



UiT Norges arktiske universitet

Fakultet for naturvitenskap og teknologi  
Institutt for Geovitenskap

**Analyse av paleozoiske forkastninger og deres relasjon til devon-karbon avsetninger langs Sassenfjorden og Tempelfjorden, Svalbard, basert på multiverktøy land og fjord-datasett.**

Alf Petter Nergård  
Geo-3900 Mastergradsoppgave i geologi  
September 2020.





## Abstrakt

Ledd i Billefjordforkastningssonen kan man finne på begge sidene av Sassenfjorden. Disse leddene er forsøkt knyttet sammen i denne analysen. Batymetriske data fra Sassenfjordens fjordbunn avslører rygger og andre strukturer som har en spennende innvirkning på de seismiske dataene.

Hovedfunnene i denne analysen er kategorisert i tre kategorier. Kategori 1 omtaler en obskur sone på seismikken som kan relateres direkte til Billefjordforkastningssonen med steile forkastninger og oppknust berggrunn som ikke lar seg godt avbilde på seismikk.

Funn som er plassert i kategori 2 er tolket til å være mesozoiske magmatiske ganger som skaper amplitudeanomalier og fremstående strukturer. Med lokalt skarpe kontraster i intern hastigheter relativt til sedimentære bergarter kan det være at de også påvirker seismikken i området mer enn antatt ved første øyekast.

Konturer og strukturer i fjorden som gir en brå endring i vanddyp er plassert i kategori 3. Det er også en skarp kontrast i intern hastighet mellom vann og sedimentære bergarter, noe som tilsynelatende påvirker store og små deler av den seismiske avbildningen. Det kan se ut som fjorder sammenfaller med synklinaler og odder med antyklinaler. Disse syn- og antyklinalene er ikke observerbare på land.

## Anerkjennelser

Først og fremst vil jeg rette en stor takk til hovedveilederen for dette prosjektet, Winfried Kurt Dallmann for god veiledning. Du har vist enorm forståelse for både meg som student og Svalbards geologi. Tusen takk for at jeg fikk bruke dine bilder fra studieområdet da mine egne bilder ble tatt med et kamera kjøpt på studentbudsjett. Jeg vil også takke Tormod Henningsen for god hjelp med seismikken, for spennende diskusjoner om geologi og feltarbeidet på Svalbard. Takk til Erik P. Johannesen for gode forklaringer om sedimentologi på Svalbard mens vi var i felt. Takk til Steffen G. Bergh for all hjelp med å få i gang dette prosjektet.

Jeg vil også takke alle sammen på brakka for fint samhold før Covid-19 kom og splittet oss. Familien min fortjener også en takk for all støtte, men spesielt muttern og Liv for korrekturlesning av oppgaven. Til slutt, men absolutt ikke minst vil jeg takke min kjære samboer, Marte Johanne for å ha tolerert meg gjennom «lock-down» perioden vi og hele Norge har vært gjennom nå.

## Innholdsfortegnelse

Introduksjon .....	1
Bakgrunn og ramme .....	1
Hensikt og formål .....	3
Terminologi .....	3
Regionalgeologi .....	4
Pre-kaledoniske basement .....	4
Senpaleozoikum (devon, karbon og perm) .....	6
Mesozoikum .....	7
Kenozoikum .....	8
Paleogen .....	8
Neogen og kvartær .....	9
Billefjordforkastningssonen .....	10
Seismisk teori .....	10
Refleksjonsteori .....	11
Prosessering av seismikk .....	12
Forkastningsteori .....	14
Ekstensjonsregimer .....	15
Strike-slip regimer .....	15
Kompresjonsregimer .....	16
Magmatiske ganger .....	16
Diabasoddsuiten .....	17
Metoder .....	17
Felt .....	17
Seismikk .....	17
Resultater .....	24
Introduksjon .....	24
Brønntilknytting .....	25
Profil 1 .....	29
Profil 2 .....	31
Profil 3 .....	34
Profil 4 .....	35
Profil 5 .....	36
Profil 6 .....	39
Profil 7 .....	41
Profil 8 .....	42

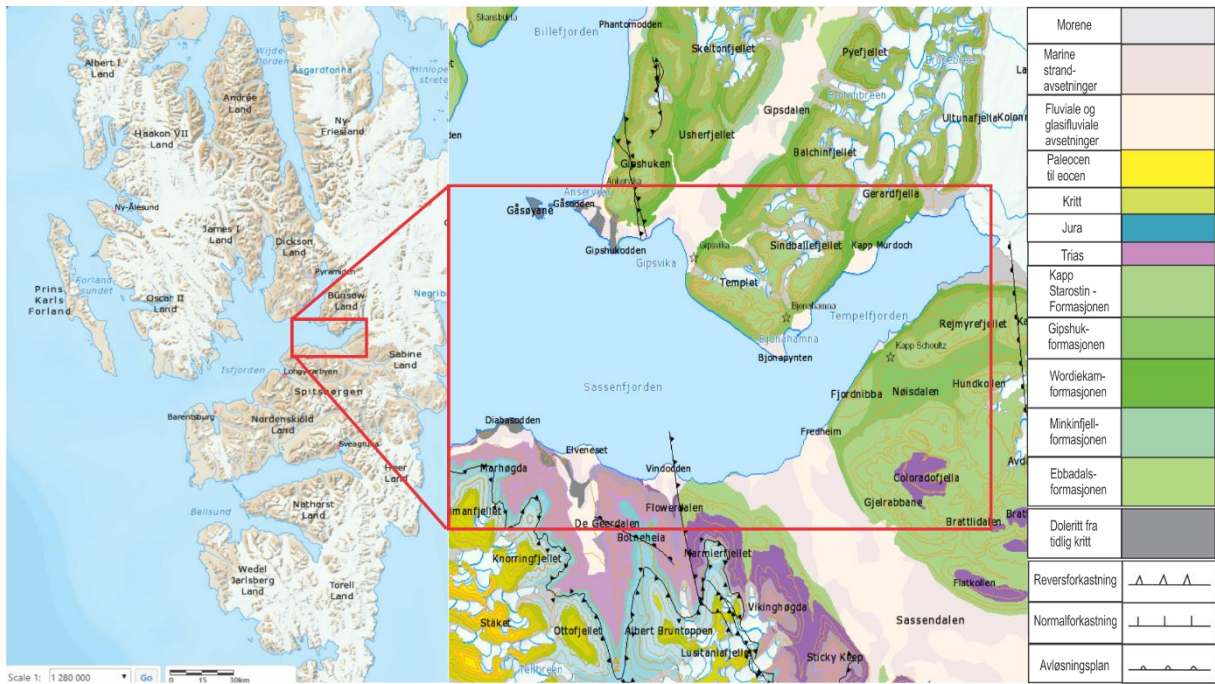
Diskusjon .....	44
Forkastningssonen i Sassenfjorden .....	46
Hvordan påvirker intrusjoner det seismiske bildet? .....	48
Ujevn fjordbunn, hvordan påvirker vanddybden seismikken? .....	51
Kompresjonsrelaterte strukturer .....	53
Effekten en forskjell i intern hastighet kan ha på seismisk avbildning.....	55
Tolkningene og valg av reflektorer. Troverdighet og nøyaktighet av laggrenser og tykkelser. Feilkilde ved tolkningsmetoden. ....	57
Konklusjon .....	58
Litteraturliste.....	60

