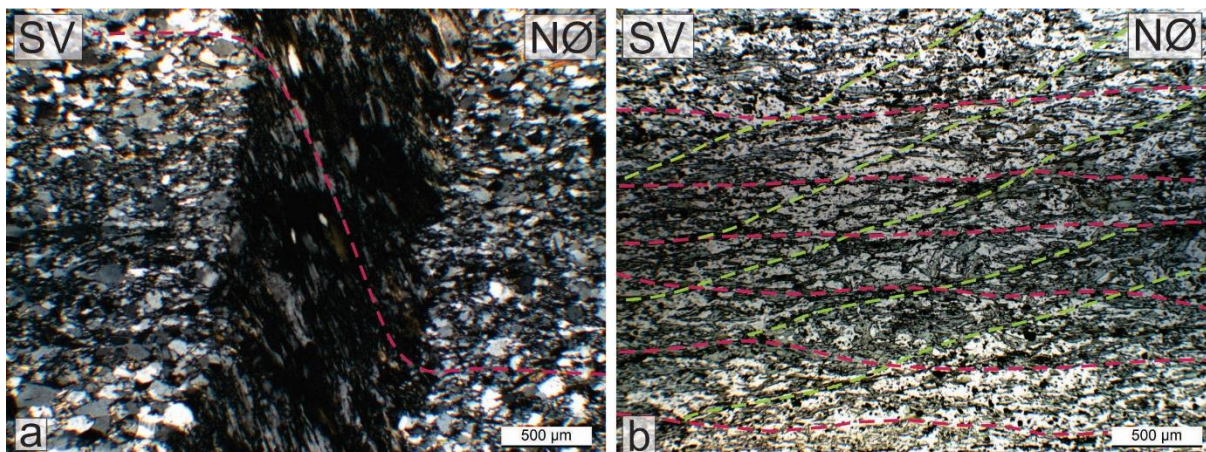
Figur 16. Undre halvkule stereonett som viser foliasjonsplan og lineasjoner i kontaktsoner mellom dioritt og metasedimentære bergarter ved Larstangen. a) Stereonett som viser foliasjonsplan i den tett folierte kontaktsonen, med gjennomsnittsfoliasjonen plottet som rød storsirkel som stryker NØ-SV og faller mellom 30-50°. c) Stereonett som viser gjennomsnittlig foliasjon plottet som rød storsirkel og strekningslineasjoner som trender mot V og NV, plottet som piler, innad kontaktsonen sør ved Larstangen.

Tynnslipstudier viser at dioritt i utkanten av kontaktsonen består av middelskornet plagioklas, finkornet amfibol og kloritt, og inneslutninger i plagioklaskrystallene av meget finkornet epidot (17a, b). Videre viser tynnslipstudier mikrokrySTALLIN dioritt hvor krystallene ikke er synlig i håndstykke, som består av finkornet matriks av plagioklas med linseformede, delvis parallell orienterte finkornet kloritt og epidot, og større korn av amfibol og kloritt (Fig. 17c, 17d). Andelen finkornet matriks i forhold til andelen større mineral korn varierer i kontaktsonen. I noen prøver er det 10 % finkornet matriks (Fig. 17a, b), andre mellom 50-90 %, og i noen over 90 % finkornet matriks (Fig. 17e, f). I prøver hvor mineralene er avlange og orientert parallell slik at de utgjør en lepidoblastisk tekstur (jfr. Passchier & Trouw 2005; Fig. 17e, 17f), som er særlig tydelig i prøver med en høy andel finkornet matriks, danner de orienterte mineralene en foliasjon, som igjen er parallell med kontaktsonen NØ-SV.



Figur 17. Tynnslipfotografier som viser mineraler og teksturer i bergartene i kontaktsonen mellom dioritt og metasandsteiner ved Larstangen, tatt i planpolarisert lys (venstre) og krysspolarisert lys (høyre). a) & b) Dioritt med middels til finkornet saussurittisert plagioklas og meget finkornet amfibol, i utkanten av kontaktsonen til metasandsteiner. c) & d) Meget finkornet matriks av plagioklas og kloritt, finkornet kloritt og amfibol, delvis orientert NØ-SV. e) & f) Meget finkornet matriks av plagioklas og kloritt, orientert parallelt som danner S1-foliasjon med strøk NØ-SV.

Mylonitt-foliasjonen (S1) er stedvis kuttet av småskala folder med skarpe foldehengsler (Fig. 18a). I tillegg til S1-foliasjonen opptrer lavvinklede subparallelle mikroskala skjærbånd, som stryker N-S, kalt C-plan, og de to foliasjonene definerer en sammensatt skjærbåndkløv, også kjent som S-C-tekstur (Fig. 18b; Lister & Snoke 1984; Passchier & Trouw 2005).



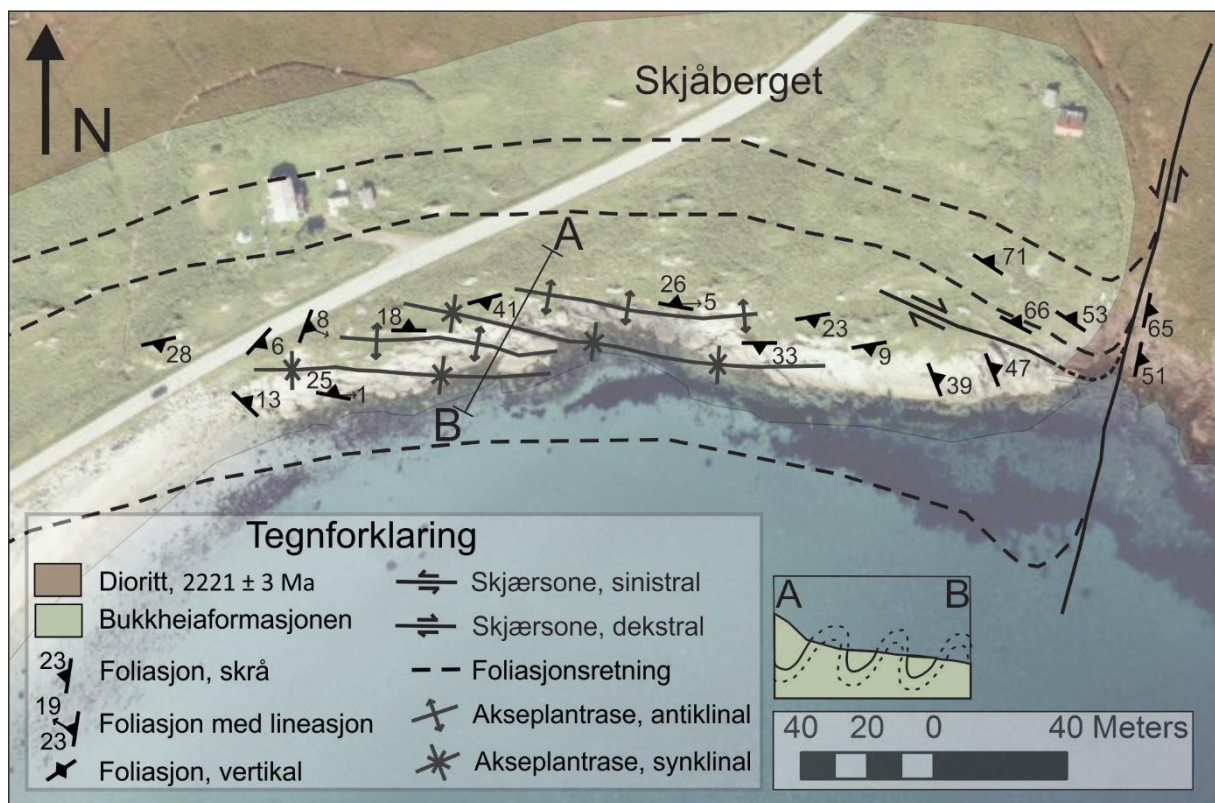
Figur 18. Tynnslipfotografier av mikrostrukturer i finkornet dioritt fra kontaktsonen ved Larstangen. a) Meget finkornet plagioklas og kloritt, hvor den finkorna matriksen består av korn orientert foliasjonsparallelt med kontaktsonen (S1), som er kuttet av kinkbånd. Tatt i krysspolarisert lys. b) Parallelt orienterte meget finkornete mineraler som danner S1-foliasjon, og lavvinklede subparallele skjærbånd som stryker N-S, slik at det dannes skjærbåndkløv. Tatt i planpolarisert lys.

Den deformerte dioritten i kontaktsonen ved Larstangen er gjennomført av både foliasjonsparallele og foliasjonskuttende årer og sprekker fylt med komplekse mineralutfellinger, som sekundær kvarts, karbonat/kalsitt, adular, epidot, hematitt, og pyritt (Fig. 19a, b). I tillegg observeres mørke mineraler med lav hardhet (2 på Mohs skala) og kubisk krystallform, muligens halitt (Fig. 19b).



Figur 19. Deformert dioritt i kontaktsonen gjennomført av årer og sprekker med sekundært utfelte mineraler, i kontaktsonen ved Larstangen. a) Dioritt med sekundært utfelt adular, hematitt, og halitt i bånd, årer, og sprekker. b) Nærmere bilde av sekundære utfellinger i dioritten som viser kvarts, pyritt, og muligens halitt.

Basert på felt- og tynnslipbeskrivelsene, metamorfoseforhold, variasjon i kornstørrelse, rekrystallisering, neomineralisering og teksturell forandring av den massive dioritten til antatt proto-, ortho-, og ultramylonittiske teksturer i kontaktsonen, i tillegg til den tette foliasjonen, strekningslineasjoner, og asymmetriske linser, deltolktes kontakten å være en semiduktill skjærsone (kap. 3.4.2b).

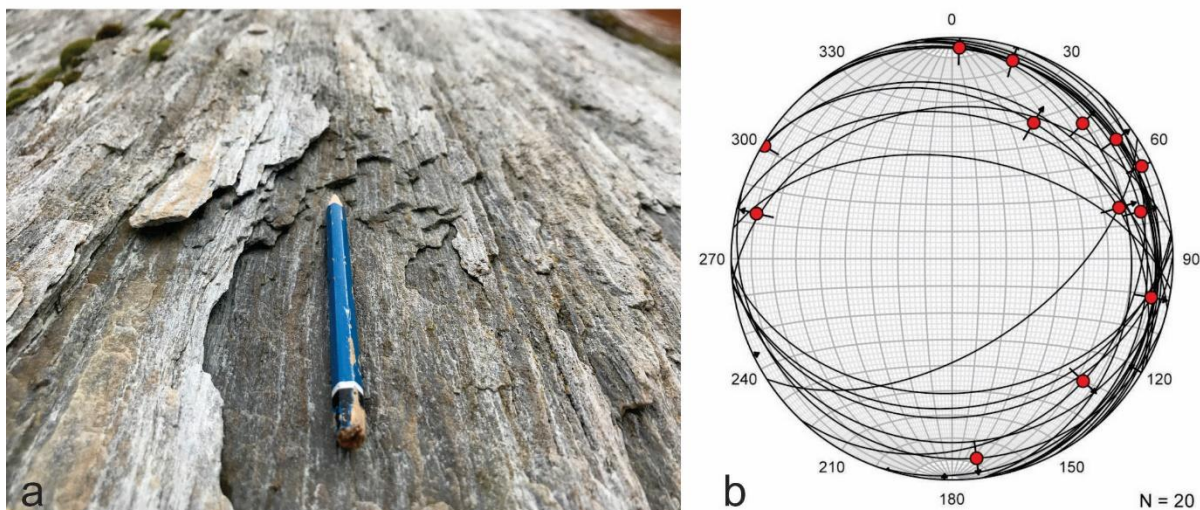


Figur 20. Geologisk kart og skjematisk profil (A-B) over foldete metasedimentære bergarter som danner et antiklinal-synklinal system ved Skjåberget, ved Myra. Øst i kartet vises kontaktsonen mellom metapelitter og dioritt, som er tolket til å være en dekstral skjærsoner, og videre øst en sinistral skjærsoner i dioritt. For lokalisering se figur 7.

2.4.3 Myra

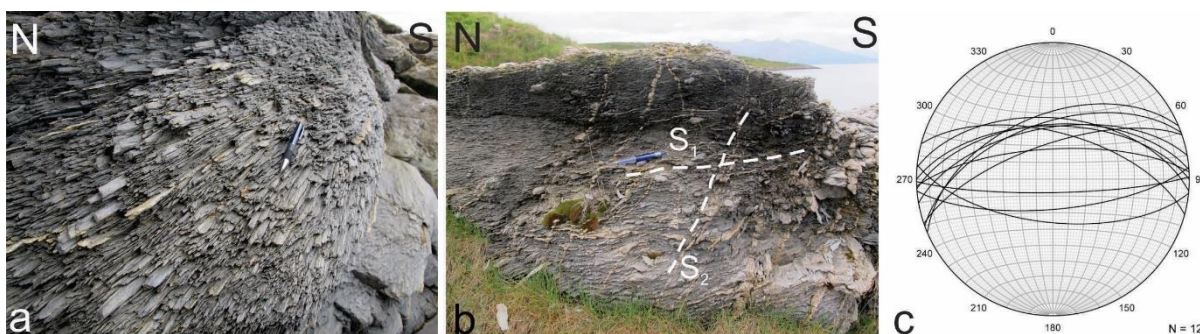
2.4.3.a Strukturelementer

Ved Myra er det metasedimentære bergarter og dioritt ved sublokaliteten Skjåberget (Fig. 20), mens det ved Plosteren er dioritt med metasedimentære linser i (Fig. 32). I de metasedimentære bergartene mellom Skjåberget og østover mot kontakten til dioritten (Fig. 20) er det ikke synlig primær lagdeling, med det er foliasjon (benevnt S1) som er skråstilt og lokalt sterkt deformert, foldet, og kuttet av sekundære kløv og flere duktile skjærsoner. Mulig relikte lagning ses lokalt som mørke og lyse bånd i de metasedimentære bergartene, men denne er generelt overpreget av den dominerende S1-foliaasjonen (Fig. 21a). S1-foliaasjonen stryker hovedsakelig Ø-V, stedvis nærmere N-S, og faller slakt til moderat mot både N, Ø, og S (Fig. 21b). Langs foliasjonsplanene er det linjestrukturer av segregerte kvarts- og feltspatkorn, som tolkes som strekningslineasjoner (jfr. Passchier & Trouw, 2005), som benevnes L1 (Fig. 21a). L1-strekningslineasjonene har varierende trend, hovedsakelig spredt mellom N, Ø og S (Fig. 21b).



Figur 21. a) Feltfotoграфи av dominerende S1-foliasjon med L1-strekningslineasjoner langs foliasjonsplanene, ved sublokaliteten Skjåberget, ved Myra. b) Undre halvkuле stereonett viser S1-foliasjonen som stryker Ø-V, stedvis N-S, og faller slakt til moderat mot både N, Ø og S plottet som storsirkler, og L1-lineasjonene plottet som røde symboler og piler som er spredt.

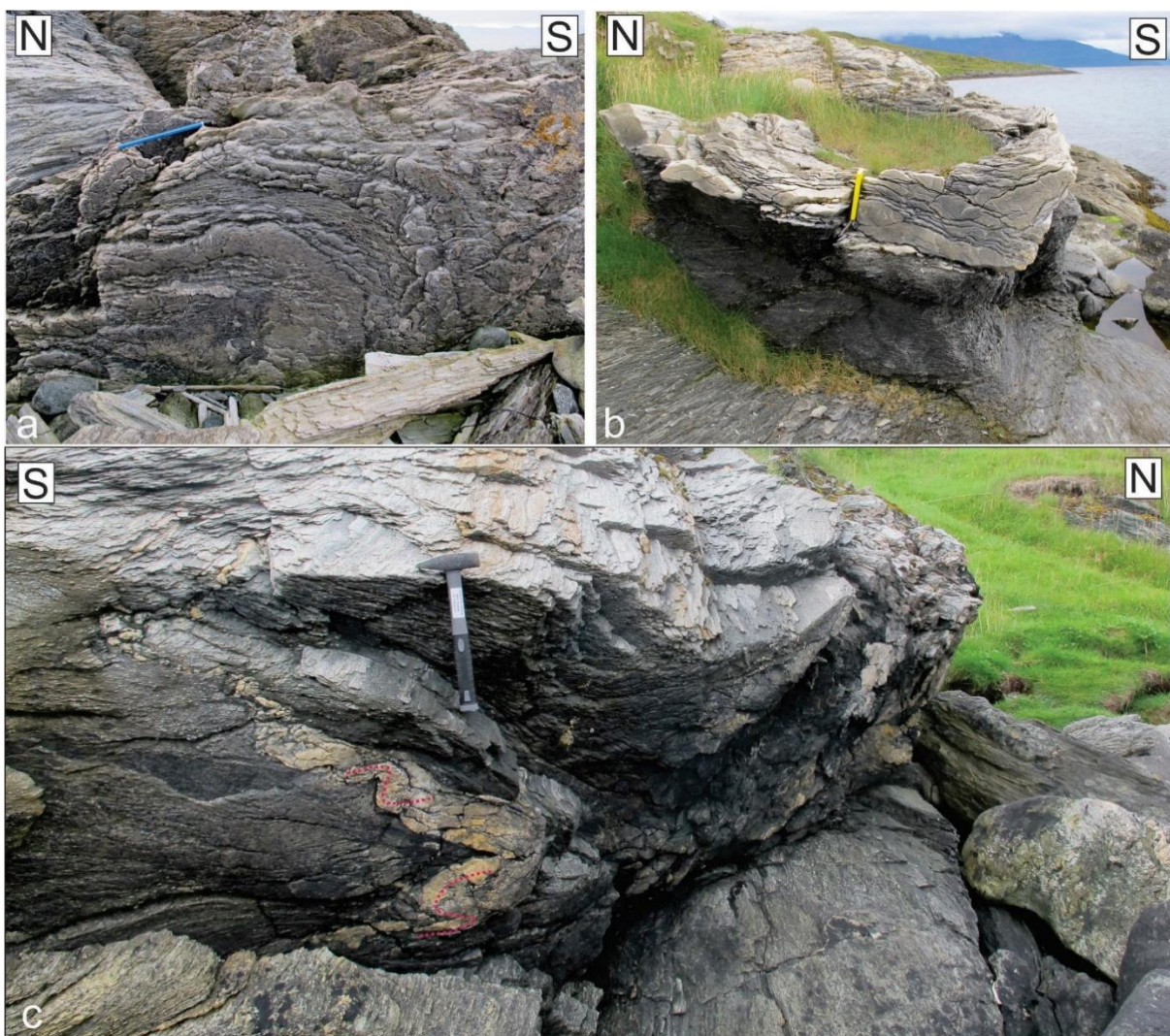
S1-foliasjonen som stryker fra Ø-V til N-S og faller mot N, Ø, og S, er kuttet av sekundære kløvplan med intern, duktil foliasjon, her benevnt S2. S2-foliasjonen stryker Ø-V, i likhet med S1, men faller steilt, og sammen gir foliasjonene kløvformige linser i de metapelittiske bergartene (Fig. 22a). Slike kløvformige linser er å finne i vest ved Skjåberget, men ikke mot kontakten til dioritten ved Myra. I tillegg er det påvist flere generasjoner karbonat og kvartsutfellinginger som både følger S1- kløvplan, og som er å finne i S2-plan som kutter kløv (Fig. 22b, 22c).



Figur 22. S1- og S2-foliasjon i metapelittiske bergarter ved Skjåberget. a) S1-foliasjonen kuttet av S2-foliasjonen, og danner linser i metaleirskifre. b) Sprekker som følger både S1- og S2-kløvet som inneholder karbonatutfellinginger. c) Undre halvkuле stereonett som viser S2-plan plottet som storsirkler som stryker Ø-V og faller steilt mot N og S.

