

Strukturer og mineralomvandling i Stensundtjern malmfelt, og dannelse av jernmalmen i Dunderlandsformasjonen.

—
Marta Martinussen Lindberg

Masteroppgave i Geologi, GEO-3900

Desember 2014

Sammendrag

Stensundtjern ligger ved Storforshei, en halv times kjøring fra Mo i Rana. Denne mineralforekomsten er en del av en større jernmineralisering som ligger i Dunderlandsdalen. Jernmineraliseringen her har vært kjent siden før 1800 og har gjennom årenes løp vært forsøkt drevet i flere perioder. De første kildene vi har fra området er fra 1799 da Trondheims-bedriften Mostadsmarkens Jernverk gjorde krav på jern-mineraliseringene. Den første grundige geologiske beskrivelsen kom i 1899, og var et resultat av arbeidet til O.A. Corneliussen.

Rana Gruber AS driver i dag utvinning av jernmineraliseringene i Dunderlandsdalen, disse er en del av Dunderlandsformasjonen. Jernmineraliseringen i Dunderlandsdalen er delt inn i to litologier. Det er den mindre fosfor-rike Storforshei jernformasjon det i dag er drift. Jernmineraliseringene i Dunderlandsformasjoner regnes å være av Neoproterozoisk alder, og ligger som en sekvens i Ramnålidekket, som er en del av det øverste alloktonet i Den Kaledonske fjellkjeden.

Mineraliseringen består av hematitt og magnetitt. Deres sammenheng med de strukturelle elementene i studieområdet er her blitt undersøkt. Det har også vært et fokus å forsøke å finne en utløsende faktor for omvandlingen fra hematitt til magnetitt.

Videre har man også forsøkt å bestemme avsetningsmiljø og dannelse, samt klassifisere jernformasjonen innen de rammene som foreligger i litteraturen i dag.

Forord

Takk til mine veiledera, Steffen Bergh, Kåre Kullerud, Anders Bergvik og Krister Sundblad. Dåkk har vært tell stor hjelp og det settes stor pris på. Vil også send en takk tell de alltid like blie labbdamerne, og fantantastiske Erling Ravna, ka sku vi studentan jort utn dåkker?!

Må selføgeli kåm me en spesiell takk til Rana Gruber. Kjære kolega: Takk før all støttn eg har fått mæ oppgaven, men vektiare takk før fire fantastiske sommra i gruva, å en hau mæ lærerike opplevelsa. Dåkk e en fantastisk gjeng heile buntn. Å tell mine fantastiske feltassistentar: Kristine, Stefan og min sekning og veninna Marte – før en fabelakti feltsesong.

Tell alle kaffedrekkeran (Sigrunn og Kirsti), middagsspiseran (Karina og Elise) og klammeran (Elisabeth og Trude), Takk. Dåkk har vært strålanes.

Og tell alle di vidundelige menneskan såm e og va fast inventar på brakka: Takk

De neste personan har en spesiell plass i et dysleksihjerte. Marte, Trude og Espen, takket være dåkk e oppgaven læseli! Dåkk har mi evie takknemlihet.

Tell familie og vænna fra mett nydelie Lofotn. Dåkk e nån helta. Tenk å håll ut mæ en såm studer stein! Dåkk må vær næstn like tullat så eg e. Mamma, pappa, Johannes, Jostein og Mina å all den goe «ekstrafamilien» min, ord kan ikkje beskriv kor takknemli eg e før utholdnheta dåkkers.

Lofotjentn, di sjønne pien eg vaks opp mæ. Dåkk e ikkje glømt uansett kor lenge d e imellom kvær gång eg får tia tel å varme på nå. Å Malene, ka kan eg sei... du e bærre bært <3

Å så va d Valbergen. Ka i alle dager sku eg ha jort utn deg? Takk før støttn, tålmodiheta og før at du har hålt ut mæ all galskapen. Kjæmpepla i deg.

Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon	1
1.1	Problemstilling.....	1
1.2	Mål med studie.....	1
1.3	Geografisk plassering	1
1.4	Definisjoner og begreper benyttet i oppgaven (terminologi)	2
1.4.1	Malm.....	2
1.4.2	Jernformasjon	3
1.5	Tidligere Arbeid.....	3
1.5.1	Historie.....	3
1.5.2	Publikasjonshistorie.....	4
1.6	Metode.....	5
1.6.1	Feltarbeid	5
1.6.2	Diamantboring og navnsetting	6
1.6.3	Produksjon av tynnslip	7
1.6.4	Mikroskopering – reflektert-, polarisert- og krysspolarisert-lys	7
1.6.5	Elektronmikroskop/ SEM	8
1.6.6	Dataprogrammer.....	8
2	Regionalgeologi	9
2.1	Norges geologiske historie	9
2.2	Kaldonidene.	9
2.2.1	Undre dekkserie.	12
2.2.2	Midtre dekkserie.	12
2.2.3	Øvre dekkserie.	14
2.2.4	Øverste dekkserie.	14
2.3	Rana Geologi	15
2.3.1	Kaledonierne i Rana.	17
2.3.2	Strukturer i Rana.....	19
2.3.3	Omdannelse.....	21
2.4	Dunderlandsformasjonen.....	22
2.4.1	Lasken Jernformasjon.....	25
2.4.2	Storforshei Jernformasjon	25
2.4.3	Strukturer i Dunderlandsformasjonen	25
2.4.4	Genese.....	28
2.4.5	Avsetningsalder.....	28

3	Petrografisk beskrivelse.....	31
3.1	Bergarter	31
3.1.1	Borekjerner	31
3.1.2	Geokjemi for Ørtfjellmineraliseringen.....	31
3.1.3	Glimmerskifer	33
3.1.4	Marmor.....	34
3.1.5	Granatfels	35
3.1.6	Malm.....	35
3.1.7	Amfibolitt.....	36
3.1.8	Diamektitt	36
3.2	Mineraler.....	36
3.2.1	Kvarts (Qz) – SiO ₂	36
3.2.2	Karbonater (Cb) – CO ₃ ²⁻	36
3.2.3	Klinozoisitt/ Epidot (Ep) – Ca ₂ Al ₂ (Al,Fe ³⁺)OOH[Si ₂ O ₇][SiO ₄].....	37
3.2.4	Apatitt (Ap) – Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH,F,Cl).....	37
3.2.5	Granat (Grt) – X ₃ Y ₂ (SiO ₄) ₃	37
3.2.6	Kloritt (Chl) – (Mg,Fe,Al) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈	37
3.2.7	Glimmer mineraler	37
3.2.8	Amfibol (Amp) – W ₀ -1X ₂ Y ₅ Z ₈ O ₂₂ (OH) ₂	38
3.2.9	Hematitt (Hem) – Fe ₂ O ₃	38
3.2.10	Magnetitt (Mag) – FeFe ₂ O ₄	38
3.3	Stensundtjern stratigrafi.....	39
3.3.1	Borekjerner i Stensundtjern	39
3.3.2	Jernmineraliseringer i Dunderlandsdalen.....	41
4	Resultater.....	43
4.1	Mineralogi.....	43
4.1.1	Mineraler	43
4.1.2	Korngrenser	53
4.2	Strukturgeologi.....	57
4.2.1	Strukturer i felt.....	57
4.2.2	Strukturer i tynnslip.....	60
4.2.3	Strukturer i mikroskop	62
4.2.4	Strukturer og mineraler	68
4.3	SEM.....	79
4.3.1	Ukjent mineral nr. 1.....	79
4.3.2	Ukjent mineral nr. 2.....	81

5	Diskusjon.....	85
5.1	Mineralogi.....	85
5.1.1	Teori	85
5.1.2	Diskusjon av studieområde.....	87
5.1.3	SEM.....	95
5.2	Strukturgeologi.....	98
5.2.1	Strukturer i felt, tynnslip og mikroskop.....	98
5.2.2	Strukturers forhold til mineraler	102
5.3	Malmdannelse	104
5.3.1	Teori	104
5.3.2	Diskusjon av studieområde.....	112
5.4	Klassifisere en jernformasjoner.....	114
5.4.1	Teori	114
5.4.2	Diskusjon av studieområde.....	118
6	Oppsummering og konklusjon.....	123
6.1	Mineralogi.....	123
	Korngrenser	123
	Mineraler.....	123
	SEM.....	124
6.2	Strukturgeologi.....	124
	Strukturer i felt, tynnslip og mikroskop.....	124
	Strukturers forhold til mineraler.....	124
6.3	Malmdannelse	125
6.4	Klassifisering av jernformasjoner	125
6.5	Konklusjon hendelsesforløp.....	125
7	Referanser.....	127
	Vedlegg A – Tynnslip og borehullsdata.....	131
	Tabell A.1: Diamantborehulls-data.....	131
	Tabell A.2: Tynnslip-data.....	132
	Vedlegg B - Termer	133
	Vedlegg C - SEM.....	135
	Tynnslip 130-1.....	135
	Analyse 4.....	135
	Tynnslip 137-6.....	142
	Analyse 7.....	142
	Vedlegg D - Kjernelogg	157

1 Introduksjon

1.1 Problemstilling

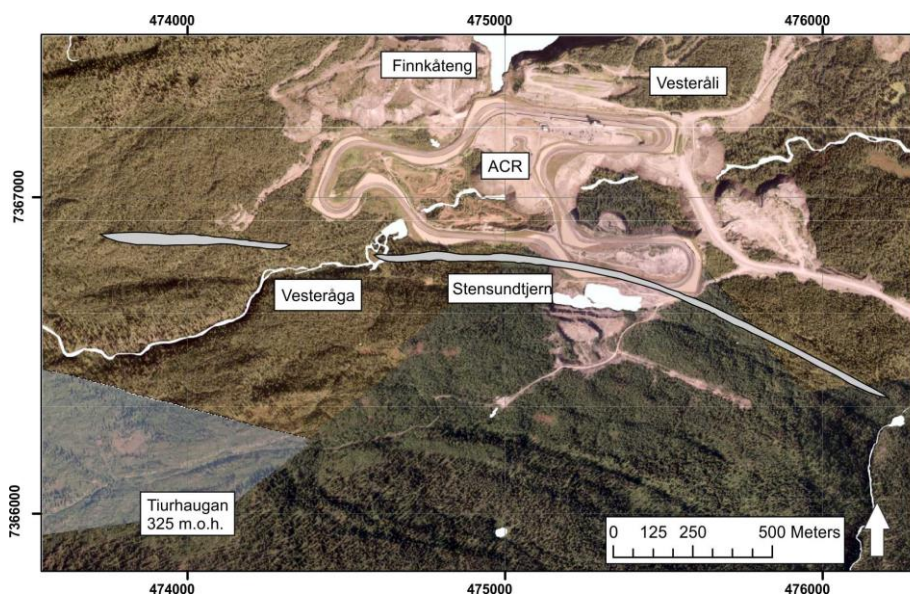
Gi en oversikt over hematitt- og magnetittforholdene i Stensundtjern, med fokus på strukturer og mineralomvandling, samt oppnå en større forståelse for dannelsen av jernmineraliseringene i Dunderlandsformasjonen.

1.2 Mål med studie

Stensundtjernforekomsten inneholder jernmalmførende bergarter. Det er tidligere funnet bevis for omvandling, enten kjemisk eller strukturelt betinget, fra hematitt til magnetitt. Hva omvandlingen skyldes er per dags dato ennå ikke kjent. Målet med denne oppgaven er derfor å finne ut hva omvandlingen skyldes, hvorfor og hvordan denne prosessen er aktivert, og hva som har ført til anrikning av jernmineralene (hematitt og magnetitt) i Stensundtjernforekomsten. Dette skal også gjøres for å få en bedre forståelse av de malmdannende prosessene. Disse spørsmålene skal prøve å besvares ved hjelp av borekjerner, samt analyser av disse.

1.3 Geografisk plassering

Stensundtjern ligger i nordsiden av Dunderlandsdalen i Rana kommune, ikke langt fra tettstedet Storforshei, området kan sees i ([Topografiskkart 1997](#)) eller i figur 1.1.



Figur 1.1. Viser plassering av malmen (i grå) og noen sentrale stedsnavn i området. Kartet er hentet fra NGU og er etterarbeidet i ArcGis samt Coral Draw

Toppen av Stensundtjern jernfelt ligger 200 m.o.h., (Sandstad 2005). Feltundersøkelser viser at jernmineraliseringen stedvis er synlig i topografien, hvor den strekker seg 2,5 km i Ø-V retning. Forekomsten har en varierende bredde på mellom 20 til 30 meter. Det bør nevnes at forekomsten ikke kan sees i sin fulstendige utstrekning grunnet mye vegetasjon, men med litt letning kan en finne gode blotninger.

Ved undersøkelser under overflaten (diamantkjerne-boring) har man observert en definert bunn ved 150 m.o.h i sentrale deler av forekomsten. Jernmineraliseringen har her et målt fall på ca. 10 grader mot både øst og vest. Den østlige utstrekningen kan påvises ned til 0 m.o.h, mens den vestlige kan følges til 50 m.o.h, det skal også sies at det ikke foreligger en konkret avgrensning av området i vest per dags dato. (Kuhn 2013)

1.4 Definisjoner og begreper benyttet i oppgaven (terminologi)

Det finnes flere typer jernholdige mineraliseringer. Man skiller disse fra hverandre ved å se på avsetningsmiljøet. Man skiller hovedsakelig mellom magmatisk, sedimentært eller mafiske avsetninger. Innenfor disse gruppene kan man igjen dele inn i forskjellige typer og klasser mineraliseringen. Hvordan denne klassifiseringen gjøres har vist seg å være forskjellig fra forfatter til forfatter, og man har gjennom årenes løp hatt ulike definisjoner på de ulike avsetningene.

I denne oppgaven er det derfor valgt å lage ett vedlegg med en enkel oversikt over begreper og betydningene av disse, samt oversettelse til norsk. Denne oversikten er vedlagt oppgaven (vedlegg B).

1.4.1 Malm

Det finnes mange definisjoner på ordet malm. Felles for alle er at malm er et økonomisk betinget begrep. Det er gitt en kort oversikt over noen av de mest sentrale og viktigste definisjonene i Vedlegg B.

Ut fra Vedlegg B kan en se at det er fire forskjellige definisjoner. Hvor Sundblad, 2013, setter grenser ved at det skal være en metallholdig bergart. Robb, 2005, mener grensen går ved at det er et naturlig forekommende material. Lane, 1998, setter grenser for hvordan tidsintervall definisjonen er gyllende innenfor, mens UK Institution og Mining and Metallurgy (IMM) og Evans, 1994, inkluderer både metalliske malmer og industrielle materialer.

1.4.2 Jernformasjon

Som man ser i vedlegg B har vi to definisjoner på jernformasjoner. En av Kimberley, 1989, og en av Trendall, 2002. Det er også to underdefinisjoner når det gjelder Kimberley (jernstein og sedimentære bergarter), disse er gjengitt for å få en bedre forståelse av Kimberleys definisjon av en jernformasjon.

Ved Trendalls, 2002, definisjon ser vi at han legger til grunn at det skal være et prosentmessig innhold av Fe (jern) på mellom 25 til 35 %, der hematitt og magnetitt skal være hoved-mineralene. Man kan også ha tilstedeværelse av jernsilikater og jernkarbonater. Trendall, 2002, mener også at noen typiske kriterier er at jernformasjonen er finkornet, hard, tung og motstandsdyktig mot vær og vind. Jernformasjonen skal også ha en bånding med silisium og jern, der silisium er mikrokrystalin kvarts (her: flint). Han lister også opp noen kriterier som skal være fraværende eller i mindre skala: CO₂, Al₂O₃, MgO og alkalier. Det skal også være lave verdier av spor elementer. (Trandall 2002) modifisert av (Ellefmo 2005)

Denne definisjonen til Trendall, 2002, ligner også svært mye på definisjoner gjort av en rekke andre forfattere, deriblant James,1954; Gross, 1966; Trendall, 1983, (som sett i (Ellefmo 2005))

1.5 Tidligere Arbeid

1.5.1 Historie

Jernmineraliseringen i Rana har vært kjent for geologer siden før 1800. Det er opp gjennom tiden gjort flere undersøkelser og uttak av jern-mineraler i Dunderlandsdalen, en kort oppsummering følger:

- 1799 gjør Trondheims-bedriften Mostadsmarkens Jernverk krav på jern-mineraliseringene i Rana-området. (Ellefmo 2005)
- Ole Tobias Olsen (pioner innen byggingen av Nordlandsbanen) kjøpte i 1870-årene rettighetene til hele 48 jern-mineraliseringer i Dunderlandsdalen. (Ellefmo 2005)
- De viktigste forekomstene ble skjerpet i 1880-årene av konsulent Nils Persson fra Helsingborg, Sverige. (Søvegjarto 1990)
- I 1899 kjøper Edison Ore Milling Syndicate (EOMS) (Thomas Alva Edison) rettigheter, utstyr og eiendom. (Søvegjarto 1990)
- Edison gjorde anrikning av jernmalm mulig, slik at den prosentmessige jerninnholdet ble større etter oppredning. (Ellefmo 2005) EOMS stiftet...
- ... i 1902 det engelske selskapet Dunderland Iron Ore Co. Ltd. Som i 1906 skippet ut den første lasten av jernmalm, men som allerede i 1908 måtte slutte driften. Etter dette ble det i tidsrommet 1908-1939 forsøkt gruvedrift hele tre ganger i området før 2. verdenskrigs utbrudd. (Søvegjarto 1990)

- Rana Gruber A/S blir stiftet i 1937 av A/S Sydvaranger, som på det tidspunktet hadde tysk flertall hos eierne. (Søvegjarto 1990)
- Staten eksproprierer i 1945 alle rettigheter og anlegg, både til Rana Gruber A/S og A/S Sydvaranger. (Søvegjarto 1990)
- I 1961 bestemmer den Norske Regjering seg for at Rana Gruber skal selges til Norsk Jernverk AS som startet stålproduksjon i Mo i Rana i 1955. (Søvegjarto 1990)
- Da Norsk Jernverk AS går konkurs i 1989, selges Rana Gruber AS til arbeiderne i selskapet. (Ellefmo 2005)

1.5.2 Publikasjonshistorie

De første skriftlige kildene vi finner angående jernmineraliseringen i Dunderlandsdalen er en utredelse fra O.A. Corneliusen, 1899, ved navn *Dunderlandsdalens Jernforekomster*. Dette er en utredelse hvor mulighetene og utfordringer, ved utvinning av jernmineraler, drøftes. Dette dokumentet er blitt hentet fra NGUs databaser i bergarkivet BA 4140. (Cornelius 1899). I 1940 ble dokumentet *Dunderlandsdalen* skrevet av J. Stadheim. Dokumentet ligger nå i bergarkivet til NGU, BA 3354. Stadheim valgte i sin tid å skrive denne rapporten for hånd, noe som har gjort lesingen av dette dokumentet noe komplisert. (Stadheim 1940)

Et noe større og mer omfattende arbeid ble gjort av Jens A. W. Bugge i 1948 med boken *Rana Gruber: Geologisk beskrivelse av jernmalmfeltene i Dunderlandsdalen*. Denne boken er den første grundige beskrivelsen av geologien i området med jernmineraler og inneholder geologiske kart samt noen planser med mikroskopibilder over mineraler fra Dunderlandsdalen. (Bugge 1948)

Når det kommer til nyere arbeid har U. Søvegjarto jobbet og utarbeidet flere publikasjoner og kart. Deriblant hans hovedfagsoppgave fra 1972 *Berggrunns-geologiske undersøkelser i Dunderlandsdalen, Nordland og Jernmalmene i Rana, Deformasjon og remobilisering av malmer*, teknisk rapport nr. 76. 1990, i Rui, I.J. (ed). (Søvegjarto 1990). Samt *Den nordnorske jernmalmsformasjonen* (den per dags dato upubliserte). Det skal også nevnes at Søvegjarto har utarbeidet noen små artikler innen allmennlitteratur, deriblant i Årbok for Rana 2005. (Søvegjarto 2005)

Det ble i *Mineral Deposits of Europe Volume 1: Northwest Europe*, fra 1978, gitt en rask gjennomgang av mineraliseringen i Dunderlandsdalen. (Bowie, Kvalheim et al. 1978)

NGU har i sin malmdatabase dannet en oversiktlig gjennomgang av de forskjellige mineraliseringene i Dunderlandsdalen. Her gis en kort beskrivelse av lokaliteten i form av alder, mineraler, stratigrafi,

litologi, strukturer, produksjon, produkt og operasjoner, samt litteratur, feltprøver og analyseresultater. (Sandstad 2005)

NGU har gjennom sitt arbeid også publisert en utgave av det geofaglige tidsskrifta *Gråsteinen* (nr. 9), som omhandler *Ranas fjell og Gruver: En beskrivelse av berggrunnen på kartbladet Mo i Rana og Storforshei*. Dette er en svært oversiktlig beskrivelse av elementene vi finner på berggrunns-kartene og er et resultat av samarbeidet mellom U. Sjøvegjarto og S. Gjelle. (Gjelle and Sjøvegjarto 2004)

U. Sjøvegjarto og NGU har hver for seg, og til tider i samarbeid, utredet og bearbeidet berggrunns-geologiske kart. Her skal kartbladet Mo i Rana M 1:250 000, (Gustavson and Gjelle 1991) og Storforshei M 1:50 000 (Sjøvegjarto 1989) fra NGU nevnes. Mens det er viktig å nevne Sjøvegjartos arbeid med geologiske kart fra Dunderlandsdalen i M 1:1 000 og M 1:25 000. (Sjøvegjarto 19XX)

Det er gjennom årenes løp også laget en rekke interne rapporter fra Rana Gruber, hvor tema som geologi, drift, kvalitetssikring og fremtidige planer for bedriften blir belyst. Det er blant annet skrevet en PhD i samarbeid mellom NTNU, Rana Gruber og (nå) Dr. Steinar Løve Ellefmo (Ellefmo 2005). Dr.-avhandlingen hadde tittelen *A probabilistic approach to the value chain of underground iron ore mining* og tok utgangspunkt i Rana Grubers drift og utvinning av jernmineraliseringene i Dunderlandsdalen.

Det arbeides også med en nærings-PhD, som er et samarbeid mellom Rana Gruber, Norsk Forskningsråd og NTNU. Oppgavetittelen er *Increased recovery of iron from the Storforshei iron formation* og skrives av Marte Tøgersen.

1.6 Metode

1.6.1 Feltarbeid

Feltarbeid ble utført sommeren 2013. Diamantborekjernene ble da undersøkt og datagrunnlag fra Rana Gruber AS ble hentet inn. Det ble også prøvd å gjøre feltarbeid i blotninger i området i og rundt Stensundtjern. Dette viste seg å være noe vanskelig da mengden naturlige blotninger er begrenset og området er svært overgrodd. Det ble i sin tid brutt kalk i nær kontakt til jernmineraliseringen i Stensundtjern. I sammenheng med dette bruddet finner man noen blotninger, problemet er her at det blottede materialet er løse blokker som følge av sprenging, noe som gjør målinger ukorrekte. Løsblokker kan imidlertid være behjelpelig til observasjon av en rekke strukturelle elementer. Disse strukturelementene har gitt en bedre forståelse av de strukturene som er i området selv om de ikke kan orienters. Det er derimot mulig å tenke seg en relativ alder mellom de forskjellige strukturelementene da det forekommer refolding i området.

Bergarter og beskrivelser av disse har også vært mulig å gjennomføre for noen av bergartene i området. Noen basert på observasjoner i felt, andre på bakgrunn av borekjerner.

1.6.2 Diamantboring og navnsetting

Når man skal bore i sten må man ha et verktøy som tåler påkjenning av harde bergarter og fortsatt kan penetrere materialet. Som man kan tenke seg fra navnet (Diamantboring), er det diamantsatte borkroner som blir brukt. Borkronen sitter fremst på et langt hult rør som er en del av boremaskina. Ved boring vil man derfor få en lang borekjerne som legger seg i rørene tilknyttet maskina, disse rørene blir så heiset opp fra berggrunnen, for så å bli åpnet. Når man åpner rørene vil borekjernene bli frigjort og lagt i borekasser merket med den spesifikke identifikasjonen og dybden til hver enkelt hull.

Det ble sommeren 2012 boret i de sentrale delene av Stensundtjernforekomsten. Dette resulterte i til sammen hele 609,18 meter kjerner, fordelt på 7 borehull. Denne boringen ble satt i gang av Rana Gruber, da det var av interesse å kontrollere gamle borehull (fra 1978) med hensyn til geologi og kjemisk sammensetning, samt for å få tilgang til ferskt prøvemateriale for oppredningsforsøk ([Kuhn 2013](#)). Prøvemateriale blir hentet fra kjernene ved at man splitter kjernen i to på langs. Dette materialet blir så sent til analyser ved Rana Grubers laboratorium i Gullsmedvik, Mo i Rana. Ulrik Søvegjartho (freelancer ved Rana Gruber) lager de litologiske loggen som blir digitalisert av Alexander Kuhn ved planavdelingen. Etter at kjernene er logget og splittet, vil den ene halvdel av kjernen (som ikke er sent til laboratorium) bli langt tilbake i kjernekasen og lagret på Rana Grubers kjernelager på Storforshei.

Kjernene blir navnsatt på følgende måte: Bh XXX-YYYY. Bh står for borehull, XXX er borehullsnummeret, og YYYY er året kjernen ble boret. De forskjellige borehullene brukt i denne oppgaven er: 130, 131, 132, 133, 134, 135, 136 og 137. Hullene er boret med forskjellig retning og fall, disse opplysningene finner man i vedlegg A, tabell A.1. – Diamantborehulls-data. Her vil man også kunne finne koordinater og lengde på hvert borehull.

1.6.3 Produksjon av tynnslip

Under feltarbeid ble en rekke prøver tatt ut av kjerneborekassene. Disse ble plukket ut med tanke på litologi, mineralinnhold og strukturer. Ved videre studia av disse prøvene, da ved Universitetet i Tromsø, ble det i samsvar med veiledere (Steffen Bergh og Kåre Kullerud) valgt ut noen prøver som skulle bli tynnslip. Valget av prøver til tynnslip ble basert på en bedre forståelse og oversikt over samtlige prøver, og man valgte ut de prøvene som var av størst interesse for oppgaven.

Prøvene som skulle bli tynnslip ble så saget til rett størrelse (1cm x 2cm x 3cm) for så å bli overlevert til laboratoriums-personalet ved Universitetet i Tromsø, Institutt for Geologi. Her ble preparatene limt til en glassplate og pusset ned til ca. 30 µm. Deretter ble slipene polert slik at man skulle kunne bruke slipene i en eventuell undersøkelse med scanning elektron mikroskop (SEM)

Navnsetting av prøvene ble gjort på følgende måte XXX-YZ. Da XXX er de tre første sifrene i borehulls ID, Y er prøvenummeret fikk da den ble hentet i borekjerner, og Z er hvis det er laget mer enn ett tynnslip fra samme prøve. Et eksempel på et navn er da: 130-4B, 130 er kjernenummret, 4 er prøve nr. 4 i kjernen, og B er tynnslipet som ble laget av prøven (her nr. 2 av 2). Det ble totalt laget 22 tynnslip. En oversikt over tynnslipene, plasseringen av disse, litologi og navn finner man i vedlegg A, tabell A.2 – Tynnslip-data.

1.6.4 Mikroskopering – reflektert-, polarisert- og krysspolarisert-lys

Ved beskrivelser av mineraler i mikroskop er artikkelen *Tekstuelle termer i magmatisk og metamorf petrografi*, av Odd Nilsen (Nilsen and Universitetet Oslo Institutt For 1984), samt *Abbreviations for names of rock-forming minerals*, av Donna L. Whitney og Bernard W. Evans (Whitney and Evans 2010) brukt. Førstnevnte for petrografisk beskrivelse, den andre for å få rett betegnelse og forkortelse på de forskjellige mineralene i prøvene.

Tynnslipene ble etter produksjon studert i mikroskop. Dette var av typen Leica DMLP og er et petrografisk mikroskop med både plan- og kryss-polarisert lys. Mikroskopet ble brukt for å undersøke strukturer om mineraler i tynnslipene og for å ta bilder til oppgaven for å kunne gi en god beskrivelse av observasjonene. Bildene ble da tatt med et Canon EOS 650D som var fastmontert til mikroskopet, som igjen var koblet opp til en PC.

Da man i denne oppgaven også behandler malmmineraler (som for eksempel oksider og sulfider) må man bruke reflektert lys, dette er på grunn av at malmmineraler er opake. Det betyr at de ikke kan gjennomskinnes av lys, og man må derfor bruke en lyskilde på oversiden av tynnslipen, altså ovenfra og ned, og ikke gjennom.

1.6.5 Elektronmikroskop/ SEM

Scanning elektronmikroskop (SEM) brukes for å identifisere materiale som er for små i størrelse til å kunne studeres i vanlige optiske mikroskoper. Det kan også brukes til å ta kjemiske analyser av materialer som befinner seg i tynnslipene. For at man skal kunne bruke tynnslipene i en SEM må disse være høyglanspolerte. Man kan ved denne typen analyser få kvalitative elementkart av mineralkorn. Elementkartene viser den kjemiske sammensetningen til det aktuelle mineralet eller overgangen mellom korn. Slike variasjoner innad i korn eller korn-grenser kan brukes til indikasjon av temperatur- og trykkforhold ved dannelse eller omdannelse av en bergart. (Craig, Vaughan et al. 1981)

I dette tilfellet ble SEM brukt til å identifisere mineralkorn som var helt eller delvis umulig å gjenkjenne/ identifisere ved vanlig optisk mikroskop.

1.6.6 Dataprogrammer

Det er brukt en rekke dataprogrammer ved produksjon av denne oppgaven. Ved skriving av tekst har Microsoft Office Word vært i bruk, og tabeller er laget i Microsoft Office Excel. Videre har kart hentet fra NGUs sider vært prosessert i ArcGis for georeferering, mens bilder og figurer er blidt redigert og/eller laget i programvaren Coral Draw.

Nettside brukt som mineral-database:

<http://www.mindat.org/>

2 Regionalgeologi

I dette kapitlet vil de geologiske rammene for oppgaven belyses, det er da valgt å bruke en vinkling som begynner i makro størrelse (Norges geologiske historie og kaldonidene), meso skala (Ranas geologi) og mikroskala (Dunderlandsformasjonen).

2.1 Norges geologiske historie

Dannelsen av Den kaledonske fjellkjeden kan bli sett på som en søm mellom to kontinenter. Kollisjonen mellom kontinentene dannet ikke bare en fjellkjede, men også ett større kontinent kalt Laurussia. I slutten av Devon kolliderte Laurussia med et annet kontinent, Gondwana. Gondwana var sammensatt av dagens Afrika, Australia, India, Sør-Amerika og Antarktis. Denne kollisjonen var en av faktorene som resulterte i dannelsen av superkontinentet Pangea, og forskere mener dette er det største kontinentet som noen gang har eksistert. Oppbrytningen av Pangea startet i Jura tid, og skjedde hovedsakelig mellom Nord-Amerika og Europa samt Sør-Amerika og Afrika. Denne spredningen var begynnelsen på det vi i dag kjenner som Atlanterhavet. (Gjelle and Sjøvegjarto 2004)

Samtidig som oppbrytningen av Pangea skjer har vi en fortsatt nedbrytning av Kaldonidene, som fortsetter frem til Kritt. Når vi kommer til Kritt har Kaldonidene utviklet seg til et peneplan (Gjelle and Sjøvegjarto 2004). Peneplan er ett slettelandskap som er nederodert nesten ned til havnivå (Sigmound, Brynhi et al. 2013).

I Tertiær revner Pangea nærmest parallelt med Kaldonidene, dette medfører åpning av Nord-Atlanteren og senere Norskehavet. Det er langs denne riften at vi etter hvert får en midthavsrygg som, til dags dato, skyver den Nord-amerikanske- og den Eurasiske-platen fra hverandre. (Gjelle and Sjøvegjarto 2004)

2.2 Kaldonidene.

Kaldonidene eller Den kaledonske fjellkjeden har en nasjonal utstrekning fra Jæren i sør til Varangerhalvøya i nord (Gjelle and Sjøvegjarto 2004), men vi finner den også i andre deler av verden. Kaldonidene strekker seg fra sør i Europa, via Irland, Skottland og Skandinavia, og ender opp i nord på Svalbard. Vi har også et botstykke til denne fjellkjeden, som vi finner langs øst-kysten av Grønland og øst-kysten av Nord-Amerika, hvor den er kalt den Appalacheske fjellkjeden. (Brynhi, Nøttvedt et al. 2006)

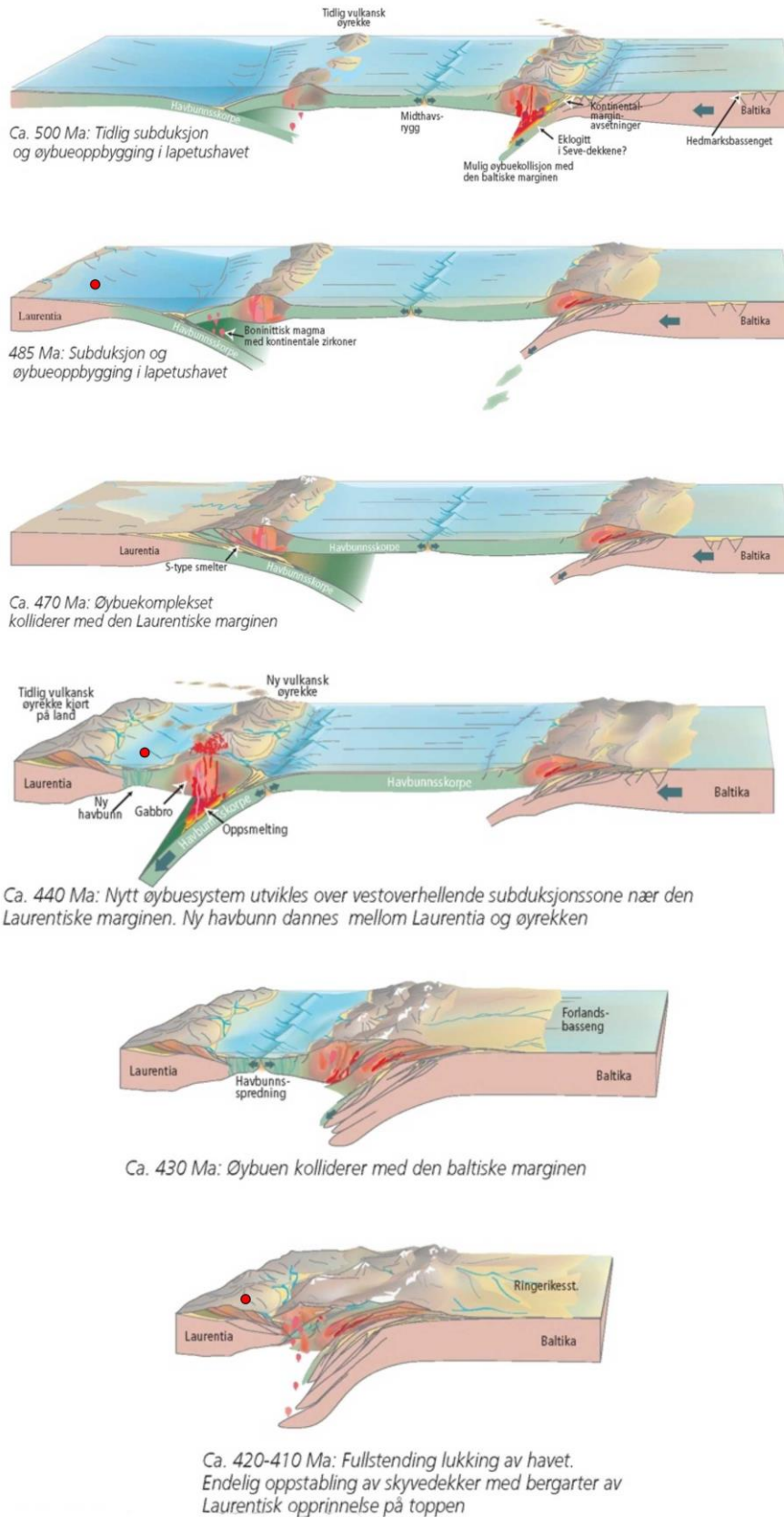
Den Kaledonske fjellkjeden var en svært stor og langstrakt fjellkjede, som strakk seg gjennom hele Norge, samt milevis ut over landets grenser (Gjelle and Sjøvegjarto 2004). Det vi kan se av kaledonidene i dag er derimot en svært nedslitt og erodert fjellkjede (Bryhni, Nøttvedt et al. 2006).

Fjellkjeden ble dannet da Laurentia (det nord-amerikanske kontinentet) og Baltika (det nordeuropeiske kontinentet) kolliderte. Gjennom denne kollisjonen ble sedimentære bergarter, fra sen-prekambrium og kambrosilurisk tid, deformert, foldet og intrudert av dypbergarter. (Gjelle and Sjøvegjarto 2004). Dateringer av bergarter fra kaledonidene viser en alder på om lag 500-400 millioner år. (Roberts, Nordgulen et al. 2007)

Utviklingshistorien til kaledonidene har forfatterne av *Landet blir til* illustrert i figur 2.1. Forklaringen til denne figuren er gitt nedenfor. Denne utviklingshistorien stemmer også overens med Roberts et al. 2007, tall er hentet fra figur 2.1.

- Ca. 500 Ma.: Subduksjon av Baltika og Laurentia under en mellomliggende havbunnsplate med midthavsrygg. Det vil kunne bli dannet øybuekollisjon ved Baltika, noe som kan ha medført Eklogitter vi finner i Norge. Det vil også ha bli avsatt kontinentalmarginavsetninger. I kollisjonen mellom Laurentia og havbunnsplaten vil det ha kunnet bli dannet vulkanske øyrekker. Havområdet mellom Laurentia og Baltika heter Iapetushavet og «krymper» ved kollisjon.
- Ca. 485 Ma.: Subduksjon og øybueoppbygging i Iapetushavet. Dette er en videre utvikling av subduksjonssonene (baltika-havbundsskore og Laurentia-havbundsskorpe). De allerede påbegynte sonene med øybuer og vulkansk aktivitet vil bli videreutviklet.
- Ca. 470 Ma.: Øybuekomplekset kolliderer med Laurentias landområder.
- Ca. 440 Ma.: det blir dannet ett nytt øybuesystem på Laurentias side av Iapetushavet. Øybuen utvikler seg over en vestoverhellende subduksjonssone som kan ha ligget nært den gamle midthavsryggen. Det blir også dannet ny havbunn mellom Laurentia og den nye øybuen.
- Ca. 430 Ma.: Øybuen på Laurentisk side kolliderer med den Baltiskemarginen.
- Ca. 420-410 Ma.: Fullstendig lukking av Iapetushavet. Vi er inne i fjellkjededannelsens siste periode, der den siste innskyvningen av skyvedekkenes skjer. Denne siste innskyvningen består av bergarter med Laurentisk opphav og blir liggende på toppen av fjellkjeden.
- Vi vet fra Robert, 2003 at det under sen-silur til tidlig Devon var en hurtig subduksjon og heving av de kaledonske bergartene. Samtidig eller etter dette, skjer også en storskala skyvning. Dette medførte en rekke faser med ekstensjons deformasjon samt sinistra og transpresiv skjær, med tildes opprette folder i noen områder (Roberts 2003).

Se Figur 2.1. (Bryhni, Nøttvedt et al. 2006)



Figur 2.1. En skematisk fremstilling av en mulig utvikling av den kaledonske fjellkjeden. Røde prikker i figuren er hypotetisk plassering til studieområdet (Bryhni, Nøttvedt et al. 2006) s. 190. Modifisert av Lindberg 2014

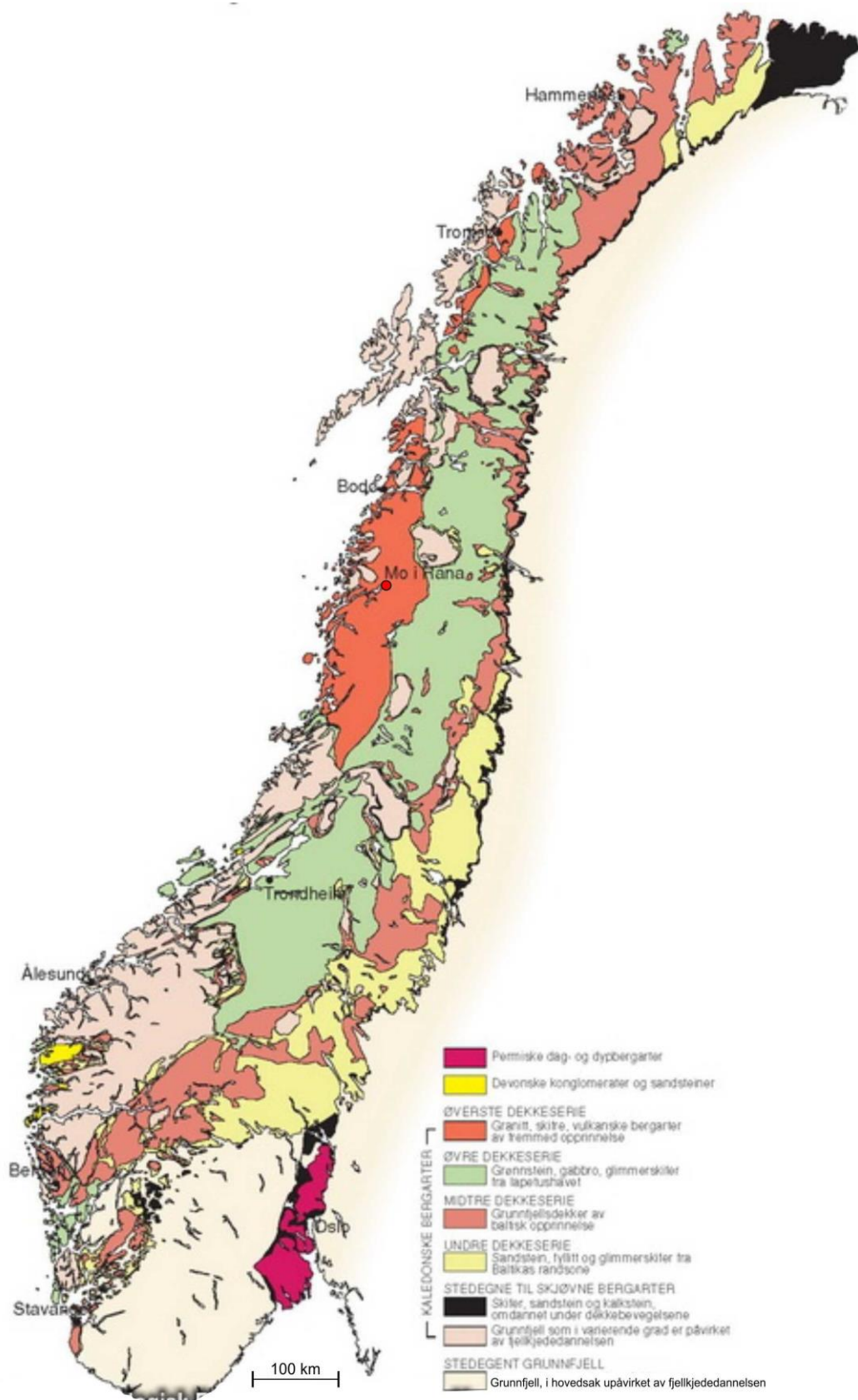
Den kaledonske fjellkjeden er bygget opp av fire hovednivåer med dekkekomplekser (Gjelle and Søvegjarto 2004). Disse er øverste, øvre, midtre og undre dekkserie (allokton). Det skal også nevnes at denne inndeling av bergarter noen steder kan være problematisk. En oversikt over dekkeoppbygningen i de norske kaledonidene er gitt i figur 2.2.

2.2.1 Undre dekkserie.

Den undre dekkserien består av skyvedekker som er løsrevet fra sitt opprinnelige opphavssted, men de er ikke skjøvet så lang unna opphavsstedet som de overliggende dekkseriene. Dette er fordi bergartene her er fra det baltiske skjold og/eller randsonen til Baltika, hvor de sedimentære bergartene har vært avsatt før kollisjonen mellom kontinentene. Man kan tydelig se at disse bergartene har gjennomgått deformasjon og har vært omdannet under til dels lave trykk- og temperaturforhold. Det er også mulig å finne rester av grunnfjellet i denne dekkserien, hvor det da er snakk om deler av grunnfjellet som har løsrevet seg fra sine omgivelser og blitt transportert bort. Disse bergartene har ikke blitt transportert over lange distanser. Hvis vi ser på Figur 2.2, kan vi se at den undre dekkserien er merket av i lys gul og befinner seg «innerst» mot svenskegrensen. (Bryhni, Nøttvedt et al. 2006)

2.2.2 Midtre dekkserie.

Denne dekkserien består av kontinentale skyvedekker (disse også fra den baltiske randen). Det vil si mikrokontinenter eller grunnfjellsøyler som har eksistert i havområdene mellom Baltika og Laurentia. Bergartene her har en høyere omdanningsgrad enn bergartene i undre dekkserie, og består av grunnfjellsenheter som til tider inneholder sen-proterozoiske til kambrosiluriske avsetninger. Figur 2.2 viser at denne dekkserien, markert i lys oransje, ligger litt utenfor, men også inn, mot svenskegrensen. (Bryhni, Nøttvedt et al. 2006)



Figur 2.2. Oversikt over dekkeoppbygning i de norske kaledonidene. Rød prikk viser Mo i Rana, som er nærmeste by til studieområdet. (Bryhni, Nøttvedt et al. 2006) s.200. Modifisert av Lindberg 2014

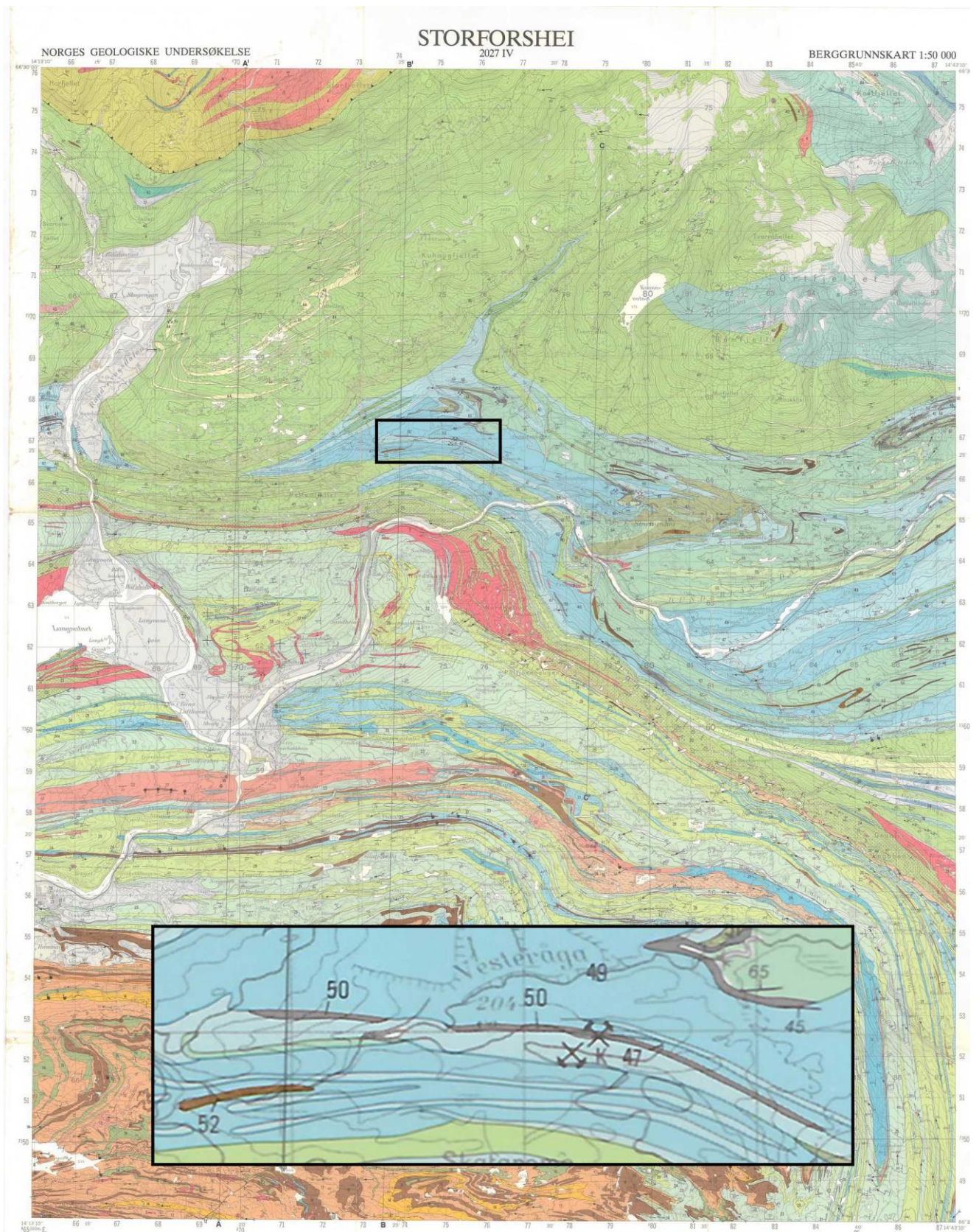
2.2.3 Øvre dekkeserie.

I denne dekkeserien er det svært stor forskjeller av bergarts mellom skyvedekkerne. Variasjonene spenner seg fra sammensetning til deformasjonsstil og omdanningsgrad, som observeres på bergartene. Noen av disse bergartene er Gabbro, glimmerskifer, granittoider, marmor, mylonitter, gneiser, polymikte konglomerater samt ultramafiske bergarter. Det er gjort dateringer av de metasedimentære bergartene, og det er funnet ut at de er av ordovicisk til undersilurisk alder. Øvre dekkeserie representerer havbundsskorpa og øybuesystemene som har vært i Iapetushavet. Innad i denne dekkeserien har vi blant annet et dekkekompleks med navn Seve-Kølidekkekomplekset. Dette dekkekomplekset representerer trolig overgangen mellom kontinentranden (baltika) og havbundsskorpa til Iapetushavet. Den Øvre dekkeserien er markert med grønn farge i Figur 2.2 og ligger utstrakt på langs av landet, nesten midt mellom kysten og grensen til Sverige. (Bryhni, Nøttvedt et al. 2006)

2.2.4 Øverste dekkeserie.

Det er i denne dekkeserien studieområdet befinner seg. Den øverste dekkeserien i kaldonidene er ikke så utbredt som dekkeseriene under, og vi finner det begrenset til Troms, Nordland og deler av Nord-Trøndelag (Roberts, Nordgulen et al. 2007). Bergartene her ser ut til å ikke være av oseanisk-oppav, men heller stamme fra en kontinentalrand. Forskere mener derfor at dette kan være innskjøvete bergarter fra enten den laurentiske østranden eller fra et mikrokontinent som har ligget mellom Laurentia og Baltika (Roberts, Nordgulen et al. 2007). De øverste dekkene i kaldonidene er altså øverste dekkeseries underdekker: Helgelands-, Rødingfjells- og Tromsødekkekomplekset. Vi kan se Øverste dekkeserie i sterk oransje i figur 2.2, langs kysten av Nordland og i Troms (da som oftest på fastlandet). (Bryhni, Nøttvedt et al. 2006)

2.3 Rana Geologi



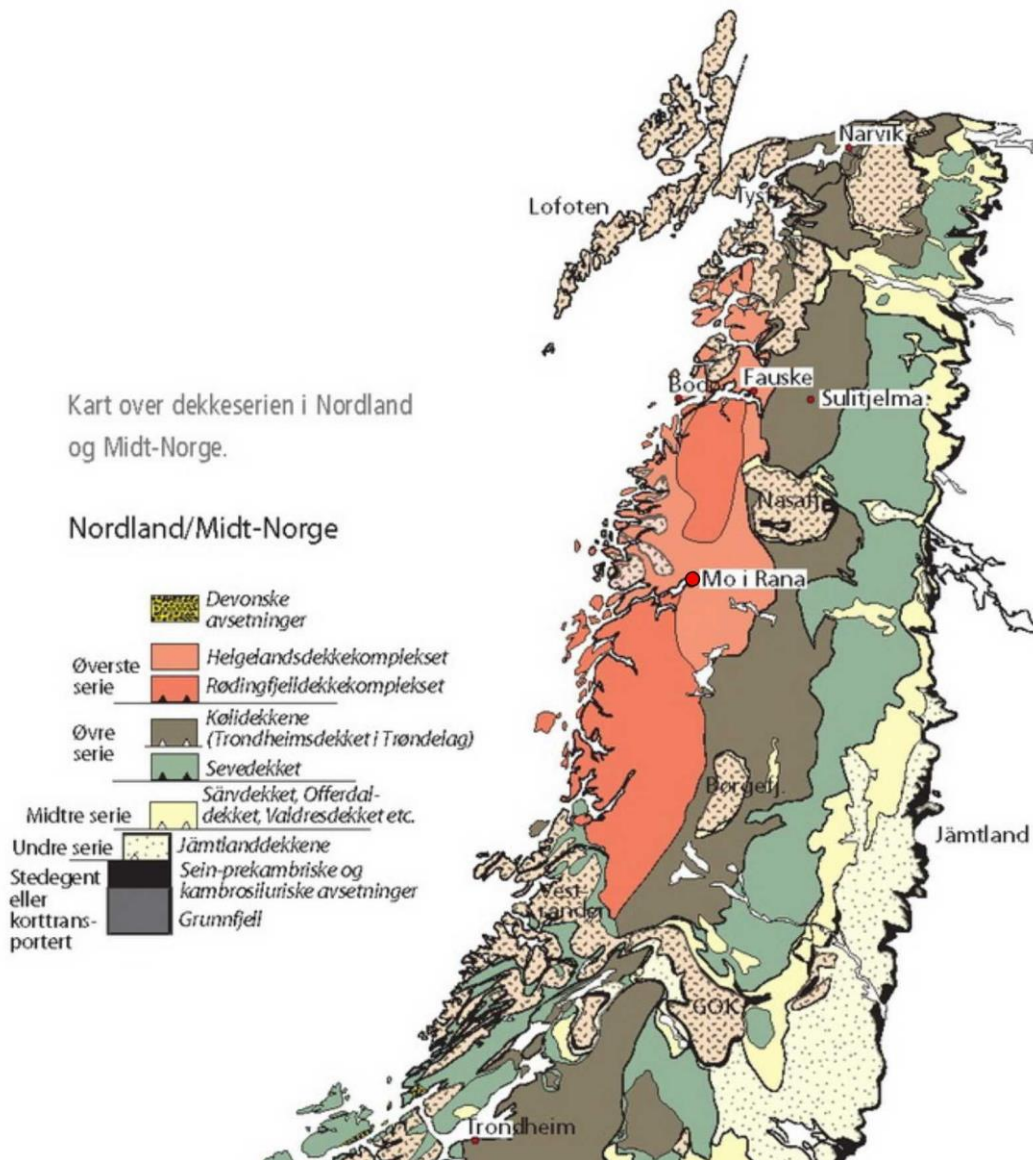
Figur 2.3. Kart Storforshei 1:50 000 (Søvegjarto, Marker et al. 1989), ramme viser studieområdet.

RAMNÁLIDÉKKET, OMDANNEDE SEDIMENTÆRE OG VULKANSKE BERGARTER AV ANTATT SENPREKAMBRISK- TIL KAMBRO-ORDOVICISK ALDER Ramnålia Nappe, metasedimentary and metavolcanic rocks of assumed Late Precambrian- to Cambro-Ordovician age	
ØRTFJELLGRUPPEN Ørtfjellet Group	
32	GRÅ GNEIS, BÅNDET, FINKORNET, STEDVIS MED SPREDTE FELTSPAT-ØYNE, STEDVIS MED TYNNE LAG AV KVARTSITT, LYS GLIMMERSKIFER OG AMFIBOLITT Grey gneiss, banded, fine-grained, in places feldspar augen, in places thin layers of quartzite, light-coloured mica schist and amphibolite
33	GRANATGLIMMERSKIFER, FYLLONITTISK TEKSTUR, VANLIGVIS MED ØYNE AV FELTSPAT/KVARTS-FELTSPATAGGREGATER, GJENNOMSATT AV TONALITTPEGMATITT, (LANGFJELLSONEN) Garnet-mica schist, phyllonitic texture, usually with feldspar or quartz-feldspar augen, intruded by tonalite pegmatites. (Langfjellet zone)
34	POLYMIKT KONGLOMERAT MED KALKSPATGRUNNMASSE Polymict conglomerate with calcite matrix
35	KALKGLIMMERSKIFER, GRANAT-OLIGOKLAS-KVARTSGLIMMERSKIFER OG RUSTEN, KISFØRENDE KVARTS-GRAFITGLIMMERSKIFER I VEKSLING Calcareous mica schist, garnet-oligoclase-quartz-mica schist and rusty sulphide-bearing quartz-graphite-mica schist
36	KALKGLIMMERSKIFER, MØRK, BIOTITTRIK, STEDVIS GRANATFØRENDE Calcareous mica schist, dark-coloured, rich in biotite, in places garnet-bearing
37	KALKSPATMARMOR, MIDDELSKORNET, LYS GRÅLIG Calcite marble, medium-grained, light grey
38	DOLOMITMARMOR, FINKORNET Dolomite marble, fine-grained
39	KALKGLIMMERSKIFER, GRANATRIK Calcareous mica schist, rich in garnet
40	AMFIBOLITT, FINKORNET, SVART Amphibolite, fine-grained, black
41	BÅNDET GLIMMERGNEIS, KVARTS-FELTSPATRIK OG MED KVARTSITT-BÅND Banded mica gneiss, quartzfeldspathic and with thin quartzite layers
42	KVARTS-GRAFITGLIMMERSKIFER, SVOVELKIS- OG MAGNETKIS-FØRENDE, RUSTEN OG GRAFITFØRENDE GRANATGLIMMERSKIFER, STEDVIS RUSTEN Quartz-graphite-mica schist, pyrite- and pyrrhotite-bearing, rusty and graphite-bearing garnet-mica schist, partly rusty
43	METARHYOLITT, FINKORNET, HVIT Metarhyolite, fine-grained, white
44	KVARTSITT, HVIT Quartzite, white
45	BIOTITGLIMMERSKIFER MED AKTINOLITT, STEDVIS KALKSPAT-FØRENDE Biotite-mica schist with actinolite, in places calcite-bearing
46	GRANAT-OLIGOKLAS-KVARTSGLIMMERSKIFER Garnet-oligoclase-quartz-mica schist
DUNDERLANDSFORMASJONEN Dunderland Formation	
47	KALKSPATMARMOR, MIDDELSKORNET, LYS GRÅ TIL LYS GRÅLIG-BLÅ, STEDVIS GROVKORNET STINKKALK Calcite marble, medium-grained, light grey to light greyish-blue, in places coarse-grained stinkstone
48	GRAFITGLIMMERSKIFER, RUSTEN, MED SVOVELKIS OG MAGNETKIS Graphite-mica schist, rusty, pyrite- and pyrrhotite-bearing
49	DOLOMITMARMOR, FINKORNET, GULIG HVIT TIL LYS GRÅLIG Dolomite marble, fine-grained, yellowish-white to light grey
50	JERNMALM, BÅNDET, VEKSLING MELLOM MAGNETITRIKE, HEMATITRIKE OG KVARTSRIKE LAG Iron ore, banded, alternating magnetite-rich, haematite-rich and quartz-rich layers
51	GLIMMERSKIFER, LYS, KVARTS- OG OLIGOKLASRIK, STEDVIS GRANAT, STEDVIS MAGNETITSLIRER Mica schist, light-coloured, quartz- and oligoclase-rich, partly garnet-bearing, partly with small magnetite lenses
52	AMFIBOLITT, FINKORNET, SVART Amphibolite, fine-grained, black
53	MAGNETITT-HORNLENDESKIFER, FOSFORRIK, SPOR AV SVOVELKIS Magnetite-hornblende schist, rich in phosphorus, traces of pyrite
54	KARBONATGLIMMERSKIFER MED DOLOMITTLINSER Calcareous mica schist with dolomite lenses
55	KVARTSGRANATGLIMMERSKIFER MED LITT MAGNETKIS OG GRAFIT Quartz-garnet-mica schist with some pyrrhotite and graphite

Figur .2.4. Legende til kartet Storforshei 1:50 000 (Søvegjarto, Marker et al. 1989)

2.3.1 Kaledonierne i Rana.

Som vi kan se i kartet Storforshei M 1:50000 (Figur 2.3) samt legenden til kartet (Figur 2.4) og kartet over dekkeseriene i Nordland/ Midt-Norge (Figur 2.5), er den øverste dekkeserien i kaldonidene representert med Rødingfjelldekkekomplekset (Gjelle and Søvegjarto 2004). Det er kjent at Helgelandsdekkekomplekset, samt Seve-Kølidekkekomplekset, er representert i regionen. Dette kan sees i kartbladet Mo i Rana M 1:250 000 (Gustavson and Gjelle 1991)



Figur 2.5. Kaldonidene i Nordland/ Midt-Norge. Rød prikk viser Mo i Rana som er nærmeste by til studieområdet. (Bryhni, Nøttvedt et al. 2006) s. 213. Modifisert av Lindberg 2014

Ved å se på bergartene som strekker seg gjennom kommunen, kan vi se et nesten fullstendig tverrsnitt av kaldonidene, da også med underliggende bergarter. Den eneste dekkeserien som ikke er påvist i kommunen er Midtre dekkeserie. (Gjelle and Søvegjarto 2004)

Forfatterne av kartet Storforshei M 1:50 000 har tolket alle bergartene til å være fra Øverste dekkeserie. Dette vil da si at vi er i de øverste delene av det som en gang var kaldonidene. Ved å reise østover langs E6 og til Saltfjellet har vi reist «nedover» i lagrekkene til fjellkjeden, mens ved å reise til nordvestskråningen i Nesnafjellet er vi kommen ned til grunnfjellet, altså underlaget til kaldonidene. (Gjelle and Sjøvegjarto 2004)

Helgelandsdekkekomplekset er den øverste enheten i det øverste allokon, og vi ser denne dekkeserien i kartbladet Mo i Rana M 1:250 000. Det neste dekkekomplekset er Rødingfjell. Gjelle og Sjøvegjarto, 2004, hadde i sin gjennomgang av kaldonidene i Rana en oversikt over dekkekompleksene som er vist i kartene Storforshei M 1:50 000 og Mo i Rana M 1:50 000. (Forfatteren av denne oppgaven har ikke lyktes med å få tak i kartet Mo i Rana M 1:50 000, men har supplert med kartbladet Mo i Rana M 1:250 000.) Figuren til Gjelle og Sjøvegjarto, 2004, er vist i Figur 2.6.



Figur 2.6. Forenklet, skjematisk oppsett av den tektoniske oppbygningen av Helgelands- og Rødingsfjelldekkekomplekset, med underdekker. (Gjelle and Sjøvegjarto 2004)

Rødingfjelldekkekompleks inneholder underdekkene Beiarndekket, Plurdekket, Ramnålidekket og Slagfjelldekket (Ellefmo 2005). Forskere mener at Rødingfjelldekkekomplekset er av Neoproterozoisk- til kambrosilurisk alder (Gustavson and Gjelle 1991)

2.3.2 Strukturer i Rana

Ranadistriktet, i likhet Dunderlandsformasjonen, har vært foldet gjennom fire foldefaser (F₁ til F₄), hvor disse foldefasene er av både lokal og regional betydning ([Søvegjarto 1990](#)). Selv om man regner med at det finnes spor av fire foldefaser, har forskere enda ikke forklaringen på hvor mange av disse som kan knyttes direkte til Den kaledonske fjellkjededannelsen ([Gjelle and Søvegjarto 2004](#))

Vi kategoriserer strukturer inn i enten primære eller sekundære strukturer. De primære strukturene ble til ved bergartsdannelse. Disse er i Ranaområdet delvis eller helt borte, men man kan fremdeles se den opprinnelige lagdelingen i noen av de sedimentære bergartene. De sekundære strukturene ble til ved deformasjon. Denne typen strukturer bærer mye informasjon om hvilke deformasjonsprosesser en bergart har vært gjennom. ([Gjelle and Søvegjarto 2004](#))

Noen mineraler kan være svært motstandsdyktige mot deformasjon og omdannelse. Dette gjør at man kan bestemme mineralets dannelse/opphav selv om selve mineralkornet har vært bestanddel i flere bergarter. Ett eksempel på dette er titanitt. Et tittanittkorn kan bli dannet ved størkning i et granittmagma, og kan da bli frigjort til en granitt ved forvitring. Ved vanntransport kan mineralkornet bli avsatt i en kvartssandstein, og på et senere tidspunkt kan denne bli omvandlet kvartsitt. Titanittkornet har dermed en «livshistorie» som går fra granitt til sandstein til kvartsitt, og denne historien er det mulig å finne spor av inne i mineralet. ([Gjelle and Søvegjarto 2004](#))

Foldefase 1.

F₁-folder er tette isoklinale folder med foldeakser i øst-vestlig retning ([Søvegjarto 1990](#)). Foldefase 1 starter ved at Slagfjelldekket blir skjøvet inn over Plurdekket. Etter skyvningen var ferdig ble bergartene utsatt for en kraftig sammenpressing som trolig var i Nord-Østlig retning, som resulterte i den øst-vestlige orienterte foldeaksen. Det er fortsatt aldersbestemmelser på gneisgranitter i området. Disse gneisgranittene har trengt inn i de sedimentære bergartene som ligger i området. Dette kan tyde på at både de sedimentære bergartene og gneisgranitten er av Prekambrisk alder. Det er gjort funn av inklusjoner av foldede bergarter i granitten, dette tyder på at folden er eldre enn den aktuelle gneisgranitten. Slike folder, som disse inklusjonsfoldene, kan man finne i området sør for Raudvatnet, er i ett område hvor skyvegrensen mellom Slagfjelldekket og Plurdekket er foldet av det man tror er foldefase en og foldefase to. ([Gjelle and Søvegjarto 2004](#))

Geologer regner med at bevis etter foldefase 1 er delvis borte fra området (med visse unntak). Dette er grunnet stor tektonisk aktivitet i området etter deformasjon. Foldene man kan se i dag vil derfor være delvis eller helt avslitte, og ellers deformert eller ugjenkjennelige etter senere aktivitet i området. ([Gjelle and Søvegjarto 2004](#))

Foldefase 2.

