

Strukturell kontroll av stratiform jernmalm ved Kvannevann øst, Dunderlandsdalen, Nordland

Fredrik Lie

Masteroppgave i geologi, GEO-3900, Mai 2019



Sammendrag

Stratiform jernmalm av verdensklasse fremgår i Dunderlandsdalen, der de prinsipielle malmmineralene består av hematitt og magnetitt. Jernmalmen tilhører Dunderlandsformasjonen, som er del av Ramnålidekket innenfor Rødingsfjell dekkekompleks i det øverste allokton av den kaledonske fjellkjeden. Sidebergartene til jernmalmen består av godt folierte glimmerskifere, metapsammitter og tykke lagpakker av dolomittisk og kalsittisk marmor, som har gjennomgått metamorfose i amfibolitt fase. Sekvensen med bergarter som jernmalmen inngår i, ble avsatt i neoproterozoikum. Bergartene ble deformert gjennom flere faser (D1-D3) under den kaledonske fjellkjededannelsen. D1 omfatter F1 folder som er resultat av Ø-V strykende makro- til meso og mikro-skala isoklinale skjærfolder av antatt primærsedimentære lag, som har medført repetisjoner av stratigrafien, og samtidig utviklet en gjennomgående akseplanfoliasjon (S1). Foliasjonen er i dag subvertikal og inneholder blant annet strekningslineasjoner og mylonittiske skjærsoner med interne, disharmoniske F1-folder og komplekst transponerte foldehengsler. D2 førte til refolding av S1 og tilhørende intrafoliale strukturelementer gjennom asymmetriske og svakt overbikkede tett til moderat åpne folder (F2), koaksialt til F1 folder, og sannsynligvis var årsaken til vertikalstilling av lagrekken. Det siste duktile deformasjonsstadiet foregikk gjennom refolding av hele dekkesekvensen i makro skala.

Mikroteksturelle studier av hematitt- og magnetittmalm har påvist tidlig hematitt langs rytmiske lag/bånd sammen med kompetente kvartsrike lag. Større tabulær hematitt (spekularitt) er utviklet parallelt med S1 i forbindelse med den første påviste foldefasen, og en enda senere generasjon langs F2 akseplan. Magnetitt utgjør større anhedrale korn som har vokst over hematitt og indikerer en senere dannelse. Magnetitt opptrer også som mindre idioblastiske korn, og indikerer krystallisering av gjennom to ulike stadier. Remobilisering av hematitt og magnetitt har også ført til at jernmalm er lokalisert i hengselssoner av F1 og F2 folder.

Forord

Først og fremst vil jeg takke min veileder Steffen Bergh for god veiledning, støtte, råd og konstruktive tilbakemeldinger gjennom hele masterperioden. Takk for alle gode innspill og kommentarer. Jeg vil også takke Førsteamanuensis Sabina Palinkas.

Takk til Mineralklynge og Rana Gruber for finansiell støtte. Rana Gruber har vært svært behjelpelig med tilgang til gruve for feltarbeid og transport til og fra dagbruddet. Dette settes stor pris på. Igjen takk for muligheten for å jobbe med et slikt interessant prosjekt!

Takk til de på laben for all hjelp med tynnslip.

Takk til alle medstudenter, som har vært oppmuntrende i en krevende og lang masterperiode. En særlig takk til Kristian som har vært en god støtte gjennom hele prosjektet.

Og takk til familien min som har støttet meg gjennom denne krevende prosessen. Det hadde vært vanskelig å fullføre uten deres omtanke.

Og til slutt, Karoline: Du er best

Fredrik, Mai 2019

Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon.....	1
1.1	Ramme for oppgaven	1
1.2	Formål og problemstillinger	2
1.3	Jernmalm i den kaledonske fjellkjeden og i Ranaregionen	3
1.3.1	Tidligere arbeid.....	3
1.4	Den kaledonske fjellkjedens utvikling i Skandinavia og Nord-Amerika	4
1.4.1	Den kaledonske fjellkjeden i Skandinavia	6
1.4.2	Den skandiske fasen (sen silur/tidlig devon).....	7
1.5	Regional geologi og tektonisk setting.....	8
1.5.1	Det øverste allokton	9
1.5.2	Dekkebergarter i Nordland og Rana regionen (øverste allokton)	11
1.6	Metoder	11
1.7	Historikk, Rana Gruber	12
2	Resultater.....	13
2.1	Geologisk og struktureologisk oversikt.....	13
2.1.1	Studieområdet, Kvannevatn øst.....	14
2.2	Tektonostratigrafi	16
2.3	Petrografiske beskrivelser	17
2.3.1	Sidebergarter.....	17
2.3.2	Jernmalm-førende bergarter.....	23
2.4	Struktureologi	27
2.4.1	Strukturelle hovedtrekk, kronologi, og definisjoner	27
2.4.2	Beskrivelse av meso- og mikroskala strukturelementer	28
2.4.3	Mineralvekst av hematitt og magnetitt	38
3	Diskusjon.....	44

3.1	Oppsummering av data og resultater	44
3.2	Diskusjon av sidebergartene i dagbruddet.....	44
3.3	Diskusjon av jernmalms opprinnelse.....	46
3.4	Diskusjon av strukturelementer og deres dannelse.....	48
3.4.1	Diskusjon av mulig primær lagning (SO)	48
3.4.2	D1-strukturer	49
3.4.3	D2-strukturer.....	50
3.4.4	D3-strukturer.....	51
3.5	Kinematisk analyse	52
3.6	Mineralvekst og deformasjon av hematitt og magnetitt	53
3.6.1	Strukturell og tektonisk modell.....	55
3.7	Regionale implikasjoner	57
4	Konklusjon.....	59
4.1	Forslag til videre arbeider.....	60
5	Referanser.....	61

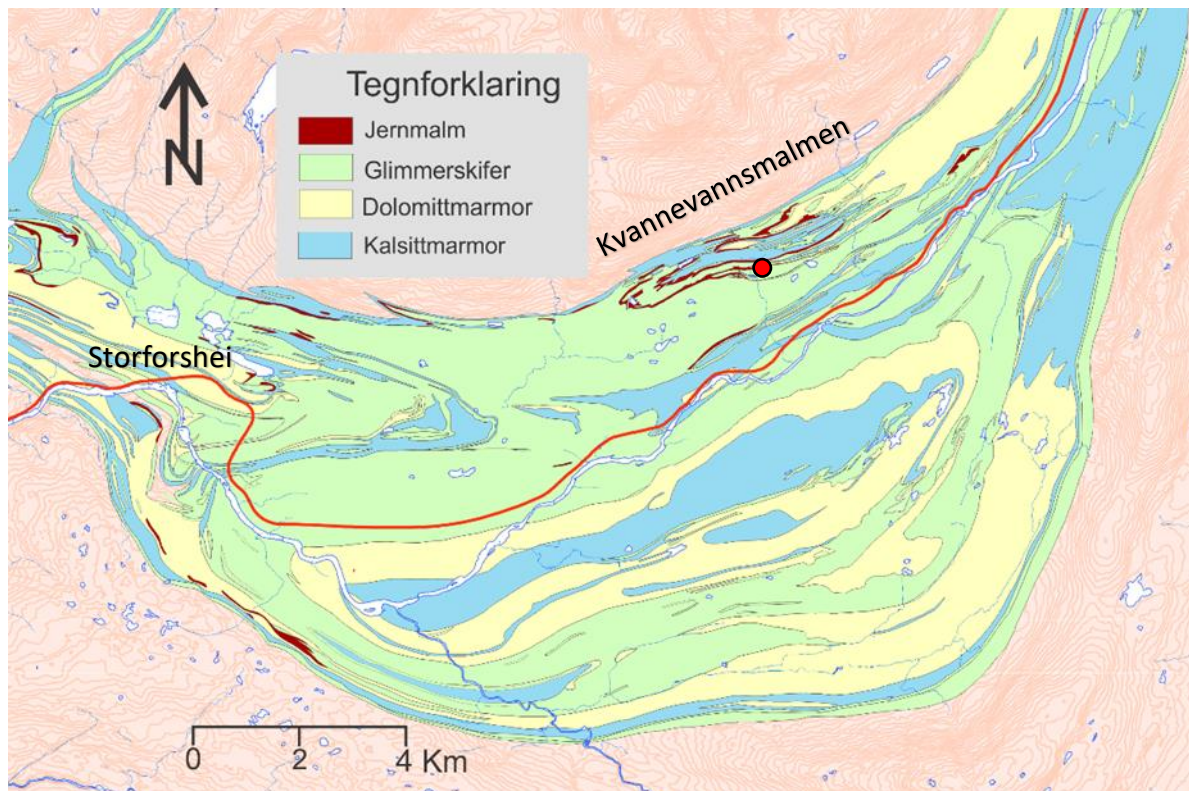
1 Introduksjon

1.1 Ramme for oppgaven

Denne masteroppgaven er del av et samarbeidsprosjekt mellom UiT – Norges Arktiske Universitet og LNS-Rana Gruber, hvor hensikten er å forstå malmdannende prosesser for jernformasjoner i Kaledonske bergarter, som også kan føre til økt prospektering, og mulig økt fremtidig nærings/gruvevirksomhet i Nord-Norge. Kaledonske jernformasjoner strekker seg over 550 km fra Midt-Norge og helt nord i Troms (Sandstad et al., 2015) og det er dermed av interesse å danne en forståelse av opptredenen til disse jernformasjonene.

Studien er lokalisert i Dunderlandsdalen ca. 25 km nordøst for Mo i Rana i Nordland fylke (Figur 1), et gruveområde hvor det finnes store jernmalmbeforekomster i antatt kaledonske neoproterozoiske meta-sedimentære bergarter (Melezhik et al., 2015). Denne enheten, benevnt Dunderlandformasjonen, er en omfattende og mektig enhet innenfor øverste allokton i den kaledonske fjellkjeden i Norge (Gjelle, 1978). Neoproterozoiske enheter av dolomitt- og kalsittmarmor utgjør i overkant av 50 % av formasjonen som også er flere tusen meter tykk (Søvegjarto, 1990). I tillegg til marmorforekomstene utgjør glimmerskifere og sedimentære jernmalmer (Bugge, 1948) en stor del av geologien i Dunderlandsdalen (Figur 1).

Malmbeforekomstene i Ranadistriktet har en lang historie med gruvevirksomhet som går helt tilbake til 1600-tallet. Flere geologiske undersøkelser og kartlegginger (se kap. 1.3.1, for tidligere arbeider) har blitt utført gjennom generasjoner, etter at de interessante mineralske ressursene ble kjent (Gjelle & Søvegjarto, 2004). Mo i Rana som by, og ikke minst gruveselskapet Rana Gruber, har en svært viktig og sentral rolle gjennom utvinning av jern i Norge, som driver landets eneste aktive gruve for jernutvinning per 2019 (ytterligere informasjon om Rana Gruber A/S omtales i kap. 1.7).



Figur 1 - Berggrunnskart over Dunderlandsdalen som viser fordelingen av marmor, glimmerskifer og jernmalm. Rødt punkt indikerer plasseringen til dagbruddet (Kvannevann Øst). Modifisert etter Sjøvegjarto et al. (1989).

1.2 Formål og problemstillinger

Malmforekomsten i Rana utgjør en stratiform jernmineralisering i verdensklasse (Sjøvegjarto, 1990), hvor de viktigste malmmineralene er hematitt og magnetitt (Bugge, 1948). Til tross for mye geologisk kunnskap om forekomsten, har den ikke tidligere vært studert i ønsket detalj når det gjelder å forstå malmdannelsen i relasjon til strukturer.

Hovedmålet med denne oppgaven er å beskrive og analysere/tolke relevante kaledonske og evt. post-kaledonske strukturer i jernformasjonen og diskutere genetiske forhold mellom malmdannende mineraler (hematitt og magnetitt) og strukturer, i tillegg til den kronologiske rekkefølgen av strukturene. Videre skal strukturenes og deformasjonsprosessenes mulige effekter på rekrytallisering av mineraler og metaller under metamorfose og tektonisk transport som følge av den kaledonske orogenesis, diskuteres og tolkes. For å vurdere relativ kronologi og genetisk sammenheng mellom mineralisering og strukturer, har de viktigste malmførende sonene og sidebergartene, samt strukturer blitt kartlagt i dagbruddet ved Kvannevann (Figur 1) og beskrevet med fokus både på makro, meso, og mikro-skala.

Ved å forstå malmdannende prosesser sammen med strukturelle forhold, kan sannsynligheten øke for ytterligere funn av jernmalm i Dunderlandsdalen.

1.3 Jernmalm i den kaledonske fjellkjeden og i Ranaregionen

Jernmalmen i Dunderlandsdalen tilhører en serie av flere jernmineraliseringer som eksisterer internt i, og på langs av hele den øverste alloktone dekkesekvensen i Nordland (se kap. 1.5). Denne serien av jernmalm er kjent som *Dunderland type* avsetninger (Sandstad et al., 2015). Den største og viktigste (mest økonomisk lønnsomme) forekomsten befinner seg nettopp i Dunderlandsdalen. Jernmalmen fremstår båndet og foliasjonsparallellell hvor den opptrer i kontakt mellom ulike glimmerskifere, karbonatglimmerskifere med dolomittlinser og tykke lagpakker med dolomittisk og kalsittisk marmor (Søvegjarto, 1990), som har gjennomgått metamorfose i amfibolitt fase (Melezhik et al., 2015).

1.3.1 Tidligere arbeid

Jernmalmen i Dunderlandsdalen er betraktet som sedimentær, der jernet stammer fra forvitring av terrigene bergarter nær kysten og er fraktet med elver ut i havet (Bugge, 1948). Jernet ble så avsatt som jernhydroksid og senere omdannet til hematitt gjennom konsolidering av bergartene. Bugge (1948) foreslo at magnetitt ble omgjort fra hematitt som resultat av reduserende forhold under metamorfose. Denne teorien er støttet i senere publikasjoner av flere forfattere (Grenne et al., 1999; Lindberg, 2014) som mener den er mest troverdig.

Melezhik et al. (2015) kobler avsetningen av jernformasjonen til neoproterozisk tid, samtidig med de globale og hyppige jernformasjonene som oppstod over store deler av kloden på denne tiden (Cox et al., 2013). Det finnes et flertall modeller som kan forklare dannelsen av neoproteroziske jernformasjoner globalt (Bühn & Stanistreet, 1997; Klein & Ladeira, 2004; Baldwin et al., 2012; Cox et al., 2013; Cox, Halverson, Poirier, et al., 2016; Cox, Halverson, Stevenson, et al., 2016). En sentral fellesnevner for mange av disse er at de neoproteroziske jernmalmenes kobles til store isdekker (*snowball earth*) som forårsaket anoksiske forhold i havet, som ga gunstige forhold for oppløst jern (og mangan) (Cox, Halverson, Poirier, et al., 2016). Jernmalmen i Rana-området har flere likheter med neoproteroziske jernformasjoner, men den i Rana skiller seg vesentlig ut gjennom mangelen på vulkanske bergarter i området (Melezhik et al., 2015). Det eksisterer derimot enkelte forekomster med linser/ganger av amfibolitt spredt rundt i Dunderlandsdalen (Gjelle et al., 1991), og som er av antatt intrusiv opprinnelse (Bugge, 1948). Disse er dog forholdsvis små.

Antatt diamiktitt er omtalt som en sentral bergart i relasjon til jernformasjonen og marmorhorisontene (Melezhik et al., 2015). Diamiktittene i Dunderlandsformasjonen består av klaster

og linser av dolomitt i en matriks av karbonatrik glimmerskifer. Diamiktitten er trolig av glasial opprinnelse og fragmenter av dolomitt omgitt av glimmerskifer/kalkrik glimmerskifer (silt/leir i utgangspunktet) er sannsynligvis glasialt transportert og avsatt gjennom isfjelldropping (Melezhik et al., 2015). Mange av de neoproterozoiske jernformasjonene som opptrer globalt, viser nær relasjon til glasiøse avsetninger (Cox et al., 2013).

Den eksakte opprinnelsen til mange av jernformasjonene i den kaledonske fjellkjeden er fremdeles uklar. Avsetningen kan verken kobles til vestlig eller østlig margin av Laurentia, noe som kan peke mot en passiv margin på et ukjent mikrokontinent (Melezhik et al., 2018). Betydningen av strukturelle påvirkninger for remobilisering av jernmalmen i Rana er også dårlig forstått, noe denne studien skal forsøke å få bedre innsikt i. Jernmineraliseringen i Rana har vært utsatt for svært sterk deformasjon gjennom (flere stadier av) den kaledonske fjellkjededannelsen (Bugge, 1948; Gjelle & Sjøvegjarto, 2004) og det skal undersøkes hvilke innvirkninger dette kan ha hatt på jernmalmen i Rana. Det er foreslått at jernmalmen er repetert og dermed viser en multiplisert tykkelse slik den fremstår i dag (Bugge, 1948; Sjøvegjarto, 1990), hvor det i tillegg er diskutert om mulig ansamling av jernmalm i fortykkede hengselssoner i folder som oppstod i forbindelse med den skandiske tektoniske fasen (kap. 1.4.2).

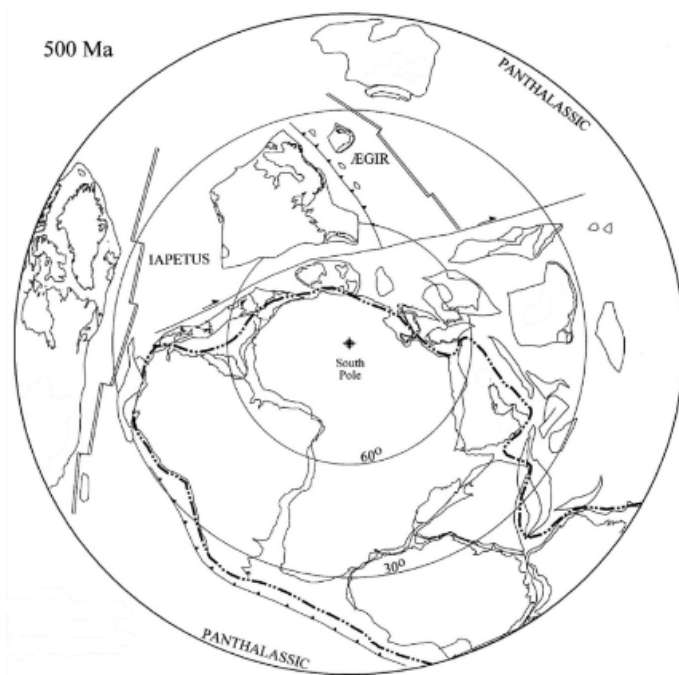
1.4 Den kaledonske fjellkjedens utvikling i Skandinavia og Nord-Amerika

Den kaledonske orogesen foregikk i paleozoikum da de to kontinentene Laurentia og Baltica kolliderte som følge av lukningen av Iapetushavet. Dermed ble store tykkelser av sedimentære bergarter fra senprekambrium og kambrosilur deformert og intrudert av dypbergarter (Gjelle & Sjøvegjarto, 2004). Baltica inkluderte mesteparten av Skandinavia og området vest for Uralfjellene i Russland, og Laurentia omfattet stort sett nåtidens Nord-Amerika og Grønland (Torsvik & Cocks, 2005).

Det har blitt foretatt flere forsøk i å beskrive utviklingen av den kaledonske orogesen fra et platetektonisk syn, der de fleste modeller forklarer utviklingen med en vinkling tilsvarende Wilsons syklus av Iapetushavet. På samme måte som de fleste konvergerende marginer opptrer i dag, viser nyere litteratur en mer kompleks dannelse av den kaledonske fjellkjeden enn en enkel ortogonal tektonisk setting slik Wilson syklus beskriver (Torsvik & Cocks, 2005).

Mot slutten av kambrium ved ca. 500 Ma var Baltica rotert 180° med dyp subduksjon mot NØ i Ægirsjøen, trolig under mikrokontinentet Kara (Torsvik & Rehnstroem, 2001; Cocks & Torsvik, 2002) (Figur 2). På vestlig side mot Iapetushavet var den Baltiske marginen passiv. I løpet av

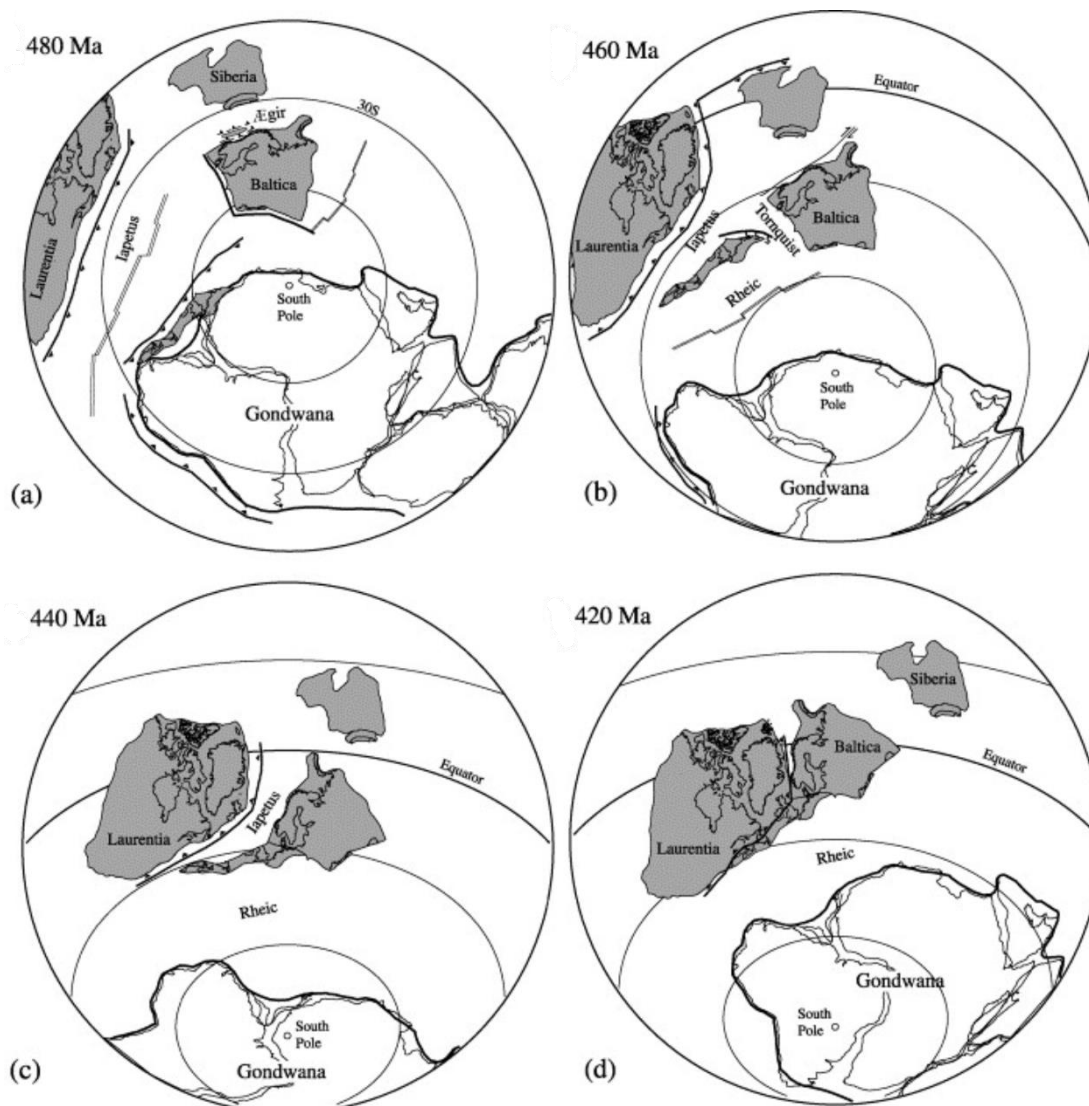
ca. 20 Ma roterte Baltika 55° mot klokka, med bevegelse vekk fra Sibir (Torsvik & Rehnstroem, 2001). Årsaken var antakelig en kollisjon med Kara og andre *terrane*/mikrokontinenter (Cocks & Torsvik, 2002).



Figur 2 - Rekonstruksjon av Jorden ved ca. 500 Ma. Baltika er rotert tilnærmet 180° og marginen subduserer under Kara. Fra Cocks & Torsvik (2002).

Tidlig i Ordovisium (ca. 480 Ma) ble Avalonia løsrevet fra Gondwana etterfulgt av hurtig bevegelse mot Baltika (Figur 3a og b). Med subduksjon og konvergerende bevegelse i Iapetushavet fortsatte øybuedannelsen, etterfulgt av kollisjon og tilvekst av øybuer på både Laurentisk og Baltisk margin (Cocks, 2001).

I Silur mellom 440 Ma og 420 Ma subduserte Tørnqvist-havskorpen under Avalonia og en oblik kollisjon med Baltika inntraff, og gav opphav til kaledonsk lav-grad metamorfose i Nordsjøen (Torsvik & Cocks, 2005). I løpet av 425 til 420 Ma var den gigantiske jordskorpeblokken (superterrane) Laurussia et faktum (Figur 3C og D) (Cocks & Torsvik, 2002). Kollisjon og subduksjon av Baltika under Laurentia initierte i nord og fortsatte sørover i form av en oblik kollisjon. Post 420 Ma var preget av kollaps av den Kaledonske fjellkjeden og resulterte i et ekstensjonsregime i det senere stadiet av subduksjonen av Baltika (Roberts, 2003).



Figur 3 - Rekonstruksjon av Jorden fra tidlig Ordovicium (a) til og med sen Silur (d). Fra Roberts (2003)

1.4.1 Den kaledonske fjellkjeden i Skandinavia

Deformasjon i kaledonske bergarter kan kobles til hendelser som pre-daterer kollisjonen mellom Laurentia og Baltica (skandisk fase) (Roberts 2007).

Basert på den tektoniske utviklingen av den Kaledonske fjellkjededannelsen i Skandinavia, har Roberts (2003) beskrevet fire orogenske faser som er den finnmarkiske, trondheimske, takoniske og skandiske fasen. Den finnmarkiske fasen (sen-kambrium/tidlig ordovicium) involverte den ytterste baltoskandiske marginen som omfatter sålen til det øvre allokton og deler av midtre allokton. Dette tidlige stadiet i orogenesen var antatt å være et resultat av kollisjon mellom baltisk margin og en magmatisk øybue lokalisert i Ægir oseanet (Roberts, 2003). Gjennom nyere forskning er det bevist at den finnmarkiske fasen var misforstått, etter

at strukturer som tidligere er tolket å være dannet under denne fasen viste seg å være mye eldre (Corfu et al., 2014). Den trondheimske fasen (tidlig ordovicium), lokalisert i midtre del an Norge, kan gjenkjennes i deler av Kølidedekket i øvre allokton. Den var også preget av subduksjon og kollisjon mellom øybue og kontinent (Roberts, 2003).

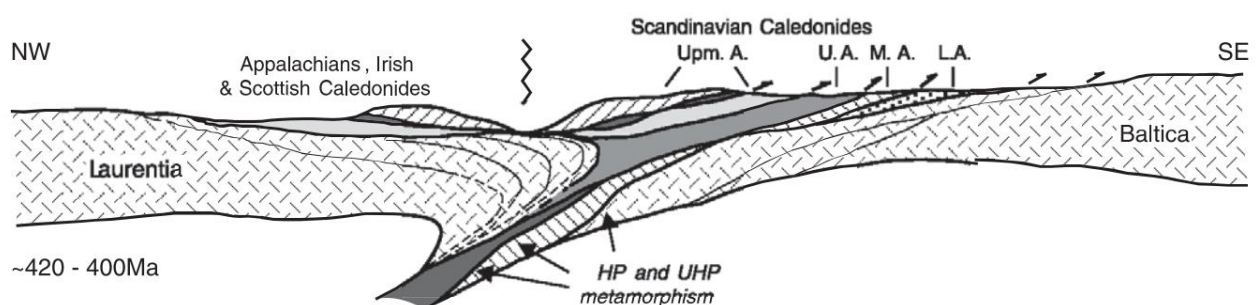
Studieområdet befinner seg i øverste allokton, og har dermed ikke en direkte tilknytning til de overnevnte hendelsene. Den takoniske og skandiske fasen, omhandler derimot det øverste allokton gjennom den kaledonske fjellkjededannelsen (Roberts et al., 2007).