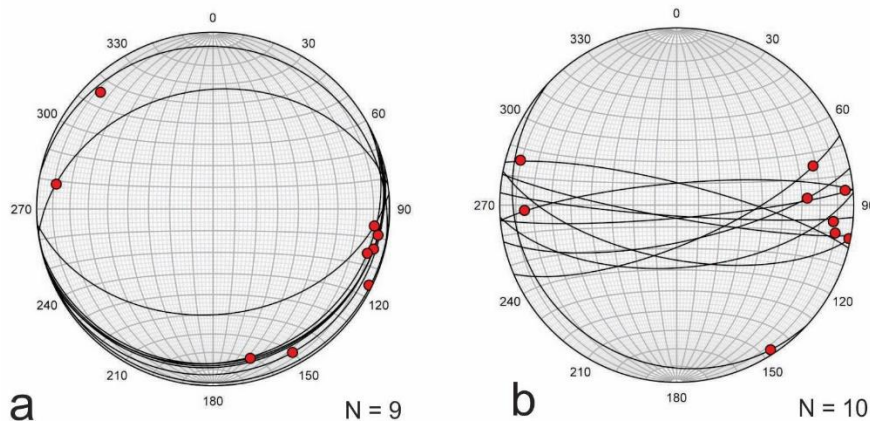
I metasedimentære bergarter ved Skjåberget er det observert flere ulike typer og generasjoner med folder. De antatt eldste foldene (benevnt F1-folder) er tette til isoklinale folder med foldeakser som stuper slakt mot ØSØ (Fig. 23a, 24b) og slakt fallende akseplan (S1) som sammenfaller med hovedfoliasjonen i bergartene (Fig. 24a). I så fall er planstrukturen som

foldes av F1-folder relikvt primær lagning (S0). F1-foldene har akseplan som stryker Ø-V, og foldeakser som stuper slakt mot ØSØ (Fig. 24a). Det tilhørende akseplankløvet (S1) er tilnærmet horisontalt og sammenfallende med S1-foliasjonen, men varierer siden denne planstrukturen også er foldet, av yngre F2-folder. Slik refolding er observert ved et isoklinalt foldet (F1) metasandsteinslag (S0) som har S1-akseplan, og hvor S1 er foldet av F2-fold med akseplan (S2) som er tilnærmet vertikalt (Fig. 23c). F2-foldene er opprette, med steile akseplan (S2) som vergerer hovedsakelig mot S, men stedvis mot N, og tilnærmet horisontale foldeakser som stuper slakt hovedsakelig mot Ø (Fig. 24b). Akseplanfoliasjonen til F2-foldene sammenfaller med S2-foliasjonen beskrevet i forrige avsnitt.



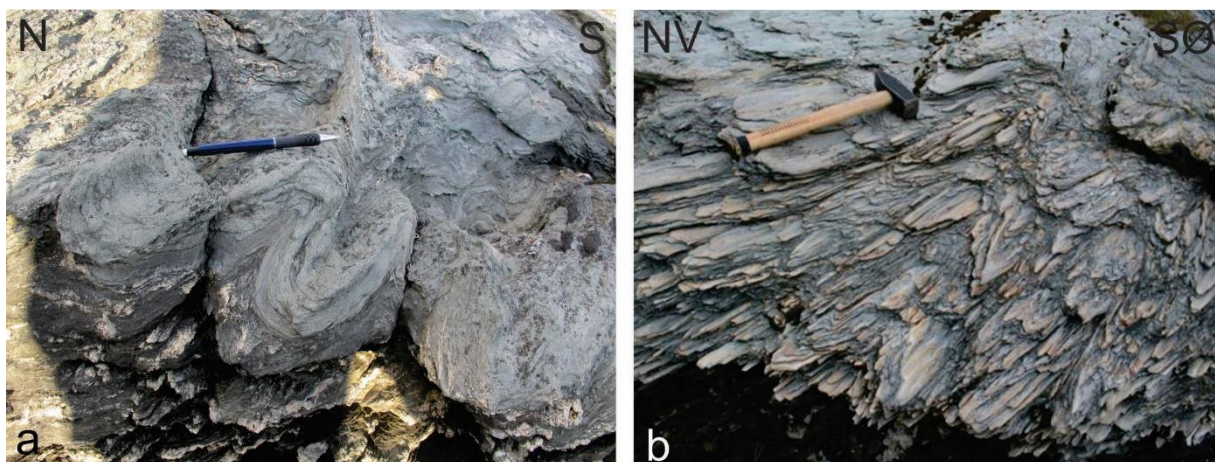
Figur 23. Feltfotografier som viser polyfase folder (F1 og F2) og relaterte planstrukturer i metasedimentære bergarter ved Skjåberget. a) Tett F1-fold med akseplan som faller slakt mot nord, og foldeakse som stuper slakt mot øst. b) Opprett F2-fold. c) Metasedimentære bergarter foldet i to faser, F1 og F2. Merk parasittfolder på oversiden og undersiden av akseplanet til det foldete metapsamittiske laget, henholdsvis Z- og S-folder, markert i rødt.

Flere steder påvises mindre asymmetriske folder på foldeflankene til større F1-folder (Fig. 23c), og slike folder har da typisk både Z-, S-, og M-form på henholdsvis flanker og i hengselssonen, og orientering av akse og akseplan som er subparallell til akseplanet til den større folden, som antyder at de er parasittfolder dannet samtidig som storfolden (Davis & Reynolds 1996).



Figur 24. Undre halvkule stereonett som viser akseplan og foldeakser (røde symboler) til folder ved Myra. a) Stereonett som viser akseplan til F1-folder plottet som storsirkler som stryker Ø-V og faller slakt mot S og N, med foldeakser markert i rødt som stuper hovedsakelig mot ØSØ. b) Stereonett som viser steile akseplan som faller mot S og N, til F2-folder, foldeakser plottet som røde symboler, som hovedsakelig stuper slakt mot Ø.

Småskala F2-folder er vanlig idet man nærmer seg kontakten til dioritten ved Myra (Fig. 20). Sterkt folierte metapelitter danner F2-folder som har skarpe foldehengsler, er asymmetriske, og vergerer hovedsakelig mot sør (Fig. 25). I konglomeratiske metapelitter med kluster av kvarts og feltspat er klastene strukket i retning F2-foldens akse (Fig. 25b), og danner lineasjoner med Ø-V-trend og slak stupning. Mindre F2-kinkfolder i metapelitter danner linjestrukturer (L2) langs F2-hengselsonene, som har trend Ø-V og slak stupning.



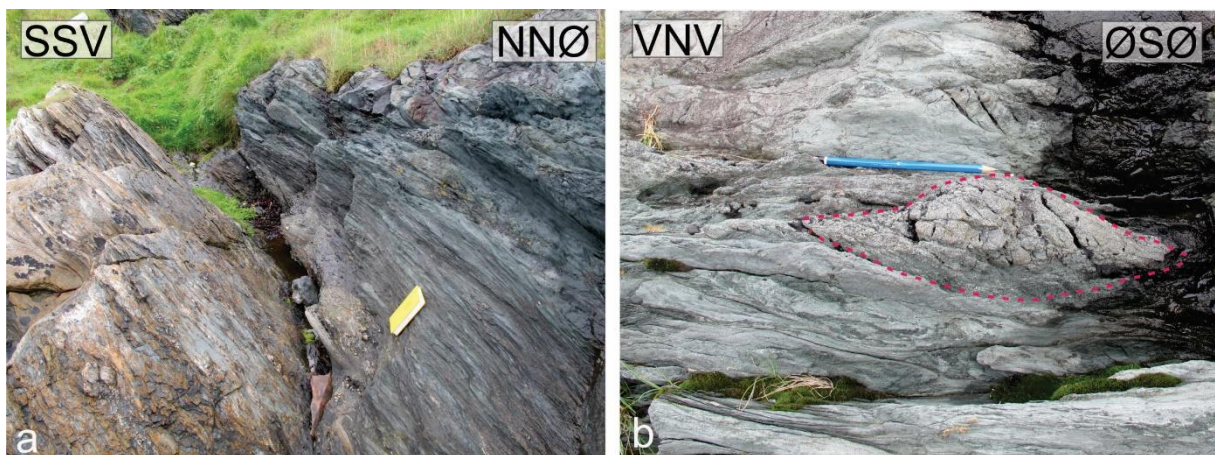
Figur 25. Feltfotografier som viser småskala F2-folder i de metapelittiske bergartene mot kontaktsonen mellom metasedimentære bergarter og dioritt ved Myra. a) Asymmetriske folder med skarp foldehengsel og bølgelengde på ca. 30 cm. b) Folder i konglomeratriske metapelitter hvor kluster av kvarts og feltspat er strukket i retning foldens akse.

2.4.3b Duktile skjærsoner og kinematikk

Mellom metapelitter og dioritt ved subområdet Skjåberget (Fig. 20) er det en sone med vekslende leirskifre, kalkholdige skifre, og linser og irregulære bånd av deformerte mafiske bergarter. Lengre øst ved Myra, både ved Skjåberget (Fig. 20) og Plosteren (Fig. 32), er det soner med sterkt folierte bergarter, folder, linser, og linjestrukturer. Slike soner som har høy grad av duktil deformasjon, deltolkes som duktile skjærsoner og vil bli nærmere beskrevet under.

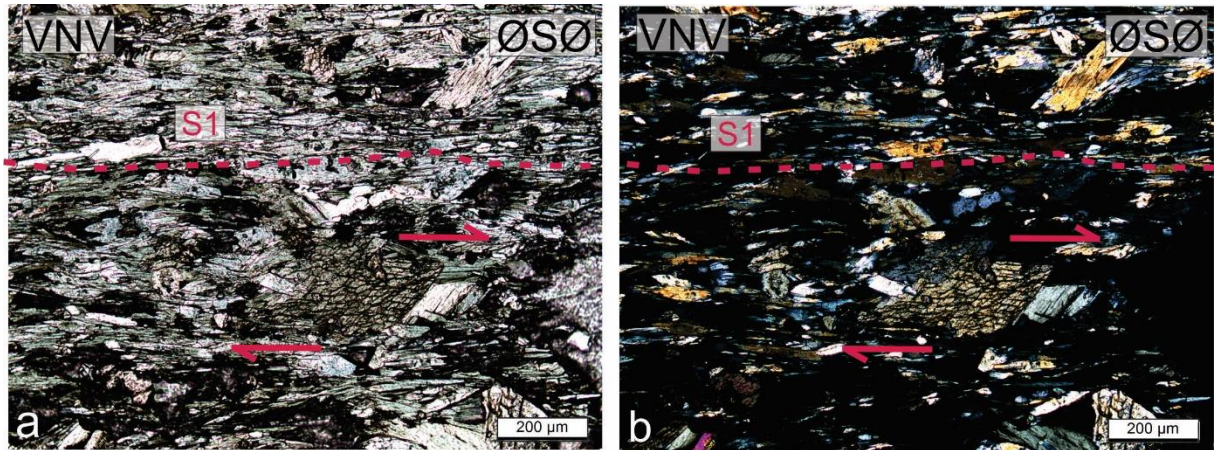
Skjåberget

Kontaktsonen mellom metapelitter og dioritt ved Skjåberget (Fig. 20) er omtrent 8 meter bred, med to utpregede områder med kompleks folding og ulike foliasjoner. Lengst vest i kontaktsonen er kropper av dioritt med metapelitter omkring dominert av den antatte hovedfoliasjonen (S1) som stryker ØSØ-VNV og faller moderat mot NNØ (Fig. 26a, Fig. 29). Bergartene har en grønnlig farge, og inneholder lysegrå, grovkornete, ca. 20 cm lange linser av dioritt som stryker ØSØ-VNV og som den folierte dioritten er dratt rundt (Fig. 26b). Langs halene til utdratte, grovkornete linser av dioritt er karbonat anrikt i retning foliasjonen, og danner sammen med linsene lineasjoner med ØSØ-VNV trend og slak stupning.



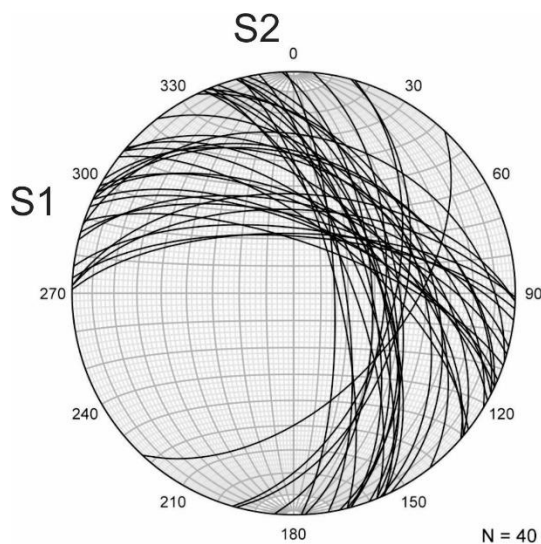
Figur 26. Feltfotografier fra området med S1-foliasjon som stryker NV-SØ og faller moderat mot NØ, innad kontaktsonen mellom metapelittiske bergarter og dioritt ved Myra. a) Skifrig dioritt med S1-foliasjon og finkorna, orientert tekstur, grønnlig på farge på grunn av høyt klorittinnhold. b) Lysegrå linse med grovkornig mafisk bergart med S1-foliasjonen dratt rundt.

Tynnslipestudier viser at det er finkornete klorittrike bergarter i kontaktsonen, hvor klorittmineralene ofte er avlange, parallelt orientert og dratt rundt større korn av amfibol (Fig. 27). De større kornene av amfibol i den finkornete matriksen opptrer som porfyroklaster, og disse har stedvis sigmoidal form og kan indikere bevegelsesretning langs foliasjonen (Fig. 28; kap. 3.4.3b).

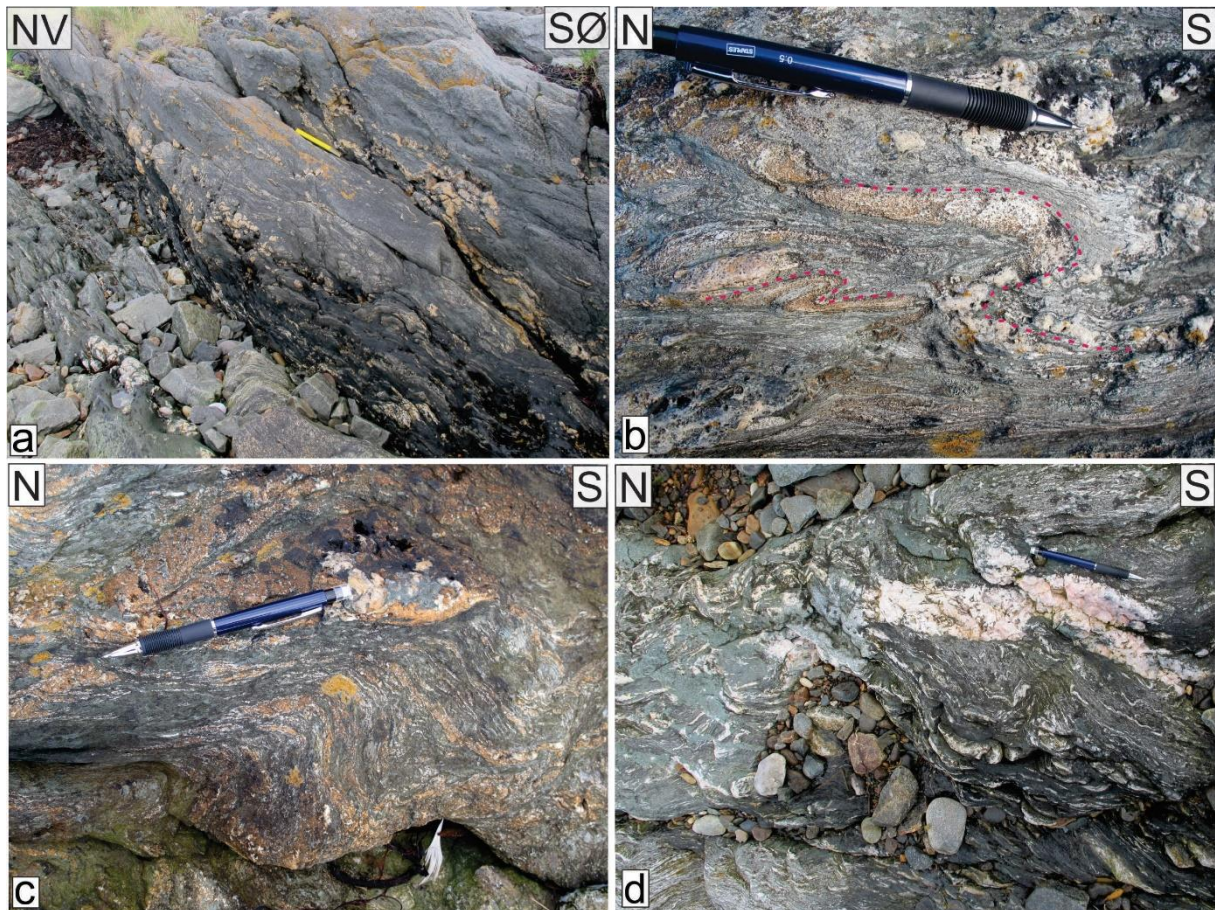


Figur 27. Tynnslipfotografier som viser finkornet matriks med avlange klorittmineraler parallelt med S1-foliasjonen og amfibolporfyrklast som indikerer bevegelsesretning, tatt i planpolarisert lys (venstre) og krysspolarisert lys (høyre).

Videre øst, bort fra kontakten til metapelittene, bøyes S1-foliasjonen mot N-S, og en annen foliasjon benevnt S2 blir dominerende i en sone som er omtrent 5 meter bred. S2-foliasjonen har en duktil tekstur, og stryker N-S og faller steilt mot V (Fig. 28, 29a). Det er utfelt kvarts og karbonat parallelt med foliasjonen (Fig. 29a, c, d), i tillegg viser tynnslipstudier karbonatårer som kutter foliasjonen. Småskala, duktile folder av lysere bergarter innad dioritten i denne sonen varierer fra tette og asymmetriske med vergens mot S (Fig. 29b, c), og noen med vergens mot N, til åpne konsentriske folder.

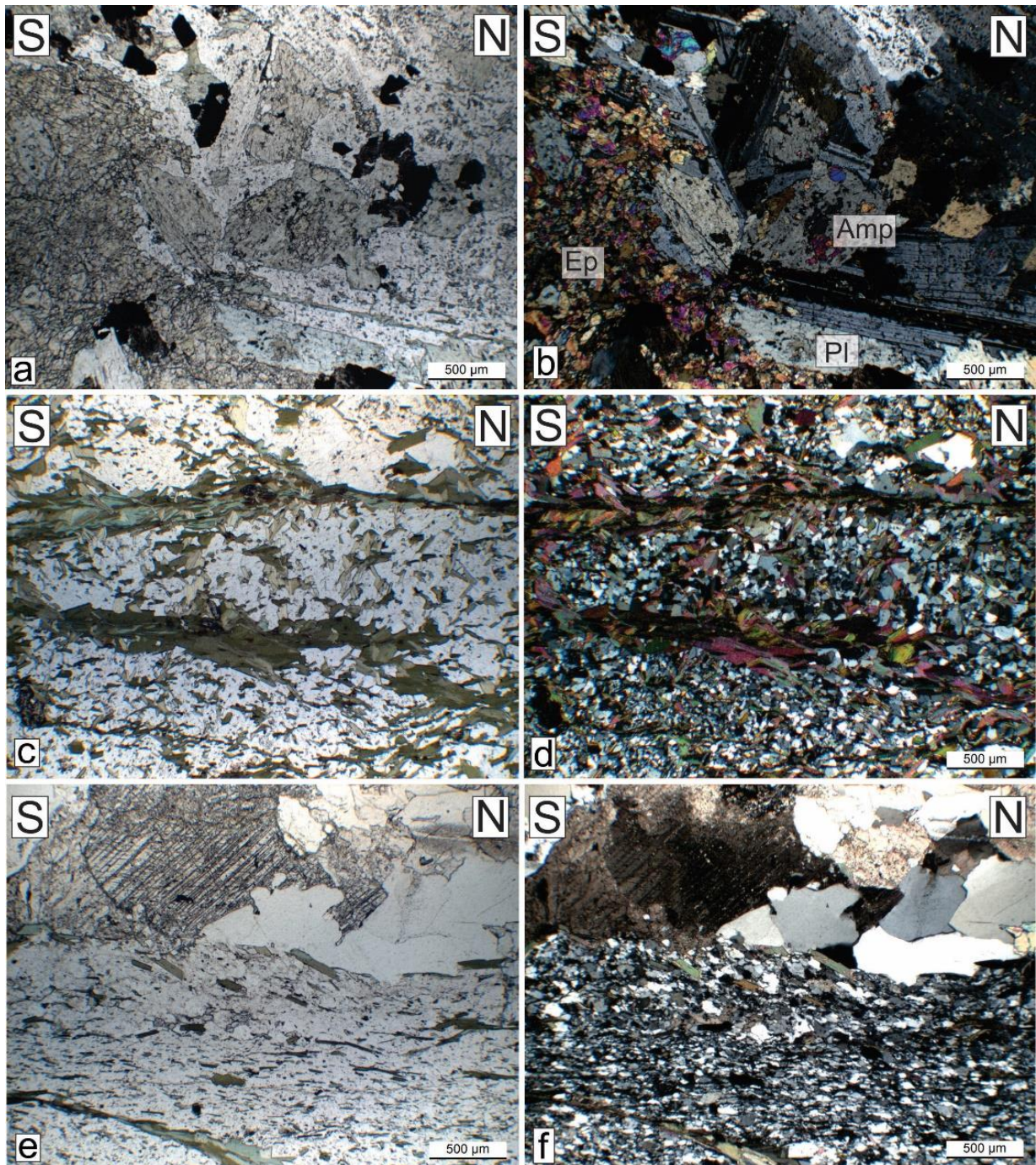


Figur 28. Undre halvkule stereonett som viser to soner med ulike foliasjoner, plottet som storsirkler, i dioritt ved Myra, benevnt S1- og S2-foliasjon.