Foldefase 2 starter ved ny overskyvning, da av Skamdalsdekket som blir skjøvet over Slagfjelldekket. Man regner med at det har vært en rekke interne skyvninger også innad i Slagfjelldekket, samt Plurdekket og Ramnålidekket. Etter overskyvningen ble bergartene på nytt sammenpresset i nord-sør retning, og man har fått folder som har omtrentlig samme retning som foldefase 1, altså en foldehengsel i øst-vest retning, samt folder som ligner i geometrien, isoklinale folder ([Gjelle and Sjøvegjarto 2004](#)). I motsetning til F₁-foldene har F₂-foldene en mye høyere amplitude, som kan være på opptil 10-15 km. Man regner også med at disse F₂-foldene er av kaledonsk alder ([Sjøvegjarto 1990](#)).

Man kan finne gode eksempler på denne foldefasen i Mofjell-området samt i Ramnålidekket. I Mofjell-området er de fleste foldene man kan observere F₂ folder, mens det i Ramnålidekket i hovedsak er i sammenheng med jernmineraliseringene i Dunderlandsdalen man finner disse foldene samt overskyvningene som kan knyttes til foldefase to. ([Gjelle and Sjøvegjarto 2004](#))

Sjøvegjarto (1990) forteller at tverrsnittet A-A' på Mo i Rana – 1:50 000 tydelig viser noen av de store foldene som er i området. Det kan blant annet observeres hvordan skyvesonene under Plurdekket og marmorlagene i Dunderlandsformasjonen er foldet i store isoklinale folder ([Gjelle and Sjøvegjarto 2004](#))

Da foldefase 2 har visket ut mange av sporene etter foldefase 1, er det ikke bestandig man finner disse to i samme område. F₂-folder er derfor ofte tydeligere i blotninger enn F₁-folder. I områdene sør for Raudvanet kan man likevel finne F₁- og F₂- folder i samme blotning. . ([Gjelle and Sjøvegjarto 2004](#))

Foldefase 3.

Foldefase 3 har gitt opphav til store og åpne folder med en foldeakse i øst-vest retning. Geologer tror ikke denne fasen gav opphav til folder i mindre skala ([Gjelle and Sjøvegjarto 2004](#)). Disse foldene er også overblikkede, noe man ser eksempler på i Nevernes-antiformen og Svanhei-Ørtvann-synformen ([Sjøvegjarto 1990](#))

Sjøvegjarto (1990) forteller at tverrsnittet B-B' på kartet Mo i Rana – 1:50 000 viser disse F₃-foldene. Disse ser man i Haukenestindgruppen, som danner en oval synklinal, og man kan også se en antyklinal langs ryggen av vestre Mofjellet. På Storforshei kartet (1:50 000) går det en synklinal gjennom Storforshei-svanhei-området (svanhei- Ørtvann-synformen), mens det er en antyklinal på hver side – en i Ytterdalsfjellet og Ørtfjell området, og den andre i Nevernes-området (Nevernes-antiformen). Disse er alle tilstede i profilet C-C' på kartet Storforshei – 1:50 000. ([Gjelle and Sjøvegjarto 2004](#)) ([Sjøvegjarto, Marker et al. 1989](#))

Foldefase 4.

Grunnet sammenpressing i Øst-vest retning har man fått folder med akse i nord-nordøstlig retning. Det var ved denne sammenpressingen Rødingsfjell- og Helgelands-dekkekomplekset ble skjøvet på plass til sine nåværende posisjoner. Denne innskyvningen har medført dannelsen av store åpne syn- og anti-klinaler. ([Gjelle and Sjøvegjarto 2004](#))

Eksempler på slike folder finner vi i en sørøst-nordvestlig synklinal som strekker seg over Andfiskvatnet, til vestlige deler av Mofjellet og derfra videre nordøstover via Mjøllia mot Røssvoll. ([Gjelle and Sjøvegjarto 2004](#)). Et annet eksempel er synformen i Dunderlandasdalen. Denne er i området Ørtfjell/ Nord-Dunderland, og kan tydelig ses i jernmineraliserings-dragene i området ([Sjøvegjarto 1990](#)).

2.3.3 Omdannelse

Sedimentære- og vulkanske- bergarter, som dannes på jordoverflaten, har en mineralogisk oppbygning som er stabil ved de trykk- og temperaturforholdene som forekommer nettopp på jordoverflaten. Etter hvert som man beveger seg fra overflaten og nedover i undergrunnen, vil trykket og temperaturen endre seg. Normalt vil trykket og temperaturen øke jo lengre ned i jordskorpa man kommer. ([Gjelle and Sjøvegjarto 2004](#))

Ved folding- og skyvningsprosesser som bergartene vil bli utsatt for, under f.eks. fjellkjededannelse (her Kaldonidene), kan deler av bergarter bli presset ned på store dyp i jordskorpa. Mineraler som da er dannet i trykk- og temperaturforhold tilsvarende overflaten, vil ikke kunne forbli stabile når de presses ned i områder hvor disse forholdene er forhøyet. Dette resulterer i at mineralene fra overflaten vil bli ødelagt og nye mineraler, som tåler dypets trykk og temperatur, vil bli dannet. Når bergarten så på et senere tidspunkt blir forflyttet til overflaten igjen, vil de nye mineralene se dagens lys. Når de nye mineralene er synlige på overflaten kan en geolog si noe om bergartens opprinnelse og eller hvordan den er omvandlet i dypet. ([Gjelle and Sjøvegjarto 2004](#))

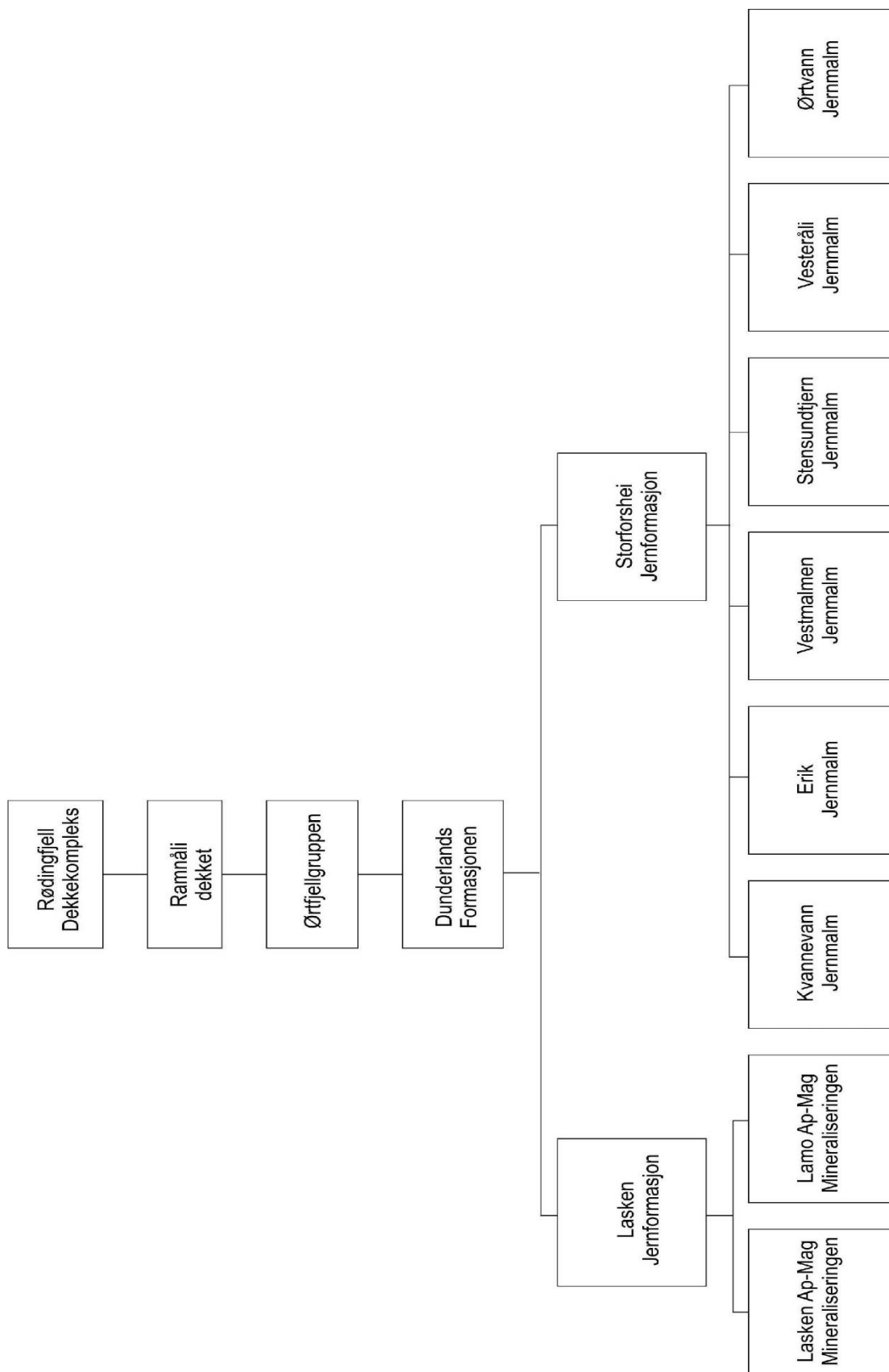
Geologer har funnet migmatitt, altså en bergart som er tydelig sammensatt av to deler, en eldre omvandlet del (paleosom) og en yngre nydannet del (neosom). Neosomen er antatt dannet ved delvis oppsmelting av den opprinnelige bergarten ([Sigmound, Brynhi et al. 2013](#)) i flere dekker i Rana, slik som Skamdalsdekket og Slagfjellsdekket Beiarndekket og Helgelandsdekkekomplekset. Tilstedeværelsen av migmatitt forteller oss at de aktuelle bergartene har vært utsatt for så høye trykk- og temperaturforandringer at de nesten har nådd smeltepunktet. Hvis man ser på innholdet av migmatitt, samt de vanlige forekomstene av kyanitt, staurolitt og granat, kan man si noe om omdannelsesforholdene for bergartene i Rana. Forskere mener at disse forekomstene tyder på trykk- og temperaturforhold som tilsvarer et dyp på om lag 25 km. Det vil si at bergartene som i dag er å se ved overflaten i Rana har ligget 25 km ned i jordskorpa. De er blitt presset ned til dette dypet under den kaledonske fjellkjededannelsen, og omvandlingsprosessen nådde ett maksimum da skyvningen av Rødingsfjelldekkekomplekset var fullstendig. Omvanslingen har derfor ødelagt de fleste spor

etter innskyvningen av dekkeseriene. Spor av innskyvningen kan være f.eks. nedmaling/knusing av mineraler, hvor disse (da de er i små fraksjoner) vil være ideelle for smelting ved høyt trykk og temperatur. (Gjelle and Sjøvegjarto 2004)

Ved flere lokasjoner i Rana kan man finne granat, amfibol og biotitt, disse mineralene kan man stedvis se at har omvandlet seg til kloritt. Kloritt dannes kun under lave trykk- og temperaturforhold om må derfor være et resultat av en de siste deformasjonsfasene. (Gjelle and Sjøvegjarto 2004)

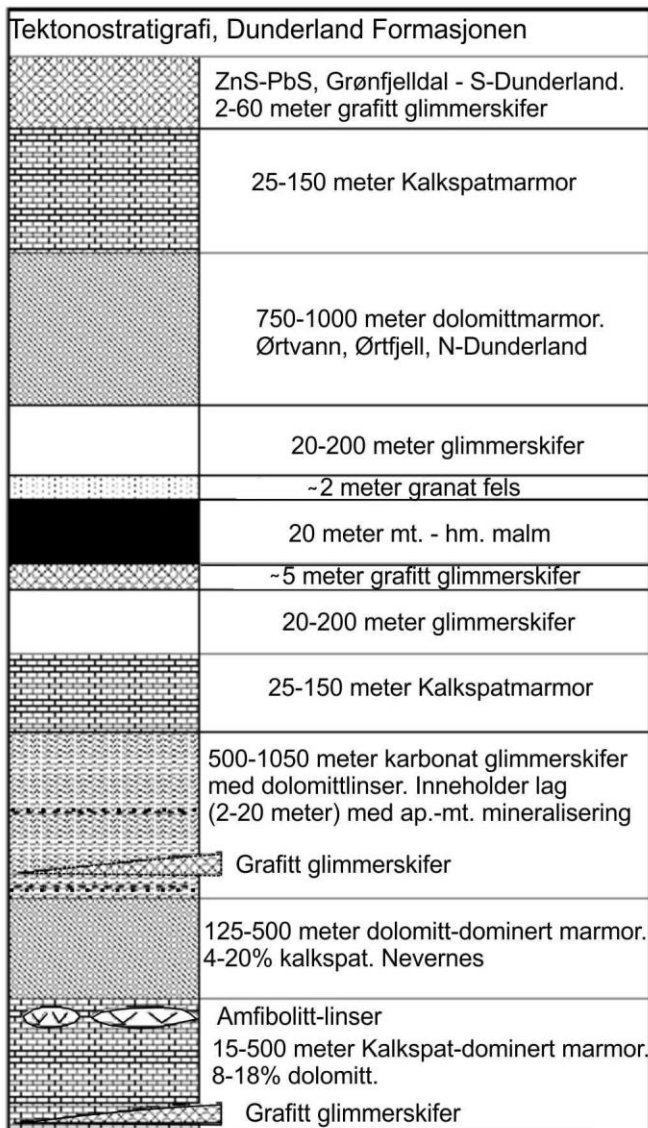
2.4 Dunderlandsformasjonen

Rødfjelldekkekomplekset er delt inn i åtte enheter eller dekker. (Gjelle and Sjøvegjarto 2004). Ett av disse dekkene er Ramnålidekket, som inneholder Ørtfjellgruppen, og er hvor Dunderlandsformasjonen ligger. Dette kan en se i figur figur 2.7. Dunderlandsformasjonen har en tykkelse på 380-3800 meter (Sjøvegjarto Upublisert), og består av dolomitt- og kalk-marmor, glimmerskifer, kalkholdig glimmerskifer, grafitt-glimmerskifer, amfiboler, granat fels, og to jernformasjoner, Lasken- og Storforshei-jernformasjon (Ellefmo 2005). I denne oppgaven har hovedfokuset vært på Storforshei-jernformasjon, da det er i denne sekvensen hvor studieområdet finner sted. Amfibolittene i Dunderlandsformasjonen regner man med har et intrusivt opphav (Bugge 1948). Vi kan se den tektonostrategrafiske søylen for område i figur 2.8.



Figur 2.7. Skjematisk inndeling av Rødingfjelldekkekompleks, som er en del av Øverste allohton, Kaldonidene. Som sett i Ellefmo, 2005, modifisert av Lindberg 2014.

Både (Ellefmo 2005), (Roberts, Nordgulen et al. 2007) og (Søvegjarto Upublisert) mener at Dunderlandsformasjonen er en del av en større jernprovins som strekker seg fra Eiterådalen i sør, til Tromsøysund i nord. Denne jernprovinsen har (Ellefmo 2005) forklart på følgende måte: en tykk metasedimentær sekvens av marmor og glimmerskifer som er ca. 510 kilometer. Provinsen blir også delt inn i to sub-provins, Nordre sub-provins og Søndre sub-provins. Skille mellom disse to sub-provinsene går nord (nordre) og sør (søndre) for Tysfjord-Sørfolda dekket (Ellefmo 2005)



Figur 2.8. Tektonostratigrafisk søyle gjennom Dunderlandsformasjonen. Søvegjarto ,1990, modifisert av Ellefmo (2005) oversatt av Lindberg 2014.

I jernprovinsen kan man se en tydelig trend der jernformasjonene har en tydelig bånding i mineralogi, kornstørrelse, fasong og jerninnhold. De mangler på den andre siden en tydelig mesobånding som er vanlige for prekambriske jernformasjoner, slik som vi finner blant annet i Syd-Varanger jernformasjon. Den mineralogiske sammensetningen i Eiterådalen-Tromsøysund jernprovinsen er dominert av kvarts, kalsitt- og

dolomittmarmore, hornblende, granat og epidot, og er i tillegg til jernmineralene hematitt og magnetitt. De to sistnevnte forekommer i varierende mengder og det er en tydelig forskjell mellom søndre og nordre sub-provins. Der vi i nord er dominert av magnetitt, har vi sør en sammensetning av hematitt og magnetitt i varierende forhold. (Ellefmo 2005)

2.4.1 Lasken Jernformasjon

Mineralfeltene innenfor denne jernformasjonen er Lomli-, Lasken-, Ømmervann-, Ørtvann-Nord-Lamo-mineraliseringene. (Søvegjarto 1990) Disse jernmineraliseringene består av magnetitt-hornblendeskifer som inneholder fosfor, og det er i tillegg også funnet spor av svovel her (Søvegjarto, Marker et al. 1989). Jernmineraliseringene i Lasken jernformasjon er som regel finkornete (Nilsen (1990) som sett i (Ellefmo 2005)). Sammenlignet med Storforshei jernformasjon har Lasken et større innhold av karbonater, fosfor, svovel, TiO_2 (Titanium dioksid, som kan være rutil, anatas eller ilmenitt, men mest sannsynlig sistnevnte da det binder seg til jern (Fe)) og et større innhold av magnetisk jern (Fe magn.). På den andre siden har Lasken jernformasjon mindre totaljern (Fe total – innholdet av jern totalt i mineraliseringen) (Søvegjarto 1990). Vi kan se en oversikt over Lasken jernformasjoner i Figur 2.7, hvor inndelingen her er etter Ellefmo (2005) og viser Lamo- og Lasken- mineraliseringene.

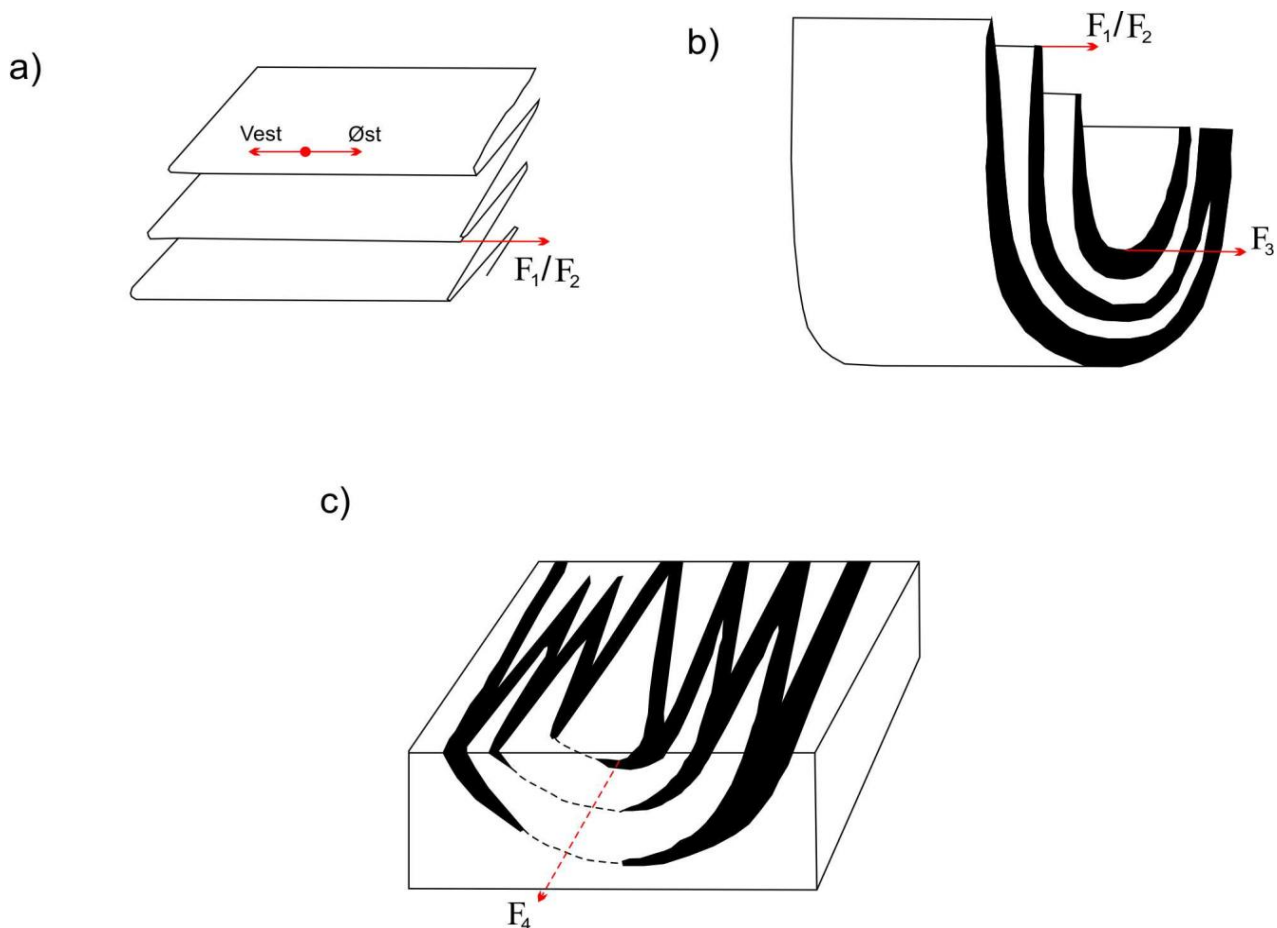
2.4.2 Storforshei Jernformasjon

Det er i denne jernformasjonen vi finner de økonomisk viktige jernforekomstene i Dunderlandsdalen. I likhet med Lasken jernformasjon består også Storforshei jernformasjon av flere mineralforekomster. Disse er: Ørtvann, Finnkåteng, Nord-Dunderland, Nevernes, Vesteråli, Stensundtjern, Ørtfjellmo, Bjørnå, Vesteråga, Ørtfjell, Brjørnhei og Langvatn. Ørtfjellmineraliseringen er i dag delt inn i flere deler, Kvannevann-, Erik- og Vest- malmen, som er av økonomisk betydning og der driften i dag har sitt hovedfokus (Søvegjarto 1990). En oversikt over Storforshei jernformasjoner og de største undergruppene er vist i Figur 2.7

2.4.3 Strukturer i Dunderlandsformasjonen

Når det kommer til strukturene i Dunderlandsforekomsten er disse svært like strukturene som blir omtalt i delkapitlet «Strukturer i Rana». Vi har her, som ellers i Rana, fire foldefaser (Søvegjarto 1990). Hovedpunktene i de fire foldefasene er gitt i figur 2.9.

Dunderlandsformasjonen er bygget opp av flere subparallele mineraldrag av hematitt og magnetitt, hvor disse dragene representerer samme nivå. Strukturene i formasjonen består, i grove trekk, av en synklinal som er utsatt for senere F_4 -folding med foldeakse i sørvest-nordøst retning (Søvegjarto 1990).

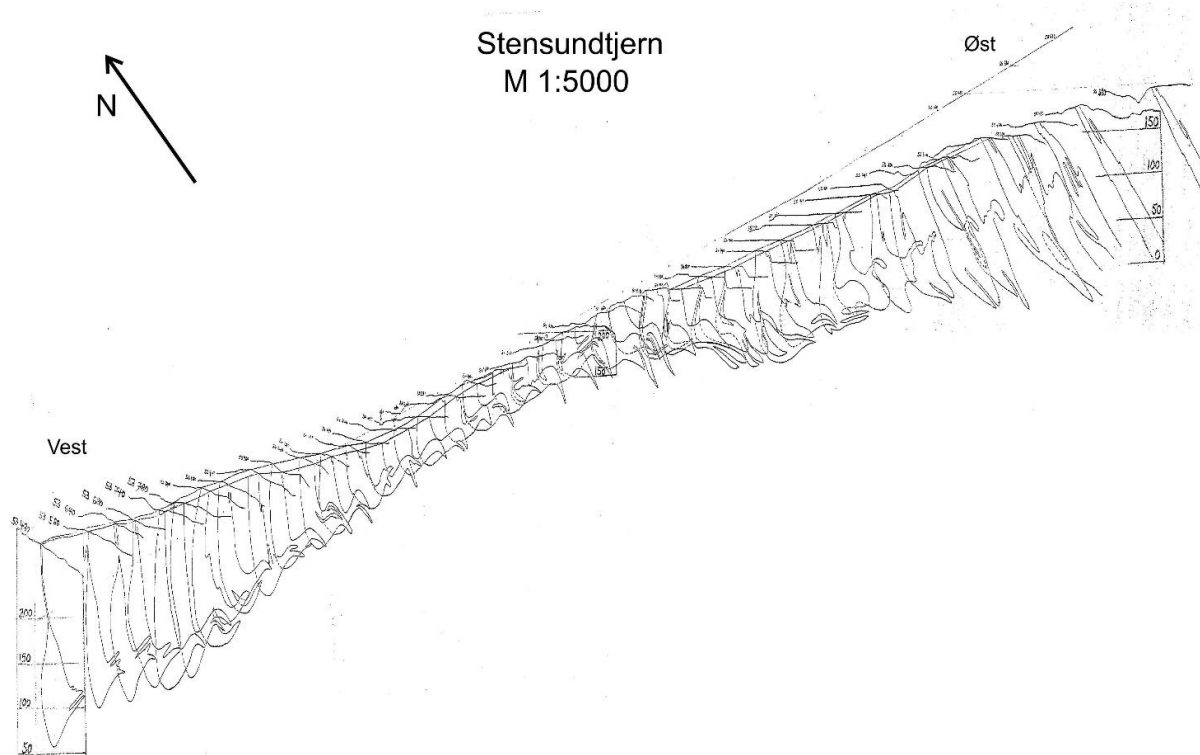


Figur 2.9. Skjematisk fremstilling av foldefasene i Dunderland området. **a)** To tidlige isoklinale foldefaser (F_1 og F_2) med øst-vest foldeakse, forekommer med avslitinger og overskyvning. Amplitude på opptil 10-15 km. **b)** F_3 -folder med foldeakse i øst-vest retning, opprette til overbikkede folder. **c)** Åpne F_4 -folder med foldeakse i nord nordøst- sør sørvest retning. Etter Sjøvegjarto 1990, modifisert av Lindberg 2014

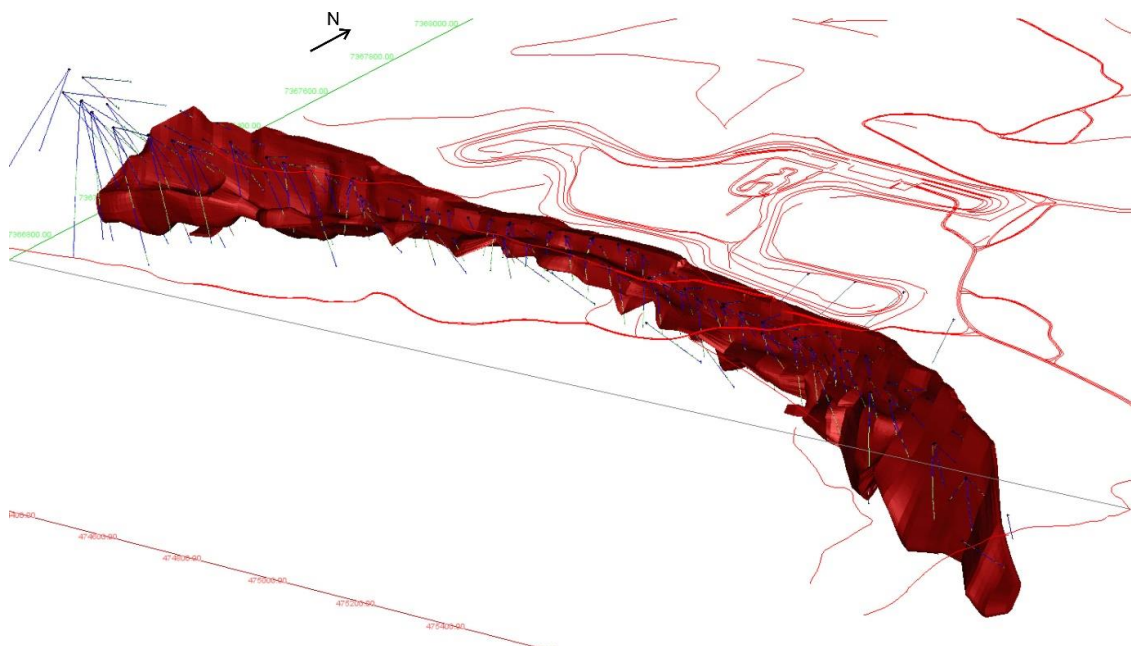
Sjøvegjarto (1990) gjør i sin avhandling det klart at det finnes mange spisse utkilinger og forgreininger i (jern)mineraliseringene (langs strøkretningen), noe som gjenspeiler de isoklinale F_1/F_2 -foldene. Det blir også gjort klart at det er disse sammenpressede F_1/F_2 -foldene, sammen med de åpne – opprette til svakt overbikkede F_4 -foldene, som gir opphav til jernmineraliseringenes store ansamling i Ørtfjellet. Videre forteller han at man tydelig kan se denne dobbeltfoldningen i profiler fra malmene i området. (Sjøvegjarto 1990)

Ørtvannmalmen er en dyp åpen synform med helning mot syd-vest hvor foldeaksen faller 20° mot vest. Vestrålmalmen på sin side kan man se at danner en atiform med foldelukning mot vest og med foldeaksefall på 20° mot vest. Mens Stensundtjernmalmen har en foldning ca. midt på støk-lengden i sør-sør-vestlig retning, og med en aksestupning på 21° mot vest. (Sjøvegjarto 1990)

Det er laget en modell om over mineraliseringen i Stensundtjern ved hjelp av tekniske hjelpemidler, samt innhentet data fra borekjemner. Denne modeller en representert i figur 2.11. Her ser en at mineraliseringen foldes i øst-ves retning som er en del av en mer storskala struktur. En kan ved sammenligning med profilmodellen, figur 2.10, ser en at malmkroppen folder seg i nord-sør retning.



Figur 2.10. Skematisk oversikt over Stensundtjernmalmen. Man kan her se hvordan «malmkroppen» har blitt foldet over flere foldefaser, deriblant den åpne sør-sørvestlige foldeaksen til F₄-foldene. Hentet fra Rana Gruber AS arkiv, en annen versjon er gitt i Søvegjerto (1990), noe modifisert av Lindberg 2014.



Figur 2.11. Modell over jernmalmen i Stensundtjern. Laget av Rana Gruber.

2.4.4 Genese

I 1948 foreslo Bugge, 1948, en hypotese for dannelsen av Dunderlandformasjonen. Denne gikk ut på at avsetningene hadde en sedimentær opprinnelse, der jernet var avsatt som ferri hydroksid ($\text{Fe}(\text{OH})_3$) under relativt grunnmarine forhold og med varierende Eh og pH verdier, og hvor opphavskilden var nærliggende kystområder. Omdannelse fra $\text{Fe}(\text{OH})_3$ til hematitt (Fe_2O_3) skal ha skjedd under bergartskonsolidering (når avsetningen av sedimenter ble til en fast bergart). Videre skal magnetitt (Fe_3O_4) ha blitt dannet fra hematitt ved reduserende forhold ved metamorfose (Bugge 1948). Flere forfattere har gitt uttrykk for at det er denne hypotesen som virker mest sannsynlig (Foslie 1949, Sjøvegjarto 1972, Bugge 1978, Grenne et al. 1999 som sett i (Ellefmo 2005)).

Man vet at det er en betydelig forskjell mellom Laken jernformasjon og Storforshei jernformasjon i form av større karbonat- og amfibol-innhold i førstnevnte. Laken jernformasjon kan derfor være dannet i et miljø der også vulkansk aktivitet har hatt en innvirkning på avsetningen (Grenne et al. 1999 som sett i (Ellefmo 2005)).

Grenne et al (1999) (Ellefmo 2005) gjør leserne oppmerksom på at det ikke er funnet glasiøse komponenter i sammenheng med jernformasjonene i Dunderlandsdalen. Dette blir på den andre siden motbevist i en upublisert rapport fra NGU (Se kapittel 3– Petrografi, delkapittel Diamektitt).

Metamorfosegraden i jernformasjonene i Dunderlandsdalen er av graden amfibolitt fascies (Sandstad 2005). Sjøvegjarto, 1990, mener metamorfosen skal ha skjedd i en foldefase før kaldonidenes innskyvning.

2.4.5 Avsetningsalder

Browie, Kvalheim et al, 1978, foreslo en kambrosilurisk alder på jernmineraliseringene i Dunderlandsdalen. Dr. Frank-D. Preisemann foreslo på den andre siden en Noeoproterozoisk alder på om lag 600-700 Ma. (Preisemann 2007). Grenne (1999) mener også Jernmineraliseringene kan ha en Noeoproterozoisk alder, da på mellom 590-610 Ma (Ellefmo 2005)

Oftedahl (1981) (Ellefmo 2005) på sin side indikerte at bergartene i helgelandsdekkekomplekset og Rødingfjelldekkekomplekset kunne være eldre enn kambrium, da med en alder på 600-1200 Ma eller eldre.

Etter Kimberley (1989a) har Sjøfjell- og Håfjell- jernformasjon (tilsvarende Dunderlandformasjonen) blitt klassifisert som en MECS-IF, hvilket som indikerer en minimumsalder på 650 Ma (Ellefmo 2005)

Det er blitt gjort Rb-Sr isotop studier av ortogneis i Simafjellet i Rødingsfjelldekkekomplekset, hvor alderen er blitt datert til å være på 760 ± 120 Ma. Denne alderen er tolket som et minimum for gneisen eller en tidlig rehomogenisering av ortogneisen. (Brattli et al (1982) som sett i (Ellefmo 2005)). Ved en undersøkelse av granittiske ganger i Rødingsfjelldekkekomplekset kom man frem til at disse gangene hadde en alder på

447±7 Ma (Claeson 1979 i Brattli et al 1982 – som sett i (Ellefmo 2005)). Det ble av Brattli (1982) foreslått at dette var minimum alder på store strukturelle hendelser i (F₁ og F₂) I Helgeland- og Rødingfjell-dekkekomplekset (Ellefmo 2005).

Ved bruk av karbon og strontium isotop stratigrafi kvantifiserte Melezhik et al., 2002, avsetningalderen på høy-grad marmor sekvenser i Ofoten. Resultatet av aldersbestemmelsen ble en alder på mellom 595 og 650 Ma, altså Neoproterozoikum. Disse marmorene har senere blitt korrelert, av Melezhik et al 2002 og Sjøvegjarto personlig kommentar 2002 (som sett i (Ellefmo 2005)), med marmoren i Dunderlandsformasjonen (Ellefmo 2005)

3 Petrografisk beskrivelse

Dette kapitlet omhandler bergartene og mineralene som man finner i og rundt studieområdet. Det vil bli gitt en rask gjennomgang av hvordan man kjenner igjen de forskjellige mineralene og bergartene i felt og borekjerner, samt en generell uttalelse angående hva litteraturen sier om de forskjellige elementene. For mineralene vil det også bli gitt en rask innføring i hvordan disse ser ut i mikroskop.

3.1 Bergarter

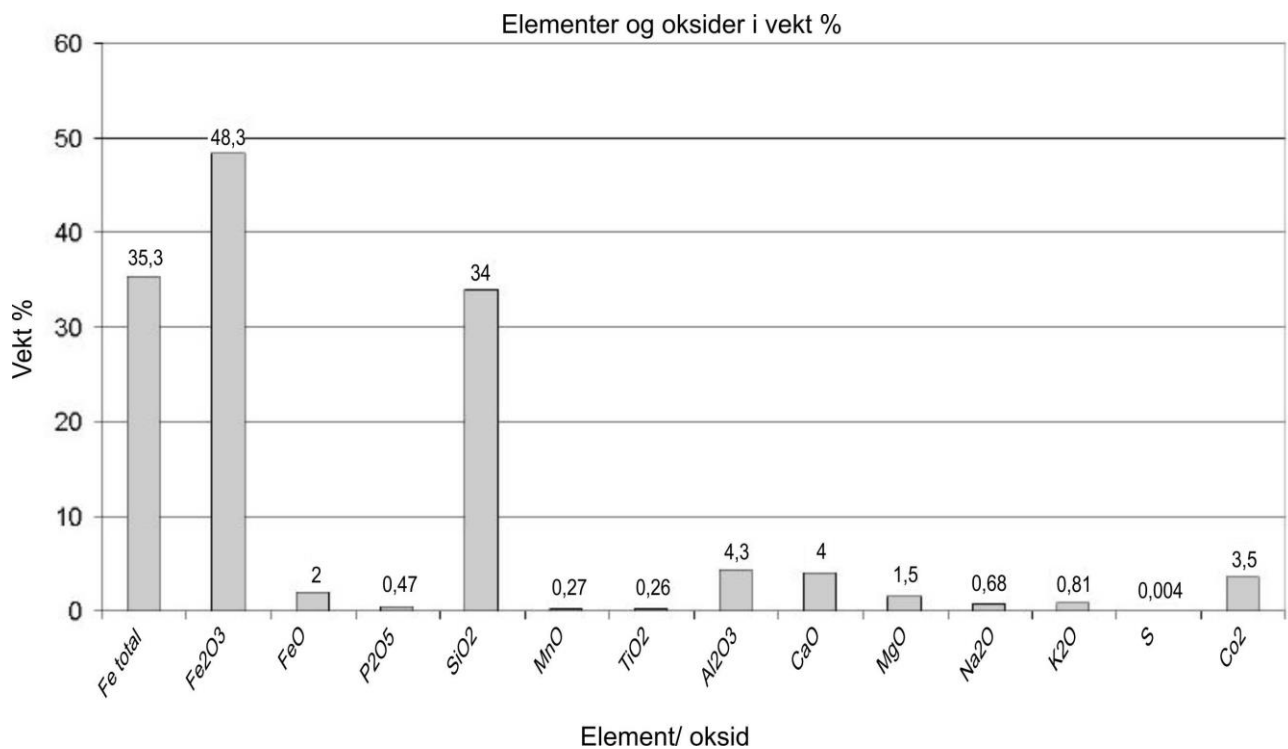
Det ble i kapittel 2 - Regionalgeologi, 2.4 – Dunderlandsformasjonen, fremstilt en tektonistrafiske søylen for Dunderlandsdalen i figur 2.8. Det er fra denne søylen man har hentet de litologiene som man vil få forklart i dette delkapittelet.

3.1.1 Borekjerner

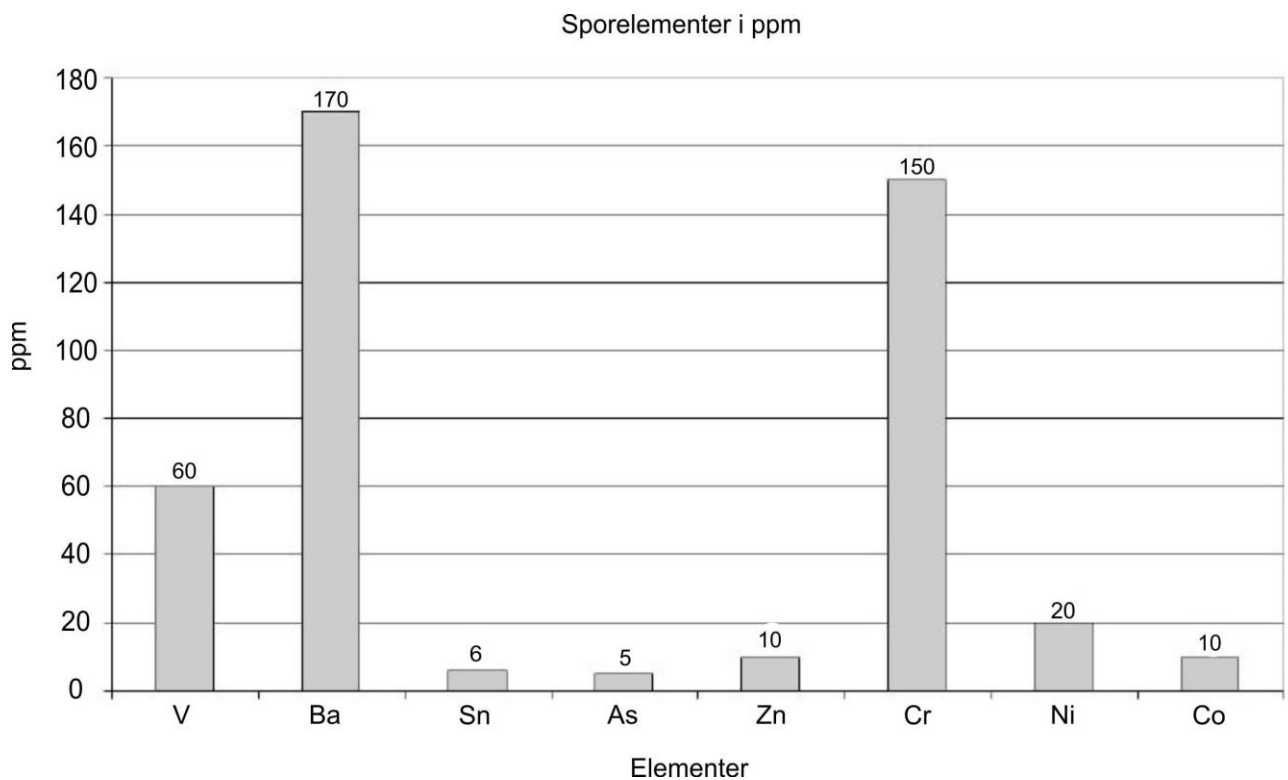
Borekjernene er en fin måte å bestemme bergartene som befinner seg under bakkenivå, og mange av bergartene nevnt under er undersøkt og kartlagt ved hjelp av borekjerner. En større oversikt over borekjernene brukt i oppgaven finner man i vedlegg A og i kapittel 2 - Regionalgeologi, hvor det også er gitt en skjematisk oversikt over en av borekjernene.

3.1.2 Geokjemi for Ørtfjellmineraliseringen

Ellefmo (2005) har gitt en skjematisk oversikt over gjennomsnittlig innhold av elementer og oksider, sporelementer og mineraler. Diagrammene (Figur 3.1, 3.2 og 3.3) er basert på verdier henter fra Ørtfjellmineraliseringen (Ringdalen, 1983, og NGU, 2003a, som sett i (Ellefmo 2005)) som består av flere malmer (Kvannevann, Vestbruddet og Erik), men da dette er ansett som å være av samme avsetning som Stensundtjern. Diagrammene blir derfor vist for å vise de geokjemiske rammene studieområdet befinner seg innen.

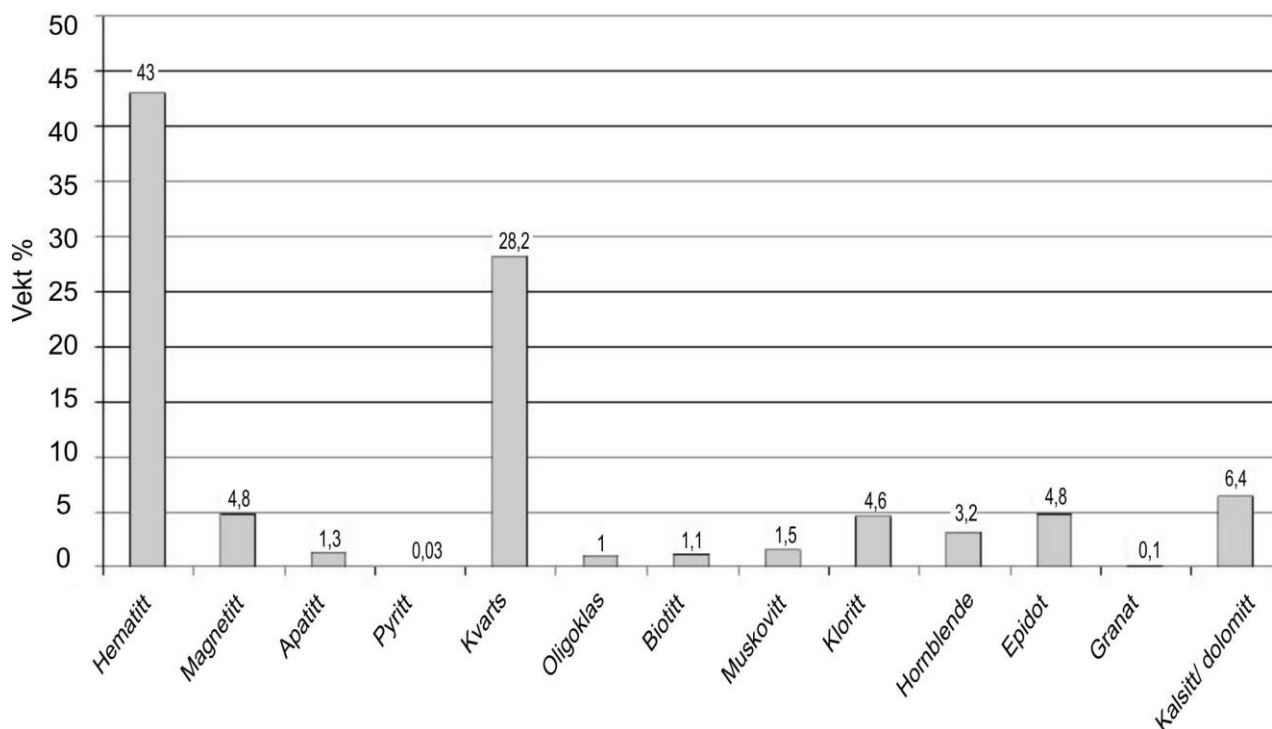


Figur 3.1. Sammensetningen av elementer og oksider i Ørtfjellmineraliseringen. Basert på Ringdalen, 1983, som sett i Ellefmo, 2005, modifisert av Lindberg, 2014.



Figur 3.2. Sporelementer i Ørtfjellmineraliseringen. Basert på Ringdalen, 1983, som sett i Ellefmo, 2005, modifisert av Lindberg, 2014.

Mineralsammensetning i Ørtfjellmineraliseringene



Figur 3.3. Den gjennomsnittlige mineralogien i Ørtfjellmineraliseringen, som er fellesbetegnelse på Kvannevann-, Vestbruddet- og Erik-malmen. Basert på NGU, 2003a, som sett i Ellefmo, 2005, modifisert av Lindberg, 2014.

3.1.3 Glimmerskifer

Glimmerskifrene i området har et svært varierende innhold av mineraler, og vi har derfor flere typer glimmerskifer: grafitt-, pyritt-, pyrhotitt, kvarts-feltspat-, karbonat-hornblend-, og kvarts-granat-glimmerskifer (Gjelle and Søvegjarto 2004). Sammensetningen i glimmerskifer er altså svært forskjellig, men vi har noen kriterier som må være tilstede for at vi skal kunne kalle det en glimmerskifer.

I Norsk Geologisk Ordbok blir glimmerskiferdefinert på følgende måte:

Glimmerskifer: omdannet bergart sammensatt hovedsakelig av glimmer (muskovitt og/eller biotitt) og kvarts. Strukturen er småbølgete skifrig, og glimmerskifer kan stedvis inneholde mange små eitler av kvarts. Skjelnes fra fyllitt ved at de enkelte glimmerkorn kan sees med det blotte øye. Dannet ved middelsgrads-omdannelse av leirstein. I Norge er glimmerskifer vanlig langs hele den kaledonske fjellkjeden. (Sigmound, Brynhi et al. 2013)

De viktigste glimmerskifrene i studieområdet er grafitt-, granat-, kalk- og kontaktglimmerskifer. Disse skal man nå gå glennom.

Grafitglimmerskiferen i området har en rusten overflate. Dette er grunnet svovelkis og/eller magnetkis, som også forekommer som komponenter i bergarten. Bortsett fra disse mineralene er det glimmer og kvarts som er hovedmineralene i grafitglimmerskifer. Grafitinnholdet på sin side er vanligvis lavt og ligger på 1-4 %. Man tror grafitten stammer fra organismer som har levd i havet, og som er blitt begravet ved avsetning av bergarten. De videre deformasjoner og omdannelsesprosesser bergarten har vært gjennom har ødelagt fossile spor etter organismene. (Gjelle and Sjøvegjarto 2004)

Granatglimmerskiferen har sin største utbredelse i Dunderlandsdalen og nordover. Den inneholder granater som er rødlige på fargen og som kan bli 1-2 cm store. Som regel inneholder denne bergarten 40-60% kvarts, 25-50% glimmer, 5-25% plagioklas og 5-15% granat. Det er typisk for bergarten at den opptrer sammen med små slirer eller tynne kvartrike lag, i veksling med mer glimmerrike lag (Gjelle and Sjøvegjarto 2004)

Kalkglimmerskiferen har også stor utbredelse i Dunderlandsdalen, hvor den forvitrer lett og utgjør et godt jordsmonn. Bergarten opptrer som mørk, karbonatrik skifer, med biotitt som det viktigste glimmermineralet, og med lange slirer eller lange linser av dolomitt. (Gjelle and Sjøvegjarto 2004)

Det er i Gjelle og Sjøvegjarto, 2004, foreslått en sammensetning av 30-40% kvarts, 20-30% plagioklas, 5-25% karbonat og ca 20% gimmerminerale (herav mest biotitt). (Gjelle and Sjøvegjarto 2004)

Kontaktglimmerskifer er navnet på glimmerskiferen som ligger i kontakt med jernmalmene. Dette er en lys grå, kvarts og feltspatrik, bergart som inneholder ca. 40 % kvarts, ca. 30 % plagioklas, ca. 20% biotitt og ca. 5 % muskovitt. Det er i tillegg observert forekomster av amfibol, epidot, granat, hematitt og magnetitt i varierende mengder. (Gjelle and Sjøvegjarto 2004)

3.1.4 Marmor

Marmoren har sin opprinnelse i kalkstein og/eller dolomittsien. (Sigmund, Brynhi et al. 2013) Disse kalk-/dolomittsteinene er dannet i grunnvannsområder nær kysten, hvor tilførselen på koraller og skallrester fra marine organismer har vært stor. Ved metamorfose har kalk/dolomitt-stenen gått over til metamorfose, og fossile-spor (som eventuelt måtte finnes fra tiden av avsetning) vil forsvinne i denne metamorfosen. (Gjelle and Sjøvegjarto 2004)

Det er to typer marmor i Dunderlandsdalen – kalkspatmarmor og dolomittmarmor. Kalkspatmarmoren er vanligvis hvit til lys grå-blå med en stor variasjon i kornstørrelse, mens dolomittmarmoren på sin side er finkornet og er gulhvitt til lysegrå i fargen. (Gjelle and Sjøvegjarto 2004)

Noen av kalkspatmaromrene i område avgir en distinktiv lukt når man slår en bit av den. Disse kalkene har derfor fått navnet stinkkalk. Lukten kommer fra mikroskopiske hulrom i bergarten som er fylt med gass. Gassen inneholder organiske svovelforbindelser som er ansvarlig for den distinktive lukten, og minner om råtne egg. (Gjelle and Søvegjarto 2004)

3.1.5 Granatfels

Dette er en bergart som egentlig er en mangansilikatmineralisering. Vi finner den ofte i sammenheng med grensen til hematitt-magnetitt-malmene. Den er brungul til brunrød i fargen og opptrer som båndet (Gjelle and Søvegjarto 2004). I den brungule bergarten er det funnet epidot, og man kan i store deler av granatfels finne et innhold på MnO som er 26 % (Ellefmo 2005). Den er 2-200 cm tykk og består hovedsakelig av kvarts og granat. Granatene på sin side har en størrelse som er mindre enn en tiendedels millimeter og kan utgjøre så mye som 40 % av bergarten (Gjelle and Søvegjarto 2004). Bergarten er altså svært finkornet, og Ellefmo, 2005, konkluderte med en kornstørrelse på 0,02-0,05 mm (Ellefmo 2005) Det er observert opptil 16 meter tykke lagpakker av den brungule granatfelsen, da blant annet i østveggen på Kvannevann-dagbruddet (Gjelle and Søvegjarto 2004)

3.1.6 Malm

Jernmalmene i Dunderlandsformasjonen er båndet. Der de lyse mineralene anrikes i bånd av kvarts og plagioklas, og de mørke mineralene anrikes i bånd av glimmermineraler, jernmineralen (hematitt og magnetitt) og stedvis amfibol (Gjelle and Søvegjarto 2004)

Man bruker kornstørrelse, mineralogi, krystallform og jerninnhold til å skille mellom forskjellige typer jernmineraliseringer, hvor den tykke finkornet til kornet hematitt er den vanligste typen. Det er også vanlig å finne ren magnetittmineraliseringer, og da særlig hvor malmdragene kiler ut eller i som grenselag til de større hematittlagene. Det finnes også en blandigstype, hvor det er enhematitt-magnetitt-mineralisering som en tydelig kan se i Kvannevannsmalmen i Ørtfjellfeltet. Dette malmdraget øker i tykkelse mot dypet og ses på som sentrum for malmavsetningene i Dunderlandsdalen. Man regner med at jern-mineraliseringen her kan ligge ned mot 2000-2400 m under terrengoverflaten og kan ha en utstrekning på neste 1400 m. (Gjelle and Søvegjarto 2004)

Ellefmo, 2005, har i sin avhandling delt inn jernmineraliseringen i Dunderlandsformasjonen. Dette er gjort med tanke på den inndelingen som gjøres ved logging av borekjernene. En oversikt over disse typene finner man i Figur 3.5

3.1.7 Amfibolitt.

Disse er mørke og finkornete bergarter (Ellefmo 2005) som i hovedsak består av hornblende (50-65%) og plagioklas (30-40%), og mindre mengder av granat, kloritt, biotitt, epidot og kvarts. Man regner med at amfibolittene i Rana har vulkansk opprinnelse. (Gjelle and Søvegjarto 2004)

3.1.8 Diamektitt

Det skal også nevnes at det er funnet en diamektitt i kontakt med jernformasjonene i Dunderlandsdalen. Denne oppdagelsen ble gjort av Melezhik, Ihlen et al, upublisert, men på grunn av at dette er upublisert arbeid vil ikke forfatteren at artikkelen skal siteres/brukes i detalj.

Diamektitt er usortert sedimentære bergarter avsatt på land. Det spesifiseres at bergarten inneholder korn og bergartsfragmenter av svært varierende størrelse, og at bergarten i seg selv har utseende som et morenemateriale (tillitt) av usikker opprinnelse (Sigmound, Brynhi et al. 2013)

3.2 Mineraler

Under følger en oversikt over hvilke mineraler som er forventet å finne i Stensundtjernforekomsten. Disse forventningene baserer seg på arbeidet til Ellefmo, 2005; Gjelle og Søvegjarto, 2004; Søvegjarto, 1990, samt kjerneloggene. Det vil bli gitt en rask gjennomgang av de forskjellige mineralenes utseende og egenskaper, mens bilder og faktiske funn i tynnslipene vil bli belyse i kapittel 4 - resultater.

3.2.1 Kvarts (Qz) – SiO₂

Kvarts er ett av de viktigste bergartsdannende-mineralene, som vi blant annet finner i bergarter som: granitt, sandstein og mange metamorfe bergarter (MacKenzie and Adams 1994)

I tynnslip vil kvarts være farveløs i planpolarisert lys og ha farger i forskjellige gråtoner ved krysspolarisert lys. Deformert kvarts vil ha en undulerende utslukning, og all kvarts har lavt relieff og forekommer ikke med tvillinger (Nesse 2000)

3.2.2 Karbonater (Cb) – CO₃2-

Det finnes mange typer karbonater, og vi deler disse opp i fire grupper: kalsitt-, dolomitt-, aragonitt- gruppen samt OH-bærende karbonater. (Nesse 2000)

I studieområdet er det kalsitt- og dolomitt-gruppen som dominerer, da med sine respektive kalsitt og dolomitt mineraler.

Mineralene er svært like i mikroskop, men de viktigste skilletegnene er at Kalsitt har oftere tvillinger og at lamellene ikke er parallell med den korteste akse av romben. Dolomitt danner ofte euhedrale romber i marmor og dolomitter, og kan ofte være uklar eller forurenset i sammenheng med jern-oksider. (Nesse 2000)

3.2.3 Klinoisitt/ Epidot (Ep) – $\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{Al},\text{Fe}^{3+})\text{OOH}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$

Dette er to mineraler som er svært like. De forekommer i svært mange typer bergarter, både som metamorfe, felsiske og mafiske. Det kan i midlertid ses en trend hvor Klinoisitt favoriserer bergarter med aluminium, mens epidot favoriserer jern-holdige bergarter. (Nesse 2000)

Epidot har høyere dobbeltbrytning, enn klinoisitt. Førstnevnte er grønn i fargen, mens klinoisitt er farveløs i mikroskopet. (Nesse 2000)

3.2.4 Apatitt (Ap) – $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH},\text{F},\text{Cl})$

Har moderat høy relieff og lav dobbeltbrytning. Apatitt kan opptre med en litt ruglete overflatetekstur og med pastellfarger i planpolarisert lys. (Nesse 2000)

3.2.5 Granat (Grt) – $\text{X}_3\text{Y}_2(\text{SiO}_4)_3$

Granat er vanlig i en rekke bergarter og opptre som rød eller brun i håndprøver. Minerallet er fargeløst i planpolarisert lys i mikroskop, men det er gjort observasjoner hvor minerallet opptre som svakt rødt eller brunt. Grunnet sin høye brytningsindeks og (vanligvis) distinkte isotropiske form er dette ene mineral som ofte er lett å gjenkjenne (MacKenzie and Adams 1994)

Når det gjelder dannelsesforhold kan granat dannes ved høye trykk så samt som lavere, overflatelignende, trykk (MacKenzie and Adams 1994). Ved omvandling kan granat danne kloritt, noen ganger også hornblende, epidot eller jernoksider (Nesse 2000)

3.2.6 Kloritt (Chl) – $(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_6(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$

I motsetning til glimmer-mineralene har kloritt lavere dobbeltbrytning og har dessuten ofte høye interferensfarger. Det vil si farger som ikke opptre i interferenskartet. Disse fargene er ofte i brun- eller blå-toner og kan lett sees i krysspolarisert lys (Nesse 2000).

3.2.7 Glimmer mineraler

Biotitt (Bt) – $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$

Et av de vanligste kjennetegnene til biotitt er de pleokroistiske haloene som kan forekomme. Ellers er biotitt mørk i fargen, ofte svart, brun eller mørk rød. Den har også høy dobbeltbrytning. Biotitt skiller seg fra

muskovitt især med farge og en mindre 2V. fargen brukes også til å skille biotitt og kloritt, hvor kloritt ofte er grønnere i fargen og har lavere dobbeltbrytning samt ikke innehar pleokroitiske haloer. (Nesse 2000)

Muskovitt (Ms) – $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$

Muskovitt er fargeløs i mikroskop og har en liten positiv relieff. Den ligner svært på biotitt og skilles fra denne ved hjelp av farge eller 2V (Nesse 2000).

3.2.8 Amfibol (Amp) – $W_0-1X_2Y_5Z_8O_{22}(OH)_2$

Amfibol er en gruppe mineraler som inneholder både ortorombiske og monokline mineraler. De er dobbelt-silikater og kan derfor tolerere en rekke utskiftninger med andre elementer. Dette medfører (som vi kan observere i oppgaven) en kjemisk formel som er veldig relativ. Denne kan inneholde en rekke forskjellige elementer (Gribble 2003)

Det er i Dunderlandsdalen funnet Cumingtonitt- Gruneritt (Gjelle and Sjøvegjarto 2004). Det er derfor sannsynlig å tro at det er mulig å finne dette også i studieområdet.

Cumingtonitt-Gruneritt er to forskjellige mineraler, men er svært like hverandre. Forskjeller en at Gruneritt inneholder mer jern enn Cumingtonitt (Gribble 2003). Mineralene forekommer ofte sammen med andre mineraler slik som ortoamfibol, cordineritt, granat, plagioklas, hornblende og biotitt. Cumingtonitt er ofte assosiert med intermediære vulkanske bergarter, mens Gruneritt kan forekomme sammen med jern-rike sedimenter eller med magnetitt, kvarts, samt andre jern-oksider og silikater (Nesse 2000).

Mineralene har en middels til høyt relieff, er fargeløs til lys brun eller grønn, og er mørkere ved høyere Fe innhold. Ved omdanning kan disse mineralene gå over til å bli kloritt, serpentin eller talk. (Nesse 2000)

3.2.9 Hematitt (Hem) – Fe_2O_3

Når det gjelder gjenkjennelse av mineralet i mikroskop kan man på generell basis si at dette mineralet er opakt, men har en grå-hvit farge med blåskjær i reflektert lys. Man kan derimot finne en rød farge i kanten av mineralkornene i vanlig lys, hvilket er et resultat av at hematitt har en anisotrop egenskap (Nesse 2000).

3.2.10 Magnetitt (Mag) – $FeFe_2O_4$

Magnetitt har flere egenskaper, og det man kan se ved hjelp av mikroskop er som følger: mineralet er opakt og isotropt (se ordforklaring i Vedlegg B). I tillegg har i reflektert lys en brun-går farge (Nesse 2000).

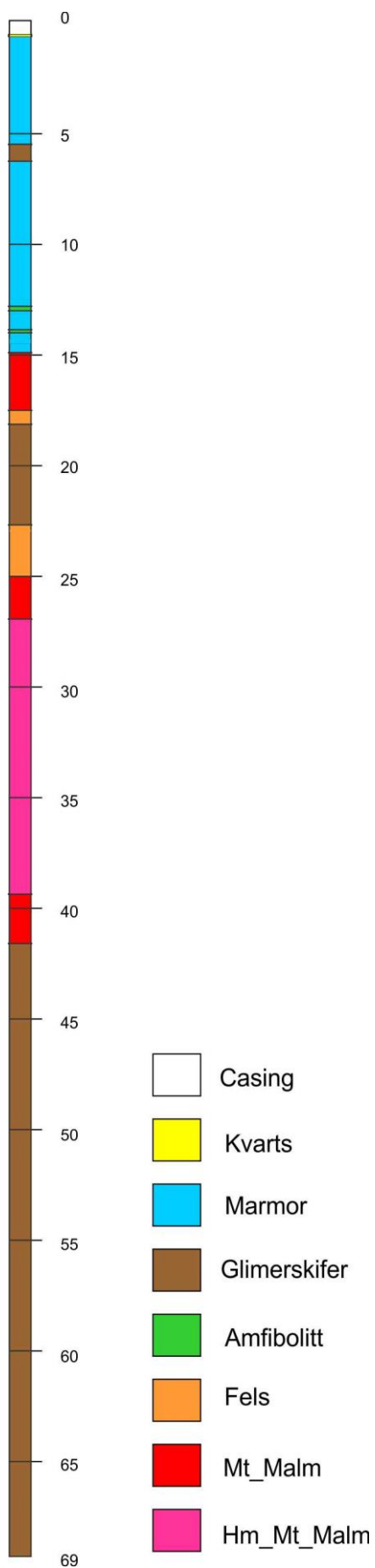
3.3 Stensundtjern stratigrafi

Da det er gjengitt en stratigrafisk søyle i kapittel 2 – regionalgeologi, delkapittel 2.4 – Dunderlandsdalen, figur 2.8, har man valgt å ikke gjengi denne på nytt, men heller bruke en borekjerne fra studieområdet som eksempel.

3.3.1 Borekjerne i Stensundtjern

Kjernelogg for de åtte kjerne som er brukt i denne oppgaven finner man i Vedlegg D, mens man i Vedlegg A finner data angående diamantboringen. En videre beskrivelse av hvordan og hvem som har logget kjernene er beskrevet i metodekapittelet.

Det er også blitt laget en digitalisert utgave av en kjernelogg, som kan ses i Figur 3.4. I denne figuren ser vi borekjerne 137-2012, og er valgt ut som representant for stratigrafien i Stensundtjern. Det er naturligvis noen forskjeller i de åtte kjernene, noe som kan observeres i vedlegg D.



Figur 3.4. Borekjerne 137-2012. Borekjernen, til venstre, er oppdelt etter meter som er vist med tall til høyre for kjernen. Vi kan også se en tegnforklaring på de forskjellige bergartene som finner sted i kjernen, i tillegg til Casing som er den nederste delen av boremaskina. Området merket casing er derfor tomt, vi har ikke kjerne her da dette ble borte for å få et ordentlig borehull.

3.3.2 Jernmineraliseringer i Dunderlandsdalen

I tillegg til nevnte bergarter og mineraler i borekjernene forekommer det også flere typer jernmineraliseringer i kjernene. Det er gitt en oversikt over disse i figur 3.5, som er hentet fra Ellefmo, 2005, og er basert på observerte malmtyper i kjerneloggene for Ørtfjellområdet.

Glimmerskifer Glimmerskifer med og/eller uten finkornet glimmerstein.	Gul granat malm Malm med synlige gule granater.
Andre malmer Malm som det ikke er mulig å klassifisere til en enkelt malmtyp.	Hematitt malm Malm med granulære til finkornet hematitt, magnetitt porfyroblaster er kun funnet i små mengder
Blandet malm Malm betegnet «blandet malm» er ikke beskrevet noe videre i kjerneloggene.	Magnetitt malm Malm, hovedsakelig magnetitt.
Epidot malm Malm med innhold av finkornet epidot.	Magnetitt-Hematitt malm Granulær til finkornet hematitt, med magnetitt porfyroblaster.
Granat malm Malm men innhold av finkornet granat.	Impregnasjon, med andre ord lav grads «malm» Glimmerskifer med jern impregnasjon.

