



GEO-3900
MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

BRUDDMØNSTRE I ØVRE TRIASLAGREKKEN VED VINDODDEN PÅ
SVALBARD; OPPTREDEN, GEOMETRI OG DANNELSESMEKANISMER SAMT BETYDNING
FOR CO₂ LAGRING

GARD OLE WÆRUM

Mai, 2011



FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI
INSTITUTT FOR GEOLOGI

UNIVERSITETET I TROMSØ

G E O - 3 9 0 0
M A S T E R G R A D S O P P G A V E I G E O L O G I

BRUDDMØNSTRE I ØVRE TRIASLAGREKKEN VED VINDODDEN PÅ
SVALBARD; OPPTREDEN, GEOMETRI OG DANNELSESMEKANISMER SAMT BETYDNING
FOR CO₂ LAGRING

GARD OLE WÆRUM

MAI, 2011

Abstrakt

Denne oppgaven beskriver et studie som ble gjennomført på nordsiden av Botneheiafjellet på Svalbard sommeren 2010. Målet med studiet var å analysere bruddmønstre i den øvre triaslagrekken, med ekstra fokus på: (1) De Geerdalenformasjonen som er reservoarbergart for CO₂ injeksjon i "Longyearbyen CO₂ lab project"; (2) intrusive dolerittgangers bruddmønstre og deres innvirkning på bruddutviklingen til sidebergarter; (3) Botneheiaformasjonen ble også studert for å vurdere litologiske eller geografiske variasjoner i bruddorienteringer.

Botneheiafjellet er lokalisert rett vest for den N – S strykende Billefjordforkastningen. Analoger av CO₂-reservoaret finnes i De Geerdalenformasjonens tverrsnitt på nord og østsiden av Botneheiafjellet. De Geerdalenformasjonen er av mesozoisk alder og er avsatt i oppgrovende vekslende sykluser og er i tertiær utsatt for lagparallel og lavvinklet forkryvning i NØ retning grunnet reaktiveringen av Billefjordforkastningen i tertiær. Dolerittintrusivene er av sen jura – tidlig kritt alder og bryter gjennom Botneheia- og De Geerdalen-formasjonen, intrusivene er også nærmere undersøkt siden de også er funnet i CO₂-reservoaret.

1711 bruddorienteringsmålinger danner grunnlaget for datasettene utviklet gjennom dette studiet. Bruddene i studieområdet er delt inn i 4 hovedkategorier; (1) Laginterne; (2) Moderat hellende; (3) Steile planare & (4) Steile irregulære brudd og sprekkesystemer. NNØ – SSV orienterte brudd var dominerende gjennom området, etterfulgt av ØNØ – VSV, Ø – V og NNV – SSØ. De NNV – SSØ strykende bruddene er bestemt til å være de eldste etterfulgt av de ØNØ – VSV strykende bruddene, de to siste bruddorienteringene kunne ikke aldersrelateres. Siden de laginterne bruddene i De Geerdalenformasjonen viser lavvinklet, steil og konjugert geometri, kan de ikke knyttes til ren ekstensjon. Kompaksjon kan gjennom overleiring stå for den tidlige utviklingen av de laginterne bruddene, som er klassifisert til å være pre-tektoniske brudd. Det er i de laginterne bruddene funnet stylolitter lokalt i studieområdet. Lagkuttende bruddsett er tektoniske bruddsett, de er dannet som mode I, II og III brudd. Flere

av disse gjennomsettende bruddplanene ser ut som de følger samme orientering og lokalisering som de laginterne bruddene. Dette kan tyde på en felles dominerende tektonisk årsak. Skannlinjeanalyser viser at der de laginterne bruddene opptrer i høy frekvens øker sjansen for utvikling av gjennomsettende sprekker og dannelse av bruddkorridorer.

Forord

Jeg vil benytte anledningen til å takke alle de som har hjulpet meg på en eller annen måte gjennom hele denne prosessen med å skrive oppgaven. En spesiell takk til Steffen Bergh for tips og veiledning underveis, tips til artikler av uvurderlig hjelp, uten tips og råd fra deg hadde jeg garantert ikke kommet meg i riktig retning i det hele tatt. Må også få takke for alle bildene jeg har fått bruke som du tok på Svalbard, der mine egne ikke strakk til. Vil også rette en takk til Stig Arne Holtedahl som tok tak i meg når det trengtes og satte meg på rett spor. Takk til Alvar Braathen for å ha tatt meg med på prosjektet og hjulpet meg med tips til god litteratur. Gareth Lord som ikke lot seg be to ganger da han var på Svalbard og jeg var i nød og trengte en feltassistent for 10 dager. Uten din hjelp hadde jeg ikke hatt noen datasett. Skal også sies at Gareth slet hull i høyre hanske på grunn av ivrig kompassbruk under datainnsamlingen. Vil også bruke tiden til å takke alle på kontor 10 på brakka for gode tider og godt humør som skapte god stemning og godt miljø på skolen, det har vært veldig viktig. Må nevne Kjetil Indrevær spesielt, vi har hatt det mye moro på kontoret. Mye dårlig humor, vil sikkert noen si, og det er ikke uten grunn at kjæresten min kaller deg geokjæresten min. Takk for at du tok deg tid til korrekturlesning på kort varsel. Vil også rette en takk til all geologistudentene, godt samhold og alltid tid til en kaffe er nesten et motto blant gjengen. Vil til sist men ikke minst takke min kjære Anita Hansen som er et lys i hverdagen min uansett hvor sliten jeg er eller om jeg har en dårlig dag.

Catch you on the flipside.

Audere est facere.

Gard Ole Wærum

Innholdsfortegnelse

1 Innledning	3
1.1 Formål	3
1.2 Bakgrunn for prosjektet	2
1.3 Geografisk lokalisering, feltarbeid og lokaliteter	4
1.4 Svalbards geologi.....	6
1.4.1 Innledning.....	6
1.4.2 Den mesozoiske utviklingen	8
1.5 Tidligere arbeid i studieområdet.....	9
1.6 Feltarbeid.....	10
1.7 Bruddanalyse	10
1.8 Definisjoner.....	11
2 Stratigrafi og litologi i studieområdet	13
2.1 Introduksjon	13
2.2 Mesozoiske bergarter	13
2.2.1 Trias.....	14
2.2.2 Mafiske intrusivganger.....	19
3 Beskrivelse av sprekker og bruddplan	21
3.1 Innledning.....	21
3.2 Brudd	21
3.2.1 Generelt om brudd.....	21
3.2.2 Brudd-data innsamling	23
3.2.3 Analyse av brudd-data.....	24
3.3 Brudd og sprekkesystemer	27
3.3.1 Laginterne brudd og sprekkesystemer	27
3.3.2 Moderat hellende brudd og sprekkesystemer.....	32
3.3.3 Steile planare brudd og sprekkesystemer	33
3.3.4 Steile irregulære brudd- og sprekkesystemer.....	35
3.3.5 Sammendrag for alle brudd og sprekkesystemer	38
3.3.6 Bruddsystemer vs. lokalitet.....	39
3.3.7 Bruddsystemer vs. litologi	46
3.4 Skannlinjer	48
3.4.1 Introduksjon til skannlinjer	48
3.4.2 Skannlinjedata.....	49
3.5 Stylolitter	62
3.6 Dolerittintrusiv og bruddsett i sidebergart.....	63
3.7 Falldistribuering	65
4 Diskusjon	69
4.1 Innledning.....	69
4.2 Orientering av bruddplan	69
4.3 Sammenheng mellom lokaliteter og bruddplan.....	70
4.4 Sammenheng mellom litologi/stratigrafi og bruddplan	71
4.5 Bruddplan og frekvens.....	72
4.6 Dannelse av bruddsettene	74
4.6.1 Diagenese.....	74
4.6.2 Tektonikk.....	74
4.6.3 Dolerittintrusjon.....	77
4.6.4 Billefjordforkastningen.....	77

4.6.5	<i>Stratigrafi</i>	78
4.6.6	<i>Geografisk posisjon</i>	79
4.7	Dynamisk analyse.....	80
4.8	Fysiske betingelser og CO ₂ lagring.....	82
4.9	Betydning for CO ₂ reservoar.....	83
5	Konklusjon	85
6	Referanseliste	87

1 Innledning

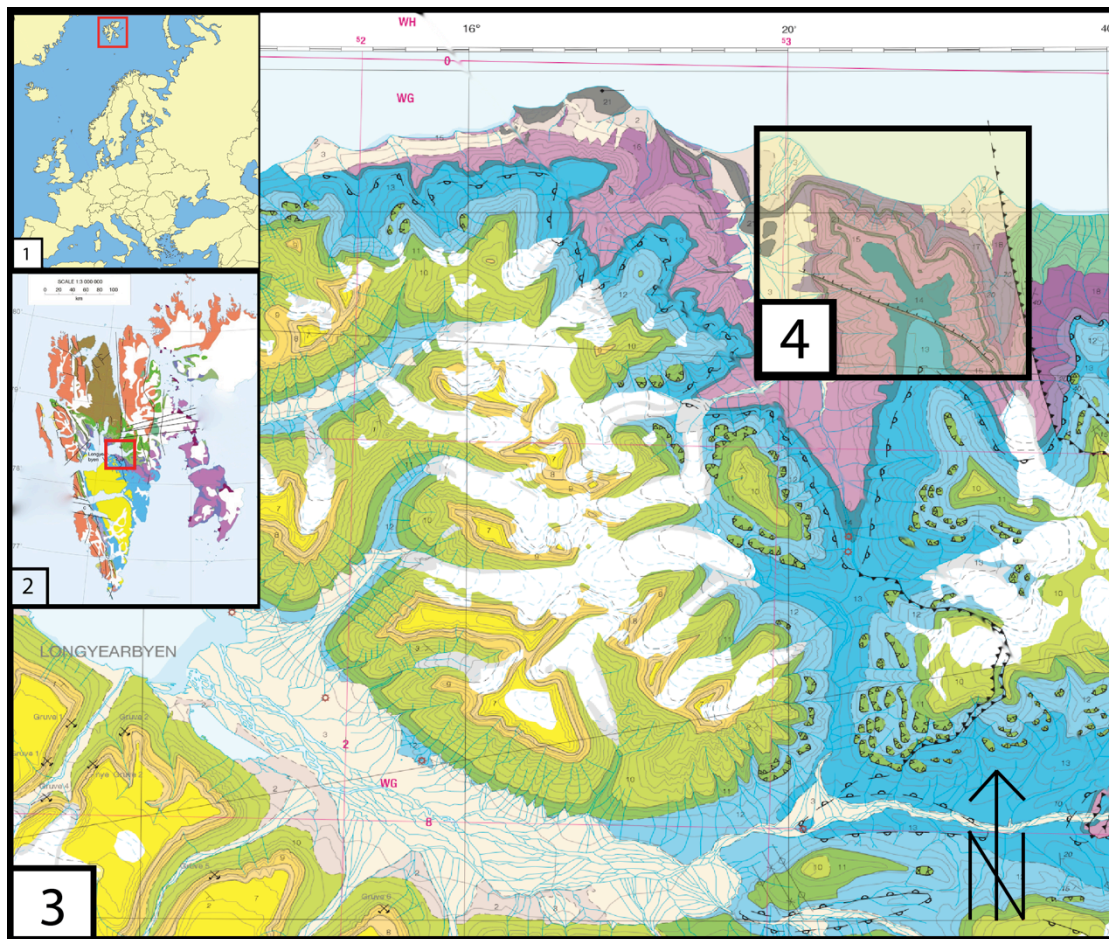
1.1 Formål

Den foreliggende masteroppgaven ble definert i regi av Longyearbyen CO₂ lab prosjektet. Dette prosjektet har til nå boret 4 brønner i nærheten av Longyearbyen som skal benyttes til CO₂ injeksjon og til å støtte opp om andre prosjekter i de sentrale deler av Spitsbergen. CO₂ reservoaret ligger i øvre del av den triassiske De Geerdalenformasjonen (Buchan et al., 1965), som hovedsakelig består av sandsteiner (Mørk et al., 1982), og det har gjennom arbeid på brønn nummer 4 blitt observert at reservoaret har lave permeabilitetsegenskaper. Denne observasjonen gjør at man ser på forkastninger som hovedagent for migrasjon av CO₂ gjennom De Geerdalenformasjonen. I sedimentære bergarter, da særlig i tette sandsteiner, er forkastninger godt kjent som kanaler for migrerende fluider på samme måte som det er i fluidrike krystalline reservoarer. For å modellere migreringen av CO₂ i undergrunnen har man i oljeindustrien sett nærmere på karakterisering og modellering av sprø forkastninger og sprekker (bruddplan). Det som viser seg å være svært viktig er det man kaller forkastningskorridorer. Disse fungerer som viktige kanaler for transport av fluider gjennom reservoaret. Slike forkastningskorridorer kan også krysse gjennom kappeformasjonen fordi de vanligvis finnes i stor skala der de opptrer. Basert på forkastningskarakteristikker må det lages et solid datasett som inkluderer orientering og intensitet forkastningene opptrer i. Dette prosjektet tar for seg karakterisering av sprekke- og forkastningsmønstre i De Geerdalformasjonens sandsteiner med målet å utvikle fornuftige modeller for dannelsen av forkastninger og sprekker og for å evaluere strukturelle migrasjonsveier i reservoarformasjonen.

1.2 Bakgrunn for prosjektet

Dette studiet er utviklet i samarbeid med Longyearbyen CO₂ lab prosjektet og skal undersøke utviklingen av bruddsystemer hovedsaklig i De Geerdalenformasjonen (Buchan et al., 1965; Mørk et al., 1982). Prosjektet har som mål å karakterisere sprekkedannelser i eksponeringer i De Geerdalenformasjonen rundt Botneheiafjellet som kan fungere som analoger til forstå oppsprekksutviklingen i målreservoaret, De Geerdalen-formasjonen, for CO₂-injeksjon. Mitt studieområde er lokalisert på vestsiden av Billefjordforkastningen (Harland et al., 1974) og på sørsiden av Sassenfjorden i sentrale deler av Spitsbergen (se [Figur 1.1](#)). Sprø forkastninger og sprekker (bruddplan) er viktige migrasjonskanaler for fluider og vi er avhengig av disse kanalene for å injisere og for å få distribuert CO₂ inn i reservoarsandsteinene i De Geerdalenformasjonen. Bruddplansdata fra forskjellige eksponeringer kan bidra til økt forståelse av oppsprekningsmønstret til de geologiske formasjonene som er av interesse. I dette tilfellet er det snakk om sandsteiner i trias, den tidligere nevnte De Geerdalformasjonen i Toscanagruppen (Buchan et al., 1965; Harland et al., 1974), dolerittintrusjon (diabas suite (Dallmann, 1999)) og Botneheia formasjonen (Buchan et al., 1965). Sprekker og forkastninger dannet under et gitt stressregime og utviklingen av forkastningene styres av hvor stort stress som har vært påført bergrunnen på et gitt tidspunkt. Her spiller også orienteringen av stress i forhold til orienteringen av for eksempel lagdelte bergarter inn som faktor i utviklingen av forkastninger. Vi kan kartlegge de eksponerte forkastningene og dette vil være hjelpsomt for å modellere oppsprekningen i formasjonen i undergrunnen. Dette datasettet vil således være en viktig brikke for å modellere utbredningen av injisert CO₂ i undergrunnen i fremtiden. Datasettene som er utviklet inn er basert på målinger gjort i felten på eksponeringer på Botneheiafjellet. Det ble først og fremst satt fokus på De Geerdalenformasjonen, som er formasjonen CO₂ skal injiseres inn i. Eksponeringene av dolerittintrusivene ble også kartlagt da disse skjærer gjennom De Geerdalenformasjonen flere plasser. En lokalitet tilhørende Botneheiaformasjonen ble også undersøkt for sammenligningsgrunnlag med De

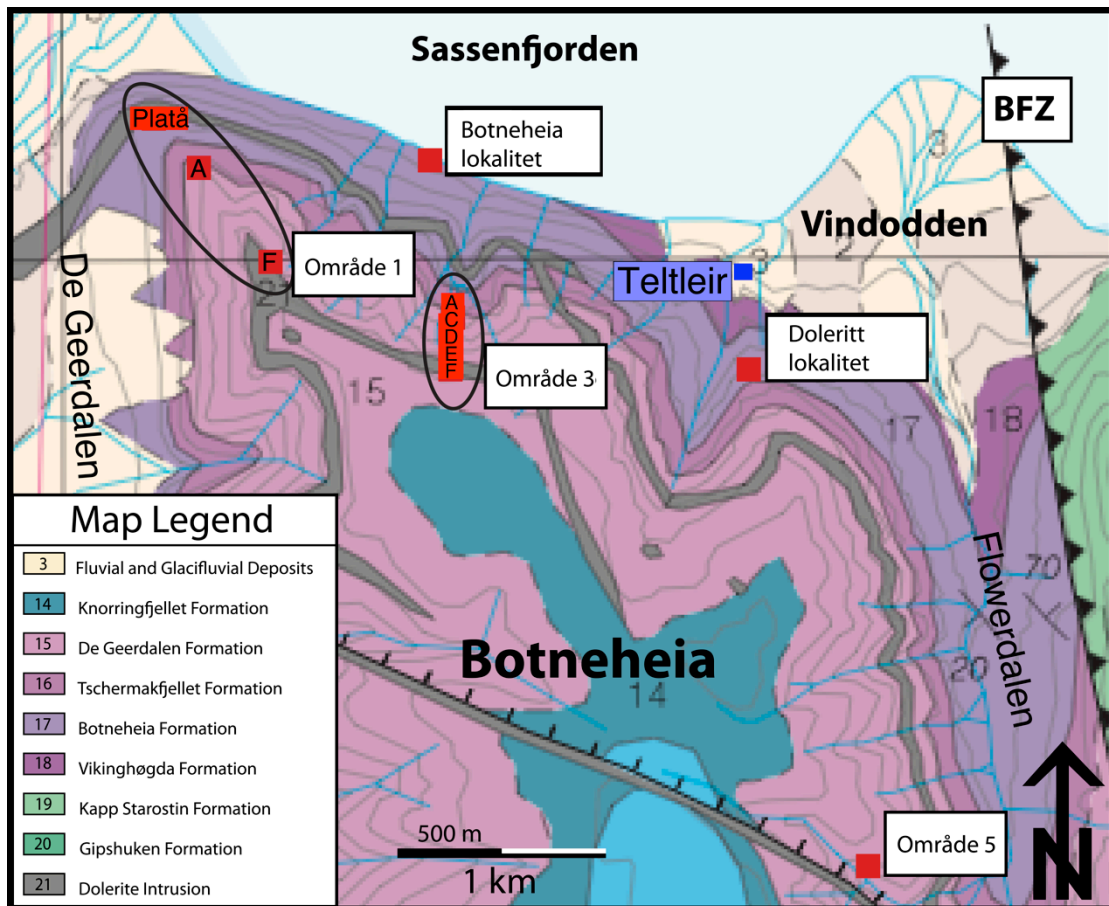
Geerdalenformasjonen. Dette studiet er en del av “Longyearbyen CO₂ lab project” som styres fra UNIS.



Figur 1.1: Geografisk lokalisering av feltområdet. 1) Svalbards lokalisering i forhold til Europa. 2) Geologisk oversiktskart som viser Svalbard (Norsk Polarinstiutt). 3) Geologisk kart som viser studieområdets lokalisering i forhold til Longyearbyen (Major et al., 2000). 4) Nøyaktig lokalisering av studieområdet.

1.3 Geografisk lokalisering, feltarbeid og lokaliteter

Svalbard er lokalisert på den nordvestre delen av den Eurasiske tektoniske platen. Alle øyene mellom 74° - 81° nordlig og mellom 10° - 35° østlig utgjør øygruppen Svalbard. Feltområdet utnyttet i forbindelse med denne oppgaven ligger på Spitsbergen, den største av øyene som inngår i betegnelsen Svalbard (se [Figur 1.1](#)). Feltarbeidet ble gjennomført i perioden 4. - 17. august 2010 med baseleir på Vindodden på sørsiden av Sassenfjorden. Herfra har man gode lokaliteter i De Geerdalenformasjonen innenfor en 5 kilometers radius. Lokalitetene ligger hovedsaklig mellom 200 - 500 meter over havet, eneste unntaket er en lokalitet i Botneheiaformasjonen som ligger ved havnivå. [Figur 1.2](#) viser utsnitt av et geologisk kart over området som er undersøkt (Major et al., 2000), med lokaliteter og avmerket posisjon for leirplassen. Studiet foregikk på Botneheiafjellet og er avgrenset av De Geerdalen i vest og Flowerdalen i øst. I nord går Botneheiafjellet bratt ned mot Sassenfjorden. I den nordvendte bratte delen av Botneheiafjellet er det mange blotninger av De Geerdalenformasjonen i godt eksponerte tverrsnitt. Det finnes også tilgjengelige eksponeringer på østsiden av Botneheiafjellet på sørsiden av Flowerdalen ([Figur 1.2](#)). Av de undersøkte lokalitetene er område 3 på nordsiden av Botneheiafjellet ([Figur 1.2](#)) den absolutt best egnete til strukturanalyse, siden dette området inneholder flest eksponeringer av områdene som er undersøkt i forbindelse med denne oppgaven. Personellet ble fraktet med båt fra Longyearbyen, utleid fra UNIS, for å etablere teltleir på Vindodden ([Figur 1.2](#)). På grunn av det tørre klimaet på Svalbard er det godt grunnlag for å finne mange gode eksponeringer, lite vegetasjon bidrar til å forenkle leting etter gode eksponeringer.



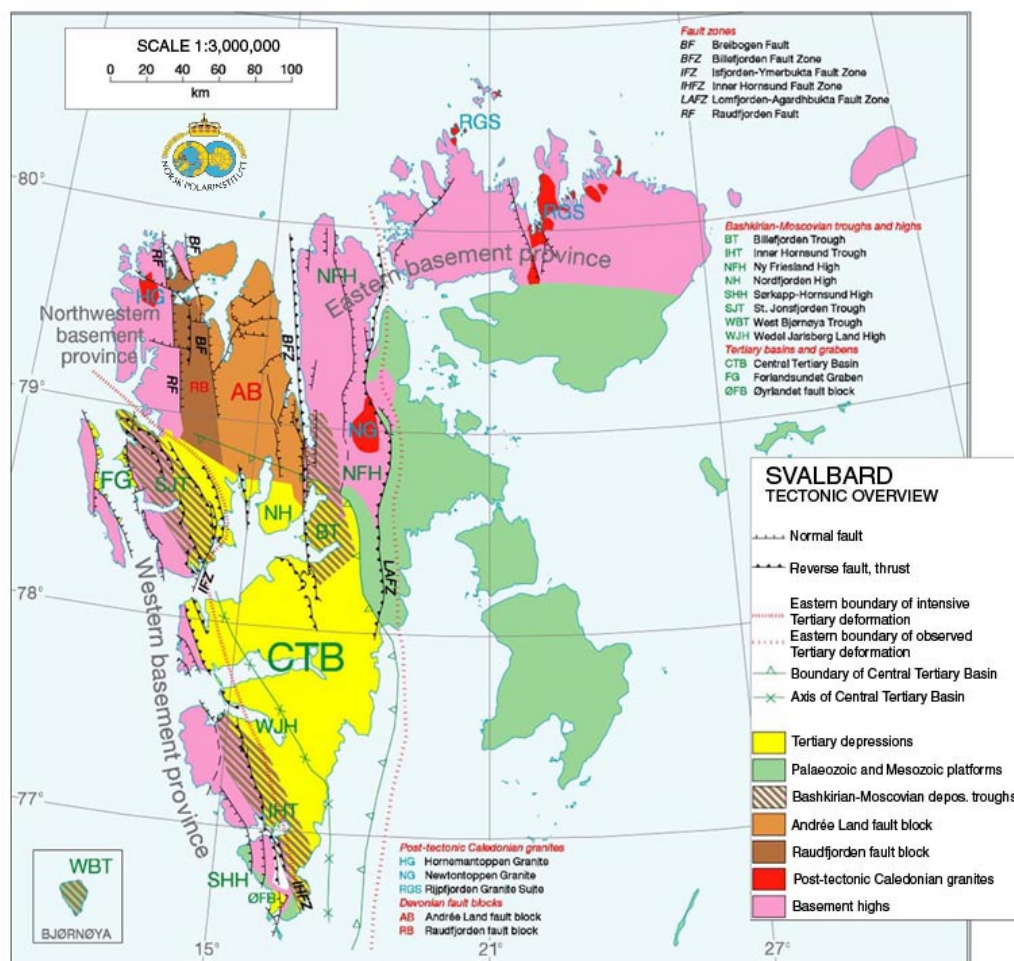
Figur 1.2: Oversiktskart over studieområdet med feltlokaliteter avmerket, kart etter Major et al. (2000).

1.4 Svalbards geologi

1.4.1 Innledning

Generelt kan Svalbard's paleozoiske lagrekke deles opp i de pre-Kaledonske og post-Kaledonske enheter (Lauritzen et al., 1989), og de devonske lagene i nord heller svakt mot sør og er overlatt av bergarter fra karbon, perm og mesozoikum (Lauritzen et al., 1989). Svalbard består av et pre-devonsk, metamorft underlag (basement) av prekambriske til Kaledonske bergarter, og en nesten sammenhengende lagrekke av umetamorfe sedimentære bergarter fra devon til tertiær alder (Dallmann, 1999; Lauritzen et al., 1989; Worsley et al., 1986). Flere kjente tektoniske hendelser har funnet sted gjennom den geologiske historien til Svalbard. En av de viktigste hendelsene er den kaledonske fjellkjededannelsen som er representert på Svalbard gjennom de eldste suksessive bergartslagene Hekla Hoek (Worsley et al., 1986). Denne betegnelsen brukes for generelt metamorfoserte og deformerte bergarter fra sen riphean til tidlig paleozoikum. Felles for forskjellige Hekla Hoek sekvenser er at de har undergått deformasjon linket til den Ny Friesland orogene hendelsen, som representerer den Kaledonske orogene hendelsen på Svalbard. Hekla Hoek varierer mellom 15 – 20 km i tykkelse og er mellom 1275 til 340 millioner år gammel basert på radiometrisk datering (Worsley et al., 1986). Etter den Kaledonske fjellkjededannelsen på Svalbard ble opp til 15 km av midtre og øvre Hekla Hoek fjernet og grove klastiske lag av mulig sen silur avsatt direkte over de svært metamorfoserte lagene av nedre Hekla Hoek (Worsley et al., 1986). Den Svalbardske deformasjon er brukt for å beskrive folding og forkastning i sen devon og den er av geologer fra Universitetet i Cambridge linket til stor skala laterale bevegelser langs Billefjordforkastningen (Worsley et al., 1986). Den mesozoiske perioden på Svalbard har generelt vært karakterisert som et stabilt plattform miljø, men er linket med deformasjon langs enkelte lineamenter, spesielt i vestre Spitsbergen (Worsley et al., 1986). I tertiær, nærmere bestemt eocene, åpnet både Atlanterhavet og Polhavet seg. Dette førte til en dekstral forskyvning langs Grønlandsmarginen som igjen ledet til formasjonen av Svalbards folde- og skyvebelte gjennom en transpresjonal hendelse (Bergh og

Andresen, 1990; Bergh et al., 1997b). Svalbard er en del av Barentshyllen som er en passiv kontinentalhylle. Aktiv havbunnsbredning tar plass vest for Svalbard utenfor kontinentalsokkelen (Dallmann, 1999). De fleste tektoniske hendelsene som kan ha påvirket studieområdet har tatt plass i forbindelse med Billefjordforkastningen, som er en av forkastningssonene som er med å dele Svalbard inn i minst fire forskjellige strukturelle blokker (Lauritzen et al., 1989). Billefjordforkastningen stryker N-S med vekslende fall mot Ø og V, og er eksponert i tre forskjellige områder. Forkastningen kan følges i kartbildet (Figur 1.3) fra det sentrale tertiære bassenget (CTB) og nordover mellom Ny Friesland blokken (NFH) i øst og Andrée Land forkastningsblokken (AB) vest for forkastningssonen. Svalbard var under sen devon til tidlig karbon utsatt for ekstensjonstektonikk og utviklingen av grabener (Steel & Worsley 1984).



Figur 1.3: Tektonisk oversiktskart som viser de strukturelle sonene på Svalbard. (Kart fra Norsk Polarinstitutt).

1.4.2 Den mesozoiske utviklingen

På Svalbard er den mesozoiske utviklingen karakterisert av de stabile forhold som opptrådte over hele øygruppen (Steel og Worsley, 1984). Den er delt opp i tre hovedlitostratigrafiske grupper; Sassendalengruppen (Buchan et al., 1965; Mørk et al., 1982), Kapp Toscanagruppen (Buchan et al., 1965; Harland et al., 1974) og Adventdalengruppen (Parker, 1967). Sassendalengruppen består av flere formasjoner. Dette studiet omhandler kun Botneheiaformasjonen (Buchan et al., 1965; Pcelina, 1983) fra denne gruppen. Den viktigste formasjonen for dette studiet tilhører Kapp Toscana-gruppen og kalles De Geerdalenformasjonen (Buchan et al., 1965; Mørk et al., 1982). Hvis man ser vekk fra perioden sen jura til tidlig kritt, finnes det få beviser for tektonisk aktivitet i mesozoisk tid (Harland et al., 1974). Den mesozoiske strata domineres av marine skifre, men inneholder også lag av grove klastiske bergarter (Lauritzen et al., 1989). Sedimentavsetningen foregikk i sen trias, nærmere bestemt fra carnian til nornian og tok plass i et temperert klima fordi Svalbard da befant seg på rundt 60° N (Mørk et al., 1982). I perioden sen jura til tidlig kritt foregikk det intensive intrusjoner av doleritt over store områder av Svalbard (Dallmann, 1999). Den tertiære deformasjonen man ser i områder lenger vest ser man lite tegn til i studieområdet. Her er strataen generelt lite påvirket av den tertiære deformasjonen og strataen heller svakt mot S – SØ. Denne helningen gjør at De Geerdalenformasjonen er eksponert på Botneheiafjellet mellom 200 – 400 meter over havet, mens den ligger 700 – 800 meter under Longyearbyen. Billefjordforkastningen (Figur 1.2) som stryker N-S østenfor studieområdet ble reaktivert under den tertiære deformasjonen og om den har hatt innvirkning på datasettet som er samlet fra studieområdet vil bli vurdert senere i oppgaven. Nederst i trias finner vi Sassendalgruppen som på grunn av en konformitet ligger rett over sen perm. Alle enhetene som det har blitt samlet inn data fra er alle av mesozoisk alder. Botneheialedet er en del av Sassendalgruppen, De Geerdalenformasjonen er en del av Kapp Toscana gruppen og dolerittintrusivene er fra perioden sen jura til tidlig kritt.

1.5 Tidligere arbeid i studieområdet

En utbredt geologisk og topografisk kartlegging har vært gjennomført i området og dagens samlede kunnskap er et resultat av mange ekspedisjoners arbeid som er publisert i forskjellige artikler (Nordenskiöld 1863; 1866; 1875; Blomstrand, 1864; Heer, 1876; Nathhorst, 1884; 1888; 1910; De Geer, 189; 1910; 1912; 1919; Stolley, 1911; Spath, 1921; Gregpry, 1921; Orvin 1925), oppsummert av Major & Nagy (1972).

Åpningen av Atlanterhavet og Polhavet i tillegg til dannelsen av kontinentale skjærsoner på begge sider av Grønland var et resultat av adskillelsen av den Eurasiske tektoniske platen og den nord Amerikanske platen (Harland, 1969; Talwani & Edholm, 1977). Som følge av skjærsonene undergikk vestre deler av Spitsbergen deformasjon. Tidslinjen for denne deformasjonen har vært under debatt med mange varierende teorier (Maher et al., 1997). Tertiær deformasjon ble foreslått av Harland (1969) og Harland var den første som beskrev folde- og skyvebeltet på Spitsbergen. Gjennom beskrivelse av enheter med spor av ekstensjon og kompresjon foreslo Harland (1969) at det mellom Grønland og Svalbard var en dekstral transpresjon- og transtensjonsone. Dette arbeidet er senere utviklet videre av andre (Lowell, 1972; Harland & Horsefield, 1974; Birkenmajer, 1975; Talwani & Eldholm, 1977; Myhre & Eldholm, 1982; Welborn & Maher, 1992; Andresen et al., 1994; Braathen & Bergh, 1995; Maher et al., 1995; Bergh et al., 1997; Maher et al., 1997; Braathen et al., 1997). Stratigrafien i trias ble først samlet i en felles ordning gjennom arbeidet til Buchan et al. (1965) og var det ledende arbeidet på trias frem til flere lokale justeringer ble gjennomført av Flood et al. (1971), Lock et al. (1978) og Worsley & Mørk (1978). For studieområdet i oppgaven var derimot arbeidet til Mørk et al. (1982) det viktigste av disse etterfølgende arbeidene og tok for seg den stratigrafiske utviklingen i vestre, sentrale og østre deler av Spitsbergen (Dallmann, 1999). Studieområdet ([Figur 1.2](#)) er preget av landheving og har variert topografi og har vært utsatt for glasial og fluvial erosjon (Major & Nagy, 1972). Major & Nagy (1972) har samlet informasjon fra publiserte og ikke-publiserte artikler som

omhandler området og utført studier i kartbladområdet C9G (kartbladet er sist oppdatert av Major et al. (2000)).