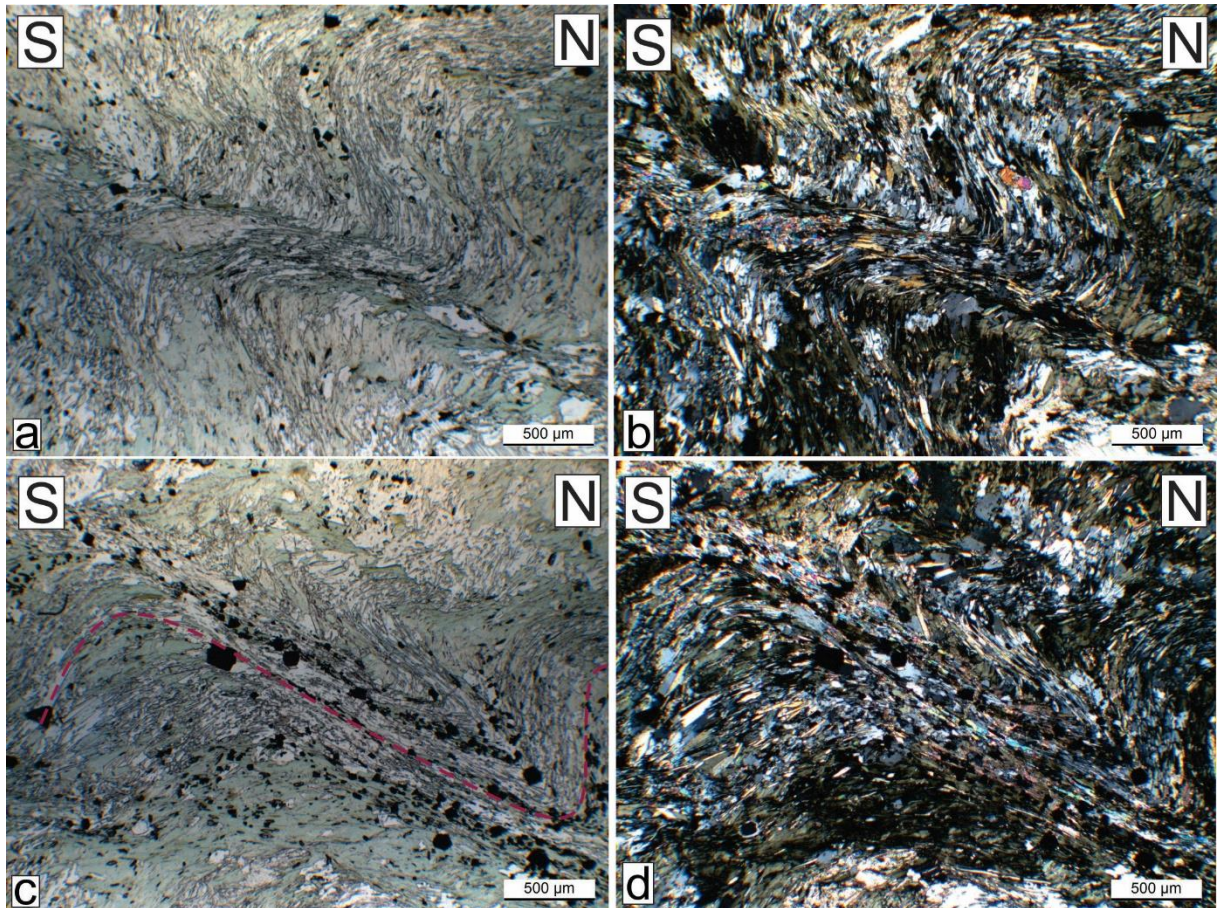
Figur 29. Feltfotografier som viser bergarter og interne strukturer i sonen med S2-foliasjon øst for kontakten til dioritten ved Myra. Merk oppkomsten av duktil foliasjon, folder og asymmetriske linser, og at S2-foliasjonen stryker N-S og faller mot Ø. a) Planfoliert metadioritt med kvartsårer langs foliasjonsplan. b) Tette asymmetriske folder i foliert metadioritt. c) Karbonatutfellinger parallelt med foliasjonen som begge er foldet. d) Kvartsutfellinger parallelt med foliasjonen, og en større åre med rosa kvarts som kuttet av den foldete foliasjonen.

Dioritt i utkanten av den deltolkede S2-skjærsonen har heterogranulær kornstørrelse fra middelskornet til finkornet krystallin (Fig. 30a, b). Krystallene er subhedrale, og middelskornet plagioklas og amfibol har inneslutninger av meget finkornet muskovitt og epidot. Nærmere senter av kontaktsonen viser tynnslipstudier en matriks av meget finkornet plagioklas, med avlange kloritt og amfibolmineraler som danner bånd orientert i retning av S2-foliasjonen (30e, f). Noen av amfibolmineralene har en randsone av kloritt, og det er også til stede klorittkorn med tilnærmet 56 og 124 graders kløv. Videre kan man i tynnslip observere planære soner med meget finkornet plagioklas orientert parallelt med S2-foliasjonen, adskilt av soner med middelskornet karbonat og kvarts, og stedvis kloritt og amfibol (Fig. 30e, f).

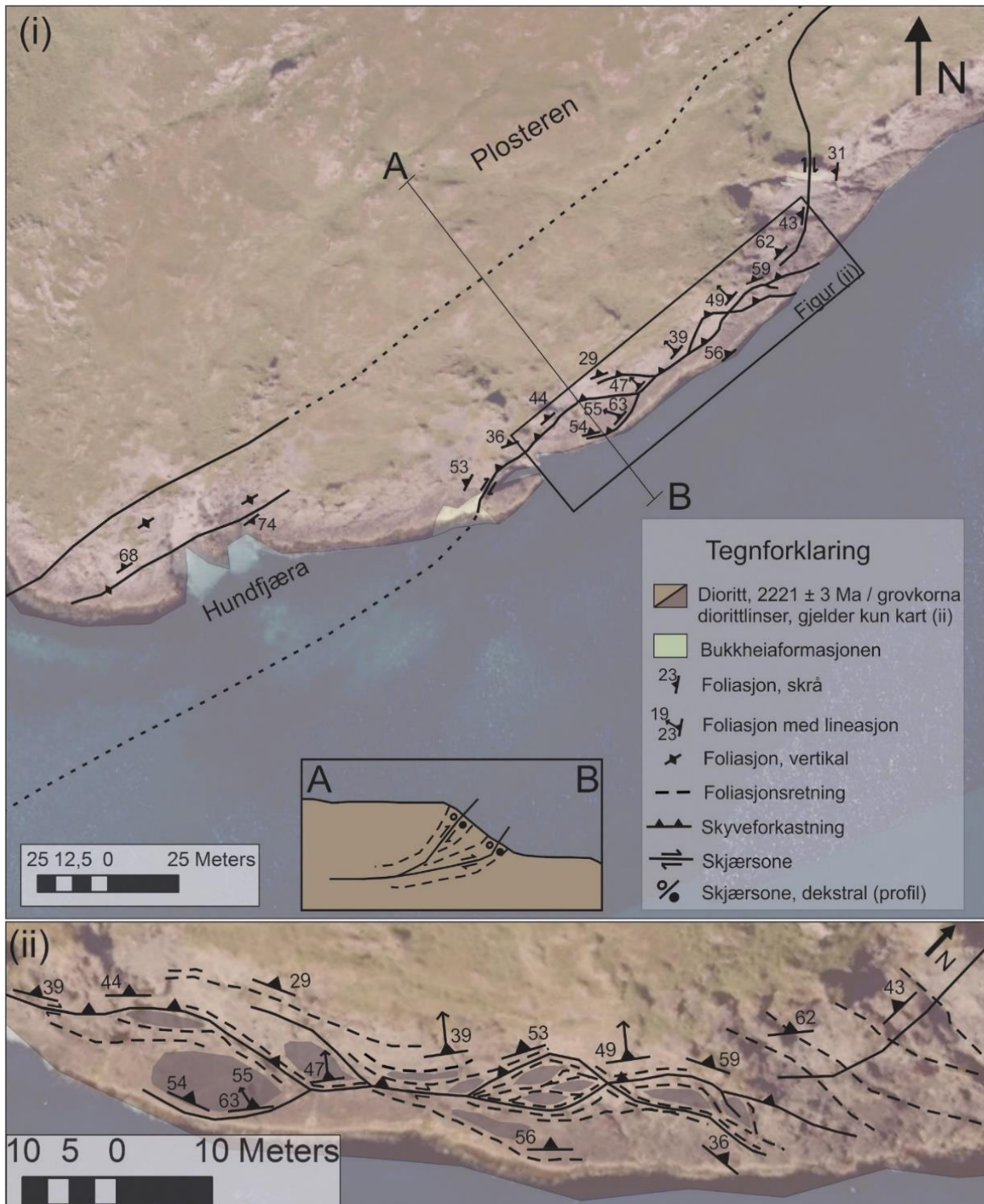


Figur 30. Tynnslipfotografier fra kontaktsonen mellom metapelitter og dioritt ved Skjåberget, Myra, tatt i planpolarisert lys (venstre) og krysspolarisert lys (høyre). a) & b) Middelskornet til finkornet plagioklas, amfibol og epidot med subhedrale krystaller med finkornige inneslutninger, muligens av muskovitt. c) & d) Finkornet matriks av plagioklas med avlange korn av amfibol og kloritt orientert i S2-foliasjonsretningen. e) & f) Sone med finkornet matriks av plagioklas som danner S2-foliasjon, ved en sone av middelskornet karbonat og kvarts. Kontakt mellom finkornig og middelskornig metadioritt, orientert parallelt med S2-foliasjonen.

Tynnslipstudier viser også mikroskala folder av det som er antatt å være S2-foliasjon (Fig. 31a, b), som er asymmetriske og vergerer mot sør. Foldene har mikroskala linjestrukturer langs foldeaksene, som er tilnærmet parallelt med S2-foliasjonssonen. Stedvis er det mikroskala forkastninger langs foldeflankene som kutter foldene (Fig. 31c, d).



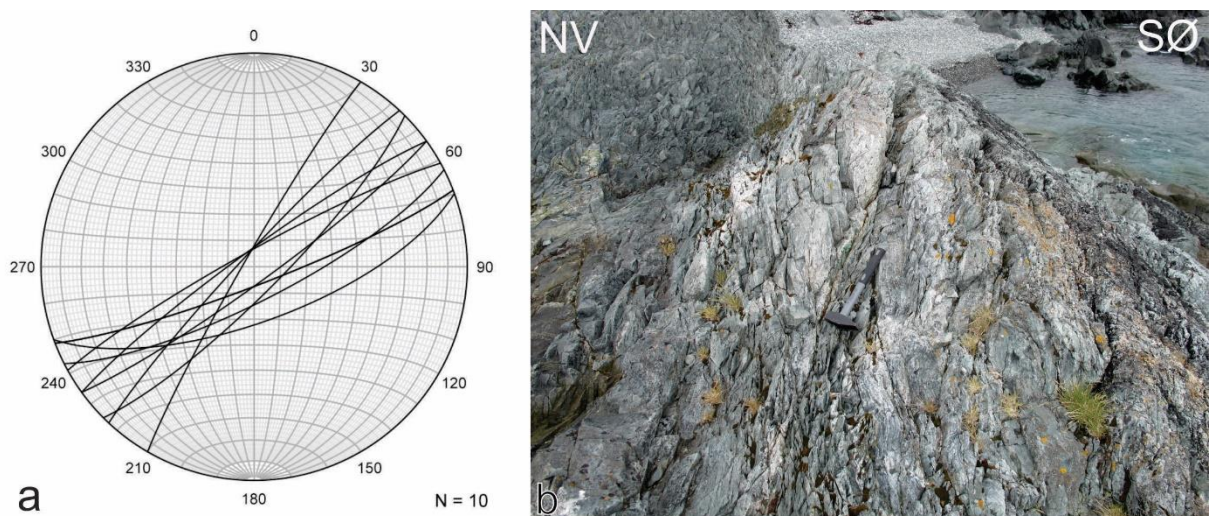
Figur 31. Tynnslipfotografier av mikrostrukturer i sonen med S_2 -foliasjon innad kontaktsonen mellom metapelittiske bergarter og metadioritt ved Myra, tatt i planpolarisert lys (venstre) og krysspolarisert lys (høyre). a) & b) S_2 -foliasjon foldet av tette kink/krenulasjonsfolder, med tilhørende krenulasjonskløv langs akseplanet. c) & d) Kinkfolder som viser tegn på duktil forskyvning langs foldeflanken.



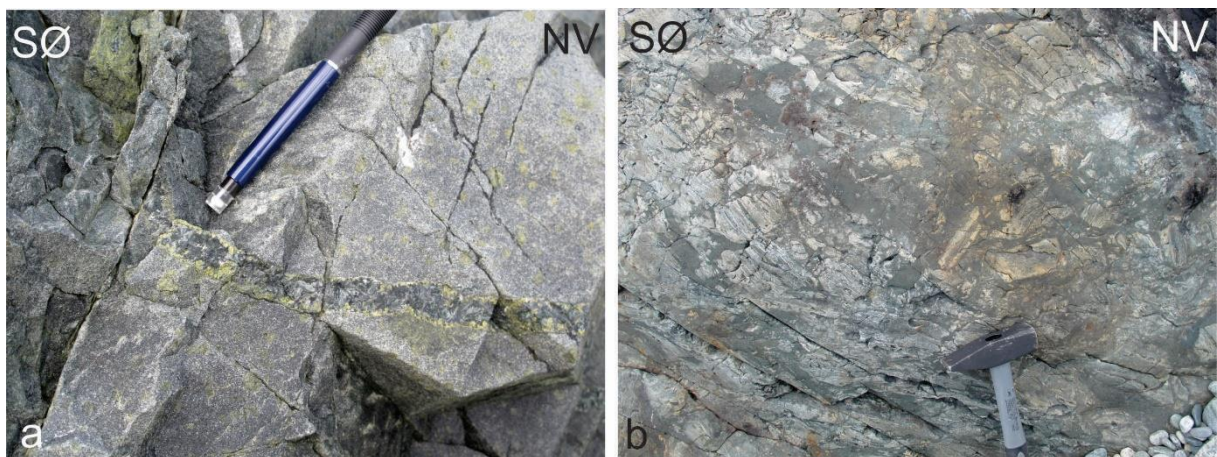
Figur 32. Geologisk kart (i) og skjematisk profil (A-B) over det som er tolket til å være en duktil skjærsoner ved Plosteren, Myra. Innrammingen om skjærsonen i kartet viser detaljkart (ii) over skjærsonen som er nederst i figuren.

Plosteren

Øst for kontaktsonen ved Myra, mot Plosteren (Fig. 7 og 32), er dioritten massiv, grovkorna og homogen, inntil en ca. 100 meter lang deformasjonssone framtrer tydelig i terrenget, og inneholder stedvis tett foliasjon, linjestrukturer, utfelte mineraler, sigmoidale linser, og folder (Fig. 32ii). Like vest for Plosteren, ved Hundfjæra (Fig. 32) er det lokalisert deformasjon karakterisert ved en steil foliasjon som stryker NØ-SV (Fig. 33a). Foliasjonsplanene består av kloritt, kvarts og epidot, i tillegg til er det kuttende årer av ca. 80 % aktinolit og 20 % epidot (Fig. 34a). Lokalt opptrer breksjer med kantete til rundete fragmenter av en hvit bergart, muligens albitt, i en finkornig, mørk matriks med duktilt mønster (Fig. 34b).



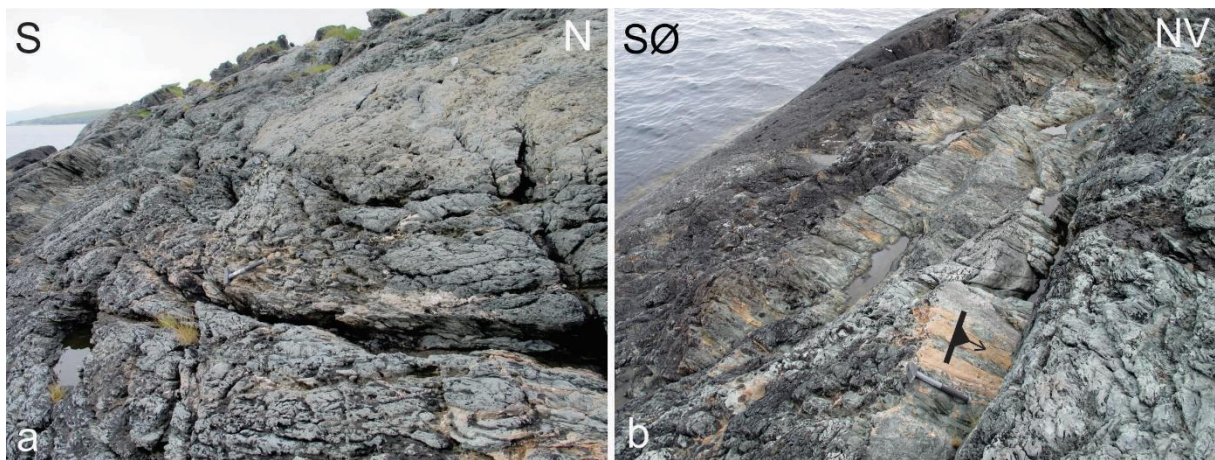
Figur 33. Deformasjonsone karakterisert av steil foliasjon som stryker NØ-SV, med utfelt kvarts og epidot, ved Hundfjæra, øst for Plosteren. a) Undre halvkule stereonett som viser den NØ-SV-strykende, steile foliasjonen plottet som storsirkler. b) Feltfotoграфи av deler av den folierte sonen, med utfelt epidot.



Figur 34. Innad den steile, folierte sonen er det utfelt sekundære mineraler og det er lokal opptreden av breksjer i finkornet matriks. a) Åre med aktinolit og epidot. b) Breksjer med kantete fragmenter av albitt i finkornig, mørk matriks med duktilt mønster.

Videre østover mot selve Plosteren er det kartlagt en betydelig duktil skjærsone i dioritten, som kan følges minst 100 meter langs strøket mot NØ, før den forsvinner i overdekning mot nord (Fig. 32). Denne sonen inneholder tett foliert finkorna dioritt i et irregulært mønster som går langs kysten mot NØ, med utfelt karbonat, linjestrukturer, linser av grovkorna dioritt, og linser av metasandstein (Fig. 32ii).

Den irregulære foliasjonssonen har et forgreinet mønster, med en foliasjon som stryker generelt NØ-SV, og faller fra 30-60° mot NV (Fig. 35, Fig. 37a). Langs foliasjonsplanene er det utfelt karbonat, og det er linjeformede strukturer av utstrakt karbonat som danner strekningslineasjoner, som stuper moderat mot NV og V (Fig. 35b, Fig. 37a).

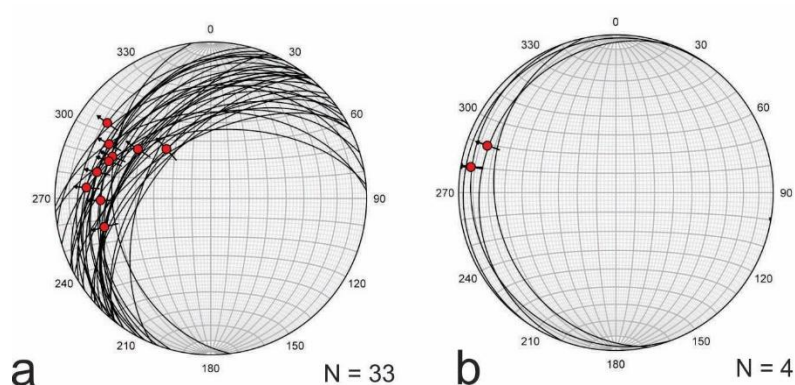


Figur 35. Feltfotografier som viser deformert dioritt ved Plosteren. a) Foliert dioritt som generelt stryker NØ-SV og faller moderat mot NV. Merk irregulær og mulig foldet foliasjon. b) Foliert dioritt med foliasjon som inneholder utstrakt karbonat som former strekningslineasjoner som stryker NØ-V og stuper moderat mot NV.