Figur 3.5. Malm-litologitabell hentet fra Ellefmo, 2005

4 Resultater

I dette kapitlet skal strukturer og mineraler, som er observert i tynnslipene, belyses. Det vil også bli gitt en gjennomgang av de funnene som ble gjort ved SEM-analyser.

Det gjøres oppmerksom på at strukturene som er omtalt her alle inneholder jernoksider. Fordi fokus ligger på jernoksider vil ikke strukturer utenom disse bli presentert.

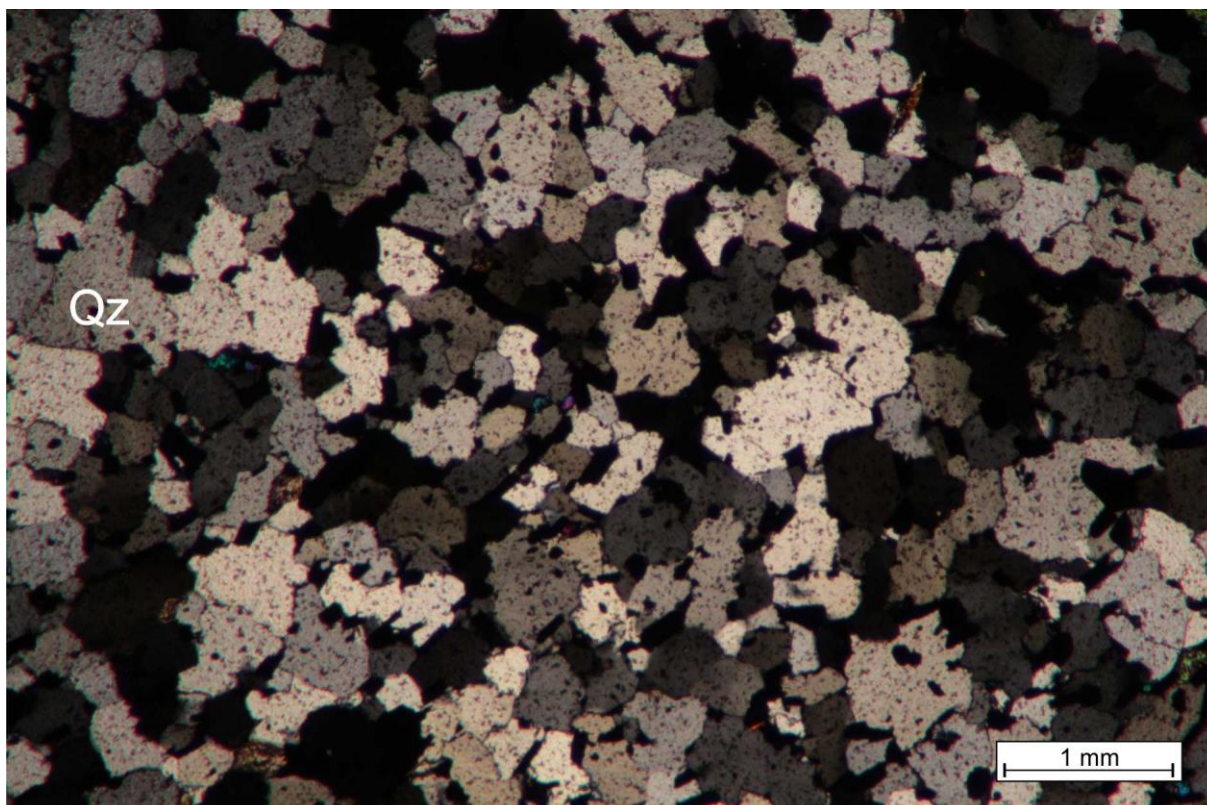
4.1 Mineralogi

4.1.1 Mineraler

Mineraliseringene i Storforshei jernformasjon består av flere mineraler, deriblant jernoksidene hematitt og magnetitt, karbonater (kalsitt og dolomitt), kvarts, epidot, glimmermineraler som biotitt, og lys glimmer, samt amfibol, kloritt, apatitt og feltspat.

Kvarts (Qz)

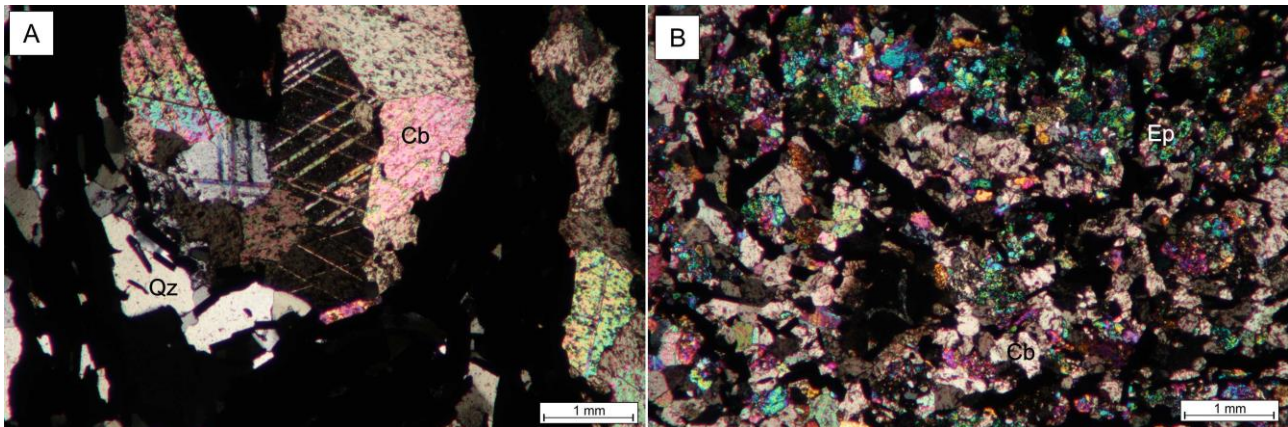
Kvartsen i Stensundtjern er på mellom 0,2-0,5 mm og har en anhedral form. Man kan i Figur 4.1 se ett eksempel på kvartsen i studieområdet.



Figur 4.1. Bilde fra tynnslip 132-2, viser her kvarts i anhedrale korn. Bildet er tatt med krysspolarisert lys.

Karbonater (Cb)

Det er flere forskjellige karbonater i prøvene fra Stensundtjern. Det er da hovedsakelig dolomitt og kalsitt. Det er ikke lagt vekt på å skille disse to karbonatene fra hverandre i prøvene, da dette ikke ses på som nødvendig for oppgavens formål. I Figur 4.2 ser man en stor forskjell mellom kornstørrelsene i bilde A og B. Det er også tydelig tvilling i av karbonatene i bilde 4.2A, dette betyr at dette er en kalsitt.



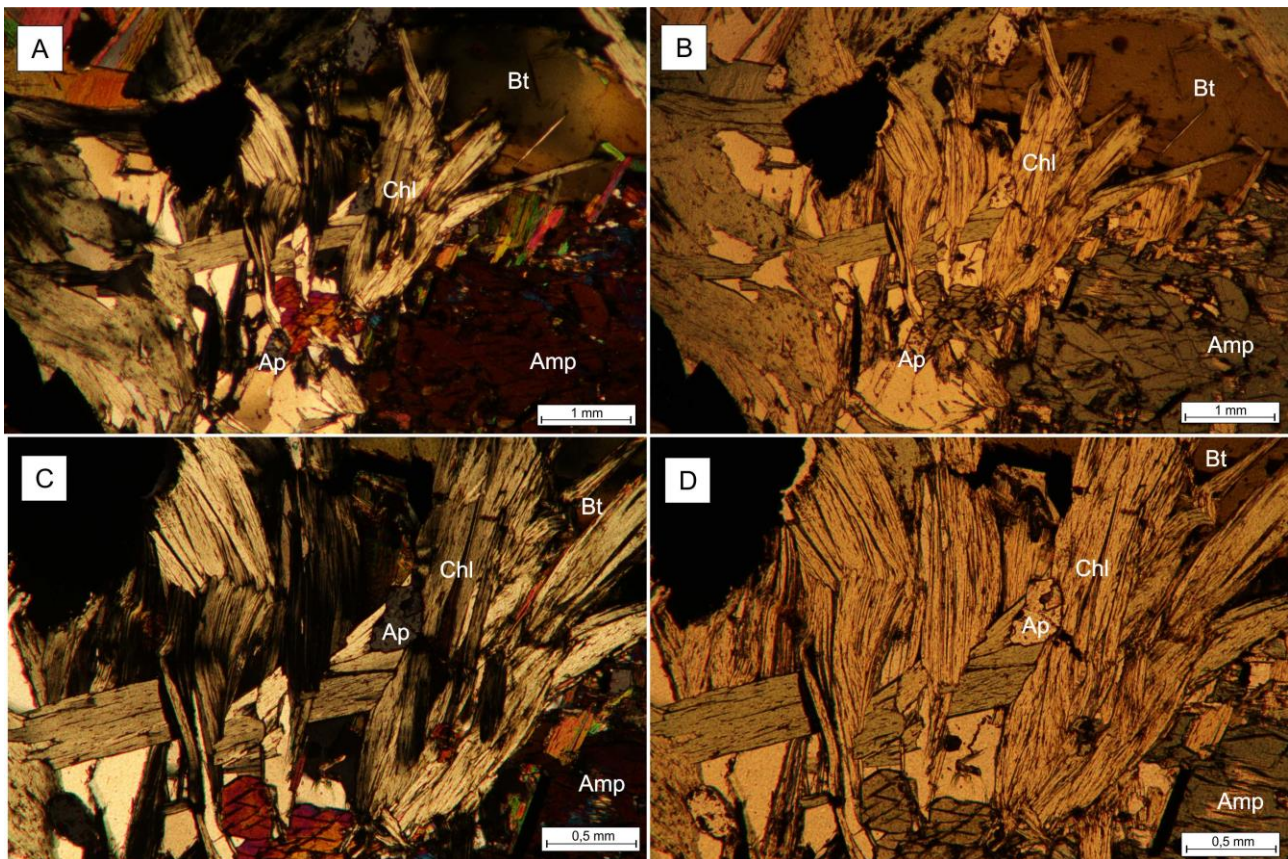
Figur 4.2. A) Man ser her en karbonat med tvillinger. B) Her kan de tekturelt forhold mellom karbonat og epidot observeres. Begge bildene er tatt med krysspolarisert lys fra tynnslip 130-4B.

Epidot (Ep)

Epidot forekommer som relativt små korn, men i dominerende mengder i noen deler av jernmineraliseringene i Stensundtjern, da i særlig relasjon til magnetitt. Det er også observert en relasjon mellom epidot og karbonater (4.2B).

Apatitt (Ap)

Apatitt opptrer som små blå korn (i krysspolarisert lys) og ligger ofte i relasjon til glimmermineralere og amfibol (figur 4.3).



Figur 4.3. Bilder fra tynnslip 136-2, A og C i krysspolarisert lys, mens B og D er i planpolarisert lys. **A)** Legg merke til amfibolen i høyre nedre hjørne, samt mengden glimmer som befinner seg ellers i bildet. **B)** Her ser man store områder med biotitt i høyre øvre hjørne, samt på store deler av venstre del av bildet. Biotitten til venstre har tydelig pleokroistiske haloer. **C)** Apatitt (blått korn) ca. midt i bildet, samt kloritt. Biotitt forekommer i øvre høyre hjørne, men også på langs av bildet og tilsynelatende på tvers og under kloritten. **D)** Farveløs kloritt, samt grønn biotitt kan sees, legg også merke til apatittkornet som ligger nesten midt i bildet, samt amfibolen med hvite flekker nede til høyre.

Kloritt (Chl)

Kloritt forekommer ofte sammen med biotitt og muskovitt (figur 4.3 A-D). Mineralen har ett grønnlig skjær ved planpolarisert lys, og beveger seg fra blålig til hvit i krysspolarisert lys.

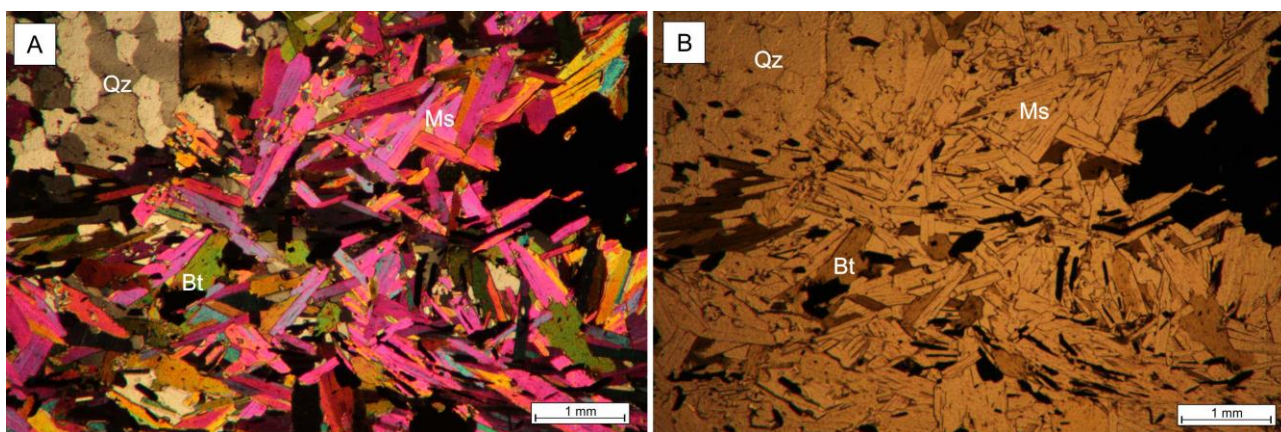
Kloritten i disse tynnslipene er, som vi ser i figur 4.3 A-D, ikke helt som man er vant til å se kloritt. Da kloritt oftest er mer grønn i planpolarisert lys, og blåfargen i krysspolarisert lys ofte er mer fremtredende. Kloritt (og biotitt) forekommer ofte i nær kontakt til jernoksidene.

Glimmer mineraler

Muskovitt (Ms)

Lys glimmer som muskovitt er ikke det glimmermineralet som er mest utbredt i tynnslipene fra studieområdet. Mineraler forekommer i relativt få av tynnslipene, men hvor det er observert er det derimot observert i betydelige mengder.

Muskovitt opptrer ofte sammen med andre glimmermineraler og har et nåleformet utseende (som vist i figur 4.4 A-B)



Figur 4.4. Bildene er tatt fra tynnslip 137-1. **A)** Biotitt, muskovitt og kvarts i krysspolarisert lys. **B)** Viser muskovitt, biotitt og kvarts i planpolarisert lys.

Biotitt (Bt)

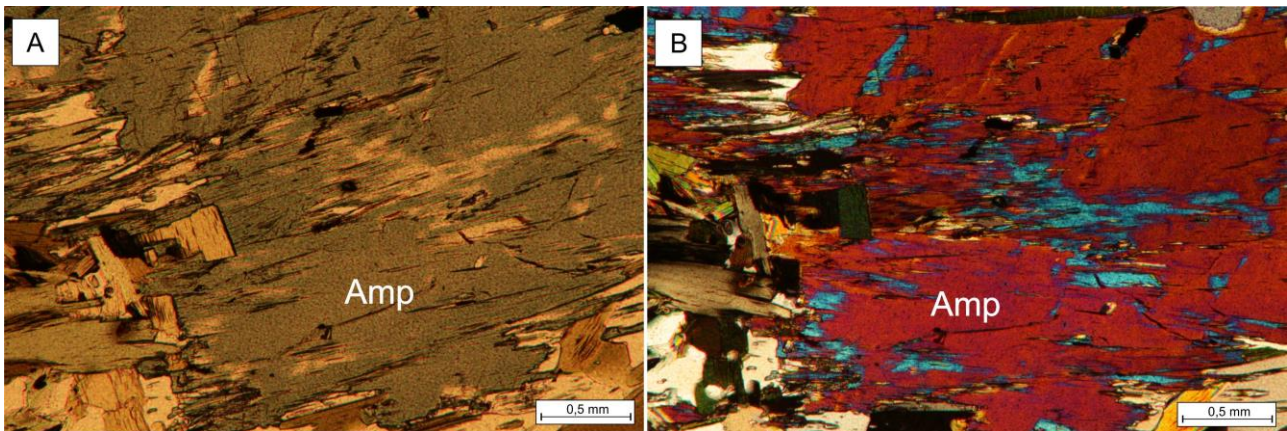
Biotitten i studieområdet er tydelig deformert. Deformasjon er observert som grønne krystaller (som en ser i figur 4.3B og D i venstre del av bilde), mens andre har den normale brune fargen. Det er også observert biotitt som har de normale pleokroistiske haloene, men som har en uforventet utslukning, nærmest undulerende (som sett i figur 4.3 A og B oppe i høyre hjørne).

Størrelsen er varierende, og mineraler forekommer ofte sammen med andre glimmermineraler, amfibol, apatitt og kvarts (alt dette sett i figur 4.3 A-D). Mineraler forekommer også sammen med jernoksider, da oftest i tynnslip hvor hematitt er hoved-jernoksidet, men også sammen med magnetitt. I områder hvor mineraler forekommer med magnetitt er det vanligere å se omvandlede varianter av biotitt.

Da biotitten i disse tynnslipene ofte kan ha en grønnlig farge er dette et element som kan skape usikkerheter hva gjelder kloritt.

Amfibol (Amp)

Amfiboler forekommer i tynnslipene, da ofte i sammenheng med glimmer. Amfiboler er også observert i samsvar med hematitt.



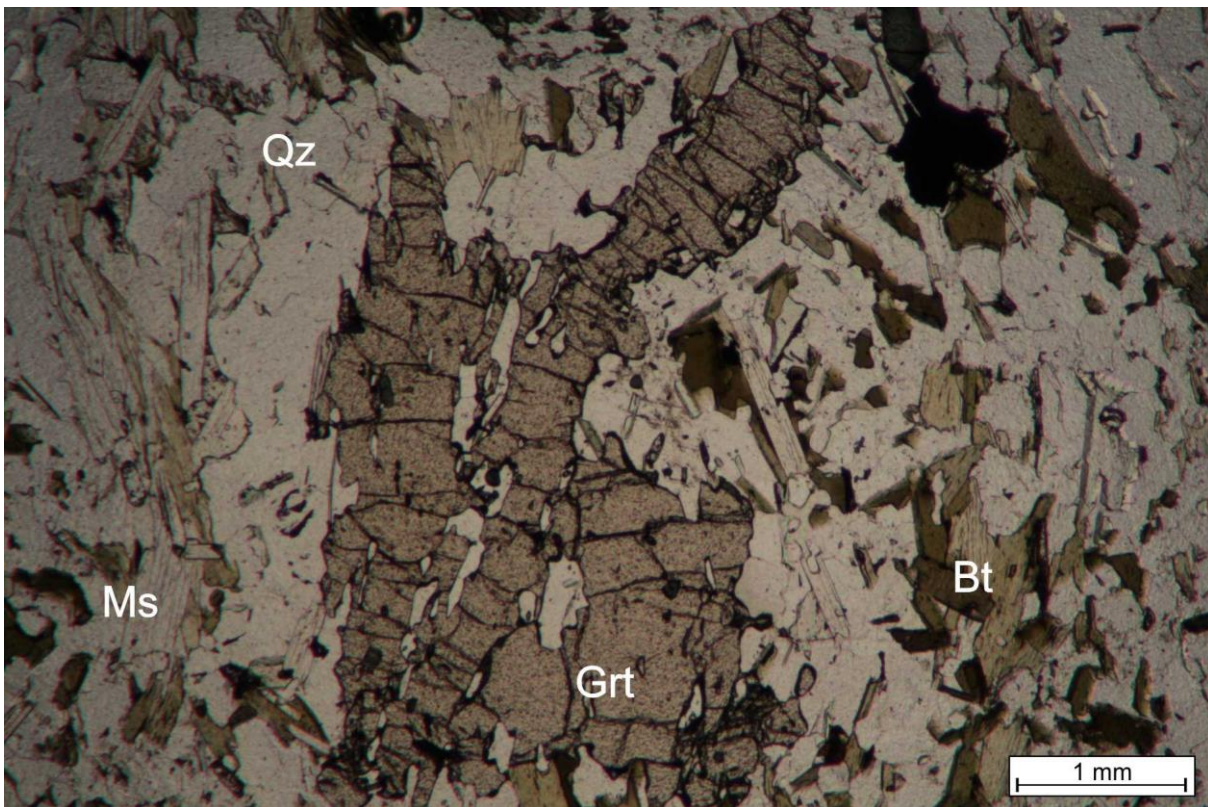
Figur 4.5. Tynnslip 136-2. **A)** Amfibolen i planpolarisert lys. En kan se at den har hvite områder, disse har en annen utslokkingvinkel enn resten av mineralkornet. **B)** Amfibol i krysspolarisert lys, og her gjøres det tydelig at amfibolen har to utslokkingvinkler.

Som man ser ut fra figur 4.5A, har noen amfiboler hvite områder inne i selve krystallene, disse områdene har en annen utslokking vinkel enn resten av mineralkornet, som en ser i figur 4.5B.

Man vet at den mørke fargen til amfibolen kan tyde på et høyt jern-innhold. Dette kan bety at den observerte amfibolen i området er en Gruneritt.

Granat (Grt)

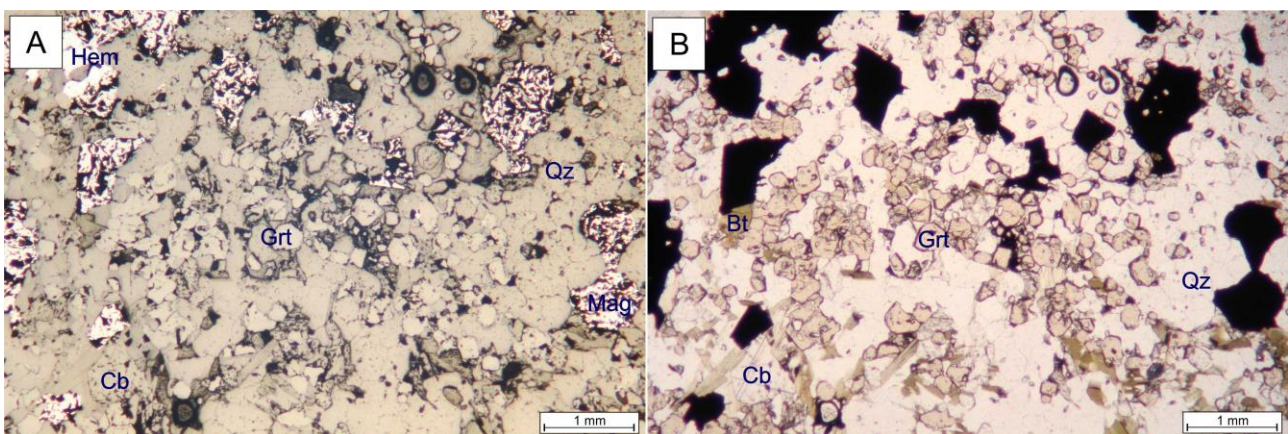
I flere tynnslip var det observert store mørke områder som forfatteren hadde vanskeligheter med å identifisere. Mineralen så ut til å være opakt, uten noen spesiell utslukning og hadde en lys-brun farge. Man ser ett eksempel på dette mineralet i Figur 4.6. Granatene opptrer som oppknuste og deformert.



Figur 4.6. Rundt den deformerte granaten kan vi se biotitt og kvarts og muskovitt. Bildet er tatt med plan-polarisert lys. Her fra tynnslip 137-6.

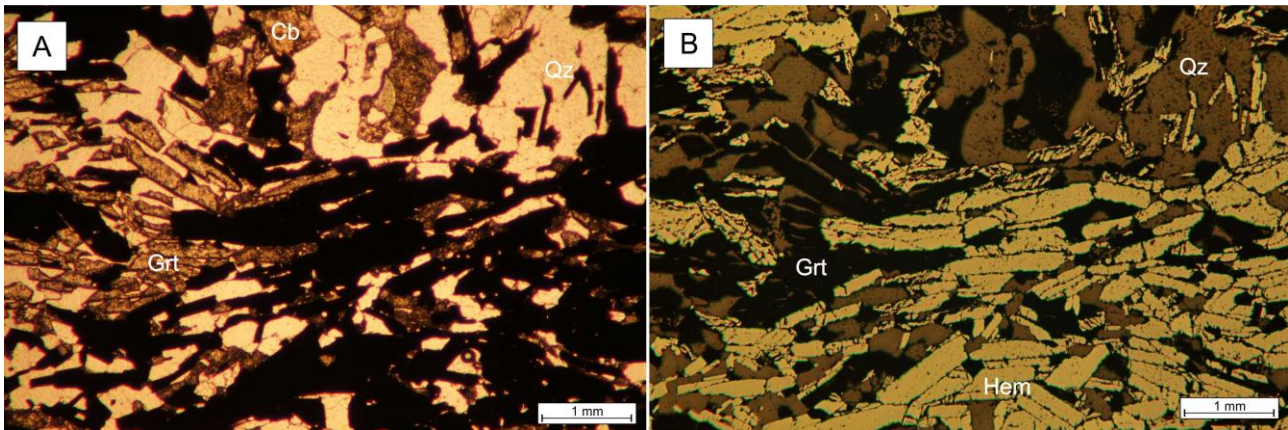
Denne typen observasjoner er gjort i en rekke av tynnslipene og det er derfor valgt ut det bildet som er mest representativt for forekomsten av slike mineraler.

Granat er også observert som små krystaller med relativt euhedral krystallform (figur 4.7).



Figur 4.7. Fra tynnslip 133-1. **A)** Granat sammen med magnetitt, hematitt, kvarts og karbonat. **B)** granat sammen med karbonat og kvarts. Her ser en kornformen til kvarts.

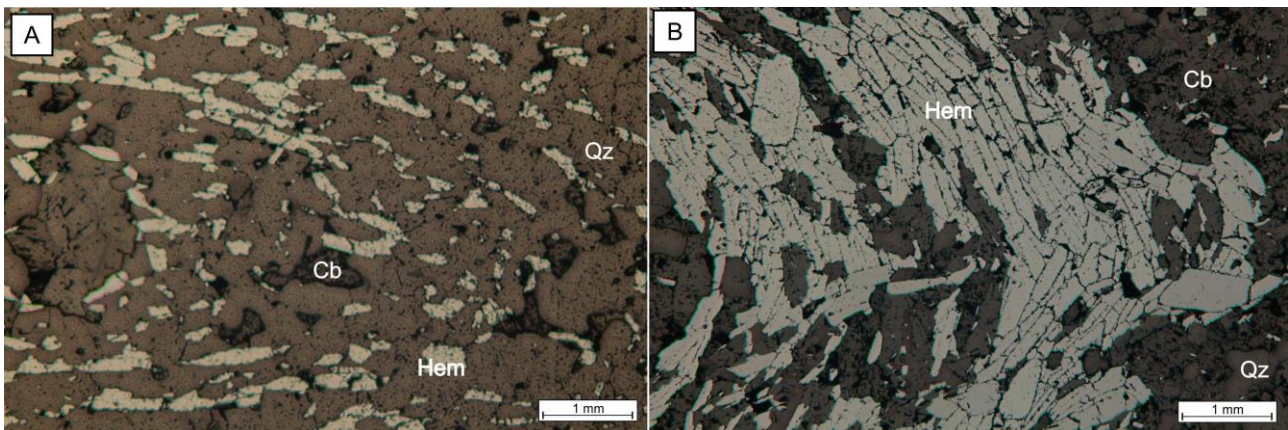
Granat er i ett tynnslip blidt observert som lange nåler, som ligner på hematitt nålene (figur 4.8).



Figur 4.8. Tynnslip 133-4 **A)** i Planpolarisert lys. Granaten fremstår som stenglette og oppknust. **B)** i reflektert lys. Her kan en se at granaten ligner på hematittkornene som befinner seg ellers i tynnslipet.

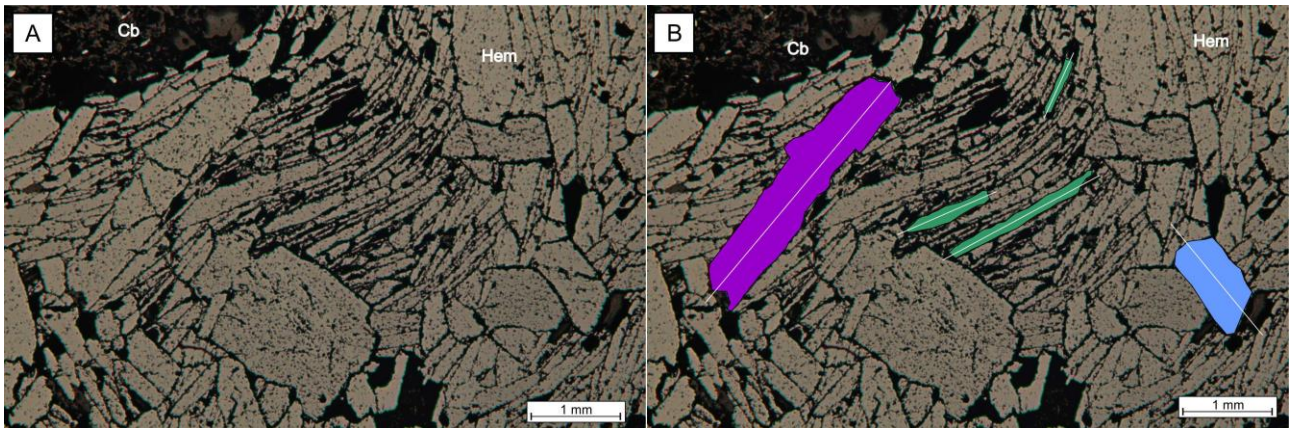
Hematitt (Hem)

Hematitten i studieområdet forekommer i flere varianter. Den opptrer i hovedsak i to forskjellige bånd i mikroskop, der ett er massivt dvs. mye hematitt, og der det andre har tynne bånd, dvs. mindre hematitt og spredte korn. Figur 4.9 viser disse to typene bånd, bilde B på sin side er ikke tatt fra de største båndene, da det virker mer deskriptivt å bruke ett bilde av ett bånd der man også ser over og undersiden av båndet. Man kan tydelig se en forskjell mellom bilde A og bilde B i Figur 4.9. I de massive eller delvis massive båndene har forkomme hematitten som grovere korn som kan variere i størrelse, 0,4-0,6 x 0,05-0,1 mm. I de tynne båndene er det mer finkornete korn, da 0,1-0,3 mm.



Figur 4.9. **A)** Fra tynnslip 132-1 og viser tynne hematittbånd. **B)** Fra tynnslip 130-4A og viser tykkere hematittbånd. Begge bildene er tatt med reflektert lys.

Det er også oppdaget flere former på kornene, noen er stenglette, andre mer firkantede og euhedrale, andre igjen ligner førstnevnte, men er større. Det er også funnet bevis for varierende vinkel på lengderetningen til kornene, dette vil bli utdypet i delkapitel 4.1.2 – hematitt-hematitt grenser. Figur 4.10 viser forskjellig i hematittkornene som befinner seg i studieområdet.

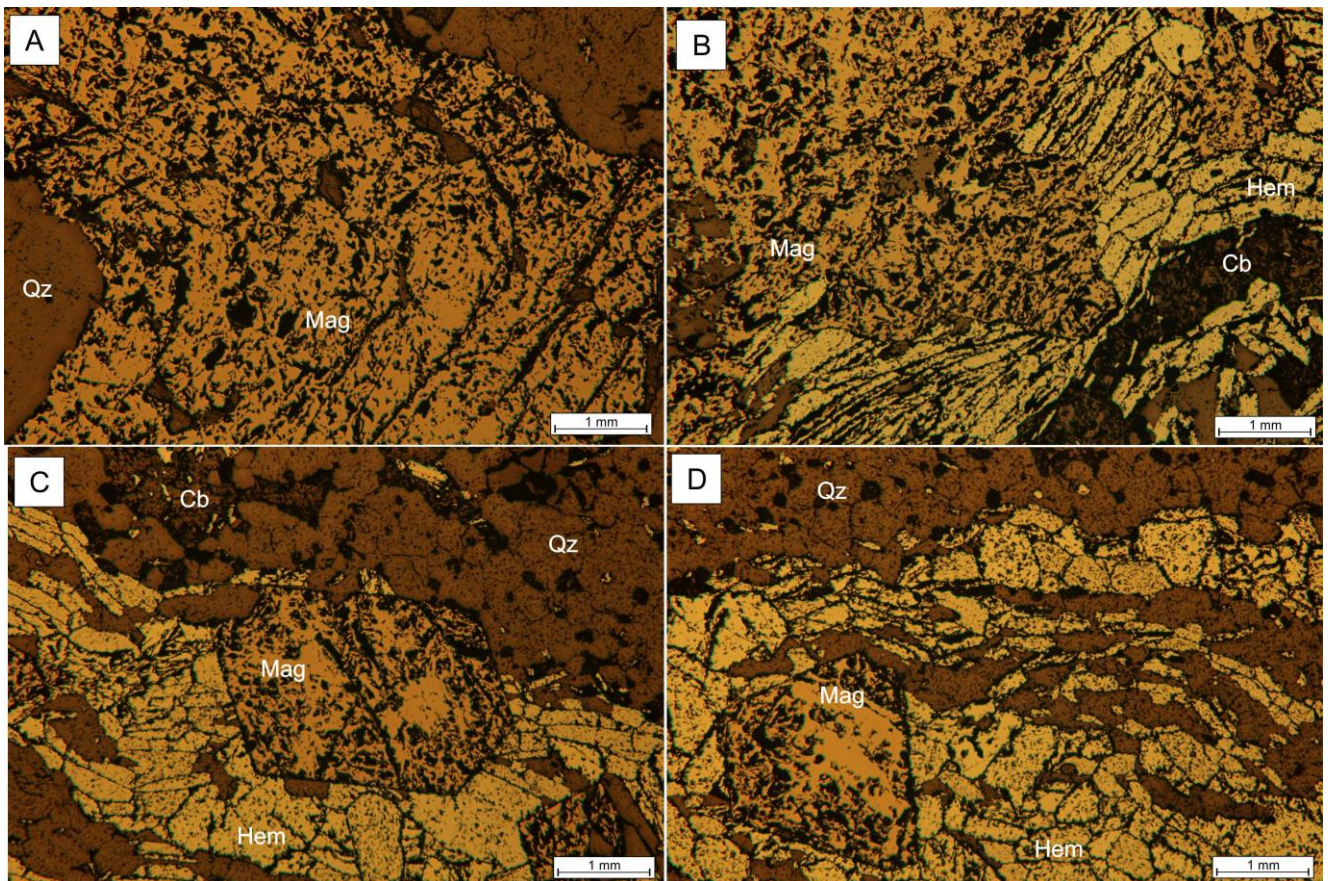


Figur 4.10. A) Bilde fra tynnslip 130-4B og viser forskjell i hematittkornene. B) En tolkning av bilde A, blir her vist for å fremheve forskjell i kornene og vil senere bli utdypet bedre. Begge bildene er tatt med reflektert lys.

Det kommer frem i Ellefmo (2005) at det er funnet deformasjonstvilling i hematitten. Hvor små korn av magnetitt finnes i eller mellom tvillingene. Dette er i midlertid ikke blitt observert i sammenheng med denne oppgaven.

Magnetitt (Mag)

Magnetitten i studieområdet opptrer som anhedrale eller subhedrale (se ordforklaring i Vedlegg B) korn som ligger i bånd med hematitt (Figur 4.11, B) eller alene i egne bånd (figur 4.11, A). Ved anhedral eller subhedral opptreden er det ofte mye magnetitt og, i tynnslip, vanskelig å se slutten av magnetitt-trenden, da den ofte kan fortsette over tynnslipenes grense, eksempler på dette ser vi i figur 4.11 A og B. Det skal også nevnes at noen av kornene har en tydelig euhedral opptreden, disse kornene ligger ofte som enkeltkorn i en større hematittmasse (figur 4.11, C og D). Kornene er i gjennomsnitt 0,4 til 0,6 mm, men kan også være flere mm eller være nede i 0,1 mm.

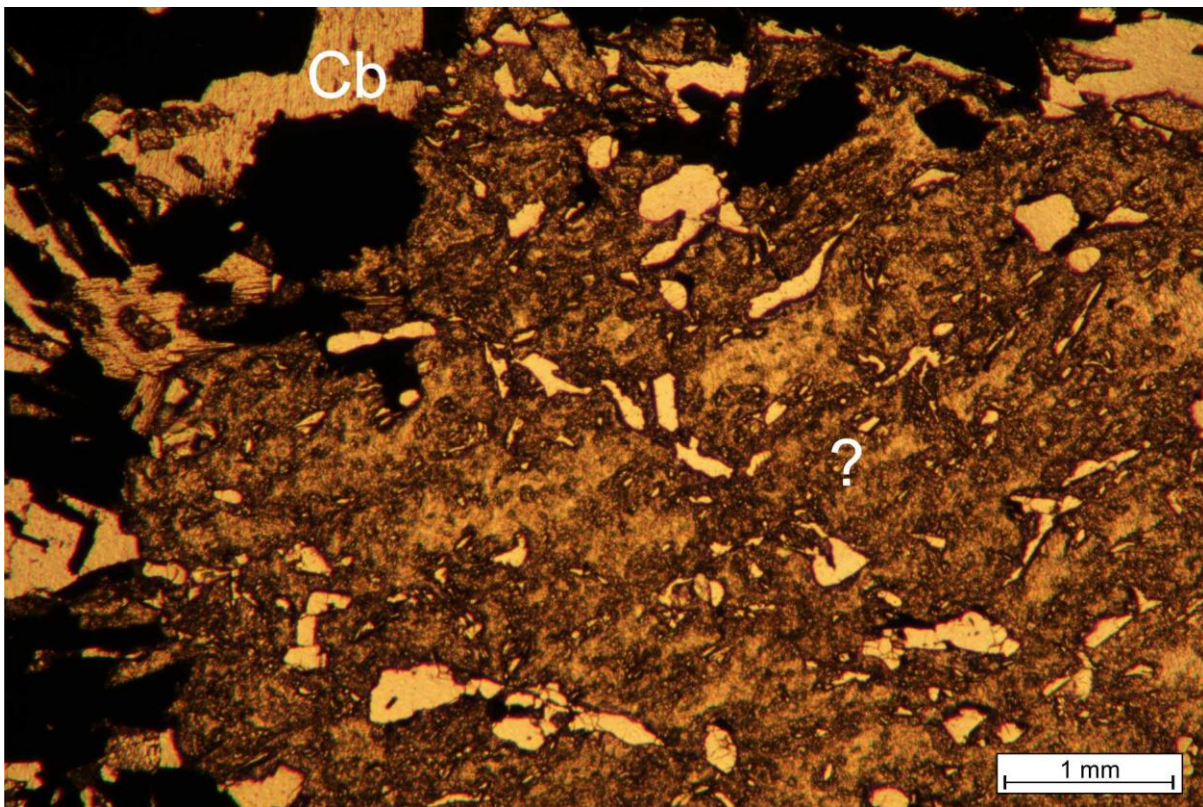


Figur 4.11. Alle bildene er tatt med reflektert lys. **A)** Fra tynnslip 134-4, man ser her en massiv magnetitt som er subhedral. **B)** Bildet er fra tynnslip 133-5, vi ser her at magnetitten ligger i kontakt med hematitt samt karbonater. **C)** og **D)** er begge fra tynnslip 135-4, og magnetitten her har en tydelig euhedral form. Vi ser også at det er hematitt, kvarts og noe karbonat i bildene.

Ut fra hva en kan observere i tynnslipene kan det se ut til at magnetitten favorittseirer områdene som er langt ut til sidene i jernmineraliseringen, samt i utkilinger. Dette gjelder for den massive magnetitten. De mindre mer spredte magnetittkornene kan komme litt hvor som helst, men det kan også observeres områder som har sprett magnetitt ikke så langt fra den massive. Det kan altså være en gradering utover i jernmineraliseringen.

Ukjent mineral 1.

Opptre flere steder i kanten av tynnslipene. Minerallet er opakt i krysspolarisert lys, og har en brun-hvit farge i planpolarisert lys (figur 4.12). Ved reflektert lys er minerallet svart. Det ble vurdert om dette kunne være hull i tynnslipet, men for å få dette avkreftet eller bekreftet ble det tatt SEM analyser av ett av kornene, da man allikevel skulle undersøke Ukjent mineral 2.



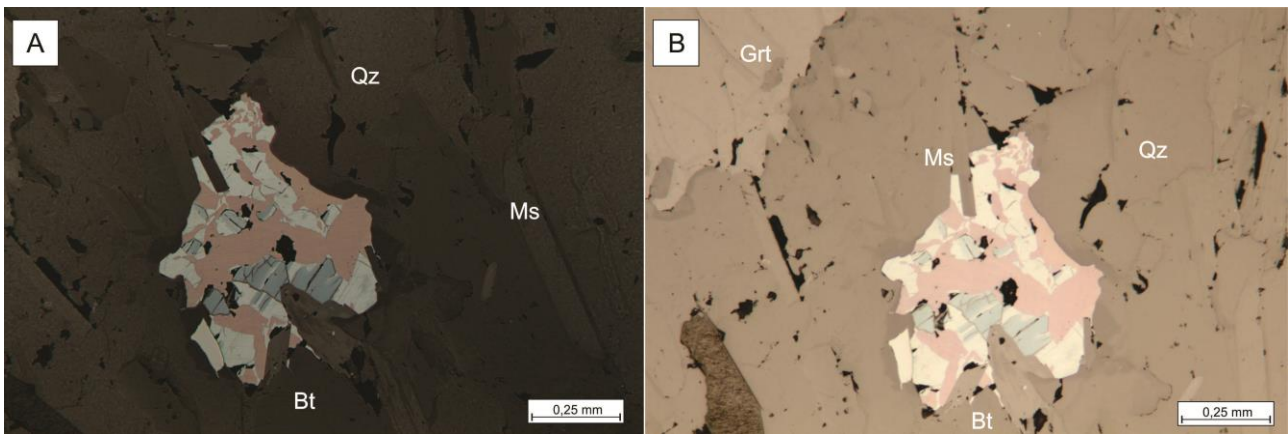
Figur 4.12. Tynnslip 133-4, planpolarisert lys. Ukjent mineral i sentrum, karbonat oppe til venstre.

Ukjent mineral 2.

Det ble funnet korn i tynnslip 137-6 som forfatteren ikke var i stand til å identifisere ved hjelp av mikroskop. Kornene var et metall, dette var tydelig fordi man måtte ha reflektert lys for å kunne se kornene.

Kornene var av størrelse 0,5 x 0,5 mm (ca) og hadde rosa, hvit og blå farge. Det ble derfor spekulert i om dette kunne være kobber-mineraler (Cu), men det ble bestemt å ta SEM-analyser av kornene for å kunne bekrefte eller avkrefte denne teorien, ved hjelp av SEM vil man også få den kjemiske sammensetningen til mineralet og dermed kunne avgjøre hvilke mineraler det var snakk om.

Kornet som ble undersøkt (Figur 4.13) ser ut til å bestå av to eller flere mineraler. Der det ene mineralet er rosa, og det andra ser ut til å enten være et hvit/ lyst mineral med blå strek og/ eller felt, eller det kan være to forskjellige mineraler der det ene er lyst med blå små strek, og det andre er blått. I nedre venstre hjørne av kornet er det ett lite separat korn, dette er lys rosa til hvitt og dette ble sett på som en del av hele kornet. Kornet er innesluttet av kvarts, biotitt og lys glimmer. I bildene av dette kornet (Figur 4.13 B) kan man også se deler av en granat.



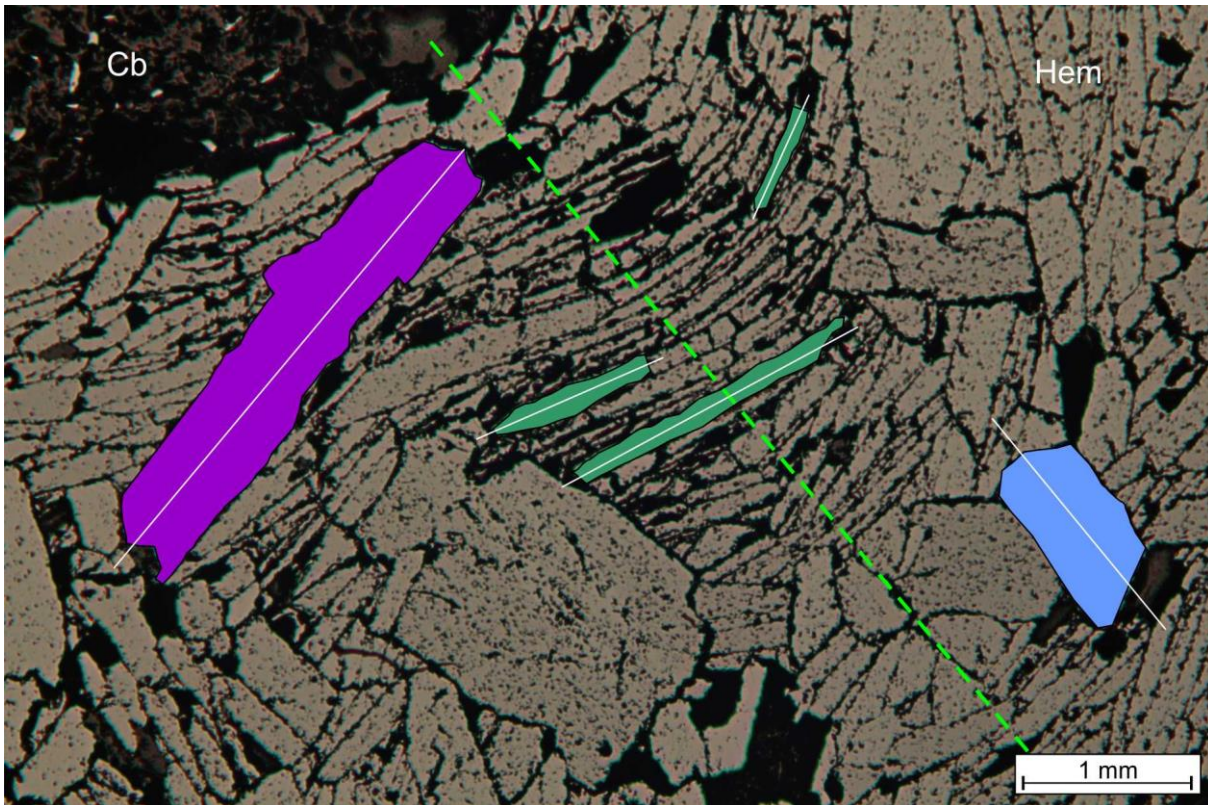
Figur 4.13. Begge bildene er fra tynnslip 137-6 og i reflektert lys, men med forskjellig mengde lys. **A)** her ser vi tydelig fargene til det ukjente kornet. Vi kan se den rosa, hvite og blå fargen. Man kan også se ett korn nede i venstre hjørne som ser ut til å ligge utenfor resten. **B)** Bildet er noe lysere enn A og man ser her en bedre inndeling av mineralene rundt kornet. Man kan også se granaten oppe i venstre hjørne av bildet.

4.1.2 Korngrenser

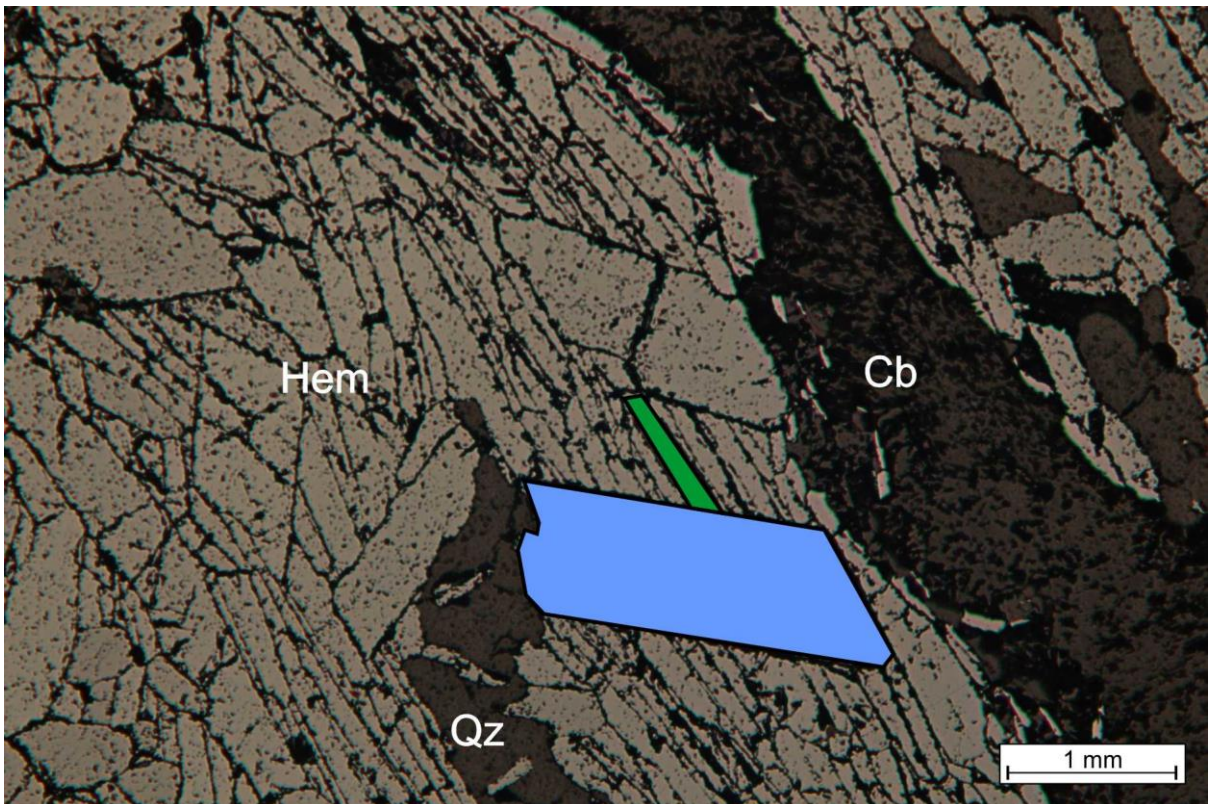
Hematitt-hematitt grenser

Det er som før nevnt observert flere typer hematittkorn. Det er til sammen funnet et minimum av fire forskjellige generasjoner hematitt, og disse har forskjellige grenser til hverandre. Ved å se på figur 4.14 kan vi se tre av de fire typene hematitt.

I figur 4.14 ser vi at hematitt-2 (hem-2) er blå og ligger i 90° vinkel til hematitt-1 (hem-1) som er grønn, og med ca. 75-80° vinkel til hematitt-3 (hem-3) som er lilla. Hem-3 har en vinkel på ca. 30-35° til hem-1. Det kan tydelig sees, i figur 4.14, at hem-3 ligger over hem-1, mens det kan sees at hem-2 ligger over hem-1 i figur 4.15.

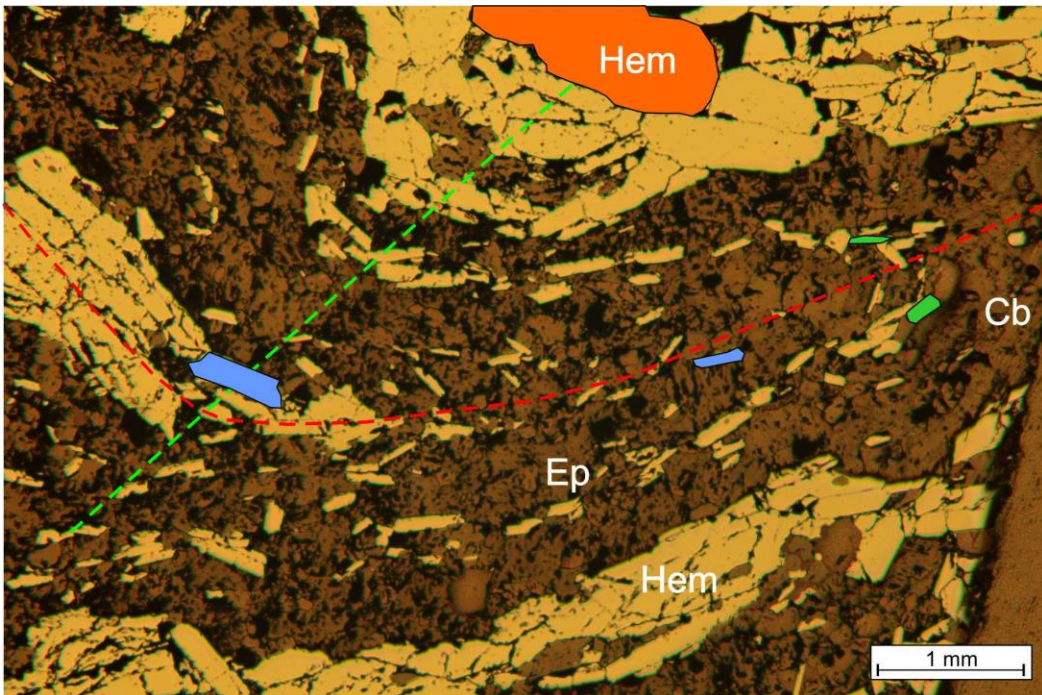


Figur 4.14. Tynnslip 130-4B i reflektert lys. Viser tre forskjellige hematittkorn og deres vinkel til foldeakse, samt korngrenseforhold seg imellom.

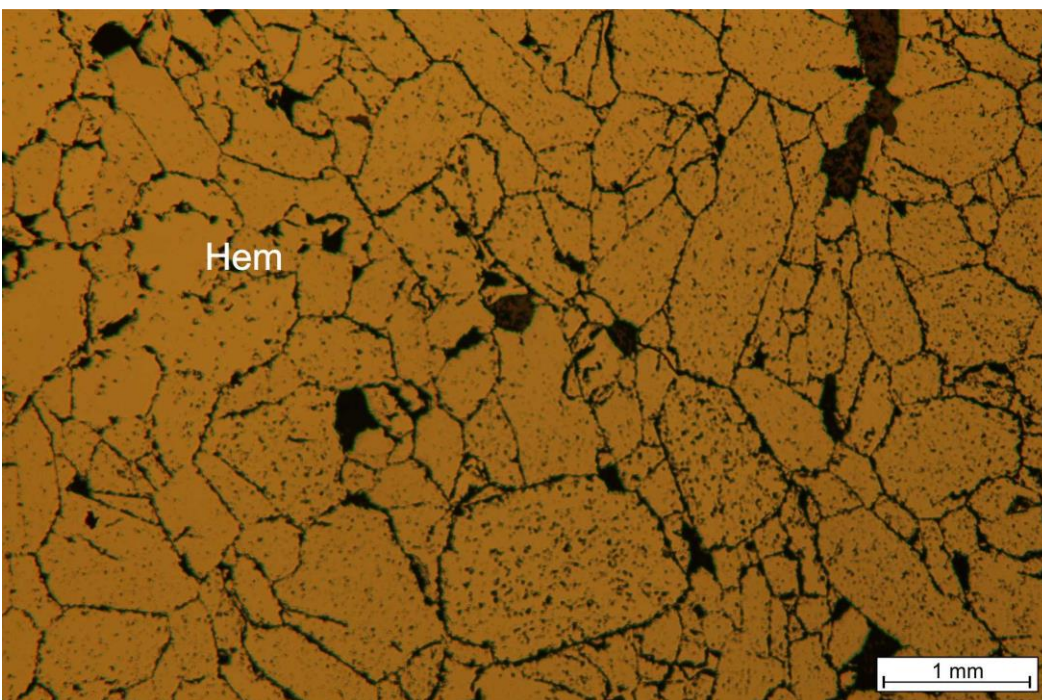


Figur 4.15. Tynnslip 130-4A i reflektert lys. Viser to hematittkorn og deres korngrenseforhold.

Det er også en fjerde type hematitt (figur 4.16). Man ser her at hematitt-4 (hem-4), som er oransje, er uten orientering til foldningen som man ser illustrert ved stiplede linjer, dette hematittkornet ligger med lengste akse på tvers av foldeaksen. Hem-4 ligner på kornene med hematitt vi har i tynnslip 137-4 som vist i figur 4.17.



Figur 4.16. fra tynnslip 133-5, viser hem-1 (grønn), hem-2 (blå) og hem-4 (oransje) i forhold til to foldefaser (stiplet rød- og stiplet grønn-linje)

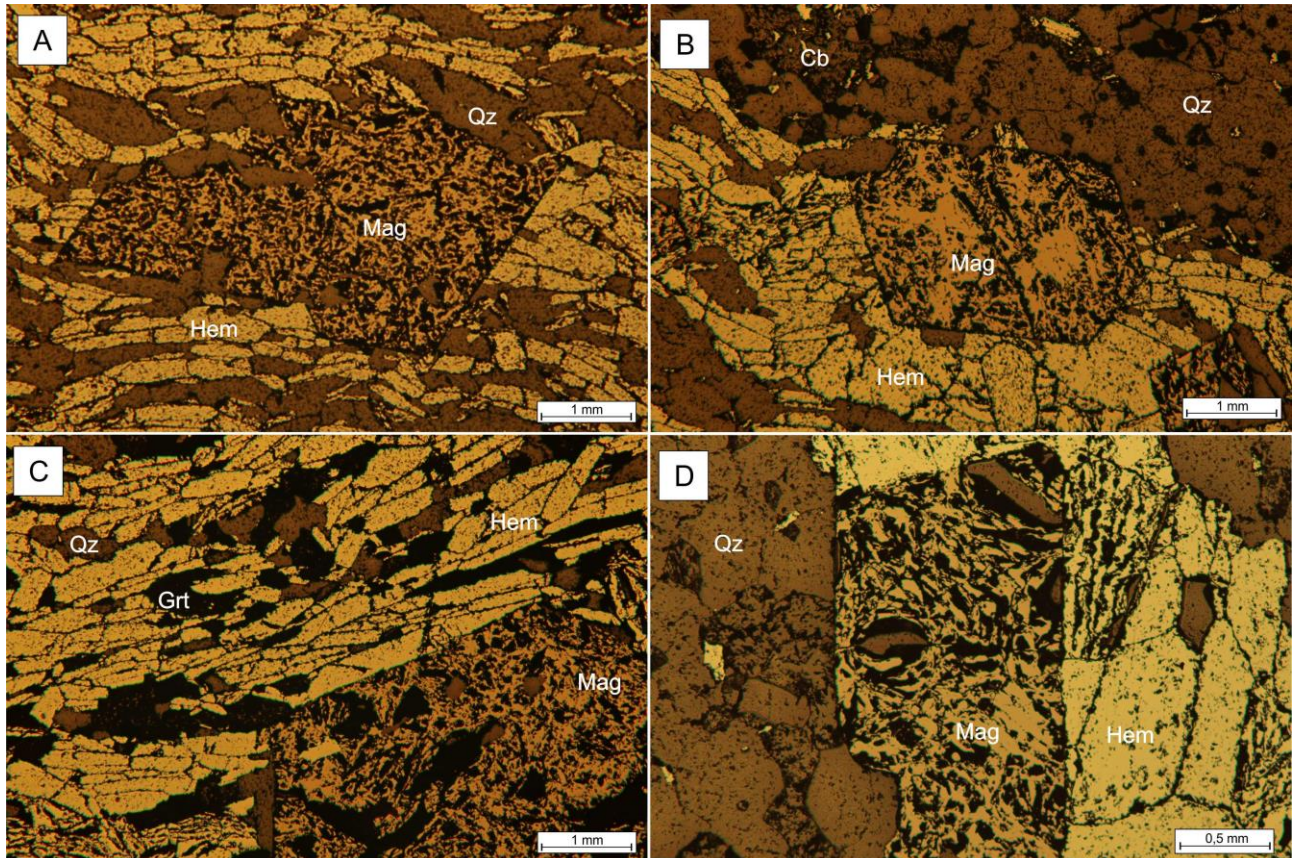


Figur 4.17. Fra tynnslip 137-4, viser en antatt hem-4.

Hematitt-magnetitt grenser

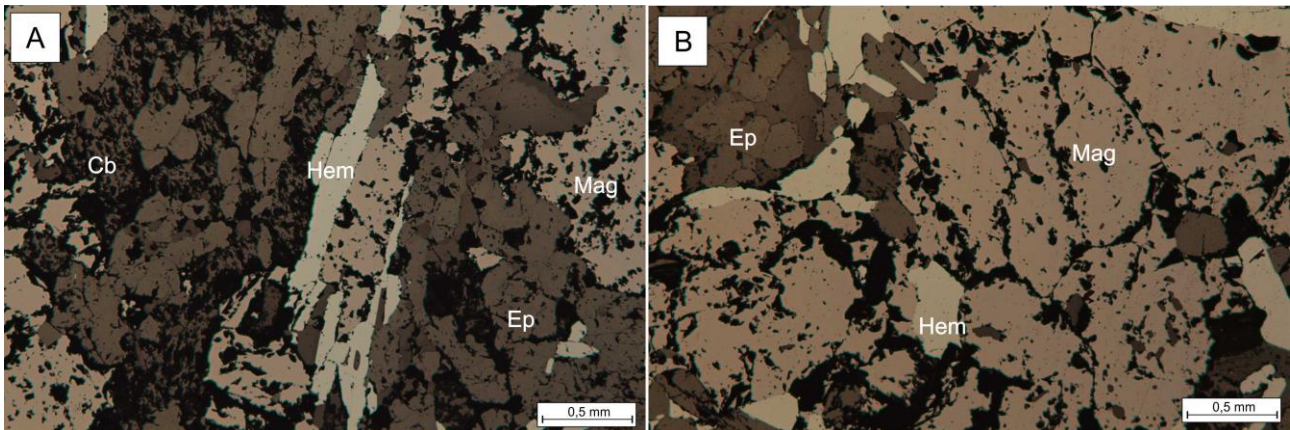
Vi finner to forskjellige korn grenser mellom hematitt og magnetitt. Den ene korn grensen er preget av store euhedrale magnetittkorn til mindre hematittkorn, hvor det ser ut som at magnetittkornet ligger over hematitten (figur 4.18). Denne typen grenser ser man gjerne i områder hvor det er lite eller få magnetittkorn.

Som vi ser i Figur 4.18A og 4.18D er det ikke alltid korn grensene er hele, men vi kan fremdeles se omrisset av en euhedral magnetittkristall. Vi ser også at magnetittkristallene i samtlige bilder krysser hematittkorn men en kraftig linje.



Figur 4.18. Samtlige figurer viser hematitt og magnetittforhold og korn grensene mellom disse. Det er tydelig at magnetitt har en euhedral kornform som krysser hematittkornene A) tynnslip 135-4 B) tynnslip 135-4 C) tynnslip 133-4 D) tynnslip 133-3

Den andre typen grenser mellom hematitt og magnetitt er ikke euhedral. Her ser det mer ut som at magnetitten «spiser» hematitten, eller beveger seg gradvis inn i hematitten, se figur 4.19. Denne typen grenser ser man gjerne i områder hvor det er mye magnetitt. Et annet eksempel på dette kan man se i figuren 4.11B i delkapitlet Magnetitt (Mag)



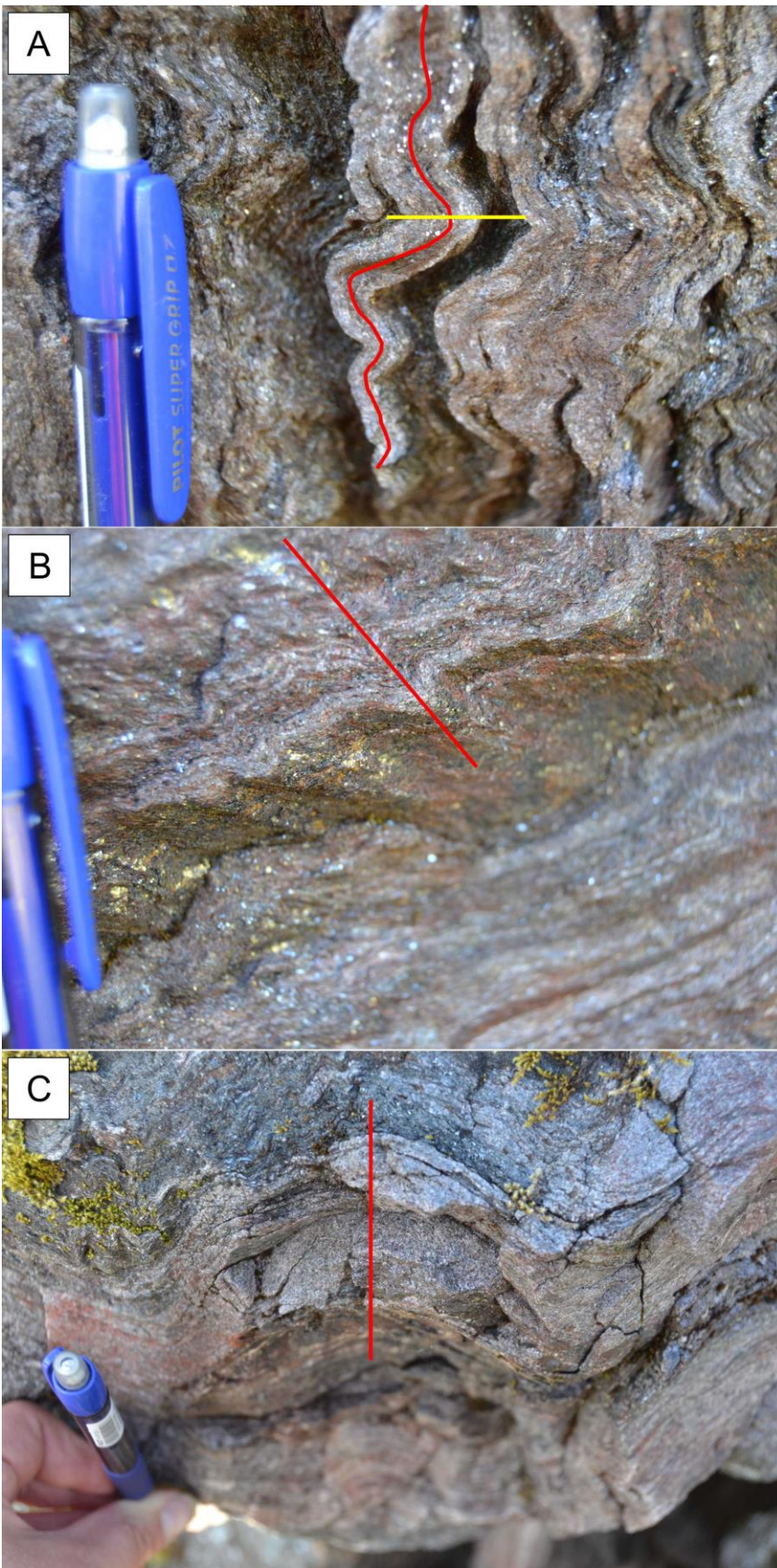
Figur 4.19. Tynnslip 131-1 i reflektert lys, viser magnetitts «spisende» korn grense mot hematitt.