1.4.2 Den skandiske fasen (sen silur/tidlig devon)

Den Skandiske fasen representerer kontinent-kontinent kollisjonen mellom Laurentia og Baltica som foregikk i Silur til tidlig devonsk tid. Kollisjonen mellom kontinentene var oblik, og den svært dype subduksjonen av Baltisk skorpe under Laurentia var en relativt rask prosess. Det samme gjaldt for avdekking/kollaps av fjellkjeden (*exhumation*), som dermed tilsier at den skandiske tektonometamorfosen var forholdsvis kortvarig og intens (Roberts, 2003).

Alle de fire omtalte alloktonene var mer eller mindre involvert i denne genesen (Roberts, 2003), hvor denne hovedinnskyvingen av fjellkjeden medførte et maksimum for metamorfose som er datert til 432 Ma (Roberts et al., 2007). Imbrikering, og østlig skyving av dekkene resulterte i dagens plassering av alloktonene og skyvedekken innad.

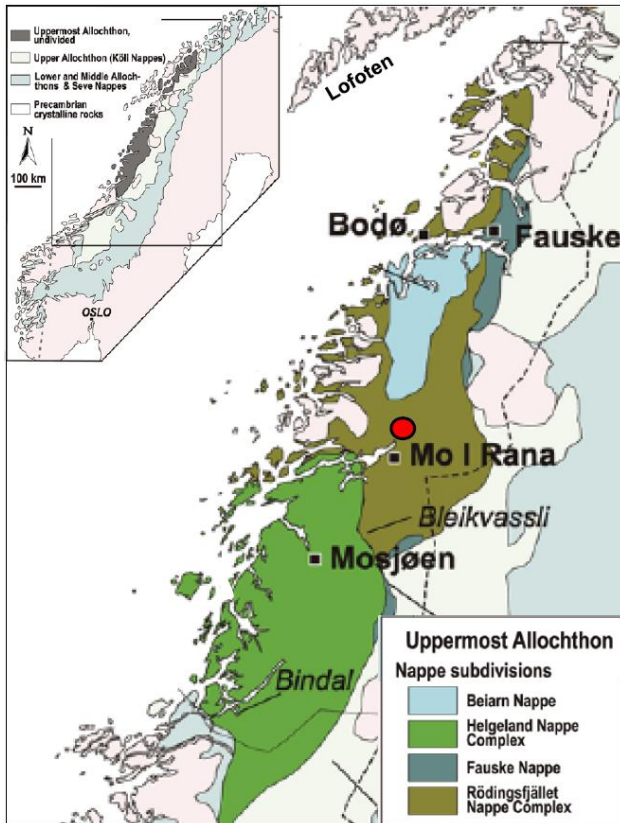
I ettertid og mot slutten av orogenesisen, samtidig med den siste subduksjonen av Baltisk margin, foregikk duktil deformasjon i forbindelse med ekstensjon av fjellkjeden. Skyveforkastningene ble reversert og sinistral, transpressiv skjærbevegelse preget den Kaledonske fjellkjeden i tillegg til lokal folding (Roberts, 2003).



Figur 4 - Kollisjon mellom Baltica og Laurentia med dyb subduksjon av baltisk skorpe under Laurentisk margin. Legg merke til det øverste allokton som skyves inn over Baltica fra Laurentia. Fra Roberts (2003)

1.5 Regional geologi og tektonisk setting

Geologien i Midt-Norge (Nordland fylke) består hovedsakelig av kaledonske bergarter tilhørende den øverste alloktone dekkeenheten (Roberts et al., 2007). Dette kapittelet fokuserer på den kaledonske fjellkjedens oppbygning i Nordland og beskriver spesielt skyvedekker med relevans til geologien i Rana-regionen.



Figur 5 - Geologisk oversikt over det øverste allokton i Nordland med Helgelang dekkekompleks i sør og Rødingsfjell dekkekompleks i Nord som utgjør den største delen av det øverste allokton. Fauske og Beirn dekket er representert i området rundt Bodø. Rød prikk indikerer plasseringen av jernmalmen i Rana. Fra Roberts, Nordgulen, & Melezhik (2007).

Den kaledonske fjellkjeden i Norge kan grovt deles inn i en serie med fire alloktone enheter eller skyvedekker, som ble skjovet over Prekambriske, krystallinske bergarter (autokton og parautokton) med retning mot øst (Roberts & Gee, 1985). Undre allokton består for det meste av sedimenter fra sen-Proterozoikum til Ordovicium, og midtre allokton er dominert av prekambriske krystallinske bergarter. Begge er sammensatt av sekvenser fra den baltiske marginen av lapetushavet. Øvre allokton stammer fra oseanske øybuer og sedimenter lenger ut i lapetushavet, mens det øverste allokton består av tilvokste øybuer og jordskorpeblokker (eksotiske *terrane*s) derivert fra den laurentiske marginen (Stephens et al., 1985; Ramberg, 2008).

1.5.1 Det øverste allokton

Den øverste alloktone enheten har sin største utbredelse sentralt i Nordland fylke, men strekker seg også nordover til Troms (Figur 5). Dekkeenhetene under øverste allokton avtar i mektighet mot vest der de kiles ut, mens andre enheter viser også tydelige variasjoner i tykkelse langs strøkretningen (Roberts & Gee, 1985). Østover mot Sverige er både øvre, midtre og undre alloktone enheter eksponert (Gjelle & Sjøvegjarto, 2004). Kontakten mellom øverste allokton og Köli-dekkekomplekset (del av øvre allokton) er preget av en tykk sone med mylonitter og blastomylonitter, sammen med meta-pelittiske bergarter/fyllitt, til sammen tolket som regionale duktile skyvesoner (Roberts & Gee, 1985). I tillegg fremgår ofte tektonisk imbrikering, kiler og linser av mindre deformerte bergarter (Stephens et al., 1985).

Øverste allokton er et 'eksotisk' dekke i den forstand at kildeområdet for enheten ikke er kjent. En tolkning er at dekkesekvensen stammer fra Laurentia og at den under kontinent-kontinentkollisjonen i silur, ble skjøvet over undre og midtre allokton som utgjorde den Baltiske marginen (Stephens et al., 1985). Øvre allokton kan således ha oppstått ved tilvekst av øybuer og eventuelle mikrokontinenter i forbindelse med subduksjon under den laurentiske marginen (Roberts, 2003).

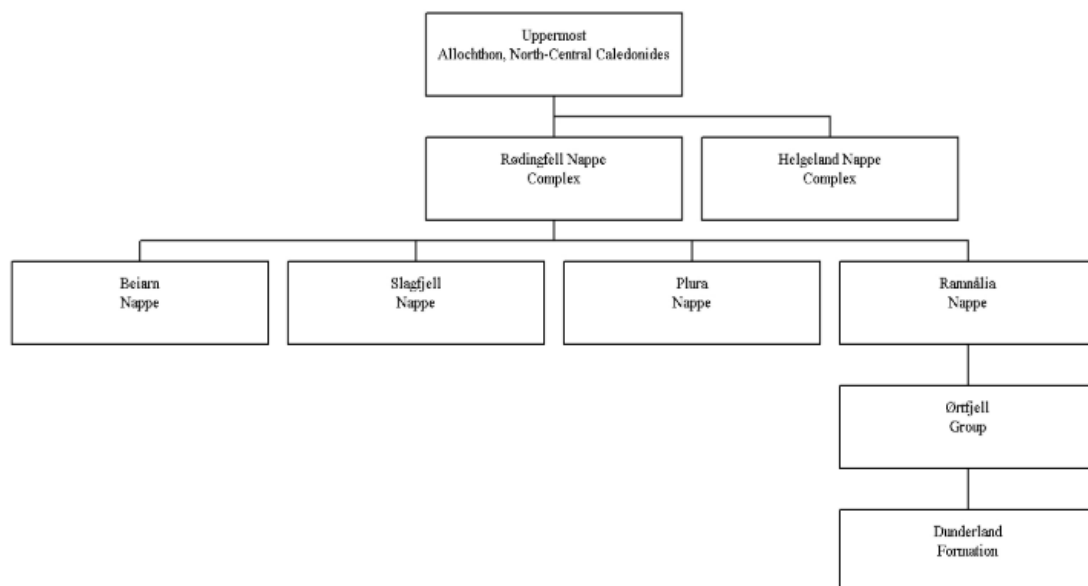
Duktile strukturer som folder og skjærsoner i øverste allokton tilsier at en flerfaset kaledonsk deformasjon/folding har funnet sted, som gjenspeiler både lukningsfasen og den etterfølgende kontinent-kontinent kollisjonen (Stephens et al., 1985). Innhold av skyveflak dominert av prekambriske krystalline gneisbergarter, med tektonisk og/eller avsetningskontakt til metasedimentære dekkebergarter, viser at øverste allokton består av *basement - cover* komplekser (Riis & Ramberg 1979; Stephens et al., 1985), hvor de sedimentære dekkebergartene inneholder sekvenser av marmor og glimmerskifer sammen med lokale konglomerater (bl.a. diamiktitt) og sedimentære jernmalmer. Slik de fremstår, er det foreslått at disse er avsatt på en kontinental margin (Stephens et al., 1985). Grunnfjellsbergartene er arkeiske til palaeoproterozoiske og har gjennomgått flere faser med prekambrisk deformasjon før de ble del av den kaledonske fjellkjeden. Metasedimentære bergarter av neoproterozoiske til silurisk alder er flerfaset deformert under den kaledonske fjellkjeden, blant annet i form av regionale isoklinale folder, mesoskala asymmetriske og åpne folder, og i tillegg flere generasjoner med sekundær kløv, linjestrukturer og duktile skjærsoner (Stephens et al., 1985; Roberts & Gee, 1985). Denne oppgaven søker å avklare i større detalj slike strukturers opptreden geometri, relative alder og betydning for malmdannelse og remobilisering av jernformasjonene.

1.5.1.1 Tektonostratigrafi

Den tektono-stratigrafiske oppbygningen av kaledonske dekkebergarter i Nordland er dominert av to tektoniske mega-enheter benevnt Rødingsfjelldekkekomplekset i sentral del av øverste allokton og det overliggende Helgeland dekkekompleks lenger sør (Figur 5), hvor begge utgjør et kompleks i form av flere underordnede dekker. To mindre enheter er Beiarn- og Fauskedekket (Figur 5). Beiarndekkekomplekset er geografisk separert fra Helgeland dekkekomplekset og antatt å være en overliggende tektonisk enhet innenfor Rødingsfjelldekkekomplekset (Gustavson and Gjelle, 1991; Gustavson, 1996; Roberts, Nordgulen, & Melezhik, 2007).

Litologisk, består Rødingsfjell dekkekompleks hovedsakelig av psammittiske/pelittiske og karbonatrike glimmerskifere og gneis med underordnet mengde av amfibolitter. I tillegg opptrer sedimentære jernmalmer og tykke dolomitt- og kalsittmarmorere som er typiske komponenter i dekkekomplekset, der marmorene enkelte steder kan følges uavbrutt over en strekning på 100 km (Stephens et al., 1985).

Rødingsfjelldekkekomplekset strekker seg over størsteparten av Rana-regionen, og er delt inn i seks mindre skyvedekker (Figur 6) (Søvegjarto, Marker, Graversen, & Gjelle, 1989; Ellefmo, 2005). Et av disse, nemlig Ramnålidekket, inkluderer Ørtfjellgruppen og Dunderlandformasjonen, som studieområdet befinner seg i.



Figur 6 - Skjematisk inndeling av de ulike dekkene innenfor det øverste allokton i den sentrale delen av Norsk kaledonsk fjellkjede. Av Ellefmo, (2005).

1.5.2 Dekkebergarter i Nordland og Rana regionen (øverste allokton)

Det faktum at øverste allokton er en eksotisk enhet som består av både prekambriske og kaledonske bergarter og strukturer skjøvet inn over Baltika, gjør det desto mer komplisert å bestemme opprinnelsen og deformasjonshistorien til bergartene. Følgelig kan disse bergartene inneholde strukturer som stammer fra både pre-skandisk og skandisk orogenese (Stephens et al., 1985). Den kaledonske tektonostratigrafien i Rødingsfjelldekkekomplekset i Nordland er preget av tykke lagpakker av karbonatbergarter sammen med glimmerskifre. Glimmergneiser og glimmerskifre dominerer i de øverste nivåene av Helgelanddekkekomplekset, og bergartene har gjennomgått høyere metamorfose og grad av deformasjon enn de underliggende enhetene (Ramberg, 2008).

Bergartene i Dunderlandsdalen er anslått å være av neoproterozoisk alder (Melezhik et al., 2015). Strukturelt, er studieområdet del av en regional antiformal (som utgjør Dunderlandsformasjonen) (Figur 1). Vest i Dunderlandsformasjonen er de litologiske enhetene orientert langs Ø-V og bøyes gradvis mot NNØ i den nordøstlige delen, slik at formasjonen utgjør en buet form. Enhetene viser således en bredere utbredelse i senter av formasjonen, og er plassert tettere i ytterkantene av området i nordøst og i vest (Figur 1) (Bugge, 1948). Bergartene er komplekst flerfasefoldet og viser imbrikerte sekvenser av karbonat- og skiferbergarter.

1.6 Metoder

Feltarbeidet ble gjennomført over 3 dager i september 2018 i det aktive dagbruddet Kvannevann Øst. Området er stengt for fri ferdsel og det ble tillatt adgang etter avtale med Rana Gruber A/S. Feltarbeidet foregikk langs to nord-sørgående vertikale bergskjæringer som var i fokus: den ene i vest og den andre i østlig ende av bruddet. Det ble lagt størst vekt på å kartlegge litologi og bergartsgrenser sammen med relaterte strukturer som ideelt sett kunne kobles til ulike deformasjonstadiet under innskyvingen av kaledonske dekkeenheter. Det ble forberedt et enkelt oversiktskart over dagbruddet produsert av Rana Gruber, som ble medbrakt i felt. GPS ble brukt for å referere målinger og data til korrekte posisjoner på kartet. Målingene gjort i felt var fokusert mot duktile deformasjonsstrukturer, som bestod av følgende; strøk og fall målinger av foliasjon, foldeflanker og akseplan og trend/stupning til krenulajonslineasjoner, strekningslineasjoner og foldeakser. Strøk og fall målinger ble gjort med kompass som inkluderte et inklinometer, der høyrehåndsregelen ble benyttet. I tillegg ble det brukt annet utstyr som hammer, lupe, penn og fotoapparat.

Feltdata og målinger ble analysert og preparert i Esri, ArcMap 10.5. Oversiktskartet fra feltarbeidet ble skannet og georeferert gjennom gps-punktene som ble tatt i felt for digitalisering. Kartet ble projisert i koordinatsystemet WGS 84 i UTM-sone 33N. Kartdata av litologiske kontakter etter tidligere arbeid av Sjøvegjarto (1973) ble supplert i det geologiske

kartet for de områder som ikke lot seg kartlegge i felt. Presentasjon av strukturdata ble gjort i Orient 3.7.3 og i ArcMap 10.5. Figurer, bilder og skisser ble modifisert og produsert i det grafiske programmet CorelDraw (2017).

Prøver hentet ut i felt ble vurdert og selektert for preparering av tynnslip-analyse. Små klosser på ca. 2x3 cm. ble skjært til med stein-sirkelsag, med flaten kuttet vinkelrett på foliasjon og akseplan til folder. Klossene ble sendt til instituttets geologilab der de ble ferdigstilt som tynnslip. Tynnslipene ble studert i et petrografisk mikroskop, hvor det ble lagt vekt på mikrostrukturer for å kunne knytte krystallisering av hematitt og magnetitt til potensielt ulike foldefaser. I tillegg ble det utført enkle petrografiske undersøkelser av gangmineraler (mineraler uten økonomisk verdi).

1.7 Historikk, Rana Gruber

Nedenfor er det gitt et sammendrag av Rana Grubers historie, etter Ellefmo, (2005) og ranagruber.no (<http://ranagruber.no/index.php?id=22>)

Selskapet Rana Gruber kan kobles tilbake til år 1799 da det ble registrert at selskapet MIC (Mostadmarkens Iron Company) gjorde sin rett på jernforekomstene nær Mo i Rana. Sent på 1800-tallet skaffet svenske Nils Persson seg rettigheter og eierskap over nødvendige landområder for gruvevirksomhet i Rana-distriktet. Persson ansatte den svenske ingeniøren Alfred Hasselblom som undersøkte Rana distriktet for jernmalm. Han anslo reservene til å være over en milliard tonn. I 1901 kjøpte det Britiske selskapet Edison Ore Milling Syndicate alle Perssons rettigheter i Rana distriktet, og utviklet nye metoder som økte utvinningen av jernmalm. For videre utvikling og produksjon av jernmalm, ble selskapet Dunderland Iron ore Co Ltd (DIOC) stiftet i 1902. Ved Ørtvann nær Storforshei ble det opprettet et dagbrudd som inkluderte et separasjonsverk med tørr-magnetisk separasjon av magnetitt og hematitt i tillegg til et kull-kraftverk. Utvinningen begynte i 1906, og samme år ble det første skipet med 250 tonn jernbriketter fraktet fra Mo i Rana til England. De neste årene ble operasjonene avsluttet som følge av støvforurensing som påvirket lokalsamfunnet. Løsningen ble et nytt separasjonsverk som benyttet våt-magnetisk separasjon av magnetitt og ristebord for hematitt. Produksjonen fortsatte fram til andre verdenskrig, da tyskerne overtok. Sydvaranger

AS og *the German Vereinigte Stahlwerke* grunnla Rana Gruber i 1937. Selskapet ble senere i 1951 fullstendig statseid. Fra 1961 til 1989 forsynte Rana Gruber konsentrat av jernoksid til Norsk Jernverk AS. Rana Gruber ble solgt til ansatte i bedriften etter at Norsk Jernverk AS ble lagt ned i 1989. Dermed var selskapet igjen uten eierskap av staten, men takket være utvikling av nye produkter kunne produksjonen fortsette.

2 Resultater

I dette kapitlet skal den geologiske oversikten oppsummeres, deretter følger beskrivelser av de viktigste bergartene i dagbruddet sammen med jernmalmer. Beskrivelser og analyser av strukturelementer vil presenteres, og deretter forsøkt satt i relasjon til opptreden og dannelse av hematitt og magnetitt.

2.1 Geologisk og strukturegeologisk oversikt

Dagbruddet Kvannevann Øst ligger i Dunderlandsdalen i Nordland fylke. Som beskrevet i innledningskapitlet, er området en del av øverste allokton innenfor Ramnåli-dekket som ligger i Rødingsfjell dekkekompleks i den kaledonske fjellkjeden (Gjelle & Sjøvegjarto, 2004). Dagbruddet, som er i aktiv drift, viser nylig utsprengte tverrsnitt som utgjør svært gode eksponeringer for å studere bergartene og strukturegeologien, og for prøvetaking og utføre strukturelle målinger. Basert på observasjoner og målinger i felt, sammen med tidligere eksisterende data, ble et geologisk kart med tolket profil over studieområdet i dagbruddet utarbeidet (se Figur 7).

Sidebergartene til jernmalforekomstene i dagbruddet består for det meste av ulike, godt lagdelte/folierte glimmerskifere sammen med to typer karbonatbergarter, henholdsvis kalsittmarmor og dolomittmarmor. Jernmalforekomsten er hovedsakelig fordelt i to større foliasjonsparallele, tette enheter som, sammen med sidebergartene og kontaktene mellom dem, har Ø-V strøk og gjennomsnittlig steilt fall. Denne orienteringen gjelder for alle enhetene/bergarter i dagbruddet (Figur 7B).

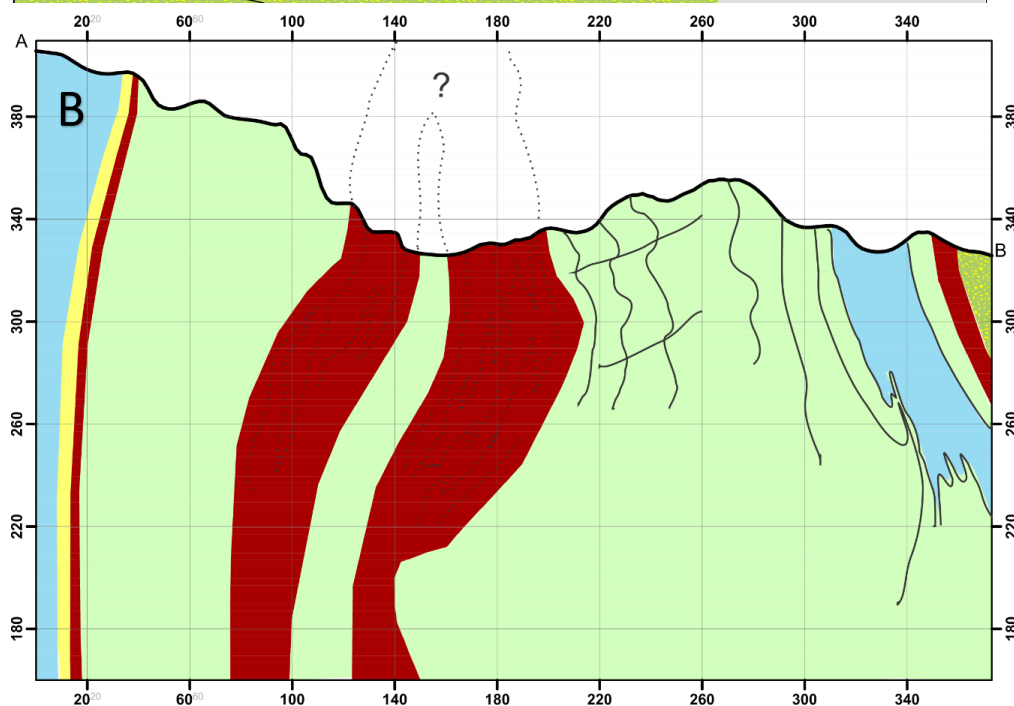
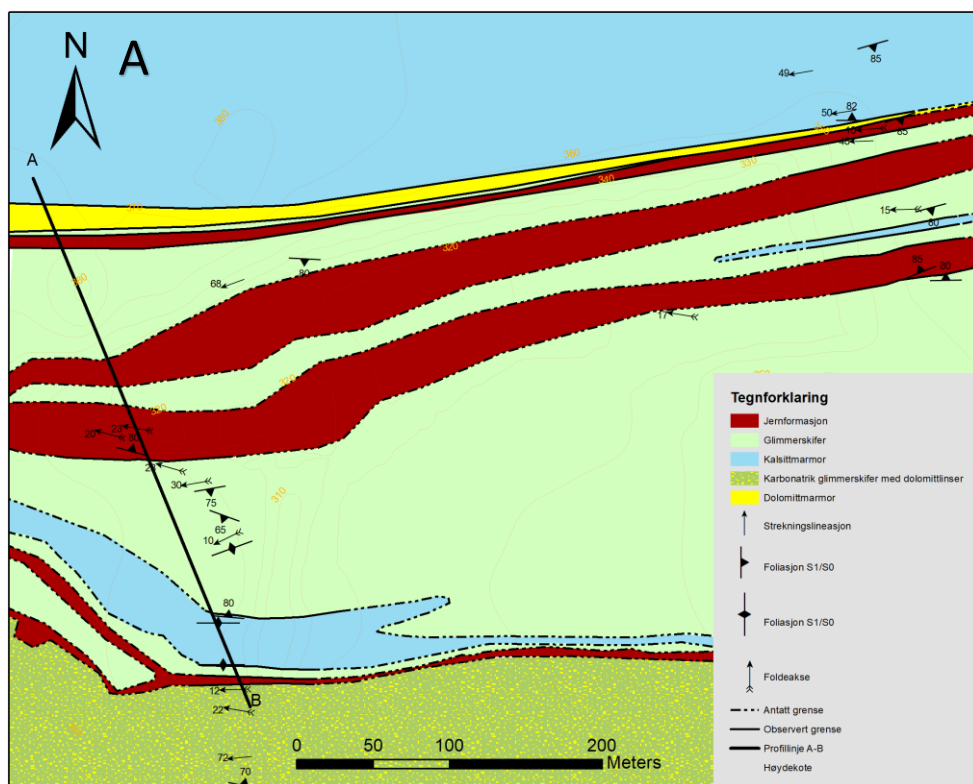
Grenseforholdene mellom jernmalmen og sidebergartene er overalt konform/stratiform til omliggende glimmerskifere der den sydlige kontakten mellom dem er kjennetegnet ved en 1-5 meter tykk kontaktsone med manganrik skifer (Melezhik et al., 2015), noe som gjelder for stort sett hele studieområdet. Unntaket finnes i en kontakt ved den nordlige veggen i dagbruddet hvor en smalere malmkropp grenser til dolomitmarmor i nord (Figur 8B).

Området er preget av duktil/plastisk deformasjon, med blant annet folder, elongerte linser, og båndstrukturer. Foldene kan grovt deles inn i to ulike varianter, fra isoklinale, komplekse og disharmoniske folder, til mer åpne og svakt overbikkede folder.

2.1.1 Studieområdet, Kvannevann øst

Det geologiske kartet over studieområdet (Figur 7A) og tolket profil (Figur 7B) viser utgående av de to jernmalforekomstene og sidebergartene i dagbruddet. De litologiske enhetene, grensene og kontaktforholdene ble kartlagt og studert først i N-S tverrsnitt i den østlige og vestlige delen av dagbruddet, hvor blotningene er tilnærmet vinkelrett på lagningen/foliasjonen i bergartene. Deretter ble de to jernformasjonene og sidebergartene kartlagt i strøkretningen Ø-V, og sammenstilt i det geologiske kartet (Figur 7A).

Under feltarbeidet ble det lagt størst vekt på studier av bergartene og deres strukturer langs profilet A-B lengst vest i bruddet (Figur 7 og 9A), som eksponerer bergartene, inkludert de jernmalmførende enhetene, på tvers av strøket til foliasjonen og kontaktene mellom de ulike litologiene. Dette området egnet seg godt for både tektono-stratigrafiske, petrografiske og strukturelle studier.



Figur 7 - A) Geologisk kart over dagbruddet som illustrerer foliasjonsparallelle malmkropper og folierte meta-sedimentære sidebergarter. Kartet inkluderer generell foliasjon langs et NV-SØ tverrsnitt, strekningslineasjoner og foldeakser. Plasseringen av profilet nedenfor er indikert med svart linje A-B. Modifisert etter Sjøvegaard (1973). B) Tolket geologisk profil A-B som viser malmkroppene og sidebergartene i det geologiske kartet, samt de viktigste geologiske strukturene. Bergartsgrensene og mulige traseer for foliasjonen er skjematisert fremstilt og basert på feltdata. Legg merke til isoklinale F1-folder med akseplan parallelt med antatt primær lagning, i tillegg til asymmetriske folder der akseplanet heller mot nord. Aksene er angitt i meter. Profilet er utarbeidet etter observasjoner i felt og er supplert med data fra Rana Gruber (upublisert) og (Priesemann, 2007).