Bredden på den sterkt folierte sonen varierer, fra å være 10 cm til å bli 15 meter bred. I sørvest er den sterkt folierte, grønne sonen ca. 0.5 meter bred og ut i sjøen mellom en linseformig kropp av metasandstein (4 x 3 meter) og foliert dioritt (Fig. 36a). Østover blir sonen opp mot 15 meter bred, og det er stedvis et ca. 10 meter bredt system av meter-tykke, foliasjonsparallele klaster av grovkornet til middelskornet metasandstein (Fig. 36b, 36c, 37b). Klastene av metasandstein er arrangert som foliasjonsparallele linser i en såkalt en-echelon geometri (Olson & Pollard 1991), som lokalt danner mulige tette hengselssoner i isoklinalfoldete metasedimentære lag (Fig. 36c). Segregerte kvartskorn i sandsteinen danner strekningslineasjoner langs klastene, som stuper 10-20° mot vest (Fig. 37b).

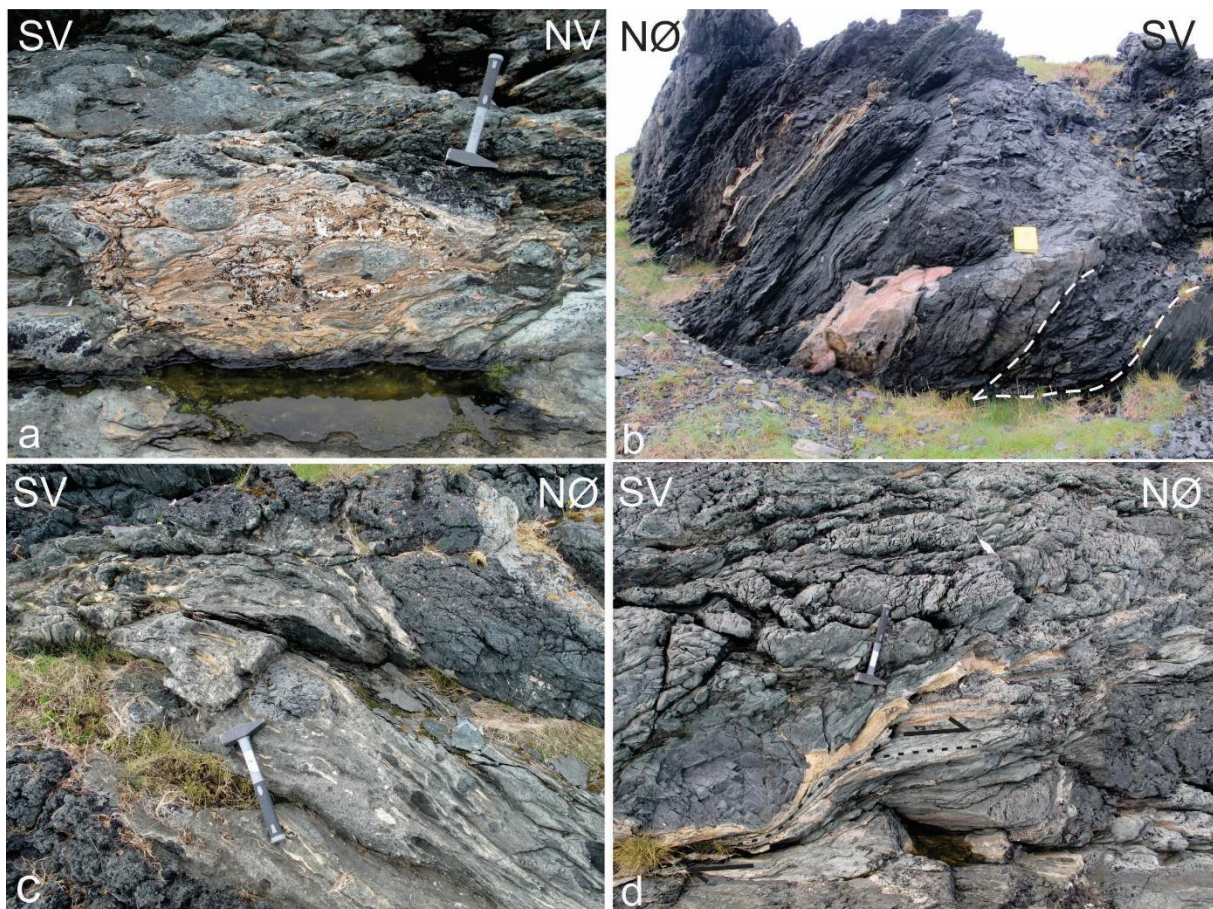


Figur 36. Feltfotografier som viser metasandstein innad sonen med sterkt foliert dioritt ved Plosteren. a) Sone med finkorna, grønnlig, tett foliert dioritt, mellom foliert grovkorna dioritt og metasandstein. b) Klaster av finkorna metasandstein i sterkt foliert, finkorna dioritt. c) Klaster av metasandstein arrangert foliasjonsparallelt i såkalt en-echelon geometri.



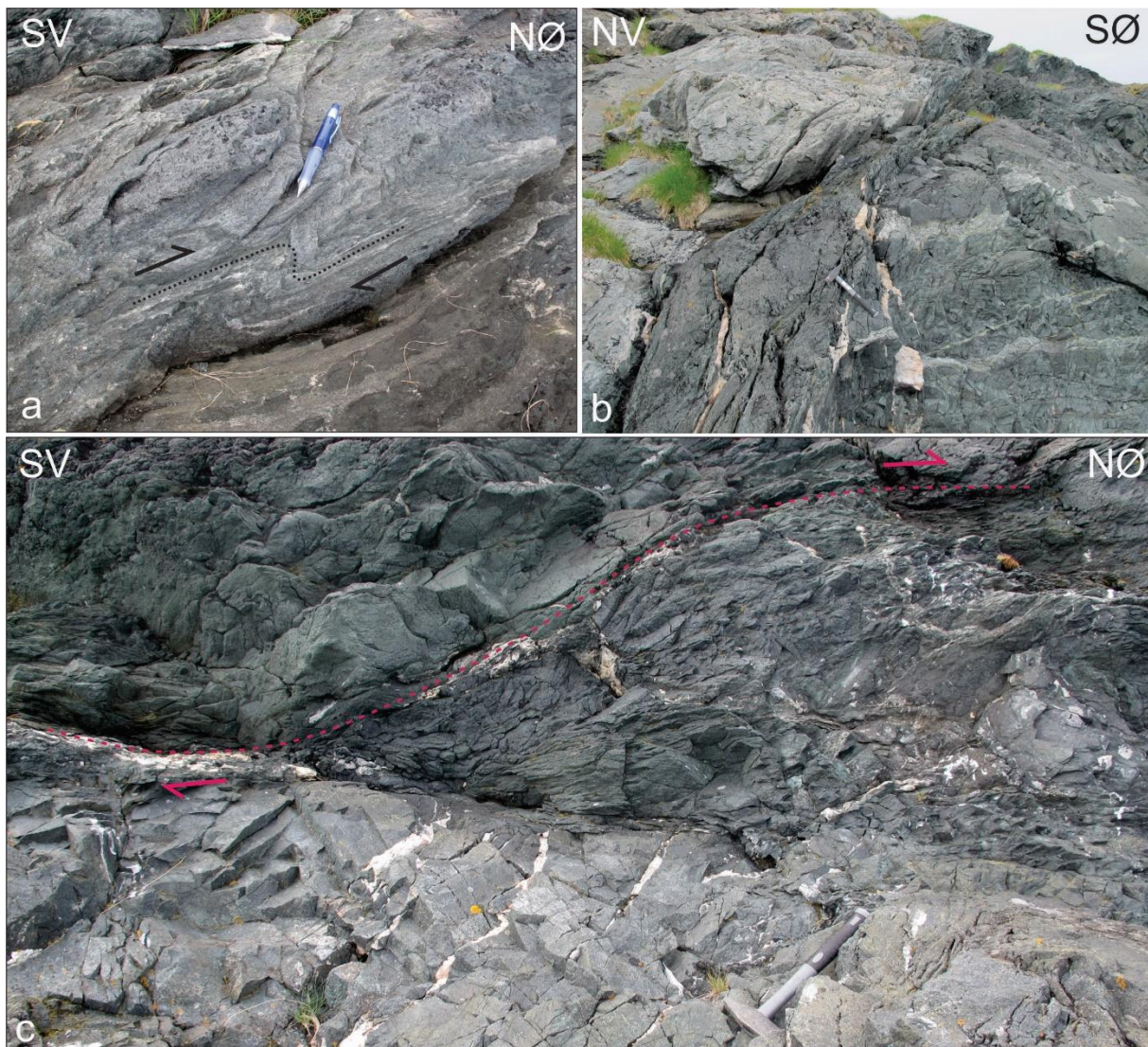
Figur 37. Undre halvkule stereonet som viser foliasjon i dioritt og orientering av metasedimentære sandsteinerklaster samt lineasjoner, i sonen ved Plosteren. a) Stereonett som viser foliasjon i dioritten som stryker NØ-SV og faller moderat mot NV plottet som storsirkler, og strekningslineasjoner av utstrakt karbonat som stryker mot NV og stuper moderat plottet som røde symboler og piler, innad sonen. b) Stereonett som viser metasedimentære sandsteinsklaster som stryker N-S plottet som storsirkler, og strekningslineasjoner som stuper slakt mot vest, plottet som røde symboler og piler.

Internt i den duktile deformasjonssonen ved Plosteren identifiseres både små og storskala linser og lag av massiv, grovkornet dioritt, omringet av tett foliert finkorna dioritt med mørkegrønn farge på grunn av høyt innhold av epidot og kloritt. Disse har lokalt mylonittisk tekstur med gulbrun, karbonatrik matriks som omgir klastene av dioritt (Fig. 38a). Langs foliasjonsplanene med dioritt er det ofte utfelt kvarts og karbonat (Fig. 38b-d). Stedvis opptrer meterstore, avlange, strukne linser av sekundær karbonat parallelt med foliasjonen (Fig. 38b). Andre strukturer som opptrer i den duktile skjærsonen er irregulære, disharmoniske og sigmoidale linser og boudinagestrukturer av duktilt deformert dioritt (Fig. 38a, d).



Figur 38. Feltfotografier som viser linser av grovkorna dioritt og kvarts/karbonat og foliert, finkorna dioritt, i duktil sone ved Plosteren. a) Diorittlinser omringet av tett foliasjon med sekundær karbonat. b) Strukne linser av karbonat innad tett foliert finkorna dioritt, og linse av grovere dioritt med sigmoidal form. c) Grovkornet dioritt med sone av finkornet dioritt med klaster av grovkornet dioritt og utstrakt karbonat i. d) Foliert, finkorna, grønnlig dioritt med utfelt karbonat og boudinage-lignende linse av mer massiv dioritt.

Stedvis er tynne bånd av karbonat duktilt foldet til tette folder (Fig. 39a), og foliasjonsplan med utfelt karbonat som er foldet til åpne folder (Fig. 39c). I tillegg til karbonat som følger foliasjonen, er det påvist at foliasjonen kutter årer med karbonat (Fig. 39b, c), som indikerer at slike karbonatårer er eldre enn den folierte sonen.



Figur 39. Feltfotografier fra Pløsteren. a) Duktig fold av karbonat i finkorna dioritt. b) Foliert sone med utfelt karbonat langs foliasjonen, som kutter årer av karbonat. c) Tett foliasjon i åpen fold med utfelt karbonat langs foliasjonen. Årer av karbonat under, arrangert en echelon, som kuttet av foliasjonen.

Videre nordøst fortsetter den sterkt folierte duktile sonen i kartbildet, vekk fra kysten og inn i overdekket terreng (Fig. 32). Ved Skjæran (Fig. 7) opptrer en smal <0.5 meter og opp til 1 meter bred foliert sone, som stryker NØ-SV og faller slakt til moderat mot NV, og hvor det er utfelt kvarts og karbonat langs foliasjonen (Fig. 40). Denne sonen kan følges et stykke videre mot NØ (Fig. 7), før den går ut i sjøen, men er ikke fokusert ytterligere på og vil ikke videre diskuteres.



Figur 40. Feltfotografi som viser foliert sone med bredde på <math><0.5</math> meter som stryker NØ-SV og faller slakt til moderat mot NV, og karbonat utfelt langs foliasjonsplanet, som stedvis opptrer mellom Plosteren og Fakkekeila.

3. Diskusjon

3.1 Innledning

I dette kapittelet vil det først bli gitt en kort oversikt over feltområdet geologi og strukturer. Siden vil petrografen ved Larstangen og Myra diskuteres. Mineralogiske og teksturelle endringer i bergartene som knyttes til deformasjonen av bergartene vil diskuteres senere i forbindelse med dannelsen av strukturer og kinematisk analyse i den strukturelle delen (kap. 3.4). Kinematisk analyse er tolkning av bevegelsene og bevegelsesmønstrene som har resultert i bergartsdeformasjonen (Davis et al. 2011), og det vil bli gjort en slik analyse basert på de geometriske beskrivelsene av strukturene i resultatkapittelet. Først vil dannelsen og utviklingen av de strukturgeologiske elementene i metasedimentære bergarter diskuteres, og siden vil fokus bli lagt på kontaktsonene mellom metasedimentære bergarter og dioritt, som er deltolket til å være duktile skjærsoner, ved de to hovedlokalitetene Larstangen og Myra. Sammenhengen mellom utviklingen av de strukturelle elementene og skjærsonene ved Larstangen og Myra vil bli diskutert. Basert på denne diskusjonen vil det bli foreslått en strukturell modell for deformasjonen i studieområdet.

Deformasjonsmønsteret vil sammenlignes med det man har ved Vikan-Fakkekeila nord for studieområdet og mot Skipsfjorddekket i midtre og nordlige deler av Vanna (jfr. Fig. 4). Til slutt vil resultatene bli sett i en regional sammenheng, og resultatene sammenlignet med svekofennisk deformasjon i tilgrensede områder av Vest-Troms gneisregionen.

3.2 Oversikt over områdets geologi og strukturer

De metasedimentære bergartene i feltområdet er tolket til å være metasandsteiner og metapelitter, som lokalt er svært kalkholdig, og de petrografiske tolkningene (kap. 3.3) samsvarer med tidligere beskrivelser av Bukkheiaformasjons øvre del bestående av leirstein og kvarts- og karbonatrike sandstein og siltstein (Binns et al. 1981; Johansen 1987; Bergh et al. 2007). Metasandsteinene/metapelittene er intrudert av dioritt datert til 2221 ± 3 Ma (Bergh et al. 2007), tolket som en intrusiv *sill* som er begrenset til Bukkheiaformasjonen (Binns et al. 1980; Johansen 1987; Bergh et al. 2007). I tillegg er den skråstilte kontakten mellom den stratigrafisk underliggende Tinnvatnformasjonen og den overliggende Bukkheiaformasjonen kartlagt ved Vikan (Fig. 6), som en delvis tektonisert avsetningskontakt (Binns et al. 1981; Pettersen 2007), og Bukkheiaformasjonen går stratigrafisk oppover mot sør (Bergh et al. 2007),

som støtter en tolkning av at de metasedimentære bergartene eksponert i feltområdet tilhører øvre del av Bukkheiaformasjonen.

Ved Larstangen er det metasandsteiner med primær lagdeling synlig, mens de samme bergartene ved Myra er mer duktilt deformert og har kun foliasjon som synlig planstruktur. De metasedimentære bergartene viser flere sett folder og følgende akseplankløv og det kan antydes at det finnes både storskala og småskala folder og duktile skjærsoner i området (kap. 2.4). Ved Larstangen er kontaktsonen mellom dioritt og metasandsteiner NØ-SV-rettet, og faller moderat mot NV, i likhet med en deformert sone innad dioritten ved sublokaliteten Plosteren, mens kontaktsonen ved Skjåberget er orientert VNV-ØSØ. Begge kontaktsonene, samt den deformerte sonen ved Plosteren, viser preg av duktil deformasjon og antyder derfor eksistensen av skjærsoner som kan ha sammenheng med foldene (Kap. 2.4.2b, 2.4.3b; jfr. Bergh et al. 2007). Dette vil bli diskutert nærmere i de neste kapitlene.

3.3 Diskusjon av petrografi

Metasedimentære bergarter ved Larstangen veksler mellom grovkornete og finkornete godt rundete kvarts- og feltspatkorn i en glimmermatriks, og danner karakteristiske mørke og lyse bånd, som gjør at det er tolket til å være metasandsteiner med stedvis bevart primær lagdeling. En slik tolkning er i tråd med tidligere oppfatninger av bergartene i Vannagruppen (Binns et al. 1980; Johansen 1987; Bergh et al. 2007). Andre steder er ikke den primære lagdelingen bevart, og bergarten er mer foliert, noe som indikerer at den er duktilt deformert i skjærsoner (se kap. 3.4.2b). Ved Myra opptrer metasedimentære bergarter ved subområdet Skjåberget, og i vest mot Kvitnesstranda (Fig. 7) er det vekslende lag av mediumkornet til fin- og veldig finkornet, godt rundete sandkorn av kvarts og feltspat, som er tolket til å være metasandsteiner. Østover er det vekslende mellom metasandsteiner, og skifrige lag med godt rundete kvarts og feltspatkorn i silt- og leirstørrelse i matriks av mulig glimmer, som er tolket til å være metapelitter.

Dioritten ved Larstangen og Myra er massiv og grovkornet, med subhedrale tilfeldig orienterte korn, som indikerer en primærmagmatisk tekstur og dannelse som en intrusiv/vulkansk mafisk bergart (jfr. Best 2013). I dioritten er det stedvis grønne linser fra knyttnevestørrelse opp til 0.5 meter lang, med ca. 80 % epidot, som kan indikere en omvandling av plagioklas til epidot, som er vanlig for grønnskiferfacies metamorfose (Bucher & Grapes 2011). I tillegg er det i håndstykke synlige fenokrystaller av plagioklas med inneslutninger av epidotkrystaller, som tyder på en metamorf omvandlingsprosess kalt saussurittisering, som er en hydrotermal

omvandling av plagioklas (jfr. Ferry 1979). Dioritten viser dermed tegn på å ha blitt metamorfisert ved lavere grads grønnskiferfacies, men variasjonene indikerer at denne omvandlingen har skjedd lokalt. Dioritt i kontaktsonene til metasandsteiner/metapelitter vil diskuteres i kap. 3.4.1b og 3.4.2b.

Videre nordøst fra Myra og til Fakkekeila (Fig. 7) består halvøya av dioritt som stedvis inneholder områder med større og mindre linser av kvarts-feltspatiske bergarter, spesielt ved Plosteren (kap. 2.4.3b), som trolig er metasandstein (jfr. Knudsen 2007).

3.4 Diskusjon av strukturgeologi

3.4.1 Larstangen

3.4.1a Strukturelementer

Metasandsteiner ved Larstangen er tolket å inneholde primær lagdeling, S0, som stryker N-S og faller ca. 30° mot vest (Fig. 13a). Foliasjon i samme bergart, S1, har samme strøk og fall som den primære lagdelingen sør i kartbildet (Fig. 12), men ved Kvitnesfjæra lengre nord, varierer foliasjonen mellom å stryke NØ-SV med fall mot NV, og å stryke NV-SØ med fall mot SV. Denne variasjonen i strøk og fall er tolket som resultat av til dels åpen, storskala folding (jfr. Ramsay & Huber 1987). Basert på de tolkede foldeflankene er det konstruert akseplan som stryker VNV-ØSØ, og foldeakser med trend mot VNV som stuper slakt (Fig. 14a). Akseplanene er tolket til å være subvertikale, hvilket betyr at foldene er opprette og tilnærmet symmetriske (jfr. Ramsay & Huber 1987). S1-foliasjonen sør for Kvitnesfjæra, som ikke er foldet (Fig. 12), kuttes av det som er deltolket til å være en duktil skjærsoner i kontaktsonen mellom metasandsteiner og dioritt ved Larstangen. Denne kontaktsonen bøyes mot ØNØ i nord og fortsetter ut i sjøen (Fig. 12). På lagplan og folierte plan er det linjestrukturer som er tolket til å være strekningslineasjoner (L1; Passchier & Trouw 2005) som har trend mot NV, V, og SV, og stuper mellom 10-30° (Fig. 13c). Denne typen lineasjoner gir informasjon om bevegelse og deformasjon i bergarter (Cloos 1946), spesielt hvis de er knyttet til skjærsoner. De observerte lineasjonene tolkes som strekningslineasjoner dannet ved tektonisk strekning/skjærbevegelse (jfr. Shackleton & Ries 1984). Basert på at L1-lineasjonene er plassert på lagplan og foliasjonsplan til metasandsteiner som ikke viser tegn til annen deformasjon, tolkes de å være dannet samtidig med S1-foliasjonen.