Det nevnes at forholdet mellom magnetitt og hematitt er målt til 1:10 (Bowie, Kvalheim et al. 1978)

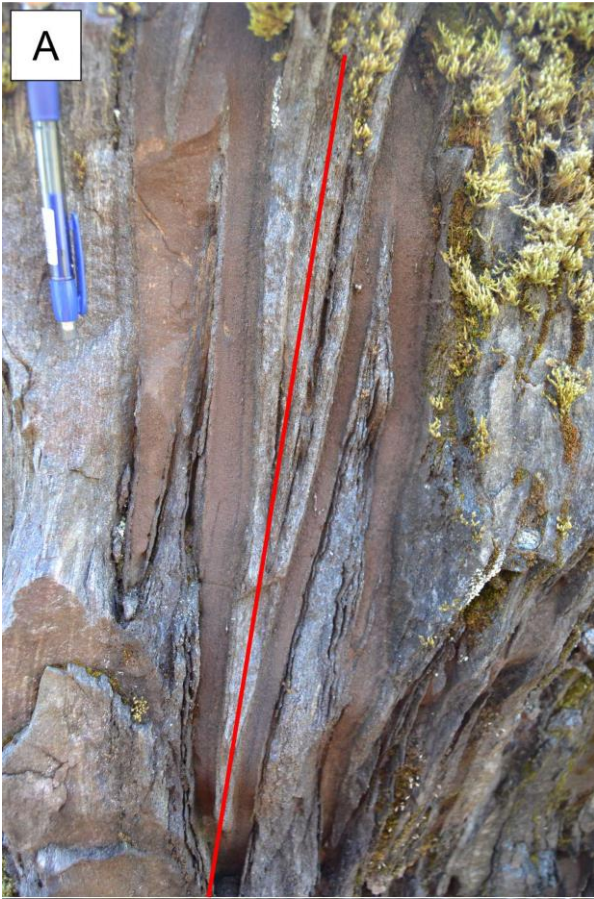
4.2 Strukturgeologi

4.2.1 Strukturer i felt

Det ble gjort noen undersøkelser i felt, hvor man fant strukturer i løsblokker. Strukturene som ble funnet i Stensundtjern er vist i figur 4.20 og 4.21. Her ser man at det i hovedsak var folder som var tilstede. Det er funnet flere forskjellige typer folder, disse er: isoklinale folder (som sett i figur 4.20A og figur 4.21A), åpne symmetriske folder (som sett i figur 4.20A – markert i gult, og 4.20C) og åpne asymmetriske folder (som sett i figur 4.20B og figur 4.21B).



Figur 4.20. A) Isoklinal fold, markert i rød, og åpen symmetrisk fold, markert i gul. B) åpen asymmetrisk fold. C) åpen symmetrisk fold.



Figur 4.21. A) isoklinal fold B) åpen asymmetrisk fold.

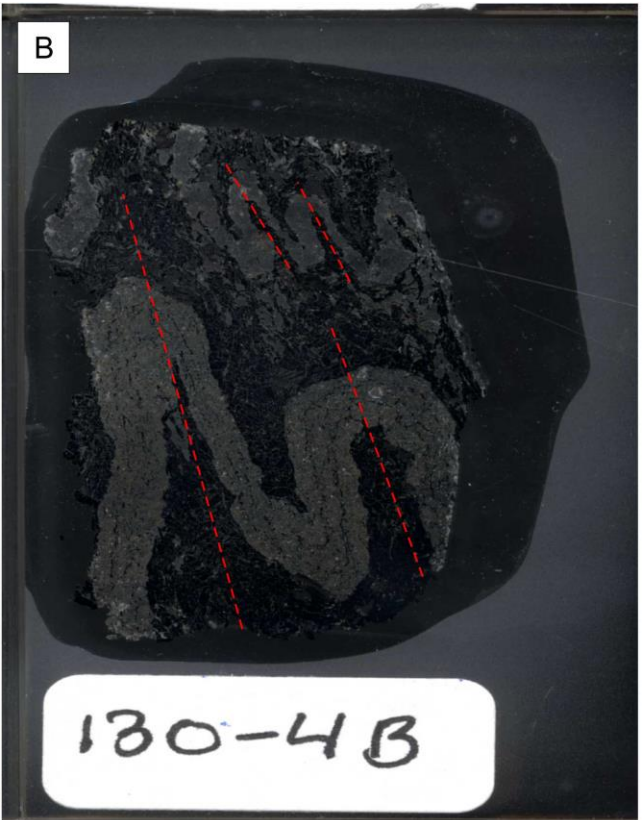
4.2.2 Strukturer i tynnslip

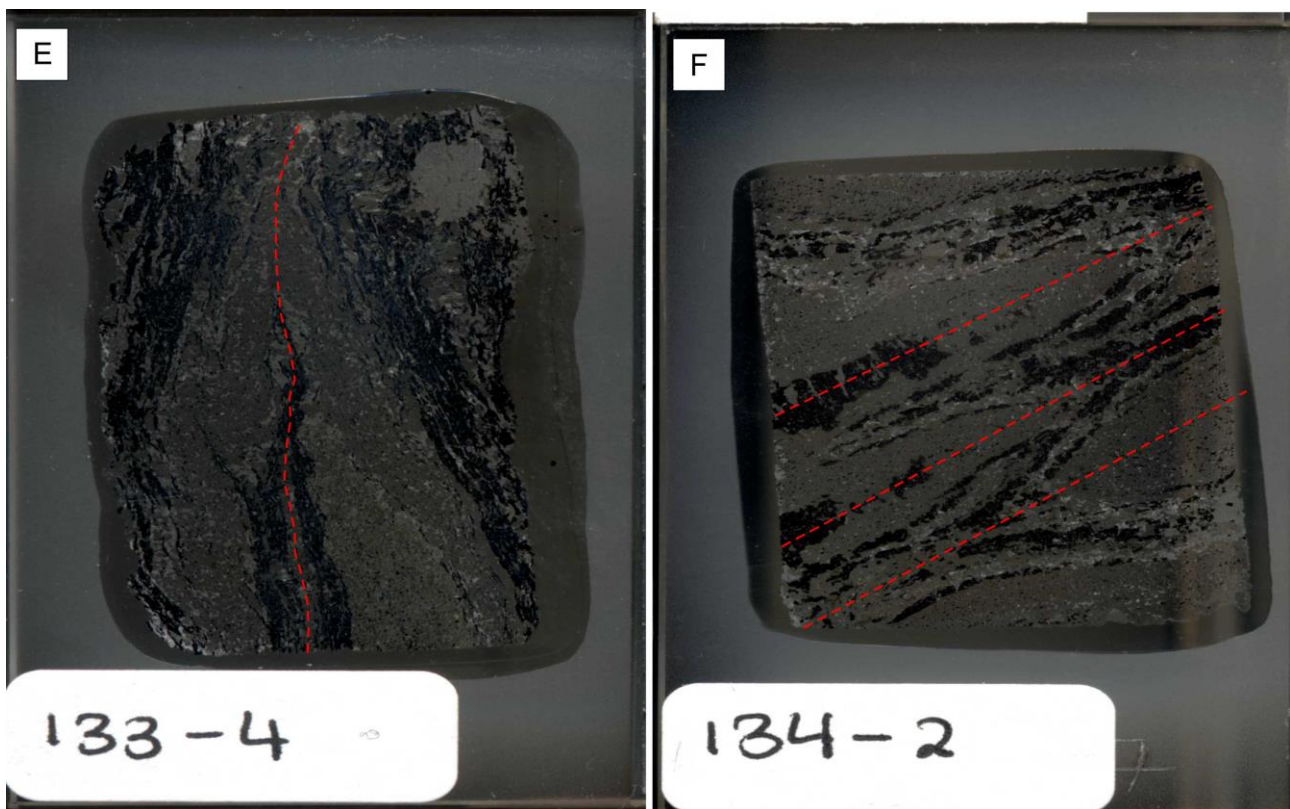
I hovedsak var det foldestrukturer som ble observert i tynnslipene fra Stensundtjern. Det ble funnet flere typer folder, der noen er åpne andre er isoklinale. Det er også funnet krenulasjonskløv.

Ved scanning av tynnslip kan en se en rekke strukturer som blir for stor-skala for mikroskopet. Ulempen her er at bildene ikke får frem de mindre strukturere og detaljene i hvert enkelt tynnslip, som man eventuelt vil kunne se ved å studere tynnslipene på lysbord.

Det blir i figur 4.22 presentert 6 bilder av scannede tynnslip. Det er her ikke tatt med skala da dette ble vanskelig ved scanning, men tynnslipenes størrelse er ca. 2x3 cm. Bildene viser en rekke strukturer, her ser en blant annet folding og refolding.

I figur 4.22 ser vi åpne folder i A, D og C. A og D viser mulig asymmetrisk struktur, mens det er en åpen symmetrisk fold, representert som grønn refolding, i bilde C. Vi finner videre isoklinale folder i B, C, E og F. hvor man også finner isoklinale parasittfolder i B og C.





Figur 4.22. Tynnslipscann. **A)** åpen, mulig asymmetrisk eller symmetrisk fold. **B)** Isoklinal fold, med isoklinale parasittfolder. **C)** Isoklinal fold, refoldet av åpen symmetrisk fold, med isoklinale parasittfolder. **D)** åpen, mulig asymmetrisk eller symmetrisk fold. **E)** Isoklinal fold. **F)** isoklinal fold.

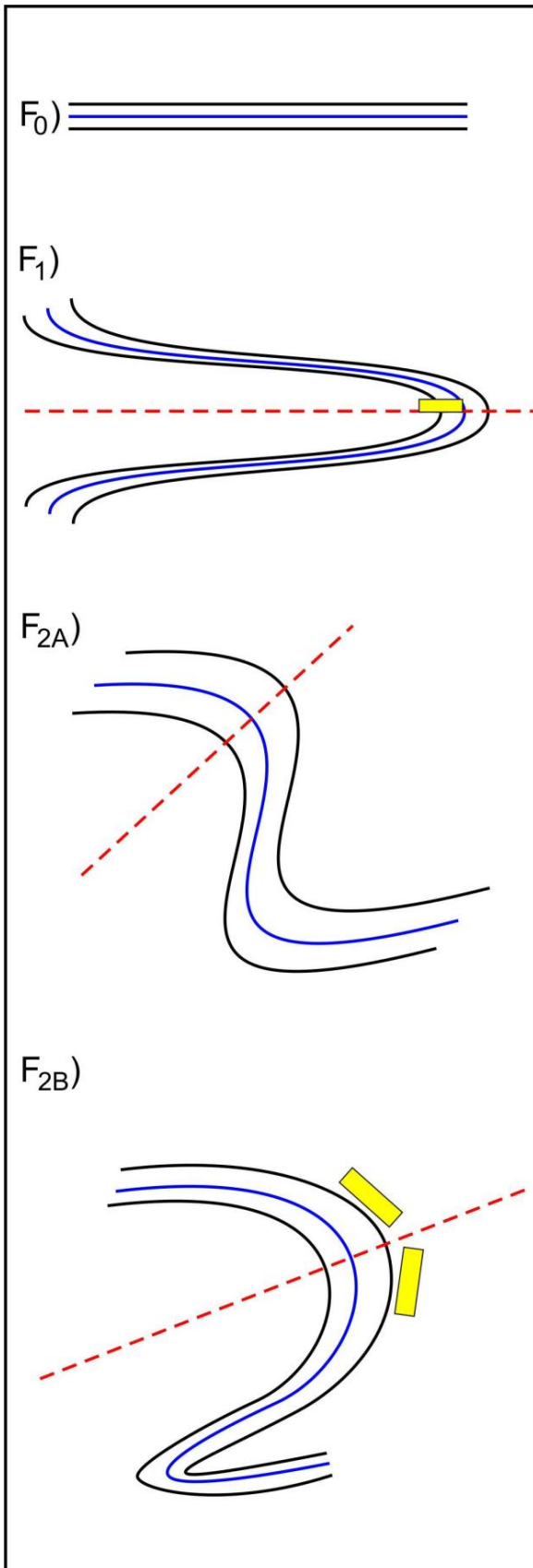
4.2.3 Strukturer i mikroskop

Ved observasjoner i tynnslip finner vi tre forskjellige folder, noen inneholder også observert kløv.

1. Isoklinale folder med akseplankløv.
2. Åpne symmetriske folder.
3. Åpne asymmetriske knekkfolder.

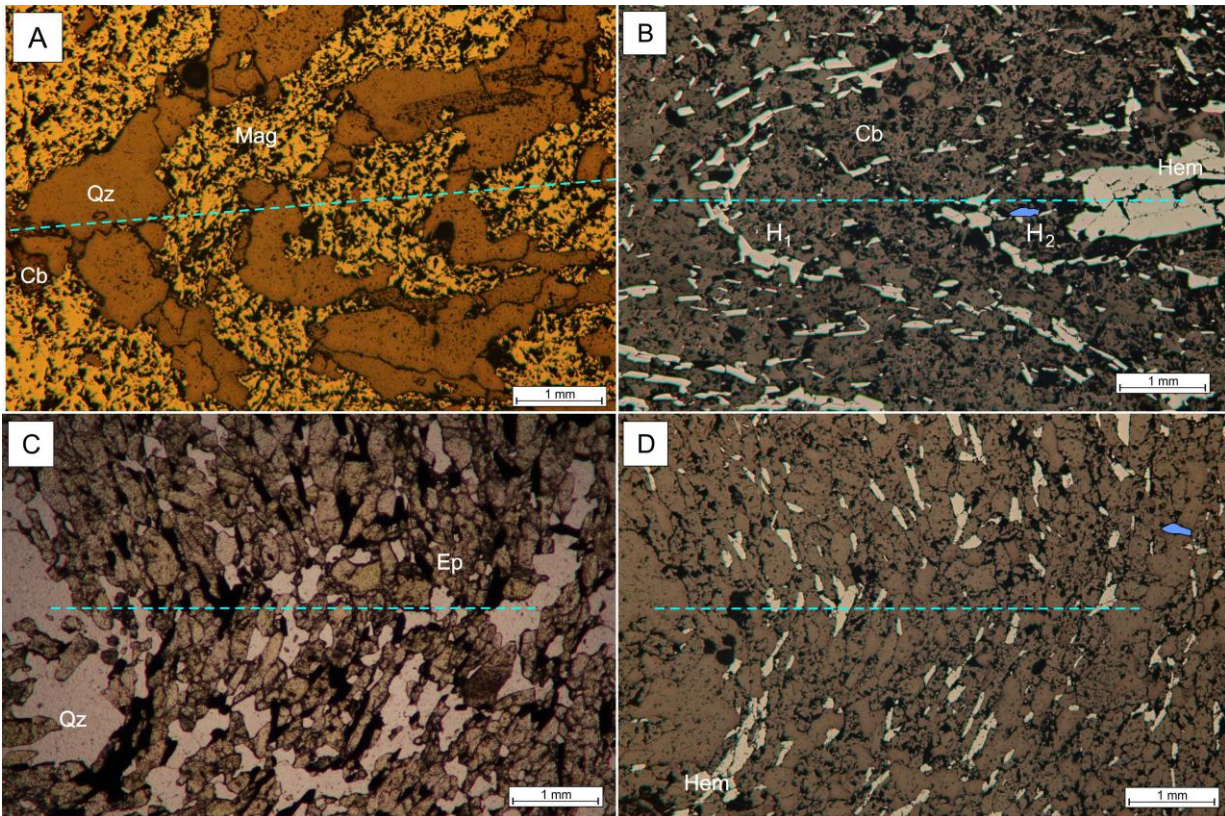
Det er mulig å koble krenulasjonskløv til de asymmetriske foldene. Det kan i noen tilfeller bevises en strukturell utvikling da vi finner refolding i noen av tynnslipene. Figurene 4.24 til 4.30, viser en rekke strukturer og gir en bedre forståelse av hvordan disse ser ut og hvordan de forekommer.

Figur 4.23 viser en skematisk oversikt over foldningen som er funnet i mikroskop. F_0 er ikke direkte observert, men kan sees som lagning i F_1 foldingen. Det gjøres klart at det har vært en F_0 da hematittkorn ligger isoklinalt foldet i F_1 og dermed er pre F_1 . F_1 er isoklinale folder, hvor det er observert akseplankløv. F_2 deles inn i A og B, da det kan se ut til at B er en viderefolding av A. Det er observert at A er åpne symmetriske folder uten kløv, mens B er åpne asymmetriske knekkfolder som også utgjør en krenulasjonskløv.

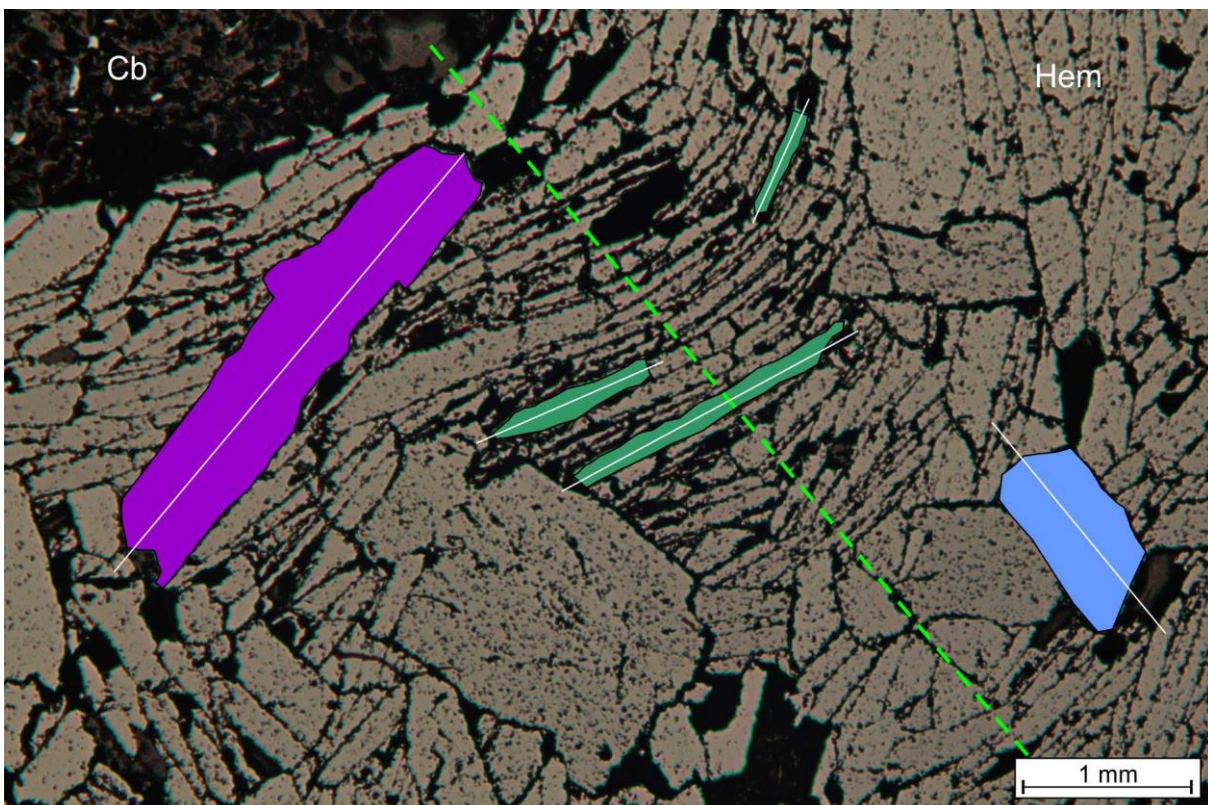


Figur 4.23. viser foldning observert i mikroskop, **F₀**) er lagning pre **F₁**, **F₁**) isoklinale folder med akseplankløv. **F_{2A}**) åpne symmetriske folder. **F_{2B}**) åpne asymmetriske knekkfolder med krenulasjonskløv.

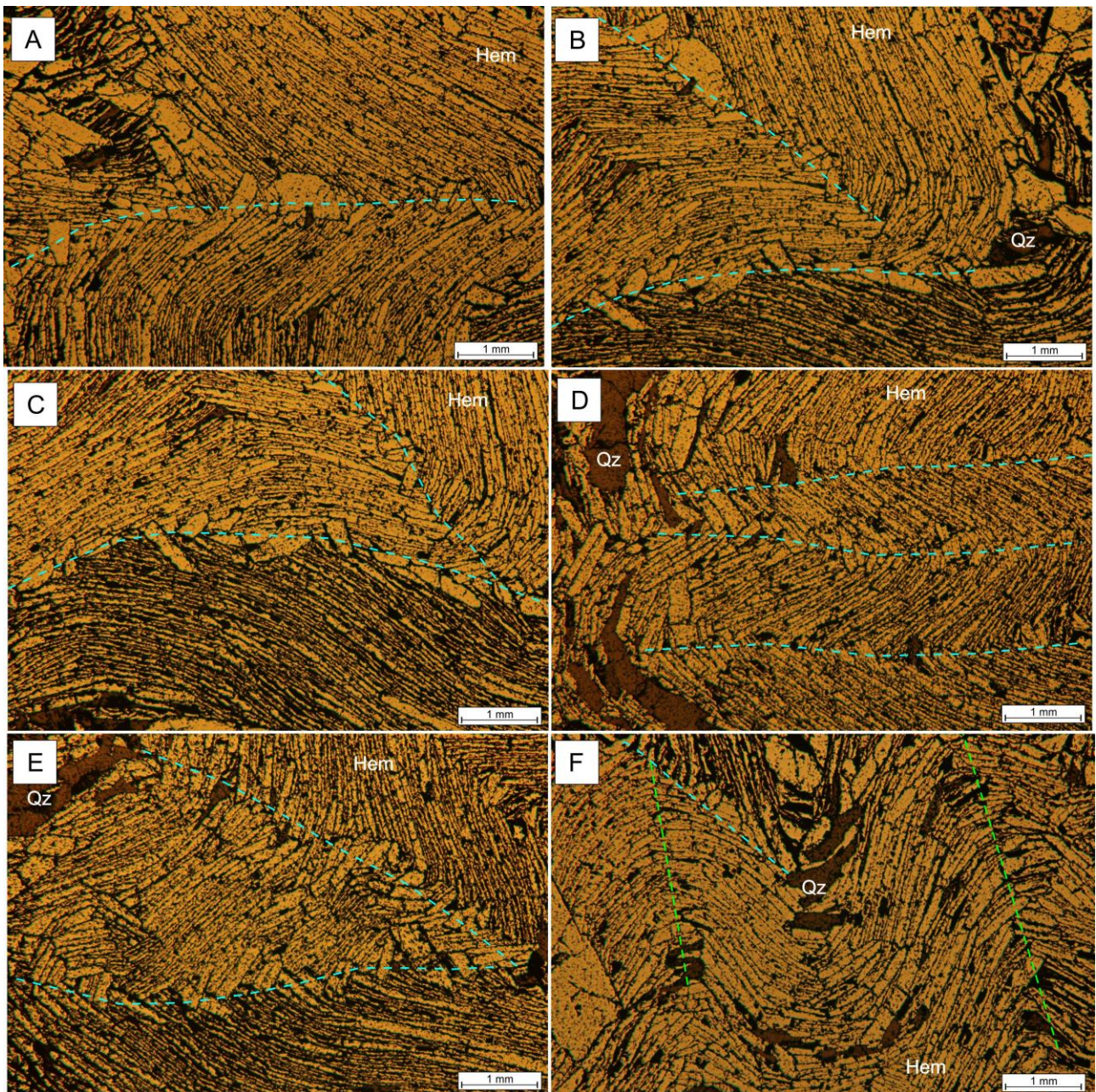
Isoklinal fold med akseplankløv



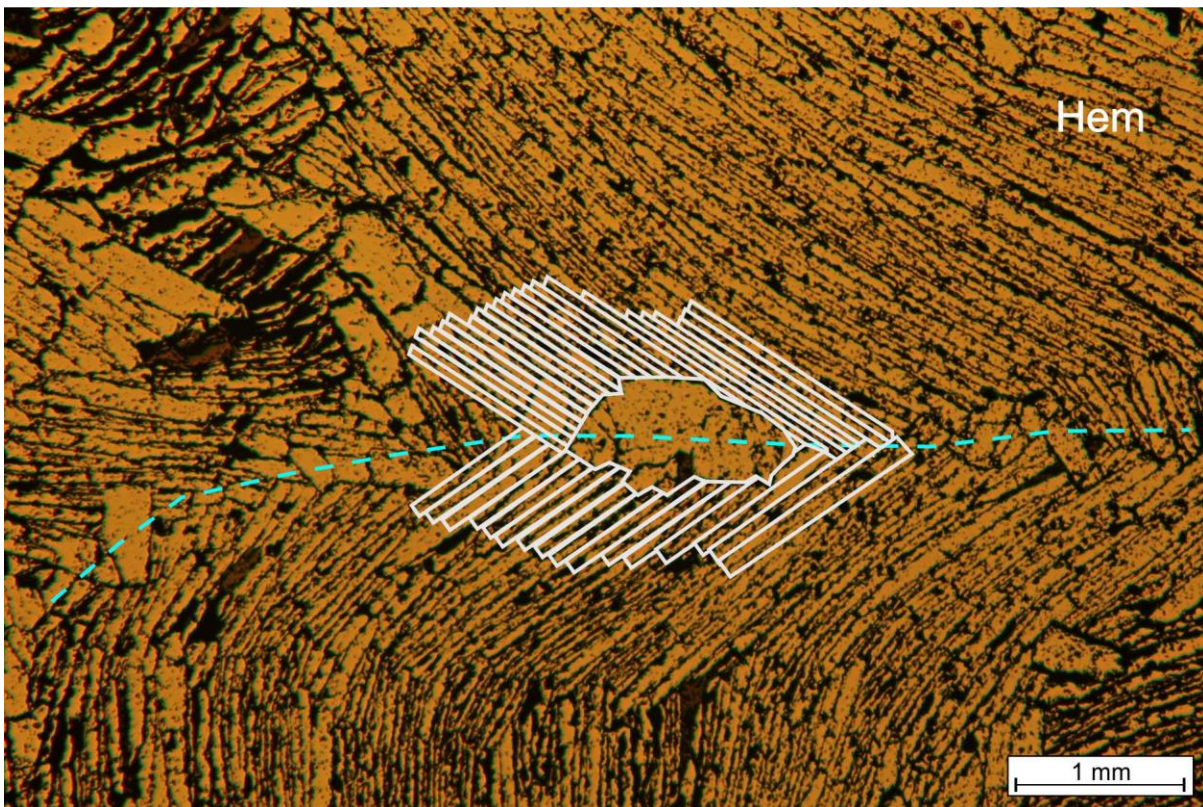
Figur 4.24. Isoklinale F_1 folder A) tynnslip 134-4 B) tynnslip 130-4B C) tynnslip 131-1 D) tynnslip 131-1



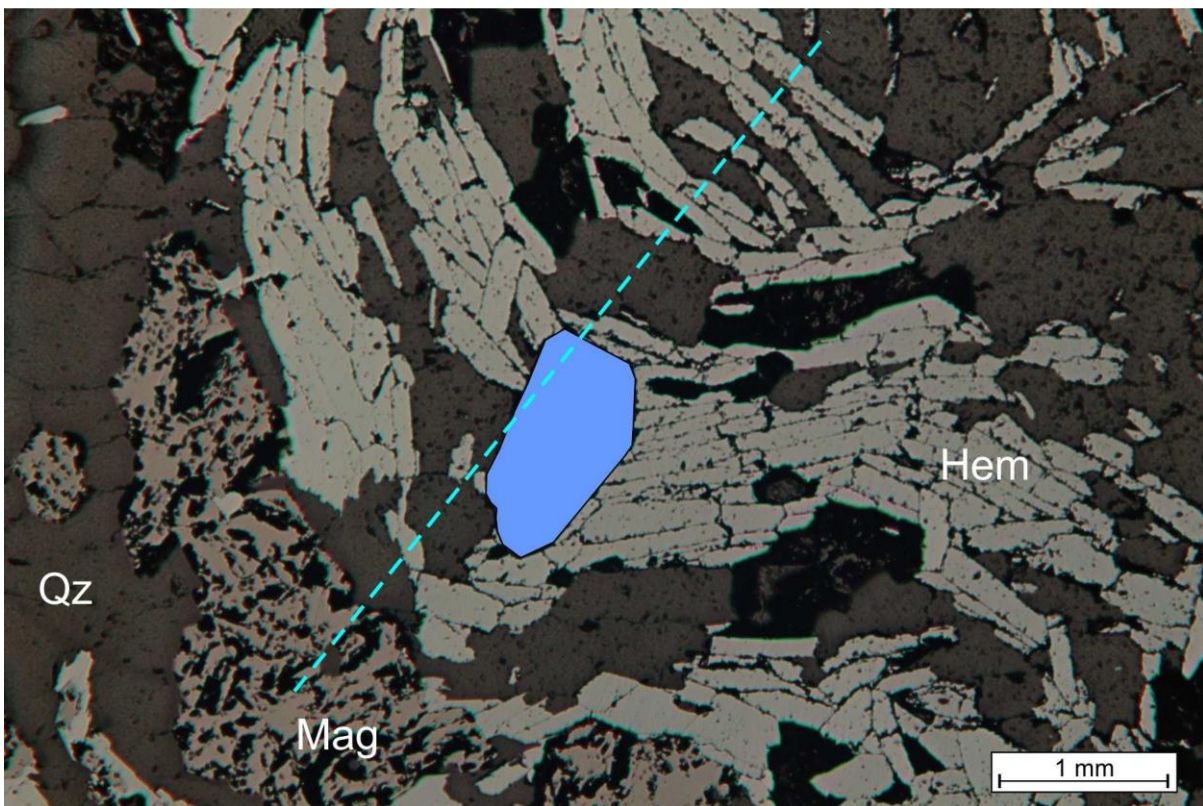
Figur 4.25. Fra tynnslip 130-4B. Isoklinal F_1 folding, med nyvekst av hematitt.



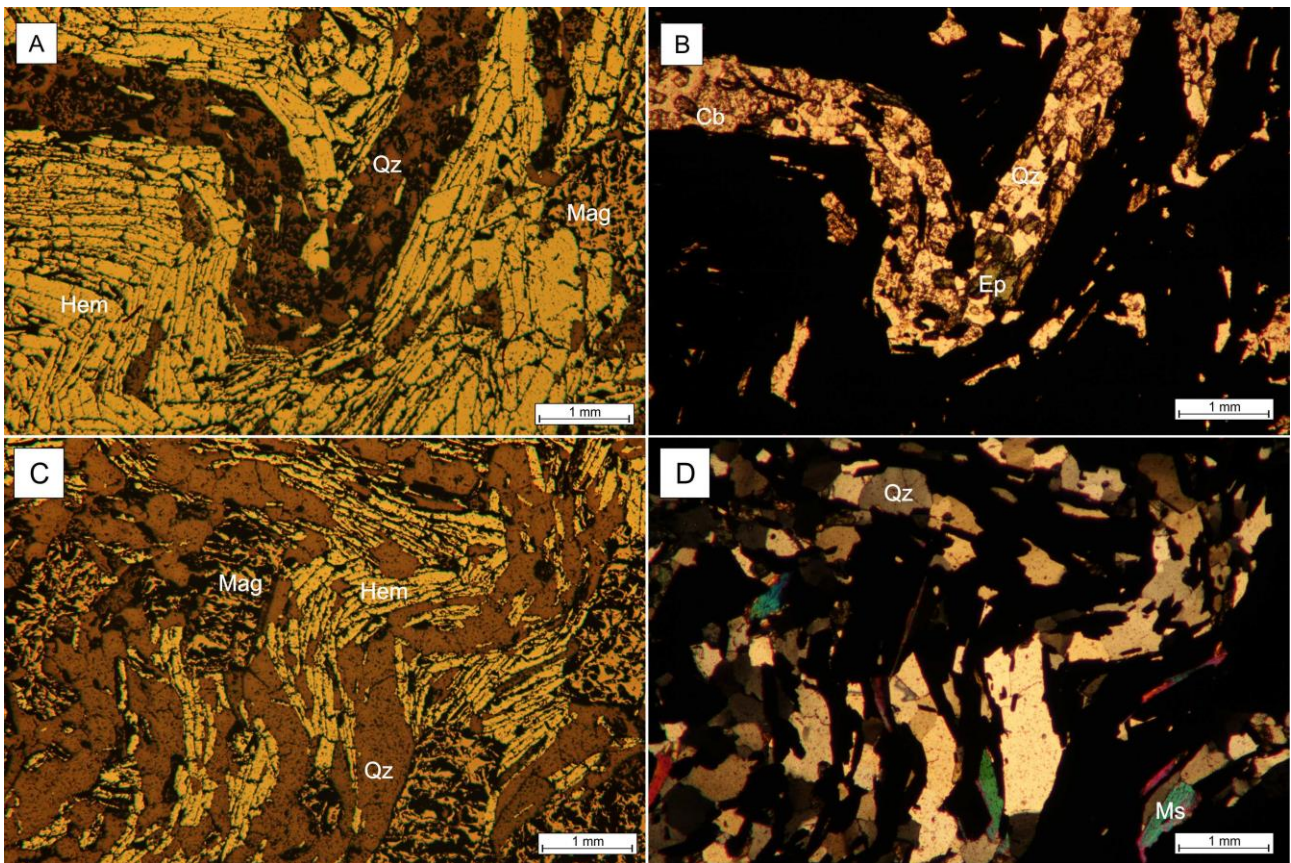
Figur 4.26. fra tynnslip 135-6. Bilde **A), B), C), D)** og **E)** viser åpne asymmetriske knekkfolder, med krenulasjonskløv
F) viser åpne symmetriske folder



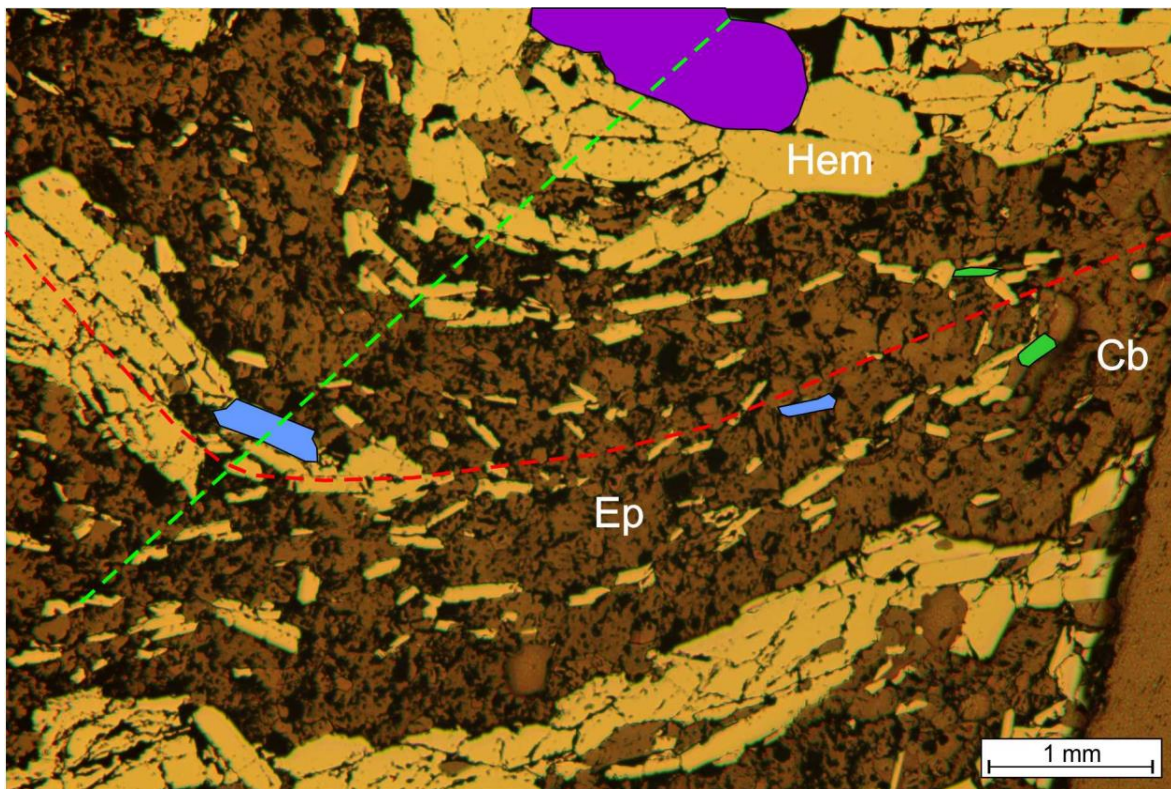
Figur 4.27. Fra tynnslip 135-6. Åpen asymmetrisk knekkfold, hvor en ser krenulasjonskløv. man kan også se en nyvekst av hematitt i «knekken» til folden.



Figur 4.28. Fra tynnslip 130-1. Viser en åpen asymmetrisk foldning F_{2B} med nyvekst av hematitt.



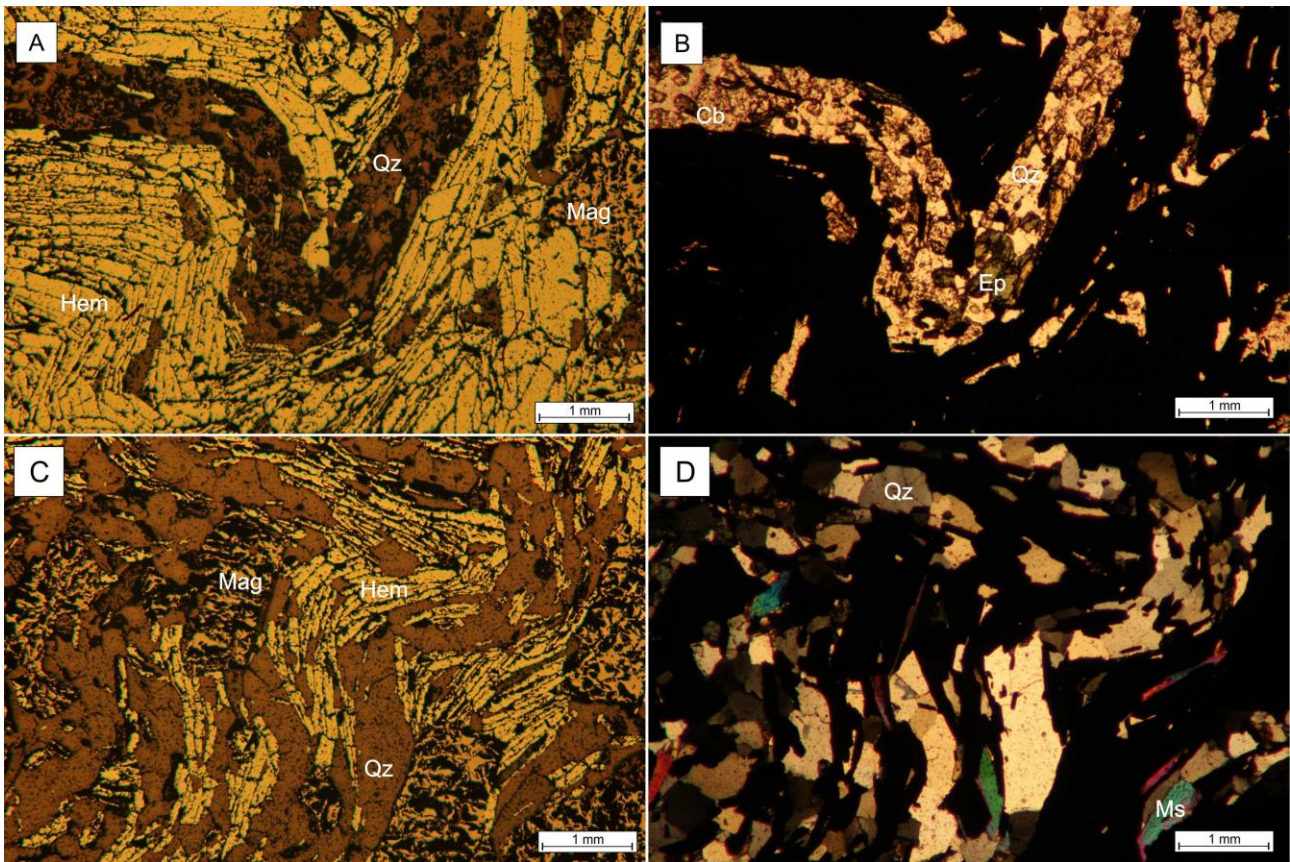
Figur 4.29. Tynnslip 136-5. Asymmetriske folder uten tegn til krenulasjonskløv



Figur 4.30. Fra tynnslip 133-5. F_0 er foldet i en F_1 fold (rød), som igjen er foldet av en åpen symmetrisk F_{2A} foldning

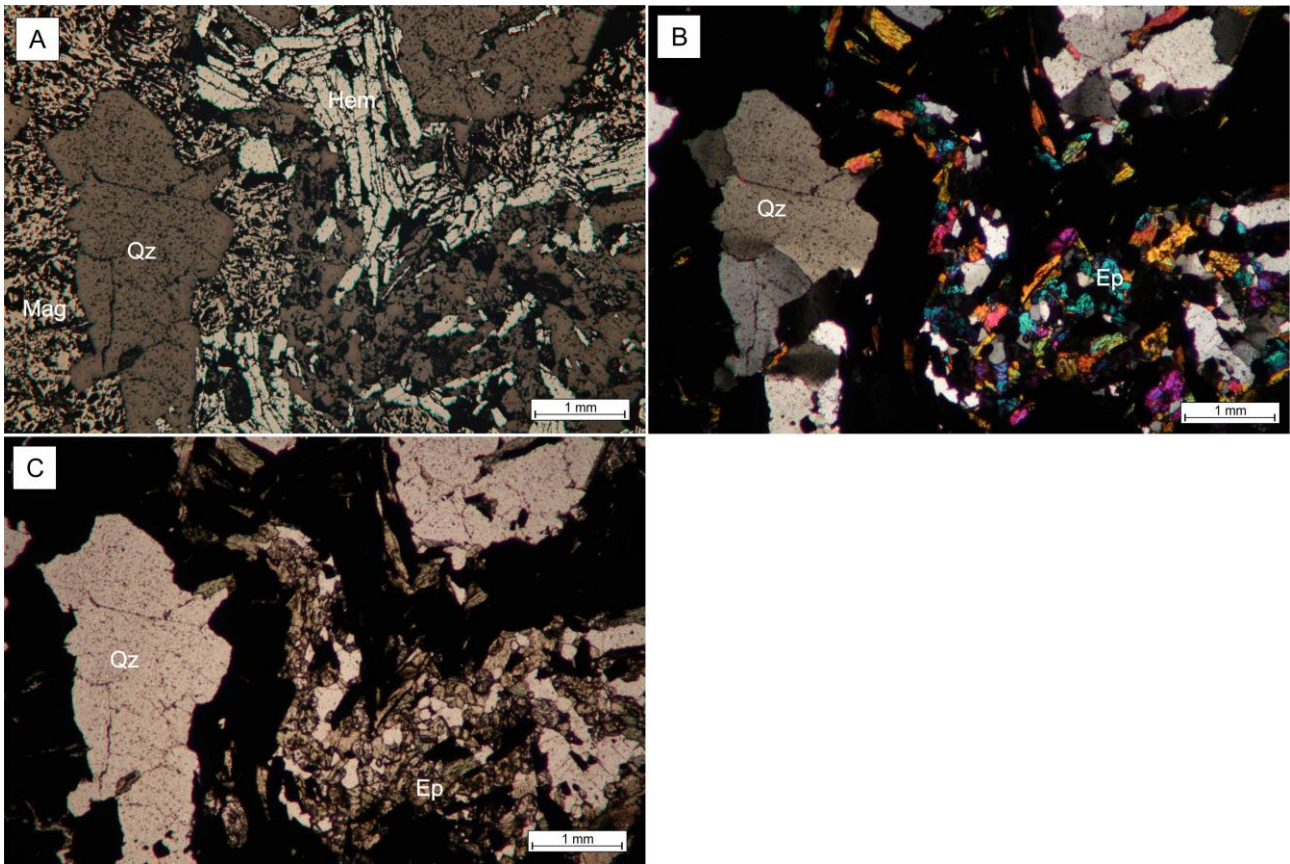
4.2.4 Strukturer og mineraler

Det ble i hovedsak observert to forskjellige sammensetninger av mineraler i foldene. Dette var jernoksider og karbonater og/ eller epidot, og jernoksider og kvarts. Dette ser vi i figur 4.31.



Figur 4.31. Tynnslip 136-5. **A)** reflektert lys, folden (F_{2B}) består av kvarts, karbonater og epidot, men hematitt orientert utenfor. **B)** planpolarisert lys. Karbonat i folden (F_{2B}). **C)** reflektert lys. Fold (F_{2B}) inneholdende hematitt og magnetitt. **D)** krysspolarisert lys. Kvarts er tydelig fremtredende og en ser glimmermineralene (muskovitt) i kanten mot jernoksidene

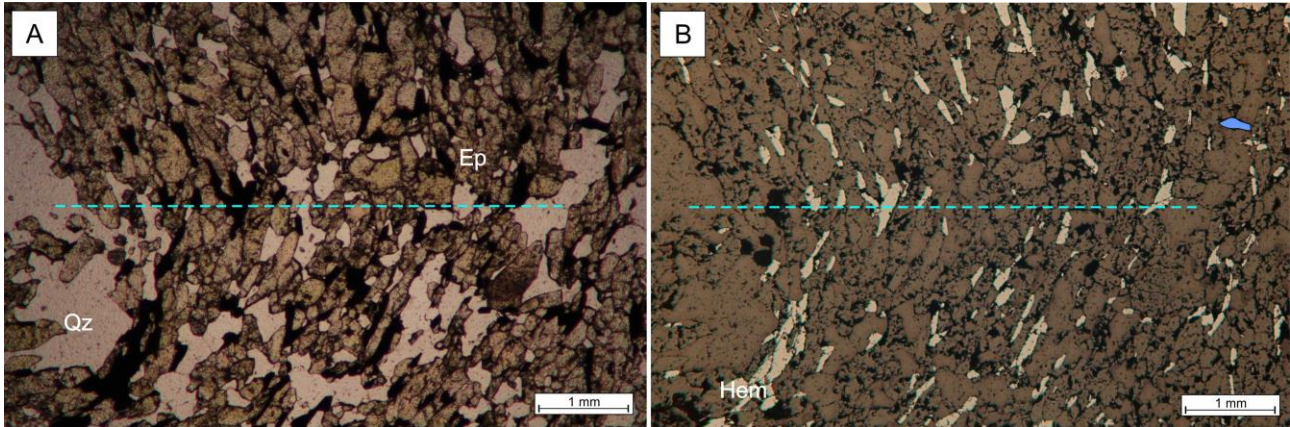
Det er også observert en blanding av disse to, der man ser en tydelig forskjell mellom mineralene utenfor de foldede jernoksidene og innenfor (figur 4.32).



Figur 4.32. Tynnslip 132-2. **A)** Reflektert lys. Jernoksider, samt kvarts, foldestrukturen kommer ikke så godt frem, men er en mulig F_1 refoldet av F_{2A} **B)** Krysspolarisert lys. Her ser vi folden (mulig F_1 refoldet av F_{2B}) mye bedre enn i **A**, en kan tydelig se innholdet av kvarts i ett lag, og epidot i ett annet. **C)** Planpolarisert lys. Igjen ser man forskjellene mellom de to lage i folden, hvor innerste del inneholder epidot, mens ytre del består av kvarts.

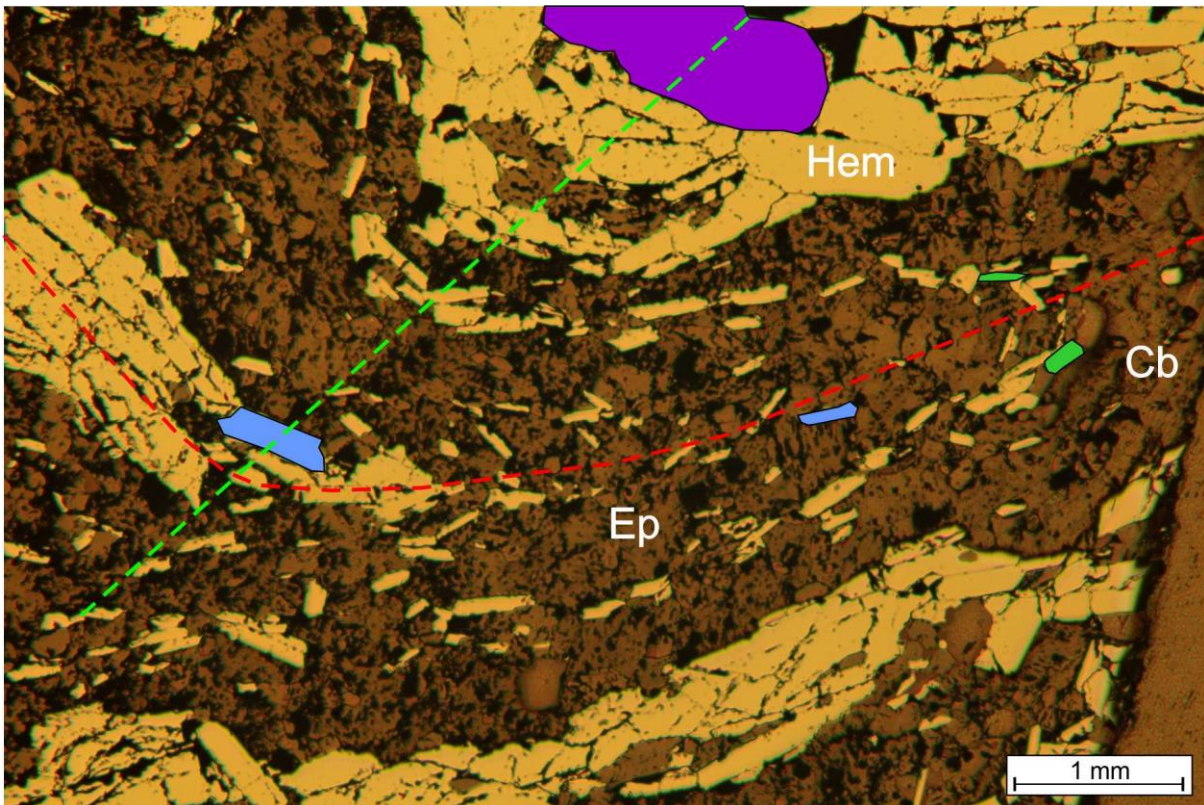
Strukturer og hematitt

Hematitt opptrer i alle typer folder. Så vel som åpne (figur 4.34, 4.32), som isoklinale (Figur 4.33) og som refoldede folder (Figur 4.34). Mengden hematitt i de forskjellige foldene er varierende, og det kan ikke observeres noen sammenheng mellom foldemønstre og mengde hematitt.



Figur 4.33. Tynnslip 131-1 **A)** Planpolarisert lys. Foldehengselen til F_1 er merket med blå-stiplet linje. Man ser innholdet av epidot er betydelig, kvarts er også en faktor. **B)** Reflektert lys. En ser de sprette hematittkornene, det er også avmerket ett korn som har lengste akse parallell med foldehengsel.

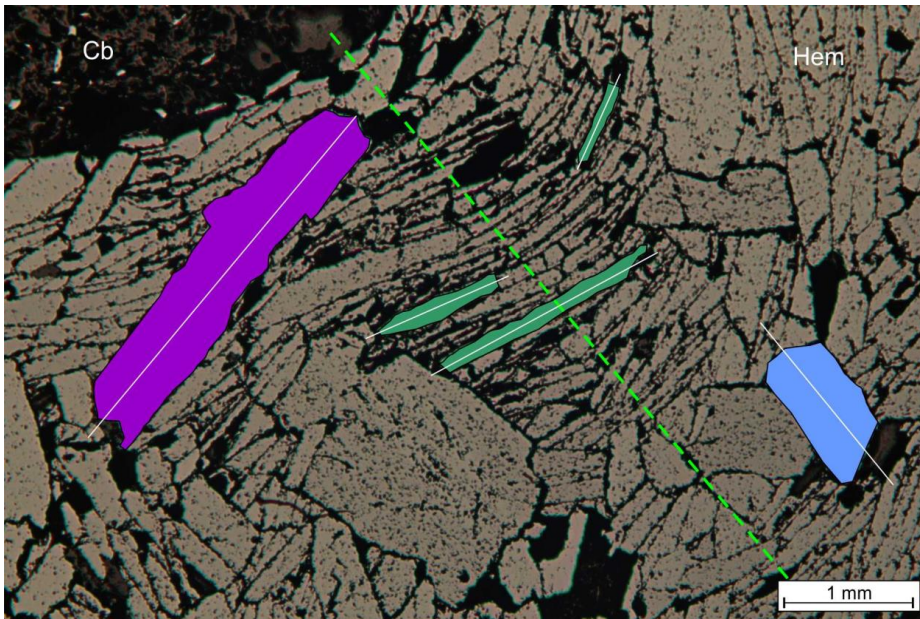
Det er også observert en refolding av foldene. Bildegrunnlaget for denne refoldingen er svært begrenset i oppgaven, da disse strukturene opptrer som storskalastrukturer, relativt til tynnslipets størrelse. Det har derfor vært vanskelig å få tatt bilder som representerer refoldingen i tynnslipene. Ett av de bedre bildene kan man i midlertid se i Figur 4.34, hvor man tydelig kan se en refolding.



Figur 4.34. Tynnslip 133-5 i reflektert lys. En tydelig refolding av en fold. En kan se en eldre fold (foldehengsel er rød-stiplet linje) (F_1) som har foldet hem-1 (grønne), og som har hem-2 som følger foldeaksen (blå). Refolding, eller folding F_{2B} , er merket med grønn-stiplet linje. Folding F_{2B} har hem-4 på tvers av foldeaksen.

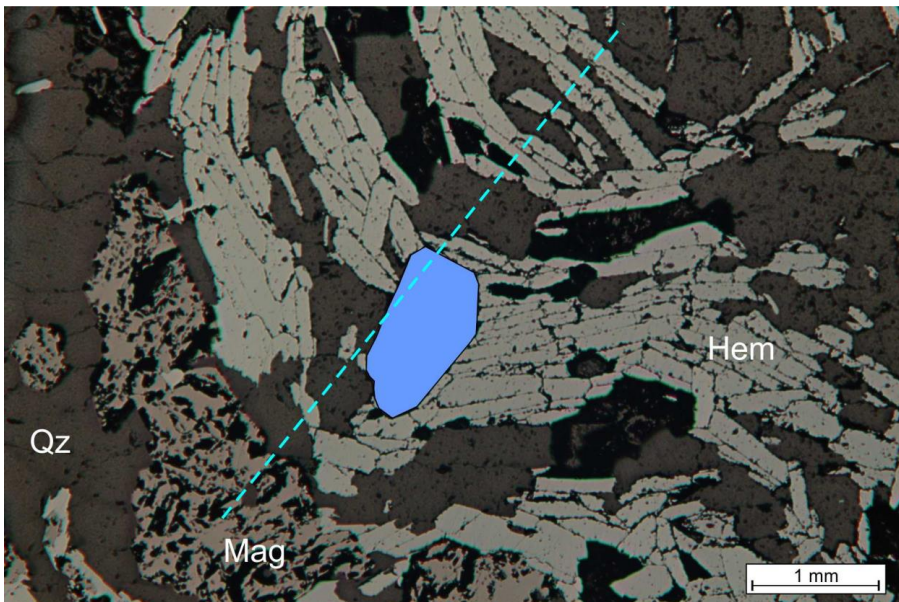
Figur 4.35 viser flere typer hematittkorn. Det er identifisert et minimum på fire forskjellige generasjoner hematitt. Figur 4.34 viser en helt tydelig inndeling av hematitten, i tre. Den ene type hematitt (hem-1) følger foldning F_1 (rød), en annen type (hem-2) følger foldeaksen til fold F_{2B} (rød), mens en tredje type hematitt (hem-4) ligger på tvers av foldeakse F_{2B} (grønn). Hem-3 kan sees i figur 4.35.

Denne typen observasjoner er også gjort i andre tynnslip, slik som i figur 4.35. I denne figuren ser man i midlertid de tre yngste generasjonene hematitt i forhold til en og samme foldeakse. Vi ser igjen at lengste akse for hematittkornene har tre forskjellige vinkler til foldeaksen.



Figur 4.35. Tynnslip 130-4B, reflektert lys Her ser en 3 forskjellige lengdeakser og former på hematittkornene. Hematitt 1 (Grønn) er små, avlange og formet ved foldning. Hem-2 (blå) har lengdeakse parallelt med foldeaksen F_1 , er større enn hem-1 og ofte med kvadratisk form. Hem-3 (lilla) er større enn hematitt 1 og 2, den også har kvadratisk form, men ligger nester på tvers av foldehengselen.

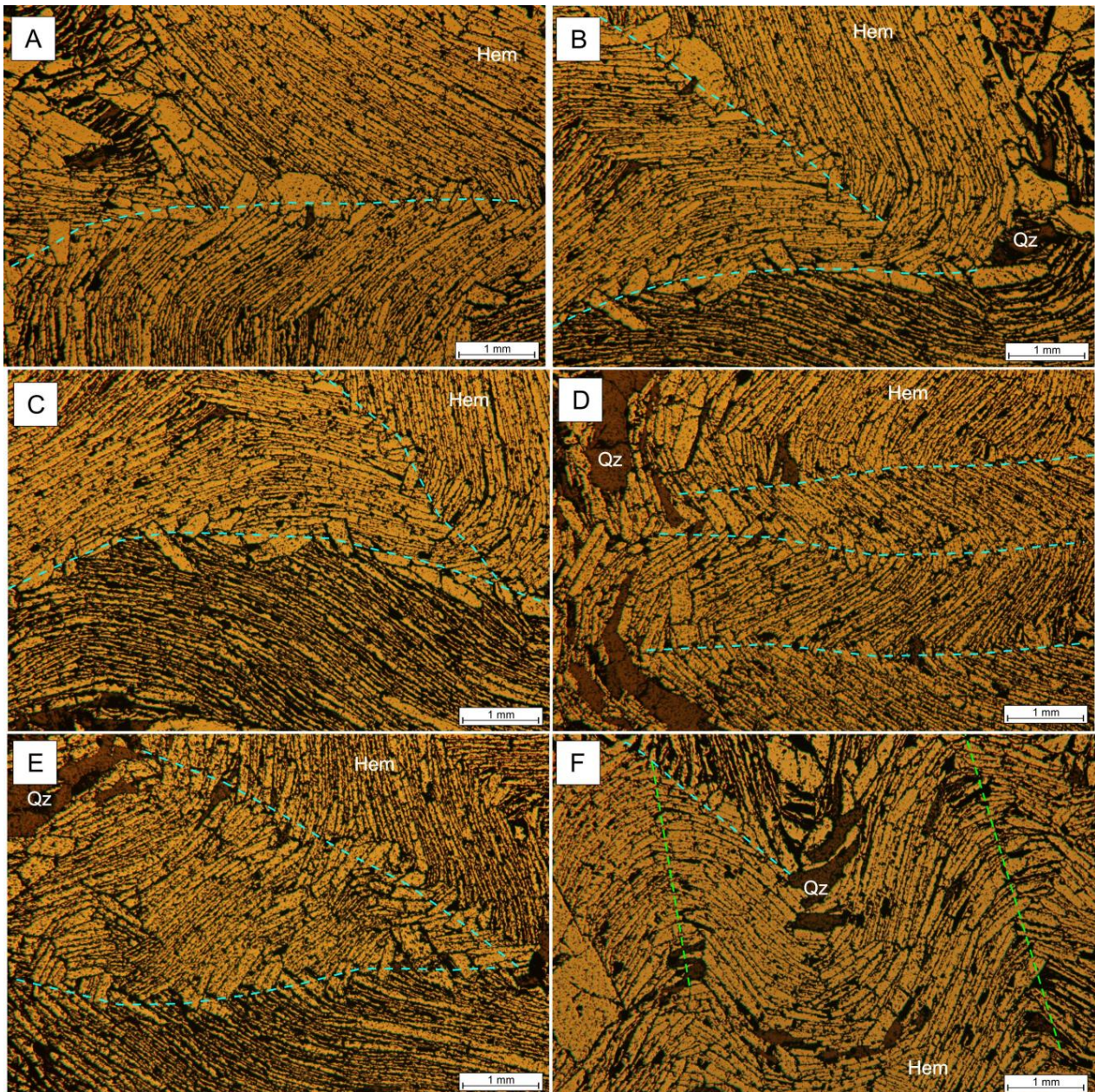
Figur 4.36 viser to forskjellige hematittkorn. Det ene (hem-3) ligger langs foldeaksen, mens den andre (hem-2) er foldet rundt foldeaksen til F_{2B} .



Figur 4.36. Tynnslip 130-1, reflektert lys. Her ser en to forskjellige hematittkorn, Hem-2 (foldet) og hem-3 (lengste akse parallelt med foldeakse til F_{2B}).

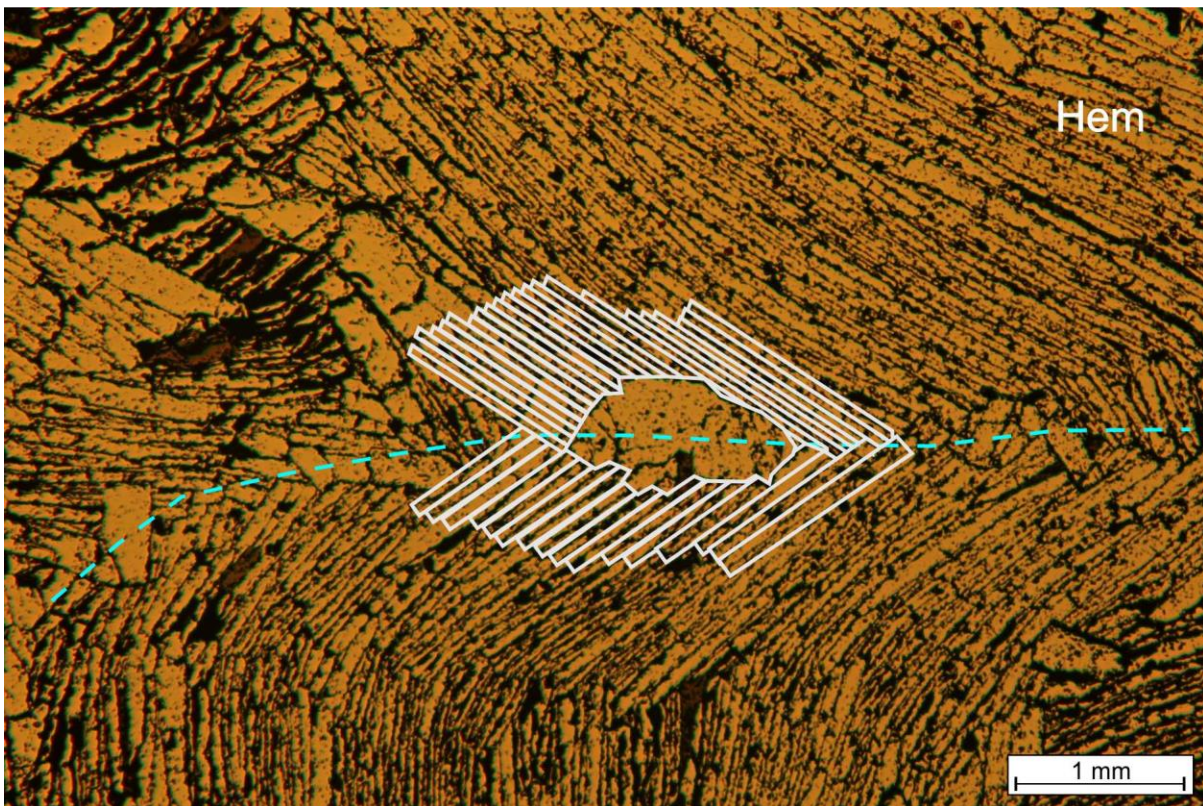
Strukturer som ligner sone-krenulasjonskløv er kun observert i områder med mye hematitt. Figurene 4.37 A til 4.37 F viser disse observasjonene.

Figur 4.37 viser tynnslip 135-6 hvor det er funnet strukturer som ligner på krenulasjonskløv. Det er i dette tynnslipet observert struktur som er knekkfold F_{2B} . Den store forskjellen fra symmetriske F_{2A} folder er at disse strukturene ikke folder hematittkornene, men heller stiller dem opp mot hverandre. Kornene blir da seende ut som en «knekk». I denne «knekken» mellom de to motstående hematittkornene er det ofte blitt observert større hematittkorn, disse har enten samme orientering som lengderetningen til «knekken», eller som ett av de motstående hematittkornene.