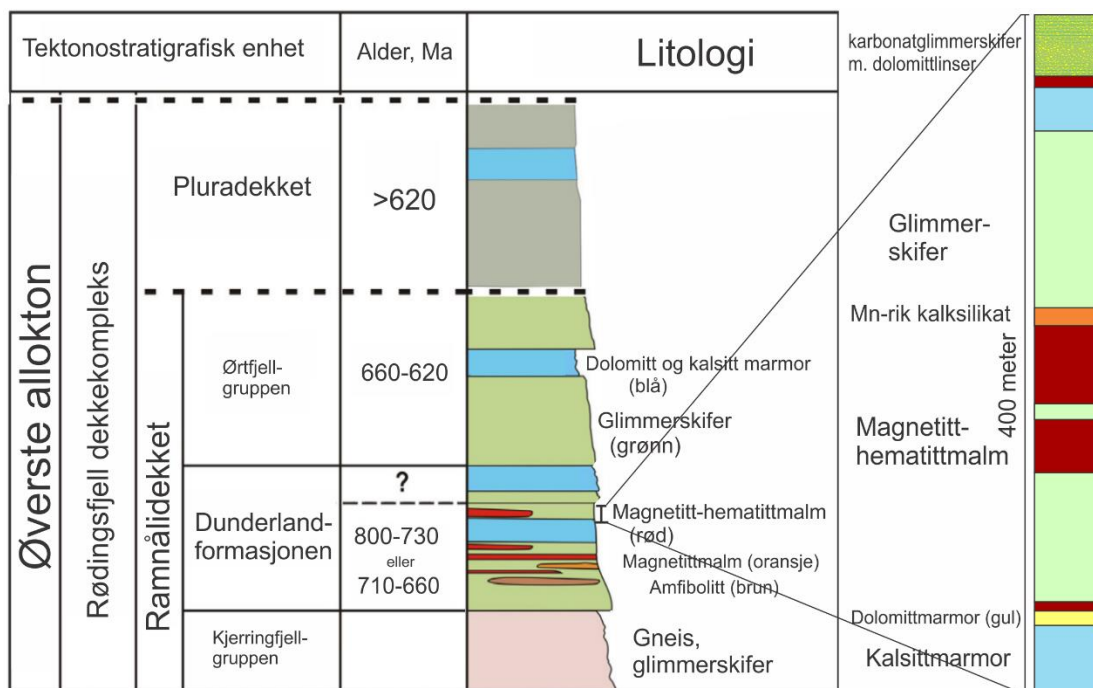


Figur 8 – Oversiktsbilder av dagbruddet. A) Den vestlige delen av bruddet med indikerte ulike litologier. Det hvite laget til høyre i bildet, er samme dolomittmarmor som i B. Fargekodene på bildet er tilsvarende de på Figur 7B) Oversikt over den østlige delen av dagbruddet, som viser bergartsgrenser som er indikert med hvite linjer. Parallelt med lagningen/foliasjonen er en sone med store lineamenter indikert med stiptet linje langs ytterkantene. (Forkortelser: DM=dolomittmarmor, JF=jernformasjon, GS=glimmerskifer, KM=kalsittmarmor)

2.2 Tektonostratigrafi

Bergartene i studieområdet er en del av Dunderlandsformasjonen som igjen tilhører Ramnålidekket (Figur 9) (Gjelle & Søvogjarto, 2004). Dolomitt og kalsitt-marmor sammen

med glimmerskifere og karbonatglimmerskifere er dominerende bergarter i Dunderlandsformasjonen hvor disse også er sidebergartene til de malmførende jernforekomstene. Å bestemme hva som er stratigrafisk opp eller ned for hver enkelt enhet og lag kan være utfordrende, grunnet intens deformasjonen med flere antatte generasjoner med folder (se nærmere omtale, kap. 2.4). En skjematisk stratigrafisk søyle (Figur 9) som representerer dagbruddet og er basert på observasjoner gjort langs profil A-B (Figur 7B), og presenteres med utgangspunkt i en tektonostratigrafisk modell for Rødingsfjell dekkekompleks.



Figur 9 – Tektonostratigrafisk modell av Rødingsfjell dekkekompleks (modifisert etter Melezhik et al., 2015), med litostratigrafisk søyle som representerer dagbruddet (til venstre).

2.3 Petrografiske beskrivelser

I det følgende vil de viktigste bergartene, grenseforhold og teksturelle karaktertrekk bli beskrevet, i tillegg til grunnleggende mineralogi. Deretter vil malmbergartene beskrives først ut i fra feltopptreden (mesoskopiske beskrivelser), etterfulgt av mikroskopiske beskrivelser.

2.3.1 Sidebergarter

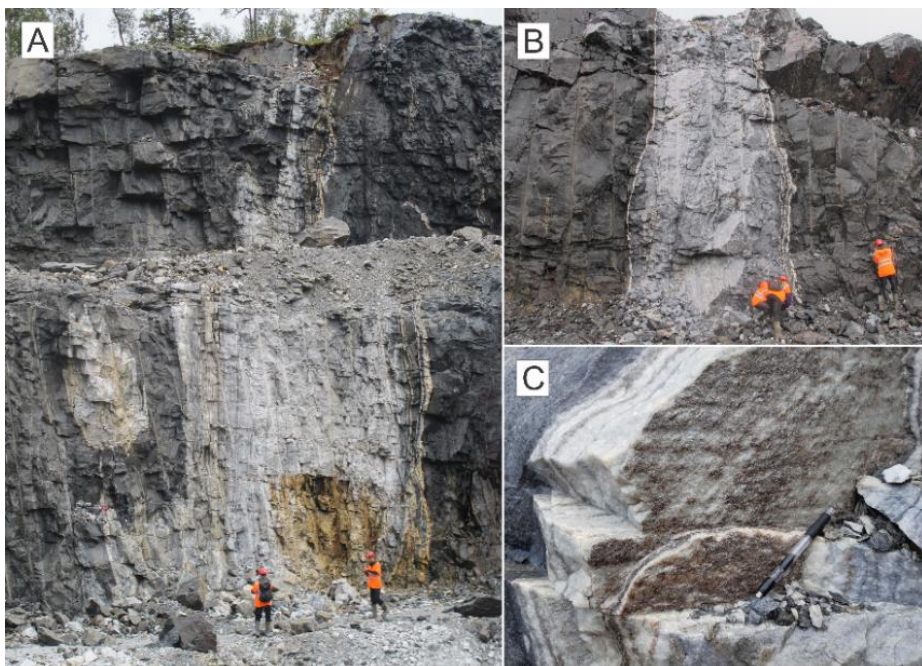
Malmkroppene er omgitt av alternerende dolomitt- og kalsittmarmor, glimmerskifer, karbonatglimmerskifer med dolomittlinser, og metapsammitt, i tillegg til manganrik kalksilikat i kontaktsonen. De vanligste mineralene i sidebergartene er kvarts, karbonat, biotitt, muskovitt, amfibol, granat, epidot og feltspat.

Kalsitt- og dolomittmarmor

Generelt finnes det to ulike typer marmor i området. Den ene er dominert av kalsitt og den andre dolomitt.

Kalsittmarmorene har gråblå farge og kornstørrelse på ca. 2-5mm. Disse kan skilles fra dolomitter ved at de ofte har en svært skarp grense til glimmerskiferer (Figur 10B) og at det er observert tynne årer av hvite kvartsårer som definerer kontaktsonen. Marmorene inneholder stedvis tett foliasjon/bånding som også omfatter hvite årer og linser av ren kalsitt sammen med mørkere og mer forurenset marmor. Den mørkere gråblå fargen skyldes et bestemt innhold av grafitt sammen med opprinnelige leir/siltmineraler (Ellefmo, 2005). I lysere soner er det funnet svært tynne lag med mørk og lys glimmer som ligger parallelt med foliasjonen (Figur 10C).

Dolomittmarmorene har vekslende hvite og gulhvite /lys brune lag (Figur 10A) med massiv intern tekstur av karbonat, i stor kontrast til de mørkere omkringliggende glimmerskiferbergartene. Bergarten fremstår mer finkornet (0.02 til 0.4mm), og den viser mindre grad av intern bånding, sammenlignet med kalsittmarmorene. Dolomittmarmorene er mer massive, og antatt mer kompetente enn de øvrige glimmerskiferene, kalsittmarmorene og de jernmalmførende litologiene.



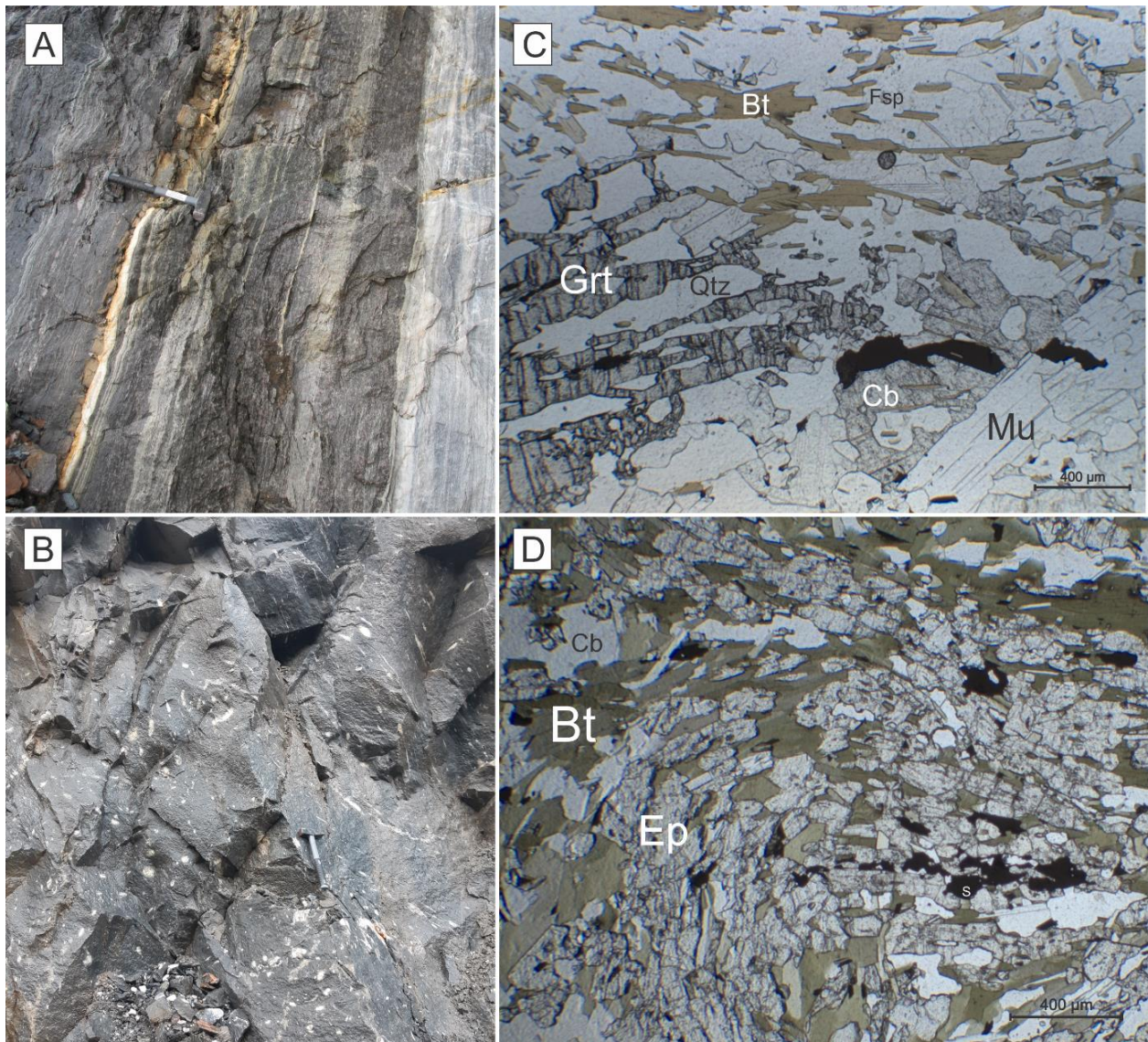
Figur 10 - Tverrsnitt av bergskjæringer i nordøstlig del av dagbruddet, sett mot øst. A) Nordøst i bruddet ligger blotning av dolomittmarmor med løsrevet kile til venstre for laget. B) Tverrsnitt med kalsittmarmor (lysegrå) i kontakt med mørk glimmerskifer. Legg merke til hvit kvartsåre i kontaktsonene. C) kalsittmarmor med tynne lag av lys og mørk glimmer langs foliasjonsplanet.

Glimmerskifer og karbonatrik glimmerskifer med dolomittlinser

Området i dagbruddet er dominert av glimmerskifere tilhørende Ramnålidekket, der disse bergartene ligger konsekvent i nær kontakt med jernformasjonene (Figur 7). Fargen er for det meste mørk grå, men forekommer også i lysere variasjoner med større andel kvarts og feltspat (Figur 11A). Mineralogien er noe varierende for glimmerskifrene, hvor det stedvis kan forekomme soner med relativt store (0,3 - 1 cm) oppsprukkede granater, i tillegg til andre soner som viser større mengdeforhold av epidot og karbonat (Figur 11D). Eksempelvis er det mellom dolomittmarmor og en tynn malmkropp, som opptrer nordvest i dagbruddet (Figur 8A), funnet en sone på 0.5 til 1 meter med granatrik glimmerskifer. Den fremstår svakt båndet med varierende mengde av karbonat sammen med tynnere bånd av kvarts. Foliasjonen veksler fra å være moderat utviklet i mer kvarts/feltspatrike soner, mens foliasjonen er svært fremtredende i glimmerrike utgaver, med større andel muskovitt og biotitt

I sørlig del av dagbruddet nær kontakten til den sørliggende, tynne malmkroppen (Figur 7), opptrer en relativt mektig enhet med mørk, karbonatrik glimmerskifer med spredte linsler/fragmenter av dolomitt. Fragmentene varierer noe i størrelse fra 1 til 10 cm i diameter og gir bergarten et konglomeratisk utseende. Denne bergarten er omtalt av Melezhik et al. (2015) som en neoproterozoisk diamiktitt, der det argumenteres for at dolomittlinsene trolig er avsatt gjennom isfjelldropping. Melezhik et al. (2015) antar diamiktitten å være yngre enn jernformasjonen, og avsatt konformt over denne, hvilket betyr at stratigrafisk opp i sekvensen (lokalt i dagbruddet), kan antas å være mot sør. I tillegg til dolomittlinser forekommer enkelte lyse lag/årer av det som ser ut til å være samme type dolomitt som i linsene. Alternative forklaringer på dannelsen av denne bergarten vil bli kort diskutert senere (kap. 3.2)

Tynnslianalyse viser at glimmerskifere i jernmalmformasjonen inneholder kvarts, karbonat, biotitt, feltspat, muskovitt og stedvis granat og epidot. Biotitt viser en utpreget orientering langs den dominerende planstrukturen i bergartene, som er antatt S1/S0 (se kap. 2.4.2.1). I soner med grovkornige granater er det observert at granatene har irregulær (allotrioblastisk), og til dels svak sigmoidal indre struktur. Biotitt i matriks bøyes rundt granatene, mens muskovitt er tilfeldig orientert uten foretrukket orientering, og ofte mer grovkornig. Sekundær kvarts med betydelig større kornstørrelse er stedvis ansamlet i aggregater med lobate korn grenser ofte i relasjon til oppsprukkede granater. En sone i glimmerskiferen med større mengder epidot er det observert en åre med stor andel grønn biotitt som overprintes av epidot (Figur 11D). I denne sonen er det også observert mindre mengder sulfider (kobberkis) knyttet til antatt hydrotermal aktivitet.

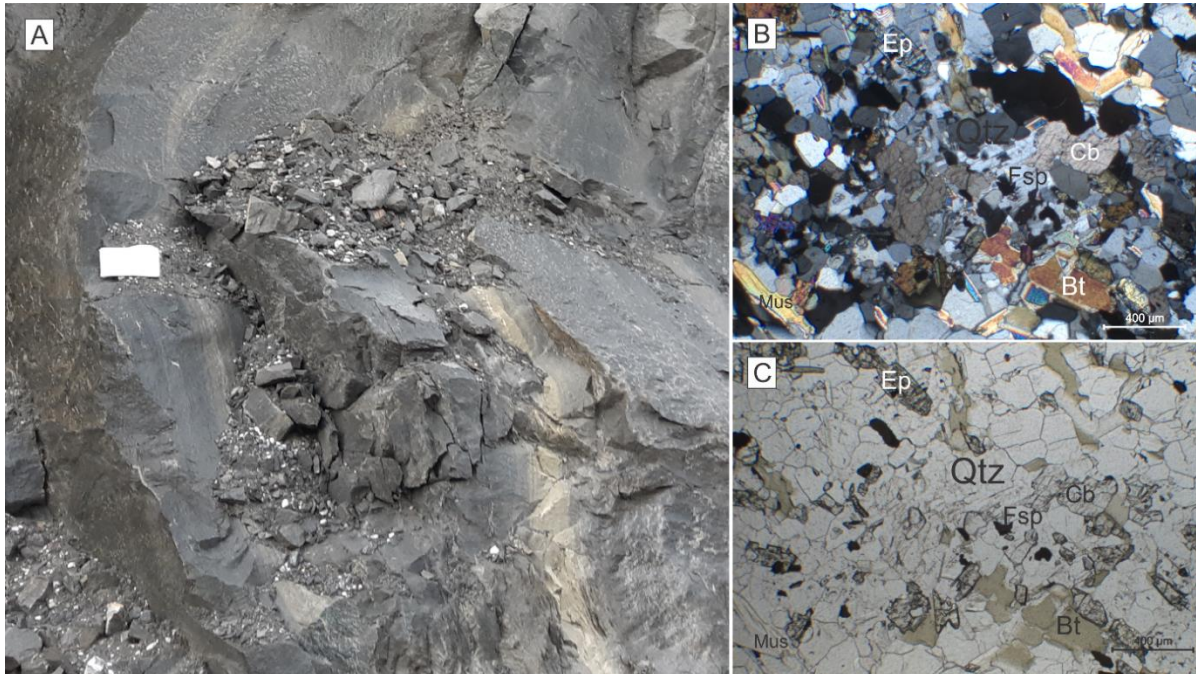


Figur 11 – Bergskjæringer og mikroskopiske foto. (Merk at tynnslip i D ikke representerer bergarten i B). A) Tverrsnitt fra dagbruddet med flere ulike litologier med konforme kontakter: til høyre er dolomittmarmor i kontakt med granatglimmerskifer, og en smal malmkropp eksponert til venstre for den tynne åren med linseformet brun karbonat og hvit karbonat. B) Glimmerskifer med dolomittlinser der foliasjonen i matrisen ikke er like utpreget som ellers i glimmerskifrene. C) Mikrofoto som viser granatglimmerskifer med oppsprukket deformert større porfyroblast av granat der kvartskorn har krystallisert i tomrommet. Foliasjonen defineres hovedsakelig av brun biotitt. Muskovitt opptrer oblikt ift. foliasjonen og kutter blant annet karbonat og kvarts. D) Mikrofoto av tynnslip med glimmerskifer i en sone med betydelig større mengde epidot. Både biotitt og epidot er parallelt orientert, hvor epidot synes å kutte over biotitt. Bildene av tynnslipene er tatt i planpolarisert lys.

Meta- psammitt

Enkelte soner internt i lagpakken med glimmerskifer er det observert en enhet med antatt metapsammitt. Skiffrigheten er mindre fremtredende enn for glimmerskifrene og den inneholder høyere andel kvarts og feltspat og mindre glimmer (biotitt og muskovitt). Foliasjonen er for det meste definert av lysere bånd av kalksilikatmineraler (Figur 12A). Bergarten inneholder kvarts (40%), feltspat (20%), grønn biotitt (15%), kalsitt (10%), epidot (10%) muskovitt (5%), ± granat og hematitt. Mineralkornene viser generelt subhedral til

anhedral kornform og en tilfeldig distribusjon i rommet. Muskovitt, biotitt og epidot er delvis orientert med lengste akse parallelt med den svake foliasjonen (Figur 12B,C), i tillegg til enkelte kvartskorn som er ansamlet i domener, hvor kvartskornene stedvis danner typiske 120 graders trippelpunkt-grenser til hverandre.



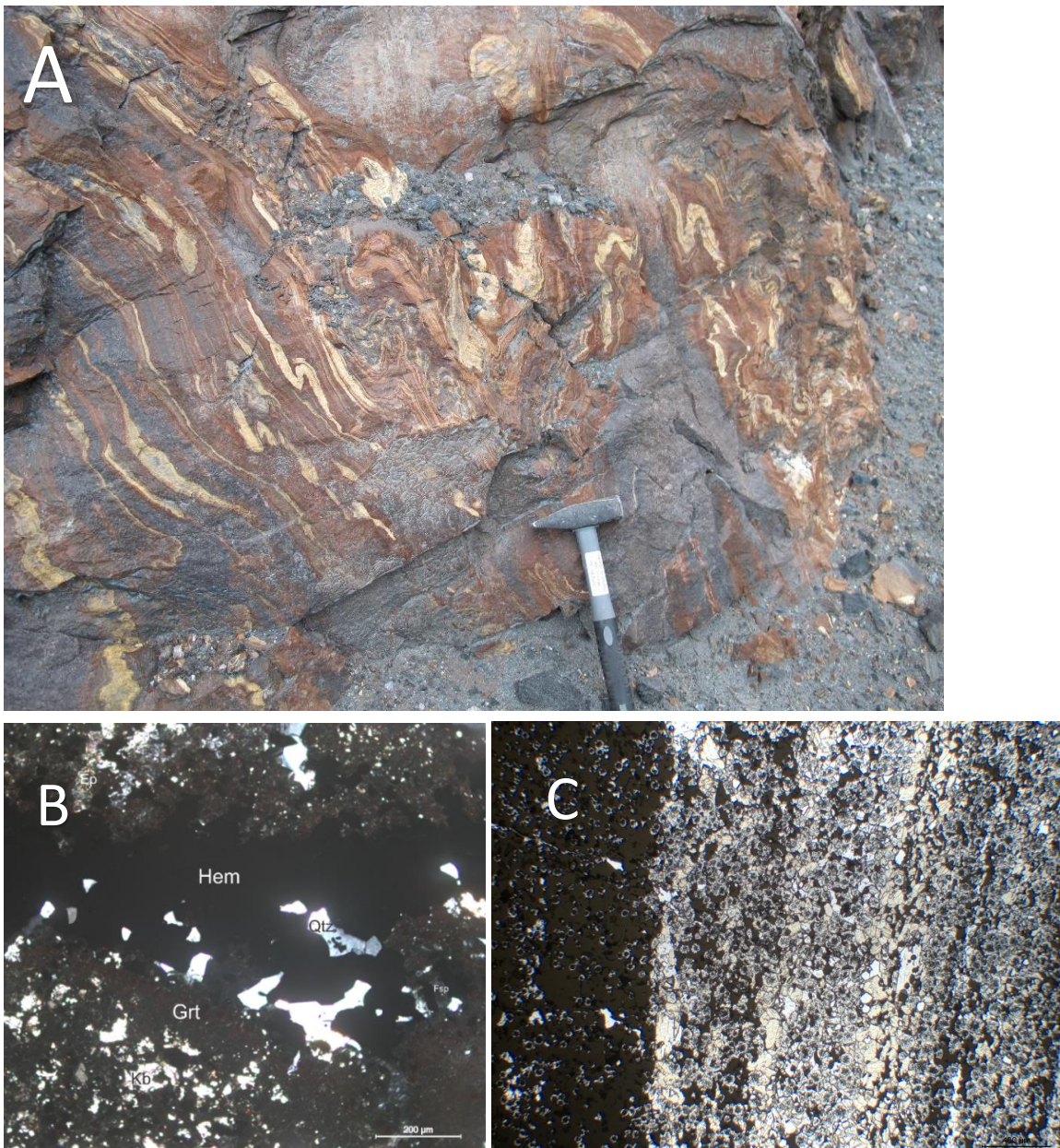
Figur 12 - A) Blotning av metapsammitt med lyse lag av kalksilikat). Foliasjonen er svak, men defineres av lagningen. B/C) Mikroskopiske foto av metapsammitt viser mineralogiske og tekturelle forhold i bergarten. Legg merke til svak parallell orientering av muskovitt, biotitt og epidot.

Manganrik kalksilikatskifer

Tektonostratigrafisk i kontakten mellom jernmalmen og glimmerskifere ligger en forholdsvis tynn sone (1-5 meter) med manganrik kalksilikatskifer som skiller seg tydelig fra øvrige bergarter i området med sin spesielle farge som fremkommer av rødbrune og brungule bånd (Figur 13A). Den karakteristiske fargen er antatt å fremkomme av mangan. Bergarten opptrer som massiv og heterogen hvor de gule båndene viser tykkelsesvariasjoner og stedvis avslitninger og diskontinuitet.

Mikroteksturanalyse viser at disse bergartene i kontaktsonen til de malmførende enhetene er dominert av vekslende mørke og finkornige, hematittrike lag, og har en generell sammensetning som inneholder karbonat (30%), granat (25%), kvarts (20%), epidot (10%), hematitt (7%) feltspat (5%) og biotitt (3%) ± *rodokrositt*, hvor kornstørrelsen er betydelig mindre enn i de fleste andre litologiene i området. I enkelte områder er det funnet større granoblastiske kvartskorn (Figur 13B). Videre viser de røde og brune sonene en svært massiv tekstur, uten foretrukket orientering, og subhedrale kornformer. Sammensetningen består

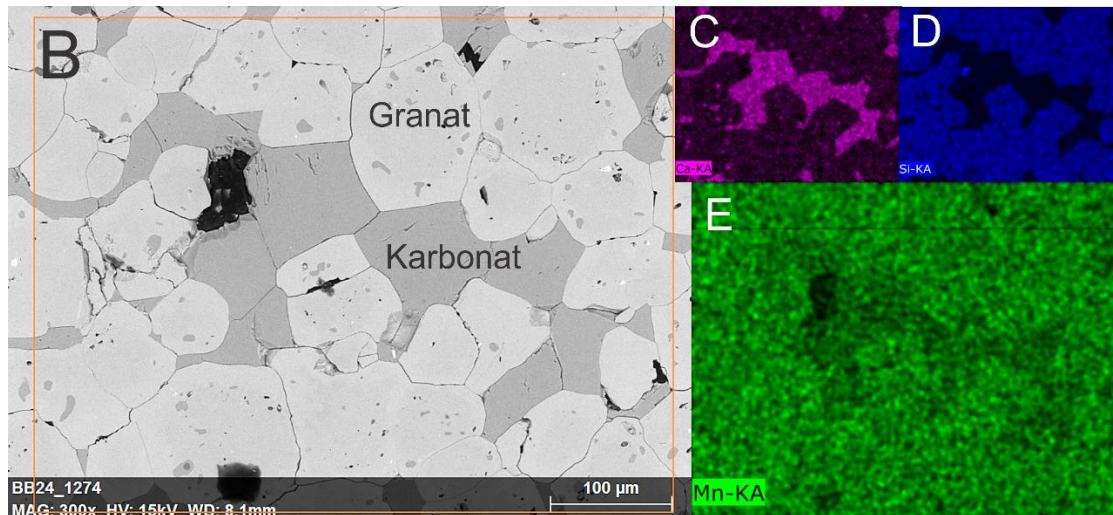
her for det meste av karbonat og noe granat med svært finkornet og uniform kornstørrelse med et mengdeforhold på ca. 80% karbonat og ca. 20% granat med omtrentlig samme størrelser. De gule sonene inneholder større mengde granat og noe karbonat sammen med epidot, med et mengdeforhold på ca. 80 % granat og 20 % epidot+karbonat, også her uten betydelige kornstørrelsevariasjoner. Granat og karbonat er de dominerende mineralene i bergarten, og viser typisk en kornstørrelse på 30 til 50 μm . Enkelte gule bånd opptrer fullstendig isotropisk sett i mikroskop med krysspolarisert lys hvor det er anslått at mengde granat her kan nå opptil 95%.



Figur 13 – Manganrik kalksilikatskifer A) Blotning av den sørlige kontakten til malmkroppen med småfolding i bånd av finkornet gul mangansilikat sammen med brunrød karbonat og mørkere hematittrike lag. B) Mikroskopisk foto som viser hematittbånd mellom granat sammen med noe kvarts og karbonat. Prøven er preget av liten kornstørrelse, spesielt i

granatene som opptrer i høy konsentrasjon og hvor korn grensene er vanskelig å observere. Bildet er tatt i krysspolarisert lys. C) Lagdelte kalksilikatskifer med mørkt lag av hematitt (til venstre), og lyst lag med granater i høy konsentrasjon (til høyre) sammen med epidot (gul farge) og noe karbonat. Bildet er tatt med planpolarisert lys. Skalaen (nede til høyre) er på 400 μm .

Basert på mineralkjemiske studier i elektronmikroskop (SEM) er det funnet at mangan hovedsakelig er bundet i granat og delvis i karbonat (se Figur 14), hvor innhold av mangan kan nå opp til 26% (Ellefmo, 2005).