1.6 Feltarbeid

Feltarbeidet tok plass rundt Botneheiafjellet på Spitsbergen og fordelte seg på De Geerdalenformasjonen, Botneheiaformasjonen og dolerittintrusjoner. Det ble etablert en teltleir på Vindodden som fungerte som base for hele feltarbeidsperioden. Fokuset i feltperioden var å finne gode eksponeringer som kunne kartlegges ved bruk av skannlinjer og som innsamlingspunkter for bruddmålinger. Skannlinjene ble samlet inn som beskrevet i (se kap. 3.4), og bruddmålingene ble inndelt i fire hovedkategorier pluss underkategorier (se kap. 3.3) for å utvikle et datagrunnlag. Det ble samlet inn 1711 bruddmålinger fordelt på de fire definerte hovedbruddkategorier av sprekker og forkastninger fra De Geerdalen- og Botneheiaformasjonene (se kap. 2.2.1) og fra flere dolerittintrusjoner i lagrekken (se kap. 2.2.2). Strøk-og-fall målinger ble utført ved bruk av høyrehåndsregelen. Hovedmengden av brudddata kommer fra område 3 (Figur 1.2) og område 5 bidro til å gjøre datasettet mer regionalt. Totalt 12 skannlinjer ble også gjennomført på de forskjellige lokalitetene. Disse skannlinjene (se kap 3.4) vil kunne bidra med å finne eventuelle fluidkorridorer ved de forskjellige lokalitetene. På grunn av ulike laterale lengder på blotningene er det forskjell på lengdene til skannlinjene fra lokalitet til lokalitet. I jakt på flere lokaliteter ble det geologiske kartbladet for Adventdalen, C9G (Major et al., 2000), aktivt benyttet. De to hovedlokalitetene ble funnet på grunn av samarbeid med Atle Mørk som var i felt og ledet en annen gruppe ut til gode lokaliteter i De Geerdalenformasjonen. Dette kuttet ned på tidsbruken i forhold til oppletning av de gode eksponeringene og gjorde at det ble mer tid til feltundersøkelser. Område 5 ble funnet ved undersøkelse av kartet og studie av fjellsiden nedenfra.

1.7 Bruddanalyse

Brudddatasettene som ble samlet inn ble brukt på flere måter, blant annet for å se etter forskjeller mellom de forskjellige lokalitetene, mellom de forskjellige bruddkategoriene og den eventuelle forskjellen mellom litologier (se kap. 3). Brudddata ble plottet på tre måter; 1) som rosedigram, 2) som plan og pol til

planene og 3) som kontur av pol til plan. Richard Almenninger's Stereonet var programmet som ble brukt til å plote målingene. Videre studier av bruddsettene ble foretatt etter ferdig plotting, og det ble undersøkt om det var korrelasjoner mellom forskjellige bruddkategorier, lokaliteter eller litologier. Det ble undersøkt hvilke bruddtyper studieområdet besto av og hva som var pådriver for disse bruddene gjennom strukturelle analyser.

1.8 Definisjoner

Denne seksjonen gir en introduksjon til terminologien som er brukt gjennom oppgaven. Definisjonene er hentet fra artikkelen "Glossary of normal faults" skrevet av D.C.P. Peacock, R.J. Knipe og D.J. Sanderson som ble publisert i 1999 og fra "Dictionary of Geological Terms, Third Edition" av Robert L. Bates og Julia A. Jackson og er utarbeidet under veiledning fra det Amerikanske Geologiske Institutt.

Décollement

Deformasjonsdrevet løsrivelsestruktur som påvirker lagningen ved individuell deformasjon i over og underliggende lag. Er vanligvis assosiert med overskyvning og folding.

Forkastningsblokk

En skorpeenhet helt eller delvis avgrenset av forkastninger. Den er en samlet blokk som holder seg samlet når den blir forkastet eller utsatt for tektonisk aktivitet.

Kryssende brudd – Konjugerte forkastninger

Ett sprekkesystem der bruddene er dannet av samme bruddsystem.

Stylolitter

Stylolitter er en overflate eller en kontakt som er markert av irregulære og forrignede mønster i oppsprekningen. På hver side av kontakten er det tannlignende mønster som passer til hverandre. Stylolitter dannes hovedsaklig diagenesisk ved differentiell bevegelse under trykk sammen med væske.

2 Stratigrafi og litologi i studieområdet

2.1 Introduksjon

Dette kapitlet gir en oversikt over stratigrafien og litologiske hovedenheter i studieområdet med hovedvekt på triasreservoaret i De Geerdalformasjonen. De studerte bergartene utgjør øvre deler av triasbergartene i typeområdet ved Botneheiafjellet vest for Sassendalen (Figur 1.2). All data er samlet inn fra mesozoiske lagrekker og utenom om hovedenheten De Geerdalenformasjonen er det lokaliteter som tar for seg dolerittintusjonene av sen jura til tidlig kritt alder (Harland et al., 1974) og Botneheiaformasjonen (se Figur 1.2). En oversiktstabell fra Lauritzen et al. (1989) gir enkel og grei oversikt over de stratigrafiske enhetene av mesozoisk alder (se Figur 2.1).

CRETACEOUS	LOWER	ALBIAN	ADVENTDALEN	CAROLINEFJELLET	CAROLINEFJELLET FM		
		APTIAN		HELVETIAFJELLET	HELVETIAFJELLET FM		
		BARREMIAN		JANUSFJELLET	Rurikfjellet Mb	Rurikfjellet Mb	
		HAUTERIVIAN			----- JANUSFJELLET FM -----		
		VALANGINIAN			Agardhfjellet Mb	Agardhfjellet Mb	
		BERRIASIAN					
PORTLANDIAN							
JURASSIC	UPPER	KIMMERIDGIAN	KAPP TOSCANA	WILHELMØYA	Brentskardhaugen Bed		
		OXFORDIAN					
		CALLOVIAN					
	MIDDLE	BATHONIAN					
		BAJOCIAN					
		AALENIAN					
	LOWER	TOARCIAN					
		PLIENSBAKIAN					
		SINEMURIAN					
		HETTANGIAN					
TRIASSIC	UPPER	RHAETIAN	KAPP TOSCANA	WILHELMØYA			
		NORIAN			DE GEERDALEN	DE GEERDALEN FM	
		CARNIAN			TSCHERMAKFJELLET	TSCHERMAKFJELLET FM	
	MIDDLE	LADINIAN			BRAVAISBERGET	Botneheia Mb	Botneheia Mb
		ANISIAN			TVILLINGODDEN	Sticky Keep Mb	BARENTSØYA FM
	LOWER	SCYTHIAN			VARDERUKTA	Deltadalen Mb	Deltadalen Mb

Figur 2.1: Stratigrafisk inndeling av mesozoiske bergarter i området ved Sassendalen sør for Billefjorden. Oversikten er laget av Lauritzen et al. (1989).

2.2 Mesozoiske bergarter

For dette studieområdet er de intrusive dolerittenhetene interessante siden de krysser gjennom reservoirenheten (kap. 2.2.2). De mesozoiske bergartene i

området består av vekslende lagrekker av leirskifre, siltsteiner og sandsteiner som begynner i trias med Sassendalengruppen (Buchan et al., 1965; Mørk et al., 1982; Worsley et al., 1988), som igjen består av formasjonene Vardebuktaformasjonen (Buchan et al., 1965; Mørk et al., 1982), Tvillingoddenformasjonen (Mørk et al., 1982), Vikinghøgdaformasjonen (Mørk et al., 1999), Bravaisbergetformasjonen (Mørk et al., 1982) og Botneheiaformasjonen (Buchan et al., 1965; Mørk et al., 1982; Pcelina, 1983). Det er Botneheiaformasjonen som har vært en del av datainnsamlingsgruppen i området og den vil bli informert mer om i et eget delkapittel. Kapp Toscanagruppen består av to undergrupper; Storfjordengruppen (Dallmann, 1999) og Wilhelmøyagruppen (Worsley 1973; Dallmann, 1999). Det er i Storfjordengruppen den viktigste formasjonen i studiet tilhører; De Geerdalenformasjonen (Buchan et al., 1965; Mørk et al., 1982). I Storfjordengruppen finner man også Tschermakfjelletformasjonen (Buchan et al., 1965; Mørk et al., 1982), men denne opptrer ikke i noen av lokalitetene og ligger direkte under De Geerdalenformasjonen. Det er De Geerdalenformasjonen som utgjør hovedparten av lokalitetene undersøkt i dette studiet. Diabasodden suiten, også kalt mesozoiske intrusive ganger og siller (Dallmann, 1999) utgjør den siste gruppen som bidrar i bruddmålingene i dette studiet, og er referert til som intrusjoner for resten av oppgaven.

2.2.1 Trias

Det er to litologiske undergrupper som utgjør trias i områdene ved Sassendalen, Sassendalengruppen og Kapp Toscanagruppen. Disse to gruppene består av formasjonene Deltadalen (Mørk et al., 1982; Mørk et al., 1999) som tilsvarer Vardebuktaformasjonen (Buchan et al., 1965; Mørk et al., 1982) i vestre deler av Svalbard og omtales her som Deltadalenleddet, Tvillingoddenformasjonen (Mørk et al., 1982), Botneheiaformasjonen, Tschermakfjelletformasjonen, De Geerdalen og Wilhelmøya, Botneheia. For dette studiets undersøkelse er det Botneheiaformasjonen, De Geerdalenformasjonen og intrusivgangene av sen jura til tidlig kritt alder (datert av Burov et al., 1977; Gayer et al., 1966; Weigand &

Testa, 1982) som er av størst interesse, siden det er disse litologiene som utgjør lokalitetene i studieområdet.

2.2.1.1 *Sassendalengruppen*

Hovedparten av de gode lokalitetene i denne gruppen finnes i Sassendalen som har gitt opphav til gruppens navn (Buchan et al., 1965). Sassendalgruppen er av griesbachian til ladinian alder. Selv om kontakten til den underliggende Kapp Starostinformasjonen (Cutbill & Challinor 1965) er lite eksponert er det slått fast at Sassendalsgruppen ligger konformt på Kapp Starostin formasjonen (Lauritzen et al., 1989). Nedre delen av denne gruppen er karakterisert av grunne marine-til kyst-avsetninger. Den midtre enheten viser en grovere gradering oppover i form av skifer-, siltstein- og sandsteinsekvenser og den øvre enheten består av fosfatholdige og organrike skifer og sandstein (Dallmann, 1999). Avsetningsmiljøet for gruppen var marint og de paleogeografiske syntesene er vist i både Mørk et al. (1982) og Steel and Worsley et al. (1984). I dinentian tid, gjennom transgresjon, senket området seg. Gruppen har derimot også gjennomgått tre forskjellige perioder med heving, noe som kan sees i de vestre deler av Svalbard (Lauritsen et al., 1989). Dette har ført til at et front delta av sandstein finnes i gruppen. Den viktigste hendelsen i denne gruppen i forbindelse med dette studiet er derimot den store transgresjonen som foregikk i nedre anisian, når de sorte skifrene med fostfat i Botneheiaformasjonen (se 2.2.1.1.3) ble avsatt (Lauritzen et al., 1989).

2.2.1.1.1 Vardebuktaformasjonen (Deltadalen leddet)

Vardebuktaformasjonen er benyttet for denne enheten i vestlige deler av Svalbard (Mørk et al., 1982), mens Deltadalen-leddet er brukt i sentrale og østre deler av Svalbard. Sandstein og grågrønn siltrik skifer er det som utgjør Deltadalenformasjonen før de går over til skifer og tynne siltsteinslag lenger opp. Siltholdig skifer og myk grå skifer med tynn silt og/eller sandsteinslaminering viser finere gradering oppover og går over til vekslende lag av tynne og tykke

sandsteinslag. Disse lagene inneholder ofte rester av skjell. Marine fossiler i formasjonen antyder at formasjonen er av griesbachian til dienarian alder

2.2.1.1.2 Tvillingoddenformasjonen

Denne enheten er tilsvarende Sticky Keepformasjonen i de sentrale og østlige delene av Svalbard (Buchan et al., 1965). Tvillingodden består hovedsaklig av mørke skifre og tynne til medium tykke lag med kalkrike siltsteiner som blir mer dominante høyere opp i formasjonen. Det som markerer toppen av Tvillingoddenformasjonen er et tykt lag med fossilrik siltstein som inneholder mye fossiler (Lauritzen et al., 1989). Hele formasjonen er av marin opprinnelse og er avsatt i moderat dype- til grunne sokkelmiljø (Dallmann, 1999).

2.2.1.1.3 Botneheiaformasjonen

Botneheiaformasjonen sin tilsvarende enhet i vestlige deler av Svalbard er Bravaisbergetformasjonen (Buchan et al., 1965). Fosfatrike segmenter opptrer i deler av formasjonen (Lauritzen et al., 1989) som hovedsaklig består av organisk svart leirskifer også i studieområdet er Botneheiaformasjonen typisk mørk organisk papirskifer, andelen totalt organisk materiale varierer mellom 1 – 10 % gjennom formasjonen (Dallmann, 1999). Botneheiaformasjonens øvre deler inneholder organiske skifre rik på kalk og er gjerne blå i fargen på grunn av erosjonsagenter (Lauritzen et al., 1989). Siden Tvillingoddenformasjonen under Botneheiaformasjonen er steil og mer motstandsdyktig mot erosjon enn Botneheiaformasjonen er den nedre grensen av Botneheia formasjonen skarp og lokalt opptrer den med avvikende lagorientering (Lauritzen et al., 1989). Sentralt i formasjonen finner man hovedsaklig mørk skifer med innslag av tynne kalkholdige siltsteinslag (Lauritzen et al., 1989). Denne formasjonen er den mest lovende på Svalbard som kildebergart for hydrokarboner (Dallmann, 1999). Avsetningen av Botneheiaformasjonen er tolket til å ha tatt plass i midtre trias, nærmere bestemt i anisian og ladinian alder (Dallman, 1999).

2.2.1.2 Kapp Toscanagruppen

Steel og Worsley (1984) foreslår at overgangen mellom Sassendalengruppen og Kapp Toscana-gruppen gjenspeiler lave sedimentasjonsrater i midtre Ladinian som førte til konsentrerte lagninger med faunamateriale (Lauritzen et al., 1989). Kapp Toscanagruppen består av sandstein, siltstein og skifer, fra ladinian til midt jura i alder (Dallmann, 1999). Gruppen omfatter Tschermakfjelletformasjonen som består av marine leirskifre overlatt av De Geerdalen og Wilhelmøyaformasjonen. De sistnevnte formasjonene består av et titalls meter tykke, rytmiske og konforme sandstein-, siltstein- og leirskiferlag. De Geerdalen og Wilhelmøya-formasjonene inneholder syklisk repeterte, oppovergrovende avsetningsenheter av siltstein til grov, kryssjiktet sandstein (Figur 2.2) (Dallmann, 1999).



Figur 2.2: Lokalitet i De Geerdalenformasjonen som er oppgrovende og med kryssjiktning. Bilde av Steffen Bergh, penn for skala.

2.2.1.2.1 Tschermakfjelletformasjonen.

Formasjonen har sitt navn fra fjellet i Dicksonland med samme navn (Buchan et al., 1965). Den nedre grensen av formasjonen er definert av overgang fra kalkholdige siltsteinslag i Botneheiaformasjonen til mørk grå siltholdige skifre i Tschermakfjellformasjonen (Dallmann, 1999). Disse skifrene har en utpreget rød farge som skyldes forvitring under oksyderende miljø, og den inneholder også en stor mengde siderittnoduler som avtar i mengde oppover i lagrekkene (Dallmann, 1999).

2.2.1.2.2 De Geerdalenformasjonen

Det er denne formasjonen som er fokus for dette studiets strukturgeologiske undersøkelser, siden sandsteinene her testes som mulig reservoar for CO₂ lagring. Sammen med Wilhelmøyaformasjonen utgjør De Geerdalformasjonen øverste del av triaslagrekken. På nordsiden og østsiden av Botneheiafjellet ([Figur 1.2](#)) er den nedre delen av De Geerdalformasjonen godt eksponert og tykkelsen er 190 meter på Botneheiafjellet, men denne mektigheten er mindre enn i vestlige deler av Svalbard (Mørk et al., 1982). Formasjonen består av flere sett med syklisk oppovergrovende avsetningssekvenser og varierer i tykkelse. Lagene starter med leirskifer og går over til middelskornige sandsteinslag i toppen av sekvensene (Dallmann, 1999), men det finnes også oppoverfinende sandsteinslag lagningen. Kryssjiktning finnes sammen med lateral lagning og dette finnes i flere nivåer av formasjonen (se f. eks. [Figur 2.2](#)). Bunnen av De Geerdalformasjonen er definert som det første harde sandsteinslaget i Kapp Toscana-gruppen som er motstandsdyktig med hensyn til forvitring (Mørk et al., 1982). Denne overgangen kan være vanskelig å finne i felt på grunn av den gradvise overgangen fra Tschermakfjellformasjonens siltholdige øvre del til De Geerdalformasjonens nedre del som består av sandsteinslag. Det finnes mange sedimentære strukturer som er observert i De Geerdalenformasjonen ved de forskjellige lokalitetene i studieområdet. Krysskiktning er en av disse strukturene og er gjenkjennbar på at avsetninger ikke ligger parallelt på hverandre ([Figur 2.2](#)). At disse lagene står med vinkel til de laterale lagene betyr at de er avsatt under sterke strømmer, og er derfor også grovere enn de finere

lagene som utgjør de laterale lagene under. Dette fordi de grove kornene avsettes først under strømningsavsetningen. Laminering av sandsteinslagene er repetert med høy frekvens gjennom hele formasjonen og representerer sykliske endringer i avsetningsmiljø. For De Geerdalenformasjonen er avsetningsmiljøet, særskilt i sentrale deler av Spitsbergen, hovedsaklig marint på grunn av bølgebearbeidelse og redistribuering av deltasandbanker i åpne og grunne marine miljø (Mørk et al., 1982). Solidifisering og reduksjon av porøsitet i bergartsfragmenter er et resultat av tidlige stadier der duktile korn blir presset og der det foregår knusing av sprø korn grunnet kompaksjon fra overliggende lag (Mørk et al., 1982). I enkelte tilfeller er dette unngått fordi stabile forhold har oppstått tidlig som et resultat av kalsitt- eller dolomittsementering (Mørk et al., 1982).

2.2.2 Mafiske intrusivganger

Intrusive mafiske (dolerittiske) gangsvermer er tallrike i studieområdet. Spesielt godt synlig er de i selve Botneheiafjellet. Lignende gangsvermer kan også følges vestover mot Diabasodden der de opptrer i mange forskjellige stratigrafiske enheter. Intrusivene er både lagkuttende, oftest lavvinklet, og lagparallele (sills) i forhold til de horisontale triasbergartene. Lokalt opptrer de som subvertikale, men dette er ikke observert ofte (Dallmann, 1999). Dolerittene er særlig godt eksponert i den nordvendte siden av Botneheiafjellet (Figur 2.3). Intrusivene i disse områdene er av sen jura til tidlig kritt alder. Dette er fastslått av radiometrisk datering (Burov et al., 1977; Gayler et al., 1966; Weigand & Testa 1982). Aldersmessig reduseres minimumsalderen på intrusivene når man beveger seg til østre deler av Svalbard (Dallmann, 1999). Der stratigrafien er flatliggende (i de sentrale og østlige deler av Svalbard), dekker intrusivene store områder og danner ofte platåer eller øyer (Dallmann, 1999). Tykkelsen på sillene varierer over hele området og er på det minste noen få meter tykk, mens de enkelte steder kan være mer enn 50 meter tykke (Dallmann, 1999). Intrusivene består av 40 – 60 % plagioklas, 30 – 50 % klinopyroxen og 5 – 20 % magnetitt og/eller pyritt (Dallmann, 1999). Hovedsaklig er de sentrale delene av intrusivene medium- eller grov-kornede og viser dolerittisk tekstur (Dallmann,

1999). Siden det er truffet på mafiske intrusiver i brønnene i Longyearbyen i nærhet til triasbergartene som er planlagt som reservoar for CO₂ lagring i prosjektet, er undersøkelser av intrusivene viktig for å evaluere mulige kilder/årsaker til oppsprekking i sidebergartene, spesielt i forhold til De Geerdalenformasjonens reservoaregenskaper.



Figur 2.3: Dolerittintrusjon ved lokalitet 1 F. Kontaktsonen mot De Geerdalenformasjonen er eksponert i øvre del av bildet. Her er intrusjonsgangen parallell med De Geerdalenformasjonen. Notatbok for skala. Bilde tatt av Steffen Bergh.

Et annet forhold som vil bli beskrevet og analysert er dolerittgangene og deres forstyrrelse av den horisontale lagrekken under intrusjonen. Overgangen fra de lagkuttende intrusivene til lagparallele kontaktforhold er meget viktig. Inntrengningen av dolerittene kan ha forårsaket strukturelle endringer i bergartslagene og/eller ha ført til sprekke-dannelser i sidebergarter. Data fra et slikt tilfelle er beskrevet i kap. 3.6.

3 Beskrivelse av sprekker og bruddplan

3.1 Innledning

Lagrekkene i studieområdet er tilnærmet horisontal og tilsynelatende upåvirket av tektoniske hendelser, blant annet av den tertiære deformasjonen i vestlige deler av Spitsbergen (se 1.4.1) (Bergh og Andresen, 1990; Bergh et al., 1997b). Den tertiære deformasjonen forårsaket regionale folder og skyveforkastninger, inkludert lavvinklede/lagparallele skyveforkastninger som propagerte langt mot øst (Lauritzen et al., 1989).

Billefjordforkastningen (Harland et al., 1974), som definerer en av hovedforkastningene i sentrale Spitsbergen, stryker N – S rett øst for studieområdet. På nordsiden kjennes forkastningen igjen ved at triaslagrekken er makroskopisk fleksurfoldet over forkastningen (Steel & Worsley, 1984). Den kan således også ha påvirket triaslagene vest for Sassendalen i form av sprekkedannelser (se kap 1). Denne store forkastningen som var reaktivert i tertiær tid, en og muligens to ganger (Lauritzen et al., 1989), kan ha hatt innvirkning på oppsprekningen ved lokalitetene. Ved en av lokalitetene er det tegn på sideforkastninger som har samme retning som hovedspenningene for den tertiære deformasjonen (NØ – SV forkortning). Dette blir beskrevet mer på selve lokalitetsbeskrivelsene (se kap. 3.3.6).

3.2 Brudd

3.2.1 Generelt om brudd

Når det snakkes om brudd, er det generelt jointer, forkastninger og åpne eller lukkede brudd som omtales (Bates & Jackson, 1983). Det er tre hovedmoduser når det kommer til dannelser av brudd. Disse refereres til som mode I, II og III brudd (Kulander et al., 1979). Ved å bruke disse definerte modusene kan man ut ifra brudd-data fra feltlokalitetene finne ut ved hvilken type stressregime bruddene ved de enkelte lokaliteter ble dannet. For å etablere hvilket stressregime som var gjeldende ved hver lokalitet ble det sett på hvilke typer brudd som var til stede og hvilke bruddtyper som var dominante.

3.2.1.1 Mode I

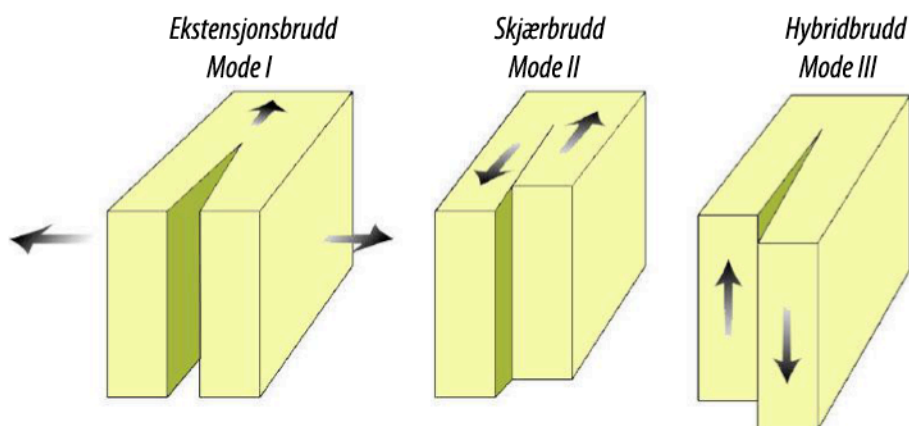
Mode I brudd er ekstensjonsbrudd og de dannes av bevegelser normalt til bruddflatene og opptrer oftest også normalt i forhold til planet med minst tektonisk stressverdi (Twiss and Moores, 2007). Se **Figur 3.1** for illustrasjon. For å se hvilke stressregimer mode I brudd dannes under, se **Figur 3.2**.

3.2.1.1 Mode II

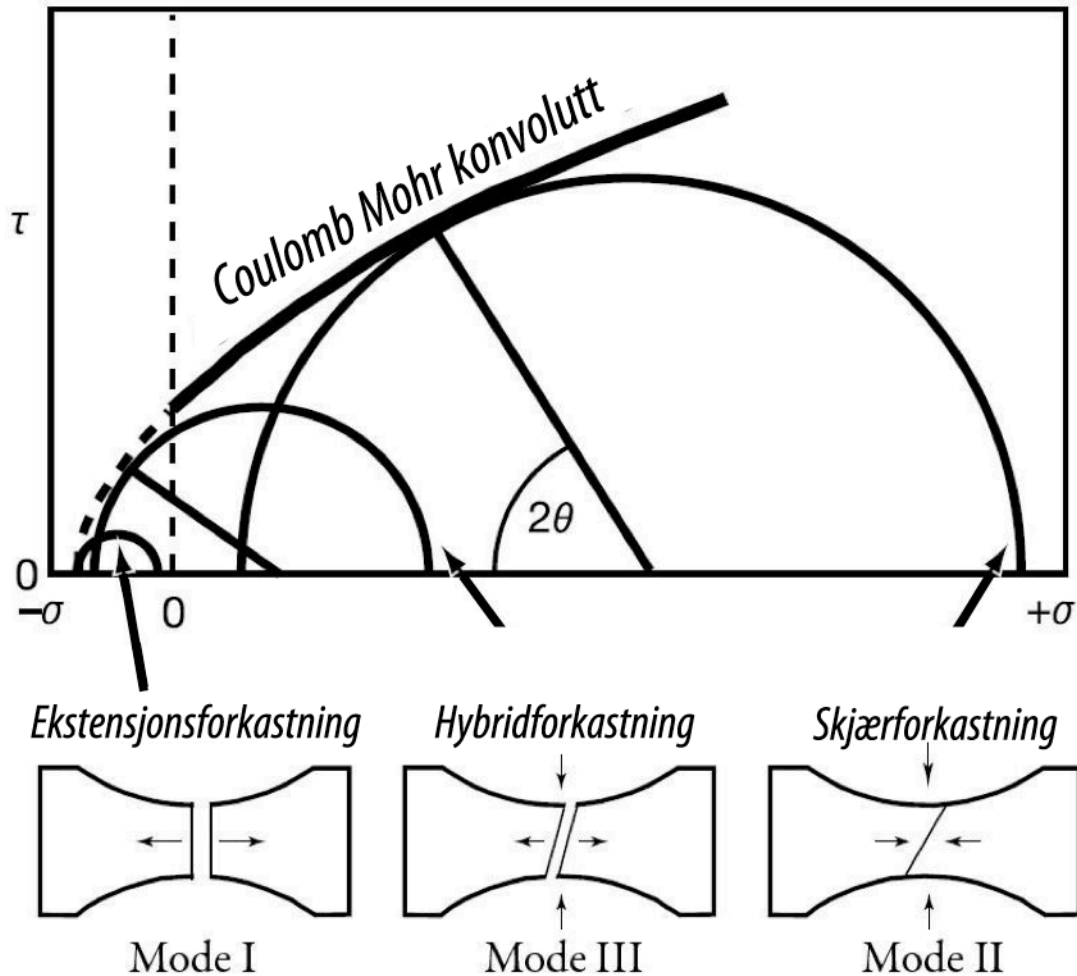
Mode II brudd forbindes med skjærbevegelser. De kjennes også igjen ved at bevegelsen som har tatt plass har vært en glibevegelse parallell med forkastningsplanet (Twiss and Moores, 2007), se **Figur 3.1** for nærmere illustrasjon. Irregulære brudd og kink brudd kan oppstå grunnet en kombinasjon av mode I og II (Olson & Pollard, 1989). For å se hvilke stressregimer mode I brudd dannes under, se **Figur 3.2**.

3.2.1.2 Mode III

Mode III brudd er også skjærbrudd, men skiller seg fra mode II ved at den kombinerer skjærbevegelse og rotasjon (Twiss and Moores, 2007) som det kommer frem på **Figur 3.1**. Disse bruddene kalles også hybridbrudd siden de involverer bevegelse over flere plan. I følge Pollard et al. (1982) vil en kombinasjon av mode I og III skape vridde bruddplan og "en echelon" strukturer. For å se hvilke stressregimer mode I brudd dannes under, se **Figur 3.2**.



Figur 3.1: Oversikt over hvordan mode I, II og III brudd blir initiert. Figuren er modifisert etter Pluijm & Marshak (2004).



Figur 3.2: Illustrativ forklaring på hvilke stressregimer som skaper mode I, II og III brudd. Mohr-sirkelene for ekstensjons-, hybrid- og skjærforkastninger, henholdsvis mode I, III og II, viser at forkastninger blir dannet når Mohr-sirkelene bryter Coulombs bruddkonvolutt. Figuren er modifisert etter Ramsay & Chester (2004).

3.2.2 Brudd-data innsamling

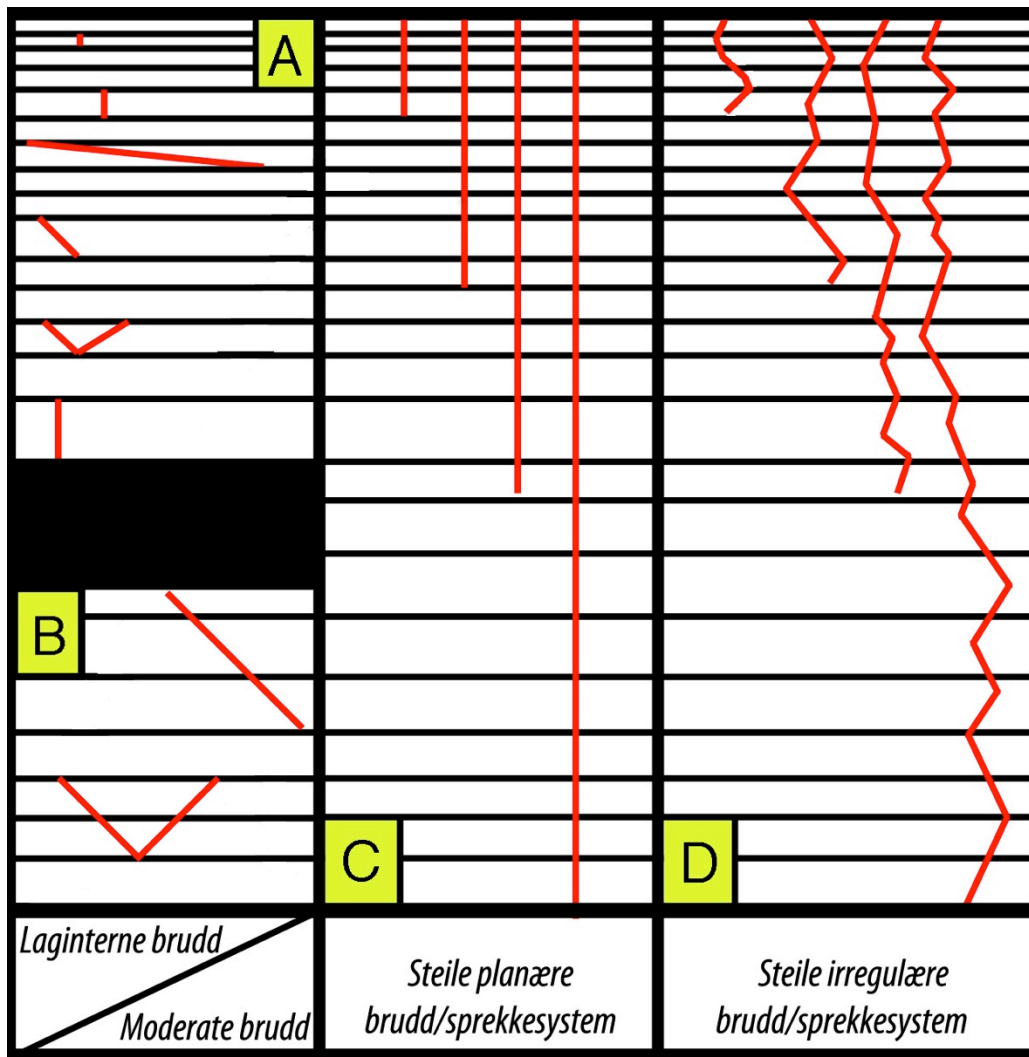
Innsamlingen av informasjon ble foretatt fra tverrsnittlige eksponeringer i studieområdet. All data som er brukt i oppgaven er samlet inn av Steffen Bergh¹, Gareth Lord² og Gard Ole Wærum^{1,2}. Data ble samlet inn ved at strøk og fall ble målt på brudd i forskjellige kategorier, og skannlinjer ble utført i henhold til metoden som Priest brukte i 1993, med noen modifiseringer. Det ble utviklet egne kategorier for brudd i forbindelse med oppgaven, og disse ble brukt i forbindelse med strøk/fall målinger og skannlinjer. Se beskrivelser av skannlinjer (se kap. 3.4.1) og strøk/fall-målinger for nærmere forklaring av datainnsamlingsmetodene.