Figur 4.37. Tynnslip 135-6, reflektert lys. Lyseblå linjer representerer knekkfolding F_{2B} , grønne linjer representerer foldehensler til F_{2A} . **A)** En ser hvor «knekken» befinner seg og at det er større korn i dette området. **B)** To «knekk» hvor det er større korn. **C)** gjelder det samme som for b. **D)** Tre «knekk» hvor større korn er fraværende, og det er noe komplisert å skille mellom fold og «knekk» **E)** To «knekk» med større korn i «knekk»-området **F)** her ser vi en «knekk» oppe i venstre hjørne, samt to foldehensler.

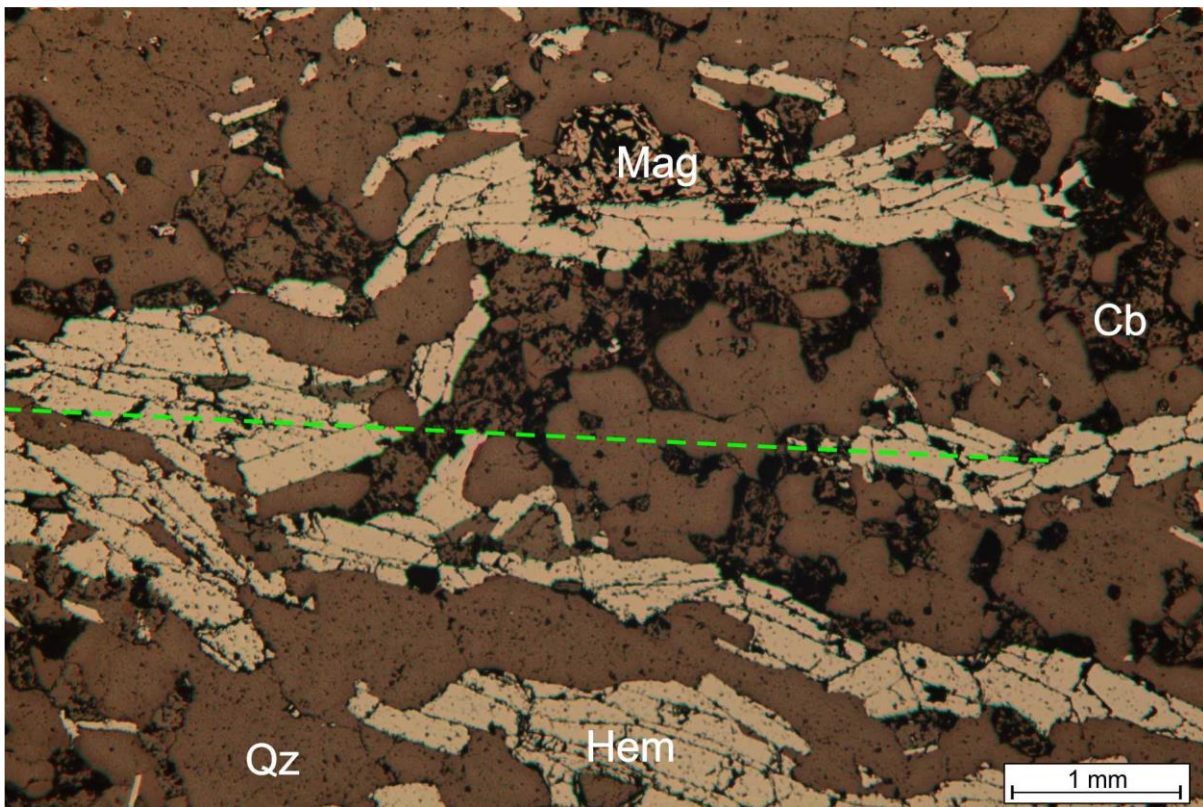
I figur 4.38 kan en se en skjematisk fremstilling av disse strukturene. Det er her fremstilt ett tilfelle hvor det er to motstående retninger på hematittkornene og ett hematittkorn som ligger langs lengderetningen til «knekken».



Figur 4.38. Skjematisk figur som er laget på bakgrunn av tynnslip 135-6, figuren er kun ment som illustrasjon på hvordan hematittkornene står i forhold til hverandre. Det er en tydelig stilling mellom små stenglette korn, vinkelen mellom disse kornene er opp mot 70° , men kan også forekomme i mindre vinkler.

Strukturer og magnetitt

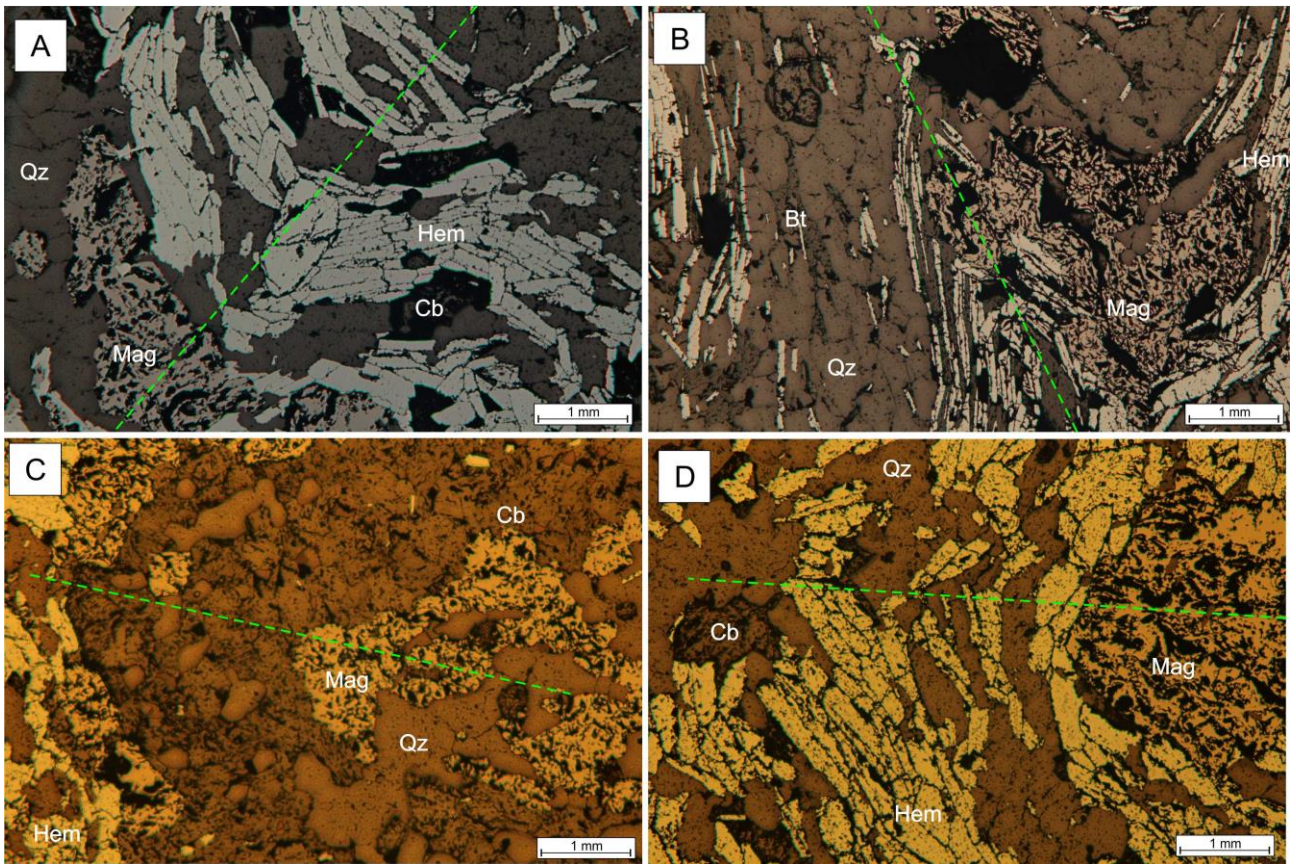
Når det gjelder magnetitt-mengden i forhold til strukturer blir det observert tre forskjellige forekomster. Det er observert områder med lite magnetitt, her kan man ikke si noe spesielt angående magnetittens plassering innad i foldene. I observasjon to er det middels/ mer jevn fordeling mellom magnetitt og hematitt i foldene, her er magnetitten mer tilstede i hengsel-sonen og i flankene av foldene. I den siste observasjonen finne man magnetitten i store mengder, det er i disse observasjonene folder som kun inneholder magnetitt.



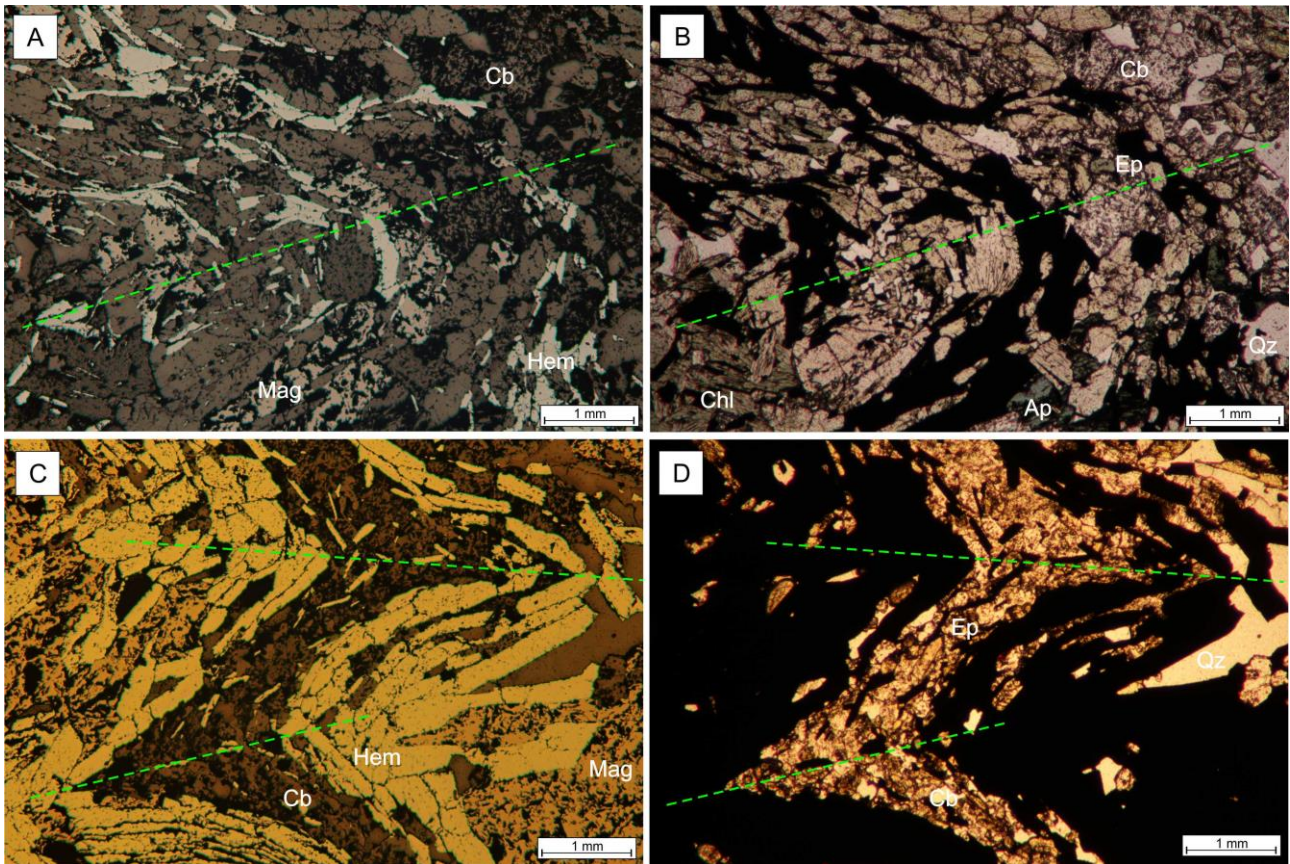
Figur 4.39. Tynnslip 132-1, reflektert lys. En ser her en foldehengsel til F_1 , bestående av hovedsakelig hematitt, men med ett magnetittkorn i øvre flanke.

Det er ikke mange bilder av folder hvor magnetitt forekommer i små mengder, dette begrunnes igjen med mikroskopets manglende evne til å ta bilder i storskala. De bildene man da har er som figur 4.39, her ser man ett magnetittkorn som ligger i øvre flanke av folden. Skillet mellom lite og middels mengde magnetitt er ofte flytende, da det i ett magnetittkorn kan være betydelig større enn ett hematittkorn, og da områder kan skifte raskt mellom middels, lite eller ingen magnetitt.

I områder med middels mengde magnetitt kan en se en trend hvor magnetitten enten ligger i foldehengsler eller i foldeflankene. I Figur 4.40 ser vi fire eksempler på magnetitts plassering i en folder med kvarts og karbonater, mens man i figur 4.41 kan se to eksempler på magnetitts plassering i folder med epidot og karbonater.



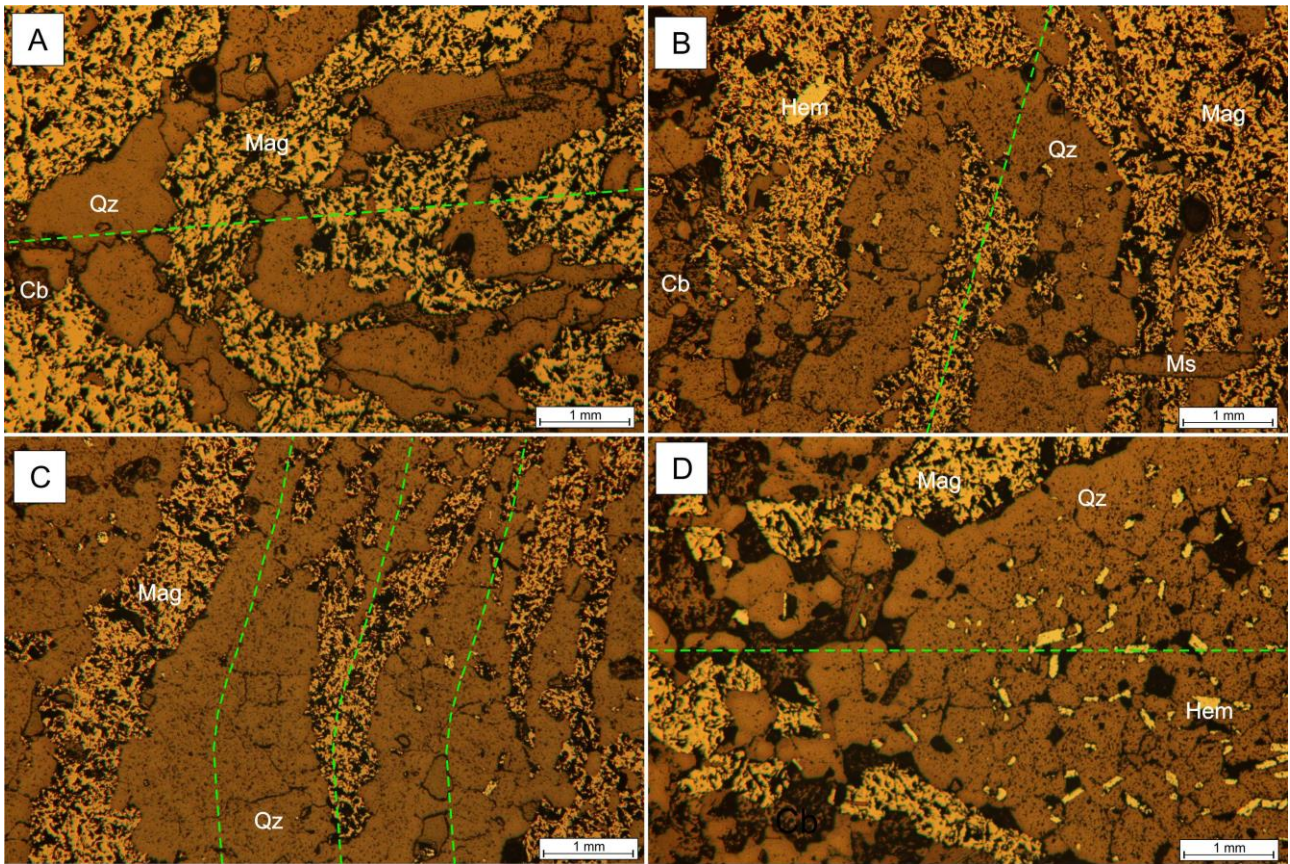
Figur 4.40. Alle bildene i reflektert lys. Viser magnetitts foldeforhold til mineralene kvarts og karbonat. **A)** Tynnslip 130-1, magnetitt i hengselsone til F_{2B} **B)** Tynnslip 132-2, magnetitt i flanke og hengselsone til F_1 **C)** Tynnslip 133-7, magnetitt i indre hengselsone og ytre flanker til F_{2A} **D)** Tynnslip 133-5, magnetitt i indre hengselsone til F_{2B} .



Figur 4.41. Bildene viser magnetitts foldeforhold til mineralet epidot. **A)** Tynnslip 131-1, magnetitt i hengsel og flanke-sone til F_{2B} , merk at magnetitten ikke er sammenhengende. Reflektert lys. **B)** Tynnslip 131-1 her ser man mengden epidot som er i denne folden F_{2B} . Planpolarisert lys. **C)** Tynnslip 133-5, reflektert lys. Her ser en to foldehengsler men magnetitt hovedsakelig i hengselsonen i F_{2B} . **D)** Tynnslip 133-5, planpolarisert lys. Her ser man igjen mengden epidot, det er også karbonater i folden F_{2B} .

Det er vært å legge merke til magnetitten ikke ser ut til å orientere seg etter en fold, men heller legger seg hvor man ser hematittmengden er stor.

I noen tynnslip og områder forekommer det mye magnetitt. I disse områdene forekommer det nesten utelukkende massiv magnetitt. Det forekommer områder hvor det er synlig noen hematittkorn, men disse områdene er ikke mange. I disse magnetittområdene har magnetitten ett mer massivt uttrykk enn hva den har i områder med lite til middels mengde magnetitt. Eksempler på denne store mengden magnetitt, og forekomsten av noen hematittkorn, kan en se i figur 4.42 A-D. I figur 4.42D kan en se at ett lag av folden er massiv magnetitt, så ligger ett lag hvor det forekommer hematitt men i små, spredte, mengder.



Figur 4.42. Alle bildene er tatt i reflektert lys. **A)** Tynnslip 134-4, store mengder magnetitt som utgjør hele jernoksidlaget i folden F_1 **B)** Tynnslip 133-7, foldehengsel til F_1 hvor mye av jernoksidene er magnetitt, vi ser ett hematittkorn i venstre hjørne. **C)** Tynnslip 133-7, tre foldehengsler F_1 hvor elementene er kvarts og magnetitt, også her er magnetitten alt-oppfyllende i lagene med jernoksider. **D)** Tynnslip 134-2, her ser vi ett lag magnetitt, mens det inne i folden F_1 er hematittkorn som er foldet.

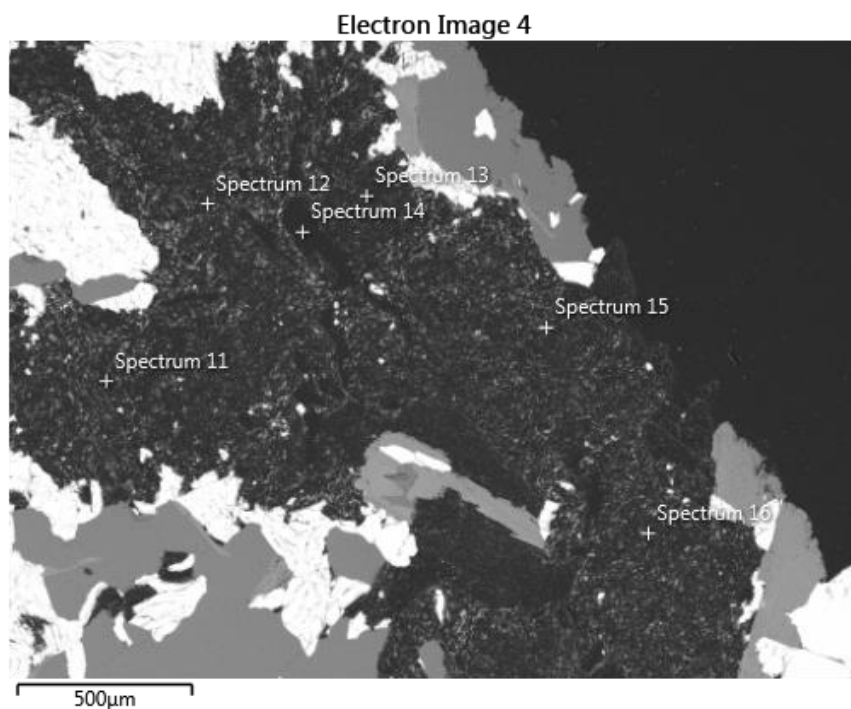
4.3 SEM

Det ble i tynnslipene observert mineraler som man ikke klarte å gjenkjenne gjennom vanlig mikroskopering. Det ble derfor bestemt at man skulle bruke SEM for å bestemme mineralkjemien til disse kornene.

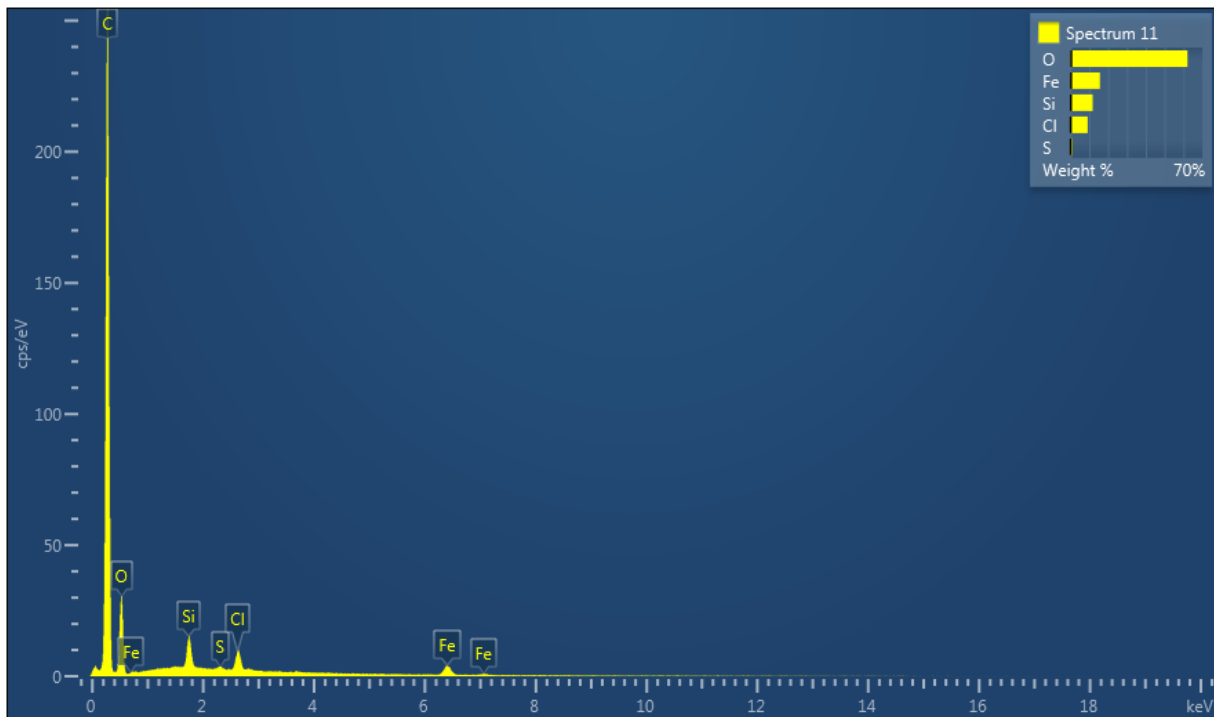
Det ble foretatt SEM analyser på to tynnslip, 130-1 og 137-6. Disse to var valgt ut med grunnlag i de observasjonene som var gjort ved mikroskopering. For enn full oversikt over analysene se vedlegg C.

4.3.1 Ukjent mineral nr. 1.

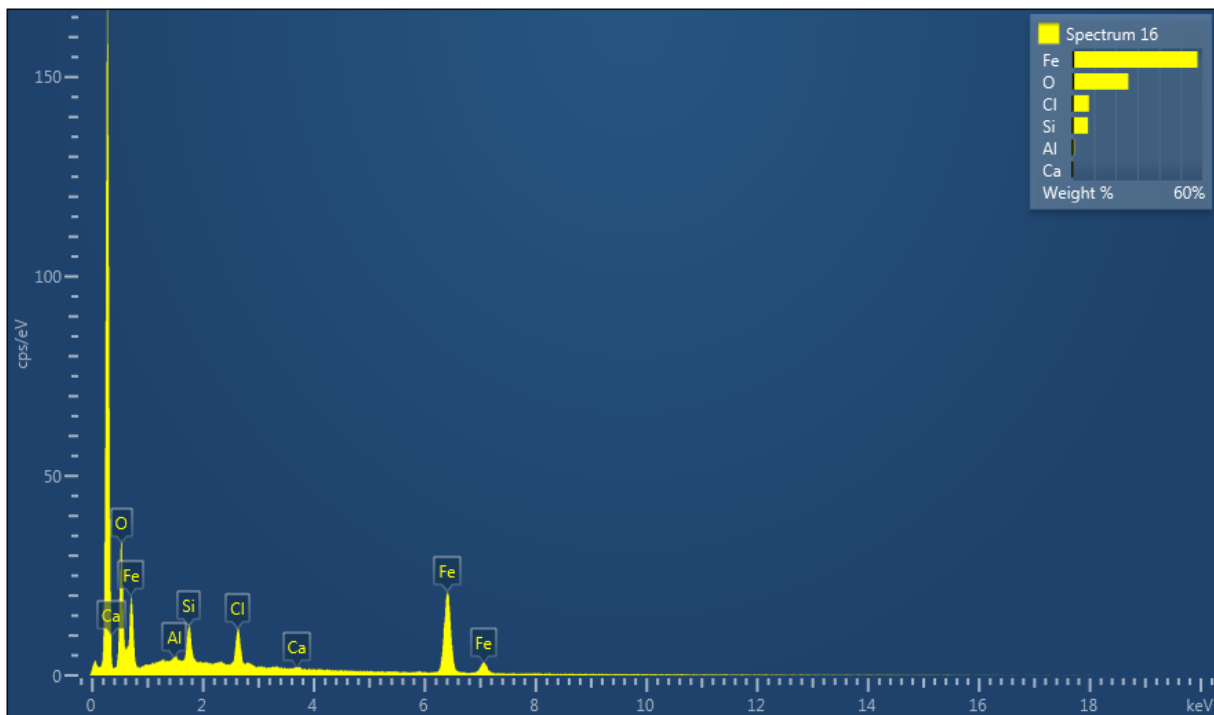
Her er analyse 4 brukt, denne ble gjennomført på tynnslip 130-1. I figur 4.43 ser man bilde fra SEM, her ser man også hvor analysene innad i kornett er tatt.



Figur 4.43. Ukjent mineral 1. med 6 analyser/spectrum. Kornet er omgitt av kvarts, hematitt, magnetitt og noe glimmer.



Figur 4.44. Analyse / spectrum 11. Figuren viser et høyt innhold av karbon (C) og små verdier av oksygen (O), jern (Fe), silisium (Si), svovel (S) og klor (Cl).



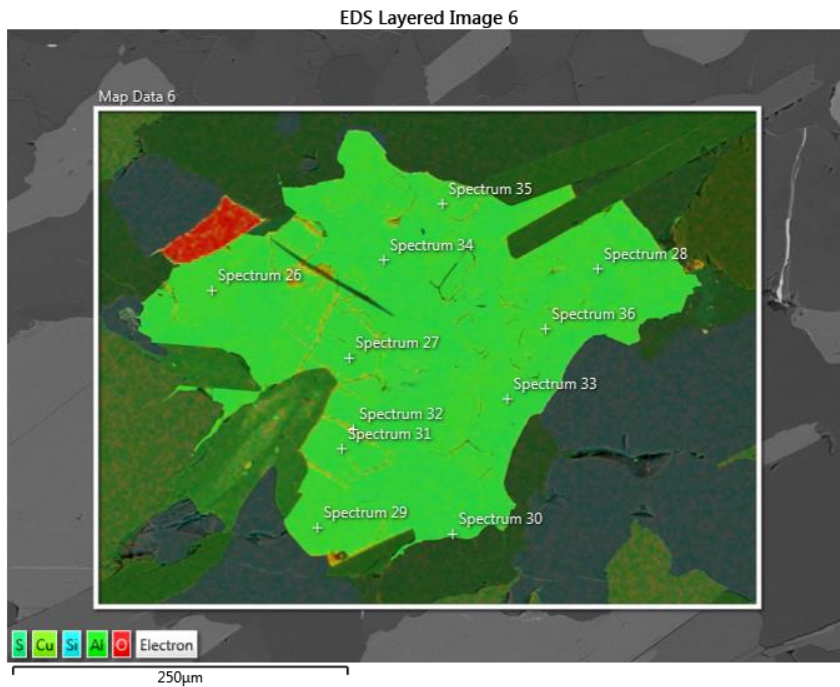
Figur 4.45. Analyse / spectrum 16. Figuren viser forhøyede verdier av Karbon (C), og mindre verdier av jern (Fe), silisium (Si), aluminium (Al), oksygen (O), klor (Cl) og kalsium (Ca).

Figur 4.44 og 4.45 viser at det er svært høye verdier av karbon (C) i forhold til andre grunnstoffer i kornet.

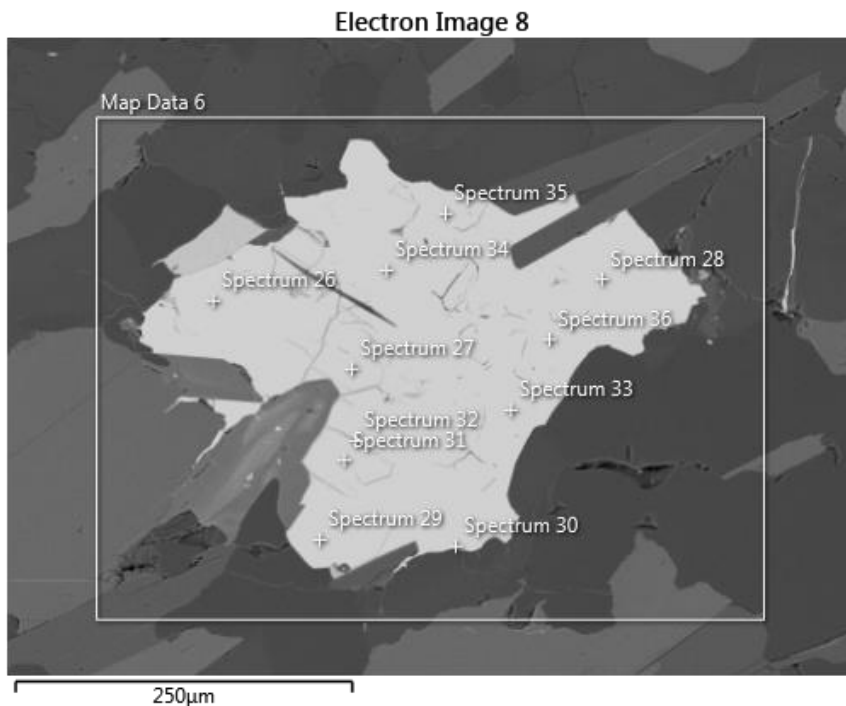
4.3.2 Ukjent mineral nr. 2.

Her er analyse 7 brukt, denne ble gjennomført på tynnslip 137-6

Ukjent mineral 2 ser vi på bildet fra SEM i Figur 4.46. I figur 4.46 og 4.47 ses hvor analysene/spectrum ble tatt. Det ble tatt elementkart-analyser av hele det innrammede området i figur 4.46, mens det ble tatt punkt-analyser i figur 4.47.

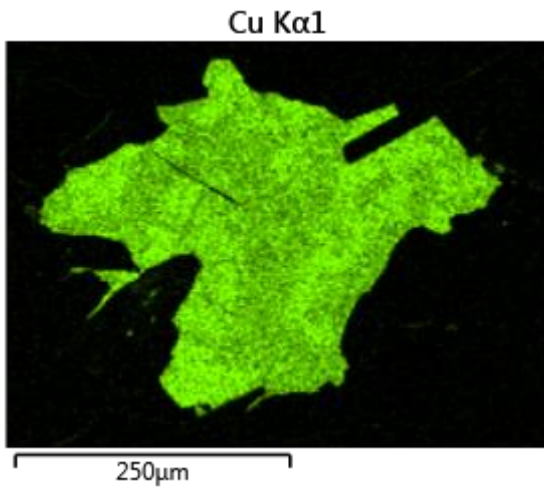


Figur 4.46. Oversikt over element-kart analysens område

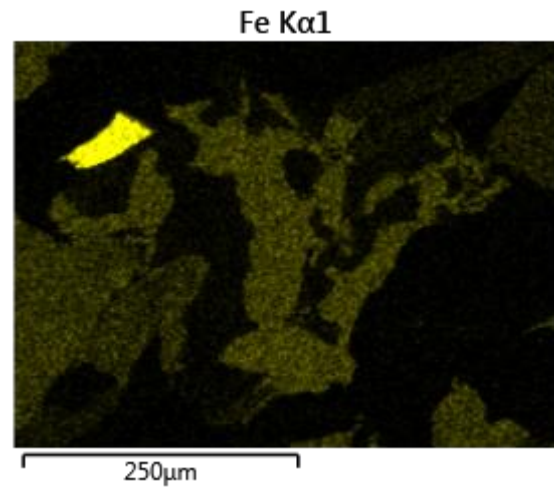


Figur 4.47. Oversikt over analyser/spectrum tatt i tilknytning kornet.

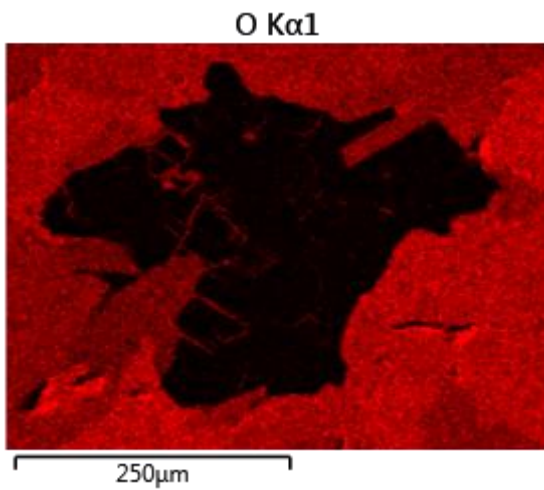
Nedenfor i figur 4.48 til 4.51 ses noen av resultatene fra elementkart-analysene, det er valgt ut de resultatene som avviker mest fra omgivelsene og som har størst relevanse hva gjelder å identifisere mineralene i kornet.



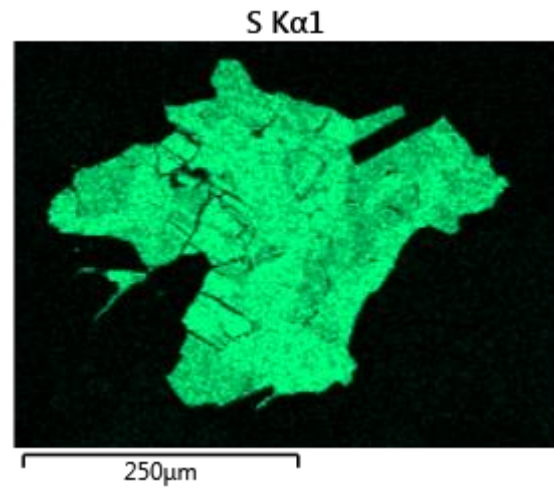
Figur 4.48. Kopper (Cu) innhold i kornet



Figur 4.50. Jern (Fe) innhold i kornet.

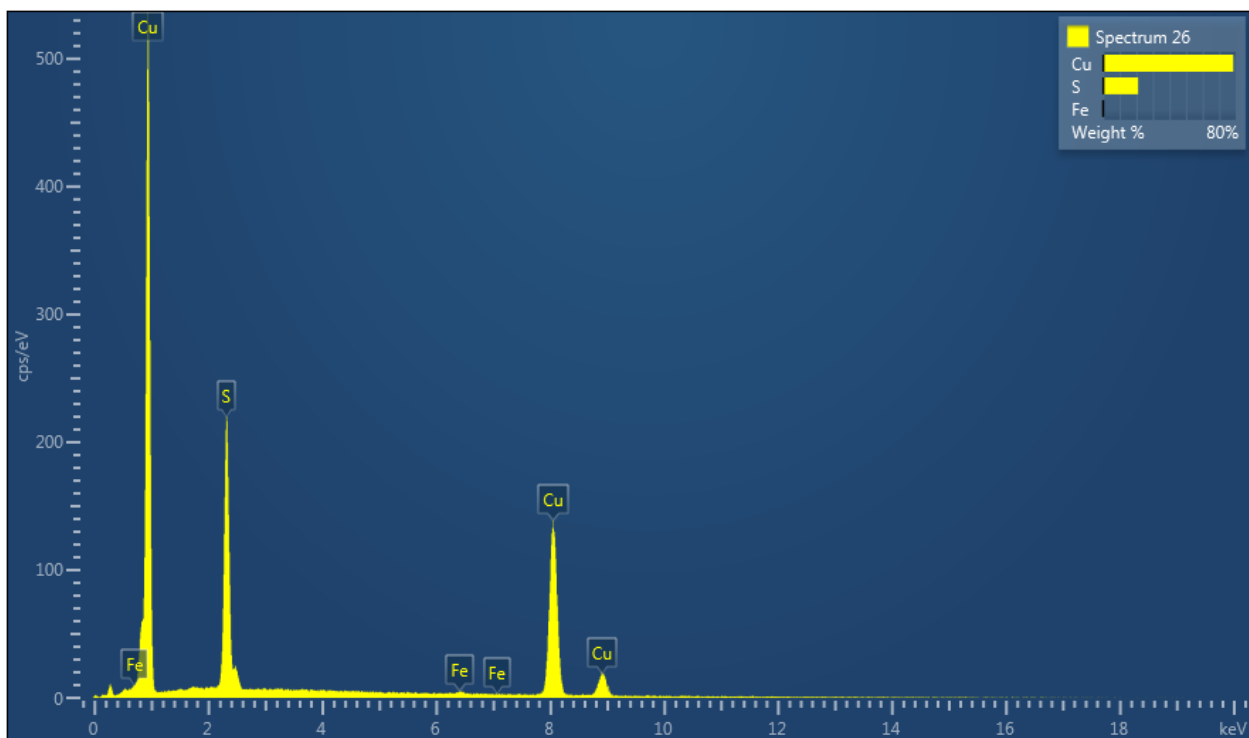


Figur 4.49. Oksygen (O) innhold i kornet.



Figur 4.51. Svovel (S) innhold i kornet.

Ved å se på figur 4.48 og 4.51 kan en se at innholdet av Cu og S varierer. Dette ser man ved at det er fargeforskjeller innad i kornet. Ved studering av Figur 4.48, 4.50 og 4.51, kan man se at områder med middels Fe er like i form, som områdene med høyere innhold S, og mindre innhold Cu. Det er også tydelig at O-innholdet i dette kornet ikke er stort da det framstår som en mørk flekk i alt det røde i figur 4.49. I figur 4.50 kan en se et område som inneholder svært mye Fe (i forhold til områdene rundt). Denne observasjonen kan korreleres til figurene 4.48, 4.49 og 4.51, da en ikke ser omrisset av det jernholdige kornet i verken figur 4.48 eller 4.51, og det ser ut til å blande seg med mengden av O-holdige mineraler i figur 4.49.



Figur 4.52. Analyse/ spectrum 26

Figur 4.52 og 4.53 viser innholdet av elementer i to av analysene som ble utført i området. Man ser her at Cu og S er svært høyt i begge, men at Fe, er høyere i analyse/ spectrum 33 enn analyse/ spectrum 26. Hva dette betyr vil bli tatt opp i diskusjonen.

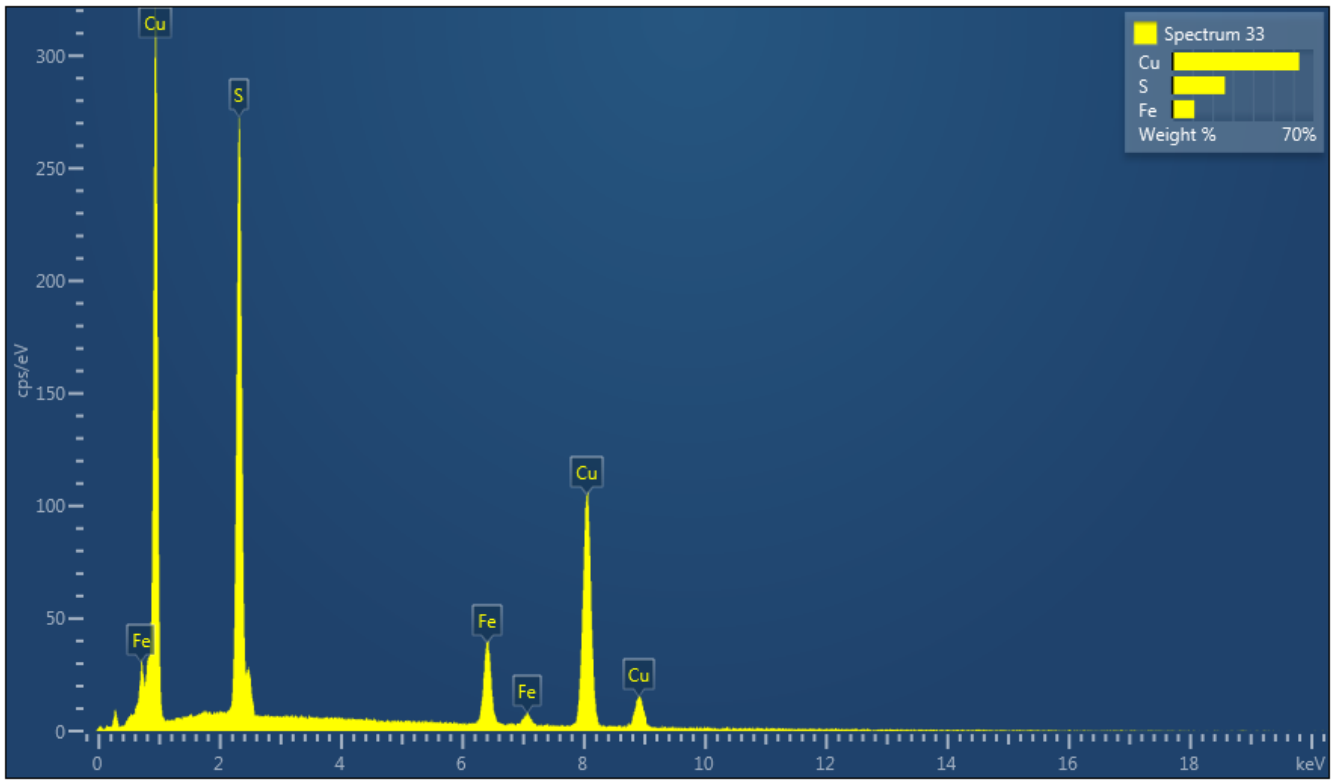


Figure 4.53. Analyse/ spectrum 33

5 Diskusjon

I dette kapitlet skal de viktigste momentene, fra kapittel 4- resultater, diskuteres. Det er til dels mye teori som danner rammene for diskusjonen. Denne teorien vil i noen tilfeller, når det omhandler store generelle teorier som trenger og fortjener en grundig gjennomgang, blir presentert i ett eget delkapittel «Teori». Det er gjort da forfatteren synes en sammenslåing av teori og diskusjon vil danne for store områder som ikke omhandler det aktuelle studieområdet, men heller de generelle teoriene.

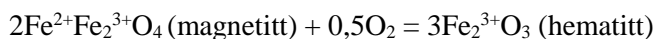
5.1 Mineralogi

5.1.1 Teori

Omvandling mellom hematitt og magnetitt

Når man skal undersøke forholdet mellom hematitt og magnetitt må vi først vite at det er to mulige reaksjoner mellom disse mineralene. Reaksjonene kalles pseudomorf erstatning og kan skje i form av to redoks reaksjoner.

- 1) Martitization, hvor magnetitt erstattes av hematitt ved oksidasjon.



- 2) Mushketovitization, hvor hematitt erstattes av magnetitt ved reduksjon.

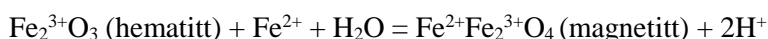


(Mücke and Raphael Cabral 2005)

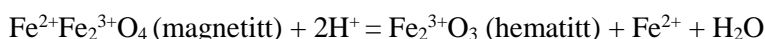
Disse to formene for pseudomorf erstatning vil på hvert sitt vis føre til volumendringer i en eventuell mineralavsetning. Reaksjon 1 vil føre til en økning i volum med 1,66%, mens reaksjon 2 vil føre til en reduksjon av volum på 1,64%. Denne lave volumendringen er grunnen til at martitization og mushketovitization kan forekomme i naturen, forutsatt at reduserende eller oksiderende fluid-løsninger er tilstede. (Mücke and Raphael Cabral 2005)

Det finnes også to pseudomorfe erstattingsreaksjoner som ikke er redoks reaksjoner. Disse er:

- 3) Hematitt erstattes av magnetitt ved tilførsel av Fe^{2+} atomer under basiske (pH) forhold.



- 4) Magnetitt erstattes av hematitt ved lekkasje (eng: leaching) av Fe^{2+} atomer under sure (pH) forhold.



(Mücke and Raphael Cabral 2005)

Ved å ser på volumendringene disse to reaksjonene vil medbringe, reaksjon 3 øker med 47,6% og reaksjon 4 reduseres med 32,2%, har Mücke and Raphael Cabral, 2005, konkludert med at reaksjon 3 kan forekomme i mange bergartstyper, mens reaksjon 4 har restriksjoner til ulitifiserte sedimenter. Det er i midlertid ikke noen

kjente forekomster der mineralteksturer er et resultat av ikke-redoks reaksjoner, deres eksistens er derfor bare hypotetisk. (Mücke and Raphael Cabral 2005)

Vi finner bevis på reaksjon 1 i de deformerte bergartene i Itabira Iron Formation i Brasil. I likhet med Mücke og Raphael Cabral, 2005, forteller Lagoeiro, 1998, at omvandlingen fra magnetitt til hematitt skjer langs {111} plan, som ved Itabira resulterer i at hematitt blir dominerende langs {111} som er parallell til foliasjonen. Disse {111} planene danner soner som er svakere enn resten av bergarten, og opptrer som svakhetssonene som gir godt grunnlag for oppsprekking Lagoeiro,1998. Oppsprekking og oppløsning av magnetitt fører til en reduisering av magnetittens kornstørrelse, og en orientert utfelling i {111} fører til en orientering av hematitt. Disse prosessene produserer en ny fabric karakterisert av en penitrende foliasjon og lineasjon. (Lagoeiro 1998)

I ett laboratorieforsøk utført av Swann og Tighe ble de mikro-strukturelle forandringene, assosiert med dannelse av magnetitt i hematitt, kartlagt. Dette ble gjort ved at det ble laget tre prøver som ble utsatt for forskjellige temperaturer. Hver prøve ble utsatt for hves sin temperatur, og med forskjellig mengde gass (hydrogenatmosfære med varierende innhold av CO/CO₂), Dette for at man deretter så på strukturene disse parameterne medførte. Det ble observert tre typer strukturer i varierende mengde. (Swann and Tighe 1977)

Ved lave temperaturer (400-650°C) er det observert at magnetitt vokser ved at gassen ble ført ut til cellegrensen gjennom ett nettverk av tunneller. Ved middels temperatur (650-800°C) ble magnetitt plater dannet, mens det ved høye temperaturer (800-1100°C) både ble dannet plater, men også større korn ble dannet. (Swann and Tighe 1977)

Otake, Wesolowski et al. (2007) presenterer en teori som baserer seg på ikke-redoksreaksjoner. Denne teorien ble utviklet da man så at noen geologiske- og industrielle miljøer hadde for lav evne for å kunne omforme jernoksider ved en redoksreaksjon. Det ble derfor foreslått en alternativ måte å omvandle jernoksider. Denne teorien gikk ut på at man i en løsning med vann, og temperatur på 150°C, svakt syrlig og som var H²-rikt, kunne få en rask overgang fra hematitt til magnetitt, eller magnetitt til hematitt uten involvering av molekylene O₂ og H₂. (Otake, Wesolowski et al. 2007) Dette er, som man kan se i reaksjon 3 og 4, også et av alternativene Mücke og Raphael Cabral, 2005, presenterer i sin avhandling.

Videre fortsetter Otake, Wesolowski et al., 2007, med en beskrivelse av produktet som er et resultat av en slik ikke-redoksreaksjon. De mener denne omvandlingen vil kunne danne kjemiske- og strukturelt homogene produkter, som opptrer som en euhedral krystall med en størrelse som er større en utgangsmineralet. Dette antyder at man, i tillegg til de forventede utfellingene av jern fra vannløsningen, vil ha en frigjøring av jern fra utgangs-oksider til løsningen, som igjen utfelles uten reduksjon av H₂ (Otake, Wesolowski et al. 2007)

5.1.2 Diskusjon av studieområde

Korngrenser

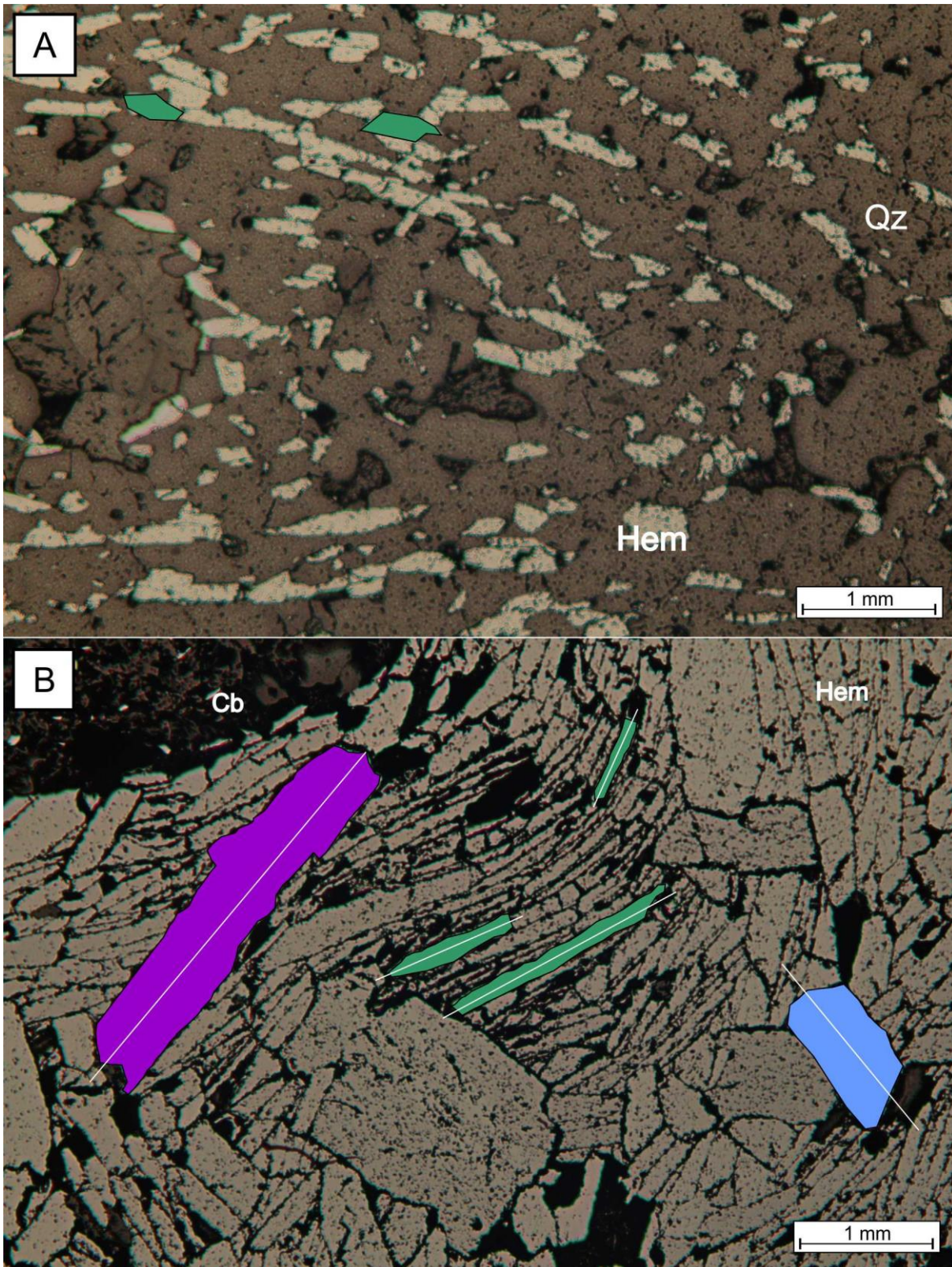
Hematitt-hematitt grenser

I figur 5.1. A-F ser vi grensen mellom hematittkornene. Ut fra fargene som er lagt på de forskjellige kornene, se man at det er fire forskjellige generasjoner. Dette er et minimum generasjoner observert.

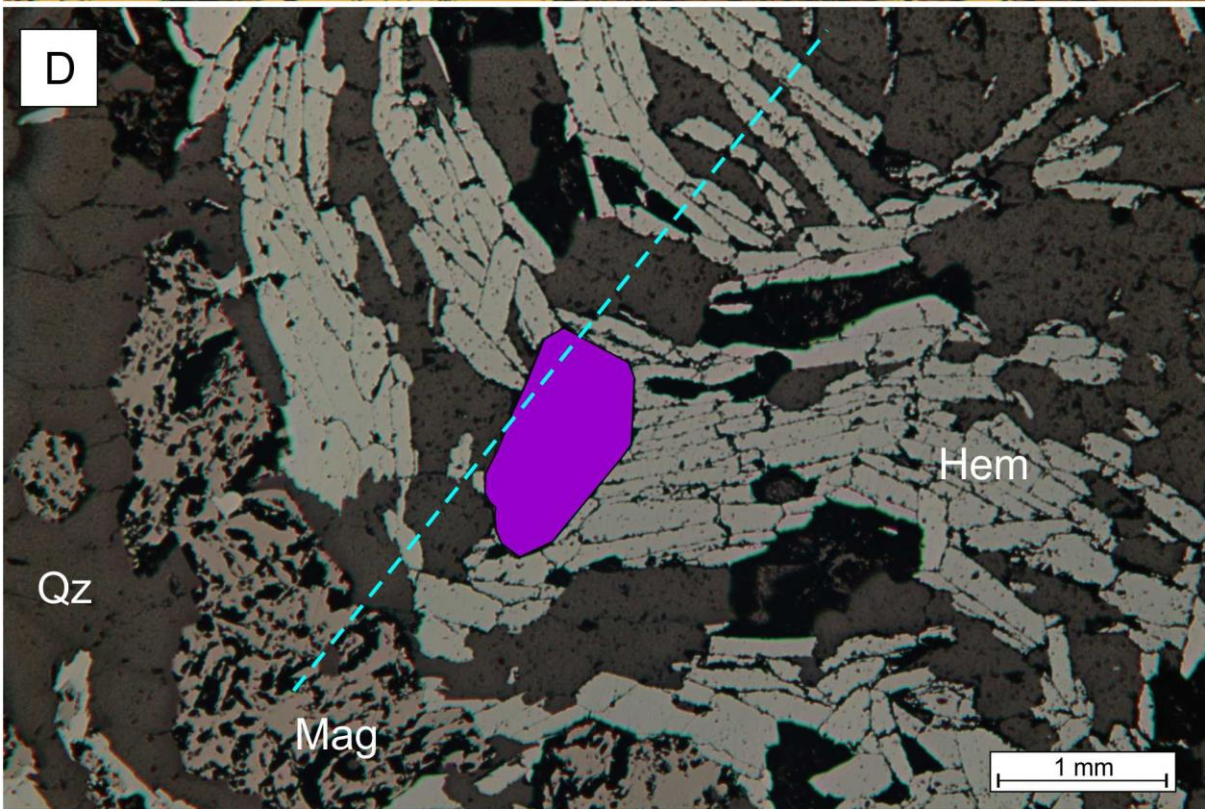
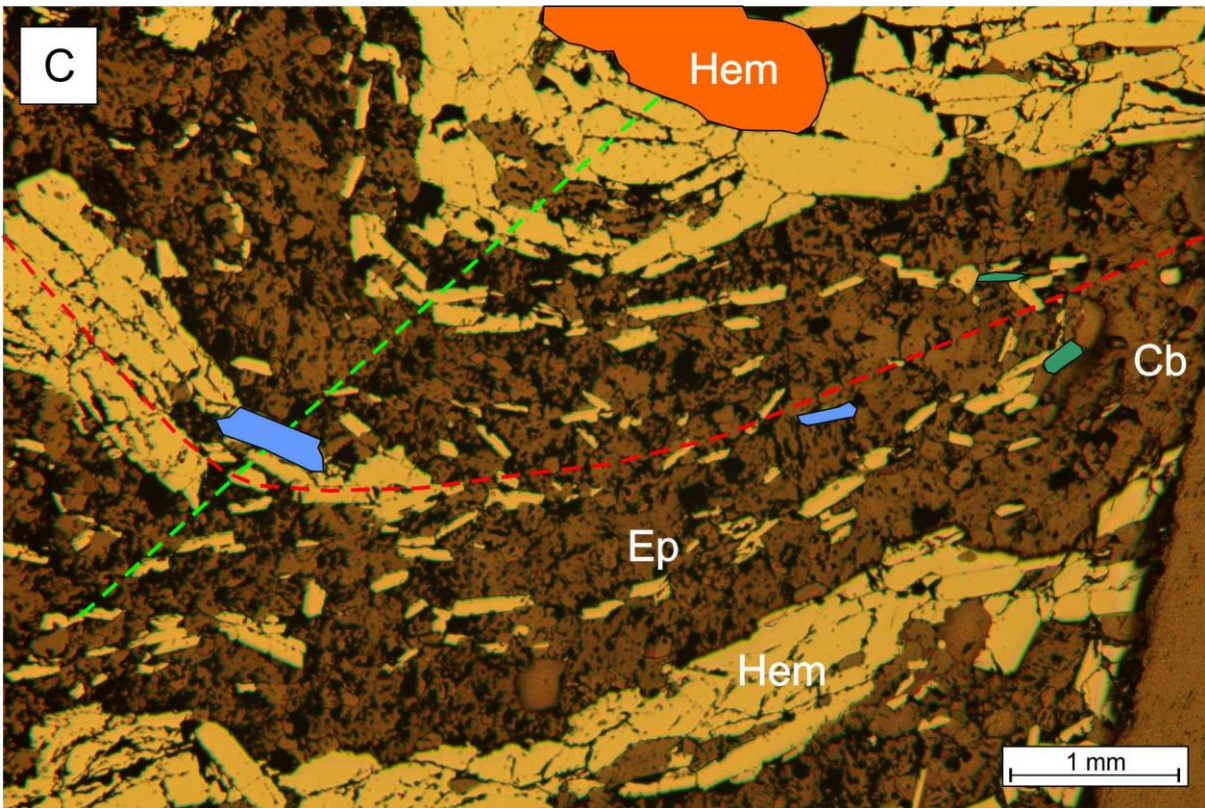
A, B og C i figur 5.1 viser noen små stenglette korn i grønt. Dette er trolig den originale/første generasjonen hematitt. Disse kornene er nesten utelukkende observert i foldehengsler hvor hem-1 ser ut til å være en del av den opprinnelige lagrekken/avsetningen på lik linje med kvarts og karbonater.

I figur 5.1. B og C ser vi noen større og stenglette blå korn. Dette antas å være generasjon to av hematitten (hem-2). Disse kornene krysser hem-1 og utgjør store deler av tynnslipene.

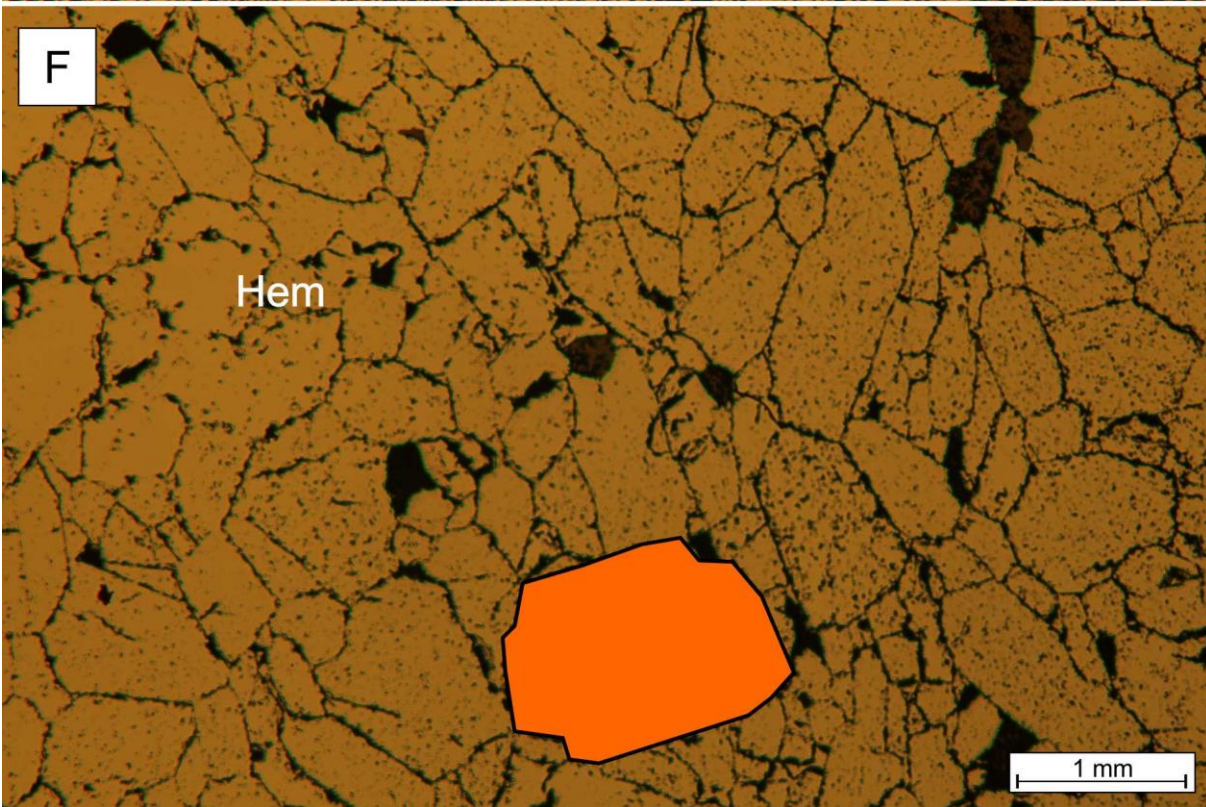
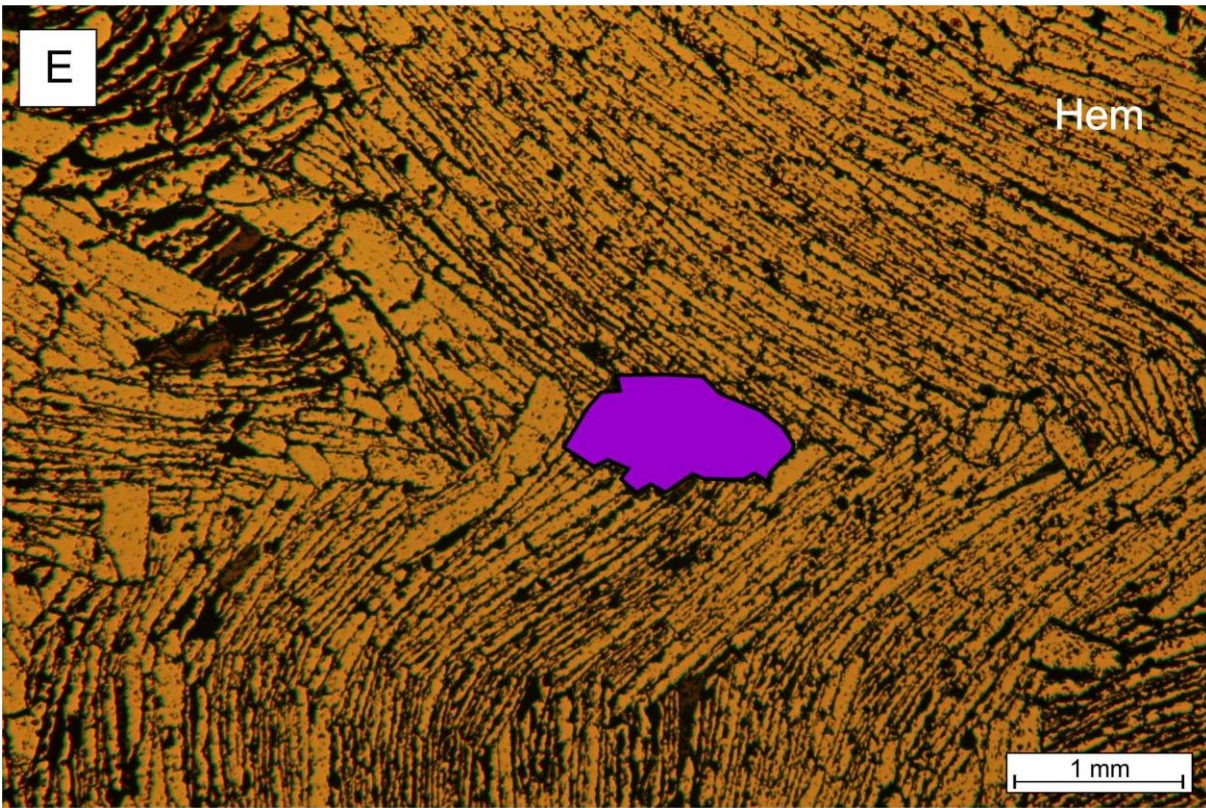
Hematitt generasjon 3 (hem-3) kan en se i lilla farge i figur 5.1 B, D og E. Dette er større korn enn hem-2, og er ofte tabulere i forhold til de stenglette hem-2 kornene. Det er mest sannsynlig hem-2 man kan se under hem-3 i bilde D og E, selv om disse ikke er merket med sin respektive farge.