Figur 14 – A) SEM-bilde av granat-rik kalksilikatskifer (samme prøve som Figur 13). Den oransje rammen definerer det analyserte området, og C, D og E viser relativ anriking av henholdsvis kalsium (lilla), silisium (blå) og mangan (grønn). I E kan en se en svak trend for anrikingen av mangan, der det er dominerende mengde med Mn i granat og noe mindre i karbonat.

2.3.2 Jernmalm-førende bergarter

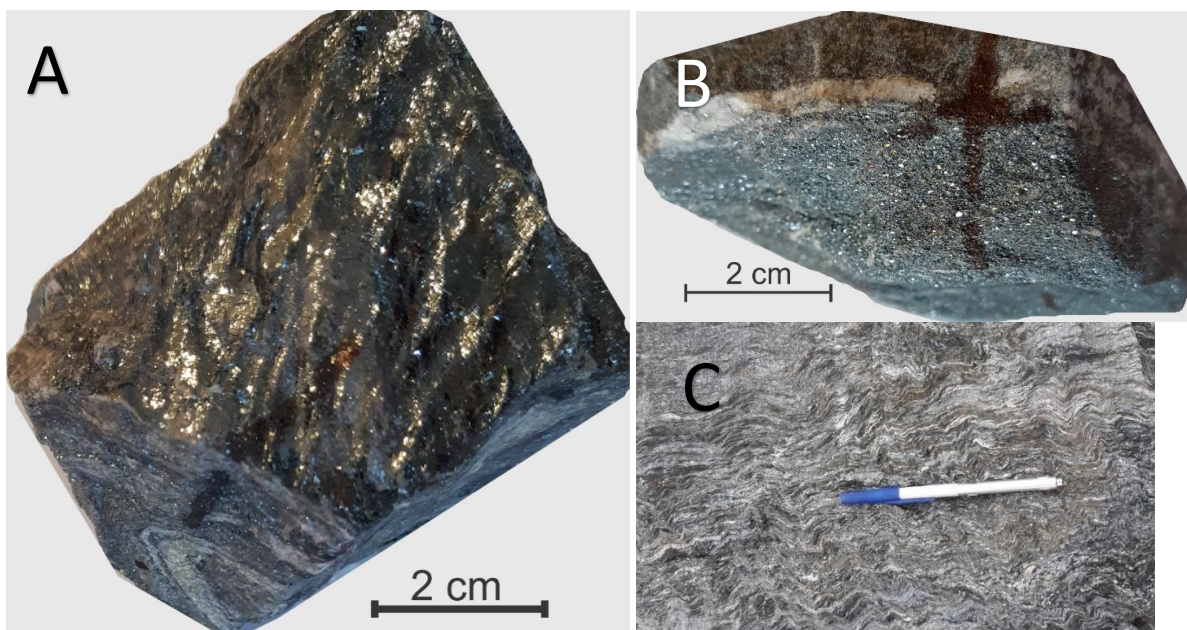
Jernformasjonen i dagbruddet er hovedsakelig lokalisert i to adskilte malmkropper som varierer i tykkelse fra ca. 30-50 m og kan følges flere km i strøkretningen Ø-V (Figur 26). De malmførende enhetene består av variasjoner av hematitt- magnetittrike skifere. Den sørlige kontakten mellom malmkroppen og sidebergartene er anrikt i mangan. Malmkroppene er omgitt av alternerende glimmerskifere, karbonatglimmerskifere, dolomitt- og kalsittmarmor og metapsammitter.

Jernmalforekomstene i dagbruddet (Fig. 2A) opptrer i form av skifere der jernmineralene eksisterer hovedsakelig som hematitt og magnetitt i varierende mengdeforhold, men hematitt er tydelig det dominerende malmineralet (Bugge, 1948). De mest vanlige gangmineralene er kvarts, karbonat, biotitt, muskovitt, epidot, granat, amfibol og plagioklas. De malmførende bergartene er generelt godt foliert, og hematitt i jernmalmen er som oftest stenglig og anrikt i tette bånd med vekselvis mørke og lyse mineraler, der de lyse båndene er dominert av kvarts og karbonat. Teksturen i hematitt og magnetitt er noe varierende ut fra kornform, massive/disseminerte korn og hvordan bånd av hematitt er assosiert med tilgrensende

gangmineraler. Kvannevannsmalmen har et relativt høyt innhold av jern med $Fe_{tot} = 38\%$ (Søvegjarto, 1990).

Den båndete tekturen i jernmalmen ved Kvannevann Øst, opptrer som oftest i form av lag med flaket, avlange og porøse hematittkorn med glansfull overflate. Andre hematittbånd har en mer massiv til granulær tekstur, mens jernmalm bestående av hematitt sammen med magnetitt, virker å være tettere båndet sammen med lyse mineraler som styrker den indre strukturen og gjør den mindre skjør. Flaket/tabulær og glansfull hematitt er den mest fremtredende hematitt-typen i feltet, og passer overens med beskrivelsene av såkalt *specular* hematitt (jfr. Rosière et al., 2013). Jernmalm med høy andel spekulær hematitt er som oftest porøs og kan gå lett i oppløsning ved ytre påvirkninger/håndtering.

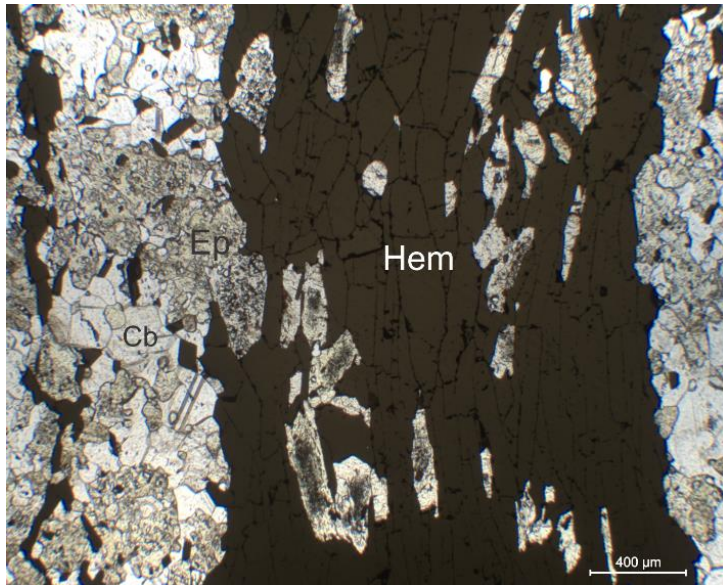
De observerte malmførende bergartene er gitt ulike navn basert på mengdeforhold av hematitt og magnetitt i tillegg til sammensetning av gangmineraler, og sammen med de teksturelle forskjellene nevnt over, er de petrografiske beskrivelsene, basert på tynnslipstudier, begrenset til følgende tre hovedkategorier av jernmalm: (i) jernmalm dominert av flaket/stenglig hematitt med glansfull overflate, der gangmineraler domineres av karbonater og silikater (kalksilikat-hematittskifer) (Figur 15A), (ii) jernmalm dominert av finkornet granulær hematitt med underordnet magnetitt, sammen med gangmineraler tilsvarende sammensetningen i glimmerskifer (hematitt-magnetittskifer) (Figur 15B), og (iii) blandingsmalm bestående av hematitt og magnetitt, med stor mengde kvarts (kvartsrik hematitt-magnetittskifer) (Figur 15C), (ofte tett båndet av smale kvarts-lag).



Figur 15 – Jernrike skifere med henholdsvis flaket hematittmalm (A), hematittdominert granulær jernmalm (B) og hematitt-magnetittmalm (C).

(i) Kalksilikat-hematittskifer

Bergarten inneholder karbonat, epidot, kvarts og hematitt. Gangmineralene (karbonat, kvarts og epidot) er tilfeldig orientert, og utgjør en komposisjonell lagning mellom parallellorientert hematitt. Et unntak er epidot som synes å ligge parallelt sammen med hematittrike bånd. Hematitt har i stor grad stenglig kornform med systematisk parallellorienterte korn, som gir bergarten en båndet struktur med rette korgrenser innenfor moderat idiomorfe lag av hematitt.

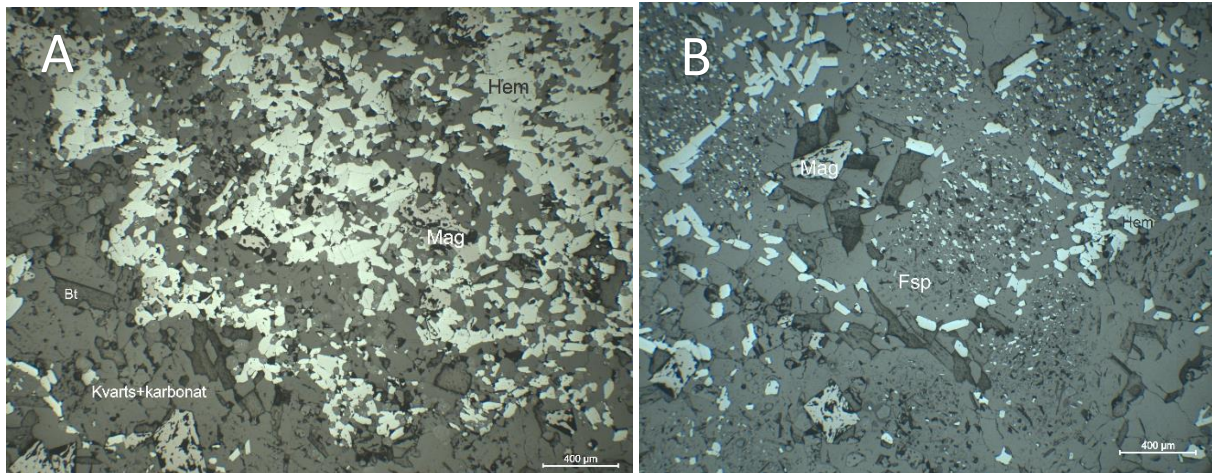


Figur 16 - Mikroskopisk foto av kalksilikat-hematittskifer med tabulære/stenglete hematittkorn som ligger parallellorientert og utgjør bånd som definerer foliasjonen. Gangmineralene opptrer granoblastisk, foruten epidot innad i hematittbånd med systematisk arrangerte korn parallelt med hematitt.

(ii) Hematitt-magnetittskifer

Skifre som inneholder både hematitt og magnetitt har vekslende mm-tykke mørke (hematitt og magnetitt) og lyse (kvarts og kalsitt) lag og bånd. Sammensetningen består av kvarts, karbonat, feltspat, hematitt, biotitt, magnetitt og granat. Foliasjonen er definert av en komposisjonell lagning som igjen utgjør en båndstruktur av uorientert (allotriomorf) kvarts og karbonat sammen med flakformig hematitt og anhedral magnetitt (Figur 17A). Hematitt er overprintet av magnetitt som dermed postdateres. Magnetitt viser generelt større kornstørrelse enn hematitt og opptrer i mindre mengde. Et fåtall idioblastiske og tilfeldig orientert spinellformede magnetittkorn ligger spredt i bergarten (Figur 17A). Små granater viser delvis sporadisk distribusjon, men synes å være krystallisert i relasjon til bånd av hematitt, ettersom granatene er akkumulert der i større grad. Feltspat (plagioklas) opptrer ofte som relativt store, subrundete korn med stor andel hematitt-inneslutninger. Inneslutningene består hovedsakelig av mindre hematittkorn sammen med kvarts som er

delvis orientert langs krystallstrukturen (Figur 17B). Mengdeforholdet mellom hematitt og magnetitt i denne bergarten er henholdsvis ca. 3 til 1.

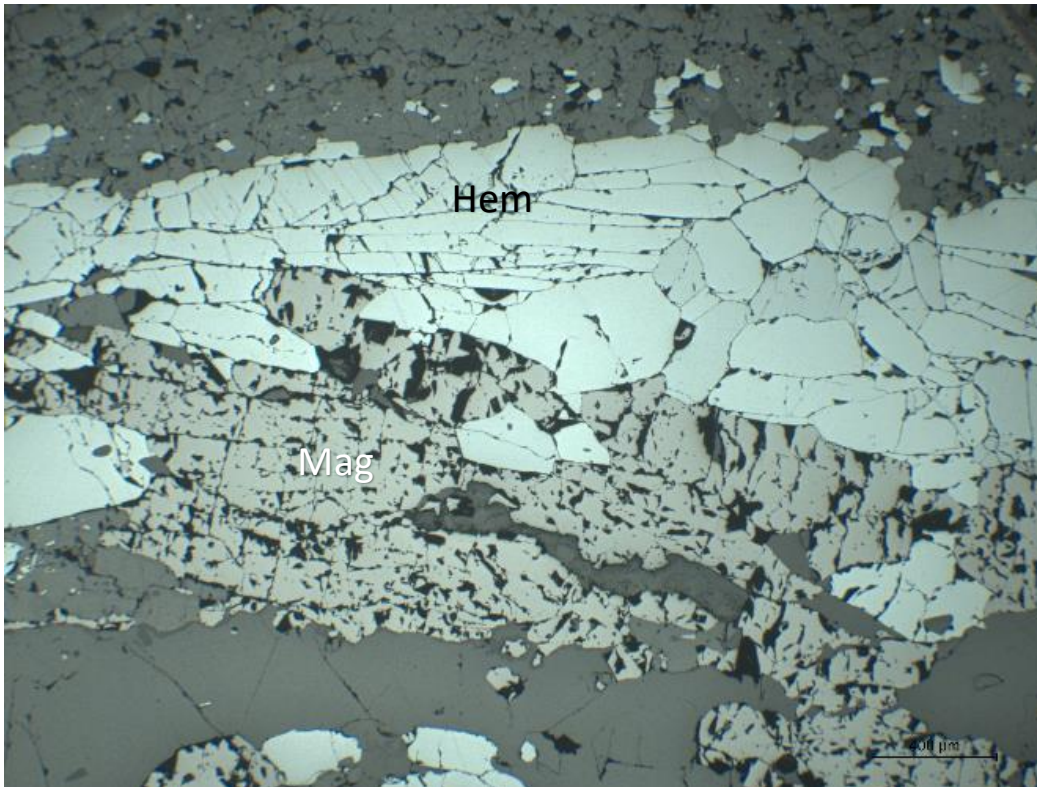


Figur 17 – A) Mikrofoto som viser hematitt-magneittførende glimmerskifer med foldete bånd av hematitt (lys farge) sammen med noe magnetitt (beige farge) og kvartskarbonat. B) Idioblastisk magnetitt i hematitt-magnetitt-kalsilikatskifer sammen med grove feltspatkorn med stor andel hematittinneslutninger. Større hematittkorn er plassert rundt feltspatkornene. Tynnslipbildene er tatt i reflektert lys med parallelle polarisatorer.

(iii) Kvartsrik hematitt-magnetittskifer

Bergarten består av kvarts, karbonat, hematitt, magnetitt, feltspat, epidot og amfibol (hornblende) og har en velutviklet, gjennomgående foliasjon (S1) som hovedsakelig defineres av granoblastisk kvarts i smale bånd sammen med epidot, og hornblende og mørke bånd av hematitt og magnetitt. Hematitt og magnetitt er for det meste ansamlet parallelt langs foliasjonen, men hematitt opptrer også som mindre, individuelle korn. Kalsitt finnes kun i liten mengde og opptrer ikke i aggregatform, som i de fleste andre litologier/prøver.

Mikroskopiske observasjoner viser at hematittkorna fremstår som stenglige, tabulære korn med svært smale og parallelle lameller som står i 120/60 grader vinkel til kornenes lengste akse og foliasjonen (se Figur 18 øverst til venstre). I tillegg forekommer anhedrale, subrundete korn med delvis tilfeldig orientering. Magnetitt virker å vokse over hematitt, ettersom magnetittkorn er observert å kutte både stenglet/tabulær hematitt og anhedral hematitt (Figur 18).



Figur 18 - Hematitt og magnetitt i planpolarisert reflektert lys som utgjør bånd som viser tilsvarende orientering av hematitt langs S1 som overprintes av magnetitt, begge med tabulær form. Merk at magnetittkorn ser ut til å ha adoptert kornformen til hematitt, som gir en tilnærmet lik kornform og orientering for begge ertsmineralene. Skalaen er på 400 μm .

2.4 Strukturgeologi

Jernformasjonen og sidebergarter i Dunderlandsformasjonen er svært komplekst og omfattende deformert gjennom flere foldefaser som fant sted under innskyvingen av kaledonske dekkeenheter (Bugge, 1948; Melezhik et al., 2015; Sjøvegjarto, 1972). I denne oppgaven vil strukturenes geometri og kinematikk bli beskrevet, analysert og tolket for å kunne si noe om deres genetiske relasjon til hematitt og magnetitt, samt sekundær omvandling/remobilisering og anrikning av jernmalmene i Ranaområdet (kap. 3).

2.4.1 Strukturelle hovedtrekk, kronologi, og definisjoner

Bergartene i dagbruddet er del av en steil lagdelt sekvens med antatt primær lagning (S0) som stryker \emptyset -V, og er parallell med en dominerende metamorf foliasjon (S1) i stort sett alle bergartene. Stor- og småskala isoklinale folder (F1) har S1-foliasjonen som akseplan. Foliasjonen har et gjennomsnittlig strøk på 275° og fall 80°. Se mer detaljert beskrivelse av foliasjon og andre strukturer i kap. 2.4.2.

Enkelte områder viser rytmisk bånding definert av ulik mineralsammensetning og tekstur, som kan representere primær sedimentære lag som ligger parallelt med S1-foliasjonen. Selv om

det er noe usikkert om denne båndstrukturen representerer en reliket sedimentær lagning eller er dannet ved senere deformasjon og metamorfose, er den betegnet som S0. I enkelte soner kan det være vanskelig å skille mellom S1 og S0, og ettersom disse er parallelle, er foliasjonen ofte betegnet S1/S0. I tillegg opptrer lineasjoner (L1) på S1-foliasjonsflater, i form av både elongerte mineralkorn og hvite avlange karbonatlinser. Andre lineamenter opptrer som diskontinuerlige/avsnørte linser med delvis avlang symmetri der alle har samme posisjon parallelt med foliasjonen.

En yngre generasjon med tette til åpne, asymmetriske og delvis overbikkede folder (F2), er godt utbredt i området. F2-foldene refolder S1-foliasjonen og intrafoliale strukturer og har akseplan som faller moderat mot NNV (se Figur 24C). F2-foldene opptrer i en skala fra småfolder til større folder med opptil 5 meter i amplitude. Foldeaksene til F2 synes å følge samme akseorientering som F1.

En enda yngre foldefase har trolig foldet hele Ramnåli-dekkesequensen i form av en regional subvertikal fold (F3) som kan sees på det geologiske oversiktskartet (Figur 26). Det er dog ikke observert mangfoldige småstrukturer som kan direkte knyttes til denne hendelsen i studieområdet, men en enkel fold er observert med subvertikal foldeakse og delvis sammenfallende aksetrase som den regionale folden (se kap. 2.4.2.3), hvor det er en mulighet for at denne tilhører en underordnet gruppe folder i tilsvarende foldefase (F3).

Overnevnte strukturelementer i bergartene er tolket å være dannet gjennom en progressiv, flerfasert deformasjon under den kaledonske fjellkjededannelsen. Disse er kategorisert til 3 ulike duktile deformasjonsstadier (D1 – D3)

I det følgende kapitlet vil D1-D3 meso- og mikroskala strukturers geometri og orientering bli nærmere beskrevet, sammen med kinematiske indikatorer benyttet til å bestemme tektoniske spenninger og transportretninger for deformasjonen. Deretter vil mikrostudier av mineralvekst og deformasjon med relasjon til jernmalms genese bli beskrevet, som grunnlag for senere diskusjon (Kap. 3).

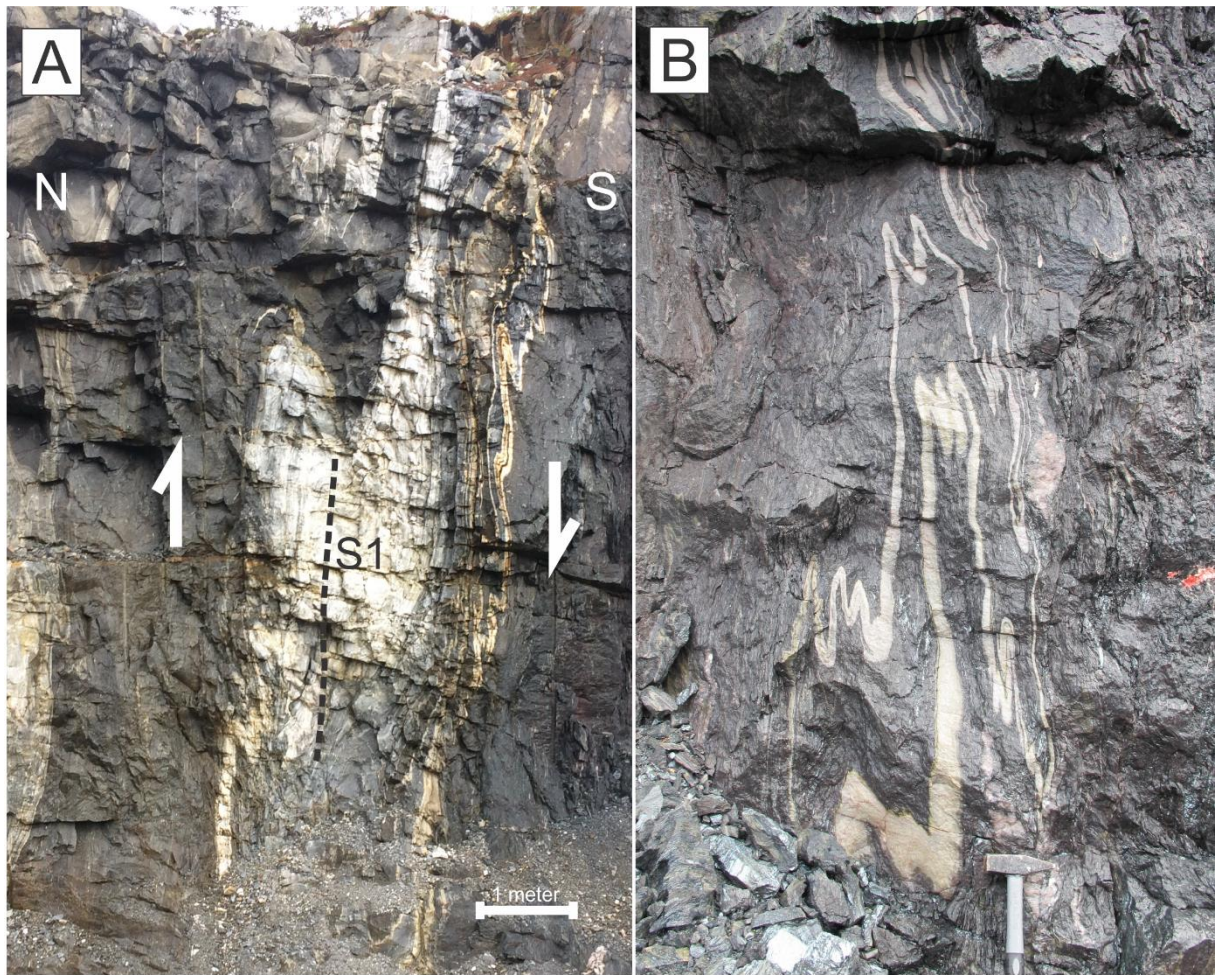
2.4.2 Beskrivelse av meso- og mikroskala strukturelementer

2.4.2.1 D1-strukturer

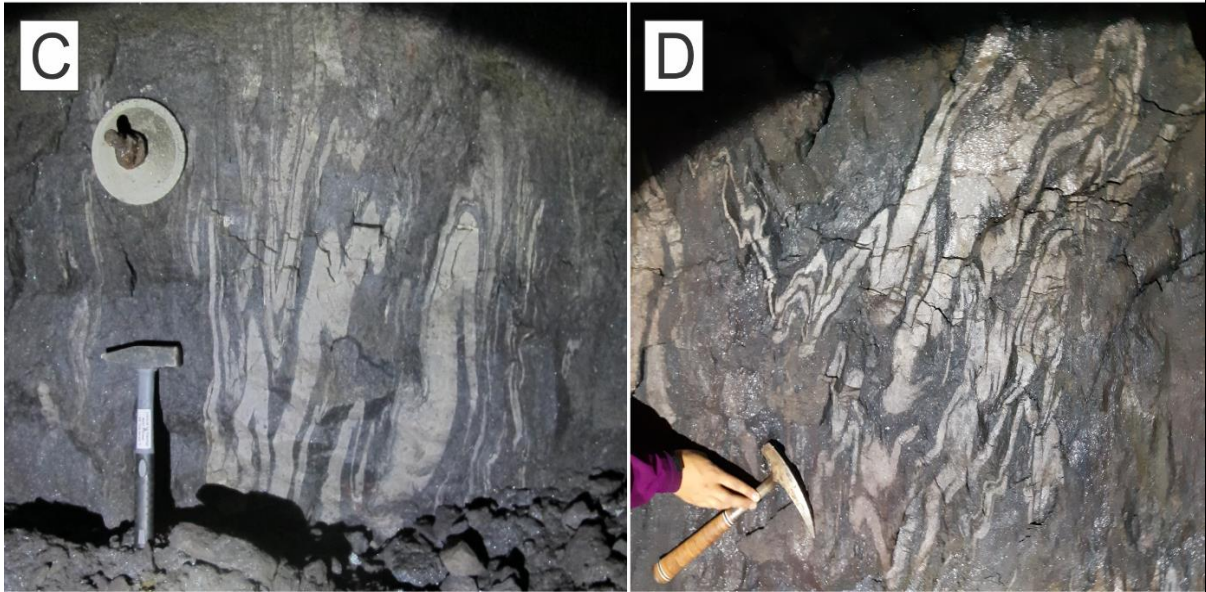
De jernmalmførende glimmerskifrene i Ramnålidekket som er eksponert i dagbruddet grenser til omliggende metamorfe glimmerskifre, meta-psamitter og kalsitt- og dolomittmarmor som alle har en velutviklet, Ø-V strykende og subvertikal foliasjon (S1) (Figur 20D) som er parallell med litologiske grenser og antatt primære lag (S0).

Stor- og småskala isoklinale folder (F1) ofte med likeformet (*similar*) geometri og som har S1-foliasjonen som akseplan er påvist flere steder i den østlige delen av dagbruddet (Figur 19A, B), samt i jernmalmen i den underjordiske gruva (Figur 19C, D), og er særlig utbredt i antatt kompetente litologier som dolomittmarmor, og i kvartskarbonatårer. Stupningen til F1 foldeakser er målt å være slakt mot vest og er koaksiale med F2 foldeakser (Figur 24C). I områder hvor F1-foldene refolder S0 men ikke S1, er det stedvis vanskelig å skille mellom S1 og S0, og F1-foldene kan da forveksles med tette F2 folder som bøyer S1 foliasjonen. Folder fra denne fasen opptrer i form av intrafoliale folder i mm skala til ca. 2 meter i amplitude

Andre F1-folder av kvarts-karbonatårer opptrer med lokalt stor variasjon i amplitude der det er tydelig at skjærbevegelser langs akseplanet er involvert (Figur 19B). Det eksisterer også variasjoner i tykkelse internt i foldete lag (Figur 19B,C,D) med fortykkede hengselssoner og tynnede flanker. Det er ikke utelukket at F1-folder opptrer i storskala, som dermed åpner for muligheten av repetisjon(er) av enkelte lag i dagbruddet (se Figur 7B).