¹ Universitet i Tromsø, Geologisk Institutt, N-9037 Tromsø, Norge

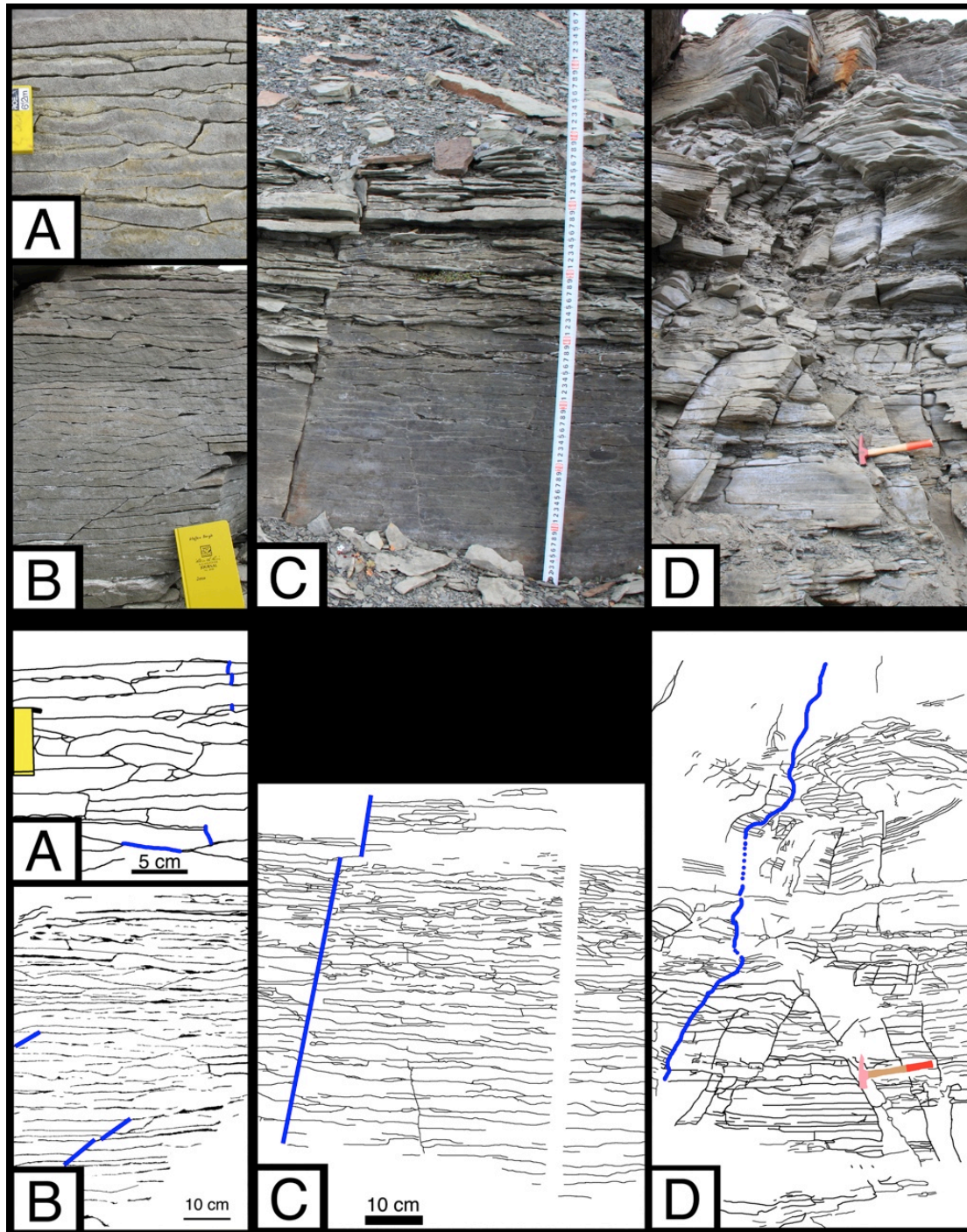
² UNIS, Postboks 146, 9171 Longyearbyen, Norge

3.2.3 Analyse av brudd-data

All innsamlet brudd-data ble klassifisert i forhold til lokalitet, litologi og bruddtype. Dette ble gjort for å undersøke om det var vitale forskjeller mellom lokaliteter og litologier eller mellom de forskjellige definerte bruddkategoriene. Strøk og fall målinger ble manuelt skrevet inn i tekstfiler som ble laget for så å bli lastet inn i programmet StereoNet. Ved hjelp av dette programmet ble det utviklet rosedigrammer, plan-og-pol-til-plan-plott og kontur-av-pol-til-plan-plott. Disse plottene ble så analysert for å se om det var noen spesielle trender man kunne legge merke til. Når studieområdet var grovt rekognosert i løpet av de første dagene i området, så ble det etablert fire bruddkategorier: Laginterne brudd (se kap. 3.3.1); Moderat hellende brudd (se kap. 0); Steile planare brudd (se kap. 0); Steile irregulære brudd (se kap. 3.3.4). Et sammendrag for alle brudd og sprekkesystemene blir gitt i (kap. 0). En illustrativ forklaring av disse er vist i (Figur 3.3), i (Figur 3.4) vises det et eksempel på hvordan disse bruddkategoriene ser ut i felten.



Figur 3.3: Figuren er utviklet for å vise hvordan de forskjellige brudd og sprekkekategoriene er definert. De sorte laterale strekene representerer her laggrensene og de røde linjene representerer brudd. **A:** De laginterne bruddene (Li) (Kap. 3.3.1) opptrer mellom laggrensene. Det er seks underkategorier, nevnt ovenfra og nedover; Li < 1 cm, Li 1-5 cm, Li lavvinklede (0-30°), Li moderat hellende (30-60°), Li konjugertlignende og Li 5-10 cm. **B:** Moderat hellende brudd (Mf) (Kap. 0) krysser minimum en laggrense og har en helning på 30° - 60°. Kategorien er delt opp i to underkategorier fra toppen og nedover; moderat hellende brudd og moderat hellende konjugertlignende brudd. **C:** Steile planære brudd og sprekkesystemer (Sf) (Kap. 0) krysser minimum en laggrense og har en helning på 60° - 90° og er delt opp i fire underkategorier basert på lengde og vises fra venstre mot høyre; Sf₁₀ (10-50 cm), Sf₅₀ (50-100 cm), Sf₁₀₀ (100-300 cm) og Sf₃₀₀ (>300 cm). **D:** Steile irregulære brudd og sprekkesystemer (Sfir) (Kap. 3.3.4) heller med 60° - 90° og krysser minimum en laggrense. Kategorien er delt opp i fire underkategorier og disse er vist i del D fra venstre mot høyre; Sfir₁₀ (10-50 cm), Sfir₅₀ (50-100 cm), Sfir₁₀₀ (100-300 cm) og Sfir₃₀₀ (>300 cm).



Figur 3.4: Felteksempel av noen typer brudd som er omtalt i oppgaven. A: Laginterne brudd mindre enn 1 cm i lengde (se 3.3.1.4) laginterne brudd 1-5 cm i lengde (se 3.3.1.5) og laginterne lavvinklede brudd (se 0). B: Moderat hellende brudd som penetrerer flere lag (se 0). C: Steile planare brudd illustrert med blå strek (se 0). D: Steile irregulære brudd (se 3.3.4). Bilde A og B er tatt av Steffen Bergh, bilde C og D er tatt av Gard Ole Wærum.

3.3 Brudd og sprekkesystemer

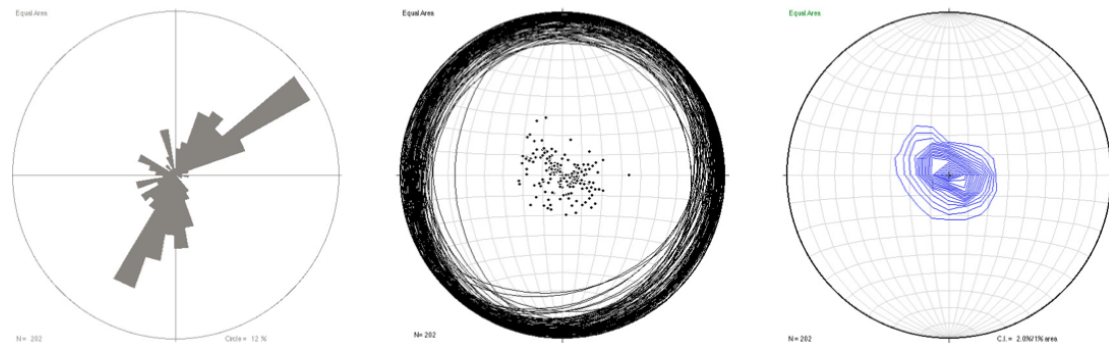
3.3.1 Laginterne brudd og sprekkesystemer

Laginterne brudd er brudd som er systematisk begrenset til bergartslagene og som følger laggrenser uavhengig av tykkelse på lagningen og terminerer i overganger mellom forskjellige lag. I De Geerdalen formasjonen er tykkelsen av et laminert skiferlag i de fleste tilfeller tynnere enn laminerte sandsteinslag. Dette bidrar til en variasjon i lengde på bruddene innad i kategorien siden den er definert i forhold til de laglaminerte grensene. Videre ble det definert en rekke underkategorier for å undersøke om det var forskjeller innad i den definerte hovedkategorien ved de forskjellige lokalitetene.

Etter en innledende rekognisering av studieområdet som tok for seg de fleste hovedlokalitetene ble det definert 6 forskjellige undergrupper for laginterne brudd og sprekkesystemer. Disse undergruppene ble tatt i bruk når strøk og fall målinger ble samlet inn ved de forskjellige lokalitetene. Når målingene ble foretatt oppdaget man at fallet på bruddene viste stor variasjon, fra svært lavvinklet til vertikale. De fleste av de steile bruddene terminerte i lagdelingene, men noen av disse penetrerte flere lag og de inngår dermed i en annen definisjonskategori, se kategoriene definert i 0 og 3.3.4 for nærmere definisjon. Det finnes også stappende forbindelser av laginterne steile forkastninger. Disse penetrerer et lag før det stepper og bryter gjennom neste lagdeling, se [Figur 3.3](#) og [Figur 3.4](#) for eksempel. Generelt trender de laginterne bruddene NNØ – SSV, dette mønsteret er uavhengig av størrelsesordenen på fallet til hvert enkelt brudd, ref [Figur 3.11](#).

3.3.1.1 Laginterne lavvinklede brudd og sprekkesystemer

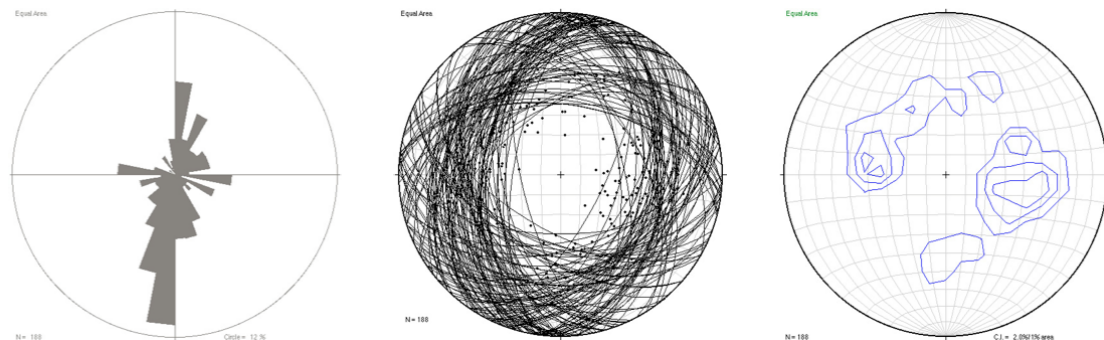
Denne type brudd er karakterisert ved lave fallvinkler ($0^\circ - 30^\circ$ fall) og at bruddet terminerer mot over og/eller underliggende lag eller lamineringer (Figur 3.3). Disse bruddene og sprekkesystemene er ofte satt sammen av linselignende bruddsegmenter internt i laminerte lag (Figur 3.4 A), og de er lokalt assosiert med stylolitter (Figur 3.52). Geometrien til de laginterne lavvinklede bruddene er oftest irregulære men i blant også planare og rettlinjede (Figur 3.4). Generelt viser bruddene i denne kategorien strøk NØ – SV og fall på $10^\circ - 20^\circ$ mot henholdsvis SØ og NV (Figur 3.5). De laginterne lavvinklede bruddene flater ut internt i tynne lag og lamineringer. Bruddene i denne kategorien blir veldig sjelden lengre en 50 cm i lengde.



Figur 3.5: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for laginterne lavvinklede brudd og sprekkesystemer.

3.3.1.2 Laginterne moderat hellende brudd og sprekkesystemer

Brudd og sprekkesystemer som har et fall mellom 30° og 60° er definert som laginterne moderatvinklede brudd og sprekkesystemer. Bruddene terminerer ved laminasjonsgrensene mellom lagningene og varierer i lengde etter tykkelsene på lagningene, men finnes sjelden i lengder over 50 cm. I Figur 3.6 kan du se at den dominante strøkretingen er N – S mens en sekundær mindre populasjon av brudd trender Ø – V.



Figur 3.6: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for laginterne moderatvinklede brudd og sprekkesystemer.

3.3.1.3 Laginterne konjugertlignende brudd og sprekkesystemer

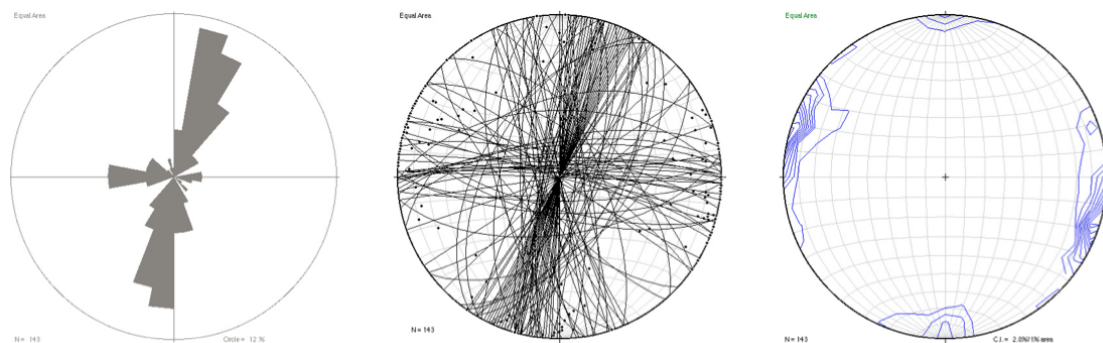
Den tredje underkategorien er de laginterne konjugertlignende brudd og sprekkesystemene som terminerer ved de laminerte laggrensene. Lengden av disse bruddene er avhengige av lagtykkelsen og vinkelen på bruddene. Den dominante strøkretingen er VNV – ØSØ og majoriteten av bruddene viser et fall på omtrent 60° . Det ble bare funnet 12 sett av disse konjugertlignende bruddsystemene som består av 2 brudd hver. I denne kategorien er det da derfor kun 24 målinger totalt. Dette gjør at informasjonen i denne underkategorien er mest brukbar som et sammenligningsgrunnlag og som en del av datasettene til hver lokalitet der de opptrer og i samlekategorien til alle laginterne brudd.



Figur 3.7: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for laginterne konjugertlignende brudd og sprekkesystemer.

3.3.1.4 Laginterne brudd og sprekkesystemer <1 cm i lengde

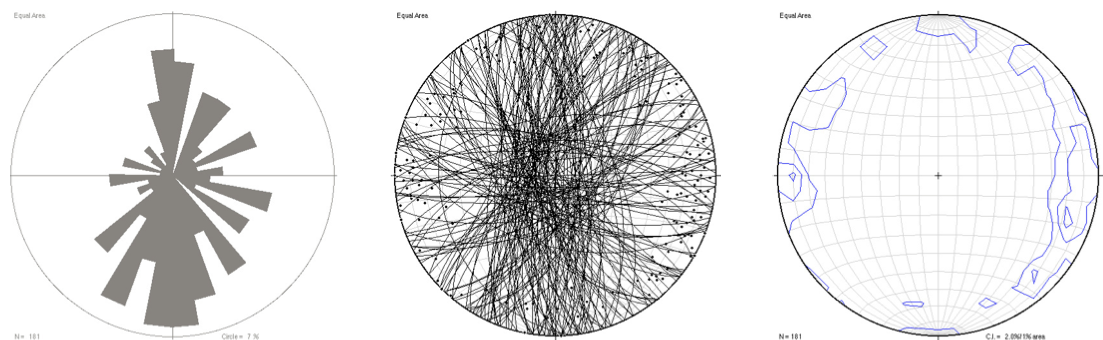
Steile brudd og sprekkesystemer er delt inn i forskjellige underkategorier for å undersøke forskjeller i sammenheng mellom lengde og strøk på brudd. De laginterne brudd og sprekkesystemene som måler under 1 cm i lengde utgjør en egen kategori. I denne kategorien er hovedparten av bruddene planære og vertikale og de knytter sammen laminasjonsgrensene mellom lagene akkurat som de andre laginterne bruddkategoriene som har blitt introdusert. Bruddene og sprekkesystemene i denne underkategorien trender hovedsaklig NNØ – SSV. Et mindre dominant sett trender med en Ø – V orientering (Figur 3.8).



Figur 3.8: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for laginterne brudd og sprekkesystemer mindre enn 1 cm i lengde.

3.3.1.5 Laginterne brudd og sprekkesystemer 1 – 5 cm

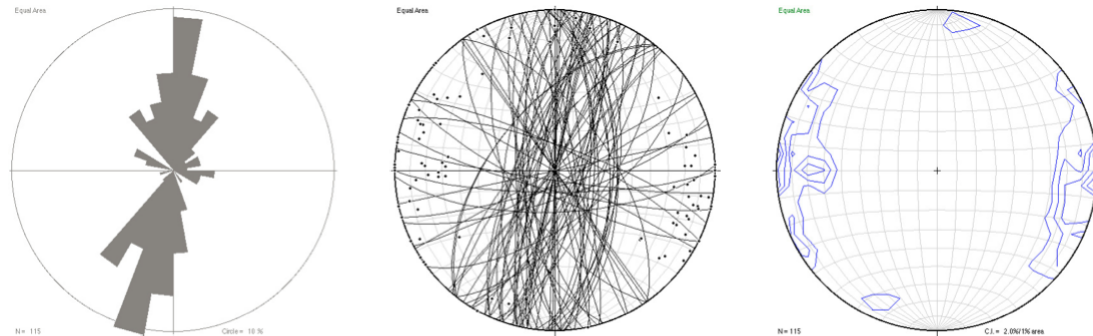
Disse bruddene er mellom 1 og 5 cm i lengde og de er hovedsaklig steile og planare. De binder sammen laminasjonsgrenser mellom lag som er mellom 1 og 5 cm i tykkelse. N – S er hovedtrenden for denne kategorien, men det er mer variasjon i denne kategorien (Figur 3.9) enn i kategorien for de laginterne brudd og sprekkesystemene under 1 cm i lengde (Figur 3.8).



Figur 3.9: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for laginterne brudd og sprekkesystemer mellom 1 og 5 cm i lengde.

3.3.1.6 Laginterne brudd og sprekkesystemer 5 – 10 cm

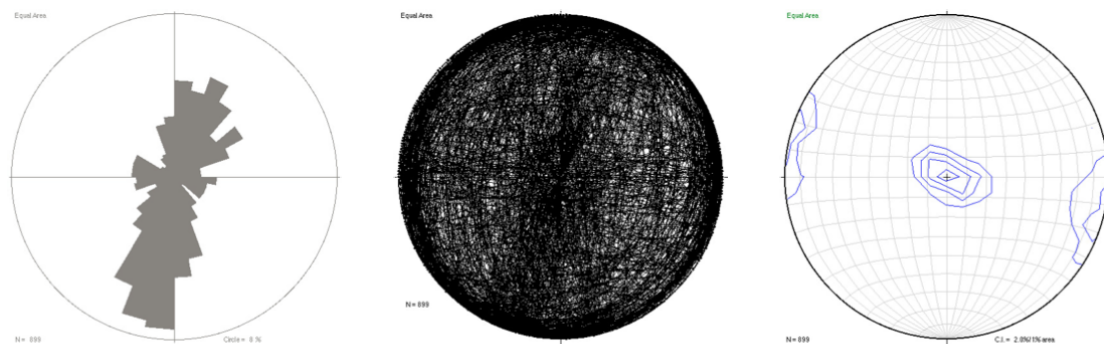
Den siste underkategorien for de laginterne bruddene og sprekkesystemene er mellom 5 og 10 cm lange. Som vist i [Figur 3.10](#) er hovedtrenden av strøk orientert NNØ – SSV. Bruddene i denne kategorien er hovedsaklig steile og planare brudd og de terminerer i laminasjonsgrensene mellom lagene i formasjonene.



Figur 3.10: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for laginterne brudd og sprekkesystemer mellom 5 og 10 cm i lengde.

3.3.1.7 Sammendrag og deltolkning av laginterne brudd og sprekkesystemer

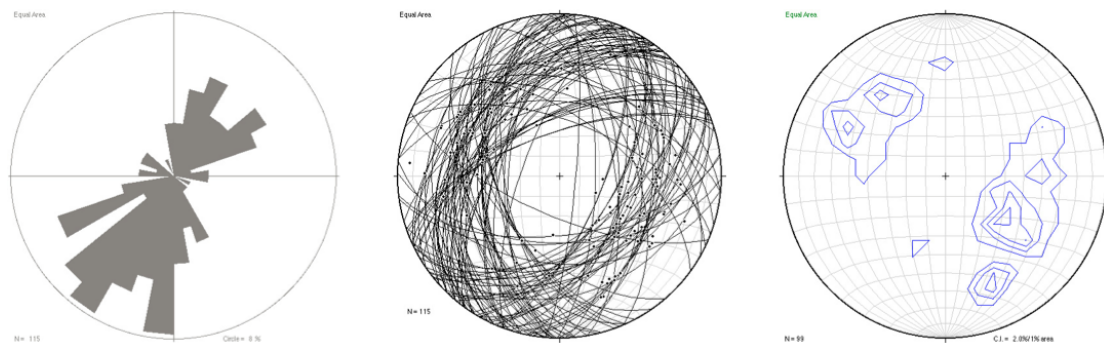
Ved å samle data fra alle underkategoriene og vise det i samme diagrammer som er brukt i underkategoriene kan man sammenligne bidraget av hver underkategori til resultatet av hovedkategorien. Som sett i ([Figur 3.11](#)), er hovedretningen av strøkene NNØ – SSV, mens en mindre dominant retning er Ø – V. Polkonsentrasjonen som kan sees i ([Figur 3.11](#)) forteller oss at kategorien er dominert av lavvinklede og steile brudd og sprekkesystemer.



Figur 3.11: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for alle laginterne brudd og sprekkesystemer.

3.3.2 Moderat hellende brudd og sprekkesystemer

De moderate brudd og sprekkesystemene er definert av fallvinkelen til bruddene og det faktum at de krysser 2 eller flere lagninger. Disse bruddene kan variere mellom 10 cm til mange meter i utstrekning. Data for denne kategorien ble opprinnelig samlet inn i to underkategorier; moderate brudd og sprekkesystemer og moderate konjugertlignende brudd og sprekkesystemer. Det viste seg å være veldig få moderate konjugertlignende brudd, så de to opprinnelige underkategoriene ble slått sammen til en kategori som fikk navnet fra hovedkategorien; moderate brudd og sprekkesystemer. Som sett i kan man se at rosediagrammet viser at trenden for strøkene i denne kategorien er NNØ – SSV og ØNØ - VSV, noe som blir bekreftet av polkonturdiagrammet helt til høyre i (Figur 3.12).



Figur 3.12: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for moderate brudd og sprekkesystemer.

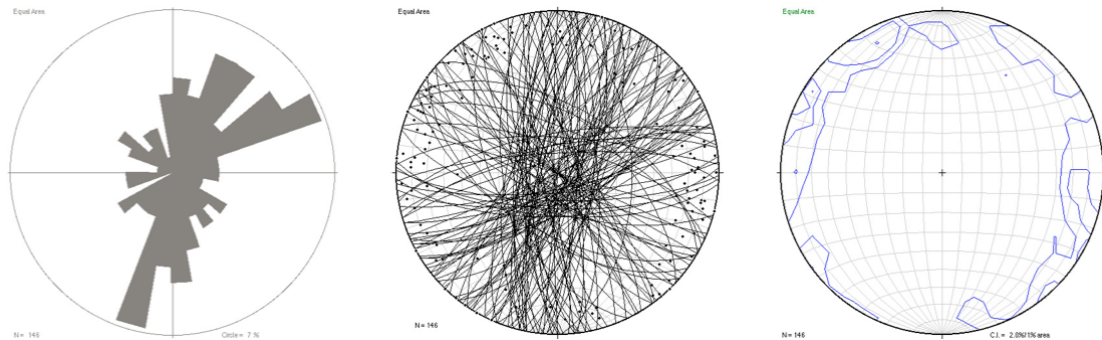
3.3.3 Steile planare brudd og sprekkesystemer

Disse brudd og sprekkesystemene er definert av deres steile og planare geometri, det faktum at de kutter minst en laggrense og at de har forskjellige lengder. Videre er kategorien delt inn i fire underkategorier basert på lengden av bruddene, hhv 10-50cm, 50-100 cm, 1-3 m og > 3 m.

3.3.3.1 Steile planare brudd og sprekkesystemer 10 – 50 cm

Den første underkategorien består av de planare og steile bruddene som er mellom 10 og 50 cm lange og kutter gjennom minimum en lamineringsgrense. I

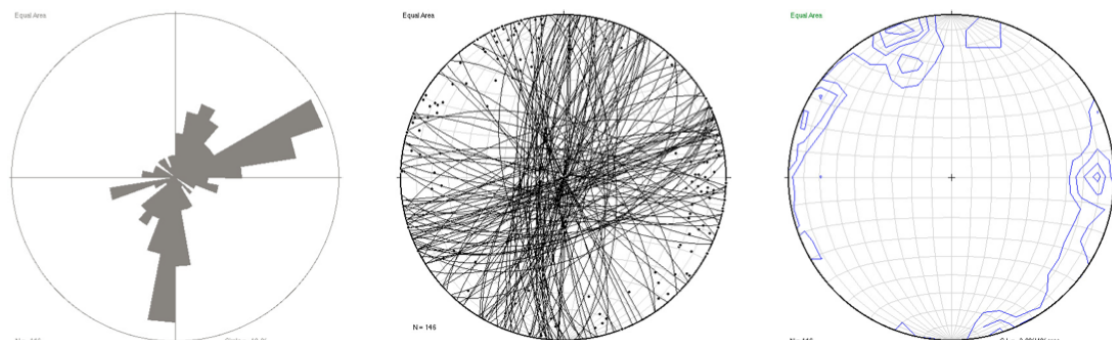
Figur 3.13 kan man se at hovedstrøkretningen er NNØ – SSV.



Figur 3.13: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for steile planare brudd og sprekkesystemer 10 – 50 cm.

3.3.3.2 Steile planare brudd og sprekkesystemer 50 – 100 cm

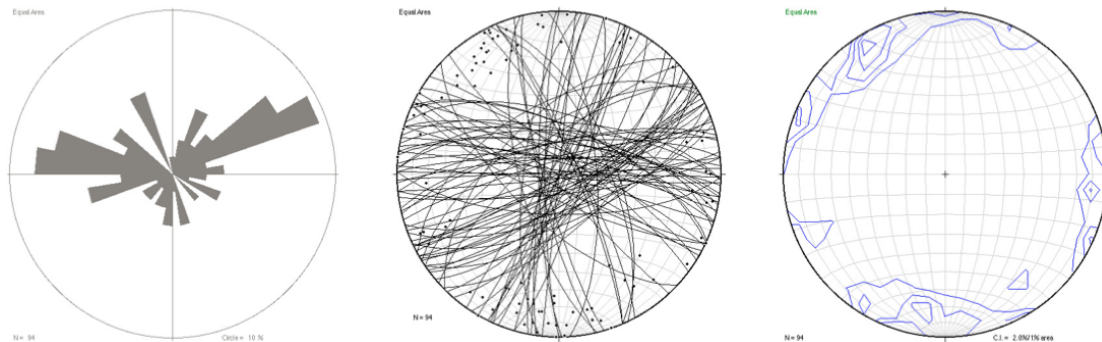
Figur 3.14 viser at det er to hovedstrøkretninger i kategorien for steile planare brudd og sprekkesystemer 50 – 100 cm; henholdsvis NNØ – SSV og ØNØ – VSV.



Figur 3.14: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for steile planare brudd og sprekkesystemer 50 – 100 cm

3.3.3.3 Steile planare brudd og sprekkesystemer 100 – 300 cm

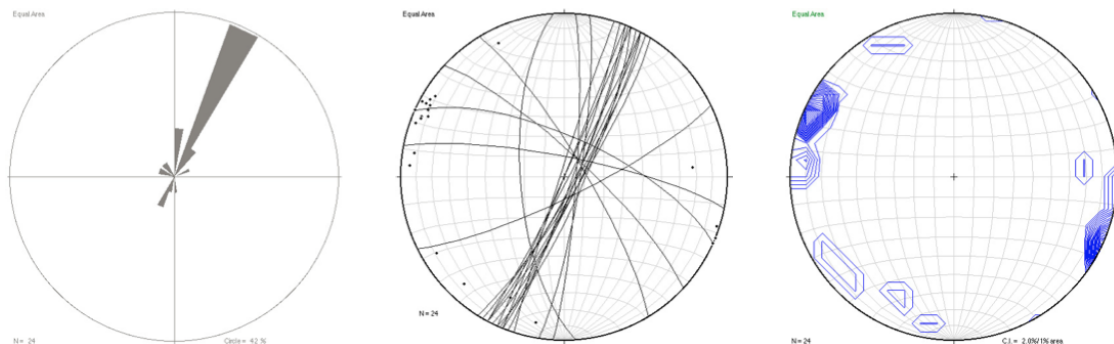
I den tredje underkategorien er hovedstrøkretningen ØNØ – VSV som vist i Figur 3.15.



Figur 3.15: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for steile planare brudd og sprekkesystemer 100 – 300 cm.

3.3.3.4 Steile planare brudd og sprekkesystemer 300 cm og lengre

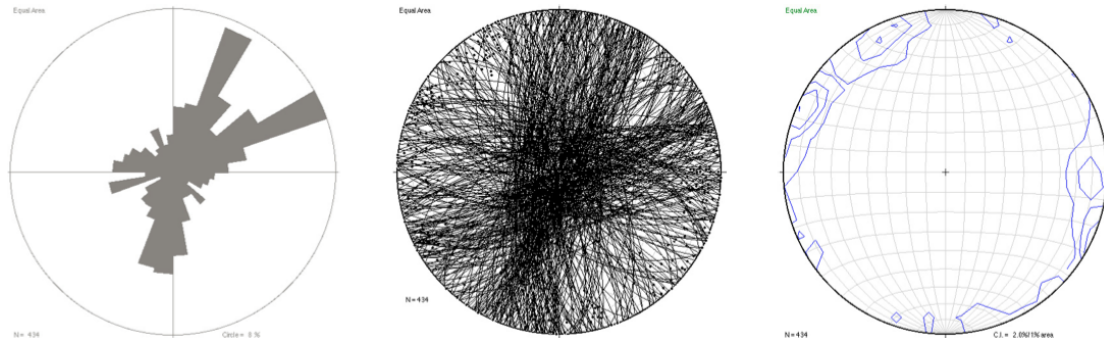
Underkategorien for de lengste steile planære brudd og sprekkesystemene trender NNØ – SSV, se Figur 3.16.