Figur 5.1. A) Tynnslip 132-1 Hem-1 i F₁ B) Tynnslip 130-4B, hem-1, hem-2 og hem-3 i F₁



C) Tynnslip 133-5, hem-1, hem-2 og hem-4 i F_1 og F_{2B} D) Tynnslip 130-1, Hem-2 og Hem-3 i F_{2B}



E) Tynnslip 135-6, hem-3 i F_{2B} F) Tynnslip 137-4, hem-4

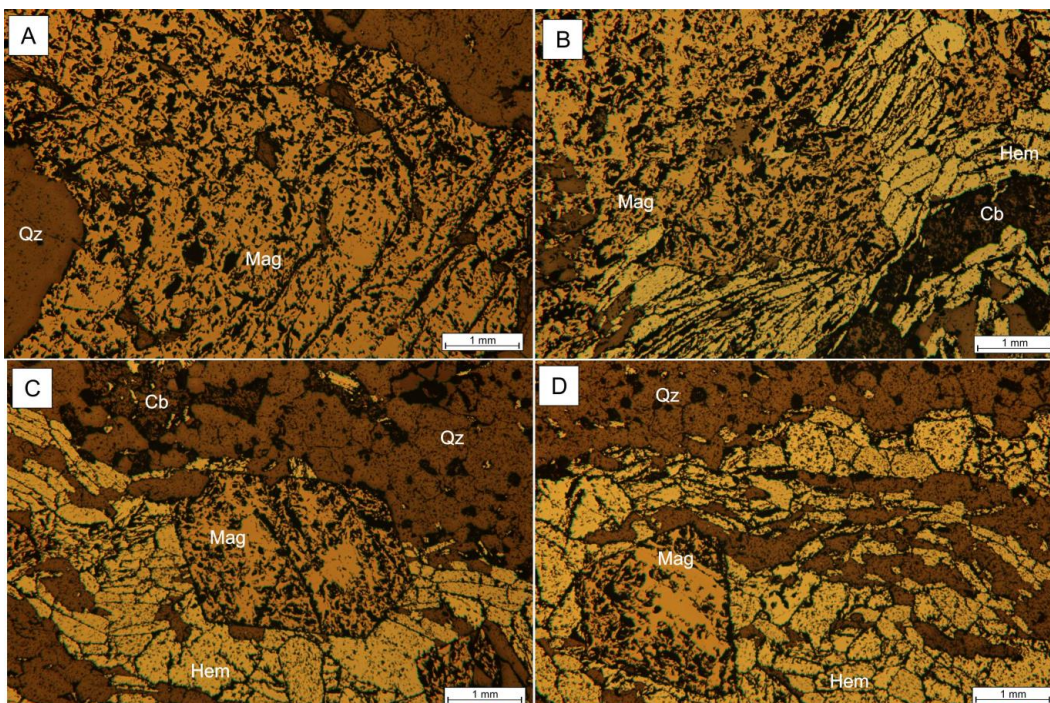
Som en kan se er formen på hem-3 relativt lik i bildene D og E, men forskjellig i bilde B. Dette kan tyde på en femte generasjon hematitt. Bortsett fra nevnt eksempel har en ikke klart å finne flere bevis for denne femte generasjonen.

I figur 5.1 C og F kan en se større, i forhold til hem-3 nærmest tabulære korn i oransje farge (hem-4). Disse ser ut til å være en siste generasjon av hematitten i området da det ikke finnes andre hematittkorn som vokser over eller på bekostning av denne hem-4.

Det er oppdaget et minimum av fire generasjoner hematitt, med stor sannsynlighet for at det også finnes flere generasjoner. Disse uopptagede generasjonene med hematitt er med høy sannsynlighet svært like enten hem-2, hem-3 eller hem-4. Dette kan en si da den gjennomgående kornformen til hematittkorn ofte er like disse tre generasjonene, og hem-1 er i mindretall. Den observerte hem-1, er sannsynligvis alene om å være så liten, grunnet metamorfose og strukturell påvirkning. Hem-2, hem-3 og hem-4 er påvirket av disse utenforstående faktorene, slik at disse generasjonene seg imellom er relativt lette å skille fra hverandre. Eventuelle ekstra generasjoner kan være dannet som mellomfaser mellom de observerte hematittgenerasjonene.

Hematitt- Magnetitt grenser

Som vi ser i figur 5.2, kommer det tydelig frem at magnetitten har vokst over hematitten. Det er en tydelig krysning mellom magnetittens krystaller og utbredelse, og hematittens stenglette og til dels tabulære form.



Figur 5.2. A) Fra tynnslip 134-4, massiv magnetitt uten grense til hematitt B) Bildet er fra tynnslip 133-5, massiv magnetitt med grense til hematitt. C) og D) er begge fra tynnslip 135-4, korn av magnetitt i ellers hematitt-dominert miljø.

Mineraler

Hematitt

Det er som vi ser fra delkapittelet «Hematitt-hematitt grenser» et minimum av 4 generasjoner hematitt. Dette begrunnes i kornform og hematittenes relasjon til hverandre, samt strukturer. Strukturene blir omtalt i delkapittelet «Forholdet strukturer- hematitt».

Dannelsen til hematitten i generasjon 2 og 3 vil man komme tilbake til i delkapittelet «Forholdet strukturer- hematitt», mens hem-1 og hem-4 skal få en rask gjennomgang her.

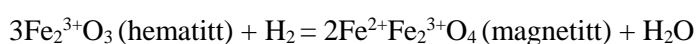
Hem-1 er trolig et omvandlingsprodukt av $\text{Fe}(\text{OH})_3$, som er den opprinnelige jernutfellingen (dette kan en lese mer om i delkapittelet «Utfelling av jern»). Omvandlingen kan ha skjedd ved diagenese, altså overleiring og nedpressing av sedimentene ned til trykk og temperaturforhold som gjorde sedimentene om til bergarter.

Hem-4, på sin side, ser ikke ut til å ha en relasjon til mikro-strukturene som er studert i området. Det foreslås derfor at denne generasjonen hematitt er et resultat av en statisk rekrystallisasjon under en regional metamorfose.

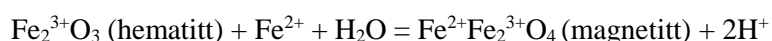
Magnetitt

Spørsmålet vi trenger å svare på angående magnetitt, er «Hvor kommer det ekstra Fe^{2+} atomet fra». Som vi ser i teoridelen av dette delkapittelet, ser vi at det er fire forskjellige ligninger for hvordan omvandlingen fra hematitt til magnetitt, og magnetitt til hematitt, er. Det er da naturligvis kun ligning 2 og 3 som er aktuelle, da det bare er disse som omhandler dannelsen av magnetitt fra hematitt. Vi har derfor to ligninger for pseudomorf erstatning, hvor en reaksjon (ligning 2) er en redoksreaksjon. Mens ligning 3 ikke er en redoksreaksjon, men heller en erstatning av Fe^{2+} atomet ved basiske forhold. Reaksjon 2 vil ende med negativ volumendring, mens reaksjon 3 vil forårsake positiv volumendring av jernformasjonen. (Mücke and Raphael Cabral 2005)

- 2) Mushketovization, hvor hematitt erstattes av magnetitt ved reduksjon.



- 3) Hematitt erstattes av magnetitt ved tilførsel av Fe^{2+} atomer under basiske (pH) forhold.



På nettsiden geoportalen.no ble artikkelen *Grunnvann – ressurs og problemmaker* laget av Halfdan Carstens den 08.12.2010. Her kommer det fram at jern og mangan er vanlige i grunnvannet til løsmasse- og fjellbrønner. Dette mener forfatteren har liten sammenheng med berggrunnen i området, men heller kan relateres til grunnvannets pH-verdi samt tilgang til oksygen. Høye innhold av organisk materiale, kis-mineraler og/eller lukkede grunnvannsmagasiner gir en lav pH og reduserende forhold. Som et resultat av dette vil man få mye løst jern og mangan i grunnvannet. (Carstens 2010)

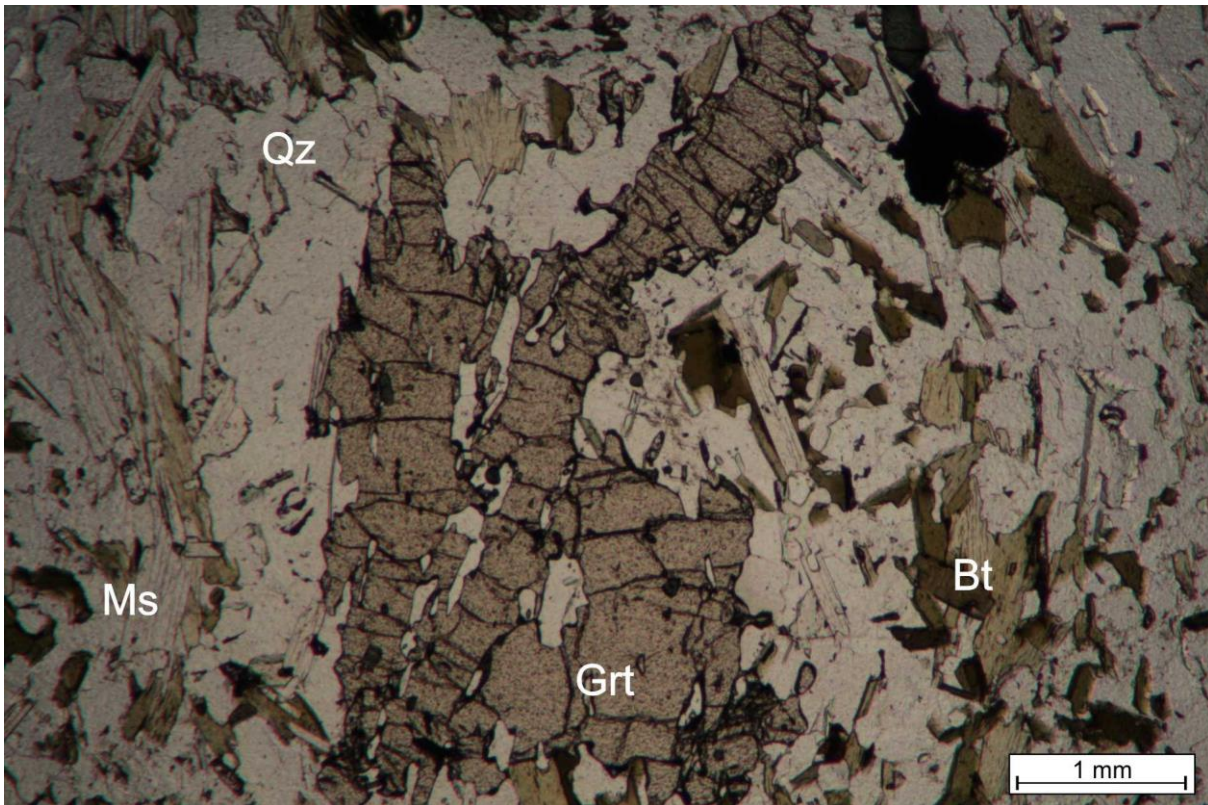
Som vi kan se ut fra berggrunnskartene Mo i Rana M 1:250 000 og Storforshei M 1:50 000 er Rana distriktet svært rik på kis-mineraliseringer. Det er drevet gruvedrift på flere av forekomstene (Gustavson and Gjelle 1991), hvilket som sier noe om omfanget på disse kis-mineraliseringene. Dette sett i sammenheng med teorien til Carstens, 2010, taler for at reduserende forhold kan ha forekommet i grunnvannet på et tidspunkt.

En annen teori som taler for reduserende forhold i Dunderlandsformasjonen er fra Sjøvegjarto, 1990. Han mener et forhøyet svovelinnhold, i magnetittrike deler av Dunderlandsformasjonen, tyder på en primær og lateral fasisvariasjon mot mer reduserende forhold som kan ha fremmet en dannelse av magnetitt. Denne teorien blir, ifølge Sjøvegjarto, 1990, forsterket ved at vi har en kontaktglimmerskifer på ligg-siden av jernmineraliseringen, som i områder går over i en grafittskifer.

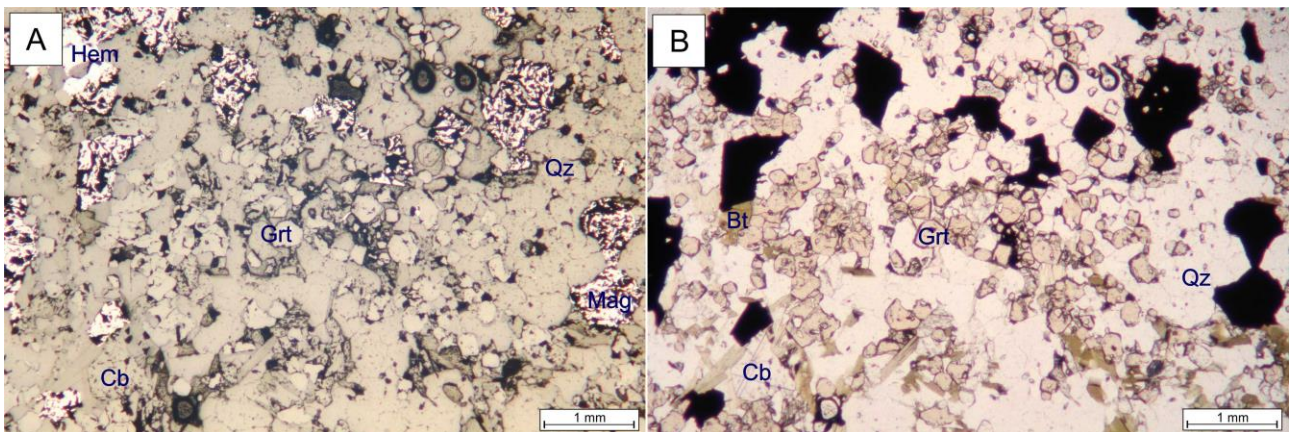
Magnetitten i Dunderlandsforekomsten er altså, mest sannsynlig, dannet ved reduserende grunnvansforhold, som har strømmet gjennom jernforekomstene og reagert med hematitt i form av ligning 2.

Granat

Det er funnet to typer granater i studieområdet. Den ene opptrer som store mineraler, hvor de er oppsprukket og, opptrer ikke som den normale krystallformen til granat (figur 5.3). Den andre typen granater vi finner er betydelig mindre i størrelse, og opptrer som fine granatkrystaller (i figur 5.4).



Figur 5.3. Fra tynnslip 137-6, viser en oppsprukket og deformert, relativt stor, granat.



Figur 5.4. Tynnslip 133-1. **A)** Reflektert lys. Viser granat som lysere partier i ellers kvarts- og karbonat-dominert område. **B)** Granat i små nærmest perfekte krystaller.

En mulig forklaring på at man finner to typer granater, kan være at disse er dannet på to forskjellige tidspunkt. Da de store granatene er så oppsprukket og ødelagte i sin krystallform er det logisk å tro at disse ble dannet før deformasjon. De mindre granatene har en nærmest perfekt krystallform, men er små av størrelse. Dette betyr at de hverken har fått tid til å vokse å bli store, eller har gjennomgått betydelige mengder deformasjon. Disse må derfor være dannet etter deformasjonen hadde avtatt i styrke.

5.1.3 SEM

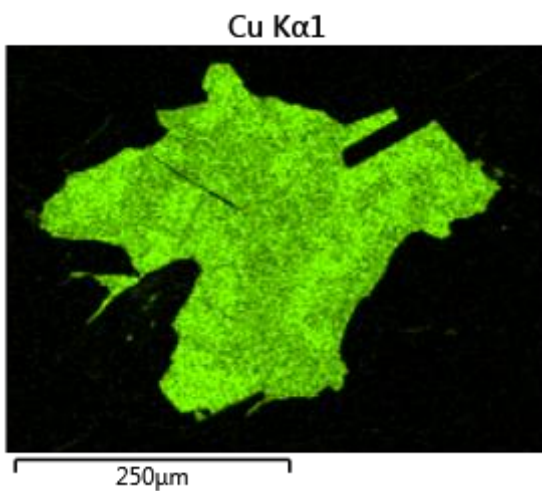
Diskusjon av ukjente mineraler

Ukjent mineral 1.

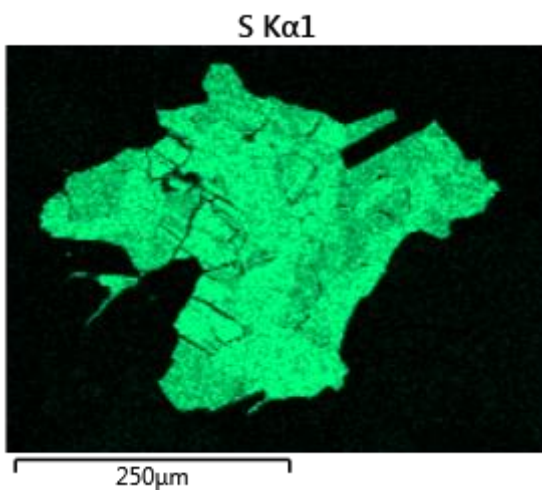
Ved å se på elementinnholdet i analysene er karboninnholdet (C) svært høyt, i tillegg er verdiene for jern (Fe), silisium (Si), aluminium (Al), oksygen (O), klor (Cl) og kalsium (Ca) svært lave. Dette kan tyde på at dette ukjente mineralet rett og slett er ett hull i tynnslipet som er gjenfylt med lim fra når tynnslipet ble laget. Karbonet (C) kommer fra forberedelsene for SEM-analysene da tynnslipet ble dekket av ett tynt karbon-karbon lag for å kunne lede strøm.

Ukjent mineral 2.

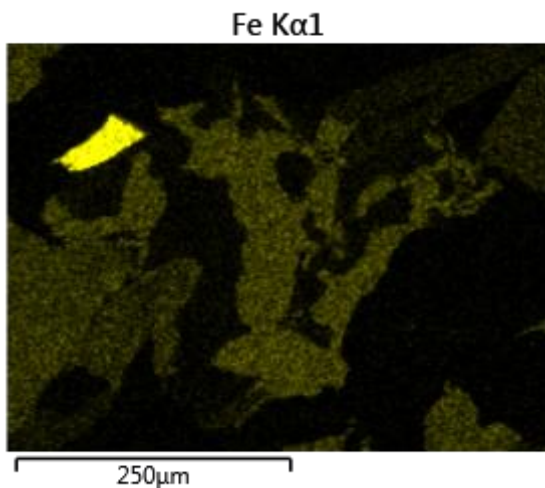
Ved studering av figur 5.5 og 5.6 ser man at kobber (CU) og Svovel (S) forekommer i forskjellige mengder gjennom kornet som er funnet. Ved sammenligning av disse to figurene kan man se en sammenheng mellom mye S og lite Cu, og vise versa. Dette ser man ved at fargen til S er sterkere i området hvor Cu har svakere farger, og forholdet mellom de to elementene er derfor forskjellig gjennom kornet.



Figur 5.5. Cu innhold



Figur 5.6. S innhold



Figur 5.7. Fe innhold

Ved å legge sammen jern og kobber i analyse/spectrum 26 og 33 (verdier finner i vedlegg C), får vi følgende verdier for antall atomer som er tilstede i analysene:

	Spectrum	
	26	33
S	16,31	27,27
Fe	0,18	6,57
Cu	30,51	33,16
(Cu+Fe)	30,69	39,73

Figur 5.8. Antall atomer er her vist for S og (Cu +Fe).

Mineral	Formel	Antall atomer
<u>Anilite</u>	Cu ₇ S ₄	<u>11</u>
<u>Chalcocite</u>	Cu ₂ S	<u>3</u>
<u>Covellite</u>	CuS	<u>2</u>
<u>Digenite</u>	Cu ₉ S ₅	<u>14</u>
<u>Djurleite</u>	Cu ₃₁ S ₁₆	<u>47</u>
<u>Geerite</u>	Cu ₈ S ₅	<u>13</u>
<u>Roxbyite</u>	Cu ₉ S ₅	<u>14</u>
<u>Spionkopite</u>	Cu ₃₉ S ₂₈	<u>67</u>
<u>Yarrowite</u>	Cu ₉ S ₈	<u>17</u>

Figur 5.9. Mineral, mineral formel og antall atomer i mineralet, hentet fra <http://www.mindat.org/>

Ved å legge sammen antall atomer for Cu, Fe og S (se figur 5.8.) i analyse/spectrum 26, blir det 47. Gjør vi det samme med analyse/spectrum 33 blir det 67,5. De mineralene som da passer best inn til å være mineralene i det aktuelle kornet er da Djurleitt ($\text{Cu}_{31}\text{S}_{16}$) for analyse/spectrum 26, og Spionkopitt ($\text{Cu}_{39}\text{S}_{28}$) for analyse/spectrum 33 (figur 5.9).

Djurleitt ($\text{Cu}_{31}\text{S}_{16}$) er blå-grå i reflektert lys, og dette kan stemme godt overens med observasjoner i mikroskop. Spionkopitt ($\text{Cu}_{39}\text{S}_{28}$) er i likhet med Djurleitt ($\text{Cu}_{31}\text{S}_{16}$) også blå i reflektert lys, men dette derimot stemmer ikke overens med observasjoner i mikroskop, da området for analyse/spectrum 33 ble tatt der fargen var rød/mørk rosa.

Andre alternativer for analyse/ spectrum 33 er Bornitt (Cu_5FeS_4). Som man ser i figur 5.9 er ikke bornitt et alternativ. Man valgte i begynnelsen å se bort fra Fe ved leting i www.mindat.org, da dette forekommer i små mengder. Det er likevel mulig at Fe må tas hensyn til, og bornitt er derfor ett alternativ. Bornitt er kobber-rød i reflektert lys, noe som kan stemme overens med observasjoner gjort i mikroskop. I dette tilfellet vil man da ikke slå kobber og jern sammen under ett, men se på det som to separate elementer i mineralet.

Det ble også funnet et lite korn i det ene hjørnet sett i figur 5.7, som ga utslag på jern ved elementkart-analysen. Det er tydelig at jerninnholdet her er høyere enn de omkringliggende mineralene, og da med fargen (lys rosa) tatt til betraktning tilsier det at dette er magnetitt.

Hvor disse kobbermineralene kommer fra er usikkert, men det er observert kobberforekomster i Rana. Man kan derfor tenke seg at det er en sammenheng med kobberforekomstene og disse observasjonene. Disse kornene med kobber er ikke spesielt store, ei heller i stor konsentrasjon, og har derfor ingen påvirkning på jernformasjonen i Dunderlandsdalen.

5.2 Strukturgeologi

5.2.1 Strukturer i felt, tynnslip og mikroskop

En rekke strukturer kan bli observert fra feltområdet, tynnslip og mikroskop, samt en større malm-modell og profil-modell (laget av Rana Gruber). Man finner fire foldefaser, hvor tre av disse er synlig i felt, tynnslip og mikroskop, mens den siste kun er synlig som en større regional hendelse i profil-, og malm-modellen.

I felt, tynnslip og mikroskop finner man:

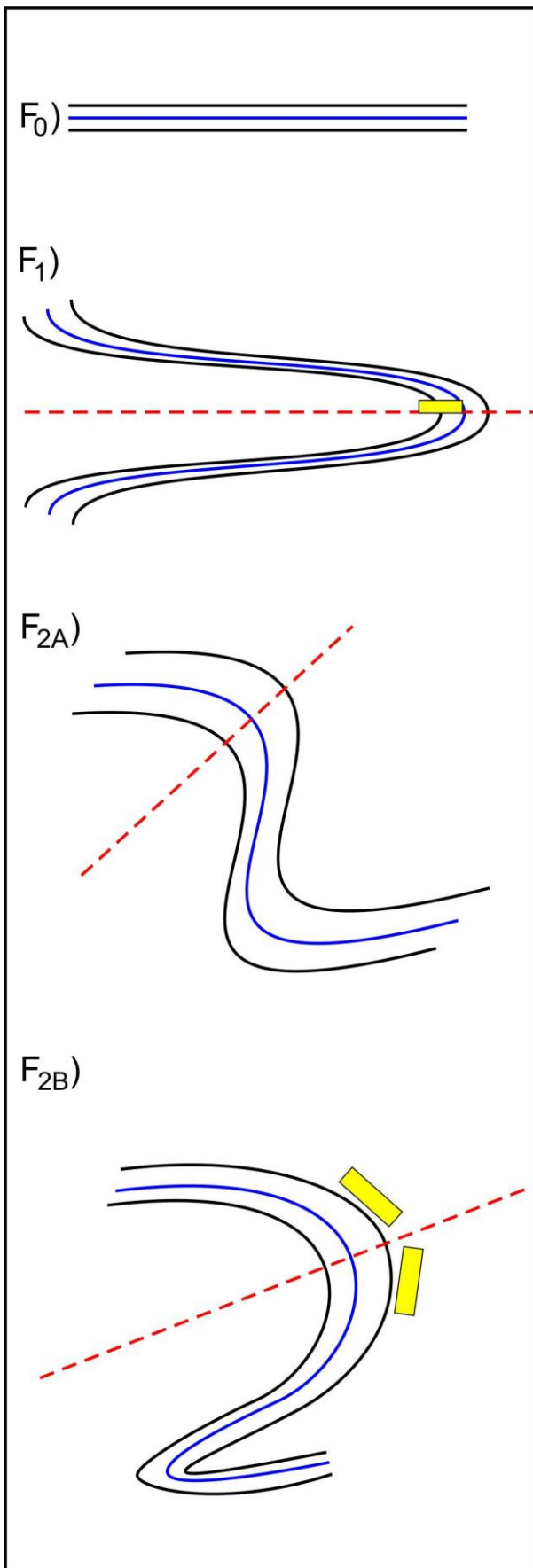
4. Isoklinale folder med akseplankløv.
5. Åpne symmetriske folder.
6. Åpne asymmetriske knekkfolder, som kan opptrer som krenulasjonskløv

Mens man i større skala finner en åpen foldning.

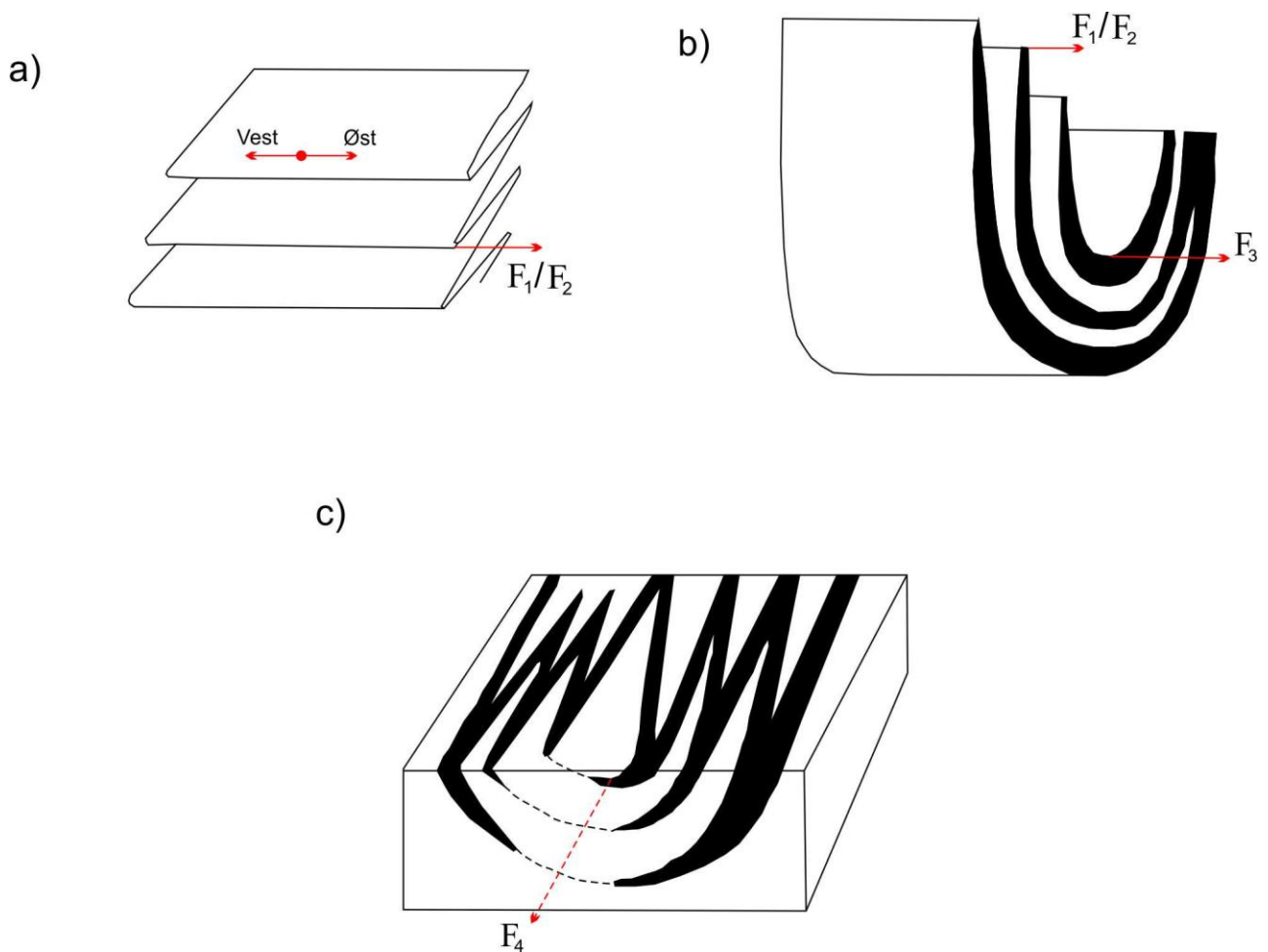
De observerte isoklinale foldene med akseplankløv er tolket til å være F_1 folder. Dette er den første foldningen og samsvarer godt med observasjonene til Sjøvegjarto, 1990. Sjøvegjarto sier på sin side at det er oppdaget to foldefaser (F_1 og F_2 i figur 5.11.) som er isoklinale, og med foldeakser i Ø-V retning. Dette er det ikke funnet bevis for i Stensundtjern.

Som vi ser i illustrasjonen i figur 5.10, har man i denne oppgaven valgt å dele F_2 inn i A og B. Dette er gjort med tanke om at F_{2B} er en remobilisering, eller en videre foldning av F_{2A} . Det kan sees en tydelig forskjell mellom de to fasene, hvor A er åpne og symmetriske folder, mens B er åpne og asymmetriske knekkfolder. Dette betyr at en videre foldning fra A vil føre til denne asymmetriske stilen vi finner i B. Når det gjelder ordet «knekkfold» er dette en type foldning som ikke bøyer mineralkornene, men heller knekker kornene langs foldeaksen. Det er denne knekken som i noen områder kan opptre som en krenulasjonskløv (Passchier and Trouw 2005)

Denne delte F_2 folden kan relateres til Sjøvegjarto, 1990, som har klassifisert foldefasene F_{2A} og F_{2B} som F_3 som er en åpen opprett til overbikket foldning, med akseretning i Ø-V retning, som vi ser i figur 5.11.



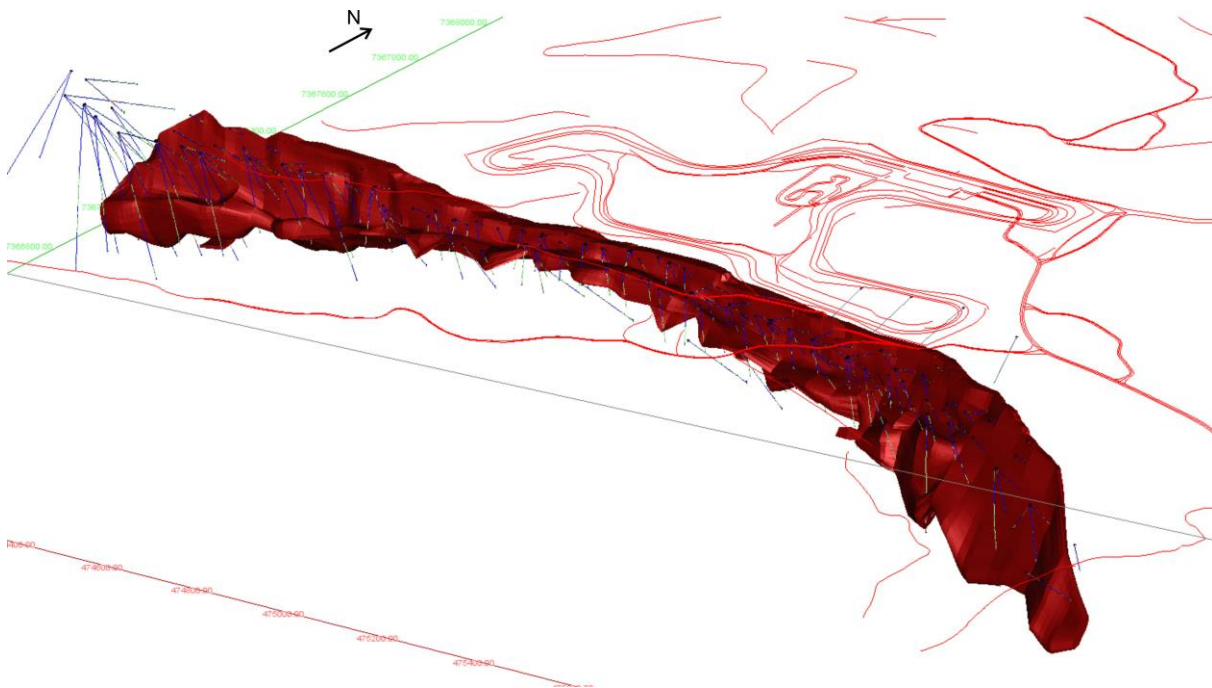
Figur 5.10. Foldeutviklingsmodell Lindberg, 2014.



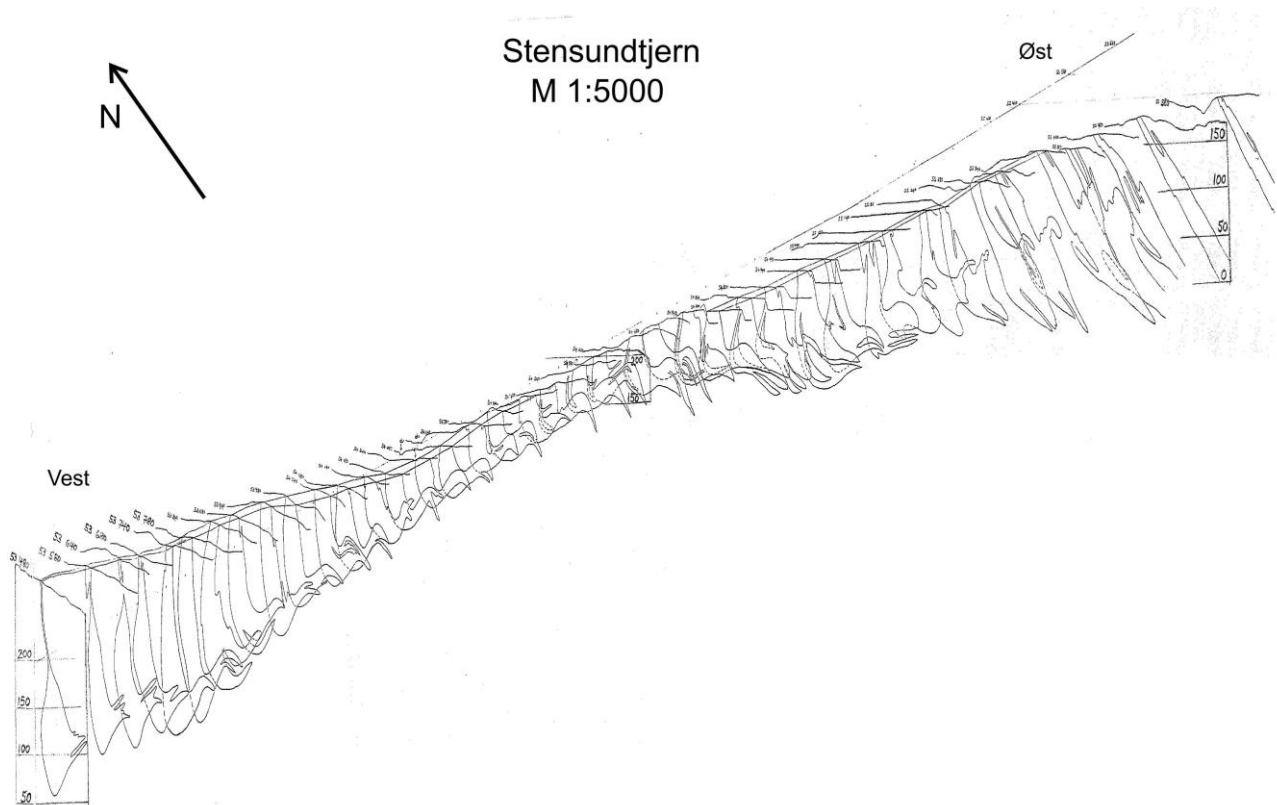
Figur 5.11. Foldeutviklingsmodell av Søvægjarto, 1990.

Ved mangler på målinger fra felt og tynnslip av foldehengsler, kan en ikke si med sikkerhet at Søvægjartos retning for sin F_1 - F_3 stemmer overens med hva man i denne oppgaven har observert. Det man i imidlertid kan se, er en sammenheng mellom denne oppgavens F_1 , F_2 og F_3 folder. Ved videre studie av profilene fra Stensundtjern kan en se at F_1 og F_2 foldene har en folde-lukning på langs av mineraliseringen. Dette betyr at F_1 og F_2 foldene har en foldeakse nærmest vinkelrett på F_3 (NNØ-SSV retning). Dette betyr altså at F_1 og F_2 har foldeakse i Ø-V retning, noe som samsvarer med Søvægjartos, 1990, observasjoner.

Ved å se på figuren av malmkroppen (Rana Gruber (figur 5.12)) samt profiler av mineraliseringen (Rana Gruber (figur 5.13)), kan man se en siste foldning (F_3). Det er denne foldningen som er karakterisert som en åpen fold i NNØ-SSV retning av Søvægjarto, 1990 (figur 5.11). Som vi ser ut fra profil- og malm-modellen stemmer retningen som Søvægjarto konkluderer med, NNØ-SSV retning, overens med modellene.



Figur 5.12. Digitalisering av malmkroppen, hvor en ser en større regional folding.



Figur 5.13. Sammensatte profiler fra Stensundtjern, hvor man kan antyde en regional folding i øst-vest, samt se de mindre foldene i nord-sør retning.

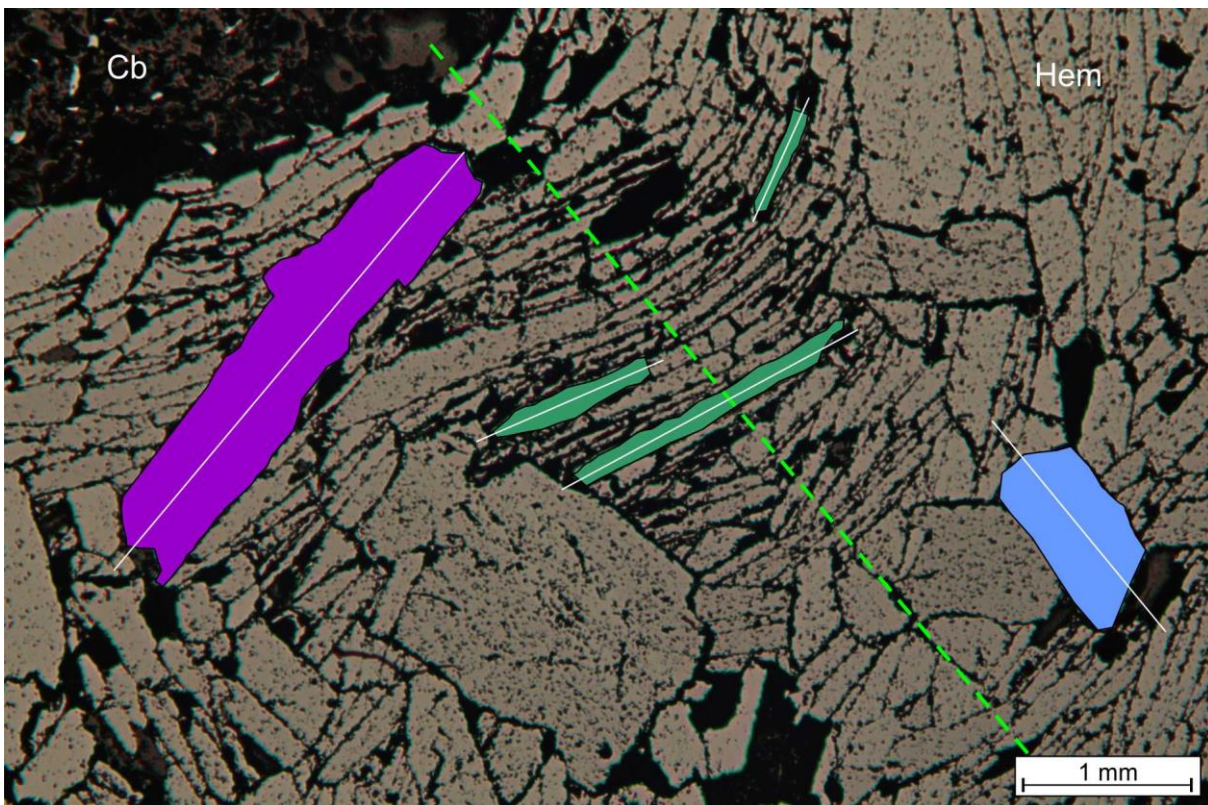
5.2.2 Strukturers forhold til mineraler

Forholdet strukturer-hematitt

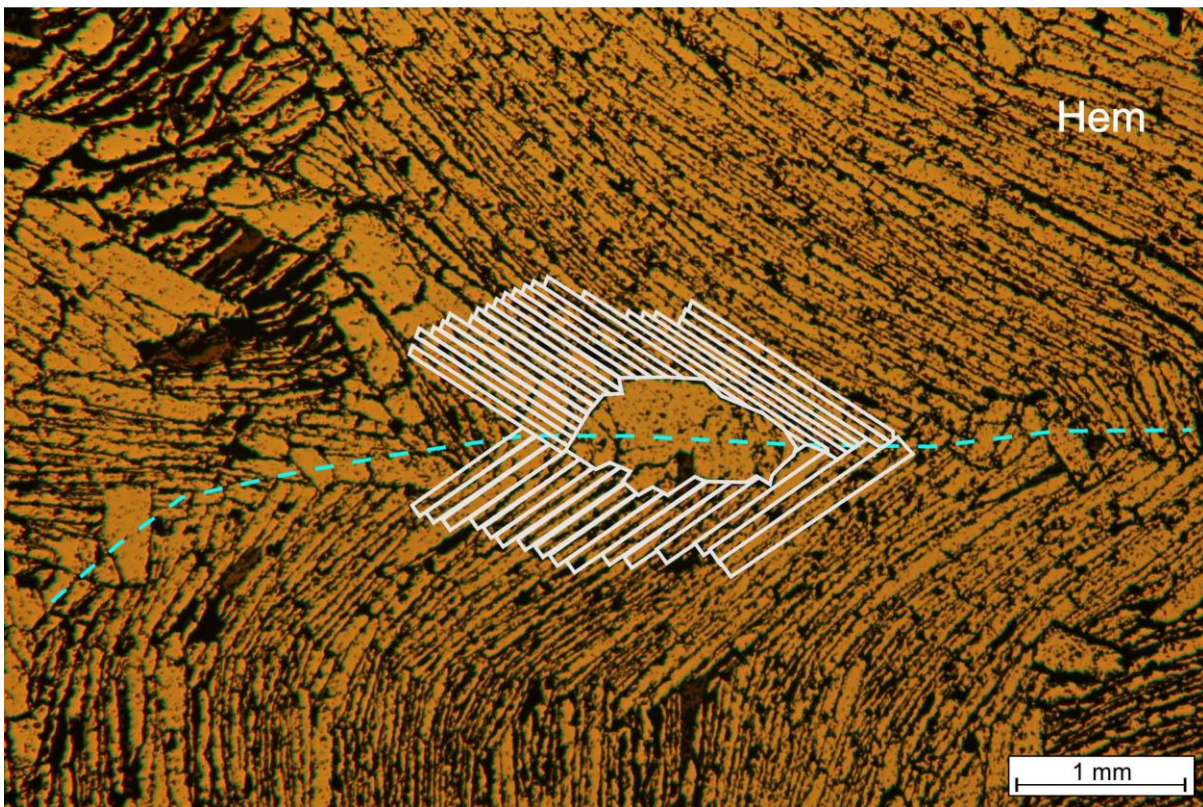
Hematitten er som vi ser i delkapittel «hematitt-hematitt grenser» er delt inn i flere generasjoner. Hem-2 og hem-3 har en helt klar relasjon til strukturene vi finner i området. Dette kan vi se i figur 5.14 og 5.15.

Hem-2 er orientert etter F_1 (figur 5.14). Her kan en se at hem-2s (blå) lengste akse er parallell med foldeaksen (grønn stiplet linje).

Hem-3 på sin side er orientert etter F_{2B} (figur 5.15). Hvor hem-3 ligger i knekksonen til knekkfolden F_{2B} .



Figur 5.14. Tynnslip 130-4B. Hem-1 i grønt, hem-2 i blå og hem-3 i lilla, viser forhold til foldeakse til F_1



Figur 5.15 Tynnslip krenulasjonskløv med hem-3 dannelse i F_{2B}

Som vi har sett i delkapittelet «hematitt» har ikke hem-4 noen relasjon til mikrostrukturene som er studert i området, og man vurderer derfor en statisk rekryllisasjon for dannelse av denne. Det er imidlertid mulig at denne statiske rekryllisasjonen har skjedd under siste foldning F_3 , men dette har ikke vært mulig å påvise eller avkrefte gjennom dette arbeidet.

Forholdet strukturer- magnetitt

Det er ikke funnet en relasjon mellom dannelse av magnetitt og strukturene. Dette ser vi ved at det ikke er et spesifikt mønster når det gjelder forekomst av magnetitt og foldeakse. Det er foreslått av Søvægjarto, 1990, en sammenheng mellom sekundært dannet magnetitt, og bevegelser i F_2 -foldehengsler og pre F_2 -skyvning. Han finner altså en forhøyning av magnetitt i områdene rundt foldelukning samt i utkilinger og tynne malmdrag. Dette stemmer bare delvis overens med det man har funnet ved mikroskop-studier av Stensundtjern. Det skal da nevnes at Søvægjartos, 1990, undersøkelser omhandlet undersøkelser i meso- og makro-størrelse.

Forskjellene mellom Søvægjartos, 1990, oppdagelser og oppdagelsene i denne oppgaven har i hovedsak vært at man her mener magnetitten er et resultat av metamorfose. Dette kan støttes ved at man ikke finner en strukturell relasjon, i form av orientering til foldeakse, hos noen av magnetittkrystallene. Det er i likhet med Søvægjarto, 1990, funnet magnetitt i relativt små områder og mengder (i forhold til hematitt) som kan se ut til å favorisere områder hvor bredden av jernoksidbåndene er mindre enn i andre områder. Det er også her

funnet gode indikasjoner til at magnetitten befinner seg i områdene som er på endene eller langt ut til sidene av jernformasjonen.

Dette sammensatt med teorien om at magnetitten er dannet ved hjelp av fluider i form av reduserende forhold i grunnvann, får vi følgende teori om relasjonen mellom magnetitt og strukturer:

Magnetitten er, ved statisk rekrystallasjon eller ved hjelp av fluider, dannet i områder som ligger som utsoninger eller utkilinger, hvor det ved metamorfose mulig kan ha vært et større trykk og/eller temperatur som medførte dens dannelse. Strukturene har derfor ingen direkte forbindelse med dannelsen av magnetitt, men kan ha vært en avgjørende faktor til hvor i jernformasjonen magnetitten ble dannet gjennom metamorfose.

5.3 Malmdannelse

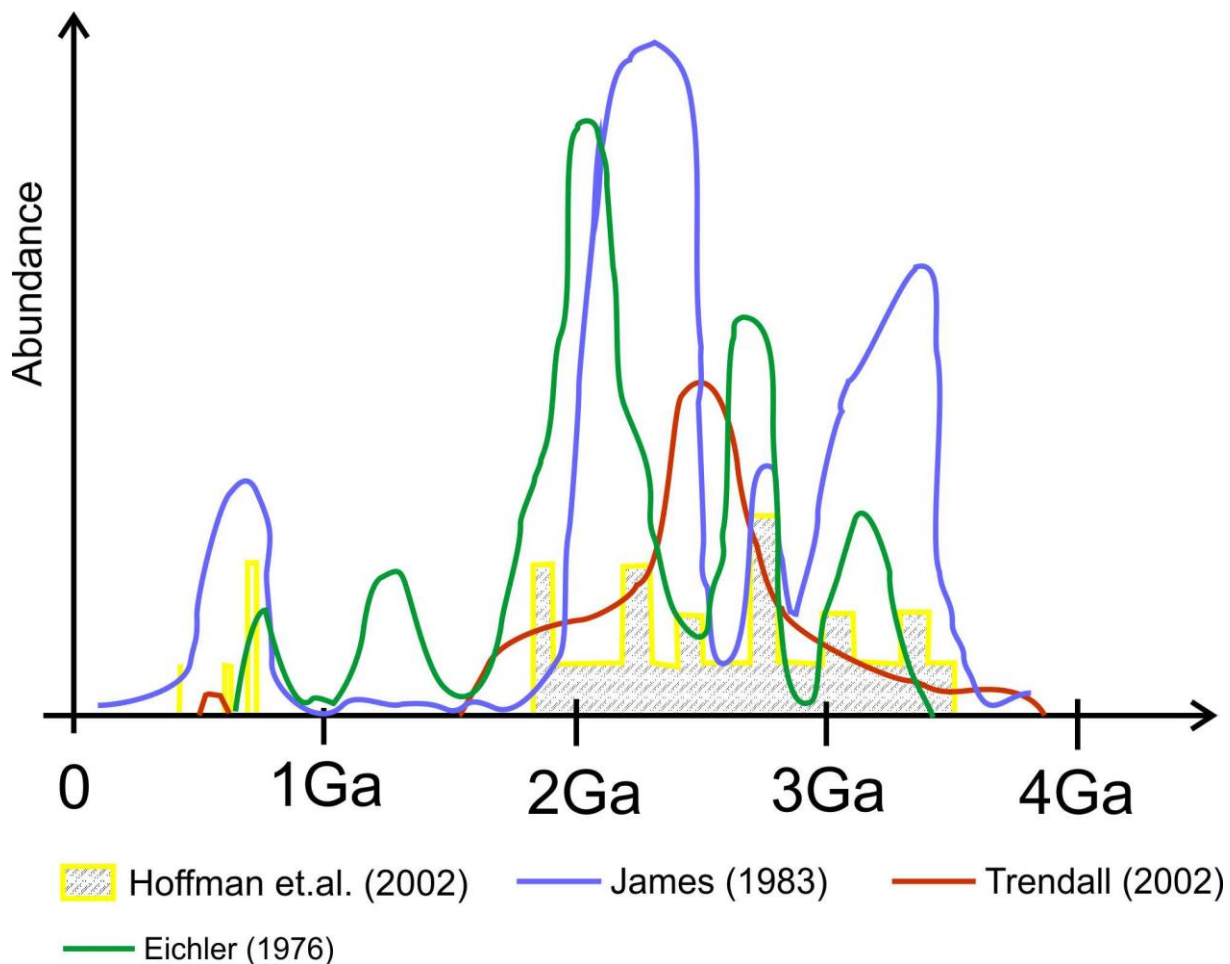
5.3.1 Teori

Jernformasjoner over tid.

Som vi ser ut fra figuren til Ellefmo, 2005, (Figur 5.16) har forskjellige forfattere kommet frem til forskjellige toppe innen avsetning av jernformasjoner. Vi kan likevel se at den største ansamlingen av jernformasjoner skjer under Prekambrium. Ellefmo, 2005 trekker frem to detaljer ved figuren. Disse er:

- Eichler, 1976, ser ikke ut til å dele meningene til sine medforfattere da han mener det er anrikninger av jernformasjoner mellom 1.9 Ga og 800 Ma. Mellom disse årstallene mener de tre andre forfatterne at det er en tydelig nedgang i avsetningene. (Ellefmo 2005)
- Mellom 3.5 Ga til 1.9 Ga (altså en periode på 1.6 Ga), ser det ut til at de fleste jernformasjonene ble avsatt. (Ellefmo 2005). Fra Trendall, 2002, vet vi at den eldste kjente jernformasjonen er blitt regnet ut til å være 3.8 Ga gammel – Isua Iron Formation på Grønland.

Som vi ser i figur 5.16 har vi en større ansamling av jernformasjoner mellom ca. 1,9 Ga til 3,8 Ga. Dette stemmer godt overens med Prekambrium, hvor man vet at jernformasjoner ble avsatt i dette tidsintervallet. Vi ser også en tidsperiode med jernformasjoner mellom ca. 0,8 Ga og 0,6 Ga, perioden som kalles Neoproterozoikum i den geologiske tidsskalaen.



Figur 5.16. Sammenfatning av figurer fra nevnte forfattere. Viser topper innen Jernformasjon avsetninger. Vertikal akse er kvantifisert. (Ellefmo 2005)

Dannelse

Da det er omdiskusjon i det akademiske miljøet om hvordan en jernformasjon er dannet, er det derimot en generell enighet om at utfelling skylden enten biologiske- eller kjemiske prosesser. (Ellefmo 2005) (Trandall 2002); (Kimberley 1989); (Gross, 1983; Evans, 1994, sett i Ellefmo, 2005.)

Som vist i figur 5.16 kan vi se at jernformasjoner har forkommet i flere perioder gjennom jordas historie. Jernformasjonene forekommer for det meste i Prekambrium, men har ikke vært en konstant avsetning, men heller periodisk.

Arkeiske jernformasjoner er ofte tilknyttet grønnsteinsbeltene i de gamle kratonene. Ved disse jernformasjonene er det ofte svært vanskelig/umulig å rekonstruere avsetningsmiljø, dette er fordi arkeiske jernformasjoner ofte er sterkt deformert og har gjennomgått metamorfose (Klein 2005). Vi finner et fellestrekk hos mange av de arkeiske jernformasjonene, da de er fint laminert eller mikrobåndet. Dette er noe som kan peke oss i retningen til hvilket avsetningsmiljø formasjonene ble avsatt i. Denne typen tynn-bånding tyder nemlig på at sedimentene ble avsatt på et dyp som overstiger 200 meter (Trandall 2002). Denne dybden

(200 meter) bør ses på som et minimum, da man med høyst sannsynlighet kan si at de Fe-organismene som er en del av avsetningen er av det skjøre slaget. Et annet bevis på at jernformasjoner må være dannet på dyphavet, er at vi i arkeiske jernformasjoner ikke finner sedimenter som kommer direkte fra land. Det vil si at den effektive sedimentasjonen som skjer på kontinentalmarginen har opphørt, og vi har fått dyphavssedimentasjon. (Klein 2005)

Paleoproterozoiske jernformasjoner, som f.eks. Hamersley Range, i vest Australia, Kaapvaal Craton i Sør Afrika og Labrador Trough i Canada, forekommer i velbevarte og lite metamorfosert bergartssekvenser. Vi kan se velutviklede eksempler på mikrobånding i både Hamersley Range, fra vest Australia, og i Transvaal Supergroup i Sør Afrika. I noen tilfeller er det mulig å finne strukturer som kan spores tilbake til avsetningen, som f.eks. kryss-skikt og bølgermerker. Denne typen strukturer foreslår en type avsetningen i laver vannstand og/eller i høy-energi miljøer, der bølger og havstrømmer har en definitiv påvirkning. Noen eksempler på slike jernformasjoner har vi i vest Australia (Labrador Trough og Nabberu Basin). Andre paleoproterozoiske jernformasjoner, som Hamersley og Transvaal sekvensene, viser derimot ikke denne typen strukturer. (Klein 2005)

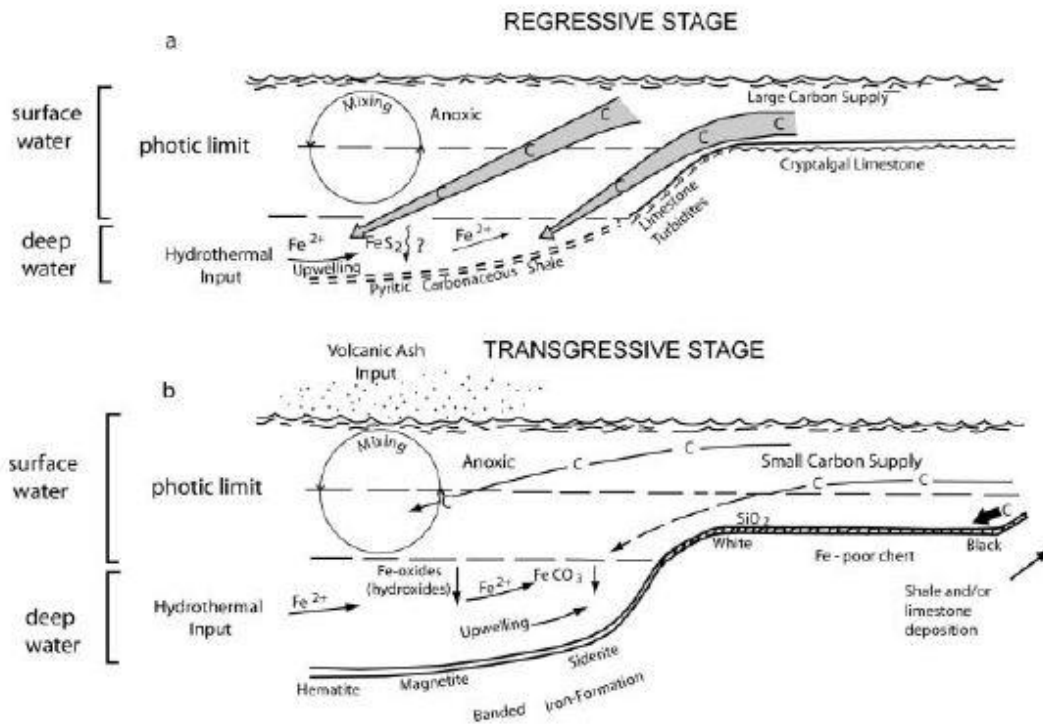
Klein og Beukes, 1989, og Baukes et al., 1990, (Klein 2005) har gjort studier på Transvaal Supergroup i Sør Afrika. Her har de sett på forandringen fra karbonat-skifer til jernformasjonen. På grunnlag av dette arbeidet har de kommet til en enighet om hvordan bassengene, der jernformasjoner forekommer, er oppbygget.

Oppbyggingen er som følger (hvor de nederste bergartene er eldst og de øverst er yngst). Nederst finner vi kalkstein og dolomitt, som også forekommer som skifer. Over disse kalk og skifer bergartene finner vi meso- og mikro-båndede sideritt-kvarts jernformasjoner. Disse sideritt-kalk lagene vil oppover i formasjonen beveger seg over til å bli en magnetitt-kvarts lagning, for så å bli en mer karbonat-rik jernformasjon. Klein og Beukes, 1989; Baukes et al., 1990 (Klein 2005)

Gjennom sin forskning kom forfatterne frem til at den sideritt-rike jernformasjonen måtte være en primær avsetningen. De fant videre ut at karbonat-dolomitt-skifrene var avsatt i vannsøylen som er svært annerledes enn den som må ha funnet sted ved avsetning av jernformasjonene, dette på grunnlag av detaljerte kjemiske analyser av litologiene. Klein og Beukes, 1989; Baukes et al., 1990 (Klein 2005)

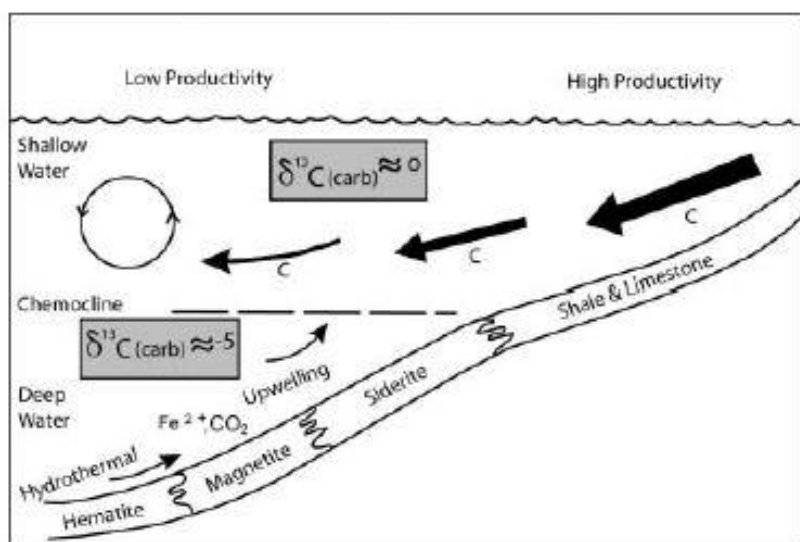
Klein og Beukes, 1989; Baukes et al., 1990 (Klein 2005) foreslo en modell over hvordan avsetningsmiljøet må ha vært ved dannelse av Transvaal Supergroup. Denne modellen ser vi i figur 5.17. Modellen viser at det, i stadiet med regresjon (minkende havnivå) og avsetning i bassenget, var høy produksjon av organisk karbonat i overflatevannet. Det er gjennom denne produksjonen vi har fått avsatt de karbonatene vi finner i

bunnen av Transvaal Supergroup. I perioder med transgresjon, der havnivået var høyere, er dypvannet blitt foreslått som sted for jernformasjonens avsetning. I det dype vannet var det lite organisk C (karbon) og et forhøyet innhold av FeO (dette fra hydrotermale systemer) i sammenligning med de grunnere vannmassene.