## Introduksjon

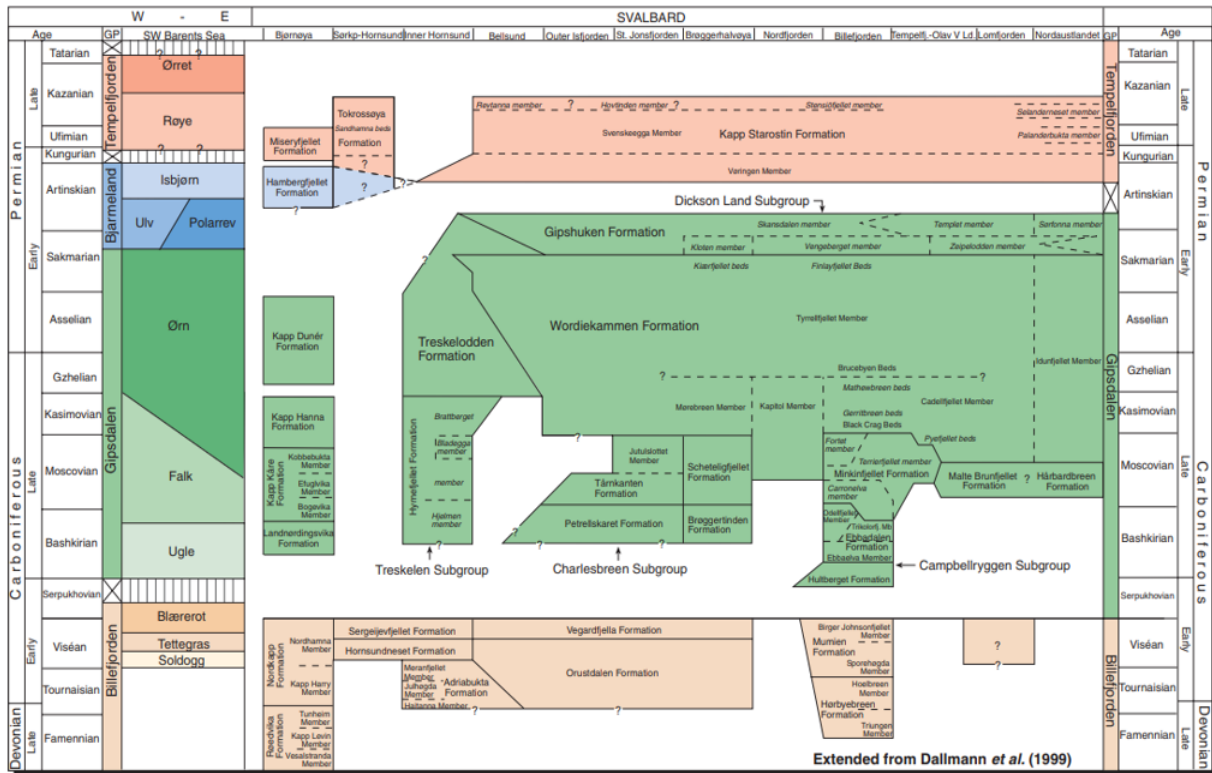
### Bakgrunn og ramme

Denne masteroppgaven er en del av Arcex arbeidspakke 2.1. og inngår i et samarbeid mellom UiT, Lundin Oil-Harstad og UNIS. Prosjektet er en videreføring av tidligere prosjekter ved UiT utført i Isfjord og Lomfjordområdene på Svalbard. Målet for masteroppgaven er å kartlegge, analysere og korrelere de delene av Billefjordforkastningen man kan identifisere ved hjelp av feltobservasjoner og seismikk gjennom Billefjorden og Sassenfjorden. Hovedsakelig er utredelsen av forkastningsaktivitetens innvirkning på devon og karbonavsetninger i søkelyset, men de yngre sedimentene inngår også for en fullgod forståelse av den styrende tektonikken i området. Det vil også tas i bruk topografikart og batymetriske datasett for å supplere det seismiske datasettet.

Problemstillingene i denne masteroppgaven har ikke latt seg løse på en tradisjonell måte. Kvaliteten på seismikken gjør det svært vanskelig å skille formasjoner i dypet. Borebrønnen i Reindalspasset går ikke gjennom laggrensen mellom karbon og devon, så en sikker kilde til hvor denne befinner seg har man ikke på seismikken i mitt studieområde. I samråd med min veileder har jeg derfor valgt å vinkle den på en litt annen måte. Det kan ses i mange geologiske analyser som baserer seg på seismikk at forfatter ikke tar hensyn til en del faktorer som burde tas hensyn til i slike tolkninger. Når man tolker seismikk er det lett å ta for gitt at alle former og linjer representerer lagrekken i sin reelle form under havbunnen. Dette er noe mer nyansert, da det er mange kilder til støy og prosesseringsanomalier som kan skape fallgruver i tolkningsprosessen. Derfor vil jeg tolke og presentere funnene mine kritisk og prøve å se om de kan forklares som prosesseringsanomalier eller en form for støy.



Figur 1.1: Kartet til venstre viser Svalbard med Sassenfjorden og Tempelfjorden markert i rødt rektangel. Til høyre vises et geologisk kart fra studieområdet og legenden. Farger fra trias til paleocen kan ha nyanserte farger, men de skiller ikke fra hverandre i denne oppgaven og er derfor gitt overordnet farge i legenden. (Modifisert fra [www.Svalbardkartet.npolar.no](http://www.Svalbardkartet.npolar.no).)



Figur 1.2: Litostratigrafisk diagram for Svalbard og studieområdet. (Modifisert fra Dallmann et al. 1999).



## Hensikt og formål

Målet for masteroppgaven er å kartlegge Billefjordforkastningen i Sassenfjorden ved hjelp av seismikk og korrelere funnene med de studiene som er gjort på land. Dette innebærer å beskrive utbredelsen og geometriene til forkastningen sammen med strukturer på omkringliggende sedimenter.

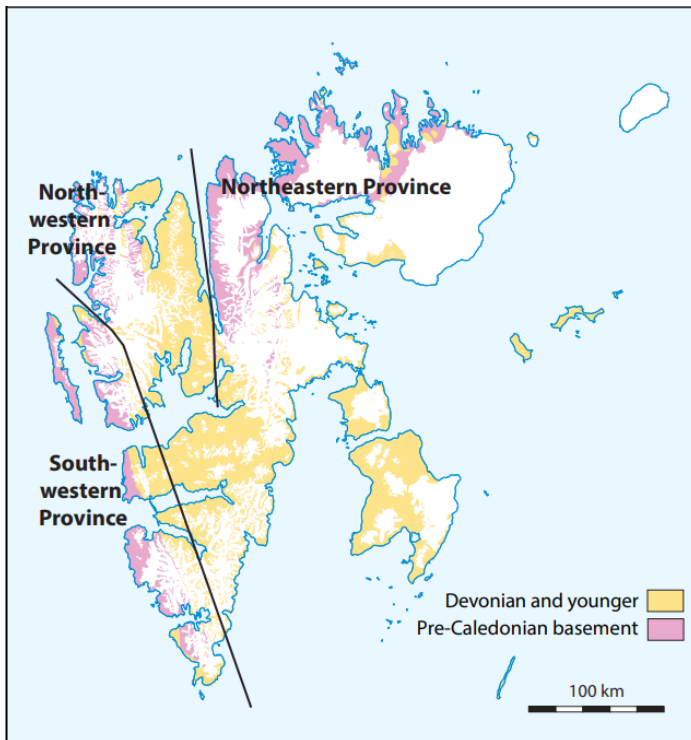
## Terminologi

Begreper	Begrepsforklaring
Listrisk forkastning	Forkastning som gradvis blir brattere eller slakere.
Stakke / Stacke	Seismiske signaler som blir summert i prosesseringen av rådata.
Multipel	En refleksjon som gjentas ved dobbel toveis tid.
CDP	Felles dybdepunkt – relatert til seismisk prosessering
CMP	Felles midtpunkt – Relatert til seismisk prosessering
Relieff	Konturer på en flate
Anomalier	Avvik fra normalen i seismisk refleksjonssammenheng.