Figur 3.16: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for steile planare brudd og sprekkesystemer 300 og lengre.

3.3.3.5 Sammen drag for steile planare brudd og sprekkesystemer

I Figur 3.17 er alle målinger for hovedkategorien steile planare brudd vist samlet i forskjellige plott, dette er gjort for å sammenligne med de andre hovedkategoriene for å se om det er forskjeller mellom hovedkategoriene. Hovedtrenden for denne hovedkategorien er NNØ – SSV og en sekundær trend er ØNØ – VSV.



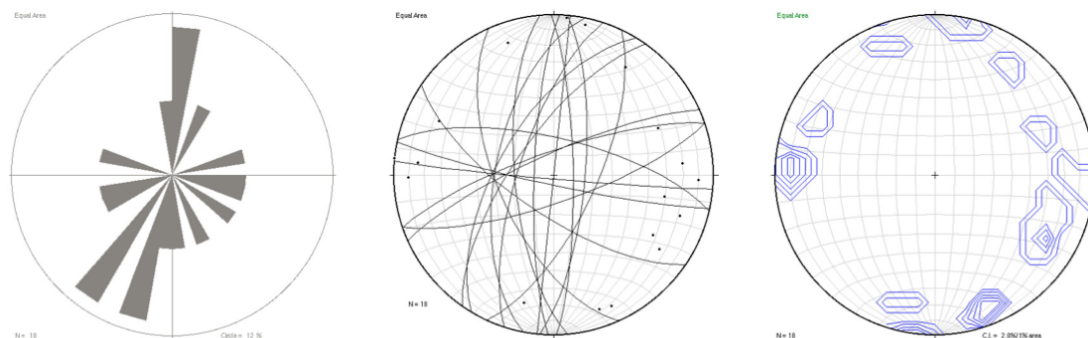
Figur 3.17: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for alle steile planare brudd og sprekkesystemer.

3.3.4 Steile irregulære brudd- og sprekkesystemer

Disse brudd- og sprekkesystemene er delt opp i fire underkategorier basert på lengden til bruddene. For å falle inn i denne kategorien må bruddene være steile og irregulære og bryte gjennom minst en laminasjonsgrense og dermed være et brudd som minimum opptrer i 2 lagdeler eller mer.

3.3.4.1 Steile irregulære brudd og sprekkesystemer 10 – 50 cm

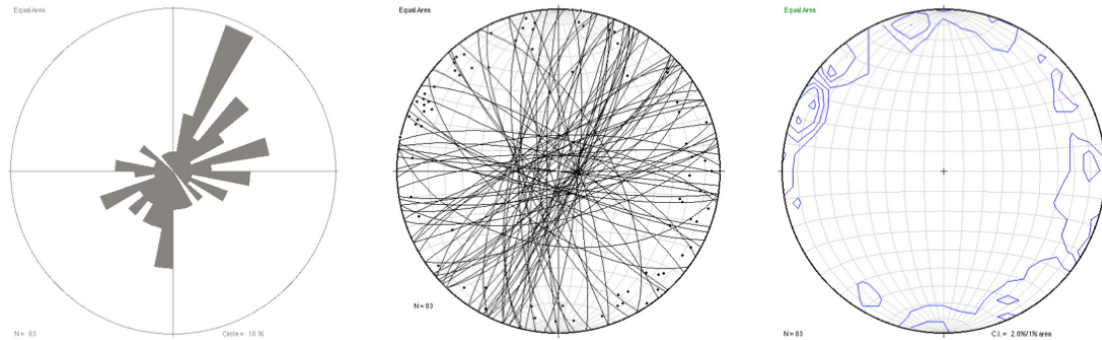
Figur 3.18 viser at strøket for kategorien trender hovedsaklig N – S. Det er også en del variasjoner i denne underkategorien som gjør at hovedtrenden ikke er veldig dominant og utstående sammenlignet med trenden til de andre underkategoriene i steile irregulære brudd og sprekkesystemer.



Figur 3.18: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for steile irregulære brudd og sprekkesystemer 10 – 50 cm.

3.3.4.2 Steile irregulære brudd og sprekkesystemer 50 – 100 cm

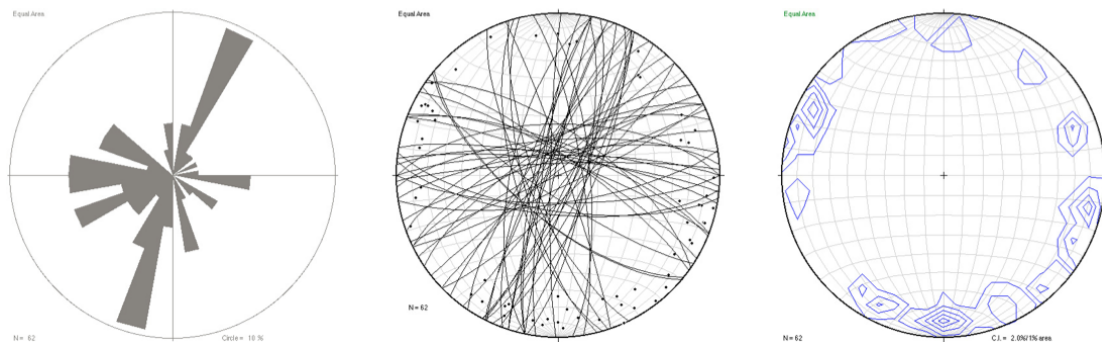
I denne underkategorien er NNØ – SSV den dominante trenden på strøket som det er vist i Figur 3.19. Det opptrer noen spredte trender i nordøstlig til østlig og sørvestlig til vestlig som sett i rosediagrammet til venstre i Figur 3.19.



Figur 3.19: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for steile irregulære brudd og sprekkesystemer 50 – 100 cm.

3.3.4.3 Steile irregulære brudd og sprekkesystemer 100 -300 cm

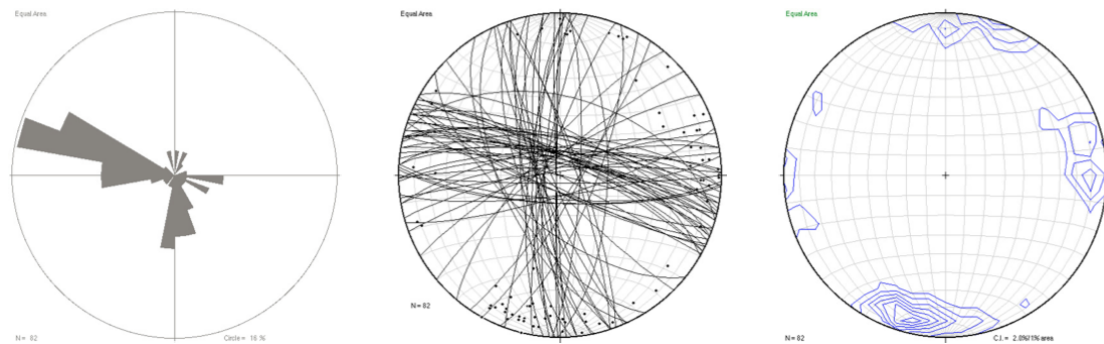
NNØ – SSV er hovedtrenden i denne underkategorien og er vist gjennom rosediagrammet i Figur 3.20, der man også kan se at en sekundær trendretning er Ø – W.



Figur 3.20: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for steile irregulære brudd og sprekkesystemer 100 – 300 cm.

3.3.4.4 Steile irregulære brudd og sprekkesystemer 300 cm og lengre

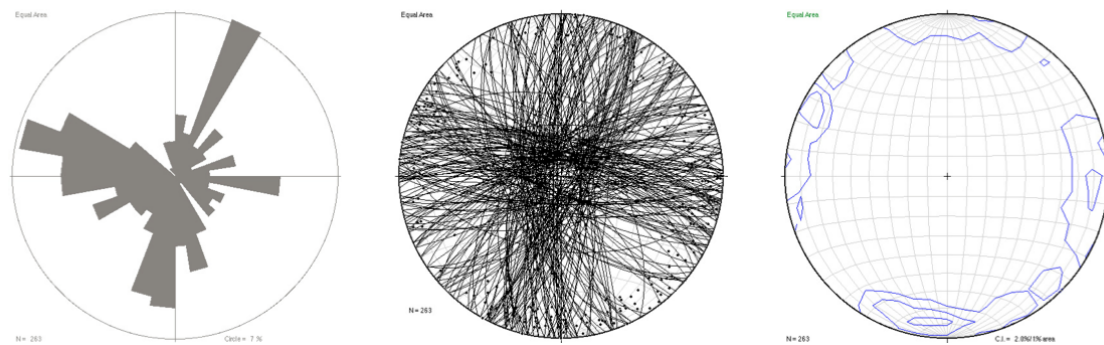
Denne underkategorien skiller seg fra de andre underkategoriene som omhandler de steile irregulære brudd og sprekkesystemene. Her trender bruddene hovedsaklig ØSØ – VNV, mens en sekundær trendretning er N – S, dette vises i Figur 3.21.



Figur 3.21: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for steile irregulære brudd og sprekkesystemer 300 cm og lengre

3.3.4.5 Sammendrag for Steile irregulære brudd og sprekkesystemer

Ved å se på alle underkategoriene for steile irregulære brudd og sprekkesystemer er det to trendretninger for strøkene som skiller seg ut. Som det kommer frem av Figur 3.22 er de trendene NNØ – SSV og ØSØ – VNV.

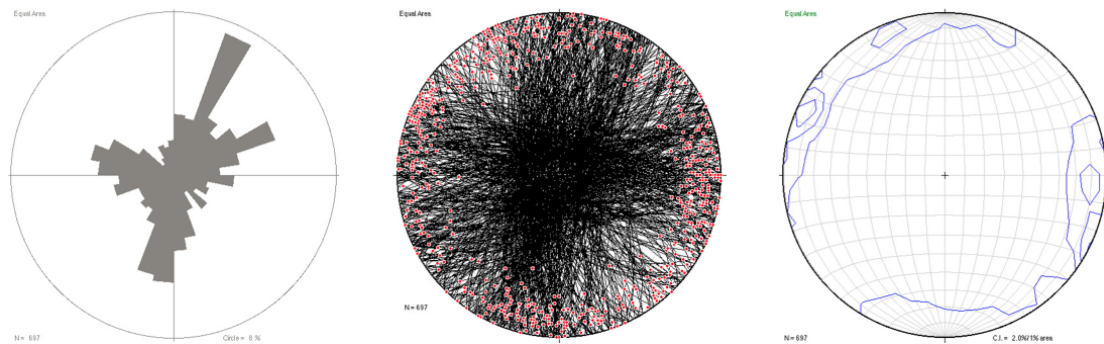


Figur 3.22: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for alle steile irregulære brudd og sprekkesystemer

3.3.5 Sammendrag for alle brudd og sprekkesystemer

3.3.5.1 Steile irregulære og steile planare brudd og sprekkesystemer

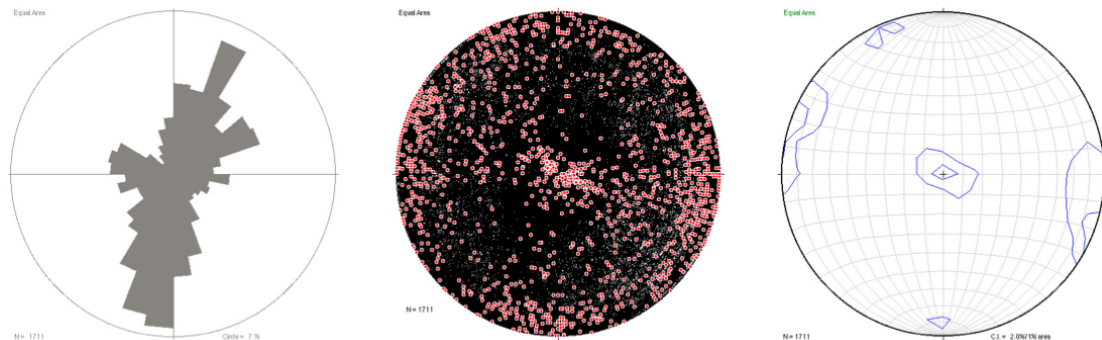
De steile irregulære og steile planare gjennomgående brudd- og forkastningssystemene ble slått sammen til en kategori for bruk som sammenligningsgrunnlag med de andre hovedkategorier. Som sett i Figur 3.23 er det tre trendretninger som skiller seg ut. Den mest dominante strøktrenden er NNØ – SSV og det er to mindre dominante strøkretninger, henholdsvis med trendene ØNØ – VSV og VNV – ØSØ.



Figur 3.23: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott i et samleplott for de to underkategoriene; steile planare og steile irregulære brudd og sprekkesystemer.

3.3.5.2 Alle brudd og sprekkesystemer samlet

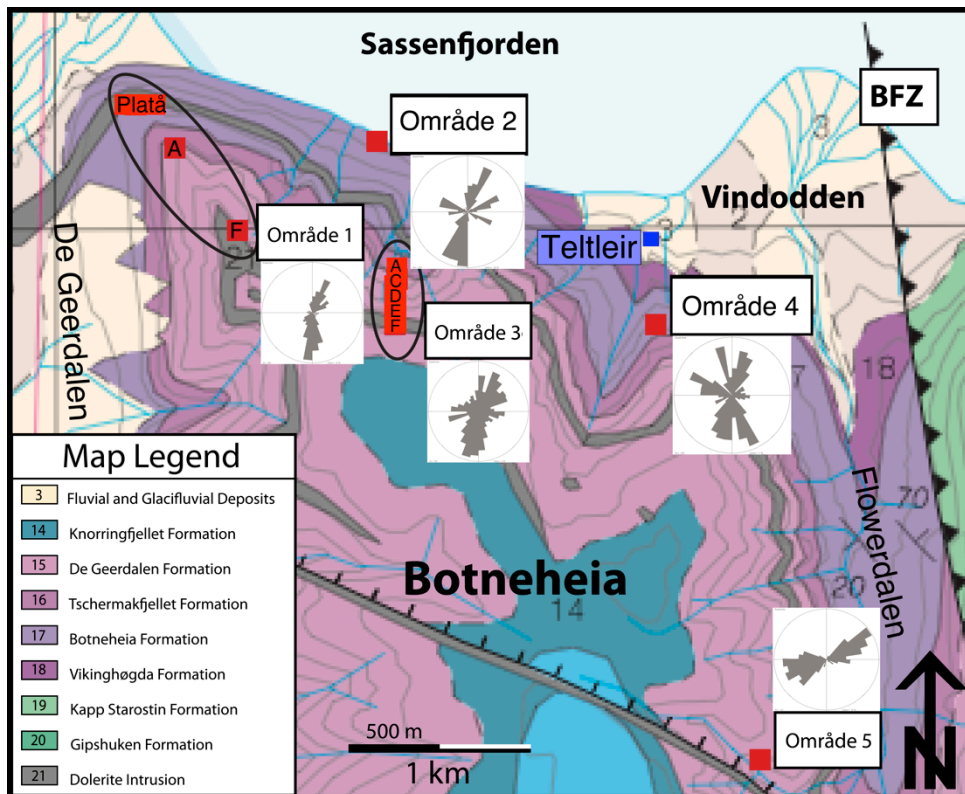
All data ble samlet i en gruppe og brukt til å skape en trend basert på alle målinger tatt fra hele studieområdet. Figur 3.24 viser at hovedtrenden er NNØ – SSV og at det er en sekundær trend med strøk omtrentlig Ø – V.



Figur 3.24: Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan og polkonturplott for alle brudd og sprekkesystemer.

3.3.6 Bruddsystemer vs. lokalitet

Av de 5 hovedområdene er det hovedsaklig område 5 som skiller seg ut med hovedsaklig ØNØ – VSV strøk, resten av lokalitetene stryker hovedsaklig NNØ – SSV som illustrert i Figur 3.25.



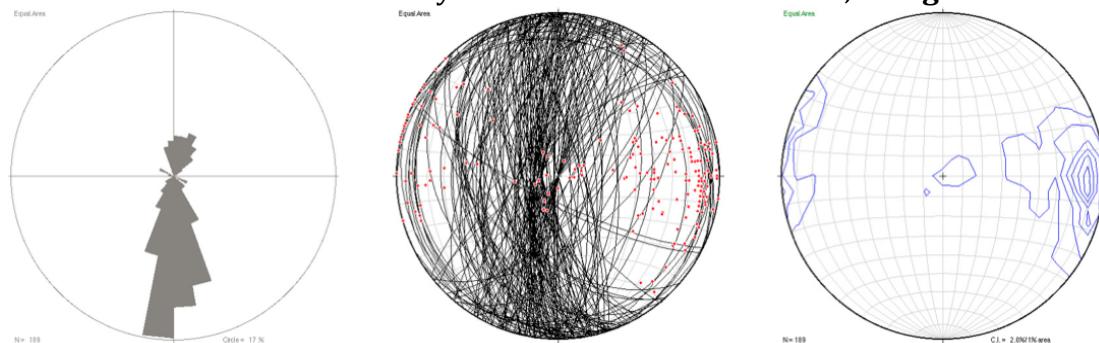
Figur 3.25: Kart som viser rosedigram for alle lokalitetene i et område. Område 5 er det som skiller seg ut fra de andre med en ØNØ – VSV trend. Kartet er modifisert fra Major et al. (2000).

3.3.6.1 Bruddsystemer vs. underlokaliteter

Bruddorienteringsdata fra de enkelte lokaliteter er plottet i tre forskjellige plott; rosedigrammer med strøk til plan, plan og pol til plan plott og polkonturplott. Dette vil gi informasjon om varierende bruddplan innenfor hovedområdene.

3.3.6.1.1 Lokalitet 1 A

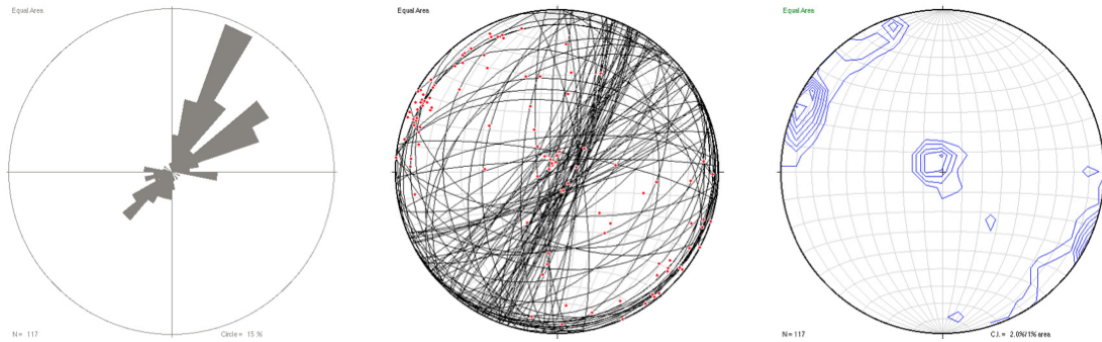
Ved lokalitet 1 A er det N – S strykende brudd som dominerer, se **Figur 3.26**.



Figur 3.26: Lokalitet 1 A - Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan plott og polkonturplott.

3.3.6.1.2 Lokalitet 1 F

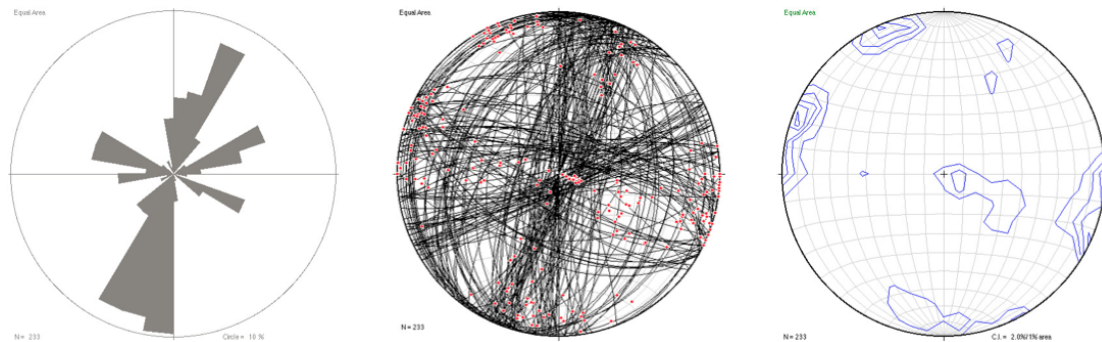
Figur 3.27 viser at dolerittlokaliteten 1 F har to dominerende bruddorienteringer; NNØ – SSV og ØNØ – VSV.



Figur 3.27: Lokalitet 1 F - Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan plott og polkonturplott.

3.3.6.1.3 Lokalitet 2

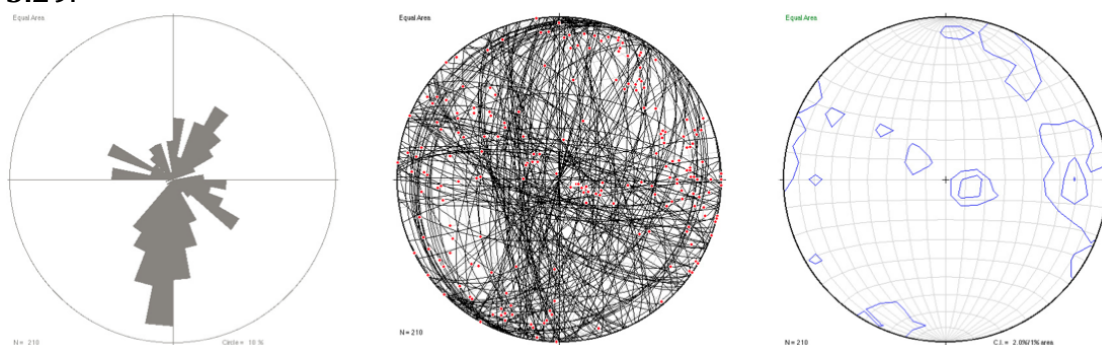
Botneheiaformasjonen er representert i dette studiet av en enkelt lokalitet. Som **Figur 3.28** viser så er NNØ – SSV orienterte brudd dominant. ØNØ – VSV og VNV – ØSØ er mindre representert.



Figur 3.28: Lokalitet 2 - Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan plott og polkonturplott.

3.3.6.1.4 Lokalitet 3 C

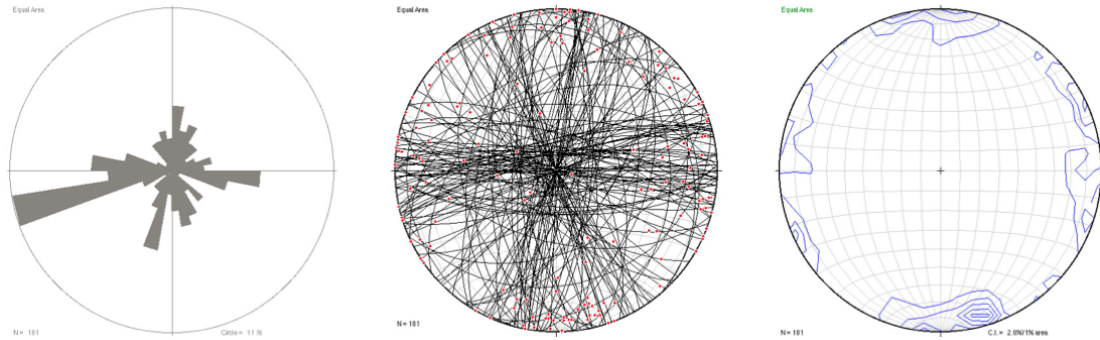
Bruddorienteringen er mest dominant i NNØ – SSV, men viser også mindre dominante orienteringer med Ø – V strøk og VNV – ØSØ strøk som sett i **Figur 3.29**.



Figur 3.29: Lokalitet 3 C - Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan plott og polkonturplott.

3.3.6.1.5 Lokalitet 3 D nedre

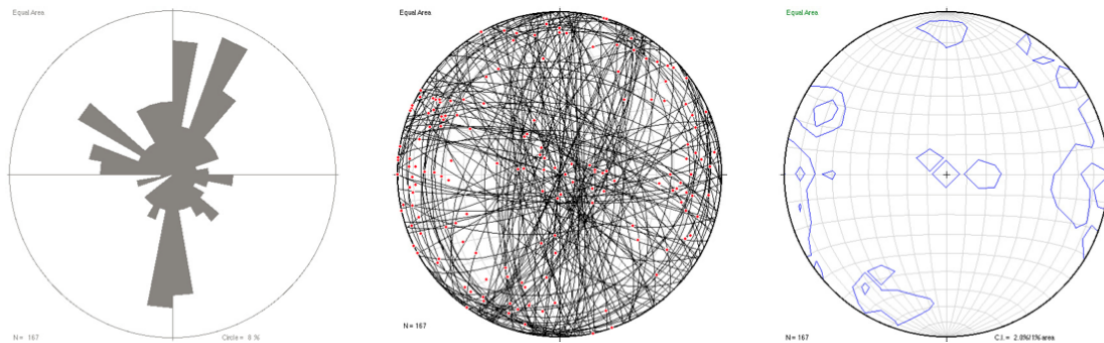
Denne lokaliteten består hovedsaklig av Ø – V orienterte brudd og NNØ – SSV orienterte brudd som sett i **Figur 3.30**, det er også en komponent med NNV – SSØ orienterte brudd ved lokaliteten.



Figur 3.30: Lokalitet 3 D nedre - Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan plott og polkonturplott.

3.3.6.1.6 Lokalitet 3 D

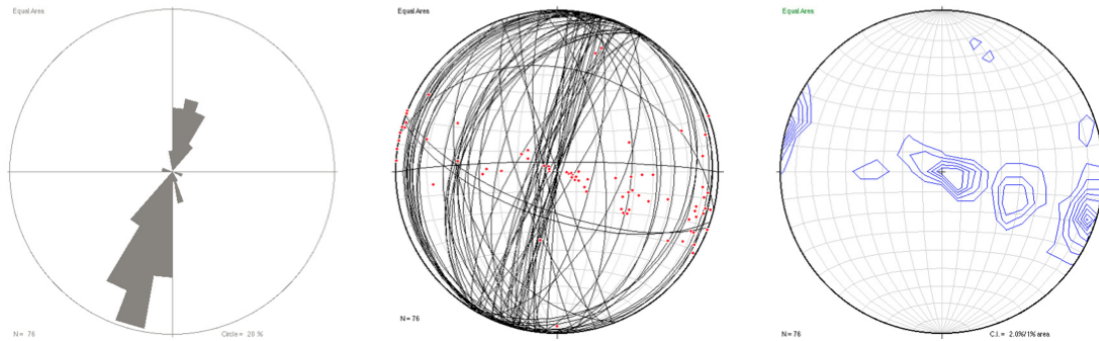
Bruddorienteringene ved lokalitet 3 D er vist i **Figur 3.31** og man kan se at N – S og NNØ – SSV er de to mest dominante bruddorienteringene her. Det er to mindre dominante sett med orientering Ø – V og VNV – ØSØ.



Figur 3.31: Lokalitet 3 D - Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan plott og polkonturplott.

3.3.6.1.7 Lokalitet 3 D øvre

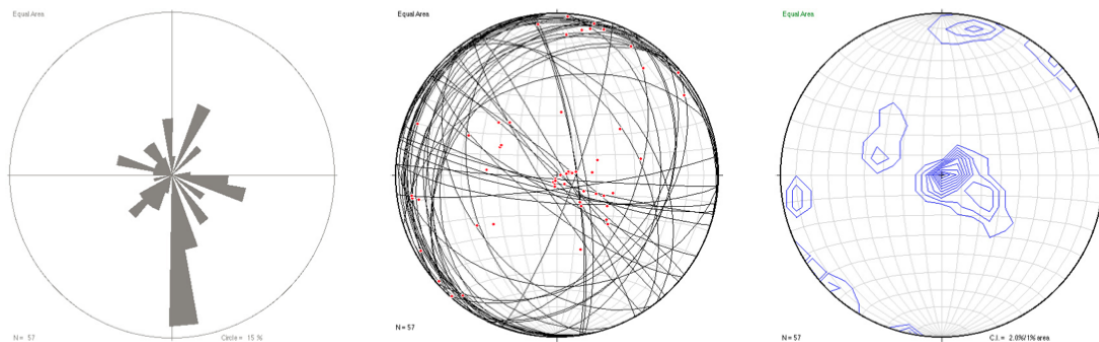
Figur 3.32 viser at denne lokaliteten er dominert av brudd med orienteringen NNØ – SSV.



Figur 3.32: Lokalitet 3 D øvre - Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan plott og polkonturplott.

3.3.6.1.8 Lokalitet 3 E

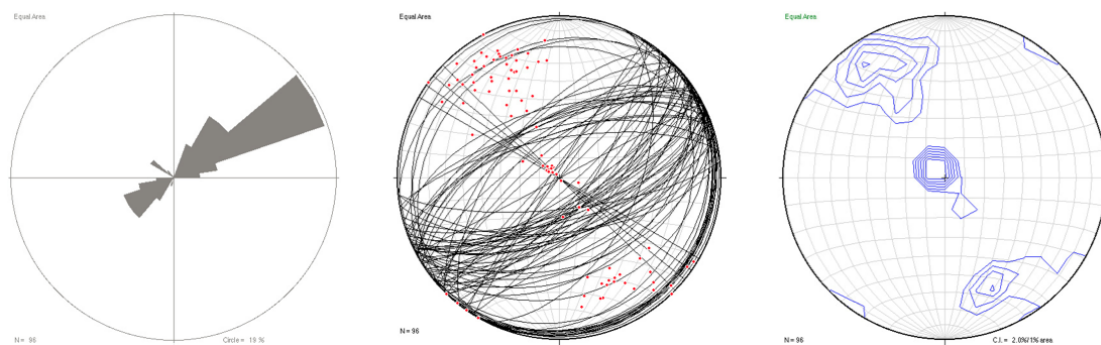
Ved denne lokaliteten er bruddorienteringene varierende, men N – S strykende brudd stikker seg frem. Lokaliteten er dominert av laginter lavvinklede brudd og er vist i **Figur 3.33**.



Figur 3.33: Lokalitet 3 E - Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan plott og polkonturplott.

3.3.6.1.9 Lokalitet 3 F

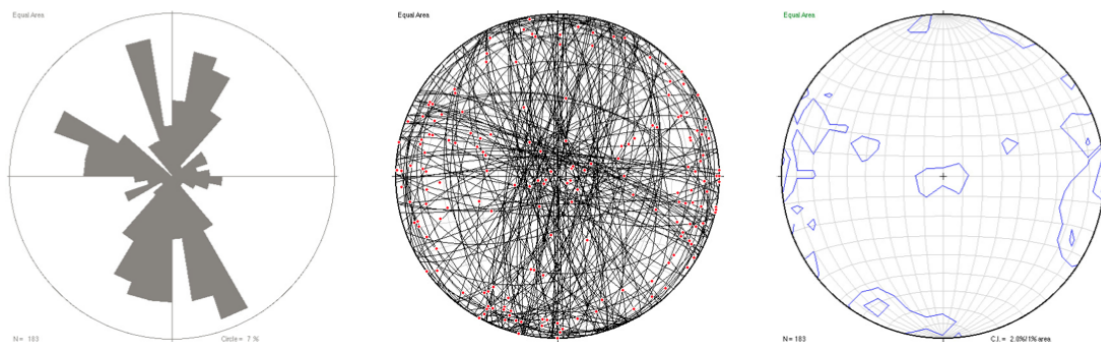
Dolerittlokalitet fra område 3 som er sterkt dominert av ØNØ – VSV strykende brudd som vist i **Figur 3.34**.



Figur 3.34: Lokalitet 3 F - Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan plott og polkonturplott.

3.3.6.1.10 Lokalitet 4

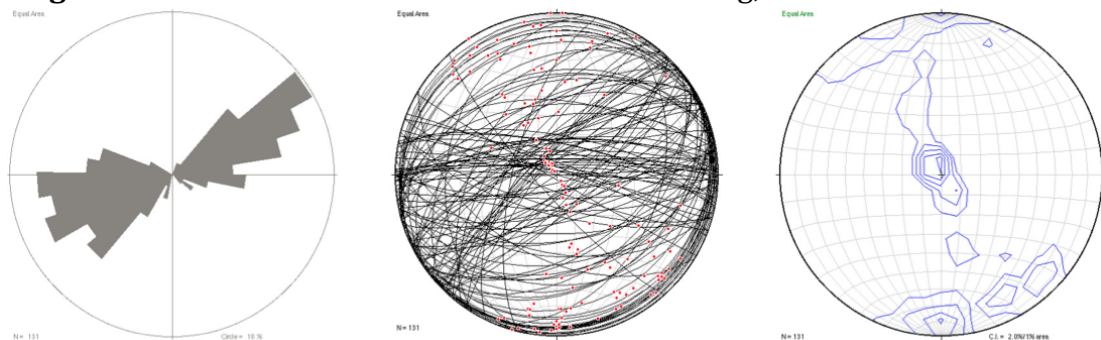
Lokalitet 4 er en ren dolerittlokalitet med tre hovedbruddorienteringer; NNØ – SSV, NNV – SSØ og Ø – V. Disse kan sees i **Figur 3.35**.