Figur 5.17. Skjematisert avsetningsmiljø for jernformasjoner og assosierte litologier i et marint system med en stratifisert vannsøyle i a) ett regressivt avsetningsmiljø, og b) ett transgressivt avsetningsmiljø. De tykke pilene i a) representerer høy karbon produksjon og avsetning, mens de tynde pilene i b) representerer mindre karbon i omløp (i form av avsetning og produksjon). I a) ser vi at grensen for solstrålene (eng: photic limit) når ned til foten av hyllen, noe som fører til avsetning av karbonater. I b) når solstrålene betydelig kortere i vannsøylen, dette betyr at vi får avsatt en rekke forskjellige jernformasjoner og kvarts. Klein og Beukes, 1989; og Baukes et al., 1990 (Klein 2005)

Beukes et al., 1990, (Klein 2005) har i ettertid modifisert modellen. Denne modifiseringen kan vi se i Figur 5.18, der vi ser at karbon innholdet ved avsetning av jernformasjoner (i lavere vannmasser) er mindre enn i høyere vannmasser. (Klein 2005)

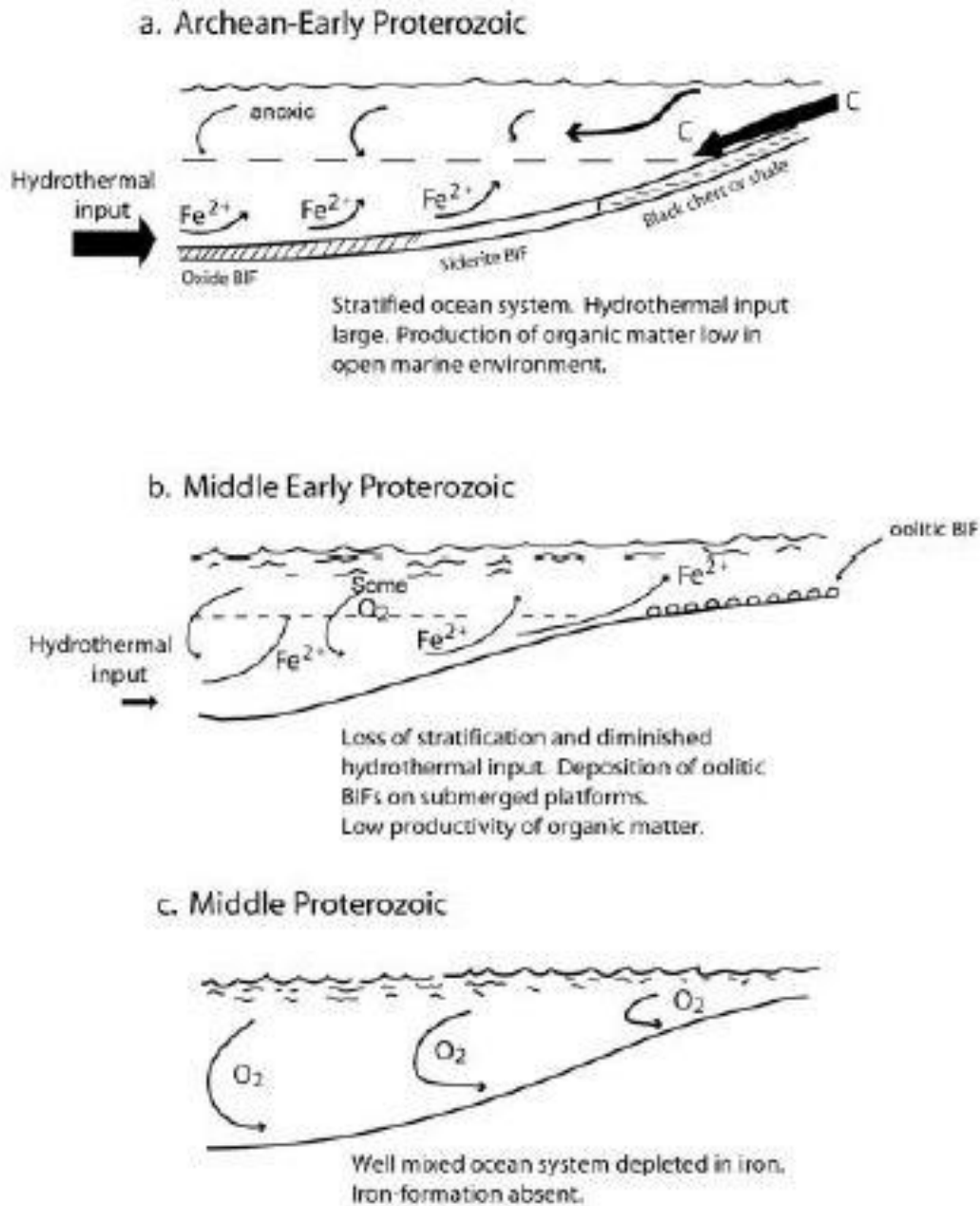


Figur 5.18. Skjematisk avsetningsmiljø for jernformasjoner og assosierte litologier i marine systemer med en stratifisert vannsøyle. Tykke piler merket C (organisk karbon) representerer høy produktivitet, mens de tynne pilene representerer mindre karbon (som sett i figur 2). Vi kan se at jernformasjoner med sideritt blir avsatt i områder der det fremdeles er noe karbonat (chemocline). Magnetitt- og hematitt-rike jernformasjoner avsettes i områder vi ser har lite karbon, men det er tilgang til oksygen. Vi ser at karboninnholdet i vannmassene nærmere land har et C^{13} innhold som er likt dagens (nært 0), mens det på dypere vann der sideritt-rike jernformasjoner ble avsatt var betydelig lavere innhold av C^{13} på negative -5 ‰. Dette mener forfatteren at er et resultat av en betydelig mengde hydrotermale inntak. Beukes et al., 1990, (Klein 2005)

I midtre del av tidlig proterozoikum begynte det stratifiserte havet (som nevnt ovenfor) å brytes ned. Dette kan man konkludere med på grunnlag av utviklingen man ser i store mengdene oolitter og de grovkornede jernformasjonerene man finner i områder som Lake Superior (Goodwin, 1956; Simons, 1985, som sett i (Klein 2005)), Sokoman Jernformasjonen i Labrador Trough (Dimroth og Chauvel, 1973; Klein og Fink, 1976, som sett i (Klein 2005)), og som i Naberu Basin i vest Australia (Goode et al., 1983, som sett i (Klein 2005)), hvor alle er avsatt i grunne havområder. Man kan tenke seg at det på dette tidspunktet må ha utviklet seg en mekanisme som kan ha ført Fe (jern) til overflaten. Det kan videre tenkes at en fallene kjemisk tetthet i den stratigrafiske vannsøyle, grunnet mindre hydrotermal inntak, var årsaken til denne forandringen. (Klein 2005) Det er også foreslått at disse avsetningene kan være et resultat av bakterien Chlorofexus som har evnen til å binde jern til celleveggen. Dette er en type biomineralisering man tror kan være opphavet til noen prekambriske jernformasjoner. Denne teorien støttes ved at man i noen jernformasjoner finner sfæriske strukturer som er blitt tolket til å være mikrofossiler, Robb, 2009.

I en periode mellom 1,8 Ga til om lag 0,8 eller 0,7 Ga har vi få eller ingen jernformasjoner. Dette kan forklares med at havene på denne tiden kan ha vært uten en stratigrafisk inndeling, samt uten Fe og mindre

reduserende (kjemisk) enn hva de på et tidligere (og senere) tidspunkt var. En gjennomgang av paleoseanografi og forandringene av denne er gitt i figur 5.19. (Klein 2005)



Figur 5.19. Paleoseanografisk modell for avsetning av jernformasjoner fra Arkeisk tid til midtre tidlig Proterozoikum. **a)** Arkeisk til tidlig proterozoikum: stratigrafisk havssystem der vi får avsatt jernformasjoner i de dypeste vannmassene. **b)** Midtre tidlig proterozoikum: nedbrytning av det stratigrafiske havssystemet, avsetning av oolittiske jernformasjoner i grunne havområder. **c)** Midtre Proterozoikum: Fe-fattig, godt blandet havvann, der vi på en eller annen måte har fått stor tilførsel på oksygen, men uten jern. (Beukes og Klein, 1992, som sett i Klein, 2005)

I Neoproterozoisk tid har vi igjen dannelse av jernformasjoner. Disse er, i motsetning til sine forgjengere, assosiert med glasimarine avsetninger og til tider Mn- (mangan) avsetninger. (Klein og Beukes (1993b) som sett i Klein, 2005, og Klein og Ladeira, 2004.

Hvis vi ser på Rapitan (Canada) og Urumcum (Brasil) iron formation sekvensene, ser vi at disse kun inneholder ett jern oksid, nemlig hematitt. Vi ser at disse jernformasjonene inneholder drop-stone (sten som har falt av isfjell som har smeltet på vei ut fra isbreen). Rapitan formasjonen ser man i tillegg ligger i og ved glasimarine materiale. Klein, 2005, mener derfor å kunne si at Rapitan er avsatt i et transkresivt miljø med rask økning av havnivå i en ellers interglasial periode.

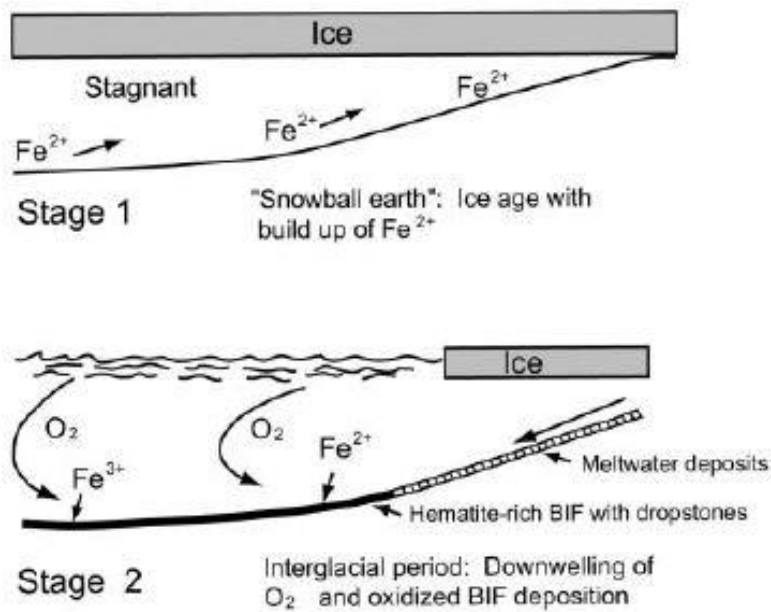
Denne observasjonen av neoproterozoiske jernformasjoner reflekterer et lavt oksygeninnhold (anoksisk eller høyt reduserende), som var et resultat av stagnerende vannmasser i et nærmest globalt isdekke. Bakgrunnen for dette utsagnet forklarer Kirschvink, 1992, da han sier følgende: et isdekke vil føre til at havstrømmene ikke lenger følger de største vindsystemene, og isdekket vil også hemme utveksling av O₂ mellom hav og atmosfære. Disse faktorene vil gjøre det mulig for havvannet å stagnere og bli anoksisk.

Over tid vil ferro jern (toverdig jern - Fe²⁺), som kommer fra vulkansk aktivitet (hydrotermalt eller allerede avsatte sedimenter), få en større prosentmessig innhold i løsningen/havvannet. Man vil kunne få avsatt disse når sirkulasjon og O₂ kom tilbake til systemet (Kirschvink 1992). Denne utfellingen av jern skjedde da smeltingen av is førte til at jern fikk tilgang på oksygen i vannet. Utfellingen i seg selv skjer da Fe²⁺ ble til Fe³⁺, og vannet ikke lengre klarte å holde på de tunge mineralene. Videre førte gravitasjon til ansamlinger på havbunnen (Kirschvink, Gaidos et al. 2000)

Dette er en teori som blir kaldt Snowball Earth (snøball jorden), og Hoffman og Schrag, 2002, har i sin avhandling undersøkt denne hypotesen. De er kommet frem til at en glasial hendelse, med et så stort omfang som Snowball Earth må ha hatt, absolutt kan være en løsning på flere ubesvarte spørsmål om jordas geologiske historie i neoproterozoikum. Hvordan man får avsatt jernformasjoner etter en pause på mange milliarder år; bevisene for en rask start og slutt på glasiale hendelser; paleomagnetiske bevis for at en isfront kan ha ligget så langt sør som ekvator i perioder, er bare noen av argumentene som blir tatt frem som argumentasjon for Snowball Earth hypotesen.

Beukes og Klein lagde i sin avhandling i 1992 en paleoseanografiskmodell for jernformasjoner i Neoproterozoikum. Denne er vist i Figur 5.20

Neoproterozoic



Figur 5.20. Paleoseaografisk modell for Neoproterozoiske jernformasjoner. Under Snowball Eart forhold, vil havnivået ha vært svært lavt og havet stagnerte slik at man fikk en utvikling av høyt reduserende forhold, noe som på sin side førte til oppløsning av Fe og Mn. Dette enten fra hydrotermale kilder, vulkaner eller som oppløste ioner fra sedimentene. Da man enten har fått interglasiale eller postglasiale stadier, vil dette ha ført til transgresjon, noe som har medført at vannmassenes sirkulasjon ble reaktivert og man fikk utfelling og avsetning Fe³⁺ - rike jernformasjoner samt mangan formasjoner. (Baukes og Klein, 1992, som sett i Klein, 2005.)

Utfelling av jern

Vi vet at Fe²⁺ har større løselighet i vann sammenlignet med Fe³⁺. Ved å se på de store mengdene jernmineraler som er dannet i forskjellige tidsepoker (se Jernformasjoner over tid), kan en skjønne at datidens hav vil være avhengig av å inneholde store mengder Fe-ioner. Dette betyr at dyphavet må ha vært anoksisk, da en ikke får oppløsning av Fe²⁺ i oksiderende forhold. Anoksiske forhold i dyphavet vil altså være avgjørende når det gjelder transport og løseligheten av Fe²⁺ (Misra 2012)

Misra, 2012, mener at det oppløste jernet (Fe²⁺) videre ville bli brakt til de øverste vannmassene ved hjelp av vind-drevne oppstrømminger eller hydrotermale søyler (eng: plumes). For dermed å bli utfelt, i vann men pH > 4, som Fe³⁺ - komponenter, da som Fe(OH)₃. Man tror dette er forløperen til det vi i dag ser som hematitt eller magnetitt. Misra, 2012, nevner også noen oksidasjonsreaksjoner som ville vært mulige utfellingsreaksjoner i det stratifiserte prekambriske havet.

- 1) $3\text{Fe}^{2+} + \text{O}_2 + 7\text{H}_2\text{O} = 3\text{Fe}(\text{OH})_3 + 5\text{H}^+$
- 2) $\text{Fe}^{2+} + 3\text{H}_2\text{O} + \text{UV fotoner} = \text{Fe}(\text{OH})_3 + 2\text{H}^+ + 0.5\text{H}_2$
- 3) $4\text{Fe}^{2+} + \text{CO}_2 + 11\text{H}_2\text{O} + \text{sollys} = \text{CH}_2\text{O} + 4\text{Fe}(\text{OH})_3 + 8\text{H}^+$

Formel 1) er en indirekte biologisk oksidasjon, hvor man utnytter oppløst O_2 som er produsert ved fotosyntese i den eufotiske sonen, sannsynligvis i lokale områder, eller «oksygen oaser», som er assosiert med oppblomstring av cyanobakterier (Misra 2012)

Formel 2) viser til en fotokjemisk oksidasjon av løst Fe^{2+} i den eufotiske sonen, ved hjelp av UV stråling (Misra, 2012).

Formel 3) på den andre siden viser til en direkte biologisk oksidasjon av Fe^{2+} , ved katalysering av en ikke-oksygen foto-trofisk (eng: anoxygenic phototrophic) Fe^{2+} oksiderende bakterie, som kan konvertere CO_2 til biomasse ved hjelp av sollys (Misra 2012)

5.3.2 Diskusjon av studieområde

Alder

I Kapittel 2 – Regionalgeologi, 2.4.5 – Avsetningsalder, finner vi flere teorier om når jernformasjonen i Dunderlandsdalen er avsatt. Gjennom karbon- og strontium-isotop stratigrafisk kvantifisering i 2002 ble det konkludert en alder på mellom 595 og 650 Ma i marmore Melezhik et al. Daterte i 2002. Disse bergartene ble senere korrelert til marmorene i Dunderlandsdalen av Sjøvegjarto (Som sett i (Ellefmo 2005)). Denne alderen vil derfor være en av faktorene når det gjelder videre teori og diskusjon angående avsetning og dannelse av jernmineraliseringen i Dunderlandsdalen.

Dannelse

I likhet med Hamersley og Transvaal-sekvensene i Australia og Sør-Afrika, finner vi ingen strukturer som kan kobles direkte til avsetning (som f.eks. kryss-skikt og bølgermerker) (Klein, 2005). Dette betyr ikke at det ikke på et eller annet tidspunkt har forekommet slike strukturer i avsetningene i Dunderlandsdalen, men disse er i så fall forsvunnet ved deformasjon.

Studiene som ble gjort av Transvaal Supergroup i Sør-Afrika, i Klain og Baurkes, 1989, og Baukes et al., 1990, (Klein 2005)), fikk følgende konklusjon: ved regresjon og avsetning i bassenget var produksjonen av organisk karbonat ved havoverflaten, høy. Dette er opphavet til karbonatene i bunden av Transvaal Supergroup. Ved transgresjon vil det i dypere vann bli mindre organisk karbon, samt en forhøyet innhold av FeO , som vil bli avsatt som jernformasjonen. En modell for denne typen avsetning finner vi i figur 5.18.

Denne modellen kan passe inn med Dunderlands-forekomsten, da en finner karbonater både over og under de jernførende lagene. Modellen må da, etter regresjon-transgresjon, gå tilbake til regresjon, slik at karbonatene som ligger over jernmineraliseringene kunne bli avsatt. Det er, på den andre side, ikke funnet

direkte bevis på en marin avsetning (i form av fossiler). En annen faktor som spiller inn her er alderen. Vi vet at Transvaal Supergroup ble avsatt i paleoproterozoikum, dette stemmer ikke overens med jernformasjonen i Dunderlandsformasjonen, som er av neoproterozoisk alder.

Når vi kommer til jernforekomstene i neoproterozoikum er disse ofte assosiert med glasi- eller mangan-avsetninger Klein og Baukes, 1993; Klein og Ladeira, 2004; (Klein 2005)

Som vi vet fra tidligere kapittel har Grenne et al. 1999 (Ellefmo 2005) gjort leserne oppmerksom på at det ikke fantes glasi- avsetninger i området i eller rundt avsetningene i Dunderlandsdalen. En videre undersøkelse fra NGUs side har motbevist dette, og avsetninger som før har vært tolket som en av marmor-enhetene, er i en upublisert rapport, i dag blitt tolket som en diamektitt (Melezhik, Ihlen et al. Upublisert). Dette er en bergart som på et tidspunkt har vært en till (morenemasse) (Sigmund, Brynhi et al. 2013). Disse oppdagelsene støttes av teorien om at en «snowball Earth» -dannelse kan være opphavet til jernmineralene i Dunderlandsdalen. Figur 5.20 viser hvordan avsetningen av denne typen jernformasjon-dannelse kan ha foregått.

Hvis observasjonene til NGU stemmer, og det faktisk er en Diamektitt som er funnet i området, vil dette bety at området man i dag kjenner som Dunderlandsdalen har ligget under store mengder is. Da den antatte diamektitten ligger i nærheten av jernmineraliseringen, og mest sannsynlig avsatt pre jernmineralene, vil diamektitten ligge under jernformasjonen tektono-strategrafisk.

Utfelling

Vi får av Misra, 2012, presentert tre mulige utfellinger: Indirekte biologisk oksidasjon, fotokjemisk oksidasjon eller direkte biologisk oksidasjon. Hvilken av disse som er tilfelle er ikke enkelt å si noe om. Det vi imidlertid får ut av denne informasjonen er at vi med sikkerhet kan si at jernmineraliseringen i Dunderlandsdalen ble utfelt som $\text{Fe}(\text{OH})_3$, og at dette skjedde ved hjelp av enten bakterier eller sollys.

- 1) $3\text{Fe}^{2+} + \text{O}_2 + 7\text{H}_2\text{O} = 3\text{Fe}(\text{OH})_3 + 5\text{H}^+$
- 2) $\text{Fe}^{2+} + 3\text{H}_2\text{O} + \text{UV fotoner} = \text{Fe}(\text{OH})_3 + 2\text{H}^+ + 0.5\text{H}_2$
- 3) $4\text{Fe}^{2+} + \text{CO}_2 + 11\text{H}_2\text{O} + \text{sollys} = \text{CH}_2\text{O} + 4\text{Fe}(\text{OH})_3 + 8\text{H}^+$

Den sedimentære dannelsen og utfelling av $\text{Fe}(\text{OH})_3$ stemmer overens med hva Bugge tenkte allerede i 1948. Selv om det her gis en utdypet forklaring på hendelsene som har medført jernanrikningen i Dunderlandsdalen, er det likevel likhetstrekk og holdepunkter i hva Bugge, 1948, mente angående avsetning og utfelling av jern.

5.4 Klassifisere en jernformasjoner.

5.4.1 Teori

Kvartsklassifisering.

Ellefmo, 2005, delte jernformasjoner inn i kvarts-rike og ikke-kvarts-rike jernformasjoner. Dette gjør han på bakgrunn av en rekke kilder: Trandall, 2002; Maynard, 1983; Kimberley, 1989.

Kvarts-rike jernformasjoner.

Bånding innad i kvarts-rike jernformasjoner kan forekomme i både (som Trandall kaller dem) BIF (båndet jernformasjon) og GIF (granulær jernformasjon). (Trandall 2002) Den samme observasjoner er gjort av Maynard, 1983. Forfatterne deler båndingen inn i tre typer: makro, meso og mikro.

Makrobånding.

Makrobåndede jernformasjoner består av motstandsdyktige jernformasjoner i veksling med jernskifer. Skiferen består av varierende mengder av kvarts, feltspat, sideritt og pyritt, og har en matriks av stilpnomelane (eng.) eller kloritt.

Mesobånding.

Mesobånd kan variere i størrelse, med verdier fra 1 til 80 mm. Denne typen bånding kan være en videre inndeling av makrobånding. Maynard, 1983, forteller om en formasjon i Hammersley Basin som består av mesobånding, hvor denne båndingen består av mineralene: magnetitt, kvarts, karbonater og stilpnomelane (eng.).

Mikrobånding.

Mesobånd av kvarts kan inneholde mikrobånd, disse kan ha en tykkelse mellom 1 til 0,5mm. Båndingen består av jern-rike og jern-fattige lameller.

Jernformasjoner uten kvarts.

Jernformasjoner som ikke inneholder kvarts, består som regel av oksider og hydroksider slik som hematitt og goethitt. Jernkarbonater som sideritt eller jernsilikatet chamosite kan også forekomme i relativt store mengder. Man kan også finne pyritt i denne typen avsetning, som er det eneste jernsulfidet i jernformasjoner uten kvarts. (Maynard 1983)

Jernformasjoner uten kvarts er som oftest ikke båndet, men heller oolittiske (altså kuleformede avsetninger). I sin inndeling av jernformasjoner deler Kimberley, 1989, jernformasjonene inn i seks forskjellige typer jernformasjoner (se figur 5.21). Ut fra disse seks er det tre typer som ikke inneholder kvarts: SCOS-IF (oolittisk), SOPS-IF (oolitt-fattig) og COSP-IF (kull-sump). Hovedforskjellen mellom SCOS-IF og SOPS-IF er at den oolitt-fattige jernformasjonen inneholder mindre glaukonitt og har en tendens til å gradere ut i en mer sedimentær bergart med mindre jerninnhold. (Kimberley 1989)

Når man sammenligner denne typen avsetninger som mangler kvarts, med dem som inneholder kvarts, ser vi at den førstnevnte blir irrelevant med tanke på størrelse, innhold av jern, og har dermed en liten økonomisk verdi (Ellefmo 2005).

Kimberley, 1989, forteller at denne typen jernformasjon uten kvarts har vært avsatt fra kambrium til dagsdato.

Typeklassifisering.

Trendall, 2002, klassifiserer jernformasjoner med tanke på litologi, og er derfor kun deskriptiv. Trendall deler jernformasjoner inn i to grupper: GIF (granular iron formation) og BIF (banded iron formation). Teksturen i jernformasjonene er her hovedforskjellen. Trendall mener at en GIF kan ha vært en BIF, men at den da er avsatt eller forandret på grunnere vann (Trendall 2002). Figur 5.21. viser forskjellen mellom en BIF og en GIF, og de karakteristiske trekkene til den enkelte.

Forkortelse	Forklaring
BIF	<ul style="list-style-type: none"> • Forekommer i grønnstensbelter i gamle kratoner. • Mest tektonisk deformert, men eksisterer også i metamorfose superkrustale bergart sekvenser. • Stratigrafiske, skarpt avgrensede enheter. • Tydelig mesobåndet. • Ingen nylig utviklet struktur. • Epiklastiske komponenter er nesten fraværende. • Uniform kjemisk sammensetning, men varierende mineralogi. • Betydelig lateral kontinuitet.
GIF	<ul style="list-style-type: none"> • Danner sterkt båndede enheter, men i forhold til BIF er de mer interstratifisert med grovere- til medium-kornete epiklastiske sedimenter og delvis assosiert med vulkanske bergarter. • Har ikke mesobånding som en BIF. Endringene i jern-rike og silika-rike bånd er ofte grovere og mindre regelmessige. • Strøm-dannede strukturer er vanlig. • De jern-rike båndene er ofte granulære eller oolittiske. • Uniform kjemisk sammensetning. Varierende mineralogi. • Har ikke den samme laterale kontinuiteten som en BIF.

Figur 5.21. Karakteristiske trekk ved BIF og GIF. Fra Trendall, 2002, noe modifisert av Ellefmo, 2005.

Da Gross, 1969 (som sett i (Ellefmo 2005)) skulle dele inn jernformasjoner, gjorde han dette med hjelp av kjente forekomster i Nord-Amerika. Han opererte derfor med typene Lake Superior, Algoma, Minette og Clinton. De to sistnevnte anses å være av Fanerozoisk alder, de inneholder lite, hvis noen, kvarts, og viser en typisk oolittisk struktur. Algoma-typen har en tilhørighet til vulkanske bergarter som har sitt opphav fra tider med ustabile forhold og mye tektonikk. Gross siste type er Lake Superior, og er assosiert med sedimentære eller metasedimentære avsetninger på kontinentalhyllene. Da denne klassifiseringen er basert på forekomster i Nord-Amerika, mener Trendall, 2002, at inndelingen mister sin aktualitet når man ser på forekomster i en global setting.

Man kan også klassifisere jernforekomster etter mineralogi, hvilket er det James, 1954, gjorde. Dette begrunnet han med at jern kan forekomme med flere forskjellige valens verdier. Hvilken verdi jern får, og dermed hvilket jernmineral, vil avhenge av pH og Eh forhold (redoks-potensiale) samt den geokjemiske sammensetningen av løsningen mineralet feller ut i. Med utgangspunkt i jernmineraliseringene i Lake Superior, på grensen mellom USA og Canada, foreslo James (1954) en faseinndeling av jernformasjoner. James definerte fire faser, hvor disse er basert på utfelling av 2-verdig jern (Fe^{2+}) (som sulfider, silikater og

karbonater) og som 3-verdig jern (Fe^{3+}), da som oksider. De mineralene som dannes i en jernformasjon, om de er primære eller sekundære, kan være med på å indikere avsetningsmiljø. Tabell 2 viser James sin inndeling av jernformasjoner. (James (1954) som sett i (Ellefmo 2005))

Fase	Kjennetegn
Oksid fase	Hematitt eller magnetitt, 30-35% jern, karbonat kan være tilstede.
Karbonat fase	Båndet flint og sideritt (jern karbonat) i like proporsjoner. Sideritten har verken oolittisk eller granuler tekstur.
Silikat fase	Generelt assosiert med magnetitt, sideritt og flint. Primære jern silikater kan inneholde greenalite. Chamosite (jern rik kloritt) og glaukonitt (glimmermineral som kun er å finne i sedimentære bergarter) og noen minnesotaite og stilpnomelan. For det meste ferro jern (to verdig – Fe^{2+})
Sulfid fase	Finkornete sedimentære bergarter med pyritt og karbonater, som er dannet under anaerob forhold.

Figur 5.22. Fire faser for jernformasjoner og deres karakteristika. Av James, 1954, noe modifisert av Ellefmo, 2005.

Karbonatfasen indikerer en positiv Eh (redokspotensiale), altså et oksiderende miljø der vi har rikelig med fritt oksygen, mens sulfidene viser en sterkt negativ Eh (redokspotensiale), altså et miljø som er fattig på oksygen og som er reduserende. Silikatene på sin side har et avsetningsmiljø som ligger nesten midt mellom reduserende og oksiderende forhold, og varierer mellom mildt reduserende til mildt oksiderende. Oksidene kan også ha en middels Eh, da for magnetitt-mineraliseringer. De forskjellige fasenes karakteristiske kjennetegn ser man i figur 5.22. (James, 1954, som sett i (Ellefmo 2005))

Kimberley, 1989, klassifiserer jernformasjoner med hensyn til paleomiljø, altså i hvilket miljø mineraliseringene er avsatt. Denne inndelingen ser vi i figur 5.23. (Kimberley 1989)

Forkortelse	Forklaring
SVOP-IF	Shallow-volcanic-platform iron formation. Grunn-vulkansk-plattform jernformasjon.
MECS-IF	Metazoan-poor (metazoan = multi-celled animals/organism), extensive, chemical-sediment-rich shelf-sea iron formation. Metazoan-fattig (metazoan = multi-celle organisme/ dyr), store (i areal), kjemisk-sediment-rik, kontinentalhylle jernformasjon.
SCOS-IF	Sandy, clayey, and oolitic, shallow island-dotted-sea iron formation. Sandig, leir-rike og oolittisk, grunnmarine øyer, jernformasjon
DWAT-IF	Deep-water iron formation. Dyp-vanns jernformasjon.
SOPS-IF	Sandy, oolitic-poor, shallow-sea iron formation. Sandig, oolitt-fattig, grunn-marine jernformasjoner.
COSP-IF	Coal-swamp iron formation. Kull-sump jernformasjon.

Figur 5.23. Klassifikasjonsskjema for jernformasjoner. Forklaringen blir gitt først på engelsk så på norsk, slik at man skal kunne få en forståelse av forkortelsen. Av Kimberley 1989, noe modifisert av Ellefmo, 2005.

Klassene SVOP-IF og MECS-IF inneholder kvarts, mens SCOS-IF, SOPS-IF og COPS-IF typisk mangler dette. I klassen DWAT-IF kan innholdet av kvarts variere mye. (Kimberley 1989)

5.4.2 Diskusjon av studieområde

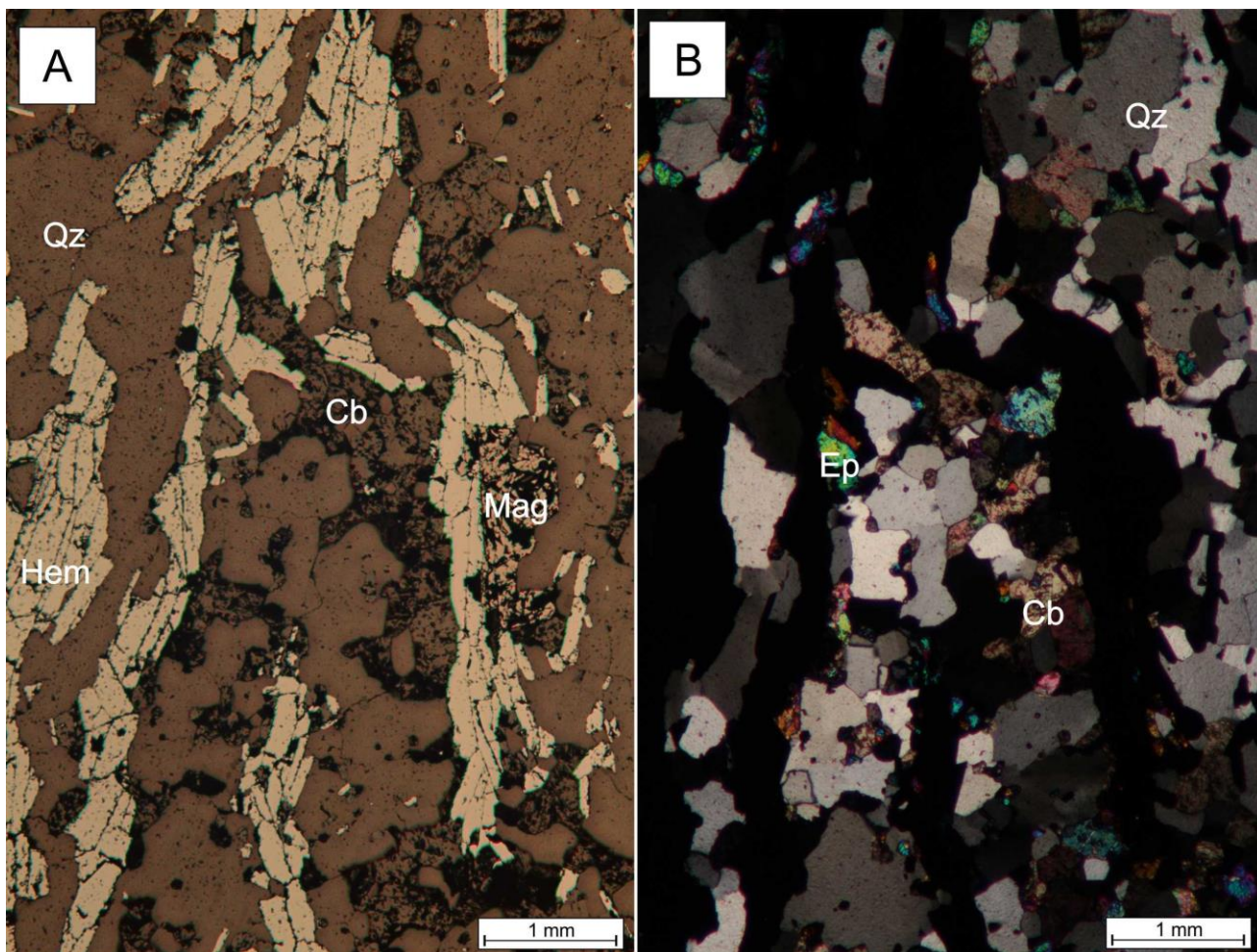
I denne oppgaven har forfatteren valgt å bruke ordet jernforekomst/jernformasjon og jernmineralisering når det gjelder omtale av den aktuelle jernholdige bergarten i Dunderlandsdalen. På denne måten har man ikke forutbestemt eller favorisert en av klassifiseringsmetodene, noe som legger opp til en upartisk diskusjon

Som vi ser i teoridelen av dette delkapittelet, er det mange måter å klassifisere en jernformasjon. Man vil her først klassifisere jernforekomsten etter kvartsinnhold og størrelse på båndingen, så gi en klassifisering av type jernformasjon vi har i studieområdet.

Kvartsklassifisering.

Det er helt tydelig fra mineralsammensetningen i området at dette omhandler Kvarts-rike jernformasjoner, og en oversikt over mineralene i området kan bli funnet i kapittel 3– Petrografi.

Det er en tydelig bånding i jernformasjonene i studieområdet. I figur 5.24 kan vi se båndingen samt skala som viser størrelsen på båndene.



Figur 5.8. Tynnslip 132-1. **A)** reflektert lys. Her ser vi fold av hematitt og kvarts. **B)** krysspolarisert lys. Her ser en kvartsen i bånd, samt noe epidot og karbonat.

Med figur 5.24. som eksempel, og med teoriene til Maynard, 1983, og Trendall, 2002, kan en prøve å gi en klassifikasjon av disse kvarts-rike jernformasjonene. Båndene kommer tydelig frem i områdene som er foldet, som er tilfelle i figur 5.24. Den generelle størrelsen på båndene er i meso-skala, altså mellom 1-80mm, men i områder er det også mulig å videre dele båndene inn i mikro-størrelse, 0,5 – 1mm.

Typeklassifisering.

Når man først har klassifisert jernformasjonene i Stensundtjern som båndet i meso-, men delvis mikro-, skala, kan dette videreklassifiseres i form av type-klassifisering.

Ved å sammenligne Stensundtjern med Trandall, 2002, klassifisering ser vi likheter med BIF-klassifiseringen. Det er i studieområdet funnet en tydelig bånding (mest meso-bånding); en tydelig tektonisk deformasjon; strategifisk avgrensning fra omkringliggende bergarter; en lateral utbredelse; fraværelse av epiklaster; delvis uniform kjemisk sammensetning og varierende mineralogi. Stensundtjern har på den andre siden også noen forskjeller fra Trendalls BIF. Studieområdet forekommer ikke i et grønnsteinsbelte og har flere strukturer som er dannet i etterkant av avsetning.

Hvis man sammenligner Stensundtjern med Trandall, 2002, GIF, ser en at denne typen klassifisering har færre likheter med studieområdet. Meso-bånd forekommer, men ingen strøm-dannede strukturer, og det er få eller ingen epiklastiske elementer i jernmineraliseringen i tillegg til at det ikke er tegn på assosiasjon til oolitter.

Stensundtjern har altså en større likhet med BIFen enn med GIFen, men det er allikevel noen grunnleggende forskjeller mellom BIF og studieområdet. Dette gjør at klassifiseringen som BIF ikke blir helt nøyaktig for studieområdet.

Ved å følge Gross, 1969, (som sett i (Ellefmo 2005)), vil det mest nærliggende alternativet for en sammenligning være Lake Superior. Dette fordi Lake Superiorer er assosiert med sedimentære bergarter som er avsatt på kontinentalhyller, mens de andre typene innenfor Gross's klassifisering enten har oolittisk innhold eller har tilknytning til vulkanske bergarter. Det kan derfor diskuteres, slik Trendall, 2002, gjorde, om denne klassifiseringen er tilstrekkelig når det gjelder jernformasjoner utenfor Nord-Amerika.

Ved hjelp av James, 1954, (som sett i (Ellefmo 2005)) kan vi klassifisere studieområdet som oksid fase. Dette ser vi ved at det kun er jernoksider (hematitt og magnetitt) tilstede som jernmineraler i området. Denne klassifiseringen virker litt for altomfattende, da den kun fokuserer på metallets assosierte kjemiske forbindelse med oksygen, karbon/karbonat, silisium eller svovel. Dette kan medføre at en ikke vil oppnå den spesifiseringen som en er ute etter ved klassifisering av en jernformasjon.

Kimberley, 1989, klassifiserte jernformasjoner etter paleomiljø. Denne typen klassifisering gir en større forståelse av jernformasjonens opphav, og kan dermed samle forskjellige forekomster på en annen måte enn for eksempel klassifisering ved bånding, elementinnhold eller ved assosiasjon til andre kjente forekomster. Det kan allikevel ikke legges skjul på at det, også ved denne klassifiseringen, er mangler. Det blir blant annet ikke tatt høyde for at det kan være andre former for dannelse.

Stensundtjern vil ved klassifiseringen til Kimberley, 1989, bli tolket som en MECS-IF. Dette betyr at avsetningsmiljøet hadde lavt innhold av multi-celle-organismer/dyr; stor utbredelse; var en kjemisk styrt sedimentasjon og foregikk på en kontinentalhylle. Ved å se på studieområdet vet vi at fossiler og/eller spor av organismer ikke er å finne i den jernrike bergarten, dette finner vi på den andre siden i kalkene i nær kontakt til jernforekomsten. At jernforekomstene i Dunderlandsdalen har stor utbredelse kan diskuteres, hvilket kommer helt an på hva man anser som «stor utbredelse». Det er kommet frem i Søvegjarto, upublisert, samt Ellefmo, 2005, at Dunderlandsformasjonen er en del av en jernprovins som strekker seg fra Tromsø i nord til Eiterådalen i sør.

6 Oppsummering og konklusjon

Disse konklusjonene er basert på resultater fra kapittel 4, samt diskusjonen fra kapittel 5. Til grunn for konklusjonen ligger altså observasjoner i felt og tynnslip, samt sammenligninger med en rekke teorier funnet i litteratur omhandlende jernformasjoner.

6.1 Mineralogi

Korngrenser

- Hematitten i området er dannet i stigende rekkefølge (hem-1, hem-2, hem-3 og hem-4), og har ved metamorfose omvandlet til magnetitt, som har skarp grense til den omkringliggende hematitten.

Mineraler

Hematitt

- Det er observert fire generasjoner hematitt.
- Hem-1 er omvandlingsproduktet av $\text{Fe}(\text{OH})_3$, og ble dannet under diagenese. Denne hematitten kan i dag sees som små korn som følger den opprinnelige båndingen i bergarten.
- Hem-2 er stenglette korn som utgjør det meste av hematitten i området. Orienteringen til lengste akse til hem-2 følger foldeaksen til F_1 , hem-2 er derfor syn F_1 .
- Hem-3 er tabulære korn som er orientert med akseplanet til F_{2B} , dannelsen av disse er derfor syn F_{2B} .
- Hem-4 tabulære korn uten innlysende relasjon til strukturer, og er trolig dannet ved statisk rekrySTALLISASJON.

Magnetitt

- Magnetitten i området er dannet ved Mushketovitization, altså ved reduserende forhold.
- Disse forholdene er et resultat av at grunnvannet har strømmet gjennom kis-mineraler i området for så å få lav pH og reduserende forhold, noe som medfører mye jern og mangan i løsningen. Denne løsningen har så gjennomstrømmet området med jernmineraliseringen som har reagert gjennom en reaksjon kalt Mushketovitization.

Granat

- Man finner to forekomster av granat. En stor og deformert samt en liten med nærmest perfekt krystallform. Dette tyder på en deformasjon

SEM

- Det er funnet kobbermineraler i sammenheng med jernformasjonen, hvor disse er tolket til å være Djurleitt ($\text{Cu}_{31}\text{S}_{16}$) og Bornitt (Cu_5FeS_4).
- Kobbermineralene i nærheten til jernformasjonen er i små mengder og er kun funnet i ett av totalt 22 tynnslip. Denne oppdagelsen vil derfor ikke ha betydning for oppgavens problemstilling, ei heller for jernmineraliseringen i studieområdet. Dette blir derfor å regne som en digresjon.

6.2 Strukturgeologi

Strukturer i felt, tynnslip og mikroskop

- Området har gjennomgått tre foldefaser. $F_1 - F_3$, hvor F_2 deles inn i A og B.
- F_1 – isoklinal foldning, i Ø-V retning, med akseplankløv.
- F_{2A} – åpen symmetrisk fold, i Ø-V retning.
- F_{2B} – åpen asymmetrisk foldning med krenulasjonskløv, i Ø-V retning.
- F_3 – åpen foldning i storskala i NNØ-SSV retning.

Strukturers forhold til mineraler

Strukturer og hematitt

- Hem-1 har ingen relasjon til strukturer, da det ser ut til at Hem-1 følger den opprinnelige båndingen innad i jernformasjonen.
- Hem-2 og hem-3 har en direkte tilknytning til foldning. Hem-2 er dannet langs foldeaksen til F_1 og hem-3 er dannet langs foldeaksen til F_{2B} .
- Hem-4 ser ikke ut til å ha en relasjon til mikro-strukturer, da det ser ut til at denne er dannet post F_{2B} . Det er imidlertid mulig at denne statiske rekrystallasjonen er et resultat av foldingen F_3 .

Strukturer og magnetitt

- Magnetitten er dannet ved hjelp av fluider. Strukturene har derfor ingen direkte forbindelse med dannelsen av magnetitt, men kan ha vært en avgjørende faktor til hvor i jernfomasjonen magnetitten ble dannet ved metamorfose.

6.3 Malmdannelse

- Dunderlandsforekomsten er, med stor sannsynlighet, et resultat av Snowball Earth. Observasjonen av diamektitt samt aldersbestemmelsen på forekomsten i Dunderlandsdalen er gode indikasjoner på at det er nettopp denne hypotesen for dannelse som passer best for forekomsten.

6.4 Klassifisering av jernformasjoner

- Forekomsten i Stensundtjern er klassifisert, etter Kimberleys, 1978a, klassifiseringsmodell, som en MECS-IF.

6.5 Konklusjon hendelsesforløp.

1. Avsetning av $\text{Fe}(\text{OH})_3$ etter Snowball Earth og dannelse av MECS-IF
2. Omvandling av $\text{Fe}(\text{OH})_3$ til Fe_2O_3 , hematitt (Hem-1) ved diagenese
3. Isoklinal folding i Ø-V retning (F_1) og dannelse av hematitt (Hem-2) parallelt med akseplanet og som akseplankløv til F_1 .
4. Åpen symmetrisk fold i Ø-V retning (F_{2A}).
5. Åpen asymmetrisk knekkfold i Ø-V retning (F_{2B}) som også har krenulasjonskløv, og med nyvekst av hematitt (hem-3) i knekken.
6. Ved regional metamorfose blir hematitt (Hem-4) dannet ved statisk rekrystallisasjon.
7. Magnetitten (mag) i området ble dannet ved hjelp av fluider, i form av reduserende forhold i grunnvannet.
8. Regional storskala folding (F_3) i NNØ-SSV.

7 Referanser

Nettsider:

<http://www.mindat.org/>

Bowie, S. H. U., et al. (1978). Mineral Deposits of Europe: Northwest Europe, Institution of mining and metallurgy.

Bryhni, I., et al. (2006). Landet blir til: Ivar B. Ramberg, Inge Bryhni, Arvid Nøttvedt (red.) Norges geologi, Norsk geologisk forening.

Bugge, J. A. (1948). Rana gruber: Geologisk beskrivelse av jernmalmfeltene i Dunderlandsdalen, I kommisjon hos H. Aschehoug.

Corneliuss, O. A. (1899). "Dunderlandsdalens jernforekomster." NGU bergarkiv rapport nr. 4140.

Craig, J. R., et al. (1981). Ore microscopy and ore petrography, Wiley New York.

Ellefmo, S. L. (2005). "A probabilistic approach to the value chain of underground iron ore mining."

Gjelle, S. and U. Søvegjarto (2004). Ranas fjell og gruver: en beskrivelse av berggrunnen på kartbladene Mo i Rana og Storforshei, NGU.

Gribble, C. D. (2003). Optical mineralogy: principles and practice, CRC Press.

Gustavson, M. and S. T. Gjelle (1991). Berggrunnskart Mo i Rana M 1:250 000. Geologisk kart over Norge, NGU.

Kimberley, M. M. (1989). "Exhalative origins of iron formations." Ore Geology Reviews **5**(1–2): 13-145.

Kuhn, A. (2013). "Notat; Stensundtjern kvalitetssikring/- sjekk kjerneboring." Rana Gruber AS.

Mücke, A. and A. Raphael Cabral (2005). "Redox and nonredox reactions of magnetite and hematite in rocks." Chemie der Erde - Geochemistry **65**(3): 271-278.

Nesse, W. (2000). Introduction to mineralogy. 442 pp, Oxford University Press. New York.

Nilsen, O. and G. Universitetet Oslo Institutt For (1984). Teksturelle termer i magmatisk og metamorf petrografi, Oslo 1983 60s ill diagr.

- Preisemann, F. D. (2007). "Prospecting and mining for iron ore in the dunderland vally."
- Robb, L. (2009). Introduction to ore-forming processes, John Wiley & Sons.
- Roberts, D. (2003). "The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues." Tectonophysics **365**(1–4): 283-299.
- Roberts, D., et al. (2007). "The Uppermost Allochthon in the Scandinavian Caledonides: From a Laurentian ancestry through Taconian orogeny to Scandian crustal growth on Baltica." Geological Society of America Memoirs **200**: 357-377.
- Sandstad, J. R., A. (2005). Malmdatabase: Forekomst 1833-051: Stensundtjern. Malmdatabase ved NGU.
- Sigmound, E. M. O., et al. (2013). Norsk geologisk ordbok, NGU.
- Stadheim, J. (1940). "Dunderlandsdalen." NGU bergarkiv rapport nr. 3354.
- Sundblad, K. (2013). "GEO-3108 - Ore Geology, forelesning: Part 1 ".
- Søvegjarto, U. (19XX). Kart Dunderlandsdalen.
- Søvegjarto, U. (1990). "Jernmalmer i Rana, pp. 154-176." Rui, I.J.(ed). Deformasjon og remobilisering av malmer Rapport nr. 76, BVL1-prosjekt.
- Søvegjarto, U. (2005). "Dunderlandsformasjonen- en enestående geologisk enhet i Rana." Årbok for Rana årgang 38.
- Søvegjarto, U. (Upublisert). "Den Nord-Norske Jernmalmmasjonen."
- Søvegjarto, U., et al. (1989). Storforshei 2027 IV, M 1:50 000, berggrunkart, NGU.
- Topografiskkart (1997). Storforshei, 2027 IV, Statens Kartverk.
- Trandall, A. F. (2002). "The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record." Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems **33**.
- Whitney, D. L. and B. W. Evans (2010). "Abbreviations for names of rock-forming minerals." American Mineralogist **95**(1): 185.
- Bowie, S. H. U., et al. (1978). Mineral Deposits of Europe: Northwest Europe, Institution of mining and metallurgy.

Carstens, H. (2010, 08.12.2010 13:52). "Grunnvann – ressurs og problemmaker."

Hoffman, P. F. and D. P. Schrag (2002). "The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change." Terra Nova **14**(3): 129-155.

Kimberley, M. M. (1989). "Exhalative origins of iron formations." Ore Geology Reviews **5**(1–2): 13-145.

Kirschvink, J. L. (1992). "Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth." The Proterozoic Biosphere: 51-52.

Kirschvink, J. L., et al. (2000). "Paleoproterozoic snowball Earth: Extreme climatic and geochemical global change and its biological consequences." Proceedings of the National Academy of Sciences **97**(4): 1400-1405.

Klein, C. (2005). "Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins." American Mineralogist **90**(10): 1473-1499.

Klein, C. and E. A. Ladeira (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.

Lagoeiro, L. (1998). "Transformation of magnetite to hematite and its influence on the dissolution of iron oxide minerals." Journal of Metamorphic Geology **16**(3): 415-423.

MacKenzie, W. S. and A. E. Adams (1994). A color atlas of rocks and minerals in thin section, Halsted Press.

Maynard, J. B. (1983). Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits, Springer-Verlag.

Melezhik, V. A., et al. (Unpublisert). "Cryogenian depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: a chemostratigraphic approach." NGU.

Misra, K. C. (2012). Introduction to geochemistry: principles and applications, John Wiley & Sons.

Mücke, A. and A. Raphael Cabral (2005). "Redox and nonredox reactions of magnetite and hematite in rocks." Chemie der Erde - Geochemistry **65**(3): 271-278.

Otake, T., et al. (2007). "Experimental evidence for non-redox transformations between magnetite and hematite under H₂-rich hydrothermal conditions." Earth and Planetary Science Letters **257**(1): 60-70.

Passchier, C. W. and R. A. Trouw (2005). Microtectonics, Springer.

Swann, P. and N. Tighe (1977). "High voltage microscopy of the reduction of hematite to magnetite." Metallurgical Transactions B **8**(2): 479-487.

Vedlegg A – Tynnslip og borehullsdata

I dette vedlegget vil man kunne finne data tilknyttet diamantborehullene og tynnslipene.

Tabell A.1: Diamantborehulls-data

Bh-ID	Lengde	Kartblad	Koordinat- system	Nord	Øst	Borestasjo nens høyde (m.o.h.)	Azimuth	Fall
Bh 130-2012	102,00	2027 IV	UTM-sone 33 N	7366784,31	474920,58	201,95	360,000	-35,000
Bh 131-2012	90,00	2027 IV	UTM-sone 33 N	7366783,04	474920,33	201,74	360,000	-70,000
Bh 132-2012	60,00	2027 IV	UTM-sone 33 N	7366778,76	474919,49	202,15	180,000	-60,000
Bh 133-2012	54,18	2027 IV	UTM-sone 33 N	7366717,47	474921,66	202,19	360,000	-50,000
Bh 134-2012	54,00	2027 IV	UTM-sone 33 N	7366717,45	474920,48	199,25	360,000	-90,000
Bh 135-2012	111,00	2027 IV	UTM-sone 33 N	7366779,54	474822,15	198,39	360,000	-35,000
Bh 136-2012	69,00	2027 IV	UTM-sone 33 N	7366778,17	474822,73	198,27	360,000	-70,000
Bh 137-2012	69,00	2027 IV	UTM-sone 33 N	7366775,51	474822,30	198,11	180,000	-70,000
Total	609,18							

Tabell A.2: Tynnslip-data

Bh-ID	Tynnslips ID	Dybde (m)	Litologi
BH 130-2012			
	130-1	08,27-08,32	hem/mag + qtz
	130-3	21,63-21,69	hem/mag + qtz
	130-4A	23,21-23,26	hem/mag + qtz
	130-4B	23,21-23,26	hem/mag + qtz
BH 131-2012			
	131-1	09,83-09,88	hem/mag + qtz
	131-4	17,19-17,23	hem/mag + qtz
BH 132-2012			
	132-1	28,31-28,37	hem/mag + qtz
	132-2	32,34-32,39	hem/mag + qtz
BH-133-2012			
	133-1	19,75-19,78	hem/mag + qtz
	133-3	28,48-28,55	hem/mag + qtz
	133-4	32,47-32,55	hem/mag + qtz
	133-5	38,50-38,56	hem/mag + qtz
	133-7	23,81-23,88	hem/mag + qtz
BH 134-2012			
	134-2	32,13-32,18	hem/mag + qtz
	134-4	34,82-34,86	mag + qtz
BH 135-2012			
	135-3	24,40-24,46	hem/mag + qtz
	135-4	34,42-34,50	hem/mag + qtz
	135-6	43,61-43,66	hem/mag + qtz
BH 136-2012			
	136-2	16,38-16,43	Mag + epidot
BH 137-2012			
	137-1	25,33-25,38	hem/mag + qtz
	137-4	38,15-38,22	hem/mag + qtz
	137-6	42,11-42,17	kontaktgl.skifer

Vedlegg B - Termer

Ord	Kolonne1	Betydning	Kilde	Oversettelse
Euhedral		Egenformet: brukes om et mineral som opptrer med sine egne velutviklede krystallflater i en størkningsbergart	(Sigmound, Brynhi et al. 2013)	
Subhedral		Delvis egenformet: brukt om mineralkorn som dels er begrenset av egne krystallflater, dels har en uregelmessig begrensning.	(Sigmound, Brynhi et al. 2013)	
Anhedral		Brukes om mineraler som ikke har utviklet sine egne krystallflater, men har uregelmessige begrensninger mot de omgivende mineralene.	(Sigmound, Brynhi et al. 2013)	
Ore		<p>Definisjon 1. An ore (or an ore deposit) is a rock that can be used for metal production with economic profit. Ores are rocks: they consist of one or several minerals. Each mineral is composed of a couple of elements. The critical issue is that this type of rock is highly attractive by human cultures for its unique potential to produce metals from.</p> <p>Definisjon 2. Any naturally occurring material from which a mineral or aggregate of value can be extracted at a profit.</p> <p>Definisjon 3. Ore is a solid naturally-occurring mineral aggregate of economic interest from which one or more valuable constituents may be recovered by treatment</p> <p>Definisjon 4. An ore is a material in the ground that can be extracted to the overall economic benefit of a particular mining operation, governed by the financial determinants at the time of examination</p>	<p>(Sundblad 2013)</p> <p>(Robb 2009)</p> <p>Evans (1994) som sett i (Ellefmo 2005)</p> <p>Lane (1998) som sett i (Ellefmo 2005)</p>	Malm
Iron Fomation		<p>Definisjon 1. An iron-rich ($\pm 30\%$) and siliceous ($\pm 50\% \text{SiO}_2$) sedimentary rock which results from extreme compaction and diagenesis of chemical precipitate in which those components were major constituents.</p>	(Trandall 2002)	Jern formasjon

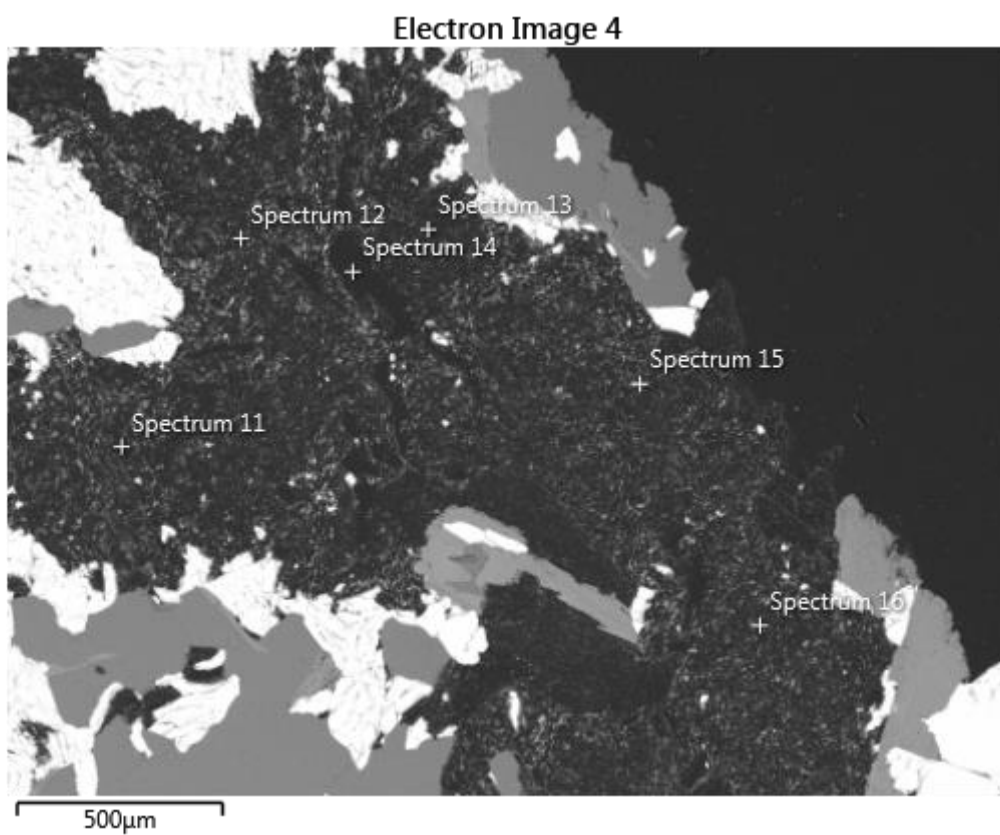
		Definisjon 2. A mappable rock unit composed mostly of ironstone, with the uppermost and lowermost beds being ironstone.	(Kimberley 1989)	
	Iron stone	A chemical sedimentary rock which contains over 15 % Fe	(Kimberley 1989)	Jernstein
	Sedimentary rock	A rock containing over 50 wt-% inorganic and/or organic chemical precipitates from a surficial water body and/or diagenetic replacements of those precipitates.	(Kimberley 1989)	Sedimentær bergart
Martitization		Hvor magnetitt erstattes av hematitt ved oksidasjon	(Mücke and Raphael Cabral 2005)	
Mushketoviti- zation		Hvor hematitt erstattes av magnetitt ved reduksjon	(Mücke and Raphael Cabral 2005)	
Pseudomorf		Mineral eller mineralaggregat som har et annet minerals krystallform.	(Sigmound, Brynhi et al. 2013)	
Ulitifisert		Ikke forsteinet	(Sigmound, Brynhi et al. 2013)	
Opakt		Materiale som er ugenomtregelig for vanlig lys	(Sigmound, Brynhi et al. 2013)	
Anisotrop		Retningsvariabel: uttrykk brukt om materialer med ulike fysisk egenskaper i forskjellige retninger.	(Sigmound, Brynhi et al. 2013)	
Isotrop		Retningslik: brukt for materialer med egenskaper som er like i alle retninger	(Sigmound, Brynhi et al. 2013)	

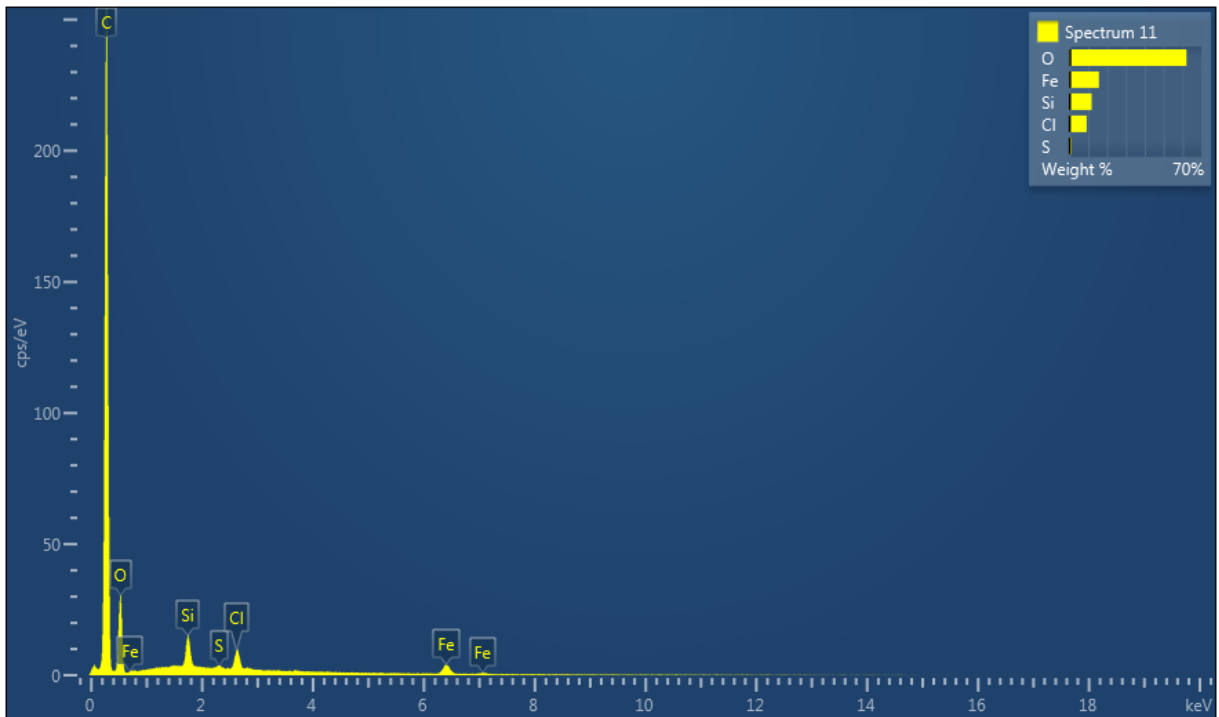
Vedlegg C - SEM

Det er tatt SEM analyser av to borehull, til sammen på 7 steder. I dette vedlegget vil man se analyse 4 og 7. Grunnen til at det kun er disse man får oppgitt er repetisjon i resultater og menneskelige feil under prøvetaking som førte til flere analyser som ble ubrukelige.

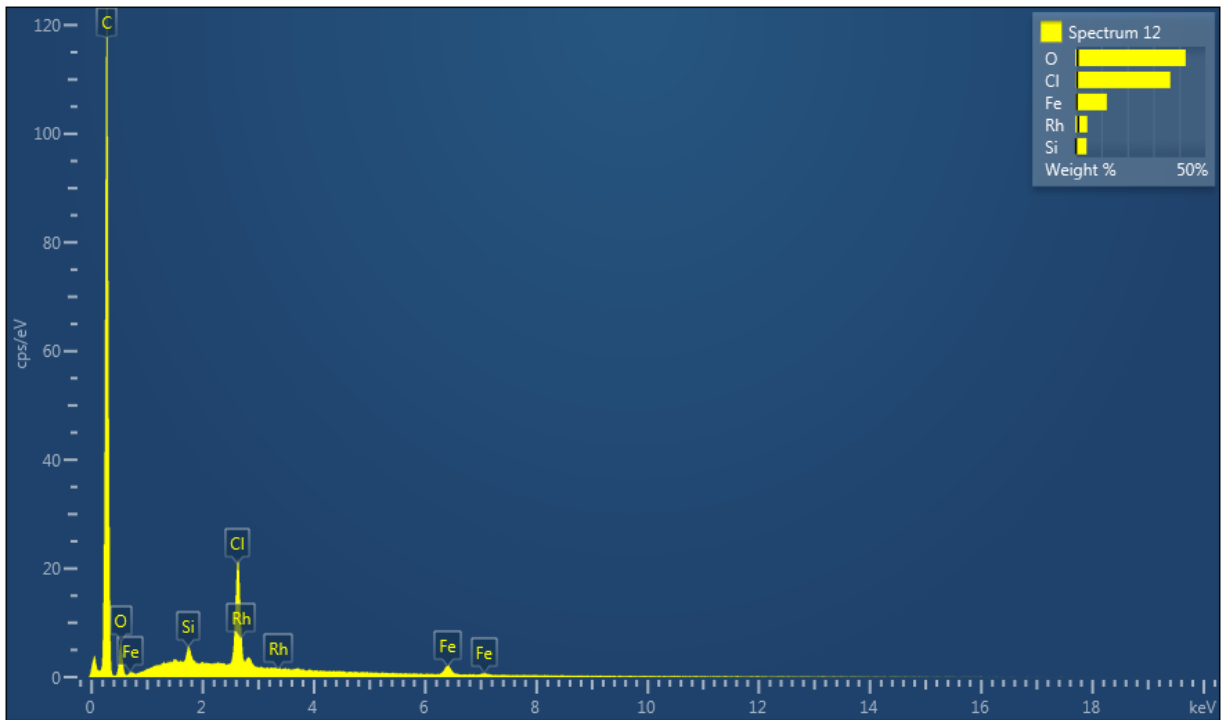
Tynnslip 130-1

Analyse 4.