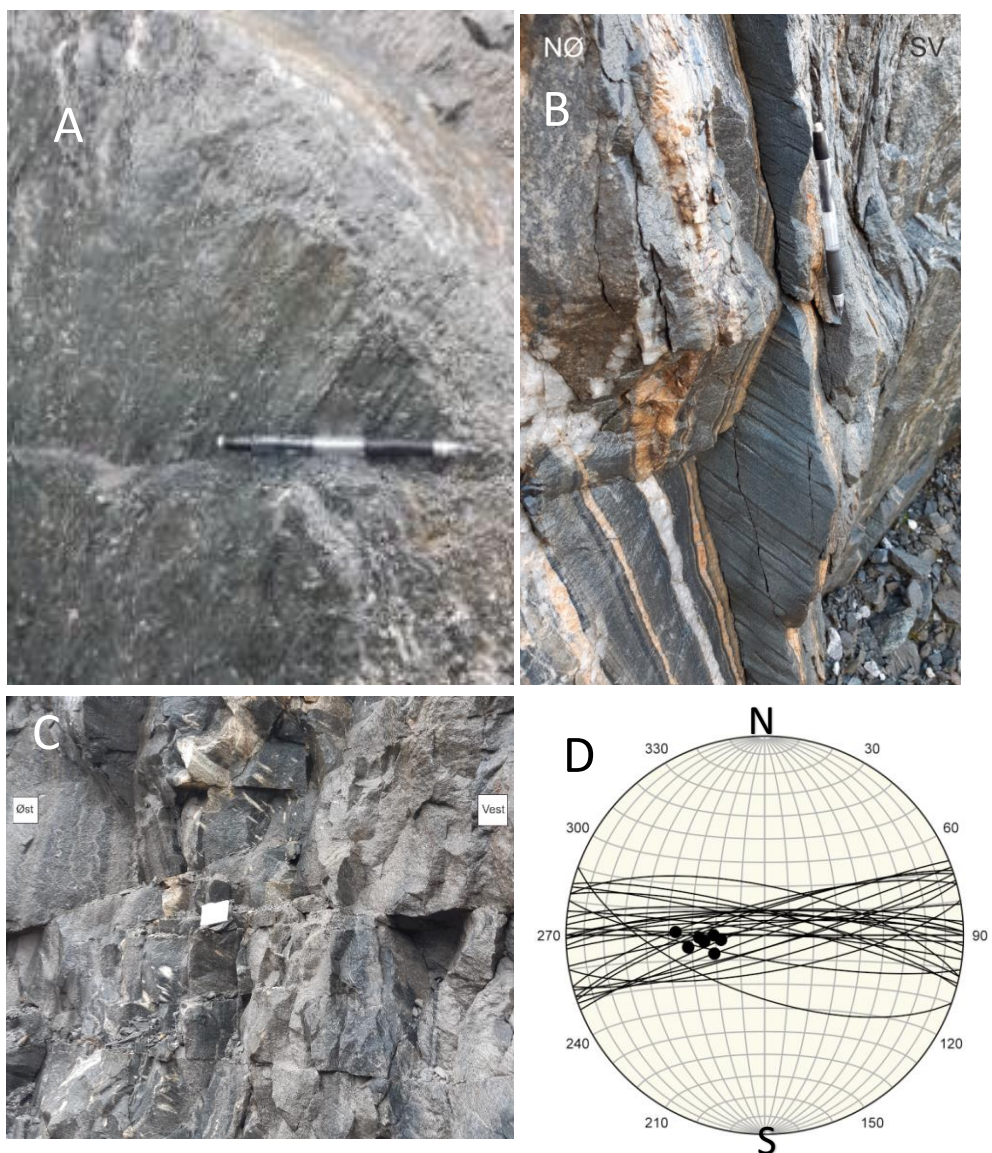


Figur fortsetter på neste side



Figur 19 - A) Isoklinal skjærfold (F1) i dolomittmarmor interkalært i karbonatrik glimmerskifer på østsiden av dagbruddet. Skjærbevegelsen er dekstral (sørlig side ned). B) Blotning av malmkropp med isoklinale folder av kalksilikat. Akseplanet er parallelt med skjærbevegelsen og foliasjonen (S1). Legg merke til den høye amplituden til foldene. Synsretning mot øst. C/D) Isoklinale F1 folder i lyse lag av kalksilikat fra den underjordiske gruva. Legg Merke til tykkelsesvariasjoner med tynne foldeflanker og fortykkede hengselssoner.

Foliasjonen S1 defineres hovedsakelig av parallellorienterte flakformige mineraler som hematitt, biotitt og muskovitt i glimmerskifrene, og av fullstendig granoblastisk rekrystallisert kvarts (og stedvis feltspatkorn) anrikt i bånd og linser. Foliasjonen er gjennomgående/penetrativ i stort sett hele studieområdet og relatert til F1 ved at akseplanet til F1-folder utgjør denne S1-foliasjonen. Foliasjonsflater inneholder tydelige lineasjoner av segregerte (strukne) og parallellorienterte kvarts, feltspat, og kalsitt/dolomittbånd (Figur 20C) som er tolket å være strekningslineasjoner (L1). Lineasjonene stryker Ø-V og stuper steilt mot vest (Figur 20D), hvilket er oblikt til F1 foldeakser. Strekningslineasjoner kan brukes som kinematiske indikatorer til å bestemme skjærbevegelser, og hvordan mineralene er strukket planparallelt med S1-foliasjonen. Målinger av foliasjonen (S1/S0) er plottet som storsirkler i stereonet (Figur 20D).

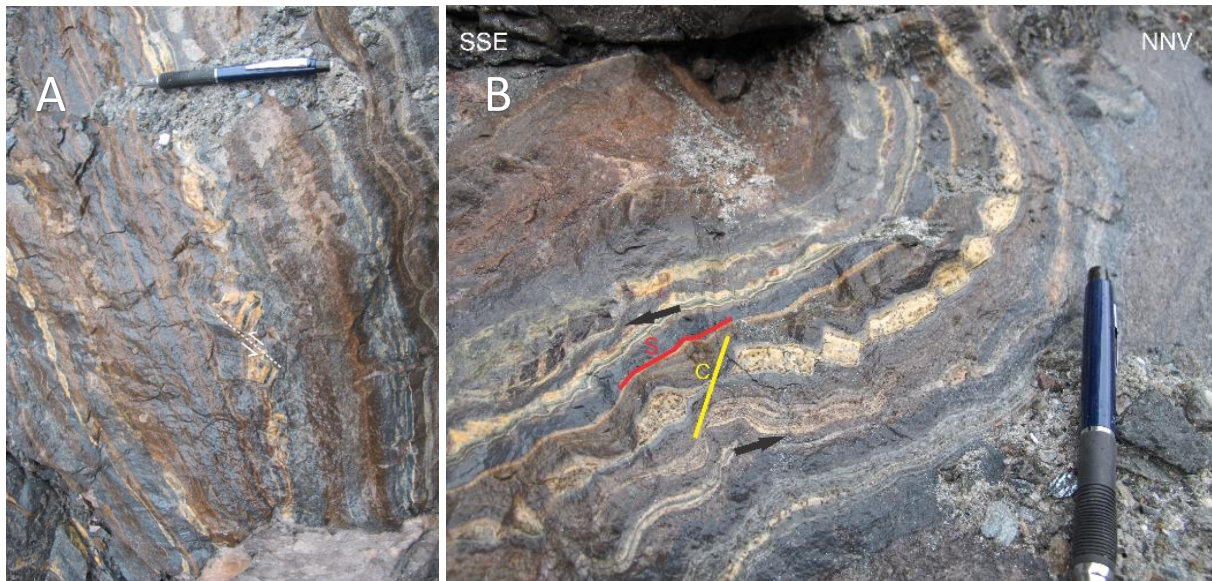


Figur 20: A) Strekningslineasjoner i glimmerskifer langs S1 i form av elongerte mineralkorn. Sett mot NNV. B) Blotning av østlig side av bruddet som viser et tynt, homogent lag med hematitt. Langs foliasjsplanet kan en se lineasjoner i form av parallelle depresjoner. Lineasjonene stuper mot vest. (C) Karbonatrik glimmerskifer der strekningslineasjoner indikeres av elongerte karbonatlenser. Synsretning mot SSV. D) Undre halvkule Schmidt stereoplott av S1/S0 foliasjon fra dagbruddet, angitt som storsirkler, sammen med Strekningslineasjoner målt planparallelt på S1/S0 (sorte punkter) .

I tillegg karakteriseres S1-foliasjonen ved at lyse bånd/lag definerer symmetriske og asymmetriske linser (Figur 21), tolket som mulige boudinage strukturer (Jfr. Goscombe et al., 2004). Kompetente boudinerte lag kan brukes som kinematiske indikatorer, dersom man kjenner til den omtrentlige orienteringen til lagene før deformasjon (Fossen, 2016). Boudinstrukturer dannes normalt vinkelrett på strekningen (Goscombe et al., 2004), som i dette tilfellet er parallelt med F1 og F2 foldeakser.

S1-foliasjonen viser også isolerte og komplekst transponerte foldehengsler til intrafoliale isoklinale F1-folder (Figur 22B,C), samt interne, relikte profyroklaster internt i bånding (S1/S0) med sigma-geometri (Figur 23A). Denne typen asymmetriske intrafoliale strukturer viser

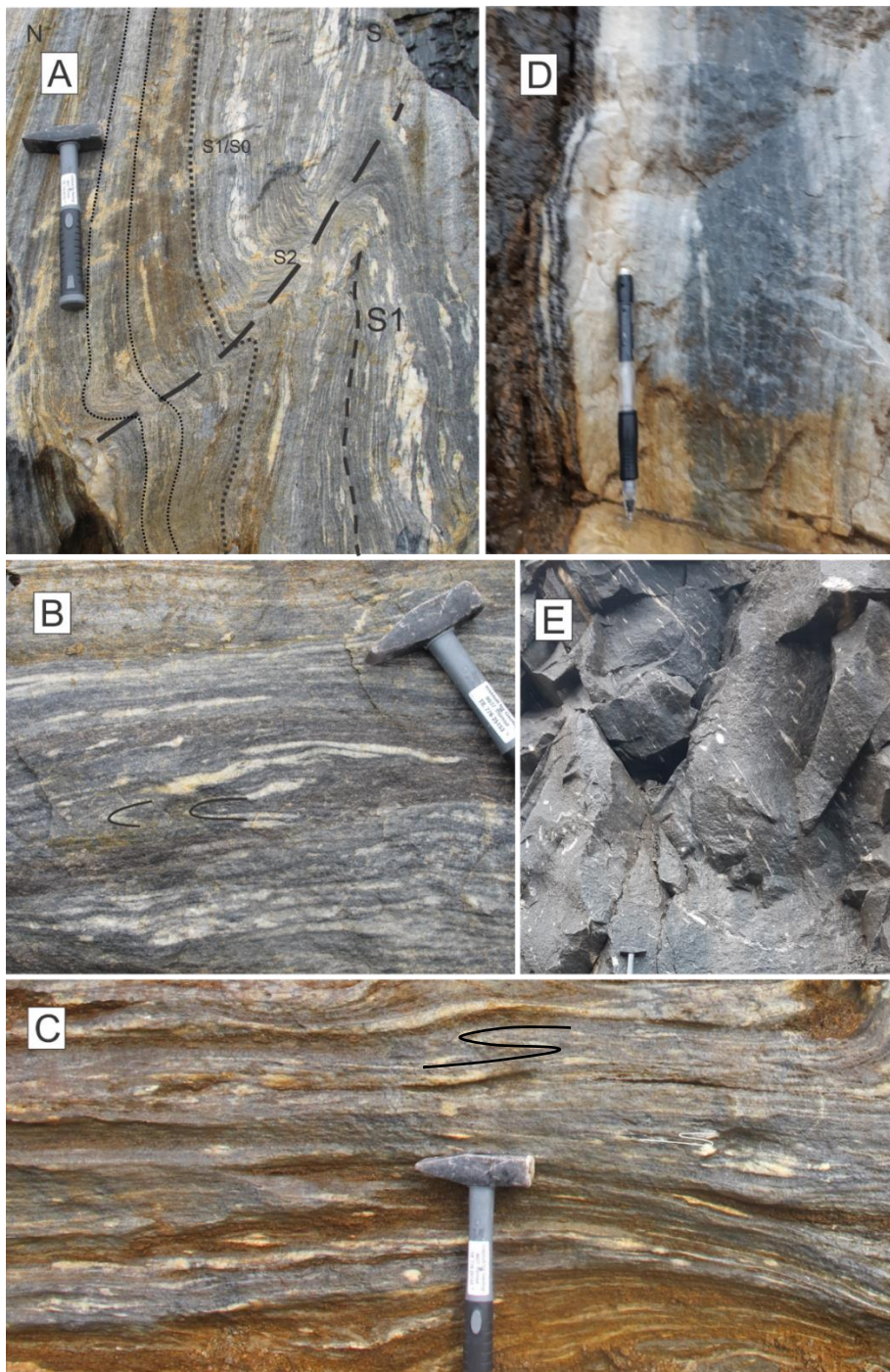
konsekvent, dekstral foliasjonsparell (S1) skjærbevegelse ned-mot sør, parallelt med mulig primær lagning og F1-foldenes akseplan (se Figur 19, og diskusjon kap. 3).



Figur 21 - Manganrik kalksilikatskifer i den sørliggende kontaktsonen mellom malmkropp og granatglimmerskifer med vekslende gule lag bestående av granat og epidot som inkluderer assymetriske linser, sammen med mørkere hematittrike bånd og brune lag av manganrik karbonat og granat. A) Gult lag til venstre viser varierende tykkelse, mens større assymetriske linser er posisjonert langs et mulig skjærplan. B) Orienteringen og formen på de assymetriske linsene kan indikere en sinistral skjærbevegelse. Linsene utgjør depresjoner og forhøyninger hvor nærliggende antatt bløtere materiale er presset inn i mellomrommet som har oppstått langs disse variasjonen. Synsretning mot VSV.

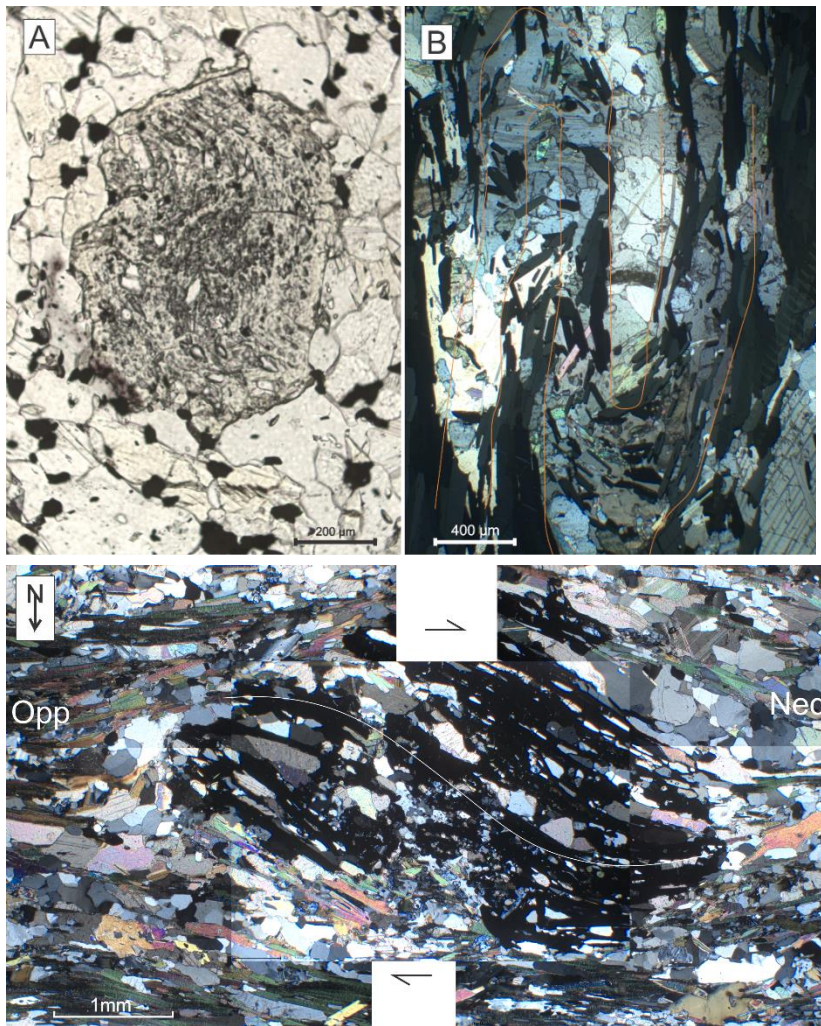
I soner hvor S1-foliasjonen er mer tett, irregulær og lokalisert, er bergartene tolket å være mylonitter tilknyttet duktile skjærsoner (se diskusjon, kap. 3).

Mylonittiske bergarter er utbredt i flere av bergartene i dagbruddet, både i glimmerskifer, og spesielt i kalsittmarmor, og alltid langs S1/S0-foliasjonen (Figur 22). Graden av rekrystalliserte mineralkorn i mylonittene ser ut til å variere med litologien til bergartene. Kinematisk analyse av assymetriske linser og porfyroklaster i mylonittene, for å bestemme skjærretning og skjærsens, er generelt vanskeligere enn ved bruk av intakte likeformete F1-folier, men mange av klastenes form underbygger dekstral ned-mot-sør bevegelse langs steiltstående S1-foliasjonsplan, som for F1-foldene (Figur 23A).



Figur 22 - Ulike soner med mylonittisk foliasjon. A) Kalsittmarmor med gjennomgående S1/S0-foliasjon og transponerte F1-foldehengsler definert av hvit karbonat. Legg merke til S2 som kutter S1-foliasjonen. B/C) Kalsittmarmor med avlange linser og transponerte foldehengsler og enkelte intakte skjærfolder. D) kalsittmarmor med tykkere bånding av lyse og mørke lag. E) karbonatrik glimmerskifer med elongerte linser av lys dolomitt langs foliasjonen.

Mikrostruktur-analyse har også påvist assymetriske og sigmoidale strukturer langs S1-foliasjon i jernmalmførende glimmerskifer, blant annet porfyroblaster av granat og isoklinale intrafoliale F1-skjærfolder (Figur 23). Dataene viser konsekvent samme dekstrale skjærbevegelsen ned-mot-sør som for mesoskopiske F1-folder.

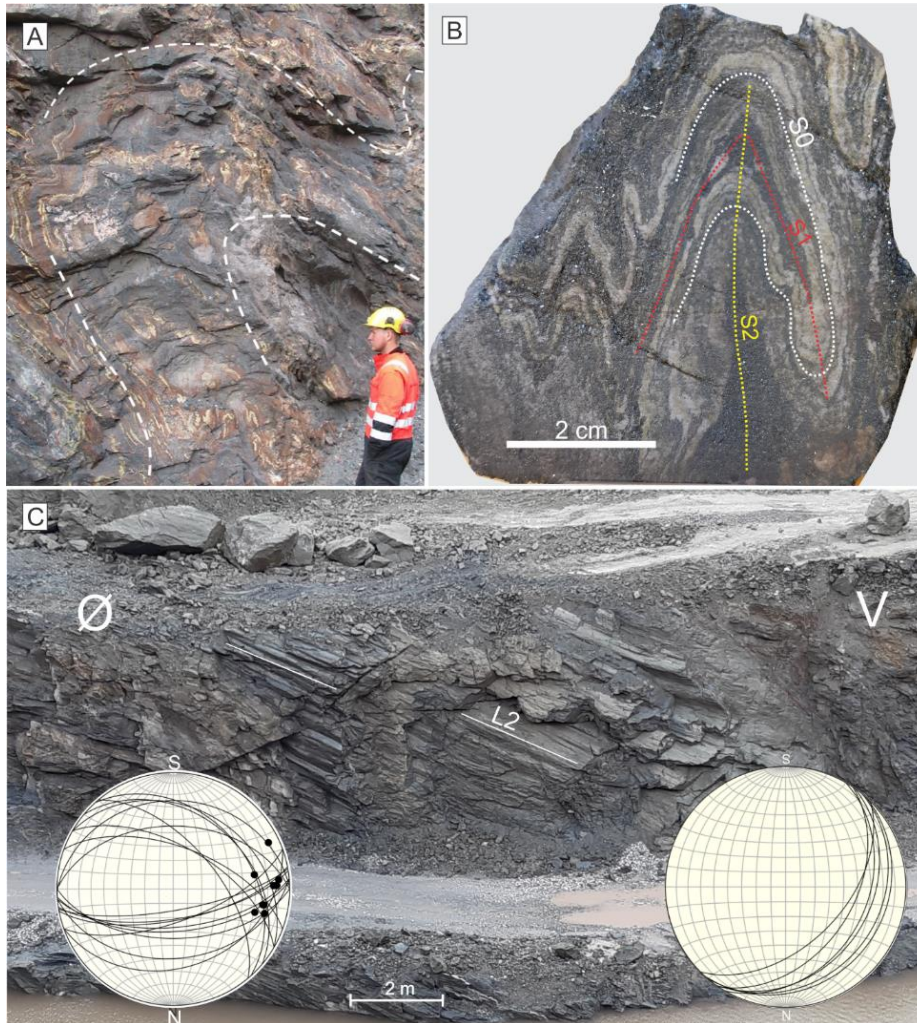


Figur 23 – A) Tynnslip av kontaktsonen mellom malmkropp og glimmerskifer som viser en sigmoidal granat med inneslutninger som indikerer en dekstral skjærbevegelse (høyre side ned), sett mot øst. B) Mikrofoto fra hematitt-magnetittmalm som viser en isoklinale skjærfold definert av elongerte hematittkorn. Folden indikerer dekstral skjærbevegelse (høyre side ned), sett mot øst. C) Bilde av tynnslip i krysspolarisert lys som viser sigmoidal, syntektosisk granat som indikerer dekstralt skjær. I matrisen defineres foliasjonen hovedsakelig av parallelle glimmermineraler sammen med avlange korn av kvarts og kalsitt. Kvarts- og kalsitt har krystallisert internt i den oppsprukke granaten.

2.4.2.2 D2-strukturer

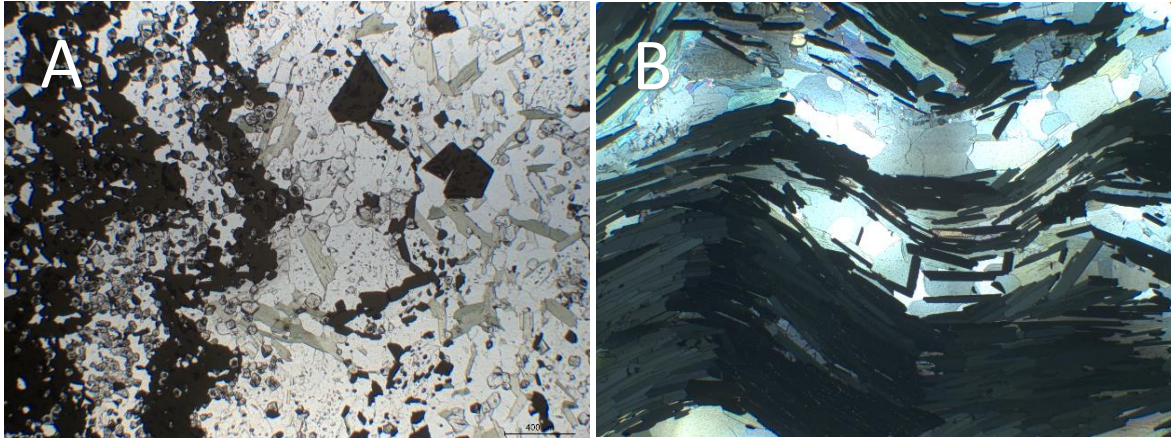
F2-foldene er tette til åpne folder som varierer fra symmetriske til asymmetriske og er i flere tilfeller svakt overbikkete, med vergens mot sør (Figur 24A). Foldeaksen har trend fra VSV-ØNØ til VNV-ØSØ med stupning som varierer mellom 10° og 30° mot vest (Figur 24C). F2-foldene gjenkjennes ved at de refolder S1 og andre intrafoliale strukturelementer tilhørende D1, inkludert isoklinale F1-folder (Figur 24B), hvilket underbygger at F2-foldene er relativt sett, yngre enn F1 og S1 strukturene. F2-mesofolder varierer i størrelse fra få cm og opptil ca 5 m amplitude. De større foldene viser ofte mindre småfolder (<20 cm) som er lokalisert på flankene og i hengselssonene (Figur 24A).

Akseplanet til F2-foldene stryker NNØ-SSV og faller moderat mot NNV (se stereoplot i Figur 24C) og er ofte assosiert med krenulasjonskløv (S2) i dm til cm skala, som kutter S1 foliasjonen (Figur 25B). F2-foldehengsler danner også lokalt krenulasjonslineasjoner (L2) langs foldeaksestraseene (Figur 24C).



Figur 24 – Fotos av F2-foldene og relatert strukturer. A) Tverrsnitt av manganrik kontaktzone mellom jernmalm og glimmerskifer med asymmetriske F2 folder og mindre, antatt parasittiske småfolder i gule lag av mangansilikat. Sett mot vest. B) Prøve fra den underjordiske gruva som viser en F1 fold (rød), refoldet gjennom F2 foldefase (gul). De mørke områdene består av tilnærmet ren hematitt, og de lysere båndene inneholder hovedsakelig epidot sammen med karbonat og kvarts. Det er tydelig at hematitt er akkumulert i hengselen til både F1 og F2 folden. C) Blotning av dagbruddet parallelt med F2 foldeakser. Krenulasjonslineasjonene indikerer tydelig fallet til foldeaksen. Stereoplottet til venstre viser F2 foldeflanker (plottet som storsirkler) og foldeakser til både F1 og F2 (sorte punkter), mens det til høyre indikerer F2 akseplan. Foldeaksene som er målt direkte overlapper med konstruerte β -akser (krysningspunktene til foldeflankene).

Mikrostrukturanalyse av tynnslip i relasjon til D2-strukturer viser refoldet S1/S0 foliasjon der foldenes akseplan er tilnærmet normalt rettet på foliasjonen. Flere mineralkorn er funnet å ha krystallisert langs akseplanet til F2-foldene, blant annet hornblende, biotitt, hematitt og magnetitt. I soner med utpreget S1 foliasjon med parallell tabulær hematitt, viser hematitt tendenser til knekkfolding i hengselen til F2 folder (Figur 25B).



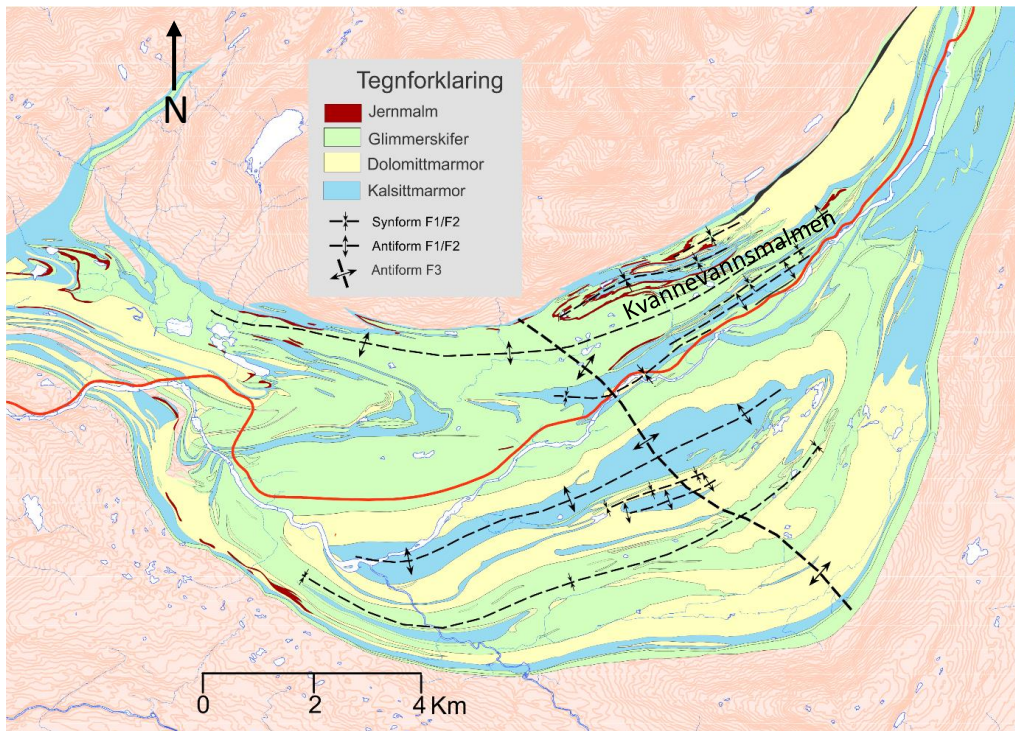
Figur 25 – Mikrofoto av jernmalm foldet av F2 folder. A) Mikroskopisk foto av Hematitt-magnetittbærende glimmerskifer med lag av hovedsakelig hematitt (mørkt bånd) som er foldet gjennom F2 foldefase. I hengselssonen av den største folden har biotitt krystallisert parallelt med F2 akseplanet. B) Mikrofoto av avlang tabulær hematitt orientert langs S1 og er foldet gjennom F2 foldefase. Legg merke til hvordan hematittkorna knekker i akseplanet og utgjør en akseplankløv.