## Regionalgeologi

### Pre-kaledoniske basement

Dette kapittelet er basert på Dallmann (2015) om ikke annet er spesifisert. På Svalbard er begrepet «grunnfjell» hovedsakelig brukt om bergartene som er eldre enn den kaledonske orogonesen, som avsluttet i sen devon. Grunnfjellet på Svalbard er delt inn i tre provinser, den nordøstlige, nordvestlige og sørvestlige grunnfjellsprovins da de er avskilt av store nord-



Figur 1.3: Viser inndelingen av grunnfjellsprovinser på Svalbard

dette kun forteller oss at noen krystaller i grunnfjellet er så gamle. De eldste dateringene gjort på sørlige Svalbard viser til en alder på ca. 1100-1200 millioner år i en granatglimmerskifer fra Isbjørnhamna-gruppen. Dette viser til et stort spenn av aldre man kan datere i grunnfjellet på Svalbard som har en kompleks og vanskelig geologisk historie.

For 1250 millioner til 960 millioner år siden vet vi at det var en langvarig orogonese som påvirket grunnfjellet på Svalbard. Denne orogonesen blir kalt for «den grenvilliske orogonesen», og dens avslutning blir generelt sett på som overgangen fra meso-proterozoikum til neo-proterozoikum. Dette blir ikke helt riktig da overgangen formelt er for 1000 millioner år siden, mens tidlig neo-proterozoiske bergarter mest sannsynlig er påvirket av denne orogonesen. Tidlig neoproterozoiske bergarter defineres av en termal hendelse knyttet til slutten av «den grenvilliske orogonesen» frem til 950 millioner år siden. Disse blir derfor gruppert som mesoproterozoiske bergarter på kart.

sørorienterte forkastningssoner og har forskjellig geologisk historie og opprinnelse. Hver av disse provinsene er undergruppert i flere terrenger (terranes). Grunnfjellet på Svalbard består for det meste av gneiser, metasedimenter og granitoid intrusive bergarter. De eldste dateringene av grunnfjellet er gjort på zirkoner fra Atomfjella i Ny-Friesland med uran-bly metoden og viser til en alder fra sen arkeikum. Det skal sies at -

Fra 950 millioner år siden er den neoproterozoiske lagrekken i den nordøstlige og sørvestlige provisen definert av en tykk metasedimentær lagrekke. Denne lagrekken er flere kilometer tykk og består av sandsteiner og leirskifre som tilhører Veteranengruppen. De sedimentære lagrekkene er tolket til å være avsatt under en riftfase hvor det etterhvert ble dannet sedimentbassenger. De sedimentære enhetene er underlagt en tykk karbonatplattform som tilhører akademikarbregruppen og to fremtredende nivå av glasiale diamiktitter og leirskifre fra Polarisbregruppen. Deler av de glasiale diamiktittene og leirskifrene har vært morener og glasifluviale avsetninger som er 850-635 millioner år gamle. I denne perioden spekuleres det i at hele verden hadde et veldig kaldt klima, noe som gir opphav til den kjente «snowball earth» teorien (Kirschvink 1992). Den neoproterozoiske lagrekken fra østlige Svalbard har en svært lik karakter som den man finner på den sentrale delen av Øst-Grønland.

Sent i neoproterozoikum, for ca. 640 millioner år siden finner man folding og regional metamorfose under en vinkeldiskordans i Wedel Jarlsberg land i den sørvestlige provisen av grunnfjellet på Svalbard. Dette tyder på en sen tektonotermal hendelse og kompresjon i denne delen av den neoproterozoiske delen av grunnfjellet, som tilskrives den torelliske orogonesen (Majka et al. 2014).

Begynnelsen av kambrium markeres globalt med en kraftig oppgang av fossiler, dette er også begynnelsen av Fanerozoikum. Denne markøren er ikke funnet på Svalbard, hvor de eldste kambriske bergartene er datert mellom 510 og 522 millioner år gamle. Stratigrafien fra kambrium og Ordovicium er på Svalbard dominert av kalkholdige sedimenter som er foldet av den kaledonske fjellkjededannelsen. I kambrium var enda ikke alle grunnfjellsprovisene på Svalbard samlet, men alle delene var på den sørlige halvkule i tropiske havområder hvor karbonatene kommer fra. Lagrekken fra kambrium og ordovicium på Nordaustlandet som den neoproterozoiske lagrekken nevnt tidligere er veldig lik som den man finner på de sentrale delene av Øst-Grønland, og stammer sannsynligvis fra det samme sedimentære bassenget.

Den kaledonske fjellkjeden ble dannet i tidsperioden mellom tidlig ordovicium og tidlig devon som et resultat av kollisjonen mellom Laurentia og Baltica samt noen mikrokontinenter etter at lapetushavet lukket seg. Under fjellkjededannelsen som varte rundt 60 millioner år ble bergartene på Svalbard foldet og i noen deler kraftig metamorfisert. Store skyvedekker ble omplassert med mange hundre kilometer da kollisjonen av Laurentia

og Baltica skjedde. Svalbard ble sannsynligvis samlet som en sammensmeltning av de tre hovedprovinsene av grunnfjellet under av den kaledonske orogonesen, men det er enda ikke en generell enighet om akkurat hvordan dette skjedde.

Kontinentale kollisjoner skaper høye trykk og temperaturregimer. Eklogitt og blåskifer finnes tre forskjellige steder på vestlige Svalbard, Biscayarhalvøya, Motalafjella og i Nordenskiöld Land. Særlig er blåskifer interessant av disse da de er et produkt av metamorfose i subduksjonssoner, og den best bevarte lokaliteten med blåskifer fra den kaledonske fjellkjeden er den man finner i Motalafjella og er en del av Vestgötabreen høytrykksmetamorfe kompleks. Dette ligger inkonformt under Bulltindgruppen, og ved hjelp av Rb-Sr og K-Ar isotop datering har man datert alderen på glimmeret i blåskiferen til rundt 470 til 460 millioner år gamle (Myhre et al. 2009; Balašov et al. 1996). Dette tyder på at blåskiferen og eklogitten i Motalafjellene krystalliserte i en subduksjonssone mellom Svalbard, Nord-Grønland og Pearya som man finner spor av i Canada, på Ellesmere øya.

Etter fjellkjededannelsen opphørte oppsto det en generell ekstensjon som førte til bassengdannelse hvor det ble avsatt devonske sedimenter som et produkt fra erosjon av den kaledonske fjellkjede. På grunn av gjennomgripende tektoniske hendelser er det vanskelig å gjenkjenne den regionale kaledonske strukturen på Svalbard, men hele stratigrafien som er yngre enn devon ble påvirket av fjellkjededannelsen. Øst-vestlig ekstensjon med bassengdannelser kom etter fjellkjededannelsen opphørte. Dette førte til bassengdannelser parallelt med orienteringen av den kaledonske fjellkjeden.