Figur 3.35: Lokalitet 4 - Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan plott og polkonturplott.

3.3.6.1.11 Lokalitet 5

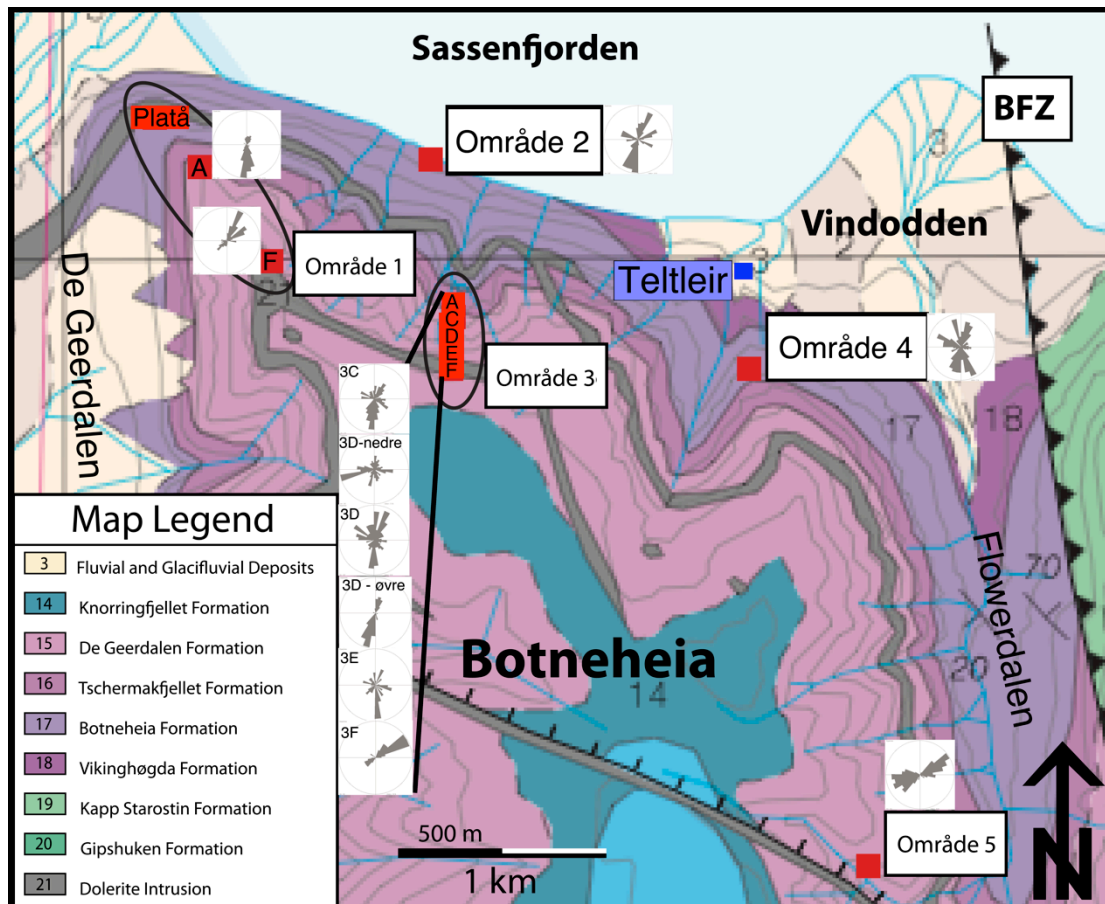
I **Figur 3.36** er det bare en dominant bruddorientering; ØNØ – VSV.



Figur 3.36: Lokalitet 5 - Fra venstre mot høyre; Rosediagram av strøk til plan, plan og pol til plan plott og polkonturplott.

3.3.6.1.12 Sammendrag underlokalteter

Det er 3 bruddsett som skiller seg ut og opptrer oftere enn andre sett. NNØ – SSV er det mest dominante settet, mens ØNØ – VSV og Ø – V orienterte brudd også er velrepresentert gjennom underlokalitetene.



Figur 3.37: Lokalitetskart med roseplott for hver underlokaltet som er kartlagt. Kart modifisert etter Major et al. (2000).

3.3.7 Bruddsystemer vs. litologi

3.3.7.1 Sandstein

All data fra sandsteinslokaliteter ble satt sammen for å se om det var noe sammenligningsgrunnlag i forhold til andre litologier. Lokalitetene som inngår i sandsteinskategorien er alle lokaliteter fra område 1 og 3 med unntak av F-lokalitetene, i tillegg hører område 5 inn under denne kategorien. All sandsteinsdata tilhører De Geerdalenformasjonen. Trenden for strøket til sandsteinslokalitetene er hovedsaklig NNØ – SSV, det er også en mindre trend som viser Ø – V som vist i **Figur 3.38** (A).

3.3.7.2 Doleritt

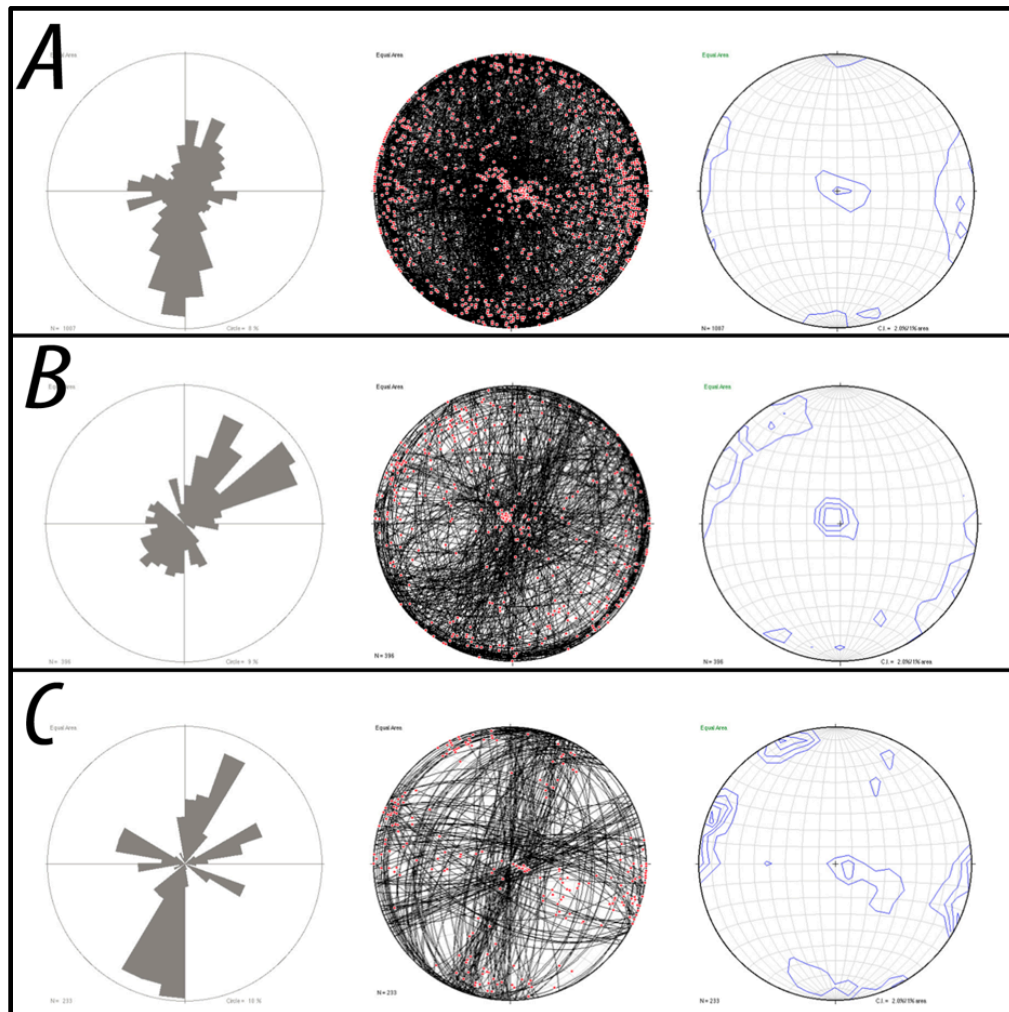
Lokalitetene 1F, 3F og område 4 består alle av doleritt. Alle brudd-data er samlet i **Figur 3.38** (B). For dolerittene er det to hovedtrender av strøk funnet, NNØ – SSV og NØ – SV.

3.3.7.3 Skifer

Det er kun en lokalitet som består av kun skifer og den er lokalisert i Botneheia formasjonen, område 2. Det er samlet inn 233 strøk og fall målinger fra denne lokaliteten, noe som gir et godt sammeligningsgrunnlag i forhold til de andre lokalitetene. **Figur 3.38** (C) viser en NNØ – SSV som hovedtrenden for skiferen, man kan også se to mindre trender, henholdsvis ØNØ – VSV og ØSØ – VNV.

3.3.7.4 Sammen drag: Bruddsystemer vs. litologi

Alle litologiene inneholder brudd med NNØ – SSV orienterte strøk og Ø – V orienterte strøk. ØNØ – VSV orienterte brudd finnes i Botneheiaskiferen og i intrusivene. Dolerittintrusiven i område 4 bidrar med NNV – SSØ orienterte strøk på brudd. Orienteringene på bruddene er samlet sammen i et tabelloppsett, se **Figur 4.1**.

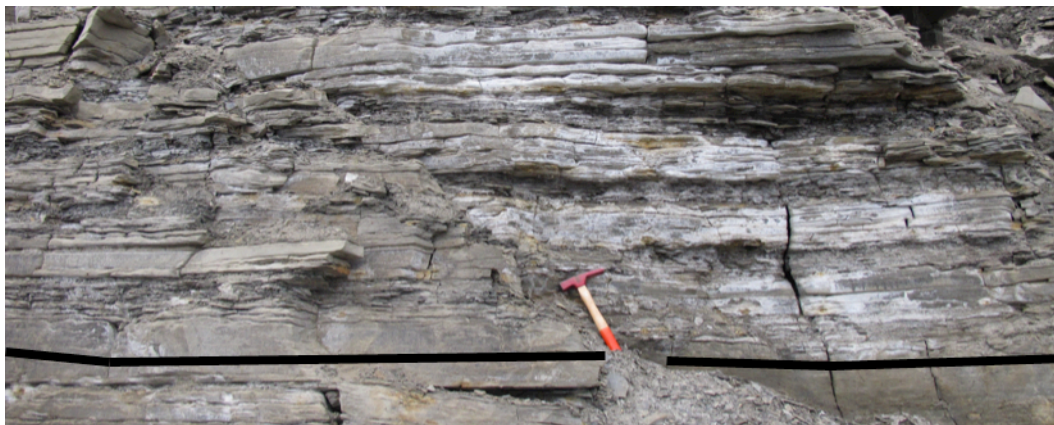


Figur 3.38: Sammenligning av litologier ved bruk av roseplott, plan og pol til plan plott og polkonturplott, fra venstre mot høyre. De forskjellige litologiene representert er: A) Sandsteiner i De Geerdalenformasjonen, B) Dolerittlokalitetene, C) Botneheiaskiferen.

3.4 Skannlinjer

3.4.1 Introduksjon til skannlinjer

For å måle frekvenser av brudd i en lagrekke, ble det valgt å bruke samme metode som Priest (1993). Metoden går ut på å måle alle brudd som krysser en endimensjonal linje som overligger en eksponert lagrekke, se **Figur 3.39**. Dette gjøres for å samle inn data som viser sprekkefrekvensen per lengdeenhet og hvor frekvent de forskjellige definerte sprekkekategoriene opptrer i gitte intervaller. I praksis går det ut på at man først finner en eksponering som er av tilfredstillende lengde og man finner ut hvor skannlinjen skal legges/trekkes. I lokalitetene oppgaven omhandler ble det foretatt laterale målinger i vertikale tverrsnitt. Det var derfor viktig å merke av lengder i intervaller. 2 meters intervaller ble brukt på alle skannlinjer i denne oppgaven for å få best mulig nøyaktighet på antall brudd som ble målt per lengdeenhet langs skannlinjen. Innsamlet data ble så fremstilt i diagrammer for å undersøke sprekkefrekvensen for å undersøke om det var forskjeller eller likheter mellom de forskjellige lokaliteter.



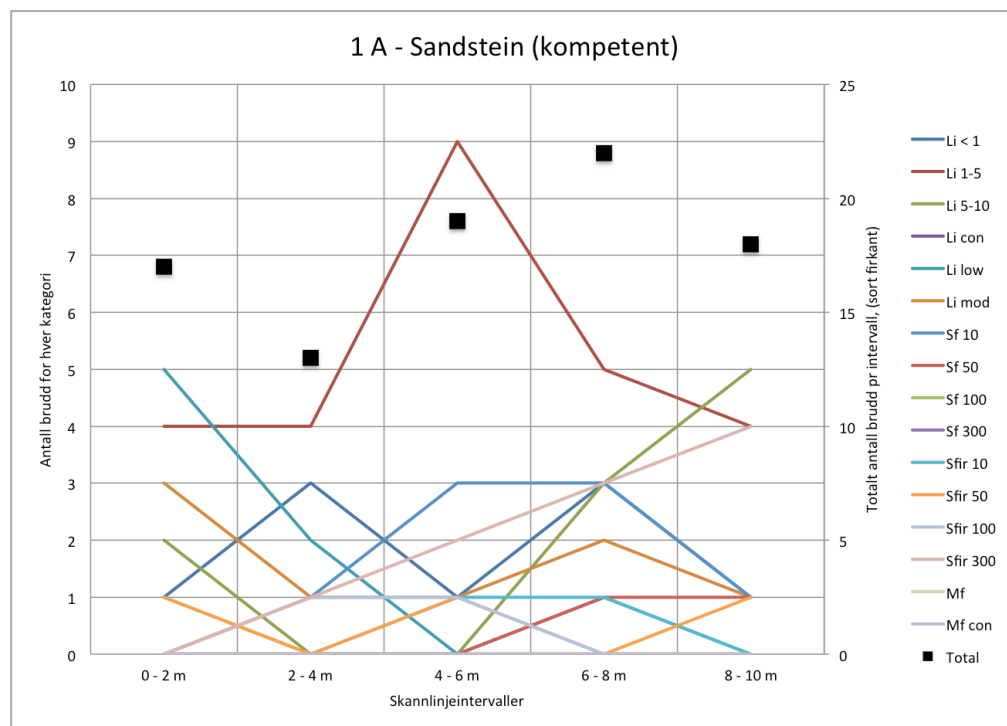
Figur 3.39: De Geerdalen lokalitet fra område 3. Skannlinjer ble lagt slik at linjen ikke brøt de laminerte lagdelingene slik at det ble fokus på bruddene som delte ett eller flere lag. Eksempel på en valgt skannlinje er markert med en sort strek på i figuren.

3.4.2 Skannlinjedata

3.4.2.1 Område 1

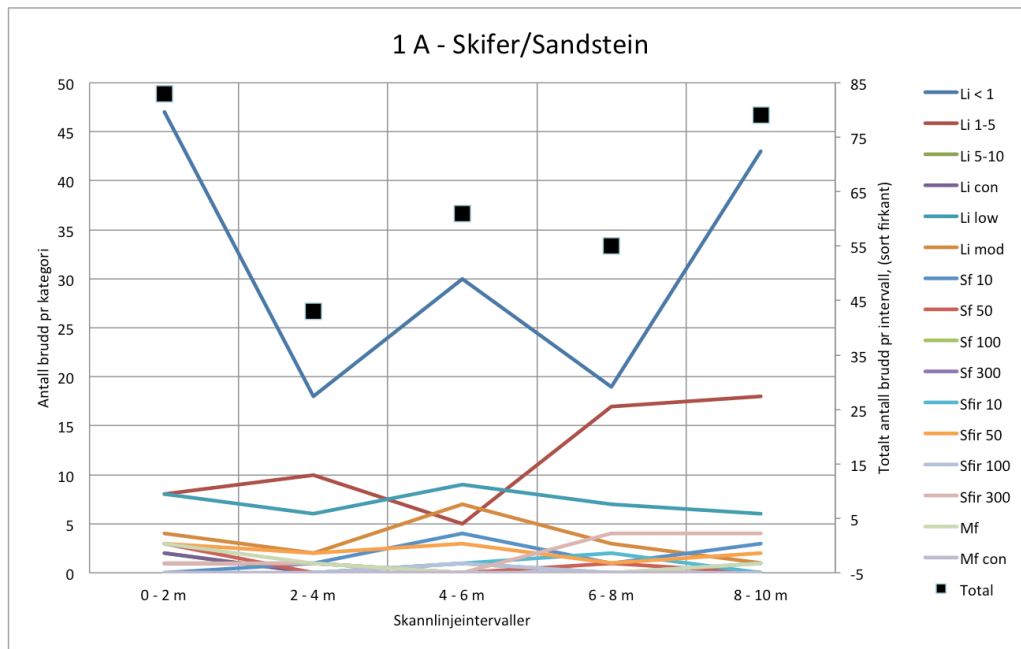
3.4.2.1.1 Lokalitet 1 A

Det ble samlet inn to skannlinjer ved lokalitet 1 A, en ble lagt i et kompetent sandsteinslag mens linje nummer to ble lagt i et skiferholdig sandsteinslag som lå rett over det kompetente sandsteinslaget. Skannlinjedata for den kompetente sandsteinen er satt opp i **Figur 3.40**. De laginterne bruddene dominerer i det kompetente sandsteinslaget og utgjør 68,5 % av målingene for denne skannlinjen. Steile planare forkastninger utgjør 12,4 % av bruddene og steile irregulære brudd utgjør 19,1 % av bruddene langs skannlinjen. Langs denne skannlinjen var det ingen moderate hellende brudd (Tabell 3.1).



Figur 3.40: Skannlinjeresultater fra lokalitet 1 A bestående av kompetent sandstein.

Ved lokalitet 1 A finner man også et mindre kompetent lag som består av skiferholdig sandstein. Dataene fra denne skannlinjen vises i **Figur 3.41** og viser betydelige forskjeller sammenlignet med skannlinjen fra den kompetente enheten ved lokalitet 1 A. I denne skannlinjen representerer 85 % av bruddene laginterne brudd, 5,3 % steile planare brudd, 8,1% steile irregulære brudd og 1,6 % moderat hellende brudd (Tabell 3.1).

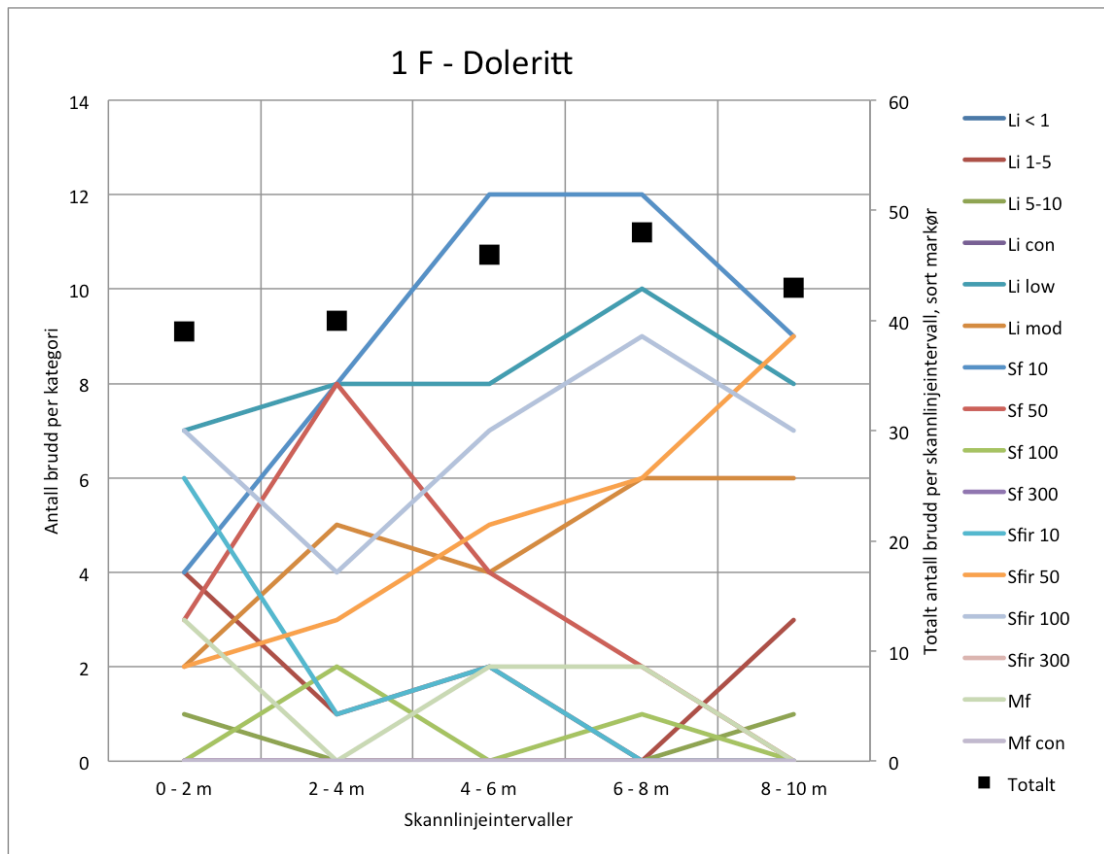


Figur 3.41: Skannlinjediagram fra lokalitet 1 A bestående av skifer/sandstein mindre kompetent enn laget i figur 3.40.

I begge enheter ved lokalitet 1 A kan man via **Figur 3.40** og **Figur 3.41** se at det er de laginterne bruddene som dominerer antallsmessig relativt i forhold til de andre bruddkategoriene. Forskjellen mellom dominansen av de laginterne bruddene varierer fra 68,5 % i det kompetente sandsteinslaget til 85 % i det skiferholdige sandsteinslaget (**Tabell 3.1**).

3.4.2.1.2 Lokalitet 1 F

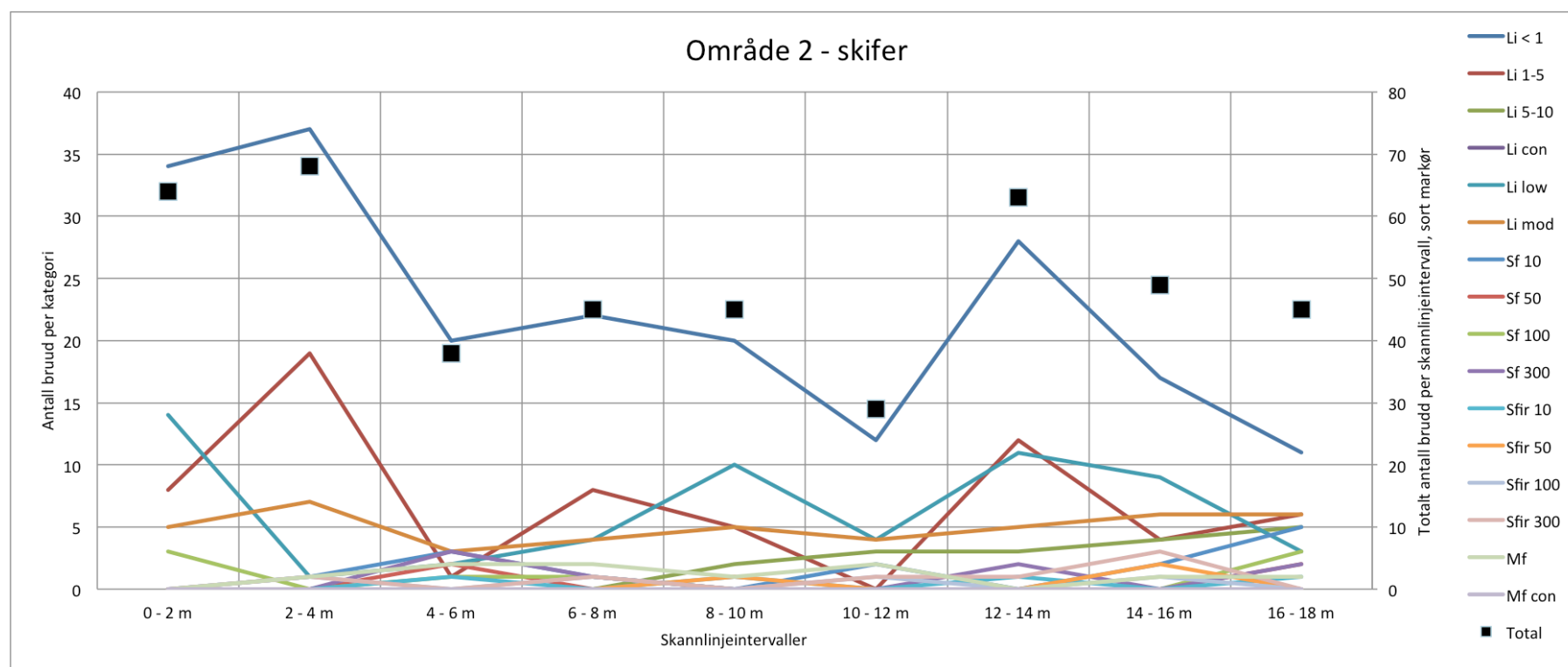
Det ble samlet inn en skannlinje fra lagrekken ved lokalitet 1 F, en dolerittgang, som kartlegger sprekkefrekvensen for lokalitet 1 F. Skannlinjen er representert i diagrammet vist i **Figur 3.42**. Det totale antall brudd per intervall langs skannlinjen er relativt stabilt med intervallet 6 – 8 meter som inneholder flest brudd, dette intervallet inneholder også mange gjennomgående brudd. De laginterne utgjør 35,2 % av bruddene i skannlinjen, resten fordeler seg 30,1 % på steile planare brudd, 31,5 % på steile irregulære brudd og med 3,2 % på moderat hellende brudd (**Tabell 3.1**).



Figur 3.42: Skannlinjediagram fra dolerittlokaliteten 1 F. Sprekkefrekvensen er forholdsvis jevnt distribuert mellom de forskjellige brudd og sprekkekategoriene med unntak av de laginterne sprekke som er mindre enn 1 cm lange og dominerer intervallet 4 – 6 m.

3.4.2.2 Område 2

Skannlinjen som går gjennom område 2, diagram vist i **Figur 3.43**, er dominert av laginterne brudd. Det er hovedsaklig de laginterne bruddene mindre enn 1 cm i lengde som dominerer her. Man kan se i **Figur 3.43** at det totale antall brudd per intervall og laginterne brudd mindre enn 1 cm i lengde opptrer veldig likt intervall til intervall. Her utgjør de moderat hellende bruddene 2,2 %, de steile irregulære 4,0 %, de steile planare 7,7 % og de laginterne 86,1 % av bruddene ved lokaliteten (**Tabell 3.1**).

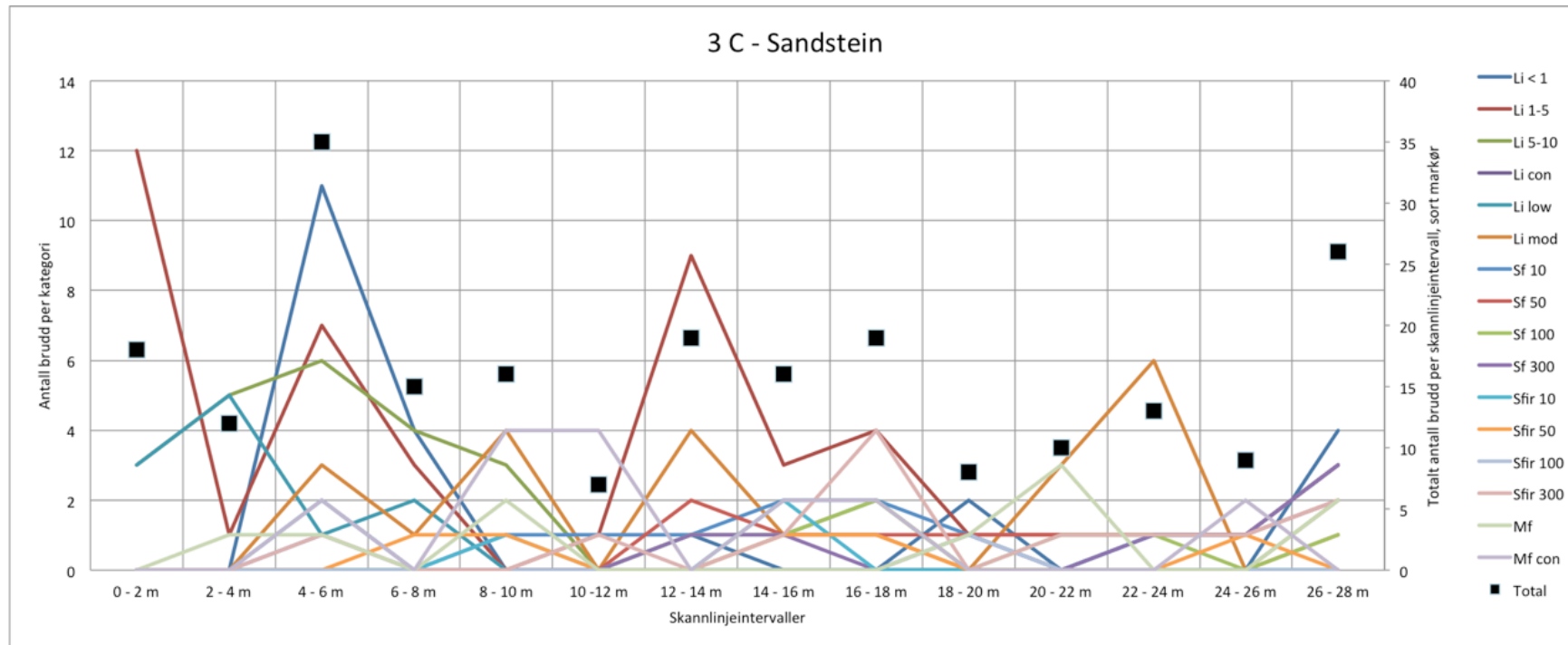


Figur 3.43: Skannlinjediagram for område 2, bestående av mørk skifer. Den totale bruddfrekvensen varierer i takt med den store dominansen av laginterne sprekker mindre enn 1 cm i lengde.

3.4.2.3 Område 3

3.4.2.3.1 Lokalitet 3 C

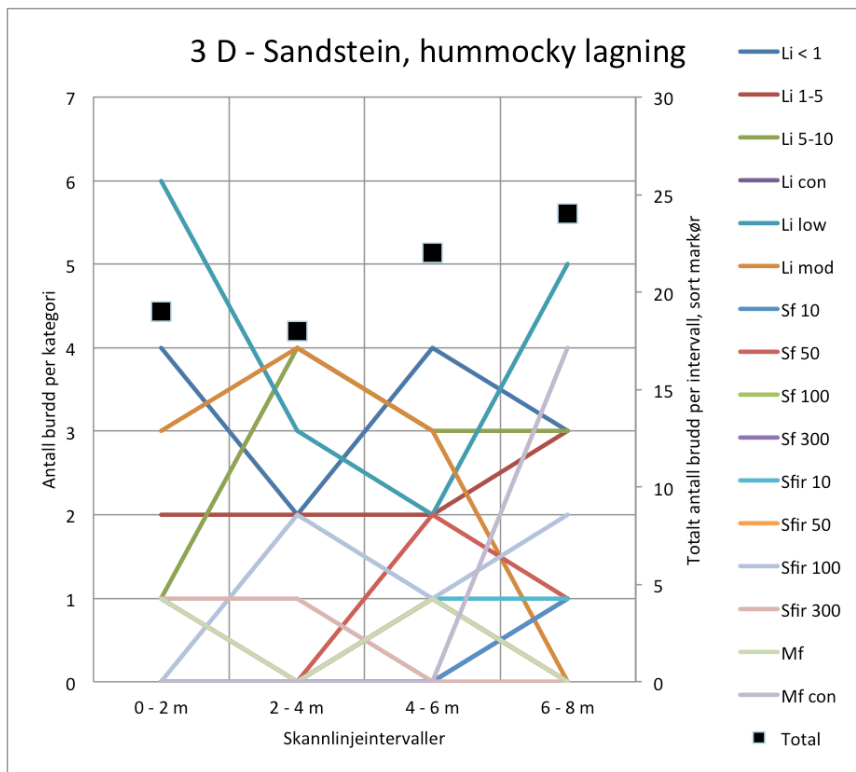
Lokalitet 3 C er bestående av sandstein og er den lengste sammenhengende eksponeringen som det ble brukt skannlinjemetoden på. Skannlinjen er vist i **Figur 3.44** og det er to intervaller som utmerker med høy total bruddfrekvens, intervallene; 4 – 6 meter og 26 – 28 meter. Lokaliteten er dominert av laginterne brudd som utgjør 60,1 % av bruddene langs skannlinjen. Steile planare brudd utgjør 18,8 % av bruddene, steile irregulære brudd utgjør 9,4 % av bruddene og de moderate hellende bruddene utgjør 11,7 av bruddene langs skannlinjen. Se **Tabell 3.1** for en samlet oversikt for alle lokaliteter.