De tolkede strekningslineasjonene internt i S1-foliasjonsplan er eldre enn de antatte åpne foldene i området ved Kvitnesfjæra, fordi de har trend mot både S, V, og NV, og er foldet

sammen med foliasjonen (Fig. 14b), som i dag er skråstilt med fall mot NV og SV. Dataene indikerer at strekningslineasjonene er L1-lineasjoner dannet sammen med S1-foliasjonen ved kompresjon tilnærmet Ø-V-retning (topp-mot-ØSØ bevegelse) og at bevegelsesplanene siden er blitt foldet sammen med foliasjonen. Basert på foldenes geometri og relative alder tolkes de å være F2-folder dannet som resultat av kompresjon i NNV-SSØ retningen.

3.4.1b Duktile skjærsoner og kinematikk

Kontaktsonen mellom metasandsteiner og dioritt ved Larstangen er skarp i sør og utvikler seg nordover til å bli en ca. 5 meter bred sone av vekslende mafiske og felsiske litologier (kap. 2.4.2b), og er kartlagt helt til den forsvinner ut i sjøen mot NØ (Fig. 12). Bergartene i kontaktsonen skiller seg fra de omkringliggende metasandsteinene og dioritt, med at det har skjedd en mineralogisk og teksturell endring i bergartene i kontaktsonen (Fig. 15; Fig. 17). Blant annet finner man i kontaktsonen sigmoidale linser, lineasjoner og tett mylonittisk foliasjon. Kontaktsonen er derfor tolket til å være en duktil skjærsoner, definert som en sone hvor deformasjonen er tydelig høyere enn i omkringliggende bergarter (jfr. Ramsay 1980; Fossen & Cavalante 2017). I det følgende vil det bli diskutert hvilken type skjærsoner det er snakk om, og hvilken type kinematikk den indikerer.

De sterkt folierte bergartene i skjærsonen har NØ-SV-strøk og faller 30-50° mot NV (Fig. 16). Langs foliasjonsplan av metasandstein i kontaktsonen er det linjestrukturer av avlange kvarts og feltspat tolket til å være strekningslineasjoner orientert i streknings/skjærretningen (Passchier & Trouw 2005), som har trend mot V og NV, og stuper med 30-40°. Strekningslineasjoner blir brukt i strukturelle analyser til å bestemme typen (revers, side, normal) og bevegelsesretningen i duktile skjærsoner, med antagelse om at strekningslineasjoner dannes i retningen av tektonisk bevegelse ved simpelt skjær (Berthé et al. 1979; Simpson & Schmid 1983). Basert på de kinematiske dataene (kap. 2.4.2b) er kontakten mellom metasandstein og dioritt ved Larstangen tolket til å være en duktil revers/skyvesone som indikerer dannelse ved NV-SØ-rettet forkortning.

Lengre nord hvor kontaktsonen er bredere, er det i dioritten desimetertykke linser av epidot som kan skyldes retrograd metamorfose og/eller hydrotermal omvandling av plagioklas (jfr. Ferry 1979). En slik tolkning støttes av at liknende epidotlinser påvist ved Viken er tolket å være hydrotermale (Knudsen 2007). Epidotlinsene er orientert parallelt med kontaktsonen (NØ-SV), er asymmetriske og har en sigmoidal form som foliasjonen i kontaktsonen bøyer seg rundt. Slike formforandringer skjer ofte når mer kompetente, for eksempel lagdelte bergarter blir deformert i en duktil skjærsoner (Ramsay 1980). En annen mulighet er derfor at de sigmoidale

linsene tolkes å være sandsteinslag som ble transportert inn i skjærsonen, som er blitt hydrotermalt omvandlet til epidot ved prograd metamorfose. At sandstein er transportert inn i dioritt i skjærsoner er påvist andre steder i feltområdet, som ved Plosteren (kap. 2.4.3b), og er derfor ikke usannsynlig. Orienteringsdata for epidotlinsene (Fig. 15c) indikerer destral bevegelsesretning topp-mot-NØ.

Dioritt i kontaktsonen skiller seg fra udeformert dioritt, som er massiv, grovkornet og tolket til å ha en fanerittisk primærmagmatisk tekstur (jfr. Best 2013). Dioritt i kanten av kontaktsonen består av middelskornet plagioklas og finkornet amfibol og kloritt (Fig. 17a, b), og er dermed heterogranulær. Middelskornet plagioklas har inneslutninger av finkornet epidot, som tyder på saussurittisering (jfr. Ferry 1979). Plagioklas som er delvis omdannet til epidot indikerer lavere grads metamorfose (Bucher & Grapes 2011). Tynnslipstudier viser dioritt med ca. 50 % kloritt i kontaktsonen, sammenliknet med aksessorisk kloritt i dioritt utfør kontaktsonen. Det er sannsynlig at amfibol har blitt omdannet til kloritt, som er typisk for mafiske intrusiver som har gjennomgått metamorfose ved grønnskiferfacies (Bucher & Frey 2002). Videre viser tynnslipstudier av dioritt i kontaktsonen teksturer med en meget finkornet matriks av foliasjonsparell plagioklas og kloritt, samt opptreden av større korn av kloritt og amfibol (Fig. 17c-f). Basert på mengde finkornet matriks i forhold til større mineraler kan dioritt i kontaktsonen klassifiseres som proto-mylonitt (<50 % finkornet matriks), mylonitt (50-90 % finkornet matriks), og ultramylonitt (>90 % finkornet matriks; jfr. Trouw et al. 2009). Mylonitt er et strukturelt navn på duktilt deformerte bergarter, som ofte er finkornet og har linseformet foliasjon med ulik mengde porfyroklaster og matriks (Bell & Etheridge 1973; Berthé et al. 1979; Bell & Hammond 1984; Passchier & Trouw 2005). Mylonittisk tekstur dannes vanligvis i soner med intens formforandring som i duktile skjærsoner (White et al. 1980; Lister & Snoke 1984; Davis & Reynolds 1996). I prøver med stor mengde finkornet matriks (>90 %) som derfor tolkes til å være ultramylonitter, dannes mylonittisk foliasjon, som er definert av finkornige, avlange, korn med foretrukket orientering (Passchier & Trouw 2005) parallelt med kontaktsonen (S1-foliasjon; Fig. 17e, f).

Den mylonittiske foliasjonen er stedvis kuttet av småskala folder (Fig. 18a), som basert på skarpe foldehengsler tolkes til å være kinkbånd (jfr. Dewey 1965; Cobbold et al. 1971), som typisk dannes ved lav grønnskiferfacies (Simpson 1985). Noen steder er skjærbåndkløv til stede, hvor skjærbånd (C-plan) kutter foliasjonen (S-plan) med lav vinkel (Fig. 18b), tolket som såkalt S-C-tekstur, som er blant de mest nyttige indikatorene for å bestemme skjærretning i

duktile skjærsoner (Lister & Snoke 1984). Vinkelrelasjonen mellom skjærbåndene og S1-foliasjonen indikerer en dekstral bevegelse med topp-mot-NØ.

Den folierte dioritten i kontaktsonen er også lokalt kuttet av sprø sprekkesoner, hvor det er komplekse mineraliseringer av adular, pyritt, epidot, kvarts, hematitt og halitt. Siden sprekkene kutter foliasjonen i kontaktsonen og er sprø, er de tolket til å være dannet ved en senere hendelse ved mindre dyp og lavere temperatur enn den semiduktile skjærsonen. Fordi mineraliseringene er lokalisert i de sprø sprekkesonene er de tolket til å være sekundære i forhold til de duktile bevegelsene i kontaktsonen, og kan ha blitt dannet ved en senere hendelse med kanalisert fluidsirkulasjon i en eksisterende skjærson. Fysiske gradienter mellom duktilt og et mer sprøtt regime, sørger typisk for lokaliserte fluidstrømmer fra større dyp og inn i de sekundære, sprø strukturerne (Eisenlohr et al. 1989). En mulig tolkning er at den duktile skjærsonen kontrollerte senere injeksjon og kanaliserte sirkulasjon av fluider inni den duktile skjærsonen. Sekundære utfellinger av epidot, samt mineralutfellinger av adular, pyritt, kvarts og karbonat, kan støtte opp under sistnevnte tolkning. Det er også påvist mulig halitt med kubisk krystallform i slike sprekkesoner, noe som antyder at fluidene med utfelt halitt kan stamme fra havvann som har injisert kontaktsonen i forbindelse med sprekkedannelsen.

Oppsummert, basert på metamorfose i form av endring i kornstørrelse, rekryllisering, neomineralisering, og teksturell forandring av bergartene i kontaktsonen i forhold til bergartene utenfor, i tillegg til strukturelementer som mylonittisk foliasjon, lineasjoner, og asymmetriske linser knyttet til kontaktsonen, er denne tolket til å være tektonisk, og en semiduktil S1-skjærson (jfr. Ramsay 1980; Fossen & Cavalante 2017). Bredden på skjærsonen endrer seg, fra smal i sør til 5 meter bred i nord, noen steder er linser synlig mens andre steder er bergartene svært skifrig og ingen linser er synlig. Teksturen til bergartene innad skjærsonen veksler fra proto-mylonittisk, til mylonittisk og ultramylonittisk, og indikerer varierende grad av formforandring i skjærsonen, både langs sonen og på tvers. Skjærsoner kan involvere tredimensjonale kombinasjoner av koaksial og ikke-koaksial deformasjon (Sanderson & Marchini 1984; Tikoff & Greene 1997), og det at formforandlingsgeometrien i en skjærson varierer langs skjærretningen eller transportretningen i en skjærson er ikke uvanlig (Strine & Wojtal 2004). Tolkede kinematiske data fra feltområdet indikerer dannelse av skjærsonen ved NV-SØ-forkortning i sørlig del, og i nordlig del en kombinasjon av NV-SØ-forkortning og dekstral skyvebevegelse med topp-mot-NØ. Den nordlige delen av skjærsonen ved Larstangen er derfor tolket til å vise transpresjon, som er skjær med horisontal forkortning på tvers av

skjærsonen (NV-SØ) og vertikal forlengelse langs skjærplanet (jfr. Sanderson & Marchini 1984; Dewey et al. 1998), og viser en skrå skyvebevegelse mot NØ.

3.4.2 Myra

3.4.2a Strukturelementer

Ved subområdet Skjåberget ved Myra (Fig. 20) opptrer metasandsteiner og metapelittiske bergarter som er sterkt skifrig og uten synlig primær lagdeling, i motsetning til i metasandsteiner ved Larstangen. Den dominerende S1-foliasjonen stryker hovedsakelig Ø-V, stedvis N-S, og faller slakt mot både N, Ø, og S (Fig. 21b). Foliasjonsplanene inneholder også her linjestrukturer tolket til å være strekningslineasjoner (L1; Passchier & Trouw 2009), som stuper slakt mot både N, Ø, og S (Fig. 21b). At foliasjonen faller vekselvis både mot N, Ø og S, og at strekningslineasjonene er spredt, kan indikere at hele blotningen er del av et større antiform-synform foldesystem. S1-foliasjonen ved Skjåberget er kuttet av moderat til steilt fallende sekundære kløvplan, S2, som stryker Ø-V subparallelt med strøket til S1-foliasjonen (Fig. 22), og sammen danner kløven og foliasjonen to planstrukturer som gjør at metapelitter spaltes opp i blyantformede fragmenter, benevnt, og tolket som blyantkløv (jfr. Reks & Gray 1982).

Det er flere typer og antatt ulike aldersgenerasjoner med folder i metasedimentære bergarter ved Skjåberget (kap. 2.4.3). De antatt eldste F1-foldene er tette til isoklinale, med foldeakser som stuper slakt mot ØSØ, og akseplan som stryker Ø-V og faller slakt mot N og S (Fig. 24a), som sammenfaller med S1-hovedfoliasjonen, noe som indikerer at F1-foldene er liggende folder (jfr. Ramsay & Huber 1987). At akseplanene sammenfaller med hovedfoliasjonen indikerer at F1-foldene har dannet hovedfoliasjonen som akseplanfoliasjon, mens planstrukturen som foldes av F1-foldene og lokalt er bevart i hengselssonene, er reliket primær lagdeling (S0). Akseplankløven (S1) er slakt fallende, men varierer siden denne planstrukturen også er foldet av yngre F2-folder (Fig. 41). F2-foldene er opprette med foldeakser som stuper slakt mot Ø, og steilt fallende akseplankløv (S2) som stryker Ø-V, og faller mot S, stedvis mot N (Fig. 24b; Fig. 41). F2-foldene har skarpe foldehengsler, er asymmetriske, og har rette foldeflanker, og tolkes derfor til å være kink-folder, som er vanlig i folierte metapelittiske bergarter som leirskifre, og er asymmetriske grunnet en kort foldeflanke som kobler to lengre foldeflanker sammen og danner kinkbånd langs akseplanet (Ramsay & Huber 2002). Det er stedvis påvist linjestrukturer (L2) som definerer foldehengslene til småskala F2-folder, og dermed tolket til å være krenulasjonskløv (jfr. Davis & Reynolds 1996), med Ø-V-trend og slak stupning. I tillegg er det kluster av kvarts strukket i retning av småskala F2-folders akse som

danner linjestrukturer som stuper slakt mot Ø, som også er tolket til å være L2-strekningslineasjoner.

Ved Skjåberget er det kartlagt småskala asymmetriske folder som varierer i geometri med hvor de opptrer på foldeflankene til større folder (Fig. 23c). Typisk er Z-, S-, og M-form på henholdsvis flanker og i hengselssonen til F1-folder, hvor orienteringen av akse og akseplan er subparallel med den større foldens akse og akseplan, antyder dannelse som parasitt folder samtidig med storfolden (jfr. Davis & Reynolds 1996). Denne type foldestruktur kan ha blitt til ved at det først har vært horisontal lagparallel forkortning, benevnt bukling (Ramberg 1964), som har ledet til småskala symmetriske folder og siden har det tykkere laget blitt foldet og har gjennomgått *flexural slip* bevegelse slik at de småskala symmetriske foldene ble til asymmetriske folder som vergerer mot den storskala foldens foldehengsel (Davis & Reynolds 1996).

3.4.2b Duktile skjærsoner og kinematikk

Ved de to sublokalitetene ved Myra, henholdsvis Skjåberget og Plosteren (Fig. 7), er det soner som viser høy grad av duktil deformasjon, med tett foliasjon, folder, linser og linjestrukturer, som er deltolket som duktile skjærsoner (Kap. 2.4.3b). Disse vil bli nærmere diskutert i det følgende.

Skjåberget

Kontaktsonen mellom metapelitter og dioritt ved Skjåberget er omtrent 8 meter bred, med vekslende litologier, linser, og irregulære bånd av deformerte, mafiske bergarter (kap. 2.4.3b). Bergartene er sterkt folierte, og kontaktsonen inneholder kropper av dioritt med metapelitter omkring dominert av den antatte hovedfoliasjonen S1, som stryker ØSØ-VNV og faller moderat mot NNØ, parallelt med kontakten (Fig. 26a). Her er dioritten finkornet og grønn på farge, med 20 cm lange linser av grovkornet dioritt. Langs halene til utdratte diorittlinser er karbonat anrikt i retning foliasjonen, som tolkes som strekningslineasjoner (Passchier & Trouw 2009) med som trender i ØSØ-VNV-retning stuper slakt, og indikerer dermed skyvebevegelse i denne retningen.

Tynnslipstudier viser en meget finkornet matriks av elongert, orientert kloritt (Fig. 27), som tolkes til å være ultramylonitter (jfr. Passchier & Trouw 2005), som danner mylonittisk foliasjon parallelt med S1-foliasjonen. Den mylonittiske foliasjonen bøyer seg rundt amfibolporfyroklaster med sigmoidal form (Fig. 27). Kloritter har en hardhet på 2-2.5, og amfiboler har en hardhet på 5-6 på Mohs skala (Deer et al. 2013), og i mylonitter i duktile skjærsoner er det vanlig at mineraler som er hardere enn matriksen blir porfyroklaster (White

et al. 1980). Amfibolporfyroklastene kan derfor brukes som indikator for å bestemme skjærretning, og her indikerer de en dekstral bevegelse med topp-mot-ØSØ, i kontaktsonen mellom metapelitter og dioritt ved Skjåberget.

Videre østover i dioritten, og bort fra kontakten til metapelittene, dreier strøket i S1-foliasjonen mot N-S orientering og blir parallelt med en steil, duktil skjærsoner med samme strøk og steilt fall mot øst (Fig. 20, Fig. 28; Kap. 2.4.3). Siden S1-foliasjonen bøyes inn mot denne sonen, tolkes den å være yngre i forhold til S1, og at avbøyningen representerer duktil draging, benevnt dragfolding (Ramberg 1963). Fordi skjærsonen tolkes å være yngre enn S1-foliasjonen er den i resultatkapittelet benevnt S2, men nord for feltområdet i området Vikan-Fakkodden (Fig. 6) er det liknende steile duktile skjærsoner med strøk NNØ-SSV tolket til å være S3-skjærsoner (Knudsen 2007; Bergh et al. 2007), som kan indikere at nevnte S2-skjærsoner egentlig er en S3-skjærsoner. At skjærsonen har strøk NNØ-SSV impliserer forkortning i ØSØ-VNV-retning, som ikke samstemmer med N-S-forkortningen det er tolket til at F2-foldene ved Skjåberget er dannet av (Kap. 3.4.3a), støtter også en tolkning av at denne skjærsonen ikke er S2, og derfor tolkes den til å være S3 og vil bli kalt det videre.

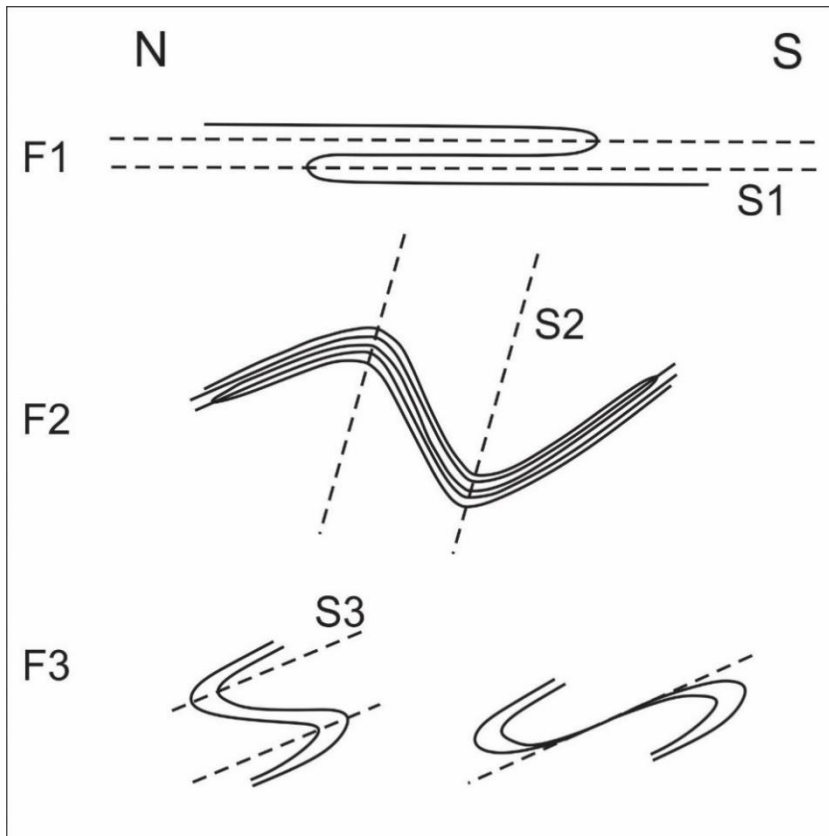
Langs S3-foliasjonsplanene er det utfelt kvarts og karbonat, i tillegg viser tynnslip karbonatårer som kutter foliasjonen. Det er vanlig at sirkulasjon av fluider i skjærsoner danner synkinematiske årer, og disse kan føre til økt formforandring da kvarts og karbonat er mindre resistent enn mineralene i de omkringliggende bergartene, og fordi de i utgangspunktet er mindre deformert og derfor lettere å deformere (Davis & Reynolds 1996). Karbonatårene som følger foliasjonen er derfor trolig dannet samtidig som skjærsonen, mens de som kutter foliasjonen tolkes til å være dannet av sirkulerende fluider ved en senere hendelse.