#### Senpaleozoikum (devon, karbon og perm)

Avsetninger fra devon ble avsatt mens Svalbard lå på 10 breddegrader og representerer et molassebasseng fra Kaledonidene.

Devon på Svalbard er kjent på grunn av en svært lettkjennelig sandstein og leirskiferavsetning, samt en purpurrod og grå konglomerat. Sandsteinen er kjent som «Old Red» på grunn av sin kraftige rødfarge. Rødfargen kommer av oksidering da avsetningsmiljøet til sandsteinen var et godt drenert elvelandskap i molassebassenget som førte til god tilførsel av luft. Tektoniske bevegelser fra slutten av devon og karbontiden gjør at man i dag ikke finner devonske avsetninger øst for Billefjordforkastningen. Det finnes ikke beviser på at Billefjordforkastningen selv var særlig aktiv eller bassengavgrensende før

slutten av devonperioden, men at de tektoniske bevegelsene vest for den kom fra den svalbardiske fjellkjededannelsen som pågikk i slutten av Devon. Man kan se at lagrekken fra devon er foldet, mens de vinkeldiskordant overliggende karbonavsetningene ikke er det. Den tektoniske hendelsen som førte til dette heter den svalbardiske fjellkjededannelsen og er Svalbards ekvivalent til den ellesmeriske fjellkjededannelsen (Piepjohn et al. 2000).

I tidlig karbon da Svalbard lå på omtrent 25 breddegrader gikk riftingen over til regional innsynkning. Billefjordgrabenen er et riftbasseng fra tidlig karbon innerst i Isfjorden. Riftbassenget er en halvgraben med ca. 15 km utstrekning. Senere i Karbon ga riftbevegelsene seg, men Billefjordgrabenen fortsatte å synke inn på grunn av kompaktering av sedimenter. Den eldste karbonske formasjonen som er tilstede i Billefjordgrabenen er Ebbadalsformasjonen og består av avsetninger fra den vestlige forkastningsmarginen i riftbassenget, altså Billefjordforkastningen. Varierende klima og perioder med inntørking og oversvømmelse differensierer de neste avsetningene fra Minkinfjellformasjonen og Wordiekamformasjonen som består mye av karbonater og evaporitter. Minkinfjellformasjonen og Wordiekamformasjonen er ikke begrenset til Billefjordgrabenen. Grabeninnsynkingen sluttet tidlig under avsetningen av Wordiekamformasjonen da det på dette tidspunktet var et sokkelhav som dekket det meste av Svalbard (Ramberg et. al 2013).

I perm driftet Svalbard fra rundt 30 til 45 breddegrader, noe som konstateres i et svært skiftende avsetningsmiljø. I starten av perm finner man de yngste delene av Gipsdalsgruppen med karbonater, som ender i en hiatus som representerer en marin regresjon hvor deler av Svalbard heves over havet (lite karbonater helt mot slutten). I siste halvdel av perm stiger havet igjen og man kommer inn i Tempelfjordgruppen (Kapp Starostin-formasjonen). Tempelfjordgruppen består mye av grunnmarine cherts, kalkstein, leirskifer og sandstein avsatt under en regional transgresjon (Dallmann, Blomeier and Elvevold, 2015).

## Mesozoikum

Svalbardområdet var tektonisk stabilt gjennom trias. Området som nå er Svalbard lå i en stor bukt mellom fastlands-Norge, Ellesmere Island og Grønland. Dette bassenget var dypest i det som i dag er sentrale Vest-Spitsbergen, og det er her man finner den tykkeste

triasavsetningen på Svalbard. Triassedimentene deles inn to hovedgrupper hvor den eldste som er Sassendalsgruppen hadde en sedimentkilde vest for avsetningsområdet. Den yngre hovedgruppen skiller ved at sedimentene kommer fra et helt annet opphav øst for avsetningsområdet. Det spekuleres i at den yngre sedimentgruppen (Kapp Toscana-gruppen) har sin sedimentkilde fra Uralfjellene, som på den tiden var en ny fjellkjede samtidig som havnivået gradvis steg.

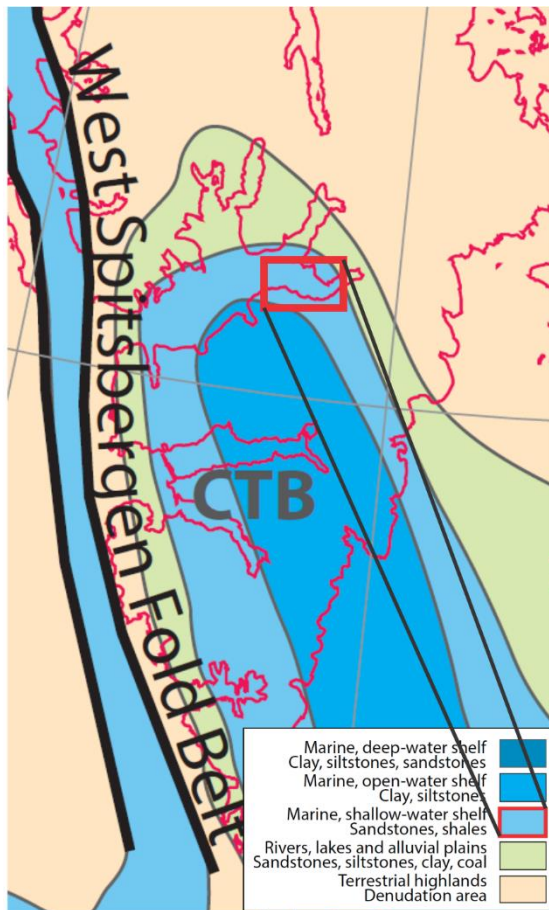
Havnivået fortsatte å stige inn i jura, så Kapp Toscana-gruppen er fra sen trias og tidlig jura. Klimaet i overgangen mellom trias og jura endret seg gradvis til et mer varmt og fuktig klima globalt, noe som også vises i sedimentene på Svalbard. I Jura lå Svalbard på rundt 60 breddegrader, nord for Nord-Amerika og Baltica mens Pangea gradvis splittet seg opp. Mot slutten av Jura var Pangea helt splittet opp, og et tynt hav åpnet seg. Dette havet var forløperen til Atlanterhavet. I midten av Jura ble Svalbard hevet, noe som førte til en regresjon av havnivået. Svalbard synker igjen senere i jura før det ble hevet i kritt til alt ble landområde. Avsetninger fra øvre kritt finner man ikke på land på Svalbard.

### Kenozoikum

Tertiær brukes ikke lengre i dagens terminologi, men er delt opp i paleogen og neogen. Kenozoikum omfatter de tre siste geologiske epokene paleogen, neogen og kvartær.

### Paleogen

Paleogen er starten på en periode hvor klimaet på jordkloden begynte å bli kjøligere. Platetektonikken på den nordlige hemisfære var dominert av etableringen av Nord-Atlanterhavet og Polhavet. I starten av paleogen var det rifting i Labradorhavet og Baffin Bay, noe som forårsaket at Grønland beveget seg nord-øst langs Wegener forkastningssonen mot Barentshavet og Lomonosovryggen. Et stort sedimentbasseng kalt det tertiære sentralbassenget ble dannet hvor sedimentasjon sannsynligvis pågikk frem til oligocen. Platebevegelsene førte til etableringen av et foldebelte på Ellesmere Island, nordlige deler av Grønland og på Svalbard. Dette foldebelte kalles for Vest-Spitsbergen foldebelte på Svalbard.