Figur 3.44: Skannlinjediagram for sandsteinslokaliteten 3 C. Det er to intervaller som skiller seg ut med høy total bruddfrekvens, intervallene 4 - 6 m og 26 - 28 m.

3.4.2.3.2 Lokalitet 3 D

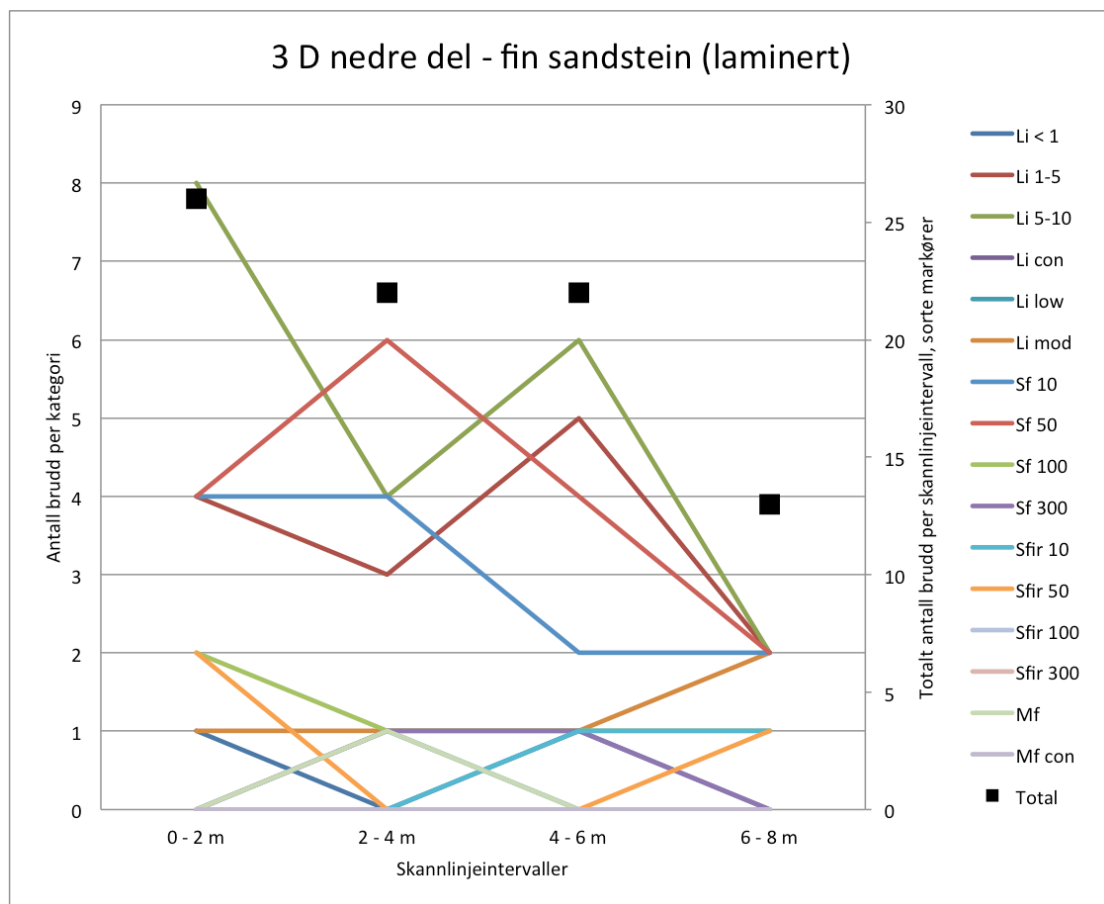
Hummockylagning ble observert ved lokalitet 3 D, men skannlinjen krysset ikke selve hummockylagningen, ellers var sandsteinslagene ved lokaliteten av finkornet størrelse. Diagrammet for skannlinjen for lokalitet 3 D er vist i **Figur 3.45** og viser at det ikke er noen intervaller som utpreger seg med stor total sprekkefrekvens relativt til andre. Her utgjør laginterne brudd 72,3 % av bruddene langs linjen, mens resten fordeler seg som 8,4 % steile planare brudd, 12,1 % steile irregulære brudd og 7,2 % moderate hellende brudd, se **Tabell 3.1** for sammenligning med andre lokaliteter.



Figur 3.45: Skannlinjediagram for sandsteinlokaliteten 3 D med hummocky lagning. Total sprekkefrekvens per 2-meters intervall viser ingen ekstreme utslag ved denne lokaliteten.

3.4.2.3.3 Lokalitet 3 D nedre del

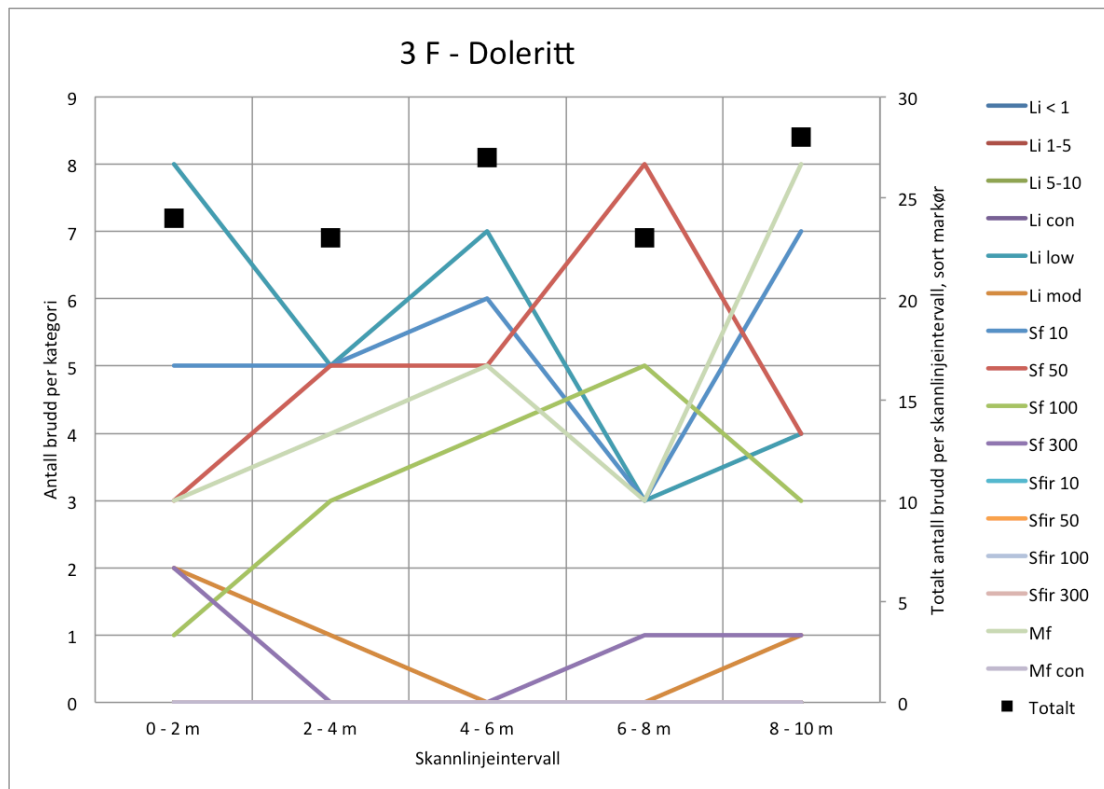
Figur 3.46 viser data samlet inn ved skannlinjemetoden for lokalitet 3 D nedre som består av laminert finkornet sandstein. Ved denne lokaliteten er det laginterne og steile planare brudd som dominerer. De laginterne bruddene utgjør 50,6 % av bruddene langs skannlinjen og de steile planare bruddene utgjør 42,2 % av bruddene. De resterende to gruppene har mye lavere bruddfrekvens ved denne lokaliteten og utgjør henholdsvis for steile irregulære brudd 6,0 % og for moderat hellende brudd 1,2 % (**Tabell 3.1**).



Figur 3.46: Skannlinjediagram for den kompetente sandsteinslokaliteten 3 D nedre viser høyere antall brudd intervallet 0 – 2 meter, dette er forårsaket av laginterne og steile planare brudd.

3.4.2.3.4 Lokalitet 3 F

Skannlinjen for lokalitet 3 F viser ingen ekstreme utslag for totalt antall brudd per intervall. Lokalitet 3 F er en dolerittlokalitet og skannlinjediagrammet er vist i **Figur 3.47**. Sammenlignet med lokalitet 1 A, som bestod av skiferholdig sandstein vist i **Figur 3.41**, er steile planare brudd hyppigere representert ved denne lokaliteten. De steile planare bruddene utgjør ved her 56,8 % av bruddene langs skannlinjen. **Tabell 3.1** viser at de laginterne bruddene utgjør 24,8 %, steile irregulære er ikke representert ved denne lokaliteten og de moderat hellende bruddene utgjør 18,4 % av bruddene langs skannlinjen.

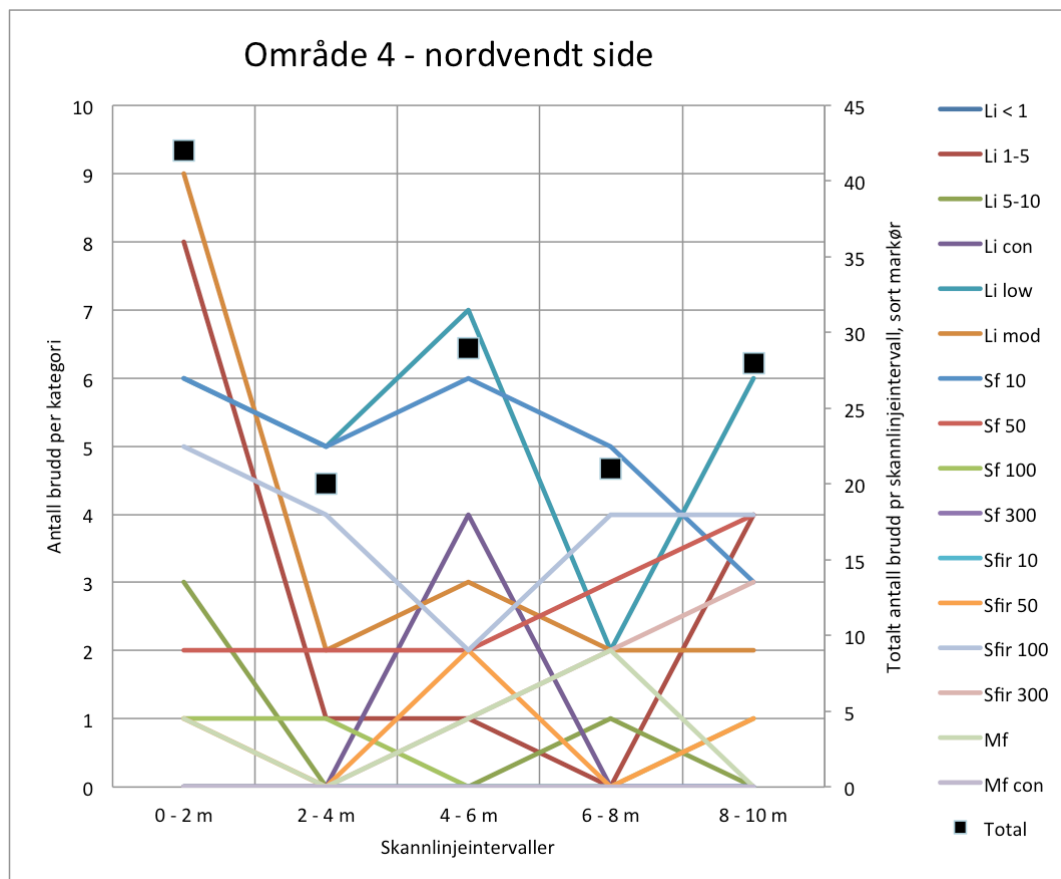


Figur 3.47: Skannlinjediagram for dolerittlokaliteten 3 F. Totalt antall sprekker per intervallenhet er relativt stabil for hele skannlinjen.

3.4.2.4 Område 4

Ved denne dolerittintrusjonslokaliteten ble det trukket to skannlinjer. Lokaliteten hadde to gode tverrsnitt, det ene var vestvendt og det andre var nordvendt.

Det nordvendte tverrsnittet varierte kraftig i antall brudd per intervall mellom de forskjellige intervallene, se **Figur 3.48**. De steile planare og irregulære bruddene var hyppig representert i denne skannlinjen og utgjorde henholdsvis 29,3 % og 20,7 % av bruddene i skannlinjen. Når det gjelder de moderat hellende bruddene utgjorde de 2,9 % av bruddene og de laginterne bruddene stod for 47,1 % av skannlinjen (**Tabell 3.1**).

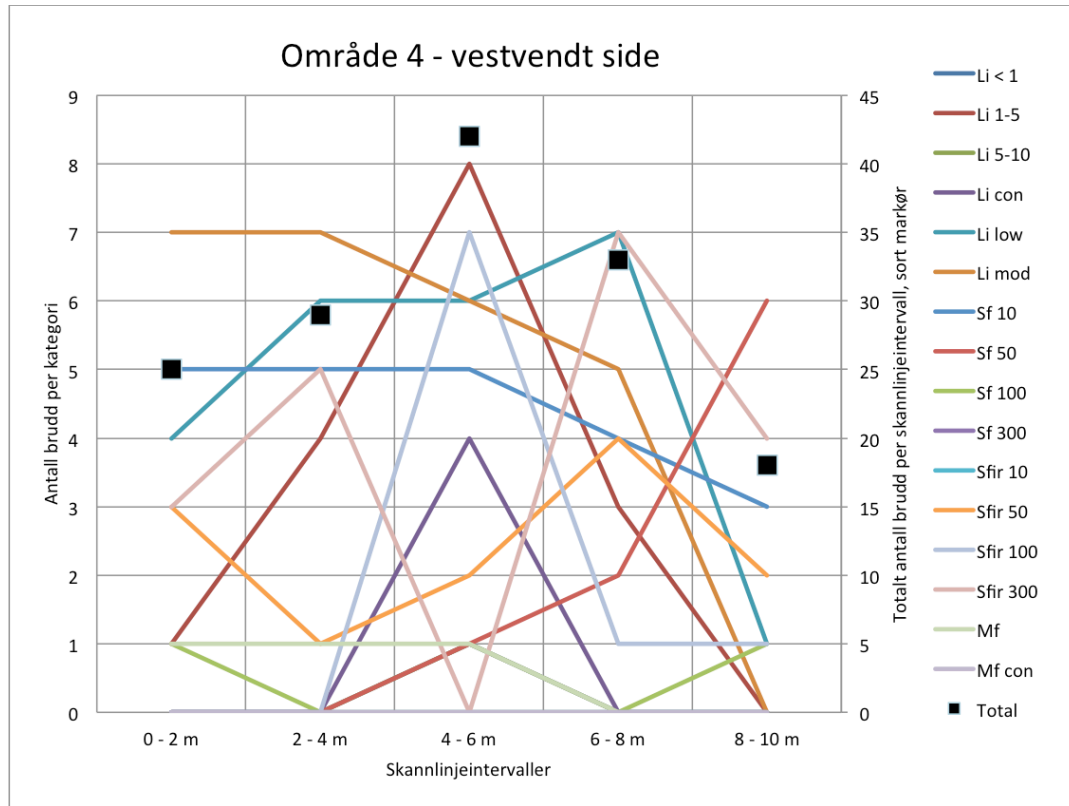


Figur 3.48: Skannlinjediagram som representerer område 4, den nordvendte siden. Laginterne brudd varierer mye mellom de enkelte intervall og bidrar til relativt stor variasjon i total sprekkefrekvens i de forskjellige intervaller.

Det vestvendte tverrsnittet av dolerittintrusjonslokaliteten viser en større sprekkefrekvens i 4 – 6 metersintervallen, ref **Figur 3.49**. Bruddene ved lokaliteten fordeler seg langs skannlinjen omtrent som i det nordvendte

tverrsnittet. De laginterne utgjør 48,3 % av bruddene, 22,5 % er steile planare brudd, 27,2 % er steile irregulære brudd og 2,0 % er moderat hellende brudd, ref

Tabell 3.1.

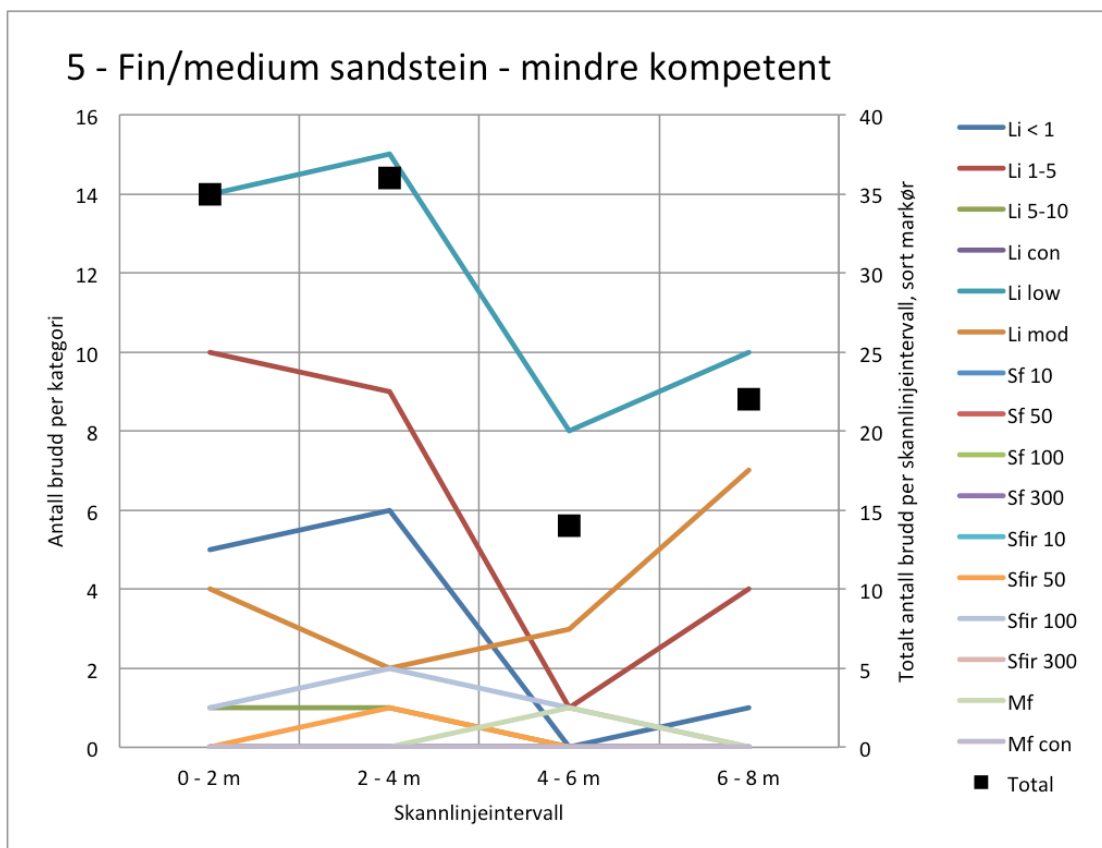


Figur 3.49: Skannlinjediagram for område 4, vestvendt tverrsnitt. Intervallet 4 - 6 m skiller seg ut med høy total sprekkefrekvens med store innslag av gjennomgående sprekker.

3.4.2.5 Område 5

Dette området består av en lokalitet der det ble gjennomført 2 skannlinjer av lag med forskjellig kompetanse. Begge lagene bestod av fin til medium sandstein, men den mindre kompetente enheten inneholdt mer silt enn det mer kompetente laget.

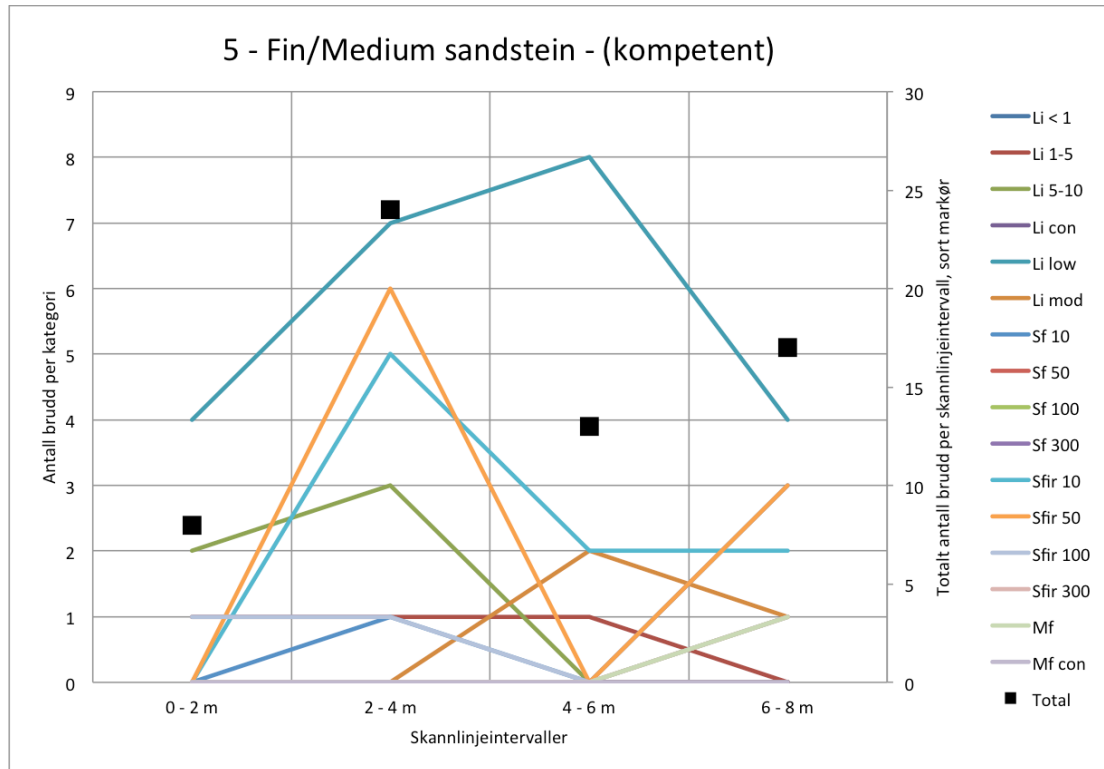
Det mindre kompetente laget er kraftig dominert av laginterne brudd og inneholder ikke noen steile planare brudd langs skannlinjen, se **Figur 3.50**. Sprekkefrekvensen per intervall varierer stort i dette laget grunnet varierende antall laginterne brudd per intervall. De laginterne bruddene utgjør hele 94,4 % av bruddene langs skannlinjen i det mindre kompetente laget ved lokalitet 5. Det er ingen steile planare brudd representert, 4,7 % av bruddene er steile irregulære brudd og moderat hellende brudd utgjør 0,9 prosent av det totale antall brudd langs skannlinjen, data hentet fra **Tabell 3.1**.



Figur 3.50: Skannlinjeintervall for det minst kompetente sandsteinslaget ved lokalitet 5, her dominerer de laginterne brudd og sprekkeene i høy grad.

Det mer kompetente laget ved lokalitet 5 viser et bruddmønster forskjellig fra det mindre kompetente laget. De laginterne bruddene dominerer ikke i samme

grad i det kompetente laget og de steile irregulære bruddene er frekvent her. Intervallet 2 -4 meter skiller seg ut med høy bruddfrekvens som skyldes stor samling av laginterne og steile irregulære brudd. Her utgjør de steile irregulære bruddene 35,5 % av bruddene langs skannlinjen, de laginterne utgjør 56,5 %, steile planare 6,5 % og de moderat hellende bruddene utgjør 1,5 % av bruddene langs skannlinjen. (Tabell 3.1).



Figur 3.51: Skannlinjediagram som for kompetent sandsteinslag ved lokalitet 5. Intervallet 2 - 4 m skiller seg ut med høy total bruddfrekvens per intervall.

3.4.2.6 Sammendrag skannlinjer

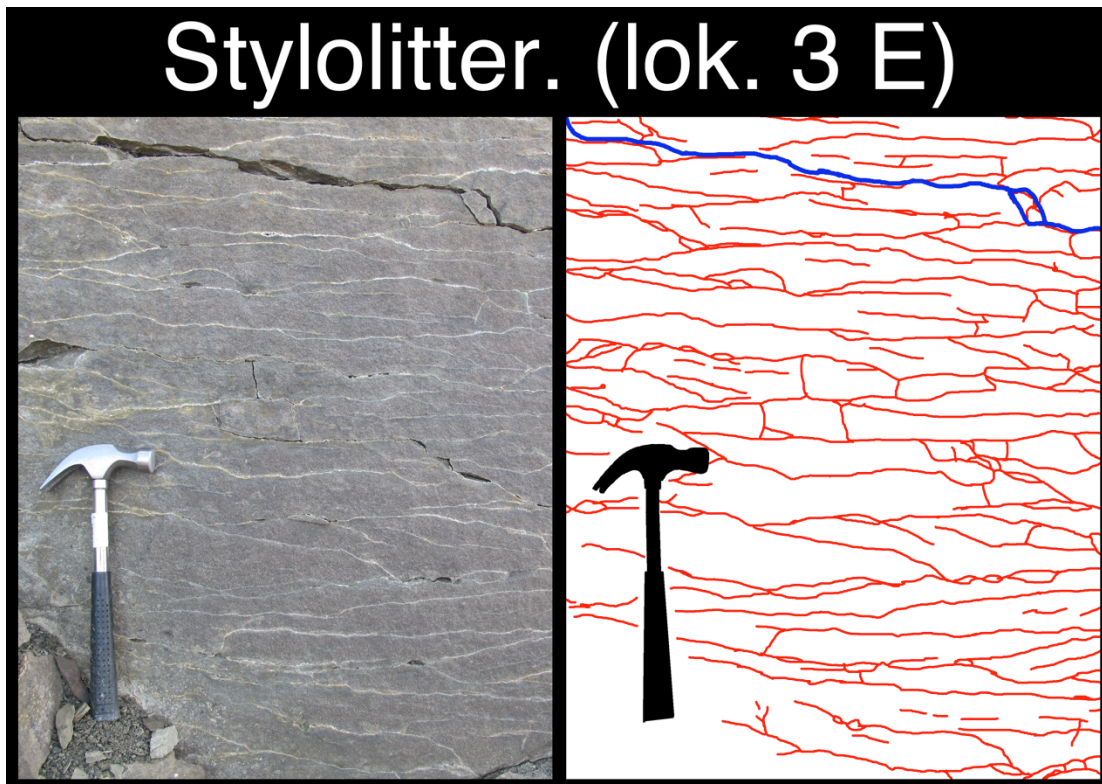
Hovedsaklig er det de laginterne bruddene som dominerer gjennom studieområdet. De utgjør de fleste bruddene i 11 av 12 skannlinjer. Det varierer hvor dominante de er gjennom alle lokalitetene, men de utgjør over 50 % av bruddene i 8 av 12 skannlinjer. De to enhetene med skiferholdige sandsteiner og skiferlokaliteten i Botneheia, lokalitet 2, er kraftig dominert av laginterne brudd der de utgjør hhv 85 %, 94,4 % og 86,1 % av bruddene i hver sin enkelte skannlinje (se **Tabell 3.1**). De steile planare bruddene er gjennomsnittlig sett den nest mest representerte bruddkategorien i skannlinjene, men det varierer mer fra lokalitet til lokalitet om de eller de steile irregulære bruddene er nest mest representert. Det er bare ved dolerittlokaliteten 3 F at de laginterne ikke utgjør flesteparten av bruddene, der utgjør de steile planare bruddene 56,8 % prosent av bruddene langs skannlinjen. Det er ikke observert noe mønster som forklarer variasjonen i andel av de steile planare og de steile irregulære bruddene fra lokalitet til lokalitet. Det er ikke mulig å bruke andelen brudd fra disse gruppene hver for seg for å prøve å forstå hvor de opptrer uten å gå videre inn på kinematiske analyser. Når det gjelder de moderat hellende bruddene er disse i klart mindretall gjennomsnittlig, men bidraget til disse bruddene er fortsatt viktig å ta med videre inn i analysen (se kap 4). Slår man sammen alle datasettene samlet inn med skannlinjene er de gjennomsnittlige verdiene som følger: Laginterne 63,7 %; Steile planare 18,5 %; Steile irregulære 14,0 %; Moderat hellende 3,8 %.

Lokalitet	1 A		1 F	2	3 C	3 D - nedre	3 D	3 F	Område 4		5	
Brudd og sprekke kategorier	Sandstein	Skiferholdig sandstein	Doleritt	Skifer	Sandstein	Sandstein	Sandstein	Doleritt	Nordvendt (Doleritt)	Vestvendt (Doleritt)	Skiferholdig sandstein	Sandstein
Laginterne	68.5%	85.0%	35.2%	86.1%	60.1%	50.6%	72.3%	24.8%	47.1%	48.3%	94.4%	56.5%
Steile planare	12.4%	5.3%	30.1%	7.7%	18.8%	42.2%	8.4%	56.8%	29.3%	22.5%	0.0%	6.5%
Steile irregulære	19.1%	8.1%	31.5%	4.0%	9.4%	6.0%	12.1%	0.0%	20.7%	27.2%	4.7%	35.5%
Moderat hellende	0.0%	1.6%	3.2%	2.2%	11.7%	1.2%	7.2%	18.4%	2.9%	2.0%	0.9%	1.5%

Tabell 3.1: Oversikt over opptreden av forskjellige bruddsystemer ved de enkelte lokaliteter. Verdiene er oppgitt prosentvis av alle brudd langs skannlinjen ved de enkelte lokaliteter. Gjennomsnittlig verdi for de 4 bruddkategorienes representasjon i skannlinjer ved alle lokaliteter er: Laginterne 63,7 % --- Steile planare 18,5 % --- Steile irregulære 14,0 % --- Moderat hellende 3,8 %.

3.5 Stylolitter

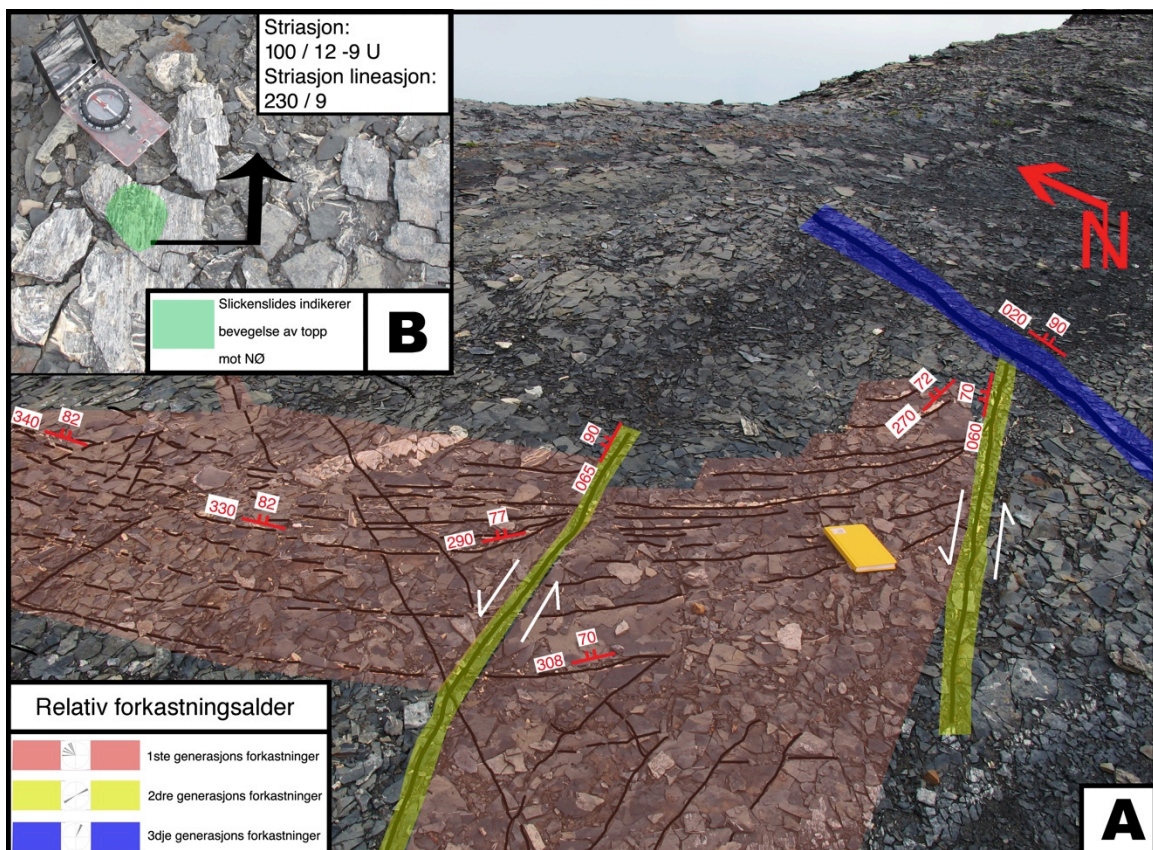
Styloolitter opptrer lokalt i studieområdet og er funnet ved lokalitet 3 E. For definisjon av styloolitter, se kap. 1.8. Lokalitet 3 E ligger nært dolerittintrusjonen 3 F som er lokalisert omtrent 50 høyere i område 3. De forseglede sprekkeene er kalsittfylte og varierer fra lagparallel, i dette tilfelle lateral, til vertikal orientering (se Figur 3.52). De kalsittfylte sprekkeene er irregulære i opptreden og binder lagene på hver side av sprekkeene sammen når trykkoppløst væske krystalliserer seg og fester seg til sideveggene av sprekkeene. Vanligvis forbindes styloolitter med bergartslag som har vært dypt begravet og under høyt press, men det kan være mulig at dolerittintrusjonen har presset sandsteinslagene hardt nok til at den har skapt høyt nok trykk til dannelsen av styloolitter. Dette vil ha betydning for CO₂-reservoaret der man har truffet på doleritter i injeksjonsbrønnen vist gjennom innsamlede borekjerner. Krystallisering av kalsitt i de lagparallelle sprekkeene vil ha stor betydning for porøsiteten i reservoaret og kan bidra til å redusere denne.