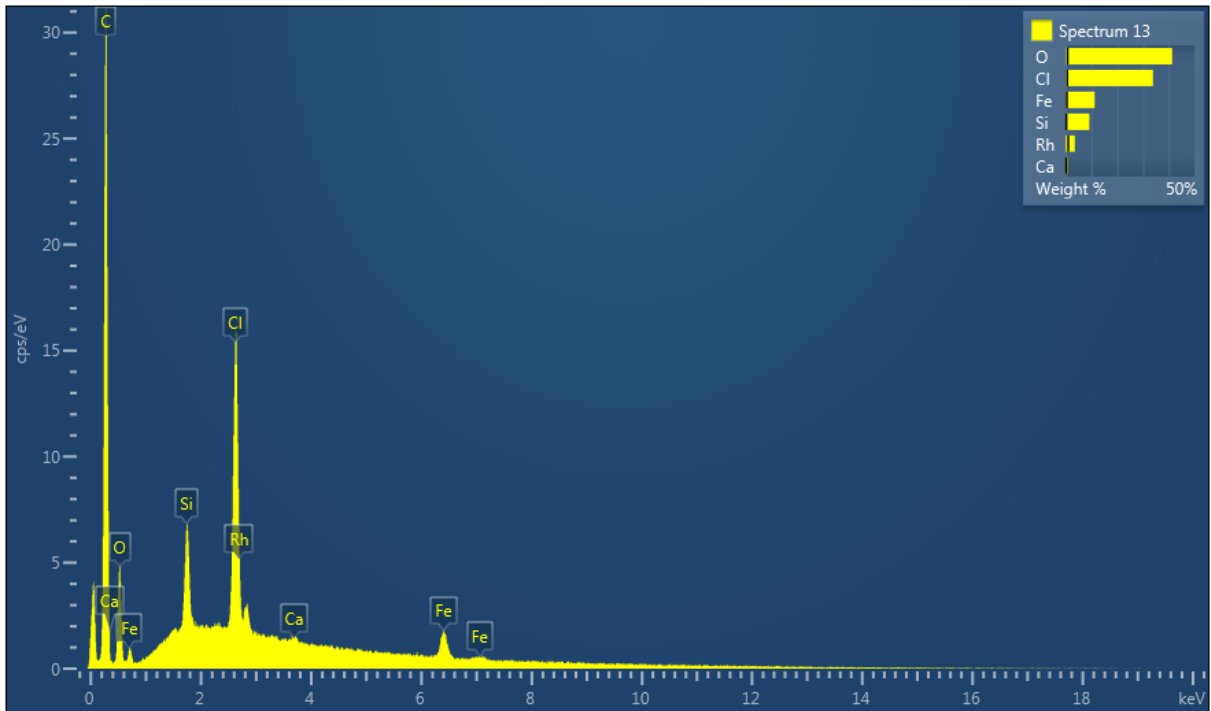




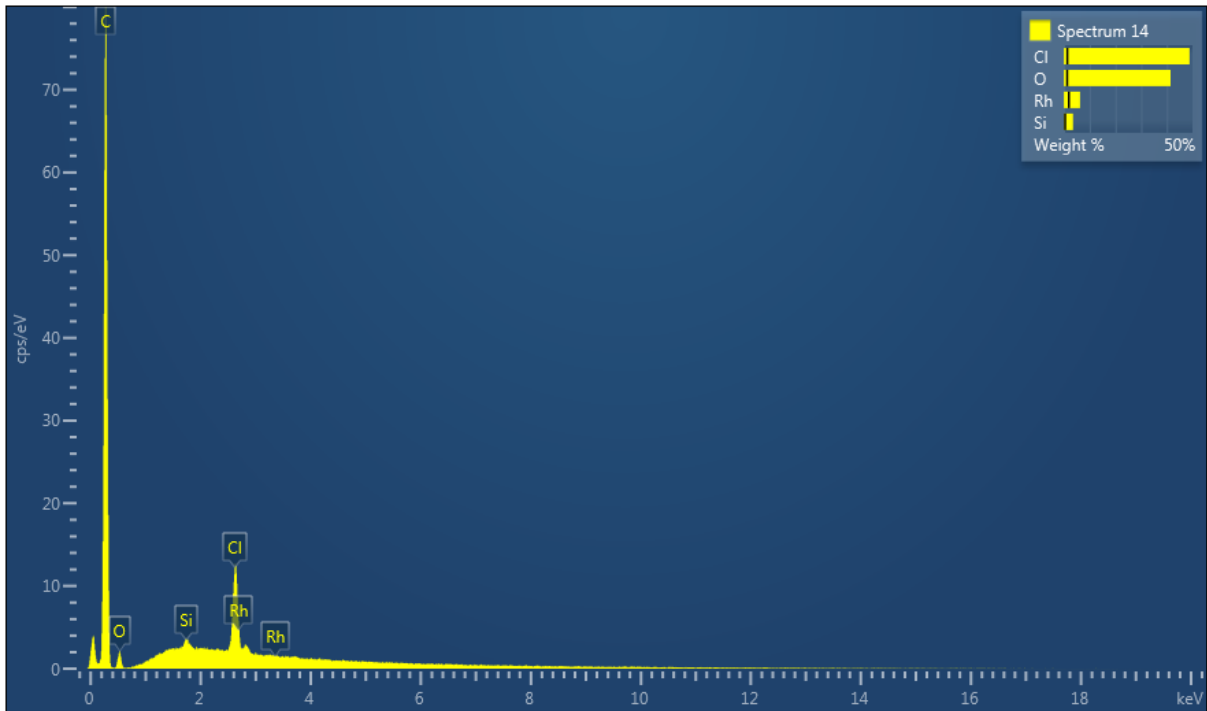
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
O	K series	20,53	0,06909	62,16	0,51	SiO2	Yes	
Si	K series	2,67	0,02118	11,81	0,27	SiO2	Yes	
S	K series	0,26	0,00227	1,12	0,20	FeS2	Yes	
Cl	K series	2,20	0,01919	9,22	0,26	NaCl	Yes	
Fe	K series	3,55	0,03547	15,69	0,44	Fe	Yes	
Total:				100,00				



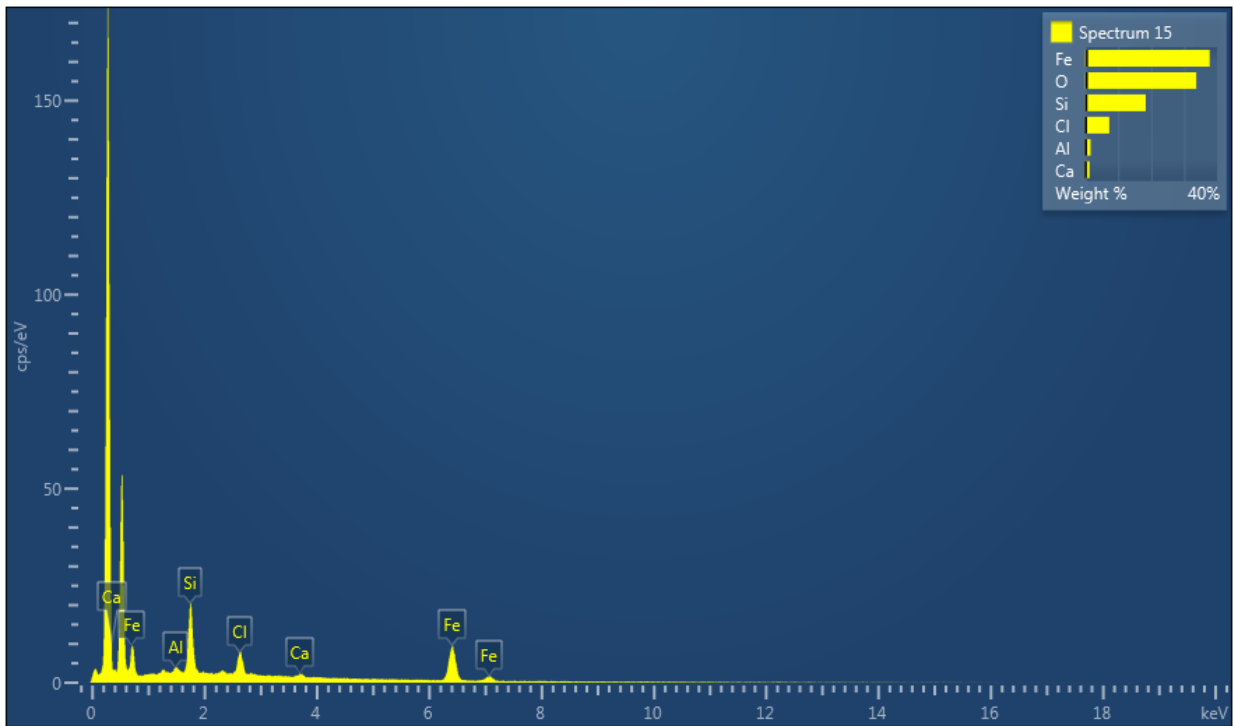
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
O	K series	4,20	0,01414	42,46	0,82	SiO2	Yes	
Si	K series	0,63	0,00502	4,34	0,24	SiO2	Yes	
Cl	K series	5,78	0,05052	36,56	0,66	NaCl	Yes	
Fe	K series	1,65	0,01654	12,09	0,49	Fe	Yes	
Rh	L series	0,63	0,00632	4,55	1,11	Rh	Yes	
Total:				100,00				



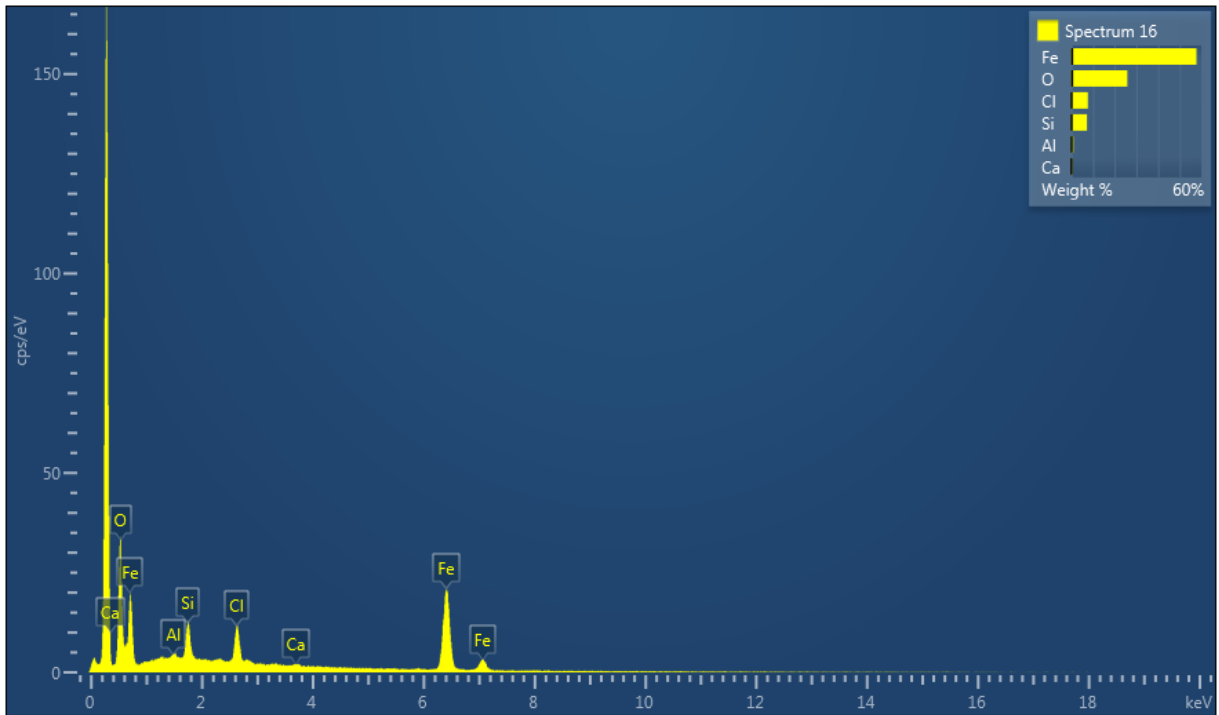
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
O	K series	3,26	0,01097	41,35	0,71	SiO2	Yes	
Si	K series	1,08	0,00857	9,15	0,25	SiO2	Yes	
Cl	K series	4,16	0,03637	33,89	0,55	NaCl	Yes	
Ca	K series	0,10	0,00091	0,87	0,24	Wollastonite	Yes	
Fe	K series	1,22	0,01224	11,24	0,44	Fe	Yes	
Rh	L series	0,38	0,00378	3,50	0,98	Rh	Yes	
Total:				100,00				



Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
O	K series	1,28	0,00430	41,44	1,28	SiO2	Yes	
Si	K series	0,22	0,00174	3,49	0,42	SiO2	Yes	
Cl	K series	3,14	0,02748	48,83	1,31	NaCl	Yes	
Rh	L series	0,35	0,00351	6,24	1,89	Rh	Yes	
Total:				100,00				



Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
O				33,69				
Al	K series	0,30	0,00214	1,61	0,21	Al2O3	Yes	
Si	K series	3,89	0,03084	18,37	0,30	SiO2	Yes	
Cl	K series	1,70	0,01483	7,29	0,24	NaCl	Yes	
Ca	K series	0,36	0,00318	1,30	0,18	Wollastonite	Yes	
Fe	K series	9,00	0,09005	37,73	0,47	Fe	Yes	
Total:				100,00				

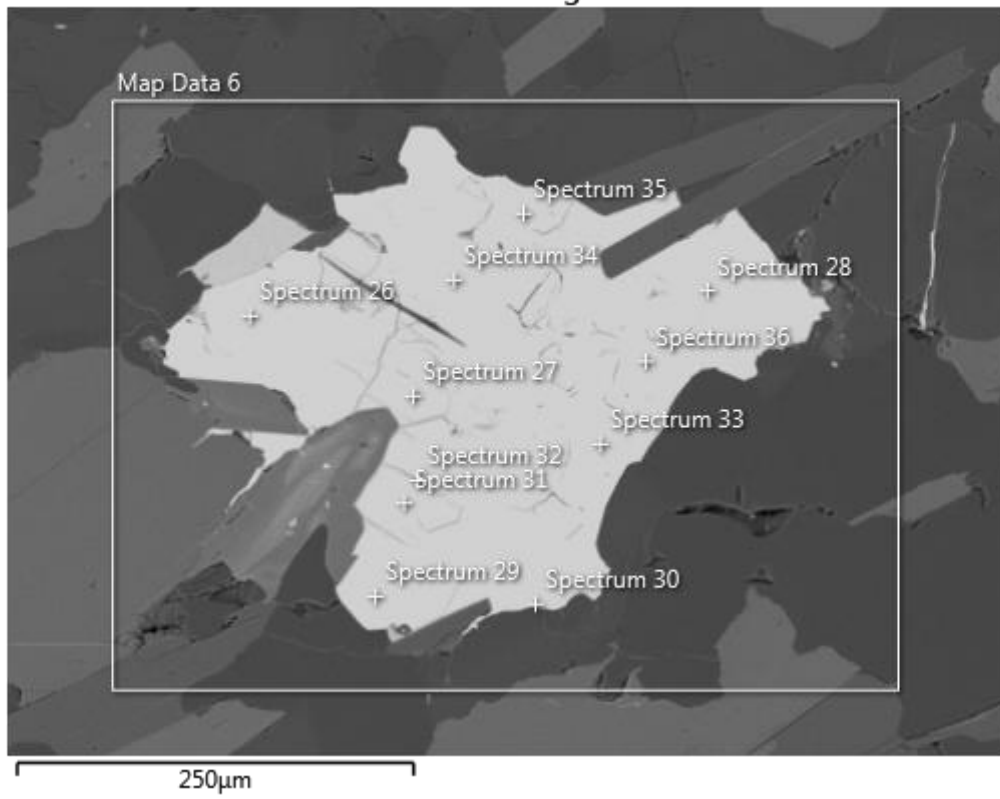


Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
O				25,88				
Al	K series	0,22	0,00159	0,95	0,20	Al2O3	Yes	
Si	K series	2,04	0,01617	7,27	0,21	SiO2	Yes	
Cl	K series	2,71	0,02372	7,64	0,19	NaCl	Yes	
Ca	K series	0,22	0,00196	0,53	0,13	Wollastonite	Yes	
Fe	K series	20,81	0,20807	57,73	0,42	Fe	Yes	
Total:				100,00				

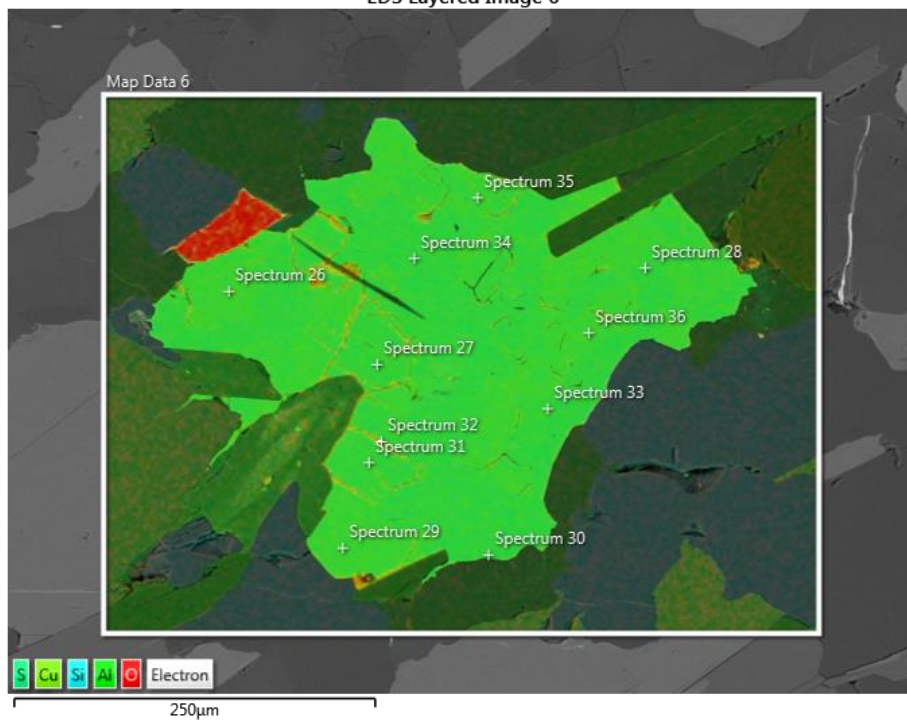
Tynnslip 137-6

Analyse 7.

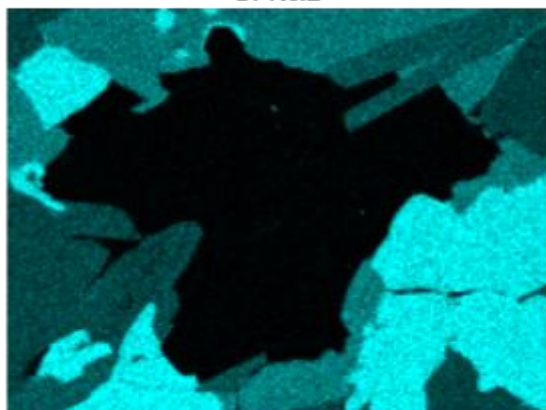
Electron Image 8



EDS Layered Image 6



Si K α 1



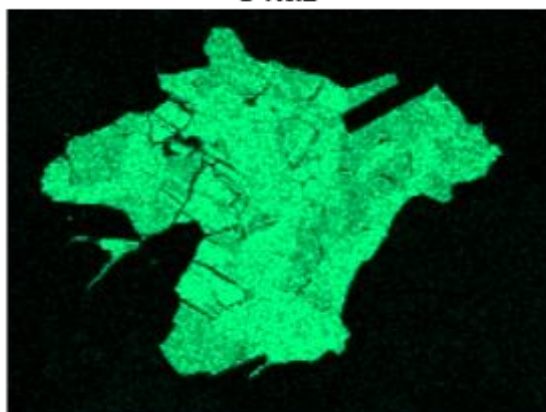
250 μ m

O K α 1



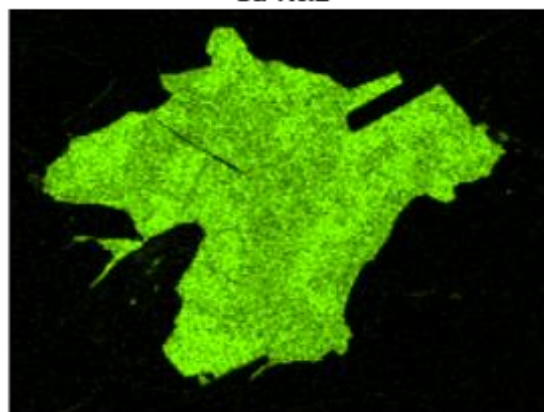
250 μ m

S K α 1



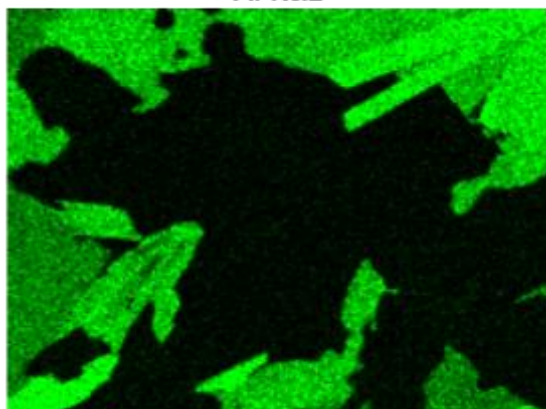
250 μ m

Cu K α 1



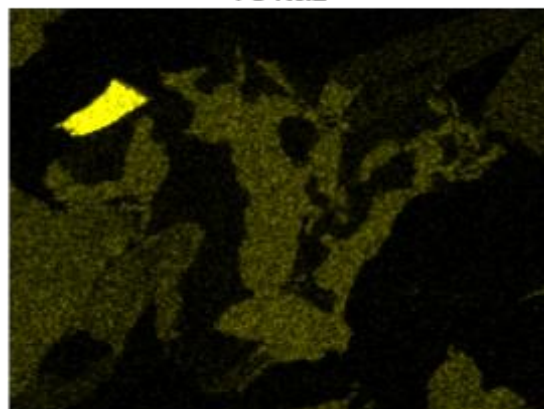
250 μ m

Al K α 1



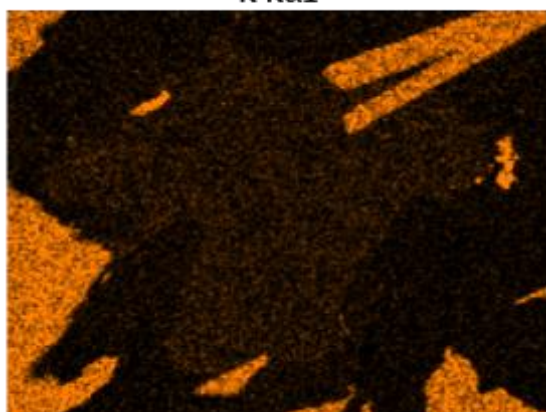
250 μ m

Fe K α 1

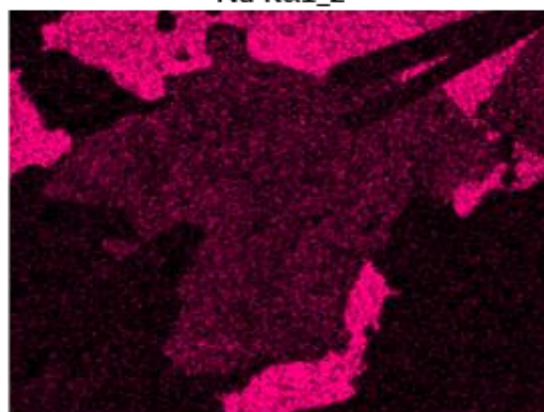


250 μ m

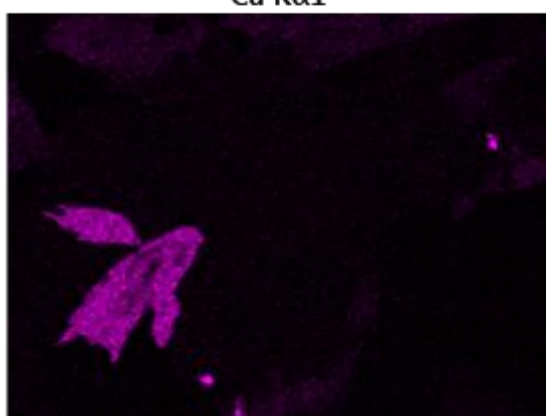
K $\text{K}\alpha_1$



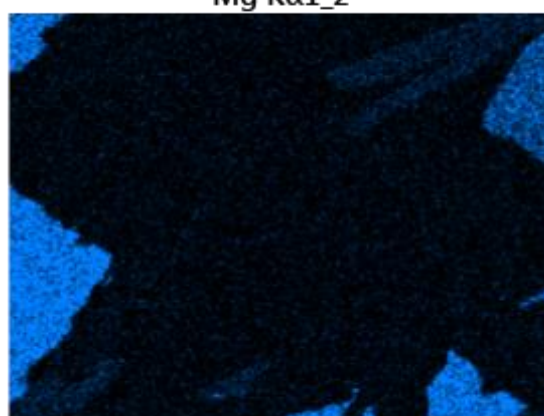
Na $\text{K}\alpha_{1,2}$



Ca $\text{K}\alpha_1$

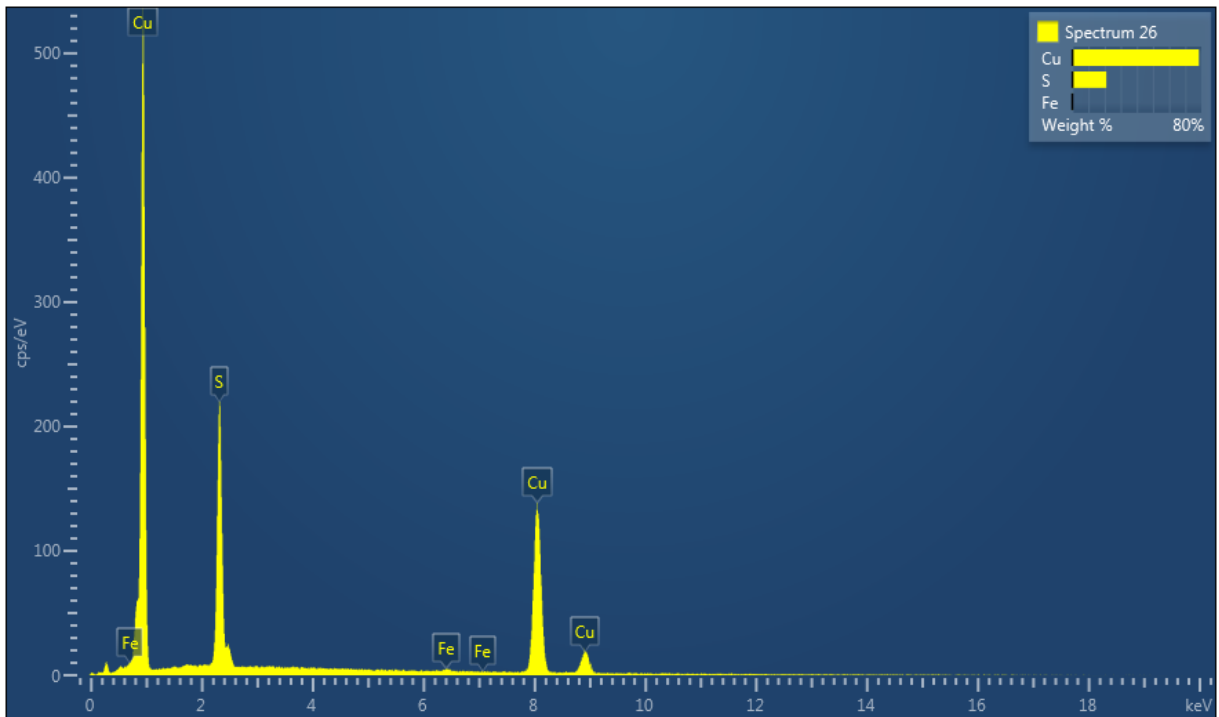


Mg $\text{K}\alpha_{1,2}$

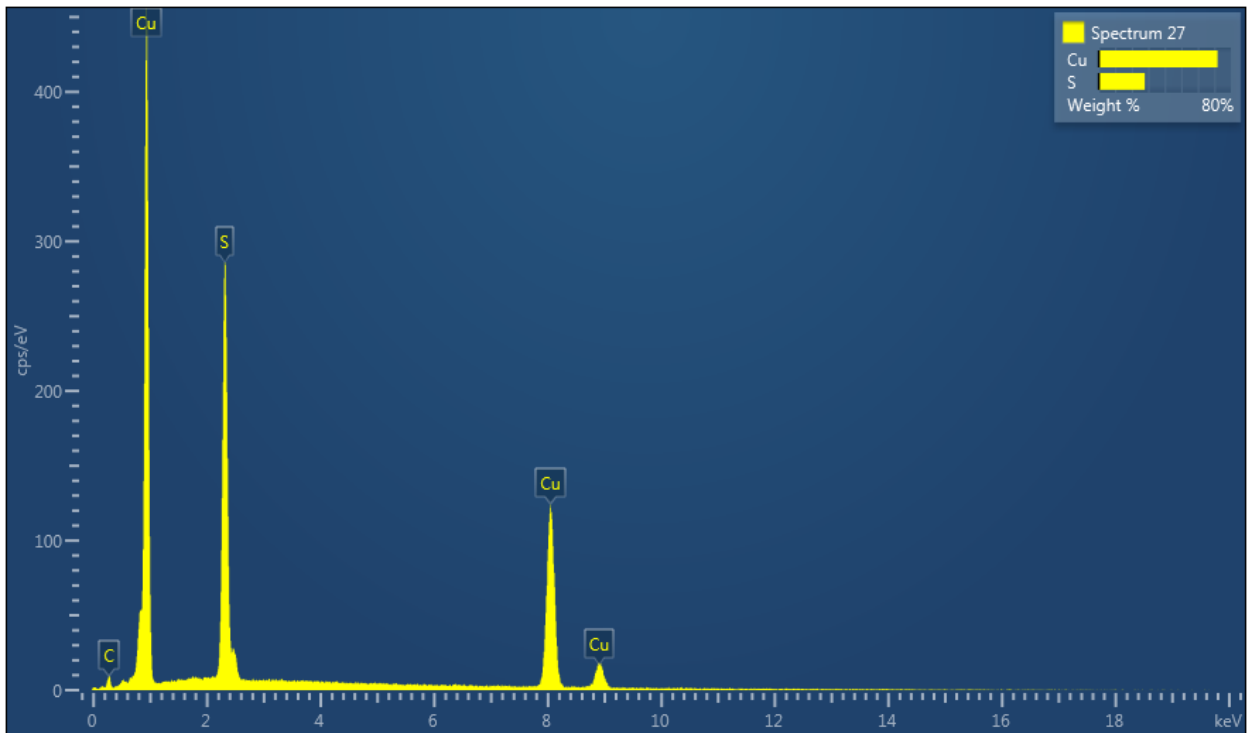


C $\text{K}\alpha_{1,2}$

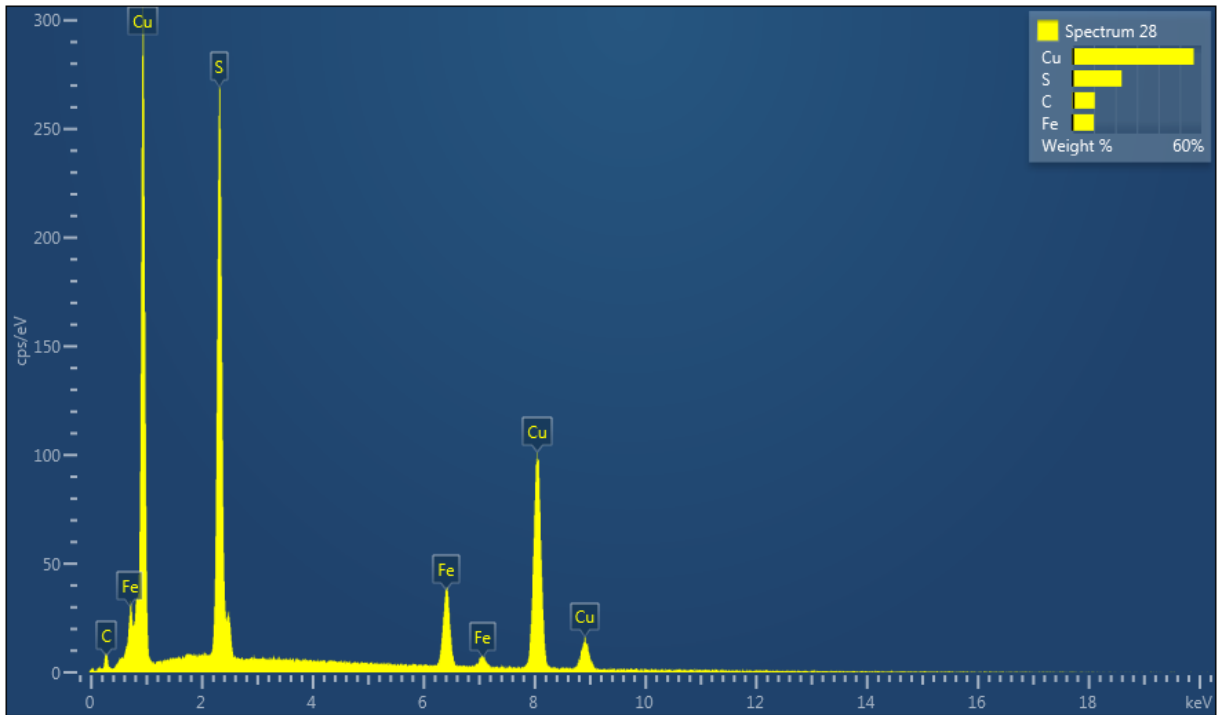




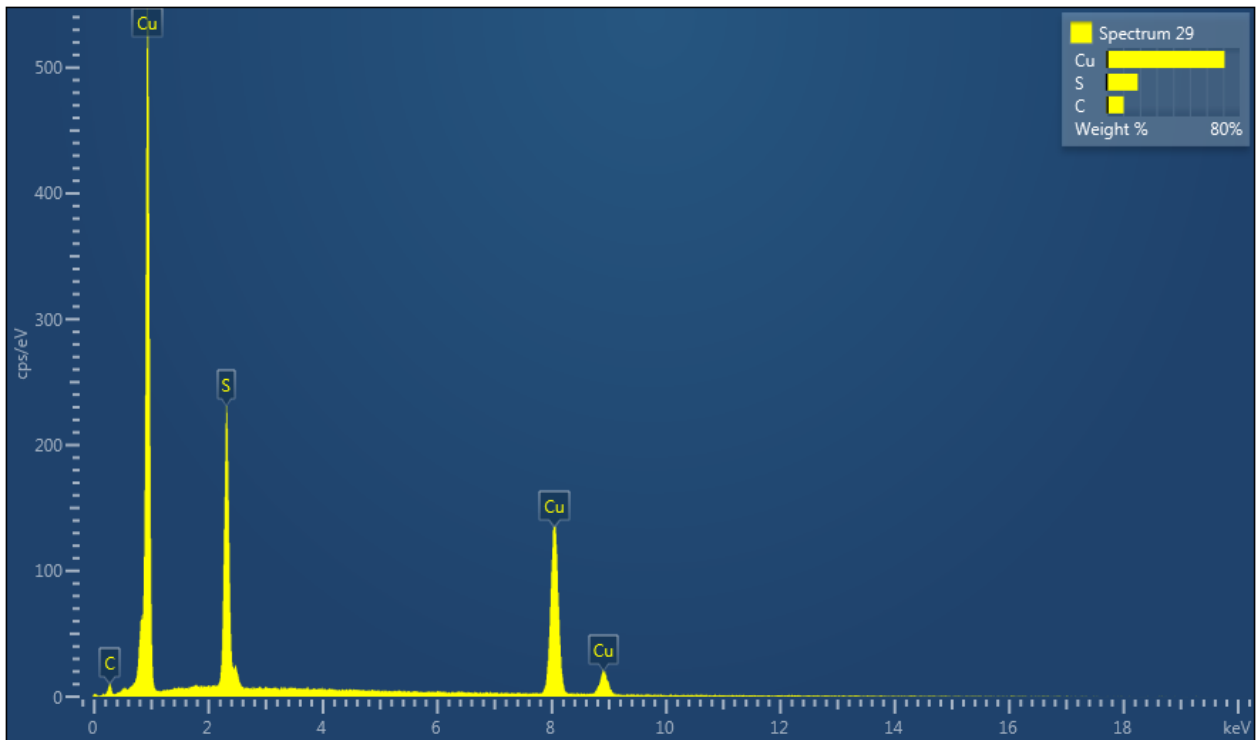
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
S	K series	56,06	0,48297	21,16	0,19	FeS2	Yes	
Fe	K series	1,52	0,01515	0,41	0,09	Fe	Yes	
Cu	K series	246,29	2,46286	78,43	0,20	Cu	Yes	
Total:				100,00				



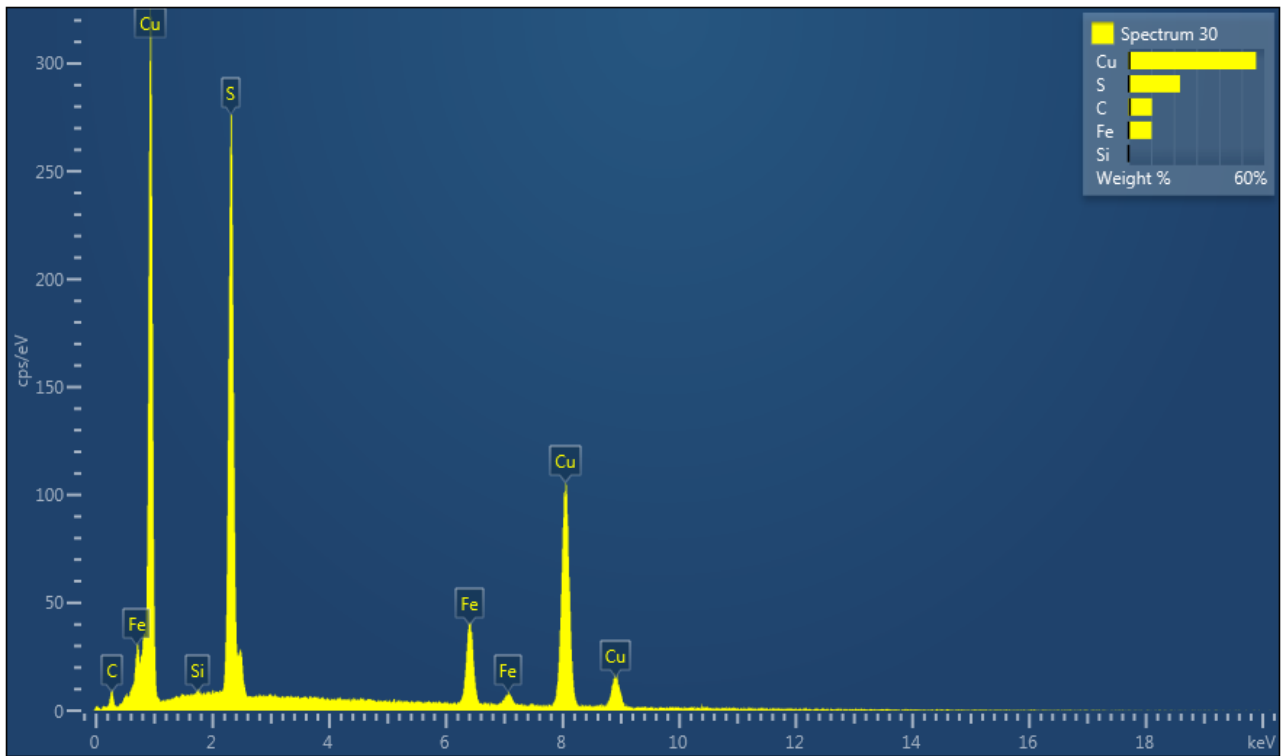
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
S	K series	75,51	0,65049	27,99	0,22	FeS2	Yes	
Cu	K series	221,31	2,21305	72,01	0,22	Cu	Yes	
Total:				100,00				



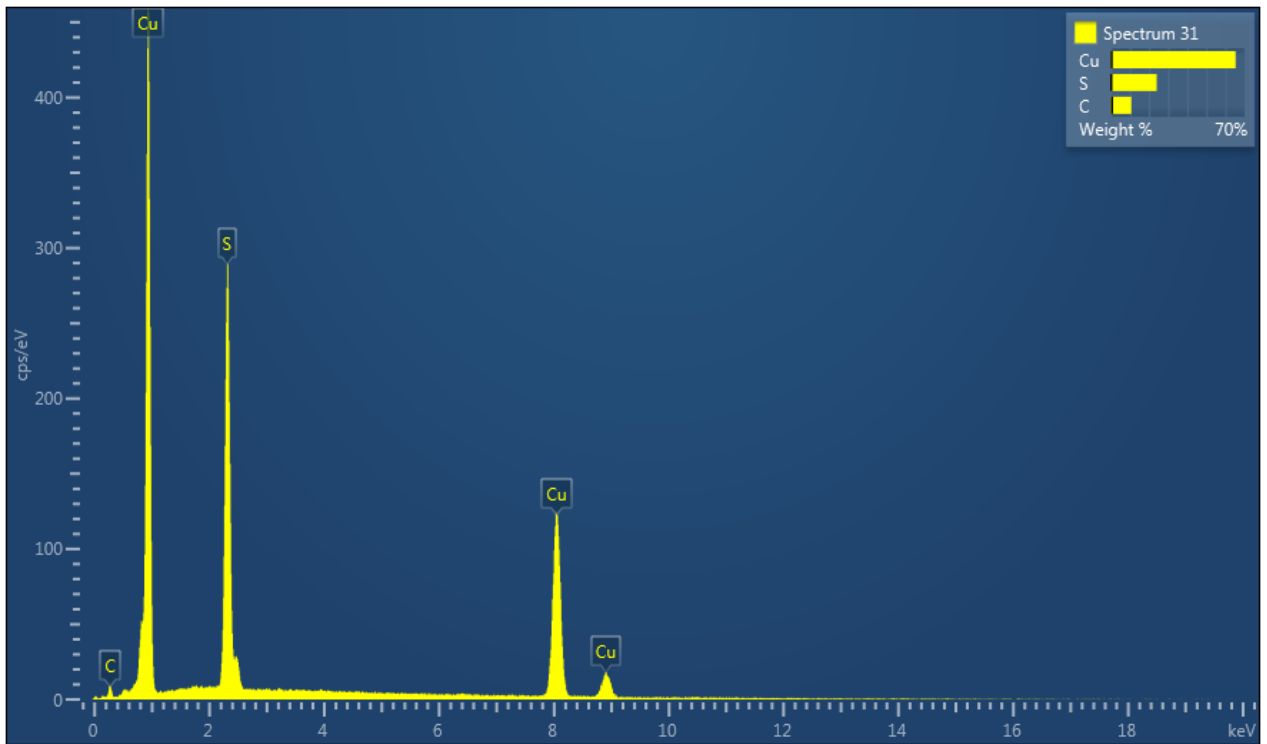
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	3,60	0,03602	10,49	0,58	C Vit	Yes	
S	K series	70,04	0,60339	22,99	0,23	FeS2	Yes	
Fe	K series	37,44	0,37443	10,06	0,17	Fe	Yes	
Cu	K series	183,78	1,83779	56,46	0,44	Cu	Yes	
Total:				100,00				



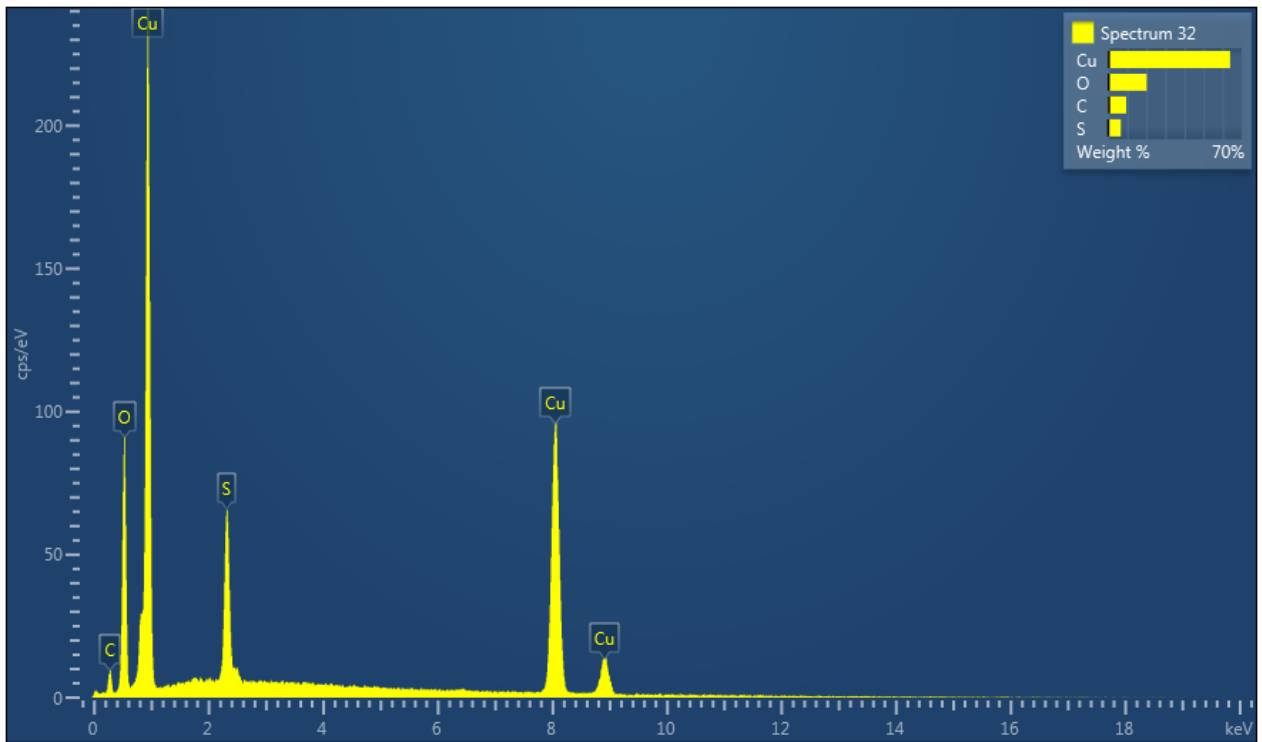
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	3,96	0,03960	10,28	0,60	C Vit	Yes	
S	K series	59,03	0,50856	18,79	0,21	FeS2	Yes	
Cu	K series	251,93	2,51932	70,93	0,51	Cu	Yes	
Total:				100,00				



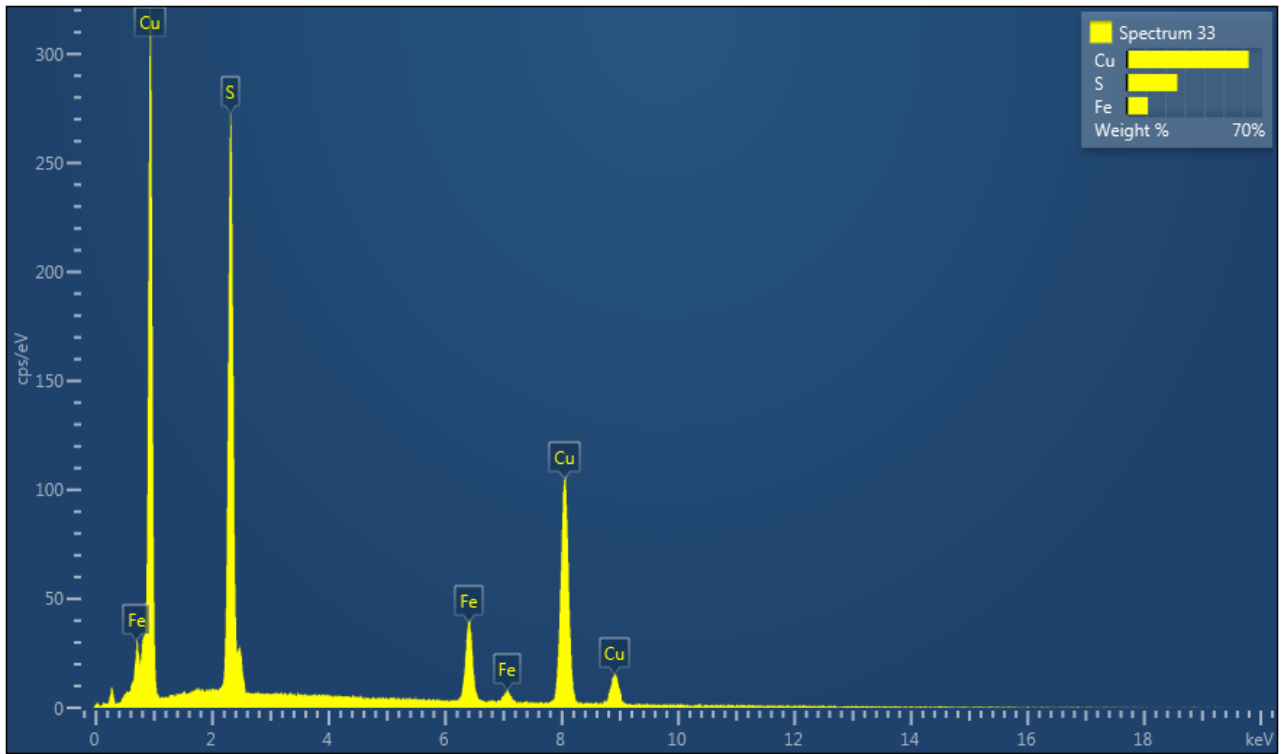
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	3,73	0,03731	10,42	0,59	C Vit	Yes	
Si	K series	0,41	0,00326	0,17	0,05	SiO2	Yes	
S	K series	72,36	0,62339	22,83	0,23	FeS2	Yes	
Fe	K series	39,59	0,39591	10,21	0,17	Fe	Yes	
Cu	K series	191,13	1,91129	56,36	0,44	Cu	Yes	
Total:				100,00				



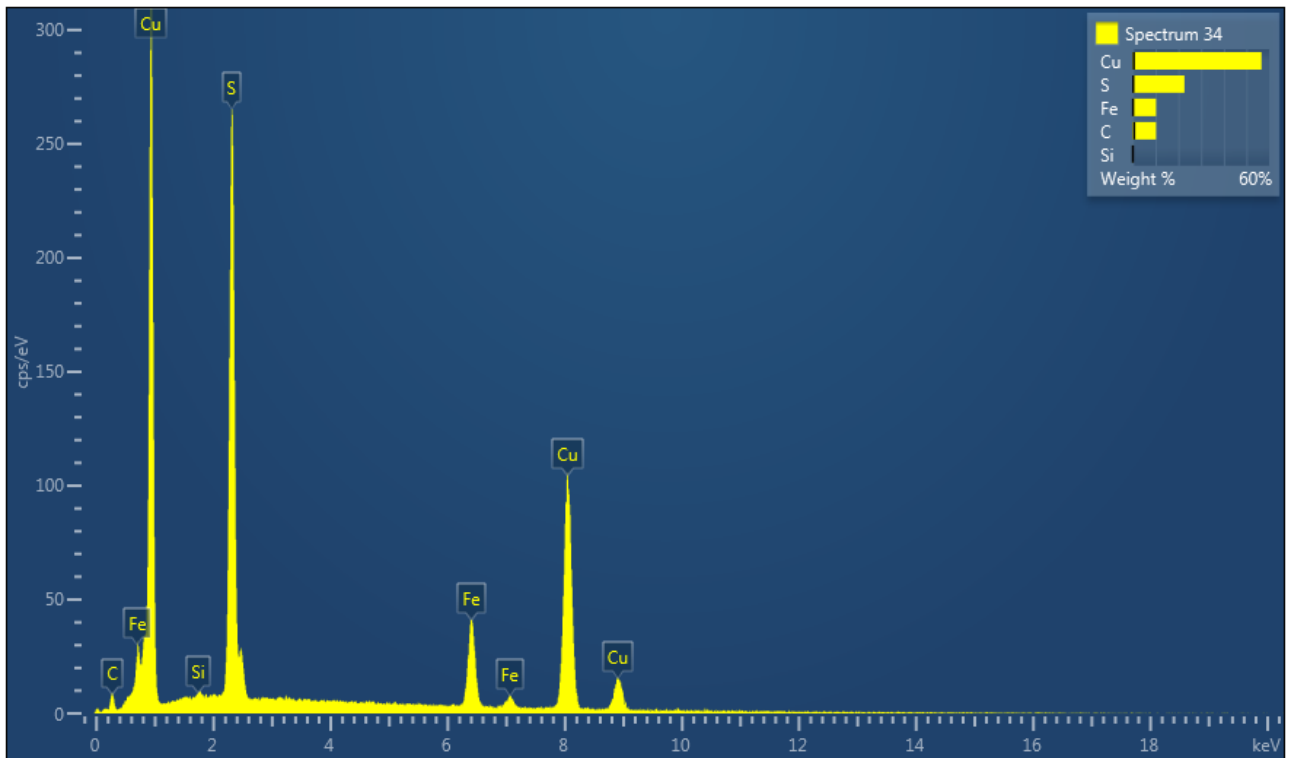
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	3,75	0,03748	10,74	0,60	C Vit	Yes	
S	K series	76,34	0,65767	24,01	0,24	FeS2	Yes	
Cu	K series	226,82	2,26821	65,26	0,49	Cu	Yes	
Total:				100,00				



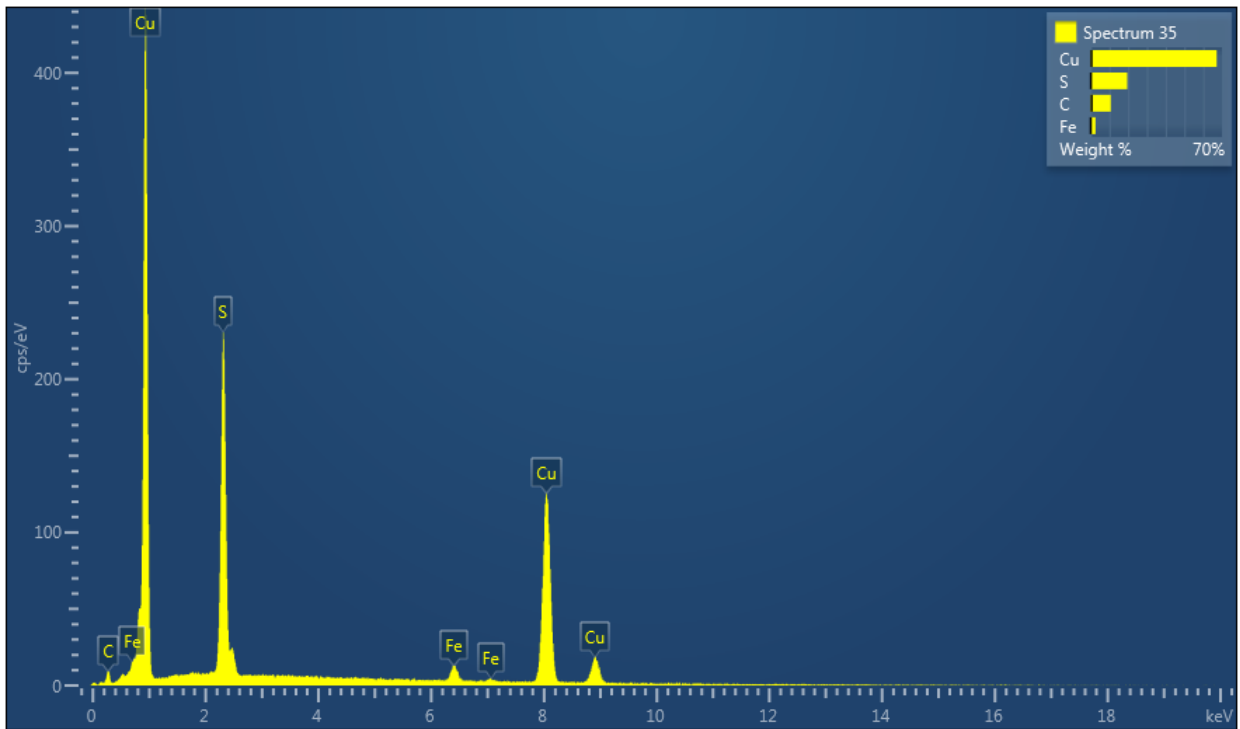
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	3,96	0,03956	9,39	0,41	C Vit	Yes	
O	K series	60,10	0,20224	20,16	0,23	SiO2	Yes	
S	K series	16,19	0,13948	6,59	0,10	FeS2	Yes	
Cu	K series	174,08	1,74085	63,86	0,37	Cu	Yes	
Total:				100,00				



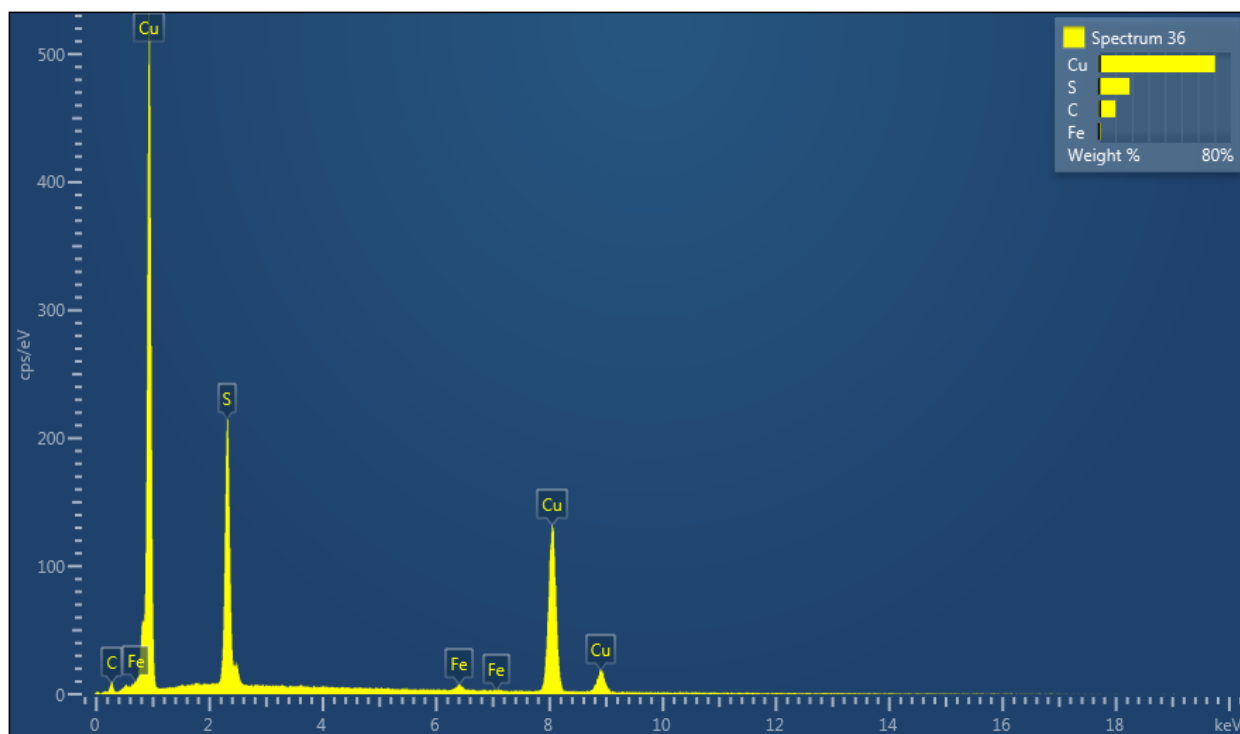
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
S	K series	70,96	0,61129	26,11	0,20	FeS2	Yes	
Fe	K series	37,96	0,37958	10,96	0,17	Fe	Yes	
Cu	K series	190,75	1,90750	62,93	0,25	Cu	Yes	
Total:				100,00				



Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	3,59	0,03588	10,23	0,58	C Vit	Yes	
Si	K series	0,49	0,00389	0,21	0,05	SiO2	Yes	
S	K series	70,31	0,60570	22,69	0,22	FeS2	Yes	
Fe	K series	38,96	0,38962	10,25	0,17	Fe	Yes	
Cu	K series	188,05	1,88052	56,62	0,44	Cu	Yes	
Total:				100,00				



Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	3,93	0,03934	10,69	0,58	C Vit	Yes	
S	K series	59,30	0,51089	19,50	0,21	FeS2	Yes	
Fe	K series	10,38	0,10384	2,61	0,10	Fe	Yes	
Cu	K series	227,73	2,27732	67,20	0,48	Cu	Yes	
Total:				100,00				



Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Wt%	Wt% Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	3,69	0,03692	10,01	0,59	C Vit	Yes	
S	K series	55,46	0,47774	18,55	0,21	FeS2	Yes	
Fe	K series	4,15	0,04145	1,04	0,09	Fe	Yes	
Cu	K series	238,02	2,38020	70,40	0,51	Cu	Yes	
Total:				100,00				

Vedlegg D - Kjernelogg

Geologisk kjernelogg over diamantborehullene som blir brukt i denne oppgaven.

Borehull	Meter		Geologi	Merknad
	Fra	Til		
Bh 130-2012	0,00	1,61	CAS	
	1,61	4,00	Marmor	Stinkkalk
	4,00	38,69	Hm_Mt_Malm	Like mye Hm som Mt
	38,69	39,04	GlimSkif	Lys
	39,04	41,09	Mt_Malm	
	41,09	49,23	GlimSkif	
	49,23	49,36	Mt_Malm	
	49,36	49,86	GlimSkif	Grå
	49,86	52,07	Mt_Malm	Grov, meget rik
	52,07	52,27	Fels	Lys rosabrun fels
	52,27	86,56	GlimSkif	Lokalt spor av granat, grå-lysgrå, helt umagnetisk
	86,56	86,98	GlimSkif	Med hbl bånd
	86,98	87,10	Marmor	Stinkkalk, lys
	87,10	87,71	GlimSkif	
	87,71	98,89	Marmor	Stinkkalk
	98,89	99,27	Marmor	Gråkalk
	99,27	100,27	Marmor	Stinkkalk
	100,27	101,53	Marmor	Gråkalk
	101,53	101,68	GraffSkif	
	101,68	102,00	Dolomitt	
Bh 131-2012	0,00	1,40	CAS	
	1,40	1,87	Dolomitt	
	1,87	8,16	Marmor	Stinkkalk
	8,16	8,22	Dolomitt	
	8,22	10,75	Mt_Malm	
	10,75	44,10	Hm_Mt_Malm	
	44,10	48,38	Mt_Malm	
	48,38	48,46		FeS ₂ -rik
	48,46	48,66	GlimSkif	Med 1-2% FeS ₂
	48,66	72,00	GlimSkif	Grå
	72,00	76,74	GlimSkif	Hbl-førende, hbl er anriket i bånd
	76,74	77,00	Dolomitt	Lysgrå, uren
	77,00	90,00	GlimSkif	Hbl-førende, hbl er anriket i bånd

Bh 132-2012	0,00	0,86	CAS	
	0,86	10,97	Marmor	Stinkkalk
	10,97	11,35	GraffSkif	
	11,35	13,47	Marmor	Stinkkalk
	13,47	13,89	GraffSkif	
	13,89	14,03	GlimSkif	Hbl-førende
	14,03	20,16	Marmor	Stinkkalk
	20,16	20,66	Mt_Malm	
	20,66	26,49	GlimSkif	
	26,49	31,06	Hm_Mt_Malm	
	31,06	35,00	Hm_Mt_Malm	50:50 Hm til Mt
	35,00	43,80	Hm_Mt_Malm	Hm dominert
	43,80	44,04	Mt_Hm_Malm	Mt dominert
	44,04	60,00	GlimSkif	Grå, lysgrå, helt umagnetisk
Bh 133-2012	0,00	0,90	CAS	
	0,90	3,68	GrtGlimSkif	
	3,68	6,27	Marmor	Stinkkalk
	6,27	6,66	GlimSkif	Gjennomrusten, rustbrun
	6,66	11,19	Marmor	
	11,19	14,93	GlimSkif	Grå, spredt litt granat
	14,93	14,95	Kvarts	
	14,95	14,96	Mt_Malm	
	14,96	15,00	Kvarts	
	15,00	15,60	Mt_Malm	
	15,60	17,37	GlimSkif	
	17,37	17,88	Fels	Granatfels bånd, lys brun-rosa fels dominert
	17,88	18,34	GlimSkif	
	18,34	19,65	Fels	Granatfels bånd, lys brun-rosa fels dominert
	19,65	22,04	Mt_Malm	
	22,04	36,02	Hm_Mt_Malm	
	36,02	36,67	Mt_Malm	
	36,67	39,21	Hm_Mt_Malm	
	39,21	40,88	Mt_Malm	
	40,88	53,41	GlimSkif	
	53,41	54,18	Kvarts	

Bh 134-2012	0,00	2,00	CAS	
	2,00	6,78	Marmor	Stinkkalk
	6,78	7,34	GlimSkif	Grå, FeS2 førende
	7,34	7,65	Marmor	Gråkalk
	7,65	11,29	Marmor	Stinkkalk
	11,29	11,57	Marmor	Gråkalk
	11,57	31,00	GlimSkif	
	31,00	31,18	Fels	Båndet, gråfels, svak magnetisk, rusten
	31,18	36,65	Mt_Malm	
36,65	54,00	GlimSkif		
Bh 135-2012	0,00	4,08	CAS	
	4,08	14,15	Marmor	Båndet med stinkkalk og gråkalk
	14,15	15,78	Mt_Malm	
	15,78	48,93	Hm_Mt_Malm	
	48,93	49,67	GlimSkif	
	49,67	51,00	Hm_Mt_Malm	
	51,00	55,48	GlimSkif	
	55,48	56,42	Fels	Hm-fels, lysrosa fels, gråfels
	56,42	57,00	Hm_Malm	Finkornet
	57,00	57,06	Fels	Båndet
	57,06	58,35	Hm_Malm	
	58,35	61,86	Fels	
	61,86	105,93	GlimSkif	
	105,93	106,03	Marmor	Hvit, grov, ren
	106,03	107,17	Marmor	Gråkalk
107,17	111,00	Marmor	Stinkkalk, lysgrå, grov, rel.ren	
Bh 136-2012	0,00	1,80	CAS	
	1,80	3,04	GraffSkif	Med 1-2% FeS2
	3,04	9,87	Marmor	Stinkkalk
	9,87	10,03	Mt_Malm	
	10,03	14,04	Marmor	Stinkkalk
	14,04	14,16	Mt_Malm	
	14,16	14,25	Marmor	Rosa kalk
	14,25	14,51	Mt_Malm	
	14,51	14,86	Marmor	Mye hvit
	14,86	15,07	Mt_Imp	
	15,07	15,52	Marmor	Stinkkalk
	15,52	17,02	Mt_Malm	
	17,02	17,94	Marmor	Stinkkalk

	17,94	18,10	Mt_Malm	
	18,10	18,19	Marmor	Stinkkalk
	18,19	18,30	Dolomitt	
	18,30	19,00	Marmor	Stinkkalk
	19,00	19,07	GraffSkif	
	19,07	23,21	Marmor	Gråkalk / Stinkkalk
	23,21	23,31	Mt_Malm	
	23,31	27,52	Marmor	Stinkkalk / hvit kalk / gråkalk
	27,52	30,70	Mt_Malm	
	30,70	36,90	Hm_Mt_Malm	
	36,90	39,45	Mt_Malm	
	39,45	47,00	Hm_Mt_Malm	
	47,00	51,04	Mt_Malm	
	51,04	69,00	GlimSkif	Grå, helt umagnetisk
Bh 137-2012	0,00	0,60	CAS	
	0,60	0,69	Kvarts	Kvartsitt, med FeS ₂ -ZnS mineraliseringer
	0,69	5,47	Marmor	Stinkkalk
	5,47	6,22	GlimSkif	
	6,22	12,67	Marmor	Stinkkalk
	12,67	12,87	Amf	Hbl-amfibolitt
	12,87	13,71	Marmor	Grå kalk
	13,71	13,81	Amf	
	13,81	14,74	Marmor	Lys kalk / gråkalk
	14,74	17,30	Mt_Malm	
	17,30	17,88	Fels	
	17,88	22,37	GlimSkif	Grå, lysglimmer, spor granat
	22,37	22,61	Fels	
	22,61	25,06	Fels	
	25,06	26,52	Mt_Malm	
	26,52	39,11	Hm_Mt_Malm	
	39,11	41,33	Mt_Malm	
	41,33	69,00	GlimSkif	Grå, lysglimmer, båndvis litt granat