Det er også observert småskala asymmetriske folder i denne S3-sonen, som vergerer hovedsakelig mot sør, men også mot nord (Fig. 29b, c). Asymmetriske folder kan brukes som kinematiske indikatorer (Simpson & Schmid 1983; Choukroune, 1987), men siden folder dannes på mange ulike måter og ved ulike prosesser, og ved ulik type og grad av strain, kan skjærsoner vise folder med begge typer vergens (Bell 1978; Bell & Hammond 1984; Carreras et al. 2005), og bør derfor brukes og tolkes forsiktig.

Dioritt i utkanten av kontaktsonen har heterogranulær kornstørrelse, med middelskornet plagioklas og amfibol som har inneslutninger av meget finkornet muskovitt og epidot (Fig. 30a, b), som kan være resultat av saussurittisering (Ferry 1979), og finkornet kloritt. Den endrede kornstørrelsen fra den grovkornete dioritten utenfor kontaktsonen, samt saussurittisering, tyder

på en begynnende duktil deformasjon. Lengre inn i kontaktsonen viser tynnslipstudier amfibolmineraler med kloritt i randsonen, som kan tyde på en omvandling av amfibol til kloritt, og videre er det klorittkorn med 56 og 124 graders kløv som er typisk for amfiboler (Deer et al. 2013), og derfor videre støtter en tolkning av at amfibol er omdannet til kloritt, som er grønskiferfacies metamorfose (Bucher & Grapes 2011). Stedvis er kloritt og amfibol elongert og danner bånd som er orientert parallelt med S3-foliasjonstreningen (Fig. 30c, d). Tynnslipstudier viser videre soner >90 % meget finkornet matriks av plagioklas (Fig. 30e, f), som tolkes til å være ultramylonitter (jfr. Trouw et al. 2009), som danner foliasjon parallelt med S3-foliasjonen. Disse sonene av ultramylonitter veksler med soner av middelskornet kvarts, karbonat, kloritt, og amfibol. En slik forandring i kornstørrelser indikerer en brå overgang i formforandring (strain), som er vanlig i mylonittiske bergarter (Bell & Hammond 1984).

I tynnslip er det observert at den mylonittiske S3-foliasjonen er foldet av tette F3-skjærfolder (Fig. 31; Fig. 41), som har akseplan tilnærmet parallell med S3-mylonittfoliasjonen, som tolkes til å være skjærfolder (jfr. Bell & Hammond 1984). F3-foldene er tette, asymmetriske, og vergerer mot sør, og indikerer derfor at de liknende foldene observert i felt også er folder av den mylonittiske foliasjonen (Fig. 29b, c). Denne typen av tolkede skjærfolder er den vanligste typen folder i mange mylonittsoner (Rhodes & Gayer 1977; Bell 1978; Williams 1978; Bell & Hammond 1984). Tynnslipstudier viser at det langs foldeaksene til F3-folder opptrer linjestrukturer tolket som krenulasjonskløv (jfr. Gray 1979), og stedvis er det forskyvning langs foldeflankene til F3-foldene, som er parallelt med akseplankløven (Fig. 31c, d). F3-foldene kan indikere en NNØ-SSV skyveretning med topp-mot-NNØ.



Figur 41. Skjematisk fremstilling av observerte og tolkede foldefaser (F1-F3) og relaterte planstrukturer (S1-S3) i studieområdet. (1) Først ble isoklinale til tette folder (F1) med horisontale akseplan og tilhørende akseplankløv, S1, dannet. (2) De tette liggende F1-foldene har blitt refoldet av opprette, asymmetriske, kinkfolder, F2, og dannet steilt akseplankløv, S2, som faller steilt mot sør. (3) I en S3-skjærsone som kutter S1-foliasjonen, har mylonittisk S3-foliasjon blitt dannet som stryker NNØ-SSV, og denne foliasjonen har blitt foldet til F3-folder.

Plosteren

Ved Plosteren er det internt i den ellers massive dioritten i området flere soner med kloritt-epidot-skifre som opptrer i et irregulært mønster, samt linjestrukturer, utfelte mineraler, sigmoidale linser, og folder, som er deltolket til å være en duktil skjærsone (kap. 2.4.3b). Øst og vest for denne sonen er det grovkornet, massiv dioritt, mens innad er det en blanding av grovkornet og finkornet dioritt, og det er lokalt internt kartlagt metasedimentære lag og linseformige klaster av metasandstein.

Vest for Plosteren, ved Hundfjæra (Fig. 32), er det lokalisert deformasjon karakterisert ved en steil foliasjon som stryker NØ-SV. Foliasjonsplanene består av kloritt, kvarts, og epidot, trolig et resultat av omvandling av amfibol og plagioklas i dioritten initiert ved sirkulasjon av hydrotermale fluider i skjærsonen (jfr. Gibson et al. 1983; Essaifi et al. 2004; Morad et al. 2010). Kuttende årer med ca. 80 % aktinolit kan ha blitt dannet ved en senere hendelse, hvor fluidsirkulasjon har ledet til metasomatisme og rekrystallasjon av amfibolrike årer (jfr. Wilshire et al. 1980; Ionov & Hofmann 1995). Lokalt opptrer breksjer med kantete til rundete

fragmenter i en finkornet, mørk matriks som viser et duktilt mønster (Fig. 34b). Fragmentenes form antyder at de kan være sprø forkastningsbreksjer, kataklasitt (jfr. Sibson 1977), mens et alternativ er at de semi-duktil, hydrotermale injeksjonsbreksjer, som liknende breksjer ved Vikan er tolket til å være (Knudsen 2007).

Videre østover er det en kartlagt en større duktil skjærsoner i en ellers massiv dioritt (Fig. 32), som består av en tett foliert, finkornet sone som stryker NØ-SV, og faller moderat mot NV (Fig. 37a), og som ved å dele seg i mindre soner for så å møtes igjen danner et irregulært mønster, med linser av grovkornet dioritt mellom sonene (Fig. 32 ii). De tett folierte sonene består av meget finkornet kloritt og epidot, og tolkes derfor til å være mylonitter (jfr. Trouw et al. 2009). Langs foliasjonsplanene er det utfelt karbonat i linser og bånd, som er utstrakt og danner tydelige strekningslineasjoner (Fig. 35b) (jfr. Passchier & Trouw 2005), hvor noen av strekningslineasjonene stuper moderat mot NV, og indikerer henholdsvis reversbevegelse med topp-mot-SØ, mens andre strekningslineasjoner står skrått på foliasjonsplanet, stuper slakt mot vest og indikerer dermed en skrå skyvebevegelse med topp-mot-Ø.

Bredden på den duktile skjærsonen ved Plosteren (Fig. 32) varierer, fra mindre enn 1 meter til ca. 15-20 meter. Den sterkt folierte sonen er ca. 0.5 meter bred i sørvest, hvor den går ut i sjøen mellom en kropp av metasandstein og dioritt, og den tolkes å kunne knyttes til skjærsonen ved Larstangen. Lengre øst er sonen 15 meter bred, og inneholder et 10 meter bredt system av meter-tykke, foliasjonsparallelle klaster og lokalt kontinuerlige lag/enheter av metasandstein (jfr. Knudsen 2007), som er arrangert i en en-echelon geometri (jfr. Olson & Pollard 1991). Lokalt danner disse mulige tette hengselssoner i isoklinale metasedimentære lag (Fig. 36c). En slik tolkning av lokalt bevarte relikte sandsteinslag internt i dioritten, antyder at de er xenolitter av sidebergartene i Vannagruppen, som først ble revet med under intrusjonen av dioritten (jfr. Bergh et al. 2007; Knudsen 2007), og senere er deformert sammen med dioritten. Dannelse av en skjærsoner krever konsentrasjon av formforandring i en relativt smal sone, og hvor skjærsoner dannes avhenger av reologiske forskjeller i berggrunnen og tektonisk stress (Brown & Solar 1998), derfor kan den reologiske forskjellen mellom metasandstein og dioritt være grunnen til at skjærsonen synlig ved Plosteren er utviklet nettopp der hvor det er bevart interne klaster av metasandstein. Det underbygger også at sonen med lokalisert duktil deformasjon var kontrollert av svakhetssoner metasandsteinene kan ha utgjort i dioritten. Konsentrasjon av skjær i slike svakhetssoner impliserer lokal styrkereduksjon (softening) i forhold til bergartene utenfor skjærsonen (White et al. 1980), som kan forekomme ved reduksjon i kornstørrelse, kornrotasjon, dannelse av nye mineraler som deformerer lettere enn de opprinnelige

mineralene, sirkulasjon av fluider, og/eller hvis bergartene i skjærsonen har høyere temperatur enn omkringliggende bergarter grunnet skjærvarme (White et al. 1980; Pavlis 1986).

Internt i skjærsonen er det også små og storskala linser og lag av grovkornet dioritt, omringet av de mer grønnfargete kloritt-epidotskifrene (Fig. 38), som har mylonittisk tekstur og dermed kan tolkes som fyllonitter (jfr. O'Hara 1988). En gulbrun karbonatrik matriks omgir klastene av dioritt, som tyder på softening på grunn av injeksjon av fluider. Deformert, finkornet dioritt opptrer også i mulige boudinage-strukturer (Fig. 38a) hvor boudinene har en lengde på ca. 20 cm, er innsnevret i endene, fullstendig avsnørt og indikerer forkortning vinkelrett på XZ-skjærplan og strekning/duktilt skjær i NØ-SV-retning (jfr. Ramberg 1955; Smith 1977). Stedvis opptrer større linser av karbonat, som er strakt ut parallelt med foliasjonen, og indikerer skjærbevegelser topp-mot-SØ (Fig. 38b).

Kinematiske indikatorer i form av tette, asymmetriske, duktile folder av tynne karbonatlag i dioritt, med vergens mot NØ (Fig. 39b), og foliasjonsplan med utfelt karbonat som danner sigmoidale former (Fig. 39c), indikerer en dekstral bevegelsesretning i skjærsonen med topp-mot-NØ. I tillegg til å være karbonat utfelt langs med foliasjonen, kutter foliasjonen karbonatårer som er arrangert en echelon og stryker NØ, og dermed står skrått på foliasjonen som de kuttes av (Fig. 39c). Disse strukturene kan muligens forklares ved at sprekkene er dannet av kompresjon i NV-SØ-retning, og siden blitt rotert ved dekstrale skjærbevegelser som også har dannet de sigmoidale formene i boudinerte deler av dioritten, lik foldene i metasedimentære bergartene ved Skjåberget og Kvitnesfjæra, samt tette mer duktile F1-folder i skjærsonene.

Oppsummert, er det i det som er tolket å være en duktil skjærson ved Plosteren, tett foliasjon som stryker NØ-SV, og faller moderat mot NV, som danner et irregulært mønster omkring grovkornete diorittlinser (Fig. 32ii). Langs foliasjonsplanene er det strekningslineasjoner som super moderat mot NV og indikerer en revers skyvebevegelse med topp-mot-SØ, og strekningslineasjoner som står skrått på foliasjonsplanet, som stuper moderat mot V, og indikerer en skrå skyvebevegelse med topp-mot-Ø. Tette isoklinale, duktile folder med vergens mot NØ, og sigmoidale former av folierte lag og karbonat indikerer en dekstral bevegelsesretning med topp-mot-NØ, mens boudinagestrukturer indikerer strekning i NØ-SV-retning. De ulike kinematiske indikatorene ved Plosteren sett sammen, indikerer en tredimensjonal, ikke-koaksial, formforandring, som en respons på skrå forkortningsbevegelse (jfr. Dewey et al. 1998). Skjærsonen ved Plosteren er derfor tolket til å vise transpresjon (jfr. Sanderson & Marchini 1984; Dewey et al. 1998).

Skjærsonen ved Plosteren kan sees i sammenheng med skjærsonen ved Larstangen. Tolkede kinematiske data fra Larstangen indikerer dannelse av skjærsonen ved NV-SØ-forkortning i sørlig del av skjærsonen, og en skrå skyvebevegelse mot NØ i nordlig del av skjærsonen. Ved Plosteren er det snakk om en duktil skyvesone hvor skjærbevegelsen var skrå og dermed dekstral på strøket. I tillegg er det dokumentert strukturer som indikerer både horisontal (NV-SØ rettet) og vertikal forkortning på tvers av skjærsonen (boudinage-strukturer), og duktil strekning og tektonisk transport mot SØ langs skjærplanet. Dette samsvarer med tolkninger av transpresjon ved kombinasjon av henholdsvis simple shear og pure shear (jfr. Sanderson & Marchini 1984; Dewey et al. 1998). Likheten i kinematisk karakter på de to studerte skjærsonene ved Larstangen og Plosteren støtter tolkningen om at de er deler av samme skjærsonene (S1) og henger sammen i strøkretningen (Fig. 42). Noe som skiller de to skjærsonene, er at skjærsonen ved Larstangen er i kontaktsonen mellom dioritt og metasandstein, mens skjærsonen ved Plosteren er i dioritt. Det er imidlertid klaster av metasandstein i skjærsonen ved Plosteren, tolket til å være xenolitter fra Vannagruppen dratt inn i dioritt da den intruderte (jfr. Bergh et al. 2007; Knudsen 2007), og den reologiske forskjellen mellom metasandstein og dioritt ha påvirket at skjærsonen ble dannet her.

3.5 Strukturer og relativ alder

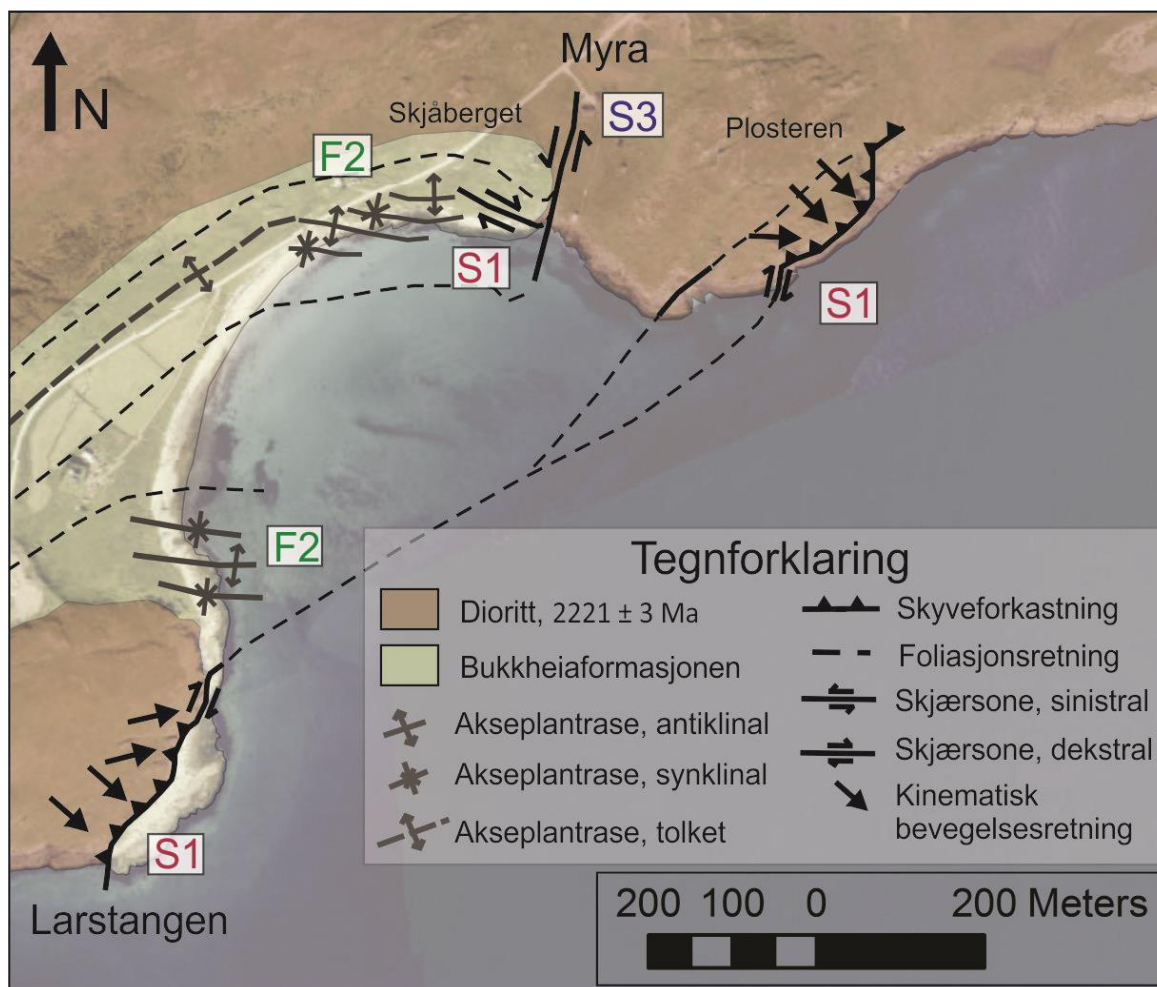
Det er i denne oppgaven kartlagt og beskrevet deformasjonsstrukturer i de metasedimentære bergartene og dioritten ved Larstangen og Skjåberget-Myra-Plosteren. Strukturene er beskrevet, analysert og tolket i kapittel 2 og 3. I dette delkapittelet vil noen av de viktigste strukturene og tolkningen av dem bli oppsummert med hensyn til deres relative aldere.

De eldste strukturene i området er S1-skjærsoner og tette til isoklinale F1-folder som opptrer internt i S1 foliasjonen, det vil si parallelt med primære lag (S0) i sandsteinene, noe som støtter at de er de eldste strukturene. Ved Larstangen er metasandsteinene skråstilt og delvis overpreget av S1-foliasjonen som også er parallelt med S0. S1-skjærsonen lokalisert til den opprinnelige intrusive kontaktsonen mellom metasandsteiner og dioritt, som nå stryker NØ-SV og faller mot nordvest (Fig. 42), noe som viser at S1-foliasjonen ble dannet tidlig, langs S0 og den intrusive kontakten. Ved Skjåberget er primære lag i metasandsteiner og metapelitter foldet til liggende, isoklinale F1-folder med tilhørende S1-akseplanfoliasjon som har varierende fall som skyldes F2-folding, noe som støtter at F2-foldene er yngre. Kontaktsonen mellom metapelitter og dioritt ved Skjåberget er tolket som en tilsvarende S1-skjærsoner parallelt med S1-foliasjonen i metapelittene, og dannet samtidig med F1-foldene. Internt i dioritten ved Plosteren, som

inneholder transponerte metasansteinsklaster, er det kartlagt en større duktil S1-skjærsone (Fig. 42). Basert på lik kinematikk og plassering i kartbildet (Fig. 42, kap. 3.4.2a & 3.4.2b) er S1-skjærsonen ved Plosteren tolket å være korrelert med skjærsonen ved Larstangen.

S1-foliasjonen i metasandsteiner og metapelitter ved Larstangen og Skjåberget er foldet av F2-folder, som er opprette og lokalt asymmetriske med vergens mot sør. Ved Skjåvika er det påvist liggende, isoklinale F1-foldet som er refoldet av F2-folder, som har foldeakser med trend Ø-V og slak stupning. På foldete S1-foliasjonsplan er det L1-strekningslineasjoner som trender i ulike retninger, noe som støtter at F2-foldene er yngre. Dette underbygger den relative alderen mellom F1- og F2- folder, og relaterte planstrukturer.