Figur 3.52: Styloolitter ved lokalitet 3 E. Til venstre er fotografiet fra lokaliteten og til høyre er bruddene illustrert ved en tegnet tolkning. De røde tynne linjene representerer lukkede/forseglete sprekker, den blå linjen representerer åpent brudd. De forseglede sprekkeene var kalsittfylte. Hammer for skala.

3.6 Dolerittintrusiv og bruddsett i sidebergart

I område 1 er en dolerittintrusiv lagparallel med bergartslagene i Botneheiaformasjonen og danner platå nederst i det som er definert som område 1, omtrent 170 meter over havnivå. Det ble funnet fire bruddsystemer i den overliggende delen av Botneheiaformasjonen på platået, og disse kunne alderbestemmes relativt i forhold til hverandre. Det første settet varierer fra NNW – SSW orientering til Ø – V orientering der bruddene terminerer mot et yngre sett. Dette andre settet viser indikatorer på sinistral skjærbevegelse som påvirker og dragfolder det første bruddsettet. En forkastning uten synlige bevegelsesretningsindikatorer kutter det sinistrale bruddsettet og er derfor det yngste av disse tre settene. Et fjerde sett som opptrer lateralt mellom laminerte lag i Botneheiaformasjonen er også observert ved lokaliteten og striasjonsdata indikerer at den overliggende delen har beveget seg i NØ retning. Alle disse fire bruddsettene er illustrert i Figur 3.53.



Figur 3.53: Oversikt fra område 1, bilde A viser Botneheia skifer rett i overkant av en dolerittintrusjon. Det var mulig å plassere sprekke i kategorier og bestemme kategoriernes relative alder i forhold til hverandre. Strøk og fall målinger viste at de forskjellige kategoriene hadde forskjellige orienteringer. Innfelt bilde (B) viser slickensides som utgjør kategori nummer 4 aldersmessig, og indikerer en stressretning som har ført til dannelse av striasjoner med strøk NØ – SV, steg i form av slickensides viser at bevegelsen av overliggende enhet var NØ, noe som samsvarer med tertiær deformasjon (NØ forkortning) på Svalbard beskrevet i (se kap. 3.1).

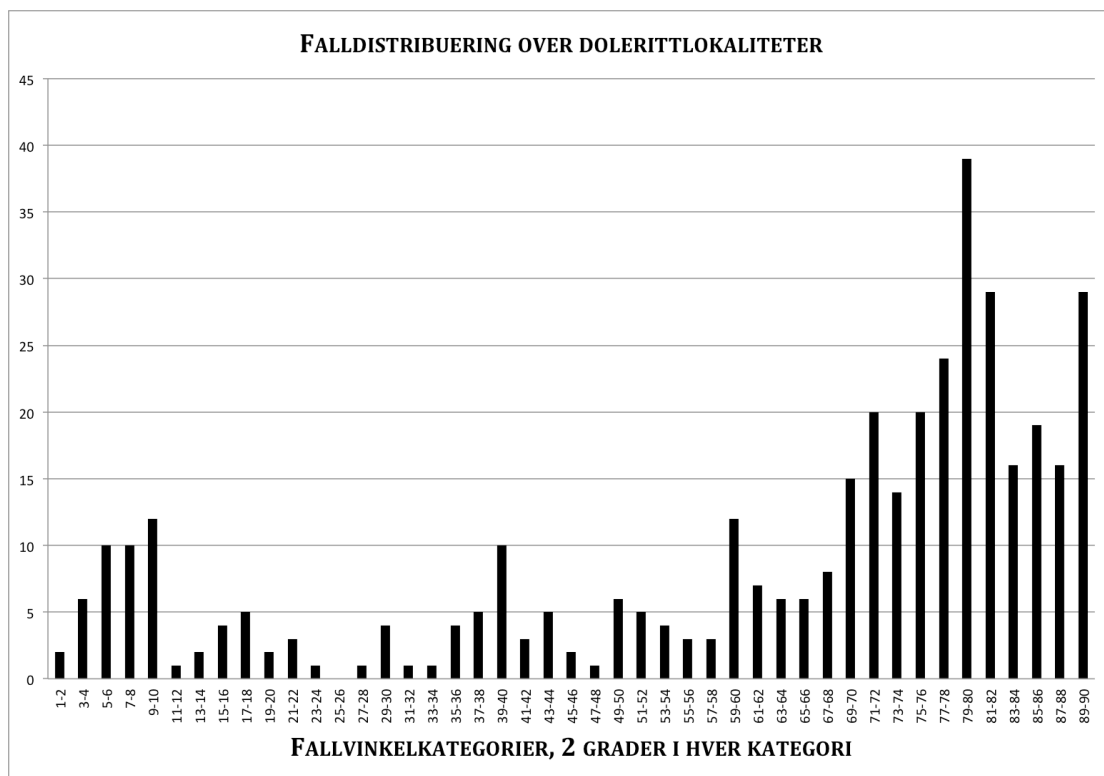
I vestre del av platået i område 1 er Botneheiaformasjonen falt inn mot intrusiven som har steppet opp her, før den har gått lagparallelt østover. Vist i **Figur 3.54** er dolerittintrusiven og den overliggende Botneheiaformasjonen. Der kan man se at Botneheialagningen går fra å være lateral i øst til å folde seg rundt kanten på intrusiven og faller så mot vest med omtrent 20 grader. En slik folding vil føre til en dragkraft som kan lede til ekstensjonssprekker som er parallell med foldeaksen, som her er NNV – SSØ. Denne retningen er den samme som det yngste bruddsett på platået viser.



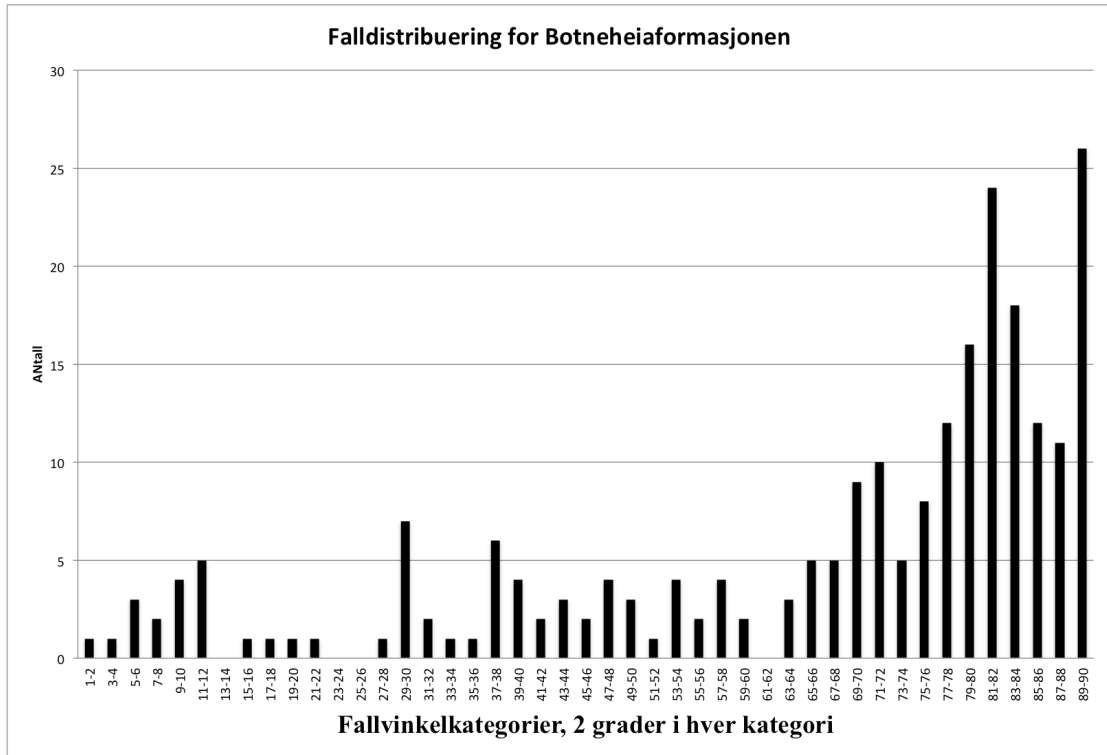
Figur 3.54: Dolerittintrusjonen er markert med rødt og den overliggende Botneheiaformasjonen er markert med blå. Her har dolerittintrusjonen skiftet fra å gå i en vertikal gang til å spre seg lagparallelt østover. Botneheiaformasjonen skifter fra nær lateral lagning østover til å ha et fall på rundt 20° vest for knekken der dolerittgangen har skiftet fra vertikal til lagparallell orientering. Bilde tatt av Gareth Lord.

3.7 Falldistribuering

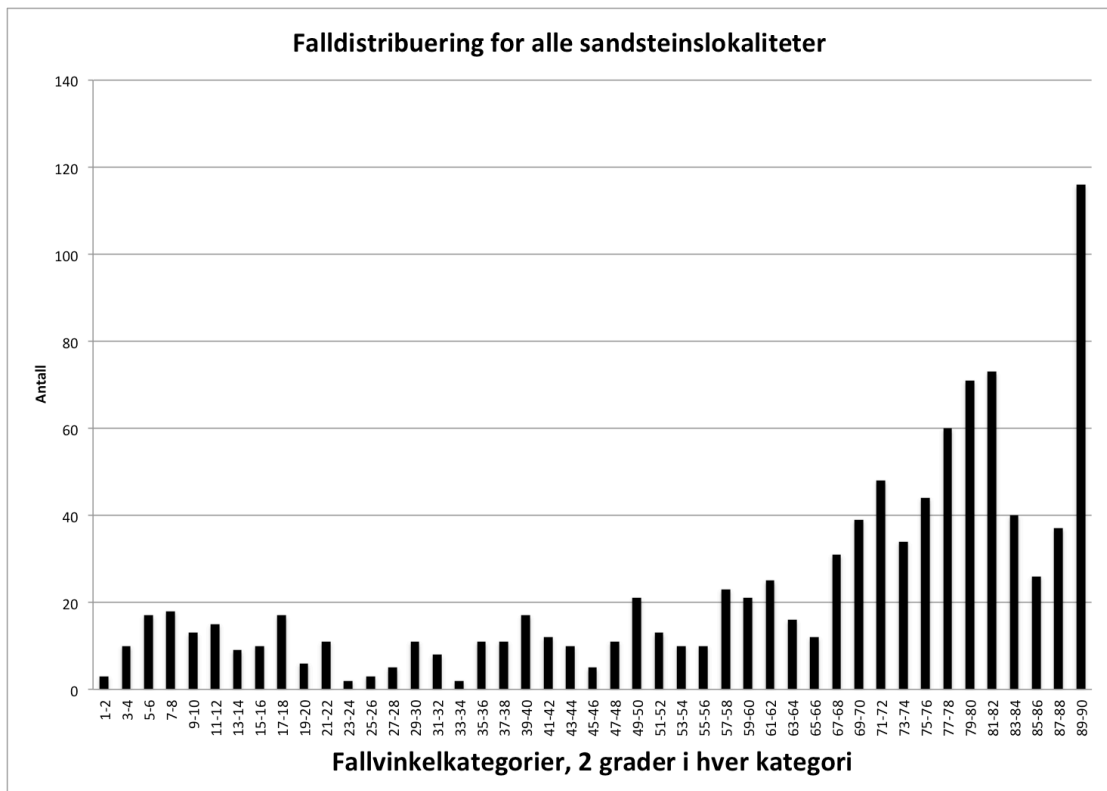
Fra alle bruddata som ble samlet inn i studieområdet ble det laget statistikk på fallfordelingen for hver litologi og en oversikt for hele studieområdet. Dette ble gjort for finne ut om det var steile, moderat hellende eller lavvinklede brudd som dominerte studieområdet. Informasjonen dette bidrar med kan hjelpe å forstå hvordan bruddutviklingen i reservoaret vil utarte seg. Falldistribuering er satt opp i diagrammer for dolerittlokaliteter, Botneheialokaliteten i område 2, sandsteinslokaliteter og en total oversikt. Disse vises i **Figur 3.55**, **Figur 3.56**, **Figur 3.57** og i **Figur 3.58**. Felles for alle lokalitetene og for den totale oversikten er at det er de steile bruddene som dominerer klart og utgjør totalt 67 % av alle fallmålingene fra bruddmålingene som er samlet inn.



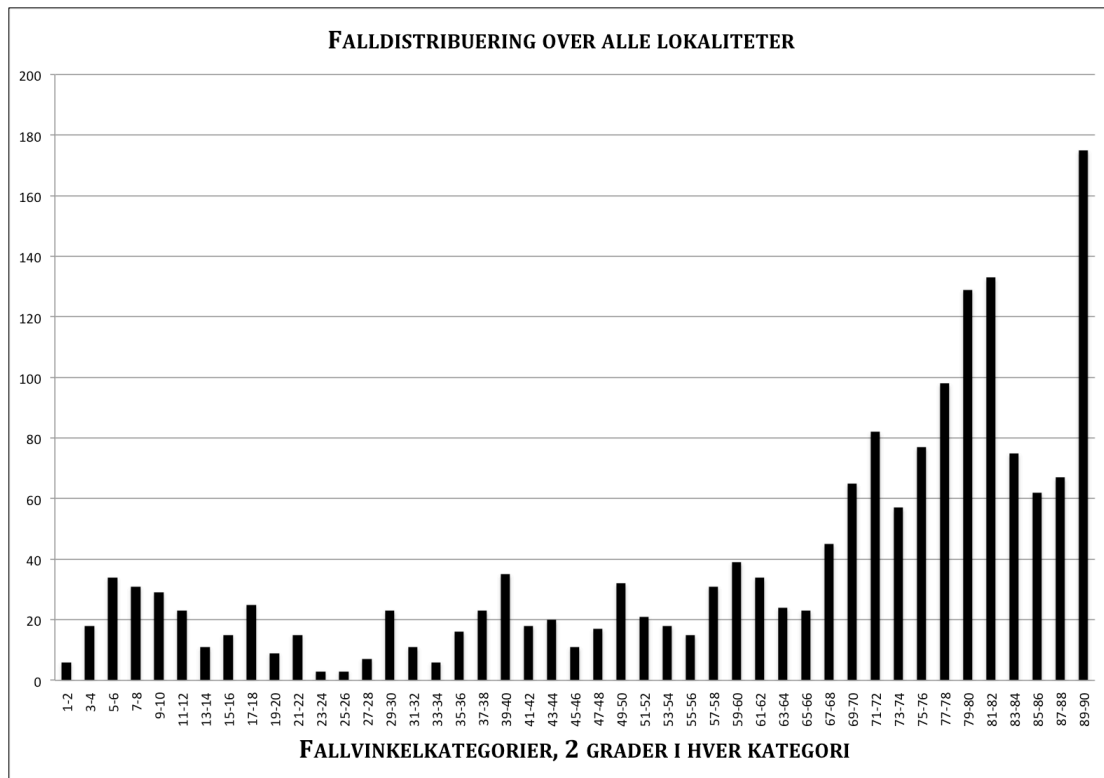
Figur 3.55: Oversikt over fallvinkler fra alle strøk og fall målinger fra alle dolerittlokaliteter i studieområdet. Det er bruddene med fallvinkel 60° - 90° som dominerer og utgjør 68% av fallene målt ved doleritteksponeringer.



Figur 3.56: Oversikt over fallvinkler fra alle strøk og fall målinger fra Botneheiaformasjonen i studieområdet. Det er bruddene med fallvinkel 60° - 90° som dominerer og utgjør 70% av fallene målt i Botneheiaformasjonen.



Figur 3.57: Oversikt over fallvinkler fra alle strøk og fall målinger fra alle sandsteinslokaliteter i studieområdet. Det er bruddene med fallvinkel 60° - 90° som dominerer og utgjør 67% av fallene målt ved sandsteinseksponeringer.



Figur 3.58: Oversikt over fallvinkler fra alle 1711 strøk og fall målinger fra hele studieområdet. Diagrammet viser at det er de steile bruddene, 60° - 90°, som dominerer og utgjør til sammen 67% av alle fallene målt i studieområdet.

4 Diskusjon

4.1 Innledning

I dette kapittelet vil det diskuteres mulige mekanismer og årsaker til dannelse av bruddsett og spenningsmønstre (dynamisk analyse) som skaper de forholdene som kreves for å danne de ulike gruppene av sprekker og bruddplan som er observert i triaslagrekken i studieområdet. Grunnlaget for diskusjonen er basert på geografisk lokalisering av bruddsettene, stratigrafisk posisjon og litologi (se kap. 3.3.6 og kap. 3.3.7), samt brudd- og sprekkers geometri og orientering (kap. 3.3). Ved hjelp av skannlinjer (kap. 3.4), som viser ulike sprekkers opptreden og frekvens/hyppighet lateralt i lagrekken, har man fått et supplementært mål til å vurdere sprekkehyppigheten som for eksempel et resultat av større, lokaliserte forkastninger (bl.a. Billefjordforkastningen). Andre årsaker og kriterier som kan ha vært grunnlaget for dannelsen av bruddene, for eksempel diagenese, skorpeheving/tektonikk og intrusjon av dolerittganger vil også bli diskutert. Falldistribueringen av sprekker og bruddplan kan brukes til å diskutere hvordan den kinematiske settingen var under dannelsen av bruddsystemene, hvis bruddene kan settes i system. Det vil bli diskutert om det er diagenese og kompaksjonskaptede brudd, eller om bruddene er et resultat av tektoniske årsaker; mode I, II eller III (se kap. 3.2.1).

4.2 Orientering av bruddplan

En oppsummering av alle orienteringsdata for de ulike brudd og sprekkekategoriene er vist i (**Figur 4.1**), og de viktigste kategoriene fordelte seg i tre hovedstrøkretninger. Den mest dominante var brudd med strøk NNØ – SSV, denne strøkretningen ble funnet i alle definerte brudd og sprekke kategorier; det vil si laginterne, moderate hellende, steile planare og steile irregulære brudd. De NNØ – SSV strykende bruddene opptrådte i alle 3 litologier som det ble tatt målinger fra og det var kun i område 5 at denne bruddorienteringen ikke ble funnet.

Bruddsett med strøkretning ØNØ – VSV opptrådte i bruddkategoriene moderat hellende og steile planare brudd og sprekkesett (se **Figur 4.1**). Bruddene med denne orienteringen var å finne i Botneheiaformasjonen og i alle

dolerittlokaliteter, men var ikke dominant i målinger fra De Geerdalenformasjonen med unntak fra område 5. Områdemessig opptrådte de ØNØ – VSV strykende brudd i område 2, område 3 og i område 5.

En tredje dominant strøkretning som ble observert i studieområdet var Ø – V orientert og ble observert i de laginterne, moderat hellende og steile irregulære bruddene, (se **Figur 4.1**). De Ø – V strykende bruddene opptrådte i alle litologier i studieområdet, men begrenset seg til følgende områder; Område 2, område 3 og område 4.

		I NNØ - SSV	II ØNØ - VSV	III Ø - V	IV NNV - SSØ
Brudd og sprekke- kategorier	Laginterne	X		X	
	Moderate hellende	X	X	X	
	Steile planare	X	X		
	Steile irregulære	X		X	
Litologier	Botneheia	X	X	X	
	De Geerdalen	X		X	
	Doleritt	X	X	X	X
Områder	Område 1	X			
	Område 2	X	X	X	
	Område 3	X	X	X	
	Område 4	X		X	X
	Område 5		X		
Spesiell lokalitet	Platå i område 1*	3dje	2dre		1ste

* Platå i område 1 har 4 forkastningspopulasjoner som kan tolkes aldersmessig relativt til hverandre.

Figur 4.1: Oversikt over dominante strøkretninger satt opp i forhold til bruddkategorier, litologier og geografisk posisjon. Platået i område 1 er også tatt med da det bidrar med viktig informasjon i forhold til aldersbestemmelse av bruddsett.

4.3 Sammenheng mellom lokaliteter og bruddplan

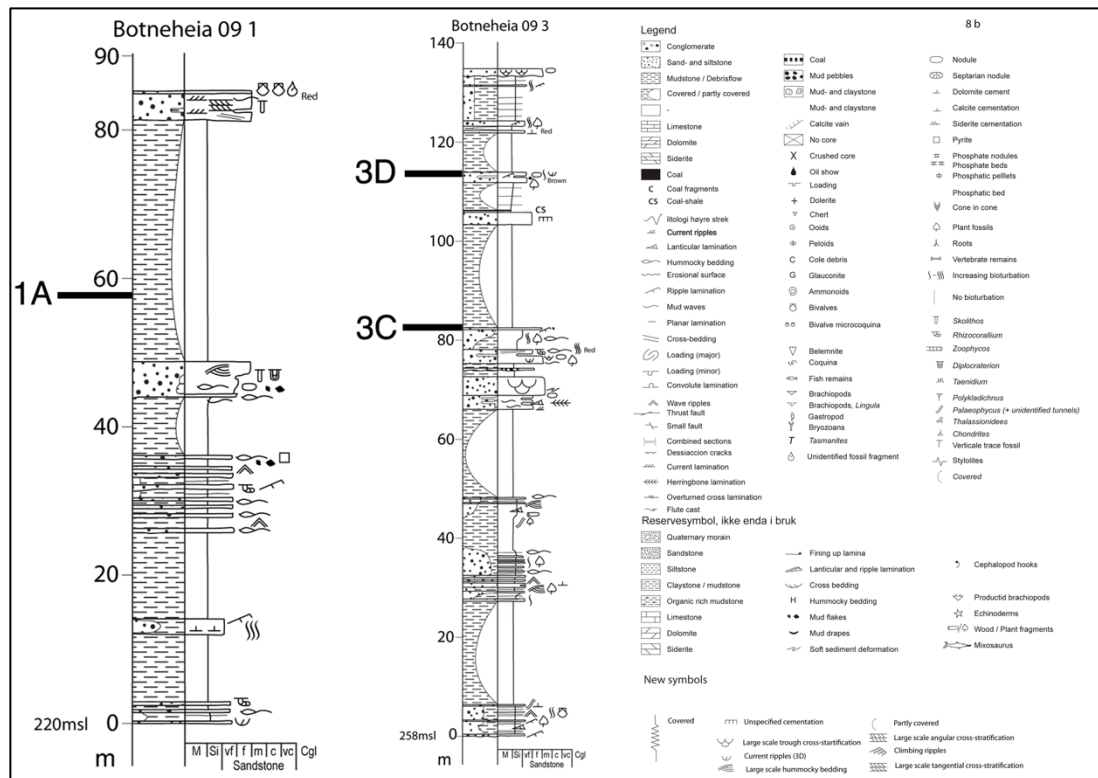
Ved vurdering av bruddplanenes orientering i ulike geografiske posisjoner (se **Figur 3.25** for lokalitetskart), viste det seg at område 2 inneholdt alle 3 hovedstrøkretningene, (**Figur 4.1**). Område 1, det vestligste av områdene, viste hovedsaklig brudd med strøk i NNØ – SSV retning. Alle 3 hovedretninger var vel representert gjennom lokalitetene i område 3. NNØ – SSV og Ø – V er de dominante strøkretningene i område 4, men det ble også registrert en mindre trend i NNV – SSØ orienterte strøk på bruddene, (se **Figur 3.38**). Ved platålokaliteten i område 1 ble det også samlet inn orienteringsdata, som vist i (**Figur 3.53 A**). Bruddsettene ved denne lokaliteten kunne alderbestemmes relativt

til hverandre ved å tolke krysningpunktene mellom forkastningene. Relativ aldersbestemmelser av bruddplan og sprekker er imidlertid generelt vanskelig og høyst usikkert. Orienteringene til de antatt forskjellige alderssettene er forskjellig, det eldste settet viser en svak trend for NNV – SSØ, det nest eldste viser en ØNØ – VSV orientering og til slutt, det yngste av de 3 settene viser en NNØ – SSV orientering, (**Figur 4.1**). Det ble også funnet striasjoner som ble tolket til å være fjerde generasjon på samme plataet siden slike bruddsett kutter alle de øvrige, disse indikerte NØ bevegelse av den overliggende enheten, ([Figur 3.53 B](#)).

4.4 Sammenheng mellom litologi/stratigrafi og bruddplan

For område 1 dekker den stratigrafiske kolonnen utarbeidet av Hynne & Rød (2010) kun lokalitet 1 A og viser ikke annet enn at det er en sandstein. Lokaliteten viser bruddorienteringer med strøk NNØ – SSV (se **Figur 3.26**).

I område 3 dekkes lokalitetene 3C (mediumkornet sandstein) og 3D (finkornet sandstein) av den stratigrafiske kolonnen utarbeidet av Hynne & Rød (2010). Det er variasjoner mellom lokaliteter i samme områder grunnet oppgrovende sandsteinslag i De Geerdalenformasjonen som, stratigrafisk kolonne (**Figur 4.2**).



Figur 4.2: Stratigrafiske kolonner som dekker deler av område 1 og område 3. Lokaliteter er merket av i det stratigrafiske nivået de tilhører. Område 1 til venstre og område 3 til høyre. Figuren er modifisert etter stratigrafiske logger utarbeidet av Ingrid B. Hynne og Rita S. Rød.

Når det kommer til variasjon mellom de forskjellige litologier og stratigrafisk posisjon ble det observert at alle tre hovedretningene var vel representert i Botneheiaformasjonen og i dolerittgangene. I De Geerdalenformasjonen er derimot ikke strøkretningen ØNØ – VSV representert med unntak av i område 5, (Figur 3.36).

4.5 Bruddplan og frekvens

Skannlinjene som ble samlet inn har lagt grunnlaget for en analyse av bruddplan og hyppighet av brudd. Det er i lokale tilfeller påvist stor frekvensøkning av brudd ved enkelte lokaliteter. Disse høyfrekvente oppsprekningstilfellene er interessante å diskutere for å undersøke om de kan knyttes til utvikling av lokaliserte bruddkorridorer. Utifra de tolv skannlinjene som ble samlet inn skal det her diskuteres hvilke, om noen, områder eller litologier som viser antydning til utvikling av bruddkorridorer.

I område 4 ble det lagt to skannlinjer, og begge disse viser en substansiell økt bruddfrekvens i ett enkelt intervall hver. Hovedsaklig er det økning i laginternebrudd men det er også en økt frekvens av enkelte gjennomgående brudd i de samme intervaller, (Figur 3.48 og Figur 3.49). Dette kan tyde på at

når de laginterne brudd opptrer i høy frekvens øker det muligheten for å utvikle gjennomsettende brudd i doleritter.

Ved lokalitet 1 F (doleritt) er det generelt høy bruddfrekvens i alle intervaller, frekvensen er gjennomsnittlig omtrent like høy som utslagene i skannlinjene fra område 4. Når det gjelder den siste dolerittlokaliteten, 3 F, så viser den generelt lavere bruddfrekvens enn resten av dolerittlokalitetene. Utfra disse observasjonene er det vanskelig å legge til grunn et fast oppsprekkingsmønster for dolerittene.

Område 2, lokalisert i Botneheiaformasjonen, består av laminert skifer og er dominert av laginterne brudd. De laginterne bruddene under en cm i lengde har dobbelt antall brudd enn den nest mest frekvente kategori, det varierer hvilken kategori som har nest flest brudd gjennom intervallene gjennom lokaliteten. Siden det bare er en lokalitet som utgjør datagrunnlaget for Botneheiaformasjonen er det vanskelig å vurdere om det er grunnlag for utvikling av bruddkategorier i denne formasjonen.

Sandsteinslokalitetene (1A - **Figur 3.40**, 1A - **Figur 3.41**, 3C - **Figur 3.44**, 3D - **Figur 3.45**, 3D nedre - **Figur 3.46**, 5 - **Figur 3.50** og 5 - **Figur 3.51**) viser stor variasjon i sprekkefrekvens per intervall. Ved lokalitet 1 A, ble det gjennomført to skannlinjer, en i en kompetent sandsteinsenhet og den andre i en skiferholdig sandstein. Per intervall var det over dobbelt så mange brudd i den skiferholdige sandsteinen. De laginterne bruddene dominerte begge skannlinjene, men det var langt flere i den skiferholdige sandsteinen og gjennomgående brudd var også i flertall i den skiferholdige sandsteinen. En mulig konsekvens av dette kan være at skiferrike soner kan være enklere å trenge gjennom, grunnet en høyere bruddutvikling kan skiferrike bergartslag muligens være gode kandidater til å utvikle bruddkorridorer. Dette vil da skape fluidkorridorer for CO₂ gjennom de minst kompetente lagene. Kompaksjon og sementering grunnet usorterte sedimenter kan være en problemfaktor, som kan minske en eventuell porøsitetøkning hvis skiferholdige sandsteinslag er de mest sannsynlige til å utvikle bruddkorridorer. I de kompetente sandsteinslagene er man avhengig av å utnytte de lange gjennomgående bruddene for å knytte sammen de laterale laminasjonsgrensene som kan spre CO₂ lateralt utover i reservoaret. Ved å forbinde disse lamineringsgrensene gjennom åpne brudd, steile og moderat

hellende brudd kan begge bidra til dette. Man vil også være avhengig av at også disse bruddene forblir åpne for å distribuere CO₂ til laglaminasjonsgrenser.

4.6 Dannelse av bruddsettene

Følgende faktorer som kan være årsak til orienteringen og dannelsen av de forskjellige observerte bruddsettene er: (1) overleiring og diagenese, (2) tektonikk, (3) intrusjon av dolerittgangene, (4) bevegelser langs Billefjordforkastningen (Tertiær deformasjon).

4.6.1 Diagenese

Brudd som følge av diagenese forutsetter overleiring og kompaksjon(trykk).

Diagenese kan føre til dannelse av stylolitter, kalsitt/kvarts-fylt, og det er viktig med korrekt temperatur, trykk og nok væske tilgjengelig som kan frakte og avsette kalsitt for å skape stylolittene. Siden stylolitter bare er observert ved en av lokalitetene i studieområdet, som ved lokalitet 3 E, (Figur 3.52) kan det være at disse stylolittene ikke er et resultat av diagenese, men heller kan være relatert til dolerittintrusiven som befinner seg like over lokaliteten 3 E, (se kap 4.6.3). De laginterne bruddene i De Geerdalenformasjonen opptrer i forskjellige geometrier; lavvinklede, steile og konjugerte sett og kan derfor ikke rent knyttes til ekstensjon (mode I). Det er ingen av disse bruddene som er gjennomsettende eller kutter gjennom lagningen og dette er nok en bekreftelse på at ikke er ren ekstensjon som styrer utviklingen av de laginterne bruddene.

Kompaksjon gjennom overleiring og diagenese kan stå for den tidlige utviklingen av de laginterne sprekkeseppene, da blir de klassifisert som tidlige pre-tektoniske brudd, og dette er en mulig årsak for lokale opptredener av stylolitter i studieområdet (ref kap 3.5).