2.4.2.3 D3-strukturer

Dunderlandsformasjonen (hele sekvensen i Ramnålidekket) utgjør en buet form, som antyder en regional (makroskopisk) subvertikal fold. Indikasjoner på refolding underbygges ved at tette F1 og F2 folder i kartbildet sammen med dekke-sekvensen (Figur 26) er refoldet av et regionalt NV-SØ strykende F3-makrofoldesystem, og at akseplantraseen til F3 folden (S3) kutter de Ø-V-strykende F1-F2 aksene.

Fra kartet (Figur 26) kan det også observeres at det ligger en tykk lagpakke med dolomitt øst for Kvannevannsmalmen. Dolomittmarmoren synes å kile ut møt vest, eller den er isoklinalfoldet, og interkalereres med glimmerskifer og kalsittmarmor, i nærheten av Kvannevannsmalmen.

I feltområdet (Kvannevann øst) er det lokalt påvist mesoskopiske, subvertikale, antatte F3-folde, der foldeaksen i stor grad avviker fra F1 og F2 og har steil stupning mot SSV (Figur 27). Aksetraseen til denne folden passer overens med den regionale F3-folden i Figur 26, og hvor det dermed kan tenkes at denne mesoskala folden er parasittisk til den større folden.



Figur 26 - Berggrunns- og strukturgeologisk kart over Dunderlandsformasjonen som viser tektonostratigrafisk oppbygning av sekvensen i Ramnålidekket, inkl. Kvannevannsmalmen, sammen med tolkning av regionale F1-F2 anti- og synformer indikert med Ø-V aksetrend og flere bevarte F1-F2 hengselsoner. Merk at F1-F2 foldene og hele dekkesekvensen er bøyd (refoldet) av et regionalt NV-SØ strykende F3-makrofoldesystem, og at akseplantraseen til F3 folden kutter de Ø-V-strykende F1-F2 aksene. Modifisert etter Sjøvejar et al., (1989).



Figur 27 - Bergskjæring i dagbruddet i karbonatisk glimmerskifer som viser en subvertikal åpen fold der foldeaksen stuper omtrentlig 60 grader mot SØ. Sett mot NV. Bergskjæringen er ca. 10 meter høy.

2.4.3 Mineralvekst av hematitt og magnetitt

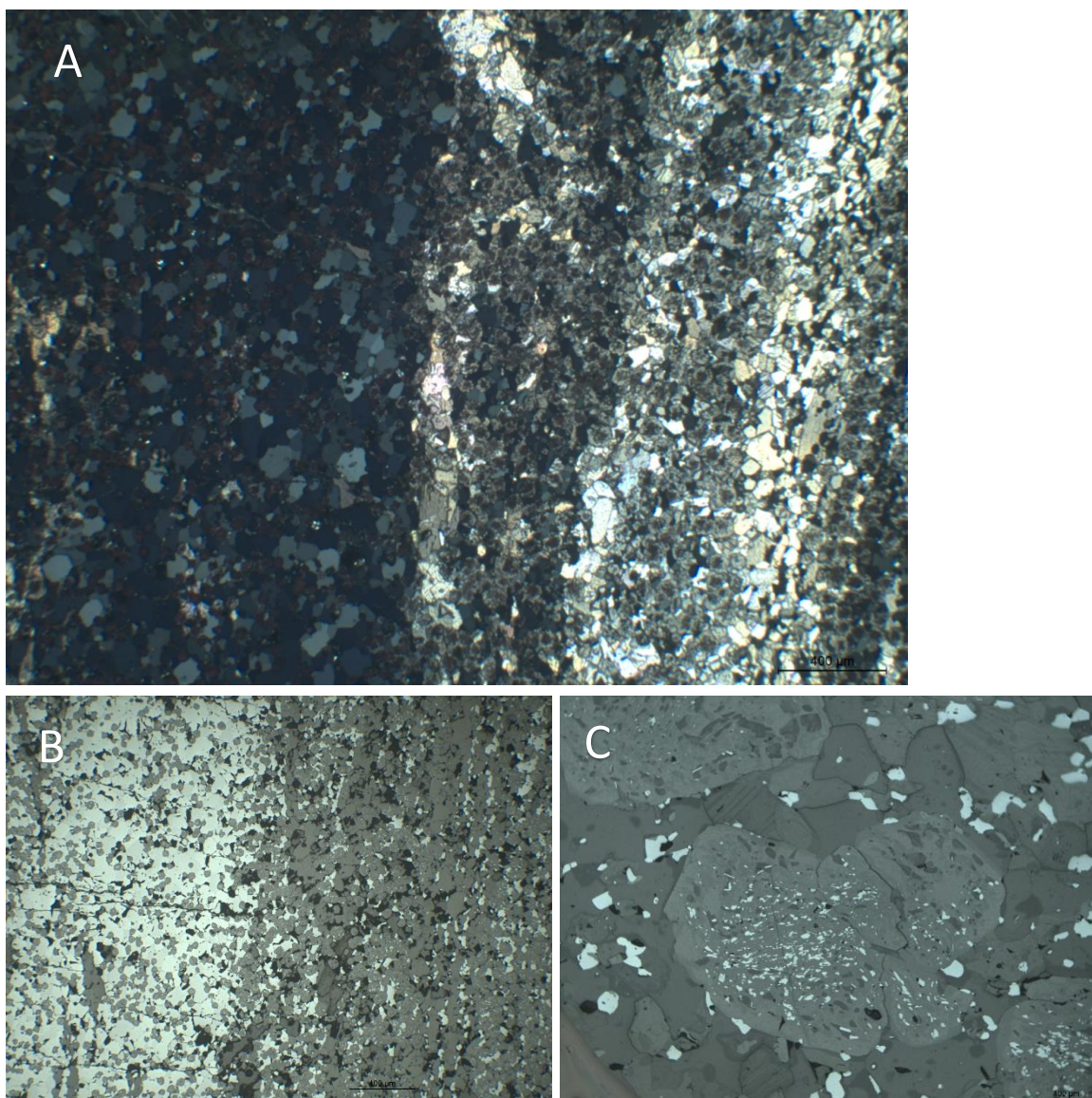
I dette kapitlet vil antatt primære og sekundære, D1-D2-mikroteksturer og assosiert mineralvekst i jernmalmformasjonene bli beskrevet og diskutert lys av malmgenese og relativ alder i forhold til strukturer (se Tabell 1). I analysen vil mineralene som definerer jernmalmene, dvs. hematitt og magnetitt, og assosierte strukturelterte mineraler i jernmalmene bli beskrevet i antatt kronologisk rekkefølge de ble dannet i, fra primære (i S0) til sekundære (i D1-D2) i forbindelse med folder og metamorfe planstrukturer.

Hematitt er særlig egnet som indikator for dannelse og vekst av malmmineraler. Sammen med øvrige mineraler og mineralparageneser definert i forhold til hvilke primære eller sekundære strukturer de er knyttet til, kan de gi oss viktig informasjon om type og grad av deformasjon (strain) som er knyttet til mineraliseringen (Rosière et al., 2001, 2013). Den vanligste og hyppigste formen for hematitt i jernmalmene i studieområdet, har utviklet en stenglet/tabulær kornform, med glansfull overflate, som ofte omtales som spekularitt (Rosière et al., 2013). I tillegg er hematitt et meget krystallinsk anisotrop mineral (Da Fonseca et al., 2010), som betyr at fargen endres betydelig når platen på mikroskopet roteres, sett i krysspolarisert, reflektert lys, slik at mineralkornenes krystallografiske orientering i forhold til hverandre enkelt kan identifiseres.

2.4.3.1 S0 - mineralvekst

Hematitt opptreer som svært små (0,1 mm) granulære korn i rytmisk båndet jernmalm hvor hematitt utgjør tilnærmet massive bånd sammen med antatt kompetente silikatrike lag. Hematitt fremstår i tillegg som spredte og tilfeldig distribuerte korn sammen med gangmineraler (Figur 28B). Denne båndingen er forbundet med primær lagning (S0). Kornformen til hematitt er anhedral og det er ikke påvist en systematisk krystallografisk parallell orientering av hematitt (CPO) . Det er heller ikke observert magnetitt i antatt relikte lagning, uten tegn til senere deformasjon.

Poikiloblastiske granater er observert med inneslutninger av hematitt som har låst orienteringen til disse under vekst. Inneslutningene består av granulær hematitt som viser likheter til den noe større hematitten som opptreer i matriks (Figur 28C). Det fremkommer også et svakt inklusjonsspor som kan ligne en parallelt orientert strukturer, som kan tolkes til å representere en tidligere (svak) foliasjon.

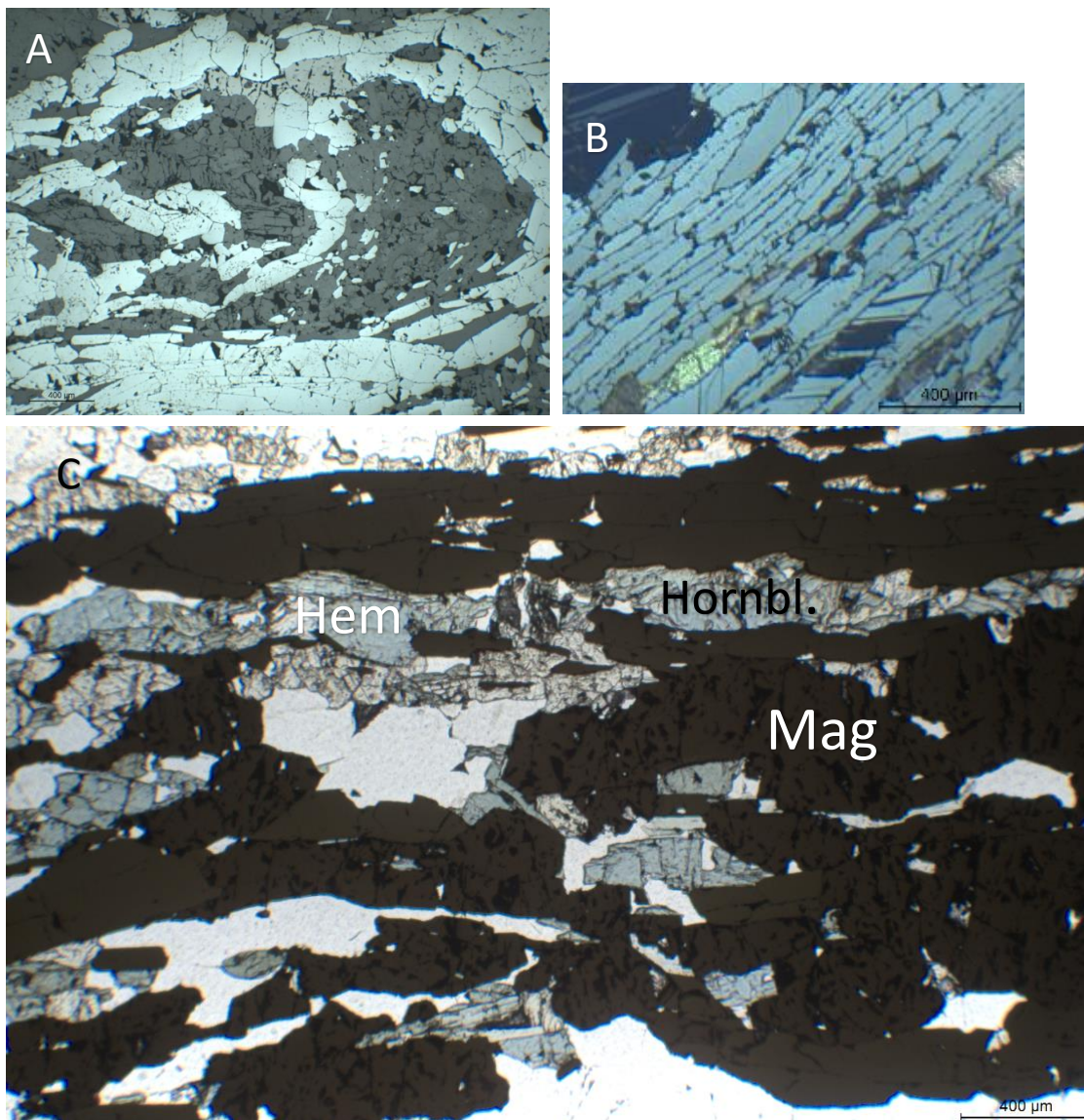


Figur 28 – A) Mikrofoto i krysspolarisert reflektert lys som viser granulære korn av hematitt med varierende krystallografisk orientering sett ut fra fargeforskjellene internt i laget. B) Mikrofoto av hematitt (lys farge) arrangert i bånd med mineraler hovedsakelig bestående av karbonat (mørk grå), kvarts, granat og biotitt. Hematittkorna er anhedrale og opptrer både arrangert i bånd (til venstre) og som disseminerte korn sammen med gangmineraler. C) Mikroskopisk foto av hematittrik kalksilikatskifer med poikiloblastiske granater som viser inneslutninger av hovedsakelig parallellorientert hematitt som utgjør en sigmoidal form. Tynnslibbilde er tatt i reflektert lys med parallelle polarisatorer. Skalaene er på 400 μm .

2.4.3.2 D1-mineralvekst

Jernmalmineraliseringen (hematitt og magnetitt) opptrer som oftest i form av rytmiske lag/bånd langs S1/S0. Hornblende opptrer som oftest som elongerte korn parallelt med S1 sammen med magnetitt og hematitt (Figur 29C). I soner med F1-isoklinalfolder og duktile planstrukturer (S1), opptrer hematitt som godt utviklede og tabulære/avlange korn orientert i bånd parallelt med S1 (Figur 29B). Disse domeneene med bånd av hematitt viser en sterk foretrukket mineralorientering (*grain shape foliation*) der den lengste akse til hematittkornene er orientert parallelt med foliasjonen. I tillegg viser mineralkornene svært rette

korngrenser. Det er også observert tilfeller av ansamlet hematitt (og delvis magnetitt) i fortykkede hengselsoner av tette til isoklinale folder (F1 og F2) (Figur 24B). Ettersom hematitt er et anisotropisk mineral (Da Fonseca et al., 2010), kommer det tydelig frem at hematitt viser samme akseorientering innad i båndene i form av en krystallografisk foretrukken orientering (CPO). Det er da enkelt å observere og skille andre hematittkorn som har krystallisert i tilfeldig orientering og kutter den syn-kinematiske, parallellorienterte hematitten langs S1-foliasjonen (Figur 29B). Hematitt langs flankene på isoklinale F1-folder, viser ikke fullt like stenglige og parallellorienterte korn (Figur 29A) som de langs akseplanet til F1. Generelt fremstår hematitt knyttet til D1 med en markert CPO.

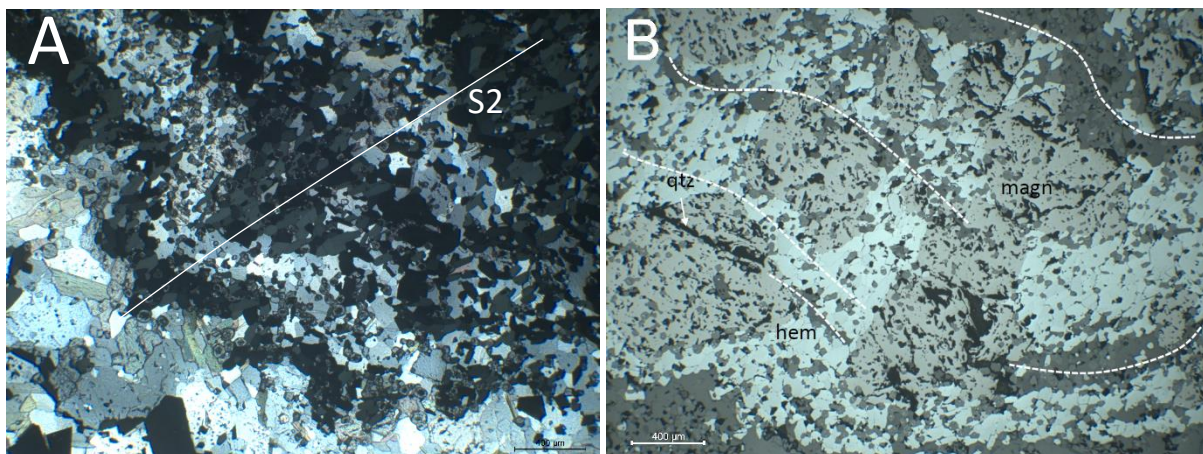


Figur 29 – A) Mikroskopisk foto i reflektert lys med parallelle polarisatorer som viser en isoklinal foldehengsel med bånd av hematitt (hvit farge) og noe magnetitt (beige farge). De mørke gangmineralene i hengselsonen er for det meste epidot, kvarts og hornblende. Delvis allotriomorf hematitt er foldet rundt hengselsonen av en isoklinal F1 fold. Smalere og stenglig hematitt opptrer nederst på fotoet parallelt med foldeflanken. B) Mikrofoto av hematittånd i reflektert lys med kryssede polarisatorer viser hematitt i form av avlange, parallelle korn i bånd langs S1, sammen med større hematittkorn med tilfeldig orientering

(mørke korn). Gangmineralene består av epidot og karbonat. C) Mikrofoto av kvartsrik hematitt-magnetittmalm som viser parallellorientert hematitt, hornblende og magnetitt.

2.4.3.3 D2-mineralvekst

Hematitt og magnetitt har også krystallisert i relasjon til D2-strukturer som asymmetriske F2 folder og S2-krenulasjonskløv. Et eksempel er vist i Figur 30B, hvor uorientert hematitt opptrer i primære lag (S0) som er overvokst av magnetitt. Disse lagene er foldet i form av delvis åpne og svakt asymmetriske F2-folder. Svakt rekrystalliserte hematittkorn som vokser over antatt primær hematitt viser tendens til parallellorientering langs S2 akseplan, og langs krenulasjonskløv der slike er utviklet (Figur 30A). Denne typen hematitt skilles fra førstnevnte ved at kornformen i større grad er flakformig og tabulær. En yngre generasjon (post-S0) med magnetitt, som viser allotriomorf, avlang form, er også delvis ansamlet langs S2 sammen med mindre og tabulære hematittkorn, hvor magnetitt synes å ha vokst på bekostning av hematitt (Figur 30B).



Figur 30 - Tynnslipbilder i reflektert lys med kryssede polarisatorer av hematitt-magnetittkalksilikatskifer. A) Mikroskopisk bilde i reflektert lys med kryssede polarisatorer som viser bånd av hematitt orientert langs S0 og foldet gjennom F2 foldefase. De fleste hematittkornenes lengste akse er orientert parallelt med akseplanet til foldene, som indikerer en syn D2 rekrystallisering/remobilisering av hematitt. Dette er også indikert i mineralparagenesen (Tabell 1). B) Bilde i planpolarisert lys med hematittkorn som er overprintet av større magnetittkorn (beige farge) arrangert i tilsvarende bånd som i A sammen med sekundær kvarts.

2.4.3.4 Post-D2 mineralvekst

I enkelte områder av dagbruddene til Rana Gruber opptrer strukturer som er tydelig sprø til semi-duktil, og er representert ved sprekker og bruddsoner som er gjenfylt med kvarts- og karbonat og som konsekvent kutter gjennom S1 foliasjonen (Figur 31). Kvarts- og karbonatårene er grovkornige og anrikt i sprekker med uregelmessig orientering og geometri, og inneholder stedvis, mindre utfellinger av svovelkis og kobberkis.



Figur 31 - Kvarts-karbonatåre av antatt hydrotermalt opphav som kutter gjennom foliasjonen og lagningen.

2.4.3.5 Oppsummering av mineralvekst med relasjon til F1-F2

Små granulære hematittkorn er ansamlet i bånd langs antatt primære lag (S0), hvor det også eksisterer soner med granater hvor hematitt-inneslutninger viser lik tekstur som hematitt i matriks. Hematitt (\pm magnetitt) har også krystallisert parallelt med akseplan (S1) til isoklinale folder i form av tabulære, flakformige korn, der hematitt viser anisotropisk likevekt. En senere foldefase, F2, kan kobles til hematitt hvor enkelte mineralkorn er orientert langs krenulasjonskløv (S2), som også er overvokst av magnetitt med samme orientering. Basert på feltobservasjoner sammen med mineralogiske, petrografiske, teksturelle og strukturelle data (kap. 2.3, 2.4 og 2.5), er det etablert en kronologisk sammenheng mellom mineralvekst og deformasjon for de jernmalmførende skifrene, samt de viktigste sidebergartene (

Tabell 1).

Tabell 1- Mineralparageneser og tolket sammenheng mellom mineralvekst og deformasjon de mest representative litologiene i studieområdet. Forløpet er kronologisk fra sedimentær avsetning og diagenese (S0) og kaledonsk fjellkjededannelse (D1, D2) til hydrotermal remobilisering/ending (post D2). Merk at de fleste litologier hovedsakelig er blitt omvandlet og/eller rekrySTALLISERT under D1. (Forkortelser: Qz=kvarts, Cb=karbonat, Hem=hematitt, Mag=magnetitt, Fsp=feltspat, Bt=biotitt, Grt=granat, Ep=epidot, Amf=amfibol)

		Primær avsetning	Diagenese	Duktil deformasjon og omfattende skjærbev.	Duktil deformasjon	Hydrotermal remobilisering/ending
Mineral			S0	D1	D2	Post D2
	Amorf SiO2	██████████				
	Cb	██████████				
	Pelitisk sed.	██████████				
	Fe-oxy. -hyd.	-----				
	Mn-oxy. -hyd.	-----				
Bergart						
Mn-rik kalksilikat	Qz		██████████	██████████		-----
	Cb	██████████	██████████	██████████		-----
	Hem		██████████	██████████		
	Fsp		██████████	██████████		
	Bt			██████████		
	Grt			-----		
	Ep			██████████		
Hematitt-magnetittskifer	Qz		██████████	██████████		
	Cb	██████████	██████████	██████████		
	Hem		██████████	██████████	██████████	
	Bt			██████████		
	Fsp			██████████		
	Mag			██████████	██████████	-----
	Grt			-----		-----
Granatglimmerskifer	Qz			██████████		
	Cb			██████████		
	Bt			██████████		
	Fsp			██████████		
	Ep			██████████		
	Grt				██████████	
	Mu					-----
Kvartsrik hematitt-magnetittskifer	Qz			██████████		
	Cb			██████████		
	Hem			██████████		
	Mag			██████████	██████████	
	Fsp			-----	██████████	
	Amf			██████████		
	Ep			██████████		
Kalksilikat-hematittskifer	Qz			██████████		
	Cb			██████████		
	Hem			██████████	-----	
	Ep			██████████		
Kvarts-karbonatåre	Qz					██████████
	Cb					██████████

██████████ Fremtredende

----- Sekundær

----- Antatt/tolket

3 Diskusjon

Dette kapitlet innledes med en kort oppsummering av de presenterte dataene og resultatene i kap. 2. Først diskuteres petrografiske data og malmgenese, deretter strukturenes dannelse og kinematikk, samt relasjon mellom mineralvekst, malmdannende mineraler og strukturer, som grunnlag for en strukturstyrt malmgenetisk modell, og til slutt, regionale implikasjoner av modellen.

3.1 Oppsummering av data og resultater

Malmmineraliseringen i dagbruddet (Kvannevang Øst) er hovedsakelig lokalisert i to tektono-stratigrafiske enheter (Figur 7). Malmkroppene er 30-50 m tykke og består overveiende av hematitt- og magnetittførende skifere med varierende tekstur ut fra (jernmalms tekstur, relasjon til gangbergarter og observasjoner av sammenheng mellom primær og sekundær mineralisering. De omkringliggende sidebergartene er dominert av glimmerskifere og karbonatbergarter av antatt neoproterozoisk alder (Melezhik et al., 2015). Området er flerfaset foldet og komplekst deformert under den kaledonske fjellkjededannelsen (Søvegjarto, 1990). I disse bergartene opptrer en gjennomgående foliasjon som blant annet inkluderer transponerte F1-isoklinale folder. Foldene danner en steil akseplanfoliasjon (S1) parallelt med antatt primær lagning (S0), hvor hematitt opptrer som massive granoblastiske korn i bånd parallelt med lagningen (S0). S1/S0 foliasjonen er refoldet av tette til åpne asymmetriske til delvis overbikkede mesoskala folder (F2) med svak vergens mot sør. Det er observert at hematitt hovedsakelig har rekrystallisert langs F1-akseplan (S1) og dannet tabulære og parallelle korn med rette korgrensener. En senere generasjon hematitt har delvis rekrystallisert langs S2 og akkumulert i hengselsoner av F2-folder.

3.2 Diskusjon av sidebergartene i dagbruddet

Bergartene som er kartlagt og beskrevet i Rana Grubers dagbrudd består av en sekvens av metamorfe bergarter som glimmerskifre, karbonatglimmerskifre, marmor og metapsammitt som alle har konforme grenser, der bergartene ligger med parallell lagning og foliasjon mellom hverandre og grenseflaten. Dagbruddet utgjør kun en liten del av jernformasjonen og Dunderlandsformasjonen, men samtidig er det antatt at sidebergartene som eksisterer der, til en viss grad er representative for de litologiene som utgjør hele Dunderlandsformasjonen. Stratigrafiske og petrografiske data tilsier at deler av lagrekken viser relikte bånding. Det er til tross for omfattende og kompleks deformasjon av bergartene, påvist en mulig primær lagning i form av rytmisk vekslende særlig kompetente lag, men hvor lagningen nå er parallell med en metamorf hovedfoliasjon (S1) i bergartene (se diskusjon kap.

3.4). Dette antyder at bergartene, slik de opptrer i dagbruddet i dag, som en steilstående metamorf enhet, fortsatt har bevart primære trekk og gjenspeiler en primærsedimentær enhet. Det betyr også at jernmalmene, som er lag/foliasjonsparallele likedan har en stratiform (sedimentær) opprinnelse (se kap. 3.3).

Kalsitt- og dolomittmarmor er dominerende bergarter i Dunderlandsformasjonen, hvor de består av mektige enheter som tilsammen utgjør omtrentlig halvparten av litologien i hele Dunderlandsformasjonen (Figur 26). Marmorbergartene er også godt representert i dagbruddet. Marmorene er omdannede karbonatbergarter som er tolket å ha en marin sedimentær opprinnelse fra en karbonatplattform (Gjelle & Sjøvegjarto, 2004). Kalsittmarmor inneholder i tillegg til grovkornig og massiv kalsitt, også muskovitt og noe biotitt, som definerer vekslende tynne lag parallelt med hovedfoliasjonsplanet (S1), (Figur 10C). Disse lagene er trolig resultat av rekrystallasjon og nyvekst av glimmerkorn på bekostning av primære leirmineraler i et kalksediment, sannsynligvis som følge av skjærbevegelser knyttet til D1 og D2 (se kap. 3.4). I grensen til glimmerskifer er det observert en tynn åre av kvarts som definerer kontakten, og antagelig har oppstått etter sirkulasjon av fluider.

Store kontraster i kompetanse forekommer blant bergartene, hvor blant annet dolomittmarmor har fremstått betydelig stivere (mer kompetent) under deformasjon enn de øvrige bergartene i området. En slik antagelse støttes av løsrivelse og separasjon av kompetent dolomitt fra dens opprinnelig posisjon, hvor det blant annet er observert at mindre kompetent glimmerskifer omkranser en separert dolomittlinse (Figur 10A), og dermed har fylt igjen det tomrommet som oppstod etter løsrivingen. Lignende tilfelle er foreslått av Bugge (1948), som argumenterer for at dolomittmarmor kan med sin viskositetskontrast ha blitt løsrevet eller utviklet kiler som er presset inn i andre soner med svakere litologi, som glimmerskifer og kalsittmarmor.