De yngste strukturene i feltområdet tolket til å være en S3-skjærsone i dioritt ved Skjåberget, som stryker NNØ-SSV og faller steilt mot VSV. Siden denne skjærsonen i kartbildet kutter både S1-foliasjonen og traseen for F2-foldene i området (Fig. 42), samtidig som en S1-skjærsone bøyes (dragfoldes) inn mot S3, tolkes skjærsonen å være yngre. Dette støttes av tydelig forskjell i strøket (NNØ-SSV) sammenliknet med S1, og også F2-foldes orientering, og at liknende S3-skjærsoner er funnet i området nord for feltområdet (Bergh et al. 2007). Langs S3-skjærsonen har det blitt utviklet en mylonittisk S3-foliasjon parallell med skjærsonen, og denne skjærsonen er igjen, som den antatt siste hendelsen, blitt foldet internt av tette F3-skjærfolder som vergerer mot sør, og dannet en ny mylonittfoliasjon parallelt med akseplanet.



Figur 42. Oversiktskart med piler som viser kinematisk bevegelsesretninger i skjærsoner ved Larstangen, Skjåberget, og Plosteren, basert på kinematiske data i kap. 3.4.2-3.4.3.

3.6 Strukturell modell

Basert på strukturene og deres relative aldre foreslås det en flerfasemodell med tre deformasjonsfaser, henholdsvis D1, D2, og D3, for studieområdet (Fig. 43i).

D1: Den første deformasjonshendelsen, som har dannet S1-skjærsoner og S1-foliasjon, og F1-folder med tilhørende S1-akseplanfoliasjon, er tolket til å være et resultat av forkortning i NV-SØ til NNØ-SSV-retning, og dekstral sidelengsbevegelse i NØ-SV-retning. Ved Larstangen har denne bevegelsen resultert i en S1-skjærsoner i kontaktsonen mellom metasandsteiner og dioritt som er orientert NØ-SV og viser revers og stedvis skrå, dekstral sidelengsbevegelse (Fig. 42), samt skråstilling av metasandsteiner og dannelse av S1-foliasjon i disse (Fig. 43i). I metasedimentære bergarter ved Skjåvika har forkortning i NNØ-SSV-retning resultert i at metasandsteiner og metapelitter er foldet til tette til isoklinale F1-folder, med S1-akseplanfoliasjon som stryker VNV-ØSØ men med varierende men oftest slakt fall mot NV,

som er parallell med relikte lagdeling S0, og som gav opphav til imbrikerte skyveenheter (Fig. 43i). Ved Plosteren, i dioritt med metasandsteinsklaster innad, er det kartlagt en duktil revers S1-skjærsone, orientert NØ-SV, som indikerer revers bevegelse i NV-SØ-retning og stedvis dekstral bevegelse langs skjærsone (Fig. 42), som basert på lik kinematikk og geografisk plassering, er tolket å sammenfalle med S1-skjærsone ved Larstangen (Fig. 42).

D2: Den andre deformasjonshendelsen er skorpeforkortning i omtrentlig N-S-retning. Denne bevegelsen har ført til folding av metasandsteiner og metapelitter til opprette og lokalt asymmetriske F2-folder med foldeakser som stuper slakt mot øst, ved Larstangen og Skjåberget (Fig. 43i). Ved Skjåberget er det påvist F2-folder som refolder isoklinale F1-folder, til opprette F2-folder som vergerer mot sør. D2-deformasjonen har således en liten vinkel på D1-deformasjonen.

D3: Den tredje deformasjonshendelsen er forkortning i VNV-ØSØ-retning. Denne bevegelsen har dannet S3-skjærsone i dioritt ved Skjåvika, som stryker NNØ-SSV og faller steilt mot VNV (Fig. 43i). Den er tolket til å være en duktil, sinistral sideforkastning. Her har det blitt utviklet mylonittisk S3-foliasjon som videre har blitt foldet til F3-skjærfolder som vergerer mot sør, og har steilt stupende foldeakser, og en ny mylonittisk S3-foliasjon utviklet parallelt med akseplanet og forkastningen (S3).

3. 7 Regionale implikasjoner

Resultatene fra dette masterarbeidet vil først bli sammenliknet med deformasjonsstrukturer i Vanngruppen og dioritt ved Vikan-Rødbergan nord for feltområdet (kap. 1.3.4.), som har blitt detaljert kartlagt tidligere (Bergh et al. 2007; Knudsen 2007; Pettersen 2007). Deretter vil deformasjonsstrukturene fra denne oppgaven bli sammenlignet med strukturer i sentrale og nordlige deler av Vanna, spesielt deformasjonsstrukturene knyttet til Skipsfjorddekket, og til slutt med Vest-Troms gneisregionen (kap. 1.3.2) og deler av Fennoskandia (kap. 1.3.1).

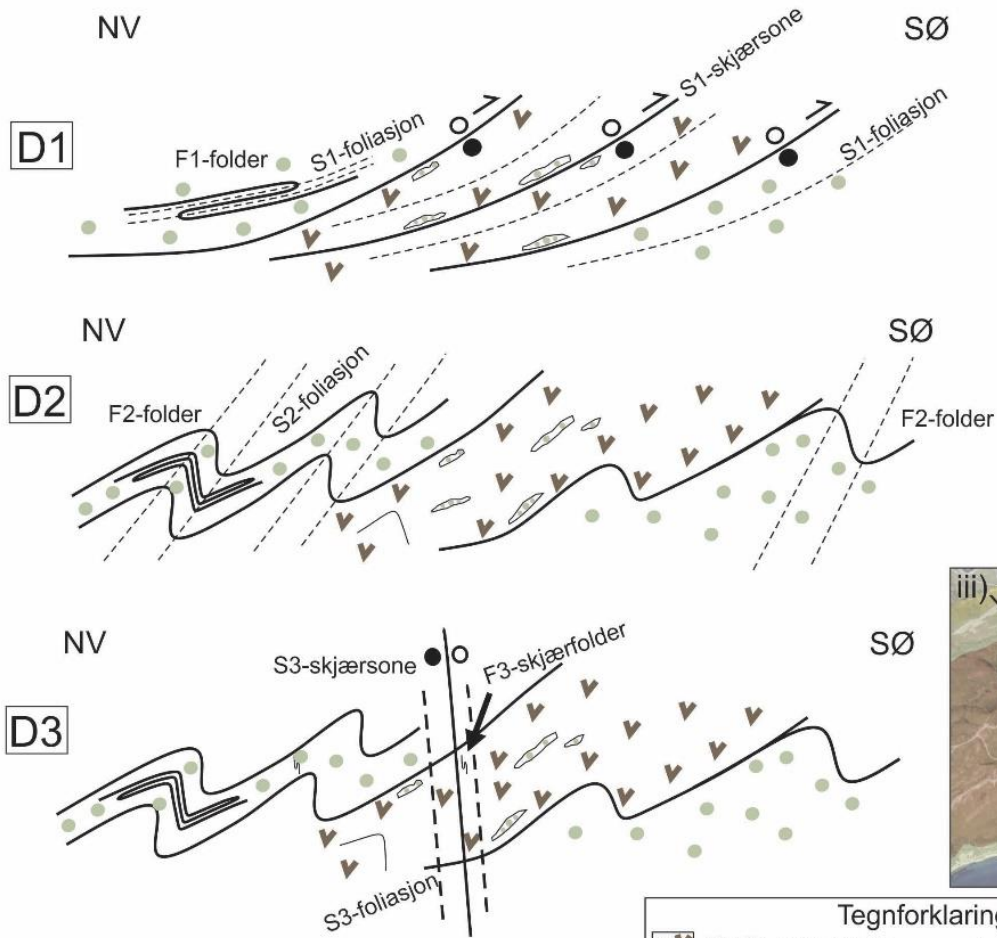
De viktigste deformasjonsstrukturene påvist i området Larstangen til Fakkekeila, som har blitt beskrevet og diskutert i denne oppgaven, kan sees i sammenheng med den foreslåtte flerfase deformasjonsmodellen (D1-D3) for dannelsen av strukturene (kap. 3.6; Fig. 43i).

I området nord for feltområdet, mellom Vikan og Rødbergan, er de viktigste deformasjonsstrukturene NØ-SV-strykende, SØ-vergerende asymmetriske, og lokalt opprette F1-folder, som folder primære lag, samt steilt NV-stupende F2-folder med lokaliserte og steile,

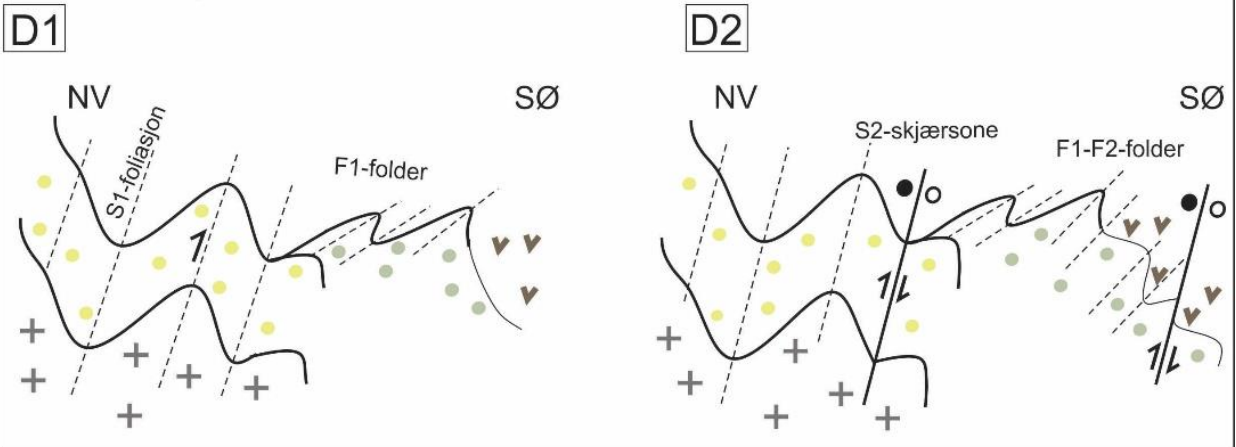
sinistrale skjærsoner og relatert semi-duktil akseplankløv/foliasjon (Knudsen 2007; Pettersen 2007; Bergh et al. 2007). Det er for dette området også foreslått en flerfaset D1-D2 deformasjonsmodell for Vannagruppens bergarter og dioritten (Fig. 43ii), hvor den første deformasjonsfasen (D1) er horisontal kompresjon fra NV-SØ (Pettersen 2007; Knudsen 2007; Bergh et al. 2007), mens en senere, og tilnærmet koaksial (NV-SØ rettet) kompresjonsdeformasjon (D2) også påvirket områdene nord for feltområdet. Sammenligner man tolkningene av dette arbeidet, mellom Larstangen og Myra, med dem mellom Vikan og Rødbergan lenger nord (jfr. Fig. 6), er det mange likhetstrekk, både i geometri og orientering av strukturene, men også noen viktige forskjeller. For eksempel er F1-foldene ved Vikan mer åpne og opprette, mens i mitt område er det tette til isoklinale, liggende F1-folder. S1-skjærsoner ved Larstangen og Skjåberget er lavvinklede og faller slakt mot NV og NNØ, og F1-foldene har S1-akseplan som faller slakt mot NNV og SSØ, mens S1-akseplanene til de tilnærmet opprette F1-foldene ved Vikan er mye steilere. Begge steder har man indikasjoner på sidebevegelser langs strøket til S1, men mens dekstral skjærbevegelse dominerer i sør (Larstangen-Myra) er sidebevegelsene ved Vikan konsekvent sinistrale. Dessuten indikerer deformasjonsstrukturene ved Larstangen-Myra mer varierende spenningsmønstre enn hva strukturene ved Vikan indikerer (Bergh et al. 2007).

Deformasjonsstrukturene ved Larstangen og Myra har større variasjon i de estimerte forkortningsretningene og tektoniske transportretninger enn i området Vikan-Rødbergan, og noe avvik i geometri sammenliknet med strukturene i Vannagruppen lengre nord. Dette kan skyldes tilstedeværelsen av den kompetente dioritten mellom de metasedimentære bergartene i området Larstangen-Myra og Vikan-Rødbergan (Fig. 43ii). En slik tolkning begrunnes i at diorittens tilstedeværelse har påvirket spenningsmønstrene i de metasedimentære bergartene i området Larstangen-Myra. Delt (*partitioned*) deformasjon i bergarter er ikke uvanlig, og kompetanseforskjell mellom bergarter kan påvirke den reologiske oppførselen (*flow*) i bergartene (Lister & Williams 1982). Forskjellene i deformasjonsstrukturer mellom Vikan-Rødbergan og Larstangen-Myra tolkes derfor å skyldes tilstedeværelsen av den kompetente dioritten mellom de to områdene, og ikke nødvendigvis endringer i spenningsretningene.

i) Myra - Larstangen

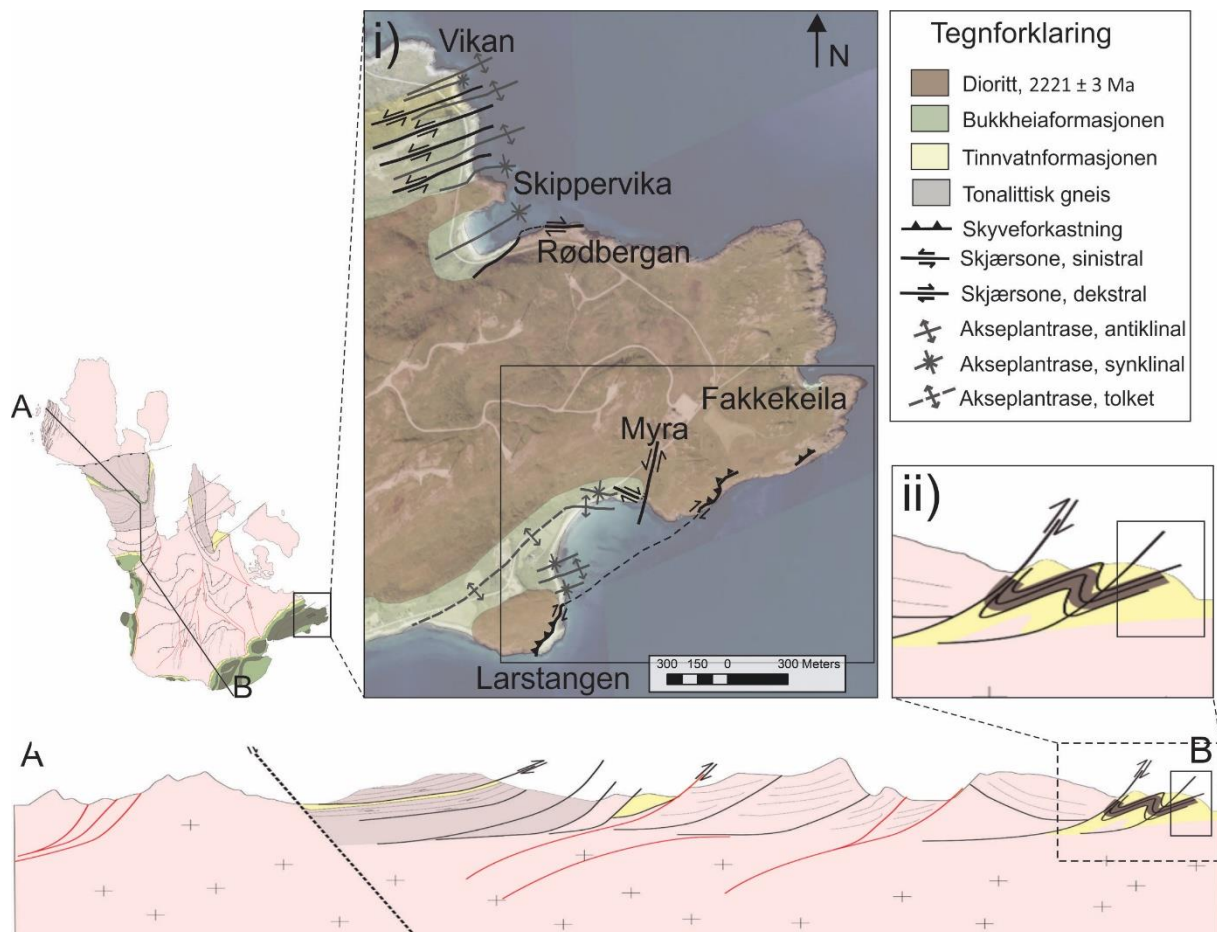


ii) Vikan - Skippervika



Figur 43. Skjematisk strukturell flerfasemodell (D1-D3) for deformasjon av feltområdet sett i profil, for feltområdet Myra-Larstangen (i), og for metasedimentære bergarter lengre nord på Vanna i området Vikan-Skippervika (ii). For plassering av de to områdene i forhold til hverandre, se kart (iii) til høyre. i) Foreslått skjematisk modell for området Myra-Larstangen er først forkortning i NV-SØ-retning (D1) som har resultert i NØ-SV-rettete S1-skjærsoner stedvis med en dekstral sidelengsbevegelse mot øst, og isoklinale F1-folder. Videre har skorpeforkortning i omtrentlig N-S-retning resultert i refolding av F1-foldene til opprette, lokalt asymmetriske sør-vergerende F2-folder med foldeakser som stuper slakt mot øst. Siden har forkortning i VNV-ØSØ-retning (D3) dannet en S3-skjærsoner som stryker NNØ-SSV, faller steilt mot ØSØ, og tilhørende S3-skjærfolder med vergens mot sør, og indikerer en sinistral sidebevegelse. ii) Flerfasemodell (D1-D2) foreslått for området Vikan-Skippervika (som er ved Vikan-Rødbergan) basert på Knudsen (2007), Pettersen (2007), og Bergh et al. (2007). Først har horisontal kompresjon fra NV-SØ dannet NØ-SV-strykende, SØ-vergerende, lokalt opprette F1-folder. Siden har tilnærmet koaksial kompresjon (NV-SØ-rettet resultert i NV-stupende F2-folder og steile, sinistrale skjærsoner.

I sentrale og nordlige deler av Vanna opptrer Skipsfjorddekket, som tidligere har blitt tolket til å være del av et alloktont skyvedekke og korrelert med et kaledonsk allokton (Opheim & Andresen 1990), men dette ble avkreftet etter nye aldersdateringer (Bergh et al. 2007, kap. 1.3.2). Skipsfjorddekket ligger tektonisk over det som tidligere har vært tolket å være tonalittisk gneis, men som nå nylig er retolket til å være metasandsteiner og metapelitter, liknende Vannagruppens bergarter, som er skråstilt, foldet i flere faser med flere sett kløv, og kuttet av NV-fallende duktile skyvesoner (Paulsen et al. 2019). Kontakten mellom metasedimentære bergarter og de underliggende tonalittiske gneisene nord på Vanna er markert av steile skrå-slip skjærsoner, hvorav liknende skjærsoner er å finne i tonalittisk gneis, og en mulig tolkning er at strukturene er dannet i fronten av et transpressivt folde- og skyvebelte av svekofennisk alder (Paulsen et al. 2019; Fig. 44). Feltområdets beskrevne deformasjonsstrukturer (D1-D3) i metasandstein og metapelitter tilhørende Bukkheiaformasjonen og den intrusive dioritten i studieområdet, er alle karakteristiske folde- og skyvestrukturer man kan finne i slike regimer fronten av en kollisjonsfjellkjede (Davis et al. 1983; DeCelles et al. 2001; Cawood et al. 2009).



Figur 44. Geologisk kart og tolket regionalt profil (A-B) av Vanna (Paulsen et al. 2019), med de metasedimentære bergartene og dioritt i sørøstlig del av kartet markert, og vist i kart (i) med dominerende foldetraseer og skyvesoner fra feltområdet Larstangen-Fakkekeila og fra området Rødbergan-Vikan (Bergh et al. 2007). I det tolkede regionale profilet er den sørøstlige delen markert og forstørret (ii), og delen av profilet (som er lengre sørvest på Vanna) med strukturer som samsvarer med strukturene kartlagt i denne oppgaven markert med blå ramme.