4.6.2 Tektonikk

Innsamlet data av brudd og sprekkesystemene viser at bruddene opptrer hovedsaklig med 4 forskjellige strøkretninger og domineres av steile brudd ut gjennom hele studieområdet. Det kan ved bruk av disse orienteringsdatasettene diskuteres hva som ligger til grunn for bruddene som opptrer i studieområdet. I denne delen vil det bli diskutert flere mulige grunner til bruddannelser og

utelukkelse eller bekreftelse av disse teoriene. For å forstå hvilke egenskaper som må til for å utgjøre et godt reservoar er det viktig å vite hvilke mekanismer som er ansvarlig for bruddvekst og hva som bidrar til å holde bruddene åpne (Olson et al., 2009). De Geerdalenformasjonen består av vekslende lag med skifer og sandstein i repeterende lag med gradering fra fin til grovere kornstørrelse oppover i lagrekkene, gjennom flere vekslende sekvenser (Dallmann, 1999). Tektoniske brudd eller rene sprekkedannelser er som oftest et resultat av enten ren mode I, kombinasjon av mode I og II eller kombinasjon av mode I og III i følge Pollard og Aydin (1988). Mode I vil resultere i planare brudd, kombinasjon av mode I og II vil resultere i kink- eller irregulære brudd (Olson & Pollard, 1989). En kombinasjon av mode I og III vil resultere i at bruddplanene vrir seg eller at man får brudd som opptrer i en echelon form (Pollard et al., 1982).

Det finnes flere sett med steile planare bruddplan gjennom studieområdet som kan indikere ekstensjon, mode I, i følge Olson & Pollard (1989). Irregulære brudd finnes over hele studieområdet, dette peker mot en kombinasjon av mode I og II brudd. Vekslende opptreden av disse to modusene kan forklare de laterale åpningene i lagrekkene som er tilknyttet hverandre gjennom lavvinklede sprekker som utvikler seg fra mode I brudd til å sprekke opp sandsteinene langs svakhetssoner i lagrekkene. En kombinasjon av mode I og III ville gitt en echelon strukturer og/eller vridde bruddplan.

4.6.2.1 *Mode I*

Ekstensjonsbrudd kan være med å ha skapt et eller flere av bruddsettene observert gjennom studieområdet. Denne type brudd oppstår vanligvis under forhold der man har effektiv strekk (Gross et al., 1995). Ved lokalitet 1 – plata er det tegn som tyder på at bruddsettene med strøk NNW – SSØ er et resultat av dolerittintrusjonen ved lokaliteten. Dette støttes av dolerittintrusjonen som går fra å være en vertikal gang til å opptre lagparallelt med Botneheiaformasjonen ved lokaliteten. Dette kan ha påvirket Botneheialagrekken i området der dolerittintrusjonen går over fra å opptre vertikalt til lagparallelt, i dette tilfelle til nær lateral orientering. Ved lokaliteten kan man se at Botneheialagrekken bøyes rundt punktet der dolerittintrusjonen går over fra vertikal opptreden til lateral gang, se **Figur 3.54**. Denne foldeopptreden kan føre til ekstensjonsbrudd lengre øst på plataet. Foldeaksen av Botneheiaformasjonen ved plataet er

orientert NNV – SSØ og bruddene på plataet som kan tilskrives denne strekningen av lagrekken skal da i teorien være orientert parallelt med foldeaksen. Ser man på (Figur 3.53) kan man se at orienteringen av det som har blitt tolket som første generasjons brudd er parallel med foldeaksen som kommer fram av (Figur 3.54). De NNV – SSØ orienterte bruddene på plataet er senere gjennomskjært av to sett yngre forkastninger. Disse forkastningene har en annen orientering og kan ikke være ekstensjonsbrudd forårsaket av dolerittintrusjonen. Ren mode I leder til utvikling av planare brudd (Pollard & Aydin, 1988).

4.6.2.2 Mode II

Bruddene som er definert som andregenerasjonsbrudd (Figur 3.53) har en ØNØ – VSV orientering, dette er en av hovedstrøkretningene som er definert utifra målinger tatt over hele studieområdet, (Tabell 3.1). Det er tydelige tegn på skjærbevegelse ved lokaliteten, man kan se dragfoldingen av førstegenerasjonsbruddene der de terminerer i de definerte andregenerasjonsbruddene. Dersom dette settet er representativt for hele studieområdet er det mulig å sette de systematiske ØNØ – VSV bruddene i studieområdet inn i en utviklingssekvens. I følge Olson & Pollard (1989), vil en kombinasjon av mode I og II skape irregulære brudd eller kink brudd. Irregulære brudd er funnet ved hver lokalitet i studieområdet og dette er tegn på at det er en blanding av mode I og II som har forårsaket bruddene i studieområdet.

4.6.2.3 Mode III

Vridde bruddplan eller en echelon segmenter ville vært et resultat av en kombinasjon av mode I og III brudd (Pollard et al., 1982). Det er ikke observert vridde bruddplan eller en echelon strukturer ved datalokalitetene i studieområdet.

4.6.2.4 Steile bruddplan

Alle bruddplan i området som krysser laggrensene er tolket som tektoniske. Begynnende subhorizontal ekstensjon (σ_3) kan være en plausibel forklaring på hvordan spesielt de steile bruddplanene og sprekkene i studieområdet er dannet (Mode I), dvs. et resultat av subvertikalt hovedspenningsfelt (σ_1). I

studieområdet vil dette si sprekker som er normalt på horisontale lagplan i de sedimentære bergartene (Kulander et al., 1979). Slike sprekker opptrer i alle deler av triaslagrekken, men synes å være hyppigst i sandsteinene i De Geerdalformasjonen. Dette er støttet opp av falldistribueringen som er registrert i området, som viser at majoriteten av brudd er 60° eller steilere, (**Figur 3.57**) for mer info. (**Figur 3.55** og **Figur 3.56**) viser falldistribueringen i hhv dolerittintrusivene og i Botneheiaformasjonen for sammenligning. Konjugerte bruddplan kan også være dannet ved subhorisontal ekstensjon, men hvor deler av spenningsfeltet har vært knyttet til lokal/regional skjærbevegelse i skorpa (Kulander et al., 1979).

4.6.3 Dolerittintrusjon

Dolerittintrusjonene i området viser sammenheng opp mot de NNV – SSØ strykende bruddene som finnes på platået i område 1. Brudd med denne orienteringen finnes hovedsaklig på platået og ved område 4. Orienteringen av bruddsettet med samme orientering i område 4 kan forklares på samme måte som bruddene ved platået. En vertikal dolerittgang går over til en lateral lagparallel gang i område 4 akkurat som ved platået i område 1.

Alle målinger i område 4 er foretatt på 2 forskjellige eksponeringssider, vestlig og nordlig, av en lagparallel dolerittgang. Denne laterale dolerittgangens vestlige eksponering i form av et vertikalt tverrsnitt, trender i samme retning som foldeaksen ved platået i område 1. Det kan vurderes dit hen at sprekke med NNV – SSØ orientering ved område 4 er ekstensjonssprekker på samme måte som bruddene med samme orientering på platået i område 1, der den vestlige siden av dolerittplatået stuper ned og den overliggende Botneheiaformasjonen utvikler ekstensjonssprekker med strøk NNV – SSØ grunnet strekk av den laterale lagrekken.

4.6.4 Billefjordforkastningen

Forkastningen ble reaktivert i tertiær og det er flere lagparallelle forkastninger i de mesozoiske bergartene i studieområdet som er knyttet til forkastningssonen (Lauritzen et al., 1989). Lagparallelle til lavvinklede revers-forkastninger er gode

eksempler på tertiær deformasjon som har påvirket Botneheiaformasjonen grunnet reaktivering av Billefjordforkastningen. Disse deformasjonsstrukturene av tertiær alder har sammenheng med deformasjonen langs vestkysten av Spitsbergen (Lauritzen et al., 1989). Dette forklarer bevegelsen av topplaget mot NØ ved platålokaliteten i område 1 (Figur 3.53 A).

4.6.5 Stratigrafi

Bruddorienteringen varierer mellom de stratigrafiske enhetene i området og de forskjellige stratigrafienes bruddorienteringer er vurdert opp mot hverandre for å undersøke om det er vesentlige forskjeller mellom disse.

4.6.5.1 De Geerdalen formasjonen

Hovedstrøkretningen i sandsteinene i De Geerdalen formasjonen er NNØ – SSV, den sekundære strøkretningen er Ø – V, se **Tabell 3.1**.

4.6.5.2 Dolerittintrusjonene

I dolerittintrusjonene i studieområdet er det 2 bruddorienteringer som er dominante, NNØ – SSV og ØNØ – VSV, en mindre representert bruddorientering er Ø – V, som vist i **Tabell 3.1**. I område 4 viser dolerittene en fjerde orientering, NNV – SSØ, som er samme orientering som de eldste generasjonen av brudd som ble funnet på platået i område 1.

4.6.5.3 Botneheiaformasjonen

Botneheiaformasjonen domineres av et klart flertall av NNØ – SSV orienterte sprekker, det er to sett til med bruddorienteringer i denne formasjonen, henholdsvis ØNØ – VSV og Ø – V, som ikke opptrer like dominant som bruddene med NNØ – SSV orientering.

4.6.5.4 Sammendrag stratigrafi

Alle litologiene har bruddsett med orienteringene NNØ – SSV og Ø – V. Når det kommer til bruddsettene med orienteringen ØNØ – VSV så opptrer disse ikke i De Geerdalen formasjonen men er representert i Botneheiaformasjonen og i dolerittintrusjonene. Et fjerde bruddsett orientert NNV – SSØ finnes bare i dolerittintrusjonen i område 4.

4.6.6 Geografisk posisjon

Bruddorienteringen varierer en del mellom de forskjellige områdene som studieområdet er delt inn i. De ble delt inn i områdekategorier for å se om det var geografiske forskjeller mellom bruddorienteringene. Lokalisering av områdene er vist i [Figur 3.25](#).

4.6.6.1 Område 1

I område 1 finner man ett dominerende sett av brudd med orientering NNØ – SSV. Ved platået i område 1 finner man noen flere sett, disse orienteringene er målt på systematiske brudd og forkastninger. I forhold til det totale antallet brudd i område 1, utgjør målingene fra platået kun 2.5 % av antall måling fra område 1. Dette gjør at disse orienteringene ikke opptrer som dominerende sett for område 1 selv om de lokalt opptrer i helt klare definerbare bruddsett med orientering NNV – SSØ, Ø – V og det siste settet som viser samme orientering som det dominerende settet i område 1, NNØ – SSV.

4.6.6.2 Område 2

Dette området er det eneste som befinner seg i Botneheiaformasjonen og bruddorienteringene er de samme som ble informert om i (kap. 4.6.5.3). Bruddene er dominante i NNØ – SSV retning og to mindre dominante sett opptrer med orienteringene ØNØ – VSV og Ø – V.

4.6.6.3 Område 3

Den dominante bruddorienteringen i område 3 er NNØ – SSV, to mindre dominante sett er også funnet i dette området, henholdsvis ØNØ – VSV og Ø – V. Område 3 er området som består av flest målinger og underlokaliteter i hele studieområdet.

4.6.6.4 Område 4

En dolerittintrusjon utgjør hele område 4 som har tre fremtredende bruddorienteringsett. De to mest dominante bruddsettene viser orientering NNØ – SSV og ØNØ – VSV, et siste mindre dominante sett har orienteringen NNV – SSØ. Det siste settet som er klart minst representert viser samme bruddorientering som førstegenerasjonsbruddene på platået i område 1, (se [Figur 3.53](#)).

4.6.6.5 Område 5

ØNØ – VSV er det eneste settet av bruddorienteringer funnet i dette området. Med bakgrunn i beliggenheten til område 5, (**Figur 3.25**), bidrar dette området med informasjon som gjør det mulig å se om kategorier av bruddorienteringer varier i forhold til geografisk lokalisering.

4.6.6.6 Sammendrag for områdedistribusjon av bruddorienteringer

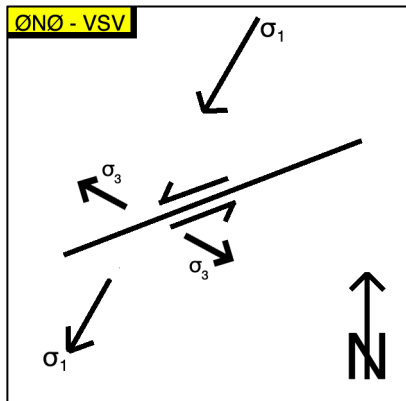
Bruddsettene som stryker NNØ – SSV er dominante i områdene som ligger på den nordlige siden av Botneheiafjellet, område 1 til og med 4. Område 5 inneholder ingen observerte brudd med denne orienteringen, dette kan indikere et geografisk mønster i utspredning av disse bruddsettene. De lavinklede eller lagparallelle revers forkastningene som ble forskjøvet av Billefjordforkastningen når den ble reaktivert kan ha bidratt bruddannelse av de NNØ –SSV orienterte bruddene. De ØNØ – VSV strykende bruddene er dominante i område 2, 3 og 5, men viser ingen variasjon som kan tilskrives geografisk beliggenhet. Bruddene med Ø – V strykende orientering utgjør dominerende sett i område 2, 3 og 4, men det strøket på bruddene passer ikke sammen med den NØ tertiære deformasjonen.

4.7 Dynamisk analyse

Ved platået i område 1 er sprekkene med orientering NNV – SSØ tolket til å være ekstensjonsprekker forbundet med dolerittinntrengning. Intrusjonen kommer vertikalt opp men bøyer over til lateral lagparallel karakter ved platået der Botneheiaformasjonen ligger over intrusjonen. Denne oppbøyningen har påvirket Botneheiaformasjonen som også foldes (dragning). Dragingen virker slik at lagene strekkes rundt kanten av den oppkommede intrusjonen normalt på strøket til sprekkene med NNV – SSØ orientering og dermed blir strekningeretningen normalt på bruddretningen, dvs ØNØ – VSV.

Bruddene som er definert som andre generasjonsbrudd er steile og stryker ØNØ – VSV, er tolket å være resultat av skjærbevegelser (mode II). Disse bruddene er sinistrale, og den lokale hovedstressretningen (σ_1) som kan bestemmes, ved å antyde at en lokal strain ellipse er rotert ca. 45 grader til strøkretningen, blir da omtrentlig sammenfalle med den Tertiære deformasjonen som hadde en NØ-SV orientering (se **Figur 4.3**). Dette vil bygge oppunder teorien som indikerer at

andre generasjonsbruddene er rene skjærforkastninger (kun mode II). Disse to bruddsystemene er de eneste som gir grunnlag for pålitelig dynamisk analyse.



Figur 4.3: ØNØ - VSV orientert sinistral skjærforkastning, paleostress er merket med σ_1 og σ_3 . Retningen på σ_1 er NØ - SV, det er retningen av den Tertiære deformasjon (kompresjon), dette er den beste kandidaten til å ha skapt andregenerasjonsbruddene.

Den relative alderen på bruddorienteringene fra studieområdet kan korreleres med generasjonsdateringen som er gjort på platået i område 1. Siden bruddene med NNØ - SSØ orientering kuttet og dragfoldes av forkastninger med orientering ØNØ - VSV kan det fastslås at NNØ - SSØ er den eldste av disse to generasjonene og at bevegelsen er sinistral og er mode II brudd, ren skjærforkastning, (se [Figur 3.1](#) og [Figur 3.2](#)). De ØNØ - VSV orienterte bruddene er dominert av de moderate hellende og steile planare bruddkategoriene, dette stemmer godt overens med geometrien til en ren skjærbevegelse, (mode II). Neste sekvens som er bruddene med orienteringen NNØ - SSV, viser ved platået i område 1 at de er yngre enn de ØNØ - VSV orienterte bruddene, da de bryter gjennom disse, (se [Figur 3.53](#)). Den siste bruddorienteringen som er i studieområdet er de Ø - V orienterte bruddene som består av laginterne, moderat hellende og steile irregulære brudd. Irregulære brudd oppstår når mode I og II opptrer sammen (Olson and Pollard, 1989).

De eldste bruddene er rene ekstensjonssprekker (mode I), de nest eldste viser ren sinistral skjærkarakter (mode II), de tredje eldste bruddene er en kombinasjon av mode I & II, det samme gjelder for fjerdegenerasjonsbruddene.

Ved å sammenligne orienteringsdata knyttet til laginterne, steile og moderate bruddplan (kap. 3) kommer det frem at både de steile gjennomsettende og moderat hellende sprekkene har samme orientering som de laginterne. Dette, sammen med de antatte mekanismene for dannelsen av de ulike gruppene,

indikerer at de gjennomsettende sprekkene ble generert fra de laginterne over tid, og således kan representere forskjellige utviklingsstadier (Eig & Bergh, 2011; Woodcock & Schubert, 1994; Crider & Peacock, 2004). En tolkning er at de laginterne sprekkene over tid suksessivt kan ha propagert gjennom lagene og dermed utviklet seg til kuttende og distribuerte brudd og sprekkesett dannet både ved horisontal ekstensjon og kombinert skjær (jfr. Kap. 4). Alternativt kan de tre hovedstrøkretningene for de ulike bruddsettene (se **Figur 4.1**) ha vært resultat av separate og forskjellige tektoniske hendelser.

4.8 Fysiske betingelser og CO₂ lagring

Reservoaret i Longyearbyen CO₂ lab har et undertrykk på omtrent 50 % i forhold til hva hydrostatisk trykket på samme dybde ville vært, dette er påvist gjennom injeksjonstester i Dh4 brønnen. Målreservoaret ligger mellom 670 – 970 meter og faller svakt mot SV, det er bare den nedre delen av reservoaret, 870 – 970 meter, som har blitt testet skikkelig med tanke på injisering så langt, denne delen av reservoaret består av De Geerdalen sandsteiner. I reservoaret er det intervaller med intrusjoner oppdaget ved bruk av seismikk, en intrusjonsenhet i nærheten av bunnen av brønnen er 2,3 meter tykk (Braathen et al., ikke publisert). Noen intrusiver i reservoaret blir ikke oppdaget av seismikk fordi de er for tynne. Injektiviteten i det nedre reservoaret har vist seg å være veldig god, selv om studier av borekjerner har vist at sandsteinen i reservoaret har lav permeabilitet (1 – 2 mD) og moderat porøsitet (5 – 18 %) (Braathen et al., ikke publisert). Den derfor gode injektiviteten indikerer at fluiden, vann ble brukt i testene, brer seg ut i reservoaret via eksisterende bruddsystemer. Om CO₂-fluiden lar seg lagre er forløpig et ubesvart spørsmål siden man ikke vet helt hvordan CO₂-fluiden vil sive ut gjennom reservoaret. Hvis man har gjennomgående bruddkorridorer som også bryter kappeformasjonen kan CO₂ lekke ut. Så langt viser testene at kappeformasjonen holder seg tett. De dominerende bruddene i De Geerdalen reservoaret er lavvinklede til lagparallele, i Dh 4 utgjør de rundt 95 % av bruddene. Dette taler for gode muligheter for lateral utbredning av CO₂ ut i reservoaret.

4.9 Betydning for CO₂ reservoar

Man er avhengig av å kunne sprekke opp reservoarbergarten for å spre CO₂ ut i reservoaret. Bruddkorridorer kan koble sammen de laterale lagningsnivåene hvis de skulle tettes i nærbrønnområdet for å distribuere CO₂ lateralt ut i reservoaret på flere dybdenivåer. I verste fall vil bruddkorridorer forsegles av stylolitter pga av trykkoppløst kalkholdig væske eller gjennom diagenetisk sementering eller at man bryter gjennom kappebergarten og CO₂ slipper migrer opp ut fra reservoarbergarten. I beste fall forblir bruddkorridorer åpne og bidrar til å skape nye korridorer som er med å bre CO₂ ut vertikalt og lateralt i reservoarbergarten. Soner der de diagenetiske skapte laginterne bruddene opptrer med høy frekvens vil forhåpentligvis under trykkøkning utvikle gjennomgående brudd slik som det var sett i de analoge tverrsnittene i De Geerdalenformasjonen.

5 Konklusjon

Studier av sandsteiner i triaslagrekken på nord og østsiden av Botneheiafjellet i spesielt De Geerdalenformasjonen, har blitt analysert i forhold til bruddutvikling siden formasjonen utgjør det aktuelle reservoaret for lagring av CO₂. Det er i tillegg foretatt studier av intrusive doleritter i området og Botneheiaformasjonen. Fordelt på 1711 bruddorienteringsmålinger ble det observert 4 forskjellige kategoriske brudd og sprekkesystemer i studieområdet; (i) Laginterne; (ii) Moderat hellende; (iii) Steile planare; (iv) Steile irregulære. Det viste seg at NNØ – SSV var den klart mest representerte bruddorienteringen, etterfulgt av Ø – V, ØNØ – VSV og NNV – SSØ. Områdemessig sett ble bruddene med strøk NNØ – SSV funnet i område 1, 2, 3 og 4; ØNØ – VSV ble funnet i område 2, 3 og 5; Ø – V ble funnet i område 2, 3, og 4; NNV – SSØ ble funnet på platået i område 1 og i område 4. Stratigrafisk fordelte bruddorienteringene seg som følger; Botneheiaformasjonen (NNØ – SSV, ØNØ – VSV, Ø – V); De Geerdalenformasjonen (NNØ – SSV, Ø – V); Dolerittintrusjoner (NNØ – SSV, ØNØ – VSV, Ø – V, NNV – SSØ). De NNV – SSØ strykende bruddene er bestemt til å være de eldste etterfulgt av de ØNØ – VSV strykende bruddene, de to siste bruddorienteringene kunne ikke aldersrelateres. Siden de laginterne bruddene i De Geerdalenformasjonen viser lavinklet, steil og konjugert geometri, kan de ikke knyttes til ren ekstensjon. Kompaksjon kan gjennom overlirring stå for den tidlige utviklingen av de laginterne bruddene, som er klassifisert til å være pre-tektoniske brudd. Det er i de laginterne bruddene funnet stylolitter lokalt i studieområdet. Lagkuttende bruddsett er tektoniske bruddsett, de er dannet som mode I, II og III brudd (se kap. 3.2.1). Flere av disse gjennomsettende bruddplanene ser ut som de følger samme orientering og lokalisering som de laginterne bruddene. Dette kan tyde på en felles dominerende tektonisk årsak. Skannlinjeanalyser viser at der de laginterne bruddene opptrer i høy frekvens øker sjansen for utvikling av gjennomsettende sprekker og dannelse av bruddkorridorer. Ett sett av bruddorienteringer finnes kun i nær tilhørighet av dolerittintrusjoner, de NNV – SSØ strykende bruddplanene kan være ekstensjonsdannede sprekker (Mode I) som ble dannet i forbindelse med intrusivene. Billefjordforkastningens reaktivering i tertiær skapte lagparallelle

og lavinklede forkastninger gjennom mesozoiske bergarter i studieområdet (Lauritzen et al., 1989), og dette kan ha ledet til utvikling av brudd i området. Sandsteinene i De Geerdalenformasjonen har lav permeabilitet og moderat porøsitet, det er derfor viktig å bruke brudd og forkastninger som injeksjonskanaler. CO₂ sprer seg lateralt ut gjennom reservoaret ved å flyte på laggrensene, mens vertikale bruddkorridorer ute i reservoaret vil åpne for flyt av CO₂ over flere lag.

6 Referanseliste

- Bates, Robert L. & Jackson, Julia A., 1983: Dictionary of Geological Terms, Third Edition.
- Bergh, S.G. & Andresen, A. 1990: Structural development of the Tertiary fold-and-thrust belt in Oscar II Land, Spitsbergen. *Polar Research* 8, 217-236.
- Bergh, Steffen G., Braathen, Alvar & Andresen, Arild 1997, Interaction of Basement-Involved and Thin-Skinned Tectonism in the Tertiary Fold-Thrust Belt of Central Spitsbergen, Svalbard: AAPG Bulletin, V. 81, No. 4 (April 1997), P. 637-661.
- Birkenmajer, K. 1975: Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary formations of SW Torell Land, Spitsbergen. *Studia Geologica Polonica* 44, 7-43.
- Buchan, S.H., Challinor, A., Harland, W.B. & Parker, J.R. 1965: The Triassic stratigraphy of Svalbard. *Norsk Polarinst. Skr.135*. 92 pp
- Burov, Ju.P., Krasil'scikov, A.A., Firsov, L.V., & Klubov, B.A. 1977: The age of Spitsbergen dolerites. *Norsk Polarinstitutt Årbok* 1975, 101-108.
- Crider, J. & Peacock, D.C.P. 2004: Initiation of brittle faults in the upper crust: a review of field observations. *Journal of Structural Geology* 26, p. 691-707.
- Cutbill, J.L. & Challinor, A. 1965: Revision of the Stratigraphical Scheme for the Carboniferous and Permian Rocks of Spitsbergen and Bjørnøya. *Geol. Mag.* 102, 418-439.
- Dalmann, W. K., 1999, Lithostratigraphic Lexicon of Svalbard.
- Eig, K. & Bergh, S.G. 2011: Late Cretaceous-Cenozoic fracturing in Lofoten, North Norway: Tectonic significance, fracture mechanisms and controlling factors, *Tectonophysics*. Doi: 10.1016/j.tecto.2010.12.002
- Flood, B., Nagy, J. & Winsnes, T.S. 1971: Geological map of Svalbard 1:500,000, sheet 1G Spitsbergen southern part. *Norsk Polarinstitutt Skrifter* 154 A. (med korte beskrivelser)
- Gayer, R.A., Gee, D.G., Harland, W.B., Miller, J.A., Spall, H.R., Wallis, R.H. & Winsnes, T.S. 1966: Radiometric age determination on rocks from Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Skr.137*. 39 pp.

- Gross, M.R., Fischer, M.P., Engelder, T. & Greenfield, R.J. 1995: Factors controlling joint spacing in interbedded sedimentary rocks: integrating numerical models with field observations from the Monterey Formation, USA. In: Ameen, M.S. (ed.) *Fractography, fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis*. Geological Society, London, Special Publications, 92, 215-233.
- Harland, B.W. 1969: Contribution of Spitsbergen to understanding of the tectonic evolution of the North Atlantic region. Pp. 817-851 in Kay, M. (ed.): *North Atlantic – Geology and Continental Drift. American Association of Petroleum Geologists Memoir 12*.
- Harland, W.B. & Horsfield, W.T. 1974: West Spitsbergen orogen. Pp. 747-755 in Spencer, A.M. (ed.): *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts; Data for Orogenic Studies. Geological Society of London Special Publication 4*. 747-755.
- Harland, W.B., Cutbill, J.L., Friend, P.F., Gobbett, D.J., Holliday, D.W., Maton, P.I., Parker, J.R. & Wallis, R.H. 1974: The Billefjorden Fault Zone, Spitsbergen – the long history of a major tectonic lineament. *Norsk Polarinstitutt Skrifter* 161, 1-72.
- Hynne, I. B. 2010: Depositional environment on eastern Svalbard and central Spitsbergen during Carnian time (Late Triassic): A sedimentological investigation of the DeGeerdalen Formation. NTNU
- Kulander, B.R., Barton, C.C. & Dean, S.L. 1979: The application of fractography to core and outcrop fracture investigations. U.S. Dept. of Energy, METC/SP-79/3; National Technical Information Service, U.S. Dept. of Commerce, Springfield, VA 22161.
- Lauritzen, Ø., Andresen, A., Salvigsen, O. & Winsnes, T.S. 1989: Geological Map of Svalbard 1:100,000. Sheet C8G Billefjorden. Norsk Polarinstitutt.
- Lock, B.E., Pickton, C.A.G., Smith, D.G., Batten, D.J. & Harland, W.B. 1978: The geology of Edgeøya and Barentsøya, Svalbard. Norsk Polarinstitutt Skrifter 168, 1 – 64.
- Lowell, J.D. 1972: Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen Fracture Zone. *Geological Society of American Bulletin* 83, 3091-3102.
- Maher, H.D., Bergh, S., Braathen, A. & Otha, Y. 1997: Svartfjella, Eidembukta and Daudmannsodden lineament: Tertiary orogen-parallel motion in the

- crystalline hinterland of Spitsbergen`s fold-thrust belt. *Tectonics* 16 (1), 88-106.
- Major, H. & Nagy, J. 1972: Geology of the Adventdalen map area. Norsk Polarinstitut. Skr. 138. 58 pp.
- Major, H., Haremo, P., Dallmann, W.K. & Andresen, A., 2000: Geological map of Svalbard 1:100 000, sheet C9G Adventdalen (revised after Major 1964). Norsk Polarinstitut Temakart nr.31
- Mørk, A., Elvebakk, G., Forsberg, A.W., Hounslow, M.W., Nakrem, H.A., Vigran, J.O. & Weitschat, W. 1999: The type section of the Vikinghøgda Formation – a new Lower Triassic unit in Central and Eastern Svalbard. *Polar Research* 18 (1), 51-82.
- Mørk, A., Knarud, R. & Worsley, D. 1982: Depositional and diagenetic environments of the Triassic and Lower Jurassic succession of Svalbard. In: Embry, A.F. & Balkwill, H.R. (eds.), *Arctic Geology and Geophysics, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 8*, 371-398.
- Olson, J.E. & Pollard, D.D. 1989: Inferring palaeostresses from natural fracture patterns: A new method: *Geology*, v. 17, p. 345-348, doi:10.1130/0091-7613(1989)017<0345:IPFNFP>2.3.CO;2
- Olson, John E., Laubach, Stephen E. and Lander, Robert H. 2009, Natural fracture characterization in tight gas sandstones: Integrating mechanics and diagenesis: *AAPG Bulletin*, v. 93, no. 11 (November 2009), pp. 1535– 1549
- Parker, J.R. 1967: The Jurassic and Cretaceous sequence in Spitsbergen. *Geological Magazine* 104 (5), 487-505.
- Pcelina, T.M. 1983: New material on the Mesozoic stratigraphy of the Spitsbergen Archipelago). In: *The Geology of Spitsbergen*. PGO "Sevmorgeologija", Leningrad, 121- 141.
- Pollard, D. D., & Aydin, A., 1988, Progress in understanding jointing over the past century: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1181–1204.
- Pollard, D.D., Segall, P. & Delaney, P.T. 1982: Formation and interpretation of dilatant echelon cracks: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 1291-1303.
- Priest, S.D. 1993: Discontinuity analysis for rock engineering. Chapman & Hall, London.

- Ramsey, J. M., and Chester, F. M., 2004, Hybrid fracture and the transition from extension fracture to shear fracture: *Nature*, v. 428, p. 63-66.
- Steel, R. J., and Worsley, D., 1984, Svalbard post Caledonian strata- an atlas of sedimentological patterns and paleogeographic evolution: *Petroleum Geology of the North European Margin*, p. 109-135.
- Talwani, M. & Eldholm, O. 1977: Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. *Geological Society of America Bulletin* 88, 969-999.
- Twiss, R.J. & Moores, E.M. 2007: *Structural Geology*, Second Edition.
- Weigand, P.W., & Testa, S.M. 1982: Petrology and geochemistry of Mesozoic dolerites from the Hinlopenstretet area, Svalbard. *Polar Research* 1, 35 - 52.
- Woodcock, N.H. & Schubert, C. 1994: Continental strike-slip tectonics. In Hancock, P. (Ed.), *Continental deformation*. Pergamon Press, New York, pp. 251-263.
- Worsley, D. & Mørk, A. 1978: The Triassic stratigraphy of southern Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Årbok* 1977, 43-60.
- Worsley, D. 1973: The Wilhelmøya Formation - a new lithostratigraphic unit from the Mesozoic of the Eastern Svalbard. *Norsk Polarinstitutt Årbok* 1971, 7-16.
- Worsley, D. 1986: The geological history of Svalbard: Det norske stats oljeselskap P. 20-25, 64-89, 100
- Worsley, D., Johansen, R. & Kristensen, S.E. 1988: The Mesozoic and Cenozoic succession of Tromsøflaket. Pp 42 - 65 in Dalland, A., Worsley, D. & Ofstad, K. (eds), *A lithostratigraphic scheme for the Mesozoic and Cenozoic succession offshore mid- and northern Norway*. Norwegian Petroleum Directorate Bulletin, 4.

Programvare:

Stereonet - <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/> -
 Program lastet ned 1 September 2010. Software-versjon 6.3.3 ble benyttet.

Ikke publiserte artikler:

Braathen, A., Bælum, K., Dahl, T., Elvebakk, H., Hansen, F., Hanssen, T.H.,
 Jochmann, M., Johansen, T. A., Johnsen, H., Larsen, L., Mertes, J., Mørk, A.,

Mørk, M.B., Nemec, W.J., Olausson, S., Røed, K., Titlestad, G.O., Tveranger, J. & Oye, V. –Longyearbyen CO₂ Lab of Svalbard, Norway - First Assessment of the Sedimentary Succession for CO₂ Storage