Den mest utbredte bergarten i dagbruddet er glimmerskifer. Glimmerskiferene varierer i mineralogisk sammensetning, basert på mengde kvarts, karbonat, og granat, og det er en tydelig sammenheng med graden og utviklingen av foliasjon i bergarten.

Glimmerskifer og metapsammitt har trolig oppstått fra delvis samme sedimentære kilde, ettersom bergartene kun viser sekundære forskjeller i mineralogi og tekstur, trolig som resultat av ulik påvirkning av deformasjon og metamorfose sammen med tilhørende prosesser som mulig hydrotermal aktivitet. Ettersom granat i glimmerskiferen opptrer svært oppsprukket (med kvartsinnfyllinger parallelt med sprekker som også ligger subparallelt med foliasjonen) med svak sigmoidal form, delvis parallell med foliasjonen, kan det antas at

granatene har krystallisert i en tidlig fase (syn-tektonisk) i forhold til dannelsen av hovedfoliasjonen (S1) (Figur 23C).

Manganrik kalksilikat som fremgår i kontakt med jernmalm, opptrer svært finkornet sammenlignet med omliggende bergarter. Det opptrer også viskositetskontraster internt i bergarten ettersom den er båndet av mer kompetente gule silikatrike lag, som også viser diskontinuerlige avsnørte linser. Det kan ikke utelukkes at bergartens finkornige og homogene tekstur heller er resultat av rekrystallisering, som følge av høye temperaturer eksempelvis tilført fra nærliggende varme bergarter. Mangel på intrusiver og magmatiske bergarter i området tilsier ikke dette.

Karbonatglimmerskifer med dolomittlinser viser store likhetstrekk til glimmerskifer, men inneholder større mengde karbonat, både i matriks og i form av linser bestående av dolomitt. Linsene er små, og opptrer gjerne i nær relasjon til større årer/diskontinuerlige lag (0.3 til 1 m tykke) også av dolomitt. Bergarten slik den fremstår kan være dannet gjennom skjærdeformasjon og løsrivning av dolomittiske marmorlag som følge av den kompetanseforskjellen som eksisterer mellom dolomittisk marmor og glimmerskifer. Melezhik et al. (2015) har tolket bergarten som diamiktitt og at dolomittlinserne er resultat av glasigent fraktet materiale. Denne tolkningen kan stemme bedre overens med størrelsen/utbredelsen av diamiktittbergarten, som strekker seg over 3 km langs strøkretningen (Melezhik et al., 2015). Alternativt er den dannet som følge av massebevegelse ved en karbonatplattform ned en kontinentalskråning der karbonat har blitt fragmentert og avsatt i en matriks av pelittiske sedimenter.

Ut fra de bergarter som er representert i området, med tykke karbonatpakker, glimmerskifer og metapsammitter kan det antas at disse bergartene opprinnelig ble avsatt som sedimenter i et marint miljø. Flere forfattere (Bugge, 1948; Gjelle & Sjøvegjarto, 2004; Melezhik et al., 2015) omtaler også jernmalmen i Rana-distriktet som sedimentær. Ingen av de observerte bergartene i studieområdet (dagbruddet) er av magmatisk karakter.

3.3 Diskusjon av jernmalmens opprinnelse

Ut fra fordelingen mellom hematitt og magnetitt i de studerte prøvene hentet fra dagbruddet, er det tydelig at hematitt er det dominerende ertsmineralet, hvor jernmalmen veksler mellom ren hematitmalm og en blandingsmalm av både hematitt og magnetitt. Mengdeforholdet mellom hematitt og magnetitt er dermed varierende i studieområdet, hvor det også eksisterer en sammenheng mellom hvilke gangmineraler som opptrer ut fra mengde magnetitt sammenlignet med hematitt. Den største/viktigste observerte forskjellen fremkommer av hornblende, som hovedsakelig opptrer der magnetitt er betydelig representert, og uteblir i

jernmalmsoner kun bestående av hematitt. Sammensetningen av mineraler kan tilsi at høyere metamorfose foregikk i jernmalm med magnetitt i forhold til ren hematittmalm.

I den rytmiske, komposisjonelle lagningen (S0), er det observert antatt tidlig hematitt, basert på at mineralkornene viser granulær, anhedral kornform uten foretrukken orientering (se senere diskusjon i kap. 3.4.1), hvilket også fremkommer i gangmineraler i tilsvarende soner. Teksturen i hematitt langs S0 kan indikere at tidlig hematitt er bevart sammen med mulig originale kompetente kvartsrike lag. Denne tolkningen er sannsynlig ettersom jernmalmen i Dunderlandsformasjonen ligger subparallelt mellom lag av sedimentær opprinnelse.

Dannelsen av jernmalm har foregått periodevis og delvis globalt der de mest omfattende avsetningene er Arkeiske til Paleoproterozoiske båndete jernformasjoner (BIF) (Cox et al., 2013). For BIF opptrer en typisk tynn bånding av hematitt/magnetitt og chert (Cox et al., 2013), hvor magnetitt ofte er det dominerende mineralet (Cox et al., 2013). For jernmalmen i Rana er det det motsatte som er tilfelle, der hematittmalm er dominerende. Slik at jernformasjoner fra denne perioden høyst sannsynlig ikke har noen sammenheng med jernmalmen i Dunderlandsformasjonen.

Melezhik (2015) har gjennom isotopanalyse (karbon og strontium) funnet at avsetningsalderen for karbonatbergartene i Dunderlandsdalen er 800-730Ma (neoproterozoikum) (Melezhik et al., 2015), som dermed kan indikere en maksimal alder for dannelsen av jernformasjonene, da karbonatbergartene fungerer som sidebergarter til jernmalmen som også er avsatt stratigrafisk over den daterte karbonatbergarten (Figur 9). Dette kan koble Jernalmen i Rana til neoproterozoiske jernformasjoner som viser flere likhetstrekk (Sandstad et al., 2015). Det oppstod en hyppig dannelse av mangan og jernformasjoner over store deler av kloden (Cox et al., 2013), relatert til sirkulasjon av metallrike hydrotermale fluider i forbindelse med rifting av Rodinia (Bühn & Stanistreet, 1997). Typisk for neoproterozoiske jernmalmer er en stratiform setting der kilden til jernet har oppstått både fra hydrotermal sirkulasjon og fra erosjonsmateriale (Cox et al., 2013). Dette samsvarer delvis med Bugge (1948), som argumenterer for at den viktigste kilden til jern, stammer fra forvitret og eroderte bergarter (mafiske) fraktet ut i havet og transportert i oppløst tilstand, før bunnfelling. Den plutselige og globale opptreden av jernformasjoner i neoproterozoikum argumenteres (Baldwin et al., 2012; Cox et al., 2013) å være koblet til isdekker, og som har utløst en endring i marine anoksiske forhold som dermed vil kunne forårsake større løselighet for blant annet Mn og Fe (Bühn & Stanistreet, 1997), etterfulgt av utfelling (Sandstad et al., 2015). Videre kan neoproterozoiske jernformasjoner i kaledonidene

knyttet til hydrotermale fluidaer ifb. med kontinental rifting der fluidaer har sirkulert gjennom utviklede forkastninger på en kontinentalmargin (Grenne et al., 1999).

Det faktum at manganrik kalksilikat forekommer i kontakt med jernmalmen flere plasser i dagbruddet, stemmer godt overens med andre neoproterozoiske jernformasjoner (NIF) (Jfr. Klein & Ladeira, 2004). Avsetningen av manganrik kalksilikat har sannsynligvis oppstått under tilsvarende forhold under sedimentasjon som for jernmalmen, og ettersom oppløst Mn^{2+} kan eksistere i oppløst tilstand over et større spekter av Eh-Ph forhold sammenlignet med Fe^{3+} og Fe^{2+} , kan Mn-mineraliseringene forekomme over større rekkevidde fra kilden som tilsier at den er avsatt stratigrafisk over jernformasjonen (Ellefmo, 2005). Mangan er i dagbruddet funnet på sørsiden av malmkroppen, hvilket kan tale for at stratigrafisk opp lokalt i denne sekvensen er mot sør.

Når det gjelder dannelsen av jernmalmen i Rana, må det påpekes at hematitt trolig ikke ble avsatt som jernoksid direkte, men heller omdannet fra jernhydroksid gjennom diagenese/metamorfose (Bugge, 1948).

Med bakgrunn i diskusjon over, kan det tolkes at hovedmalmdannelsen har foregått gjennom sedimentær avsetning, med likheter til neoproterozoiske jernformasjoner hvor kilden til jern antagelig er en kombinasjon mellom hydrotermal tilførsel av oppløst jern og forvitring/erosjonsmateriale av mafiske bergarter. Om jernmalmen som helhet er avsatt i en enkelt horisont, eller i form av flere stratigrafiske og forholdsvis tette lag, er fremdeles usikkert. Det som er tydelig, er at jernmalmen har gjennomgått en omfattende senere deformasjon.

3.4 Diskusjon av strukturelementer og deres dannelse

De studerte bergartene i Ramnålidekket i dagbruddet ved Kvannevaan øst er alle komplekst foldet og deformert gjennom minst tre tolkede deformasjonshendelser (D1, D2 og D3) under den kaledonske orogenesen. Det er observert strukturer i dagbruddet som antas å være representative for deformasjonen i hele dekkesekvensen, og som videre kan gi en indikasjon på strukturenes kronologiske utvikling (relativ alder), dannelsesmekanismer, og relasjon til mineralvekst og malmgenese, som vil bli diskutert i dette delkapitlet.

3.4.1 Diskusjon av mulig primær lagning (S0)

De eldste observerte strukturene i studieområdet, gjenkjennes i en litologisk bånding som er antatt å representere primære sedimentære lag (benevnt S0). At denne båndingen er primærsedimentær er basert på en observert rytmisk veksling av ulike litologier/bergarter både i felt og i mikroskop. Tynnslianalyse har påvist tilfeldig akseorientering internt i bånd,

som kan tyde på dannelse ved sedimentasjon, overleiring og diagenese. Det kan tenkes at det eksisterer enkelte soner der lagningen kan være bevart, som for eks. er skjermet for strain. Tykke lagpakker av dolomitt opptrer stivere og kan ha vært med på å skjerme nærliggende soner for deformasjon (Bugge, 1948).

Det er dog kun de forholdsvis kompetente lag som viser slike teksturer, mens inkompetente opprinnelige leir/siltskifre kan ha blitt mer omvandlet.

En fullstendig bevart og relikte lagning er altså usikkert, da bergartene har vært utsatt for kompleks kaledonsk deformasjon (se kap. 1.4). En mulighet er at de mer inkompetente litologiene først ble utsatt for mekanisk deformasjon, eksempelvis gjennom differensiasjon under skjærbevegelser (Bugge, 1948), etterfulgt av forhold med høy temperatur med rekrystallasjon, som for eksempel kan være årsak til dannelsen av den komposisjonelle lagdelingen (antatt relikte bånding).

3.4.2 D1-strukturer

Parallelt/subparallelt med S0 er det påvist soner med tettere, mylonittisk foliasjon (S1) som inneholder likeformete isoklinale folder (F1) som danner en utpreget akseplankløv (S1) (Figur 19A,B). S1 foliasjonen har i dag tilnærmet vertikalt fall og Ø-V strøk (Figur 20D). Feltobservasjonene antyder at denne hovedfoliasjonen (S1) er dannet som resultat av skjærfolding (F1), noe som begrunnes med at hengselssonene er tykkere enn flankene, og at foldene har en likeformet geometri (jfr. Price & Cosgrove, 1990), som trolig er knyttet til revers skyvning vinkelrett på strøket (N-S) til dekkebergartene. Dette underbygges videre ved andre kinematiske indikatorer som syntektoniske sigmoidale granater med relasjon til S1 (se kap. 3.5).

Hovedfoliasjonen (S1) er godt utviklet i dagbruddet, og de fleste bergarter/mineraler kan derfor tenkes å ha gjennomgått betydelig duktil/plastisk rekrystallasjon under denne fasen, som kan begrunnes av gjennomgående parallellorientering av mineralkorn langs S1 (Figur 23C). Senere deformasjon og folding (F2) har ikke vist å danne en utpreget ny foliasjon langs S2, som taler for at F1 foregikk under tilstander med kraftigst deformasjon/strain, sammenlignet med F2/F3.

Graden av skjærbevegelse og strain har dog variert mellom ulike litologier, noe som antydes ved at blant annet kalsittmarmorbergartene ofte inneholder intrafoliale skjærfolder (F1), og transponerte foldehengsler (Figur 22B,C), som tolkes som resultat av høy grad av strain. I

tillegg har disse bergartene flere nivåer med mylonittisk foliasjon, dannet som følge av duktile skjærbevegelser, og definerer interne, foliasjonsparallelle duktile skjærsoner.

Inntakte F1-folder er generelt observert i forholdsvis kompetente bergarter, som dolomittmarmor og i kvartsrike lag. Det samme gjelder for observerte symmetriske og assymetriske diskontinuerlige linser tolket som boudiner, og er lokalisert langs foliasjonsplanet (S1) (Figur 21). Boudinene er tilsynelatende elongert parallelt med F1 foldeakser. Dannelse av boudin-strukturer skjer ved kompresjon vinkelrett på laget de opptrer i, eller ved skjærretning normalt til boudinenes akse (Goldstein, 1988; Goscombe et al., 2004). Asymmetriske boudiner er ofte knyttet til skjærbevegelser (Goscombe et al., 2004), som stemmer overens med tolket strain regime for D1. Mulige storskala boudinstrukturer er observert langs den østliggende bergskjæringen, og er indikert på Figur 8A.

Strekningslineasjoner dannes ideelt sett vinkelrett på foldeakse og parallelt med skyveretning, og kan gi en indikasjon på transportretningen under skjærbevegelser (Burg et al., 1987). De observerte strekningslineasjonene i dagbruddet er tolket å være dannet i forbindelse med kaledonsk innskyving og den første foldefasen (F1). At lineasjonene opptrer langs samme foliasjonsplan (S1), underbygger tolkningen. I studieområdet er strekningslineasjonene arrangert oblikt til F1 foldeakser, som kan antyde at en skrå komponent har virket samtidig med N-S rettet kompresjon og skyving (jfr. Tikoff & Greene, 1997).

Basert på observasjonene av geometri og orienteringsdata for D1-strukturene i studieområdet er D1-deformasjonen tolket som resultat av N-S-rettet kompresjon (skorpeforkortning) gjennom skjærbevegelser ved lav vinkel (Roberts & Gee, 1985), subparallelt med de sedimentære lagene i forbindelse med innskyving av kaledonske dekkeenheter, med en skrå komponent. Området viser tegn til heterogen fordeling av strain, som konsekvens av litologiske forskjeller med viskositetskontraster og mulig skjerming av deformasjon fra kompetente lag.

3.4.3 D2-strukturer

Det er antatt at de observerte F2 foldene i dagbruddet også eksisterer som storskala opprette og delvis tette folder, og som kan ha vært årsaken til den vertikale orienteringen av lagrekka slik den fremstår i dagbruddet. I tilfelle er det nærliggende å tro at dagbruddet ikke befinner seg i hengselsonen til en storskala F2 fold, men i en foldeflanke, da hengselssonen under en slik omstendighet vil vise horisontalstilte lag.

D2-strukturer omfatter asymmetriske tette til åpne folder (F2), med tydelige tilhørende krenulasjonslineasjoner (L2) som representerer foldeaksen (Jfr. Price & Cosgrove, 1990) med slak stupning mot vest (Figur 24C). Det faktum at foldeaksene har et slakt fall, kan tyde på at S1/S0 var orientert tilnærmet horisontalt i forkant av D2. Akseplanet (S2) faller moderat til slakt mot NV. F2-foldene refolder tydelig den nå subvertikale hovedfoliasjonen (S1/S0) som dermed postdaterer D1-strukturene (Figur 24B) og kan betraktes som en egen senere foldefase, F2.

F2 mesofoldene, slik de fremstår i felt, er tolket som buklefolder ved horisontal kompresjon i forhold til hovedfoliasjonen, (som er antatt å ha vært horisontal før D2). F2 folder som opptrer i mer kompetente litologier, er foldet i tilnærmet konsentriske lag med jevn tykkelse, samtidig som matriks er tykkere i inkompetente lag. Dette kan tolkes som at når lagene foldes, komprimeres de som følge av parallell sammepressing av laget, noe som tyder på folding ved aktiv horisontal kompresjon (Price & Cosgrove, 1990).

Basert på observasjonene av geometri og orienteringsdata for D2-strukturene i studieområdet, er D2-deformasjonen tolket som resultat av N-S-rettet kompresjon, hovedsakelig gjennom pure-shear, altså horisontal forkortning (skorpeforkortning). Den vergerende faktoren kan skyldes en svak videreført skjærbevegelse gjennom en progressiv overgang fra *simple* til *pure shear*, slik at foldingen i praksis, også kan ha skjedd gjennom en kombinasjon av disse (sub-simple shear) (jfr. Simpson & De Paor, 1993). Folding i stor skala er tolket å vært årsak til vertikalstilling av lagrekken i studieområdet.

3.4.4 D3-strukturer

Dunderlandsformasjonen er regionalt foldet i form av en åpen, subvertikal makrofold der aksetraseen kutter de Ø-V strykende foldene og bergartsgrensene.

Denne regionale folden har en mer åpen geometri enn de isoklinale F1 og tette F2-foldene, og skiller tydelig fra disse også i kartbildet (Figur 26). Foldens geometri sammen med steilt stupende foldeakseakse, og NV-SØ strykende akseplan (Figur 27) indikerer at spenningene som forårsaket denne makroskala folden, var rettet NØ-SV (se Figur 32C). Et horisontal rettet press/trykk som har virket vinkelrett på orienteringen av aksetraseen (Figur 26), underbygger tolkningen. Diskusjonen over impliserer videre at F3-foldingen også kan ha foregått ved horisontal bukling, men med en NØ-SV retning for den regionale forkortningen sammenlignet med F1- og F2 foldingen som er tolket å være N-S rettet.

3.5 Kinematisk analyse

Strukturer som er benyttet som kinematiske indikatorer er delvis beskrevet i tidligere kapitler (se kap. 3.3.). I dette kapitlet vil det bli gitt en grundigere diskusjon av kinematiske data som har betydning for analyse og tolkning av duktile skjærbevegelser (i S1), som grunnlag for å bestemme skjærsonenes tektoniske karakter og betydning for den kaledonske deformasjonen.

Av de ulike kinematiske indikatorene som er observert i felt, er det de isoklinale skjærfolder (F1) som er de mest troverdige når det kommer til å bestemme skjærtype og tektonisk transportretning.

De fleste F1-foldene viser tydelige tegn på skjærbevegelse. I tillegg opptrer porfyroblaster av granat som viser sigmoidal form. Nevnte elementer tyder på duktil skjærdeformasjon som er tolket å ha fremkommet under *simple shear* (Carreras et al., 2005) parallelt med S0, og som dermed gav opphav til rekrystallasjon og nyvekst av metamorfe mineraler og dannelse av S1-foliasjonen. Skjærbevegelser knyttet til D1 viser konsekvent ned-mot-sør bevegelse. Som tidligere nevnt, er D1 tolket å ha skjedd ved flattliggende bevegelser, basert på den slake stupningen til F2 foldeakser. I tillegg er det anslått at stratigrafisk opp i den studerte sekvensen er mot sør. Sammen med påvist skjærsens, ned mot sør, i forbindelse med revers skyving, kan dette tale for en sørrettet transportretning. Det må poengteres at senere foldefaser kan ha påvirket strøkretingen på lagstillingen og foliasjonen S1/S0, som er utgangspunkt for de kinematiske dataene, noe som sannsynligvis har vært tilfelle for F3. De kinematiske indikatorene funnet i forbindelse med F1 og F2 foldefasen, har sannsynligvis blitt forstyrret/endret gjennom den siste F-3 foldingen, og er dermed usikre.

D2-strukturene har gjennomgående samme orientering som D1- strukturer, for eksempel har F2-foldakser samme Ø-V trend som F1-foldene. Ettersom F2 folder er tolket å være dannet som bukfold (se kap. 3.3.), innebærer *pure shear* deformasjon gjennom horisontalt, N-S-rettet forkortning. Det faktum at F1- og F2-folder har samme akseretning, antyder koaksial og progressiv skjærbevegelser under D1, mot mer og mer horisontal forkortning i D2. Dette har også resultert i et koaksialt flerfaset foldeinterferensmønster av typen 3 (Price & Cosgrove, 1990).

For dette studieområdet er de observerte strukturene tilhørende D1, tolket å være dannet fortrinnsvis ved N-S skorpeforkortning med tilhørende skjærbevegelser.

Basert på diskusjonen over, kan det konkluderes med at D1-strukturene alle er dannet ved N-S rettet kompresjon/skorpeforkortning og revers skyving topp-mot-sør med en skrå komponent. Videre foregikk D2 ved horisontal sammenpressing av en horisontalstilt lagrekke.

3.6 Mineralvekst og deformasjon av hematitt og magnetitt

I dette kapitlet vil mikroteksturer og assosiert mineralvekst i jernmalm (se Tabell 1) bli diskutert i lys av strukturell utvikling og relativ alder sammen med indikasjoner på grad av strain ut fra forhold i teksturer i hematitt fra soner som representerer pre- D1, D1 og D2. Diskusjonen er hovedsakelig basert på beskrivelsene i kap 2.4.3 av mineralvekst med tolket sammenheng til grad av deformasjon.

Mikroteksturelle studier viser at anhedral magnetitt vokser konsekvent over hematittkorn og har enkelte steder adoptert kornformen til hematitt, som dermed indikerer at magnetitt mest sannsynlig er dannet senere, som følge av omdanning fra hematitt. Mindre idioblastiske magnetittkrystaller (se kap. 2.3.2) i S1/S0 viser ingen tegn til deformasjon og er heller ikke kuttet av andre mineraler og har derfor trolig krystallisert på et enda senere stadie, sannsynligvis i etterkant av den kraftigste deformasjonen (D1). Dette kan indikere at det eksisterer minst to generasjoner med magnetitt. Lindberg (2014) har ikke funnet noen klar relasjon mellom magnetittvekst og strukturer i sin studie. Dette samsvarer delvis med det som er observert her, med unntak av at magnetitt indirekte har krystallisert langs S1 og S2, som følge av omdanning fra allerede orientert hematitt til magnetitt. Og ettersom denne krystalliseringen er tolket å ha foregått under en progressiv senere vekstfase, har ikke magnetitt nødvendigvis noen sammenheng til disse deformasjonsstrukturene, slik det er funnet for hematitt. Det er foreslått at en omdanning fra hematitt til magnetitt har skjedd gjennom metamorfose og reduserende forhold (Bugge, 1948; Lindberg, 2014), som kan virke sannsynlig basert på teksturelle observasjoner av magnetitt sammenlignet med hematitt. Magnetitt er heller ikke observert i soner med antatt relikte bånding (S0), hvor F1 og F2 foldefase ikke er representert, som også kan underbygge at magnetitt har oppstått senere.

Det faktum at hovedfoliasjonen (S1) i området er såpass utpreget og gjennomgående, er det grunn til å tro at de aller fleste bergarter/mineraler i studieområdet har blitt mer eller mindre fullstendig rekrystallisert under D1-deformasjons hendelsen. Dette fremkommer også i Tabell 1 over tolket sammenheng mellom mineralvekst og deformasjon, hvor D1-deformasjonen angivelig har skjedd samtidig med hovedinnskyvingen av de kaledonske dekkeenheter. I tillegg fremkommer tvillingdannelse i hematitt langs S1, tolket som defomrasjonstvillinger, som også underbygger metamorfose og deformasjon (Ramdohr, 1980). Tvillingdannelse i hematitt er mest utbredt i soner relatert til S1, og kan fungere som en indikator på grad av deformasjon

(Ramdohr, 1980). Av overnevnte momenter kan det antas at D1 var den kraftigste deformasjonssfasen sammenlignet med D2 og D3.

Mineraler og mineralvekst som er syngenetisk med antatt primære sedimentære lag (S0-båndingen) definerer rytmisk vekselvise lag med forskjellig mineralsammensetning. En slik komposisjonell litologisk lagning som også er definert av delvis massive bånd av hematitt (se Figur 28) er tolket å representere tidlig vekst av hematitt, og krystallisert før innskyvingen av kaledonske dekkebergarter og ha blitt dannet samtidig med S0 ved diagenese. Den relikte båndingen er dermed tolket som sedimentær som blant annet begrunnes med mangel på foretrukken akseorientering i mineralkorn i relasjon til S0 viser generelt mindre kornstørrelse enn i mer folierte soner relatert til D1-strukturer og hovedfoliasjonen (S1) i bergartene. Den mindre kornstørrelsen kan også være en faktor som favoriserer antatt relikte bånding, men dette er vanskelig å fastslå kun ved teksturelle/strukturelle studier, ettersom ulike prosesser kan gi både større og mindre kornstørrelse under deformasjon (Trouw & Passchier, 2005). Tidlig hematitt viser granulær kornform med irregulære korn grenser til hverandre. Samtidig fremgår ingen til liten grad av tvillingdannelse, som gjerne oppstår i hematitt under mekanisk deformasjon (Ramdohr, 1980). Det fremkommer heller ingen trend i den krystallografiske orienteringen til mineralkornene. I S0 er det også påvist poikiloblastiske granater med inklusjoner av hematitt som ligner meget på antatt tidlig hematitt i matriks (Figur 28C), som også underbygger tolkningen. Det kan likevel ikke utelukkes at de teksturelle egenskapene til tidlig hematitt, har oppstått etter statisk rekrystallisering, som følgelig kan forklare den uniforme kornstørrelsesfordelingen og mangelen på foretrukken orientering av mineralkornene, sammen med eventuelle deformasjonsvillinger. Derimot vil tilstedeværelsen av en krystallografisk foretrukken orientering være bevart selv etter en slik rekrystallisering (Trouw & Passchier, 2005), hvilket ikke er tilfelle for tidlig hematitt, som videre underbygger at hematitt i relasjon til S0 ikke har vært utsatt for sterk mekanisk deformasjon. Dette kan begrunnes med at lav grad av CPO i hematitt samsvarer med lav grad av deformasjon (Siemes et al., 2000; Rosière et al., 2001; Mendes & Lagoeiro, 2012).

Mikroteksturanalyse av hematitt som opptrer i soner med en utpreget S1 foliasjon, viser foliasjonsparallell orientering av tabulære/stenglete hematittkorn (spekularitt) som ofte utgjør homogene bånd med rette korn grenser (Figur 29B). I tillegg er det ved krystallografisk analyse av hematitt, også påvist anisotropisk likevekt langs S1, som kan indikere en godt utviklet krystallografisk foretrukken orientering (CPO) (jfr. Da Fonseca et al., 2010), som gjerne øker i samsvar med graden av strain (Mendes & Lagoeiro, 2012). Overnevnte teksturelle

teksturelle egenskaper sammen med en sterk CPO, kan tolkes som resultat av høy grad av strain (jfr. Trouw et al., 2011), som videre underbygger tolkningen at kraftigst deformasjon foregikk under D1.

I soner med F2-folder viser ikke hematitt samme grad anisotropiske likevekt som sett i F1 folder. I tillegg opptrer deformasjonstvillinger også sjeldent sammenlignet med hematitt knyttet til D1, noe som taler for at deformasjonen som foregikk under F2 svarer til lavere grad av strain. D2-hematitt er antatt å ha krystallisert delvis både langs S2-krenulasjonskløv og som tilfeldige korn parallelt S2, og som kutter den foldete S1-foliasjonen (med D1-hematitt) der sistnevnte antagelig har oppstått mot slutten av F2 foldefase.