Figur 1.4: Figur modifisert fra Smelror et al. (2009). Viser rekonstruering av Svalbards sedimentære basseng mellom 40 og 50 millioner år siden (Dallmann ed. 2015). Fremhevet i røde rektangler er studieområdet og avsetningsmiljøet der.

Sedimentene fra paleogen ligger på en hiatus hvor øvre kritt mangler. Sedimentene fra det sentrale tertiære bassenget består for det meste av klastiske sand og leirsteiner, som er kullbærende i de øvre og undre grensene som relateres til delta og sokkelavsetninger (Dallmann 1999). Hevingen av Vest-Spitsbergen foldebelte i eocen gjorde at sedimentasjonstransporten endret seg fra nord-øst til vest med foldebelte som kilde. Figur 1.4 viser at Sassenfjorden ble definert som grunn kontinentalhylle mellom 40 til 50 millioner år siden.

#### Neogen og kvartær

I Neogen fortsatte det å bli kaldere og åpningen av det nordlige Atlanterhavet fortsetter til den dag i dag. Transformforkastninger utviklet seg videre i Frampassasjen og kontinentalmarginen ble bredere som følge av rifting og akkumulering av klastiske sedimenter. I kvartær begynte en serie med glasiasjoner, kalt istiden som varte til rundt ti tusen år siden.

## Billefjordforkastningssonen



Figur 1.5: Kart modifisert fra Dallmann (2015) til venstre. Kart fra [www.svalbardkartet.npolar.no](http://www.svalbardkartet.npolar.no) til høyre (forstørret del av samme kart som på Figur 1.1). Kart til venstre: BFZ=Billefjordforkastningen, utstrekning markert med rød strek. Kart til høyre: GF=Gipshukforkastningene. FF=Flowerdalsforkastningen.

Billefjordforkastningssonen (Fig 1.5) avgrensner Billefjordgrabenen til øst og Nordfjordblokken til vest. Forkastningssonen starter helt fra sokkelkanten i nord og forsvinner under avsetninger fra kritt og paleogen sør for Reindalen. Forkastningssonen kan være eldre, men de første dokumenterte bevegelsene stammer fra den svalbardiske fjellkjededannelsen. Det er dokumentert reversforkastninger fra den svalbardiske fjellkjededannelsen, og normalforkastninger relatert til dannelsen av Billefjordgrabenen i karbon. Den siste dokumenterte forkastningsaktiviteten er relatert til transformbevegelser mellom Grønland og Svalbard i eocen.

## Seismisk teori

Seismikk er menneskeskapte lydbølger som genereres med høyenergiske kilder ved overflaten av enten land eller en vannmasse. Lydbølgene propagerer så gjennom medier

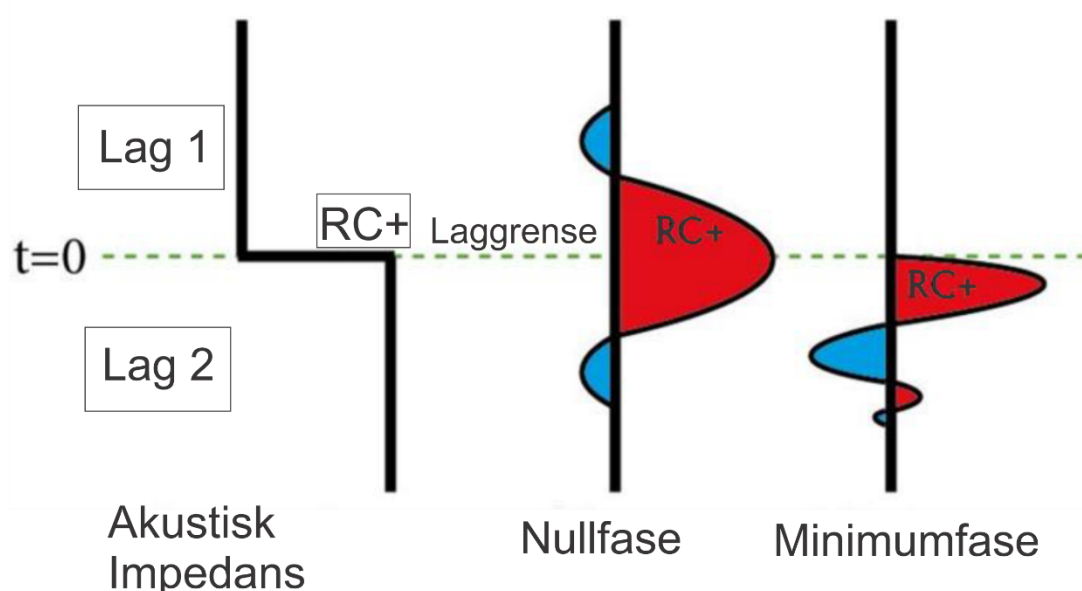


og reflekterer eller refrakterer ved laggrenser som skiller materialer med forskjellig seismisk impedans. Refleksjonene og refraksjonene tas opp via mottakere, seismofoner, som fungerer som mikrofoner for seismiske bølger. Disse blir slept på rekke og rad etter lydilden ved marin innsamling eller festes i bakken når innsamlingen skjer på land. Til slutt prosesseres de lydsignalene som kommer tilbake fra undergrunnen ved å analysere tiden det tok fra lydsignalet ble generert ved kilden til de ble mottatt på de forskjellige mikrofonene som ble slept. På denne måten får man et bilde av strukturen til lagrekkene i undergrunnen (Landrø & Amundsen 2018).

### Refleksjonsteori

En laggrense som skiller materialer med forskjellig seismisk impedans genererer en bølgetopp. Denne opptrer enten med bølgetoppen på laggrensen ved nullfase, eller rett etter om seismikken er prosessert i minimumsfase. Dette er illustrert på figur 1.5.

Polariteten til seismikken forteller oss om man får et positivt eller negativt utslag ved impedansekontraster. De seismiske profilene i denne analysen har ikke noen bestemt fase eller polaritet, så det kan sies at det er en miks av faser og polaritet. For å bestemme polariteten på et profil bruker man vanligvis havbunnen. Hvis havbunnen gir et positivt utslag, er det normal polaritet og vis versa. Havbunnen er i mange tilfeller klippet bort under prosesseringen i dette tilfellet, og da vanskelig å fastslå (Badley 1985; Rafaelsen 2006).