Den svekofenniske orogonesen (1.92-1.79 Ga; Lahtinen et al. 2005) var en kompleks orogonese bestående av flere faser med akkresjon, øybuedannelser, og kontinent-kontinent kollisjon (kap. 1.3.1), som har bidratt til palaeoproterozoisk skorpedannelse på det Fennoskandiske skjoldområdet (Lahtinen et al. 2008). Vest-Troms gneisregionen, nordøst i det Fennoskandiske skjold, bestående av neoarkeiske TTG-gneiser, magmatiske bergartskropper og neoarkeiske og palaeoproterozoiske grunnsteinsbelter (Bergh et al. 2010; Laurent et al. 2019), viser svekofennisk til sen-svekofennisk deformasjon (Bergh et al. 2015). Den intrusive dioritten på Vanna er datert til 2221 ± 3 Ma (Bergh et al. 2007), samtidig som 2.4 Ga mafiske ganger i gneisunderlaget (Kullerud et al. 2006b) ikke kutter avsetningskontakten mellom underlaget og de overliggende sedimentære bergartene (kap. 1.3.4), noe som indikerer en palaeoproterozoisk avsetningsalder (2.4-2.2 Ga) for Vannagruppen (Bergh et al. 2007). Mot sørvest i Vest Troms gneisregionen viser grunnsteinsbelter av palaeoproterozoisk alder økende grad av metamorfose, fra amfibolitt-facies til granulittfacies (Gjerløw, 2008; Bergh et al. 2015), og lavere

grønnskiferfacies i den metasedimentære Vannagruppen kan forklares ved ulik avstand og skorpedybde til kollisjonsområdene under den svekofenniske orogonesen.

4. Konklusjon

I denne oppgaven har metasedimentære bergarter og intrusiv dioritt sørøst på øya Vanna i Vest-Troms gneisregionen blitt kartlagt for å beskrive og analysere duktile deformasjonsstrukturer (folder, kløv, og duktile skjærsoner) og utrede kinematikken til skjærsoner og deres relasjon til folde- og skyveenheter lenger nord på øya. Vanna er plassert nordøst i Vest-Troms gneisregionen, og består av neoarkeiske TTG-gneiser (2.8 Ga, Bergh et al. 2007), lokalt med 2.4 Ga mafiske intrusivganger (Kullerud et al. 2006b), og overliggende metasedimentære enheter (Binns et al. 1981; Opheim & Andresen 1989) som i sør er intrudert av en 2221 ± 3 Ma (Bergh et al. 2007) dioritt. De metasedimentære bergartene sør på Vanna tilhører Vannagruppen, som videre deles inn i Tinnvatnformasjonen og Bukkheiaformasjonen, har en avsetningsalder på 2.4-2.2 Ga (Bergh et al. 2007). Vannagruppen og dioritt, samt underliggende TTG-gneiser er deformert i flere faser, og svekofennisk alder på deformasjonen er foreslått (Bergh et al. 2010), selv om kaledonsk deformasjonsalder ikke kan utelukkes. I det følgende oppsummeres de viktigste konklusjonene av arbeidet:

- De metasedimentære bergartene i Vannagruppen eksponert sørøst på Vanna, i området Larstangen-Fakkekeila kartlagt i denne oppgaven, er tolket å være metasandsteiner og metapelitter tilhørende Bukkheiaformasjonen, som er Vannagruppens stratigrafisk øverste formasjon. Intrusiv dioritt eksponert i området viser lokalt grønnskiferfacies metamorfose.
- Kontaktsonene mellom metasandsteiner/metapelitter og dioritt viser økende grad av metamorf omvandling, og teksturell og strukturell formforandring, og er tolket å være semiduktile til duktile skjærsoner (S1). I tillegg er liknende skjærsoner kartlagt i dioritt med linser av metasandstein som viser internt komplekse geometriske mønstre. S1-skjærsonene stryker NØ-SV til VNV-ØSØ, faller slakt mot henholdsvis NV og NNØ, og har strekningslineasjoner og interne, tette til isoklinale folder (F1) med foldeakser som stuper slakt mot ØSØ, og som indikerer revers skyvebevegelse mot SØ, og stedvis skrå sidelengs skyvebevegelser mot NØ.
- F1-foldene blitt refoldet av opprette, lokalt asymmetriske F2-folder som vergerer slakt mot sør, med foldeakser som stuper slakt mot øst.
- I dioritt er S1-folierte bergarter kuttet av en NNØ-SSV-strykende, og steile, VNV fallende, sinistrale, duktile S3-skjærsoner som inneholder asymmetriske F3-skjærfolder som vergerer mot sør.

- For utviklingen av deformasjonsstrukturene er det foreslått en flerfasemodell (D1-D3). Den første deformasjonsfasen er transpresjon med forkortning i NV-SØ-retning, revers skyvebevegelse samt dekstral sidebevegelse med topp-mot-NØ (D1). For den andre deformasjonsfasen (D2) viser dataene forkortning i omtrentlig N-S-retning (D2), mens den siste hendelsen (D3) skjedde ved skorpeforkortning og sinistral sidebevegelse i Ø-V-retning.
- Resultatene er sammenliknet med deformasjonen i Vannagruppens undre enheter og kontakt til TTG-gneiser ved Vikan lenger nord, som viser flere geometriske og kinematiske likhetstrekk, men også betydelige ulikheter. Ved Vikan er lagrekken foldet av mer åpne, NØ-SV-strykende F1-folder med akseplanfoliasjon (S1) og sinistrale sidebevegelser langs strøket til S1, mens det ved Larstangen-Fakkekeila er tolket dekstrale sidebevegelser. Det er også større variasjon i de estimerte tektoniske transportretningene for deformasjonsstrukturene ved Larstangen-Fakkekeila, noe som kan skyldes tilstedeværelsen av den massive, kompetente dioritten som en uregelmessig laggang (*sill*) mellom de to områdene.
- D1-D3-deformasjonsstrukturene kartlagt i denne oppgaven tolkes å skyldes innskyvningen av Skipsfjorddekket mot SØ med dannelsen av F1 og F2-folder og S1-S2 skyveforkastninger, og relaterte sideforkastninger (S3) i fronten av et transpresivt forlands- folde- og skyvebelte, sannsynligvis av svekofennisk alder.

Referanser

- Andresen, A. (1980). The age of the Precambrian basement in western Troms, Norway. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 101(4), 291-298.
- Andresen., & Opheim, J. A. (1990). A reply: Basement-cover relationships on northern Vanna, Troms, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 70, 185-186.
- Armitage, P. E., & Bergh, S. G. (2005). Structural development of the Mjelde-Skorelvvatn Zone on Kvaløya, Troms: a metasupracrustal shear belt in the Precambrian West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 85, 117-132.
- Bell, T. H. (1978). Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: the Woodroffe thrust. *Tectonophysics*, 44(1-4), 285-320.
- Bell, T. H., & Etheridge, M. A. (1973). Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, 6(4), 337-348.
- Bell, T. H., & Hammond, R. L. (1984). On the internal geometry of mylonite zones. *The Journal of Geology*, 92(6), 667-686.
- Bergh, S. G., Kullerud, K., Armitage, P. E., Bouke Zwaan, K., Corfu, F., Ravna, E. J., & Inge Myhre, P. (2010). Neoarchaean to Svecofennian tectono-magmatic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 90.
- Bergh, S. G., Kullerud, K., Corfu, F., Armitage, P. E., Davidsen, B., Johansen, H. W., ... & 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. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 87(3).
- 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.
- Berthé, D., Choukroune, P., & Jégouzo, P. (1979). Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 1(1), 31-42.
- Berthelsen, A. (1980). Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic Shield. *Geology of Europe, from Precambrian to the post-Hercynian sedimentary basins. Memoires du BRGM*, 108, 5-21.
- Best, M. G. (2013). *Igneous and metamorphic petrology*. John Wiley & Sons.
- Bingen, B., Davis, W. J., Hamilton, M. A., Engvik, A. K., Stein, H. J., Skår, Ø., & Nordgulen, Ø. (2008). Geochronology of high-grade metamorphism in the Sveconorwegian belt, S. Norway: U-Pb, Th-Pb and Re-Os data. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 88(1).
- Binns, R. E., Chroston, P.N. & Matthews, D. W. (1981). Low grade sediments on Precambrian gneiss on Vanna, Troms, Northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse* 59, 61-70.
- Brown, M., & Solar, G. S. (1998). Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of structural geology*, 20(2-3), 211-227.

- Bucher, K. & Frey, M. (2002). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Seventh Edition. *Springer Verlag, Berlin*. 341 pp.
- Bucher, K., & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of metamorphic rocks*, Eighth Edition. Springer Science & Business Media. 119-174.
- Carreras, J., Druguet, E., & Griera, A. (2005). Shear zone-related folds. *Journal of Structural Geology*, 27(7), 1229-1251.
- Cawood, P. A., Kröner, A., Collins, W. J., Kusky, T. M., Mooney, W. D., & Windley, B. F. (2009). Accretionary orogens through Earth history. *Geological Society, London, Special Publications*, 318(1), 1-36.
- Choukroune, P., Gapais, D., & Merle, O. (1987). Shear criteria and structural symmetry. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6), 525-530.
- Cloos, E. (1946). *Lineation: a critical review and annotated bibliography* (Vol. 18). Geological Society of America.
- Cobbold, P. R., Cosgrove, J. W., & Summers, J. M. (1971). Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics*, 12(1), 23-53.
- Corfu, F. (2004). U–Pb age, setting and tectonic significance of the anorthosite–mangerite charnockite–granite suite, Lofoten–Vesterålen, Norway. *Journal of Petrology*, 45(9), 1799-1819.
- Corfu, F., Armitage, P. E., 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. *Norges geologiske undersøkelse*, 441, 61-72.
- Corfu, F., Kullerud, K. & Bergh, S.G. (2006): U-Pb constraints on the Late Palaeoproterozoic evolution of the West Troms Basement Complex, northern Norway (Abstract). *Geological Society of Finland Bulletin, Special Issue 1*, p. 23.
- Daly, J. S., Balagansky, V. V., Timmerman, M. J., & Whitehouse, M. J. (2006). The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 579-598.
- Davis, G. H. & Reynolds, S. J. (1996). *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons. 776 pp.
- Davis, G. H., Reynolds, S. J., Kluth, C. F., & Kluth, C. (2011). *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons.
- Davis, D., Suppe, J., & Dahlen, F. A. (1983). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B2), 1153-1172.
- DeCelles, P. G., Robinson, D. M., Quade, J., Ojha, T. P., Garzzone, C. N., Copeland, P., & Upreti, B. N. (2001). Stratigraphy, structure, and tectonic evolution of the Himalayan fold-thrust belt in western Nepal. *Tectonics*, 20(4), 487-509.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (2012). *An introduction to the Rock-forming minerals*.
- Dewey, J. F. (1965). Nature and origin of kink-bands. *Tectonophysics*, 1(6), 459-494.
- Dewey, J. F., Holdsworth, R. E., & Strachan, R. A. (1998). Transpression and transtension zones. *Geological Society, London, Special Publications*, 135(1), 1-14.
- Eisenlohr, B. N., Groves, D., & Partington, G. A. (1989). Crustal-scale shear zones and their significance to Archaean gold mineralization in Western Australia. *Mineralium Deposita*, 24(1), 1-8.

- Essaifi, A., Capdevila, R., Fourcade, S., Lagarde, J. L., Ballèvre, M., & Marignac, C. H. (2004). Hydrothermal alteration, fluid flow and volume change in shear zones: the layered mafic ultramafic Kettara intrusion (Jebilet Massif, Variscan belt, Morocco). *Journal of Metamorphic Geology*, 22(1), 25-43.
- Ferry, J. M. (1979). Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south-central Maine, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68(2), 125-139.
- Fossen, H., & Cavalcante, G. C. G. (2017). Shear zones—A review. *Earth-Science Reviews*, 171, 434-455.
- Gaál, G., & Gorbatshev, R. (1987). An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research*, 35, 15-52.
- Gibson, H. L., Watkinson, D. H., & Comba, C. D. A. (1983). Silicification; hydrothermal alteration in an Archean geothermal system within the Amulet Rhyolite Formation, Noranda, Quebec. *Economic Geology*, 78(5), 954-971.
- Gjerløw, E. (2008). Petrologi og alder av høymetamorfe mafiske bergarter i det vestlige gneiskomplekset i Troms (Master's thesis, Universitetet i Tromsø).
- Gray, D. R. (1979). Geometry of crenulation-folds and their relationship to crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, 1(3), 187-205.
- Griffin, W. L., Taylor, P. N., Hakkinen, J. W., Heier, K. S., Iden, I. K., Krogh, E. J., ... & Tveten, E. (1978). Archean and proterozoic crustal evolution in Lofoten–Vesterålen, N Norway. *Journal of the Geological Society*, 135(6), 629-647.
- Gorbatshev, R., & Bogdanova, S. (1993). Frontiers in the Baltic shield. *Precambrian Research*, 64(1), 3-21.
- Hölttä, P., Balagansky, V., Garde, A. A., Mertanen, S., Peltonen, P., Slabunov, A., SorjonenWard, P., & Whitehouse, M. (2008). Archean of Greenland and Fennoscandia. *Episodes*, 31(1), 13-19.
- Ionov, D. A., & Hofmann, A. W. (1995). Nb• Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters*, 131(3-4), 341-356.
- Johannessen, H. (2012). Tinnvatnformasjonen i Vannas proterozoiske lagrekke: sedimentære facies og avsetningsmiljø (Master's thesis, Universitetet i Tromsø).
- Johansen, H. (1987). Forholdet mellom det prekambriske underlaget og overliggende sedimentære bergarter sørøst på Vanna, Troms. *Cand. Scient thesis, University of Tromsø*, 129.
- Knudsen, S. 2007: Strukturgeologi og petrologi i palaeoproterozoiske metasedimentære og intrusive bergarter på Vanna, Troms. Unpublished Master thesis, University of Tromsø, 113pp.
- Koistinen, T. (2001). Geological Map of the Fennoscandian Shield [(Scale 1: 2 000 000): Geological Survey of Finland.
- Korja, A., Lahtinen, R., Nironen, M., (2006). The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs. *Geological Society, London, Memoirs*, (1)32, 561-578.
- Kullerud, K., Corfu, F., Bergh, S.G., Davidsen, B. & Ravna, E. K. (2006a). U-Pb constraints on the Archean and Early Proterozoic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway (Abstract). *Bulletin of the Geological Society of Finland Special Issue I*, p. 79.

- Kullerud, K., Skjerlie, K.P., Corfu, F. & DeLaRosa, J. (2006b). The 2.40 Ga Ringvassøy mafic dykes, West Troms Basement Complex, Norway: The concluding act of Early Palaeoproterozoic continental breakup. *Precambrian Research* 150, 183-200.
- Lahtinen, R., Garde, A. A., & Melezhik, V. A. (2008). Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland. *Episodes*, 31(1), 20.
- Lahtinen, R., Korja, A., & Nironen, M. (2005). Paleoproterozoic tectonic evolution. In Lehtinen, M., Nurmi, P. A., & Rämö, O. T. (Eds.), *Precambrian Geology of Finland – Key to Evolution of the Fennoscandian Shield* (pp. 481-532). Amsterdam: Elsevier B.V.
- 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). SC mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6(6), 617-638.
- Lister, G. S., & Williams, P. F. (1983). The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics*, 92(1-3), 1-33.
- 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's thesis, UiT Norges arktiske universitet).
- Morad, S., El-Ghali, M. A. K., Caja, M. A., Sirat, M., Al-Ramadan, K., & Mansurbeg, H. (2010). Hydrothermal alteration of plagioclase in granitic rocks from Proterozoic basement of SE Sweden. *Geological Journal*, 45(1), 105-116.
- Motuza, G., Motuza, V., Beliatsky, B. & Savva, E. (2001). The Ringvassøya greenstone belt (Tromsø, North Norway): implications for a Mesoarchean subduction zone. *EUROPROBE time-slice symposium Archean and Proterozoic Plate Tectonics: Geological and Geophysical Records*, St. Petersburg, Russia, 43-44.
- Myhre, P.I. & Corfu, F. (2008). Titanite versus zircon U-Pb systematics; tracing multiple episodes of metamorphism and intrusion in Precambrian rocks of the West Troms Basement Complex (abstract). *33rd International Geological Congress, Oslo. HPP06909L*.
- 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, 89-100.
- Myhre, P.I., Corfu, F., Bergh S.G. & Kullerud, K. (2013). U–Pb geochronology along an Archean geotranssect in the West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 93(1).
- Nironen, M. (1997). The Svecofennian Orogen: a tectonic model. *Precambrian Research*, 86(1-2), 21-44.
- O'Hara, K. (1988). Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina USA. *Tectonophysics*, 156(1-2), 21-36.
- Olesen, O., Torsvik, T. H., & Tveten, E. (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. *Oceanographic Literature Review*, 12(44), 1478.
- Olson, J. E., & Pollard, D. D. (1991). The initiation and growth of en echelon veins. *Journal of Structural Geology*, 13(5), 595-608.

- Opheim, J. A., & Andresen, A. (1989). Basement-cover relationships on northern Vanna, Troms, Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 69(2), 67-81.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. (2005). *Microtectonics*. Springer Science & Business Media. 101.
- Pasteels, P. & Michot, J. (1975). Geochronologic investigation of the metamorphic terrain of southwestern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 55, 111-134.
- Paulsen, H.K., Bergh, S.G., Strmic Palinkas, 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. Abstracts and Proceedings, Geological Society of Norway Annual Meeting, 7-9 January, Bergen, Norway, p. 75
- Pavlis, T. L. (1986). The role of strain heating in the evolution of megathrusts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B12), 12407-12422.
- Pettersen, K.J. (1887). Den nord-norske fjeldbygning I. *Tromsø Museums Årshefte*. 10: 174.
- Pettersen, T. W. (2007). Strukturell analyse av metasedimentære bergarter på Vanna, Troms (Master's thesis, Universitetet i Tromsø).
- Ramberg, H. (1955). Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. *The Journal of Geology*, 63(6), 512-526.
- Ramberg, H. (1963). Evolution of drag folds. *Geological Magazine*, 100(2), 97-106.
- Ramberg, H. (1964). Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds. *Tectonophysics*, 1(4), 307-341.
- Ramsay, J. G. (1980). Shear zone geometry: a review. *Journal of structural geology*, 2(1-2), 83-99.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I. (1987). *The techniques of modern structural geology: Folds and fractures* (Vol. 2). Academic press. 309-329.
- Reks, I. J., & Gray, D. R. (1982). Pencil structure and strain in weakly deformed mudstone and siltstone. *Journal of Structural Geology*, 4(2), 161-176.
- Rhodes, S., & Gayer, R. A. (1977). Non-cylindrical folds, linear structures in the X direction and mylonite developed during translation of the Caledonian Kalak nappe complex of Finnmark. *Geological Magazine*, 114(5), 329-341.
- Rice, A. H. N. (1990). A discussion—Basement-cover relationships on Northern Vanna, Troms, Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 70, 179-184.
- Sanderson, D. J., & Marchini, W. R. D. (1984). Transpression. *Journal of structural Geology*, 6(5), 449-458.
- 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.
- Sibson, R. H. (1977). Fault Rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, 133(1), 191-213.
- Simpson, C. (1985). Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7(5), 503-511
- Simpson, C., & Schmid, S. M. (1983). An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 94(11), 1281-1288.

- Smith, R. B. (1977). Formation of folds, boudinage, and mullions in non-Newtonian materials. *Geological Society of America Bulletin*, 88(2), 312-320.
- Strine, M., & Wojtal, S. F. (2004). Evidence for non-plane strain flattening along the Moine thrust, Loch Srath nan Aisinnin, North-West Scotland. *Journal of Structural Geology*, 26(10), 1755-1772.
- Tikoff, B., & Greene, D. (1997). Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, 19(1), 29-39.
- Trouw, R. A., Passchier, C. W., & Wiersma, D. J. (2009). *Atlas of Mylonites-and related microstructures*. Springer Science & Business Media. 3-5.
- Väisänen, M., Johansson, Å., Andersson, U.B., Eklund, O. & Hölttä, P. (2012). Palaeoproterozoic adakite- and TTGlike magmatism in the Svecofennian orogen, SW Finland. *Geologica Acta* 10, 1–20.
- White, S. H., Burrows, S. E., Carreras, J., Shaw, N. D., & Humphreys, F. J. (1980). On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 2(1-2), 175-187.
- Williams, G. D. (1978). Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrust processes in Laksefjord, Finnmark. *Tectonophysics*, 48(1-2), 29-40.
- Williams, H., Hoffman, P. F., Lewry, J. F., Monger, J. W., & Rivers, T. (1991). Anatomy of North America: thematic geologic portrayals of the continent. *Tectonophysics*, 187(1-3), 117-134.
- Wilshire, H. G., Pike, J. N., Meyer, C. E., & Schwarzman, E. C. (1980). Amphibole-rich veins in lherzolite xenoliths, Dish Hill and Deadman Lake, California. *Am J Sci A*, 280, 576-593.
- Zwaan, K. B. (1989). Berggrunnsgeologisk kartlegging av det prekambriske grønnsteinsbelte på Ringvassøy, Troms. *Norges Geologiske Undersøkelse Rapport*, 89, 101.
- 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.