Basert på overnevnte observasjoner og tolkninger, kan det konkluderes med at hematitt langs S0 med lav grad av CPO representerer lav grad av strain. Tabulær spekulartitt er resultat av høy strain, mens hematitt i relasjon til F2 folder viser moderat CPO som tilsier at hematitt har gjennomgått lavere strain sammenlignet med F1-hematitt. Det er dermed foreslått at variasjoner i tekstur og krystallografisk orientering i hematitt, er resultat av deformasjonsprosesser sammen med ulik fordeling av strain, som kan være resultat av lokalisering av skjærbevegelser og eventuelt skjerming av strain fra kompetente lag.

3.6.1 Strukturell og tektonisk modell

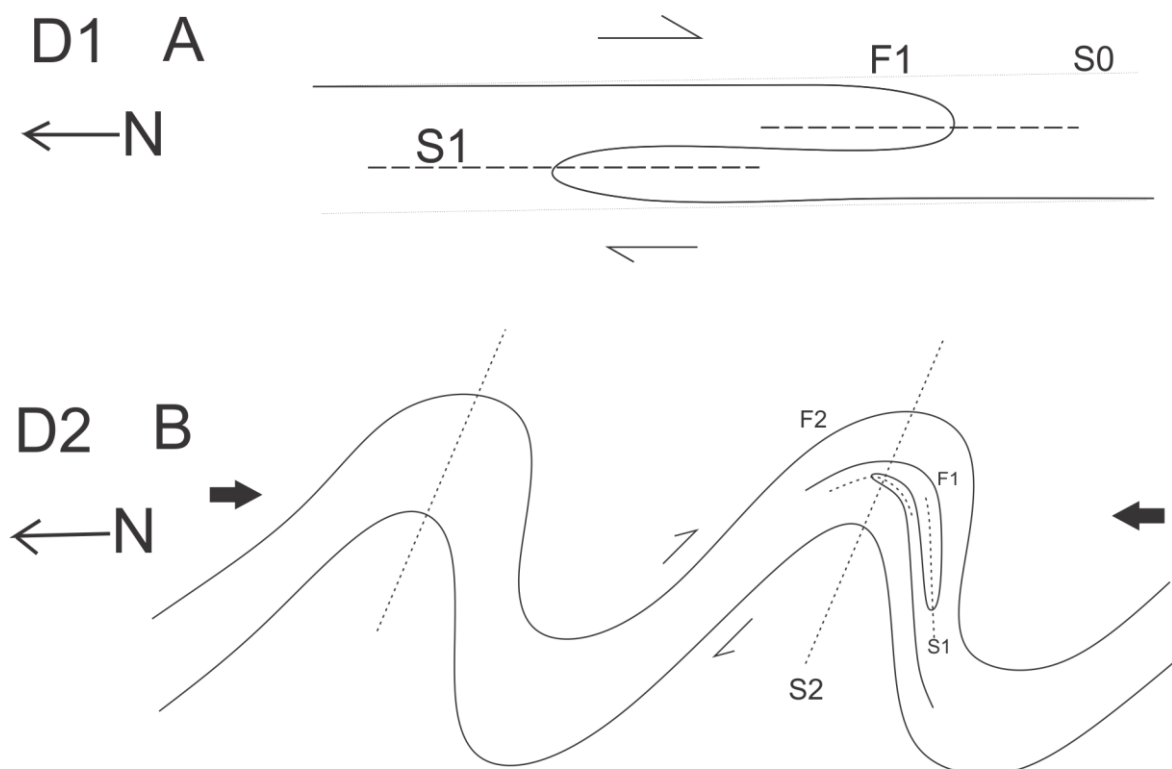
Det er i denne oppgaven vist og argumentert for at jernmalmen i Rana Grubers dagbrudd ved Kvannevatn øst er avsatt sedimentært, mest sannsynlig som en enkelt horisont (søvegjarto, Bugge) i neoproterosoisk tid (Melezhik et al. 2015), og at denne enheten sammen med hele lagrekken i Ramnålidekket i øverste allokton har gjennomgått diagenese og dannelse av primær bånding (S0), før senere folding og innskyving av dekkeenheten under den kaledonske fjellkjededannelsen. Forståelsen av den kaledonske strukturelle utviklingen (Fig. 36) er derfor viktig for å vurdere deformasjonens betydning for omvandlingen av jernmalmene.

1: Den eldste deformasjonshendelsen (D1) forårsaket mesoskala isoklinale likeformete folder (Figur 35) som har dannet en gjennomgående akseplanfoliasjon (S1) parallelt med primær lagning (S0) og strekningslineasjoner (L1) subparallelt/oblikt med skyveretningen. Isoklinalfolding kan ha skjedd samtidig med duktile skjærbevegelser i lokaliserte skyvesoner som blant annet resulterte i komplekst transponerte foldehengsler, strekningslineasjoner, og mylonittiske bergarter. Hematitt utviklet tabulære og parallelle korn arrangert i bånd langs duktile planstrukturer under deformasjonen, som er tolket å ha skjedd ved N-S

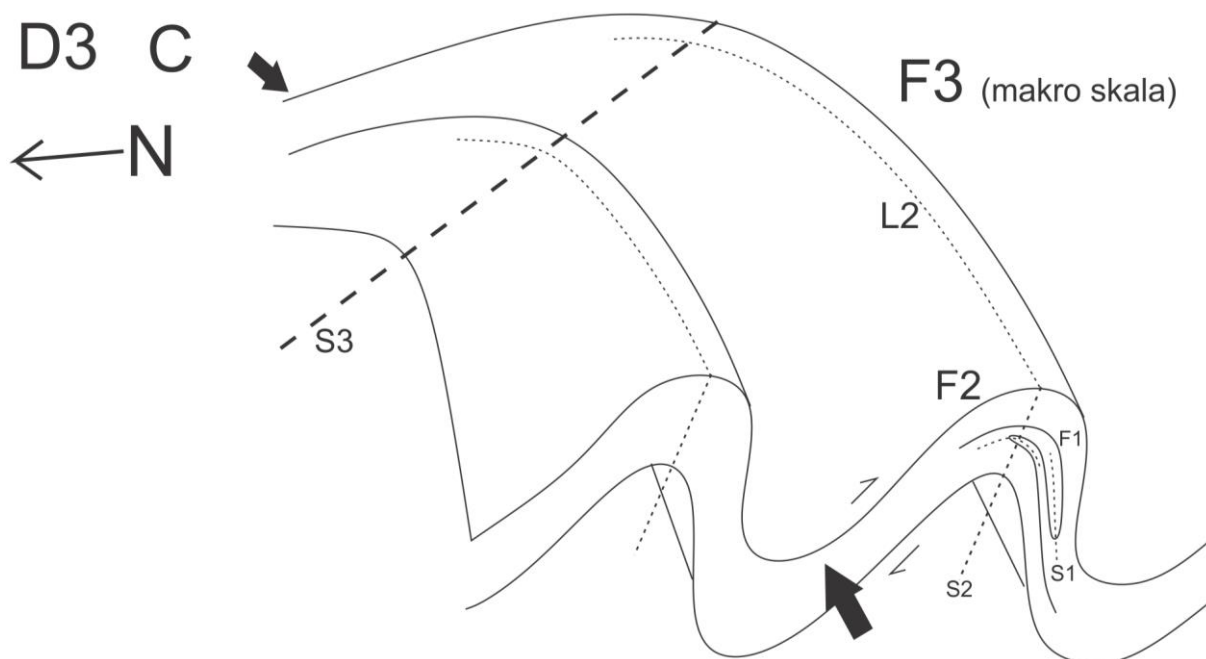
skorpeforkortning og lokalisert *simple shear* av en tilnærmet horisontalstilt lagrekke, subparallelt med S0. Det er antatt at foldingen også kan ha foregått i stor skala som medførte repetisjoner av lag (Figur 7B), og dermed kan ha både økt tykkelsen og repetert jernmalmenheten.

2: Videre progressiv deformasjon (D2) og N-S skorpeforkortning har gradvis gått over til mer *pure shear*, med horisontal sammenpressing parallelt med lagene som har resultert i svakt sør-vergerende og tette til moderat åpne, asymmetriske folder (F2) (Figur 35B). F2-foldene er tolket til å utgjøre et makro foldesystem i form av delvis opprette folder, hvor de observerte mesofoldene er parasittiske til antatte F2-makrofolder. Lokalt har dette medført anrikning av fortykkete isoklinalfoldete jernmalmførende lag i F2-foldenes hengselssoner (se Figur 24B).

3: Mot slutten av innskyvingen og fjellkjededannelsen, har en del av Ramnålidekket blitt presset subhorisontalt på tvers av de foldete lagrekkene og resultert i en regional subvertikal åpen fold (F3) (Figur 32) som er tolket å ha foregått ved bukling av hele dekkesekvensen i Ranaområdet, med mulig konsekvens av endring av strøkkretningen for bergartsgrensene og foldene (F1/F2).



Figuren fortsetter på neste side



Figur 32 - Skjematisk strukturell modell for foldefasene i Dunderlandsdalen gjennom kaledonsk fjellkjededannelse (D1-D3).

3.7 Regionale implikasjoner

I dette kapitlet skal det diskuteres og sammenlignes resultater fra denne studien med tidligere modeller for dannelsen av andre jernformasjoner som eksisterer i kaledonske dekkeenheter i Nord-Norge og Ranaområdene

Det er i tidligere arbeider (Roberts et al., 2007; Melezhik et al., 2018;) omtalt flere områder med jernformasjoner i den øverste alloktone enheten i Nord-Norge, og som viser flere litologiske og strukturelle likheter med jernmalmen i Kvannevang øst.

Malmkroppen i studieområdet ligger hovedsakelig i kontakt med glimmerskifer og karbonatglimmerskifer, samt manganrik skifer i sørliggende kontakt av malmkroppen. Tilsvarende forhold eksisterer i jernformasjoner i sør-Troms og nord i Nordland, der flere jernformasjoner er assosiert med anrikning av mangan (Melezhik et al., 2018), som er typisk for jernformasjoner som oppstod i neoproterozoikum og i forbindelse med begynnende kontinental rifting og dannelsen av lapetushavet (Bühn & Stanistreet, 1997). Dominerende sidebergarter til disse jernformasjonene er også horisonter av marmor og glimmerskifer (Melezhik et al., 2018). Slike petrografiske likheter mellom lagrekkene i de ulike områdene av dekkesequensen kan underbygge en felles genese for jernformasjoner i øverste allokton (i Nord-Norge) koblet til neoproterozoisk rifting.

Sedimentære konglomerater/diamiktitter sammen med karbonatglimmerskifer med dolomittlinsler, er en diagnostisk bergart i de neoproterozoiske bergartene i Finnmark og Hedmarksområdet (Baarli et al., 2006; Nystuen, 2008), og slike avsetninger er tolket som tillitter dannet ved isdroppet og/eller moreneavsetninger knyttet til Varangeristiden. Diamiktitter der linsene/klastene er tolket å utgjøre isdroppet materiale (Melezhik et al., 2015) opptrer i dagbruddet ved Kvannevaun stratigrafisk over jernmalmen, og det er da rimelig å anta at jernanrikningene skjedde like før eller i tilknytning til Varangeristiden, selv om absolutte dateringer av jernmalmen ikke er utført. Alternativt, er diamiktittene i dagbruddet et resultat av massebevegelse fra en karbonatplattform ved en passiv kontinentalmargin, hvilket er tilfelle for konglomeratene/karbonatbergartene i Fauske-dekket (Roberts et al., 2007). I tillegg fins jernformasjoner tilhørende Dunderlandsformasjonen i veksling med tykke enheter av marmor, som kan tale til fordel for at jernmineraliseringen foregikk i nærheten av en kontinentalmargin.

Jernmalmene i Rana er tolket å være avsatt som en stratiform sedimentær enhet. Det er basert på at den eldste observerte strukturelle påvirkningen av jernmalmene i det studerte området er anrikt i primær, antatt reliket lagning som er bevart selv etter omfattende deformasjon, men som antagelig ved metamorfosen knyttet til innskyvingen av dekkene under D1-hendelsen er blitt rekrystallisert og remobilisert. Slik dannelse og remobilisering av jernmalmer er også påvist i finkornige primære lag (S0) i glimmerskifer i de øverste alloktone enheter i sørlig del av Troms og nordlig del av Nordland (Melezhik et al., 2018). En slik primær lagning kan i tilfelle kobles til tidlig diagenese i etterkant av mineraliseringen. Jernformasjonen kan dermed representere en primær stratigrafisk/sedimentær enhet som i tillegg er påvirket av tektoniske repetisjoner hovedsakelig gjennom isoklinal folding trolig i kombinasjon med imbrikering, noe som samsvarer med forhold observert ellers i jernformasjoner i det øverste allokton i Norge (Melezhik et al., 2018)

Søvegjarto (1990) beskriver to foldefaser i bergartene i Rana, hvor den eldste utgjør horisontale isoklinale folder med Ø-V akser, og som er tolket som pre-Skandisk, mens en senere foldefase (F2) inneholder isoklinale transposisjonsfolder og som samsvarer med F1 for denne studien, hvor tette repetisjoner av malmhorisonten er foreslått (Søvegjarto, 1990).

Av sammenlikningen over, kan det konkluderes med at det er mange likhetstrekk i dannelsen av jernmalmen i Rana-distriktet med jernformasjoner i øverste allokton i sør-Troms og nordlig del av Nordland, og at de alle sannsynligvis har en felles primærsedimentær opprinnelse knyttet til neoproterozoisk rifting.

4 Konklusjon

Målet med dette studiet har vært å kartlegge, analysere og diskutere jernmalmførende bergarter i Rana Grubers dagbrudd og underjordiske gruver, og analysere og tolke strukturelementer som har påvirket malmmineraliseringen. Ved å fokusere på sammenhengen mellom relaterte makro- og mikro-skala strukturelementer, sammen med teksturelle analyser av jernmineraler, er det forslått en modell for mineraliseringen som tolker en evt. tidskronologisk og genetisk relasjon mellom mineralisering og strukturer. En tolket modell av jernmalforekomstene i Rana kan således også ha betydning for sammenligning av jernmalforekomster i andre deler av Ranaområdet, samt i den kaledonske fjellkjeden.

Basert på resultatene i denne studien kan det konkluderes med følgende:

- 1) Jernmalmen i Rana opptrer konformt med marmor og glimmerskifer og er dannet i neoproterozoisk tid som stratiforme, primærsedimentære avsetninger av jernhydroksid som senere ble omvandlet til jernoksid (hematitt) gjennom diagenese. Jernmalmen viser således store likhetstrekk til neoproterozoiske jernformasjoner.
- 2) Jernmalmen og de sedimentære enhetene gjennomgikk duktile skjær/skyvebevegelser (D1-hendelsen) med tilhørende isoklinal folding (F1) og transposisjon/imbrikering subparallelt med de sedimentære lagene, noe som resulterte i repetisjon av lagrekken. Videre progressiv deformasjon (D2) og tilnærmet koaksial folding (F2) ved horisontal kompresjon og dannelse av makro skala opprette, tette til åpne F2 folder med svak sørlig vergens, førte til lokal vertikalstilling av sekvensen. Siste duktile deformasjonshendelse (D3) foregikk ved subvertikal refolding (F3) av hele dekkesekvensen med NNV-SSØ rettet trykk som resulterte i en bøyning av hele Dunderlandsdalen.
- 3) Hematitt forekommer i tre generasjoner, hvor den eldste tilhører antatt relikv bånding (S0). Remobilisert hematitt ble dannet som følge av høy strain hvor større parallelle og tabulære korn (spekularitt) rekrystalliserte langs akseplanet (S1) til isoklinale folder (F1), hvor denne også er den dominerende typen hematitt. En siste generasjon hematitt krystalliserte langs F2 akseplan (S2) i en periode med avtagende skjærbevegelse og strain.
- 4) Magnetitt ble dannet som følge av omdanning fra hematitt, ved prograd og retrograd metamorfe prosesser, først, ved vekst av subhedral/anhedral magnetitt koblet til deformasjon i D1/D2, etterfulgt av idioblastisk (euhedral) magnetitt som krystalliserte under lavere metamorfe forhold, post D1/D2.

- 5) D1- og D2-deformasjonen foregikk under den kaledonske fjellkjededannelsen i forbindelse med kontinent-kontinentkollisjon og innskyving av kaledonske dekkeenheter. Den lokale transportretningen og skjærbevegelsen for Ramnålidekket i Rana var mot SSØ, og resulterte i varierende tekstur, remobilisering og anrikning av jernmalmen. Jernmalm ble delvis ansamlet i hengselssoner av F1- og F2-foldene, som kan ha medført mektighetsøkninger og lokale repetisjoner.
- 6) Jernformasjonen i Rana viser klare likhetstrekk med jernformasjoner ellers i øverste alloktion i den kaledonske fjellkjeden i Norge, hvor disse sannsynligvis er resultat av en felles genetisk mineralisering i neoproterozoikum i forbindelse med kontinental rifting.

4.1 Forslag til videre arbeider

Ytterligere arbeid kreves for å danne en mer konkret strukturstyrt modell for jernmalmer i Rana. Datainnsamlingen for dette studiet var begrenset til et svært lite området, sett i relasjon til den store utbredelsen av jernformasjonen, slik at andre sentrale elementer sannsynligvis kan ha blitt utelatt. En feltundersøkelse som omfatter større deler av formasjonen er også nødvendig for en bredere forståelse av sammenhengen mellom strukturer og jernmalmen i Dunderlandsformasjonen. Dette studiet kan likevel fungere som et utgangspunkt for videre undersøkelser. Det vil også være interessant å foreta grundige strukturelle analyser av jernformasjoner i flere deler av det øverste alloktion for å ytterligere kunne kartlegge likheter/ulikheter for jernformasjoner i de ulike delene av øverste alloktion i kaledonske bergarter.

5 Referanser

- Baarli, B., Levine, R., & Johnson, M. (2006). The Late Neoproterozoic Smalfjord Formation of the Varanger Peninsula in northern Norway: A shallow fjord deposit. *Norsk Geologisk Tidsskrift* (Vol. 86).
- Baldwin, G. J., Turner, E. C., Kamber, B. S., Baldwin, G. J., Turner, E. C., & Kamber, B. S. (2012). A new depositional model for glaciogenic Neoproterozoic iron formation: insights from the chemostratigraphy and basin configuration of the Rapitan iron formation 1. *Can. J. Earth Sci*, 49, 455–476. <https://doi.org/10.1139/E11-066>
- Bryhni, I., & Andréasson, P. G. (1985). Metamorphism in the Scandinavian Caledonides. *The Caledonide Orogen—Scandinavia and Related Areas*, 2(1985), 763–781.
- Bugge, J. A. W. (1948). Rana gruber - Geologisk beskrivelse av jernmalmfeltene i Dunderlandsdalen. *Norges Geologiske Undersøkelse Nr. 171*, (171).
- Bühn, B., & Stanistreet, I. G. (1997). Insight into the enigma of Neoproterozoic manganese and iron formations from the perspective of supercontinental break-up and glaciation. *Geological Society, London, Special Publications*, 119(1), 81–90. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1997.119.01.05>
- Burg, J.-P., Bale, P., Brun, J.-P., & Girardeau, J. (1987). Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision. *Geodinamica Acta*, 1(1), 71–87. <https://doi.org/10.1080/09853111.1987.11105126>
- Carreras, J., Druguet, E., & Griera, A. (2005). Shear zone-related folds. *Journal of Structural Geology*, 27(7), 1229–1251. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.08.004>
- Cocks, L. R. M. (2001). Ordovician and Silurian global geography. *Journal of the Geological Society* (Vol. 158).
- Cocks, L. R. M., & Torsvik, T. H. (2002). Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. *Journal of the Geological Society*, 159(6), 631–644. <https://doi.org/10.1097/NCC.0b013e31826f3bc4>
- Corfu, F., Andersen, T. B., & Gasser, D. (2014). The Scandinavian Caledonides: main features, conceptual advances and critical questions. *Geological Society, London, Special Publications*, 390(1), 9–43. <https://doi.org/10.1144/SP390.25>
- Cox, G. M., Halverson, G. P., Minarik, W. G., Le Heron, D. P., Macdonald, F. A., Bellefroid, E. J., & Strauss, J. V. (2013). Neoproterozoic iron formation: An evaluation of its temporal, environmental and tectonic significance. *Chemical Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.08.002>
- Cox, G. M., Halverson, G. P., Poirier, A., Le Heron, D., Strauss, J. V., & Stevenson, R. (2016). A model for Cryogenian iron formation. *Earth and Planetary Science Letters*. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.11.003>
- Cox, G. M., Halverson, G. P., Stevenson, R. K., Vokaty, M., Poirier, A., Kunzmann, M., ... Macdonald, F. A. (2016). Continental flood basalt weathering as a trigger for Neoproterozoic Snowball Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 446, 89–99. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.04.016>
- Da Fonseca, O., Gomes, M., Paciornik, S., Cesar, J., & Iglesias, A. (2010). A simple methodology for identifying hematite grains under polarized reflected light microscopy. Retrieved from http://www.iwssip.org/archive/2010/proceedings/nav/papers/paper_133.pdf
- Ellefmo, S. L. (2005). A probabilistic approach to the value chain of underground iron ore mining. *D.Ing.*

- Thesis, (January), 1–273.
- Fossen, H. (2016). *Structural Geology* (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Gjelle, S. (1978). Geology and structure of the Bjellånes area, Rana, Nordland, (NGU 343), 1–37.
- Gjelle, S., & Søvvegjartho, U. (2004). Ranas fjell og gruver: en beskrivelse av berggrunnen på kartbaldene Mo i Rana og Storforshei, NGU.
- Gjelle, S., Søvvegjartho, U., & Tveiten, B. (1991). Dunderlandsdalen 2027, berggrunnsgeologisk kart 1:50000. Norges Geologiske Undersøkelse.
- Goldstein, A. G. (1988). Factors affecting the kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones. *Journal of Structural Geology*, 10(7), 707–715. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90078-8](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90078-8)
- Goscombe, B. D., Passchier, C. W., & Hand, M. (2004). Boudinage classification: End-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology*, 26(4), 739–763. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.015>
- Grenne, T., Ihlen, P. M., & Vokes, F. M. (1999). Scandinavian Caledonide metallogeny in a plate tectonic perspective. *Mineralium Deposita*, 34(5–6), 422–471. <https://doi.org/10.1007/s001260050215>
- Klein, C., & Ladeira, E. A. (2004). Geochemistry and mineralogy of neoproterozoic banded iron-formations and some selected, siliceous manganese formations from the Urucum district, Mato Grosso Do Sul, Brazil. *Economic Geology*, 99(6), 1233–1244. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.6.1233>
- Lindberg, M. M. (2014). *Strukturer og mineralomvandling i Stensundtjern malmfelt, og dannelse av jernmalmen i Dunderlandsformasjonen*. —.
- Melezhik, V. A., Ihlen, P. M., Bjerkgård, T., Sandstad, J. S., Raaness, A., Kuznetsov, A. B., ... Fallick, A. E. (2018). A common mid-Neoproterozoic chemostratigraphic depositional age of marbles and associated iron formations (Fe ± Mn ± P) in the Scandinavian Caledonides. *NORWEGIAN JOURNAL OF GEOLOGY*, 98(4). <https://doi.org/10.17850/njg98-3-06>
- Melezhik, V. A., Ihlen, P. M., Kuznetsov, A. B., Gjelle, S., Solli, A., Gorokhov, I. M., ... Bjerkgård, T. (2015). Pre-Sturtian (800-730Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: A chemostratigraphic approach. *Precambrian Research*, 261, 272–299. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.02.015>
- Mendes, M., & Lagoeiro, L. (2012). Microstructures, crystallographic fabric development and deformation mechanisms in natural hematite aggregates deformed under varied metamorphic conditions. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.04.005>
- Nystuen, J. P. (2008). Neoproterozoic Moelv Tillite and the Hedmark Basin, the Mjøsa Area, South Norway Organizer. 33 IGC excursion (Vol. 101). Retrieved from http://www.iugs.org/33igc/fileshare/filArkivRoot/coco/FieldGuides/No_101_Moelv_Tillite_and_Hedmark_Basin.pdf
- Price, N. J., & Cosgrove, J. W. (1990). *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press.
- Priesemann, F.-D. (2007). *Prospecting and mining for iron ore in the Dunderland Valley*.
- Ramberg, I. B. (2008). *The Making of a Land: Geology of Norway*. Geological Society Publishing House. Retrieved from <https://books.google.no/books?id=rMVNE0F2SckC>

- Ramdohr, P. (1980). *The Ore Minerals and Their Intergrowths*. Pergamon Press. Retrieved from <https://books.google.no/books?id=1-EJAQAIAAJ>
- Ridley, J. (1986). Parallel stretching lineations and fold axes oblique to a shear displacement direction—a model and observations. *Journal of Structural Geology* (Vol. 8).
- Roberts, D. (2003). The Scandinavian Caledonides: Event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, 365(1–4), 283–299. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00026-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00026-X)
- Roberts, D., & Gee, D. G. (1985). An introduction to the Structure of the Scandinavian Caledonides. In *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas* (pp. 55–68). John Wiley & Sons Ltd.
- Roberts, D., Nordgulen, Ø., & Melezhik, V. (2007). The Uppermost Allochthon in the Scandinavian Caledonides: From a Laurentian ancestry through Taconian orogeny to Scandian crustal growth on Baltica. In J. Hatcher Robert D., M. P. Carlson, J. H. McBride, & J. R. M. Catalán (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust*. Geological Society of America. Retrieved from [https://doi.org/10.1130/2007.1200\(18\)](https://doi.org/10.1130/2007.1200(18))
- Rosière, C. A., Garcia, O. L., Siemes, H., & Schaebein, H. (2013). Domainal fabrics of hematite in schistose, shear zone-hosted high-grade Fe ores: The product of the interplay between deformation and mineralization. *Journal of Structural Geology*, 55, 150–166. <https://doi.org/10.1016/J.JSG.2013.07.017>
- Rosière, C. A., Siemes, H., Quade, H., Brokmeier, H. G., & Jansen, E. M. (2001). Microstructures, textures and deformation mechanisms in hematite. *Journal of Structural Geology*, 23(9), 1429–1440. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00009-8](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00009-8)
- Sandstad, J. S., Bjerkgård, T., Melezhik, V. A., & Raaness, A. (2015). Neoproterozoic (Tonian) Stratiform Iron Formations Associated Glaciogenic Deposits in the Scandinavian Caledonides.
- Siemes, H., Schaebein, H., Rosière, C. A., & Quade, H. (2000). Crystallographic and magnetic preferred orientation of hematite in banded iron ores. *Journal of Structural Geology*, 22(11–12), 1747–1759. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00085-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00085-7)
- Simpson, C., & De Paor, D. (1993). Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology* (Vol. 15). [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90075-L](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90075-L)
- Søvegjarto, U. (1972). *Berggrunnsgeologiske undersøkelser i Dunderlandsdalen, Nordland*. Universitetet i Oslo.
- Søvegjarto, U. (1973). *Dunderlandsgruppen (map)*. 1973-86. M=1:2000. Rana Gruber.
- Søvegjarto, U. (1990). *Jernmalmene i Rana*. In I. J. Rui (Ed.), *Deformasjon og remobilisering av malmer*. Rapport nr. 76, BVLI- prosjekt. (pp. 154–176).
- Søvegjarto, U., Marker, U., Graversen, M., & Gjelle, S. (1989). *Storforshei 2027 IV, berggrunnsgeologisk kart 1:50000, Norges geologiske undersøkelse*.
- Stephens, M. B., Gustavson, M., Ramberg, I. B., & Zachrisson, E. (1985). The Caledonides of central-north Scandinavia - A tectonostratigraphic overview. In *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas* (pp. 135–162). John Wiley & Sons Ltd.
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)00056-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)00056-9)

- Torsvik, T. H., & Cocks, L. R. M. (2005). Norway in space and time: A Centennial cavalcade. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 85(1–2), 73–86. Retrieved from <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.708.9258&rep=rep1&type=pdf>
- Torsvik, T. H., & Rehnstroem, E. (2001). Cambrian palaeomagnetic data from Baltica: implications for true polar wander and Cambrian palaeogeography. *Journal of the Geological Society*, 158(2), 321–329. <https://doi.org/10.1144/jgs.158.2.321>
- Trouw, R. A. J., & Passchier, C. (2005). Mircotectonics. <https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0>