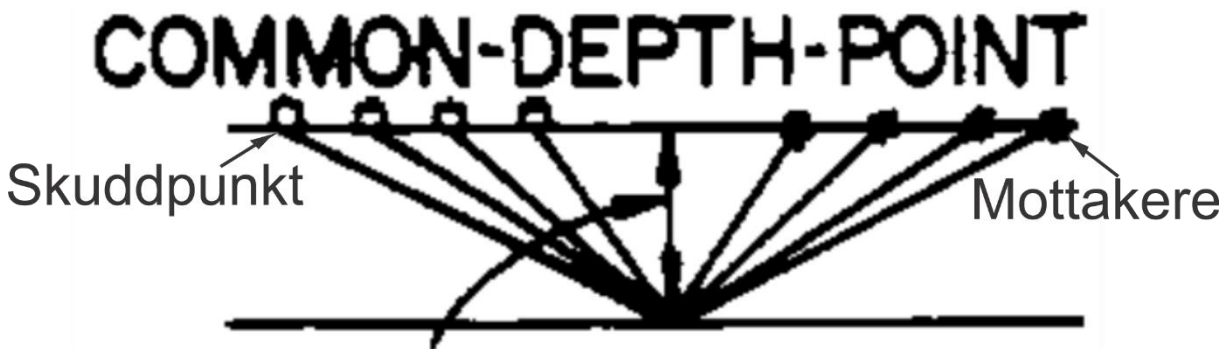
Figur 1.6: Viser en illustrasjon av seismiske faser.  $T=0$  representerer en laggrense med positiv seismisk impedans.  $RC$ =Refleksjonskoeffisient og  $RC+$  betyr positiv refleksjonskoeffisient ved økt akustisk impedans. Nullfase viser at bølgetoppen er størst ved laggrensen. Minimumsfase viser at bølgetoppen kommer rett etter laggrensen. (Hentet og modifisert fra Brown, 1999).

### Prosessering av seismikk

For å få en god avbildning av berggrunnen må man prosessere rå refleksjonsdata. Dette innebærer prosesser som «stakking» av signal, gi datasettet felles midtpunkt, filtrering av frekvenser og migrering. Dette er bare noen få av prosessene som blir utført i et slikt arbeid, men det skal ikke utbroderes for dypt om dette i denne oppgaven. Poenget er å gi et innblikk i prosessene som står bak den seismiske avbildningen og hvordan støy forekommer og blir fjernet.

### Stacking, felles dybdepunkt og «normal moveout correlation»

Ifølge Wood & Treitel (1975) er horisontal «CDP stacking» den viktigste prosessen i seismisk signalprosessering. CDP (felles dybdepunkt) stacking er i prinsippet en simpel summering av traser med et felles dybdepunkt. Tracer med CDP har også felles midtpunkt mellom kilde og mottaker. Summeringen av traser med felles dybdepunkt fjerner støy fra omgivelsene og forbedrer signalet. NMO (normal-move-out) korrelering er en prosess som tar høyde for at reisetiden til refleksjonen øker med distansen fra kilde.



Figur 1.7: CDP (felles dybdepunkt). Denne figuren viser hvordan refleksjoner blir tatt opp hvis man «stacker» det med et felles dybdepunkt, noe som gjør at de også får et felles midtpunkt. (Modifisert fra Wood & Treitel 1975).

### Filtrering og migrering

Hastighetsfiltrering er en prosess hvor man fjerner multipler manuelt etter NMO-korrigeringen er utført. Dette er noe som blir vanskeligere jo kortere avstand det er mellom reell refleksjon og multipl, for eksempel i grunne vann. Etter NMO-korrigering og filtrering av multipler er gjort kan man migrere seismikken. Dette er en prosess hvor man korrigerer refleksjoner til riktig posisjon i berggrunnen basert på hastighetsanalysen og refleksjonstid (Sætre 2013).

### *Støy og anomalier*

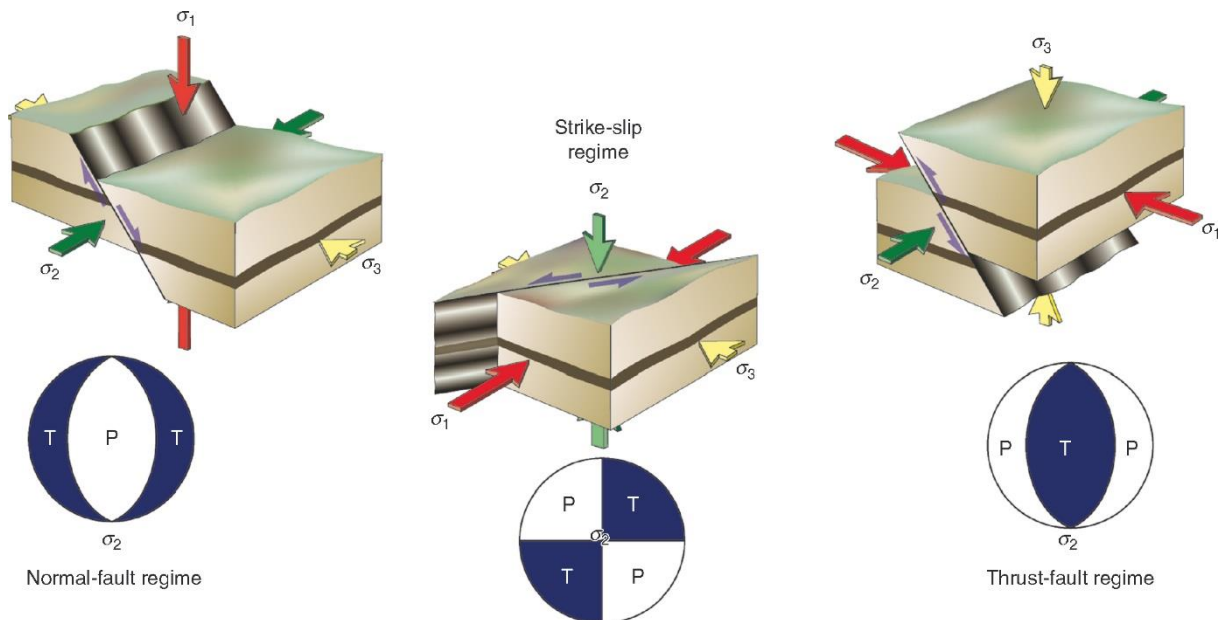
Støy på seismikken oppleves som uskarp avbildning eller et bilde som representerer refleksjoner fra for eksempel båtmotoren under innsamling av seismikken. Støy kan forekomme ulikt fra område til område basert på topografi, vanndybde og litologi. Seismikken fra fjordene på Svalbard er preget av trange fjorder hvor refleksjoner fra fjordsidene er vanskelig å fjerne under prosesseringen. Det er også stedvis veldig grunt, som fra indre deler av Sassenfjorden og inn Tempelfjorden. Seismiske anomalier forekommer også hvor det er sterke impedanskontraster, hellende grenser som skiller litologi med tetthetsforskjeller og kanter fra blokker. Om det seismiske signalet treffer en kant vil man få en uønsket spredning av refleksjoner. Disse kan opptre som «sure eller blide fjes» i seismikken. Det er opp til geofysikere å prosessere rådataene, men som all teknologi har denne prosessen blitt mer digitalisert og langt bedre de siste tiårene.

## Forkastningsteori

Dette kapitlet baserer seg på Fossen (2016) om ikke annet er spesifisert.

Strukturgeologi omhandler deformasjonen av primærstrukturen av sedimentære eller magmatiske bergarter som har blitt utsatt for eksterne krefter. De eksterne kreftene har som regel rot i tektoniske bevegelser, som blir drevet av mantelkonveksjon. Det som inngår i en strukturell analyse, sånn som denne oppgaven skal bygges rundt er folder, forkastninger og andre deformasjonsstrukturer en kan observere i felt og ved hjelp av teknologiske verktøyer (Fossen, 2016).

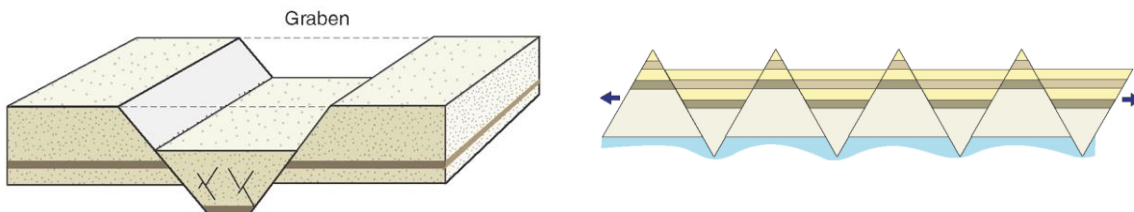
Geometrisk analyse av forkastning og deformasjonsstrukturer vil si å gi en beskrivelse av form, geografisk orientering og geometriske likheter mellom første og andregrads-strukturer.



Figur 1.8: Hentet fra <https://folk.uib.no/nglhe/StructuralGeoBookFigures.html> Hentet 18.11.2019 kl1304. Fossen side 93. Sigma 1= akse med mest kompresjonskrefter, sigma 3= akse med minst krefter påført jordskorpen. Normalforkastninger forekommer når de største kompresjonskreftene er vertikal. Strike-slipforkastninger forekommer når de største og minste spenningene er horisontale. Reversforkastninger forekommer når de største kompresjonskreftene er horisontale, og de minste er vertikale. Ballene med T=ekstensjon og P=kompresjon representerer stereografisk projeksjon av spenningsvektorene..

## Ekstensjonsregimer

Ekstensjonsregimer er forbundet med tektonisk rifting av jordskorpen. Ekstensjon eller strekking av fast fjell fører til sprø normalforkastninger i de øvre delene av litosfæren. Normalforkastninger har opprinnelig, men ikke uten unntak 60 graders vinkel. Dette er riktignok ren teori, og i virkeligheten er det stor variasjon i fallvinkel. Om ekstensjonen er omfattende nok vil såkalte horst-graben strukturer forekomme (Fossen, 2016).



Figur 1.9: Kapittel 9 og 18 i Fossen. Viser Horst-grabenstrukturer.

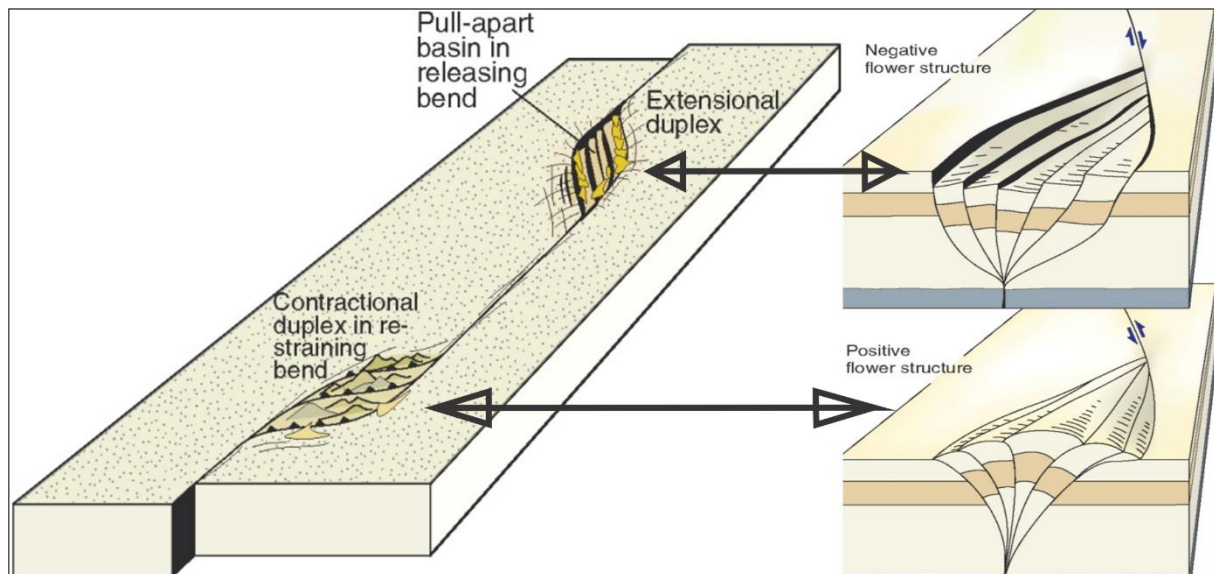
## Strike-slip regimer

Strike-slip forkastninger, eller sideveisforkastninger er ideelt tilnærmet vertikale forkastninger hvor forflyttingsvektoren er parallell til strøket. Normalt er strike-slip regimer en kombinasjon av sideveis bevegelse og enten ekstensjon eller kompresjon.

Kombinasjonene kalles da transpresjon- (sideveis og kompresjon) eller Transtensjonsforkastninger (sideveis og ekstensjon). Sideveisforkastninger beskrives ofte som sinistrale eller dextrale, som betyr henholdsvis venstrelaterale og høyrelateral forskyvninger (Fossen, 2016).

Rene strike-slip forkastninger kan være vanskelig å tyde med seismikk da de ofte er steile og ikke viser vertikal forflytting. Det man kan se etter er strukturer hvor forkastningen «svinger» da disse gir opphav til områder med transpresjon eller ekstensjon (se Figur 1.6). I disse områdene forekommer det revers og normalforkastninger som er lettere å tyde på

seismisk avbildning (Fossen, 2016).



Figur 1.10: Til venstre ser man hvordan man kan få lokale områder med kompresjon og ekstensjonsstrukturer langs i et strike-slip regime. Øverst i bilde illustreres et pull-apartbasseng med tilhørende negativ blomsterstruktur. Nederst i bildet vises en positiv flowerstruktur som man kan finne i «restraining bends» langs strike-slip forkastninger. (Modifisert fra Fossen 2016).

### Kompresjonsregimer

Reversforkastninger eller skyveforkastninger opptrer i områder med kontraksjonskrefter og er har vanligvis lave fallvinkler i forhold til normalforkastninger. De forbindes med subduksjonssoner og orogener. På Svalbard er det også passelig å nevne at store nok isbreer kan skape folder i overflatenære bergarter, da særlig om breene er fryst fast til underlaget. I kompresjonsregimer finner man også folder, da særlig i de mindre kompetente bergartene som ikke holder seg sprø til bristepunktet.

### Magmatiske ganger

Magmatiske intrusjoner i sedimentære lagpakker gir en høy seismisk impedans. Den interne hastigheten i magmatiske bergarter er betydelig høyere enn i sedimentære bergarter. Denne forskjellen minsker jo mer kompaktert den sedimentære enheten er, men det vil som regel være nok forskjell til at det skal være mulig å se skillet på seismikk. Effekten magmatiske intrusjoner har på seismikken kan være lokalt kraftige reflektorer, push-up og dimming av omkringliggende seismikk. Dimming skjer på grunn av at mer av energien ved et stort impedanseskille vil reflekteres tilbake til overflaten (Craig et al. (2015).

Magmatiske intrusjoner kommer på grunn av at oppsmeltet stein ekspanderer, og vil da begynne å migrere mot områder med mindre trykk. Minste motstands vei er som regel mot overflaten, men også inn i sprekker som man finner mye av i forkastningsområder.

#### Diabasoddsuiten

De magmatiske bergartene man finner i studieområdet (Figur 3.4) er relatert til en omfattende termal periode sent i mesozoikum som refereres til som «the High Arctic Large Igneous Province» (HALIP). På Svalbard refereres HALIP bergartene til som «Diabasoddsuiten». Disse intrusjonene fremtrer hovedsakelig som «siller» som kan være opp til 100 meter tykke. Sill kan også omtales som en laggang, da minste motstands vei er å spalte lagrekken horisontalt og løfte opp overliggende materiale. Magmatiske ganger forekommer også lokalt, hvor minste motstands vei er å bryte opp lagrekken slik at smelten kan migrere mot overflaten (Senger et al. 2014).

#### Metoder

##### Felt

Rekognoserende feltarbeid for denne masteroppgaven ble utført i september 2018 ved flere forskjellige lokaliteter i og rundt de østre delene av Isfjorden på Svalbard. Hensikten med feltarbeidet var hovedsakelig å få en personlig kjennskap til geologien i studieområdet.

##### Seismikk

Seismikk er hovedverktøyet brukt i denne analysen av Billefjordforkastningen. For å tolke seismikken er hovedsakelig dataprogrammet Petrel blitt brukt. I Petrel er gjenkjennbare litostratigrafiske grenser eller horisonter markert i de seismiske linjene. Disse horisontene gjengir tidsflater på seismikken. Utgangspunktet for å tolke ut horisontene er hovedsakelig letebrønnen i Reindalen og geologiske kart blitt brukt. Med strøk og fall oppgitt i litteraturen kan man stipulere fra kart og anta hvilke dyp visse bergartsflater skal ligge i stratigrafien og korrelere dette med markører i seismikken. Prosesseringsrapportene til de seismiske datasettene ikke er tilgjengelig.

### Seismisk tolkning

Seismikken som blir brukt i denne oppgaven er gitt til UiT av Equinor. Den omfatter 2D-linjer fra store deler av Isfjorden, Billefjorden, Sassenfjorden og Tempelfjorden (se Figur 1.11 og Figur 2.1). Da det dessverre er få tilgjengelige brønner på Svalbard, er det ikke mange faste holdepunkter å basere tolkningene på. Det finnes en del kull-prospekteringsbrønner i området, som er boret av russiske Arktikugol, men disse er heller ikke tilgjengelig. Det tolkningene baserer seg på er letebrønnen som er boret av SNSK og Hydro på 90-tallet i Reindalspasset, og de eksponerte bergartsflatene som er dokumentert på land (Figur 1.1).



Figur 1.11: Viser de seismiske linjene (røde) som knytter seismikken fra brønnlokasjonen i Reindalspasset (brønn 7816/12-1) og seismikken i fjordene. Linjene i fjordene representerer marin seismikk og har flere farger. Hver farge av disse representerer forskjellige seismiske sett som er samlet inn på forskjellige tidspunkt. Den røde linja representerer seismikk utført med snøstreamer. Dh4 er en brønn knyttet til et CO2-prosjekt i Longyearbyen.



### Seismisk innsamling

Innsamling av seismiske data på Svalbard startet i med en marin survey i 1984. I perioden mellom 1984 og 1991 ble det gjort mange flere innsamlinger av 2D-seismisk data med leting etter petroleum som objektiv. Innsamlingen av data i denne perioden ble gjort både på land og marint. Yngre seismiske datasett er i gjort i henhold til akademiske prosjekt og CO2-deponering for kullindustrien i Longyearbyen.

### Datakvalitet

Av forskjellige grunner er de seismiske dataene på Svalbard av middels til dårlig kvalitet. De marine dataene kommer stort sett verre ut sammenlignet med landdataene. Dette kan være på grunn av at fjordbunnen er mer påvirket av is-erosjon enn dalførene. Det er også stor variasjon i avsetninger, fra morener til glasimarin leire. Fjordbunnen på Svalbard er også lokalt veldig hard på grunn av kompaktering under isbreer, noe som fører til multipler. Da dataene er prosessert for opptil 30 år siden, er mye av disse multiplene fortsatt forstyrrende på seismiske tverrsnitt. Slike multipler er ikke observert på landseismikken, sannsynligvis på grunn av at det ikke er vann mellom kilde og mottaker.

I trange fjorder som Billefjorden og Tempelfjorden vil ekko fra fjordsidene «stakke» inn på kablet med hydrofoner. Dette skaper støy og er vanskelig å prosessere vekk.

De seismiske dataene på Svalbard er fremstilt med ulike seismiske faser. Dette kommer av at de ikke ble prosessert med et felles datum, noe som fører til en «miss tie» mellom de seismiske undersøkelsene. Dataene som er samlet inn mellom 1986 og 1991 virker tilsynelatende ut til å være i minimumfase og ha normal polaritet.

Verst er den seismiske avbildningen langs Billefjordforkastningen. Dette kan skyldes at det som man mener opprinnelig oppsto som en normalforkastning med flere segmenter kan ha blitt reaktivert og invertert med danningen av nye forkastningssegmenter. Dette kan ha gjort lagrekka svært kaotisk og vanskelig å avbilde med seismikk, da særlig 2D-seismikk.

All seismikken er hovedsakelig i toveis-tid da det ikke er noen hastighetsmodell for dybdekonvertering tilgjengelig fra Svalbard til dette prosjektet. Det seismiske gridet er fra 1 km i Sassen- og Tempelfjorden til 2 km. Tolkningen av disse dataene er utført i Petrel, hvor det er vanskelig å tolke forkastninger i 2D.

## Seismisk tilknytting

Da seismikk kun viser impedanseforskjeller mellom bergartsflatene i berggrunnen trenger man noen faste og kjente holdepunkter å knytte tolkningene sine til. I denne oppgaven er disse faste og kjente holdepunktene henholdsvis bergartsgrensene kartlagt i dal og fjordsidene, og i letebrønnen til Norsk Hydro og SNSK i Reindalspasset. For å bruke de kartlagte bergartsgrensene på land og i fjordsidene trenger man fallet til bergartsgrensene som er oppgitt på geologiske kart. Med fallet kan man ekstrapolere seg mot de seismiske profilene for å finne ut hvor de samme bergartsgrensene skal være.

I Norsk Hydro og SNSK sin brønn (7816/12-1) i Reindalspasset er bergartsgrensene logget ved hjelp av borekaks. Brønnen er boret i det som virker å være en kompresjonsstruktur Relatert til Billefjordforkastningen, og er derfor godt plassert selv om den er ganske langt unna studieområdet. Brønnloggen sier at den penetrerte bergarter fra tidlig kritt til sen karbon (se Figur 2.2 og Figur 2.3).

7816/12-1 er en letebrønn som ble boret i 1991. Denne brønnen var en del av et samarbeid mellom Norsk Hydro AS, SNSK og svenske Petro Arctic AB. Dette var den første letebrønnen som ble boret på land på Svalbard. Målet for brønnen var å penetrere en domestruktur over forkastninger tilknyttet Billefjordforkastningen. Brønnen var tørr foruten noen små gassindikasjoner, men ikke noe som er produksjonsverdig. Brønnen terminerte i Hultbergformasjonen ved 2315 meters dyp (Senger et al. 2019).

## Reflektorbeskrivelse

Da dette er en regional tolkning er det valgt å bruke «nær bunn» i stedet for «topp» når en reflektor beskrives. Dette gjøres fordi toppen av en formasjon kan være ulikt erodert fra lokalitet til lokalitet, mens bunnen av en formasjon vil være en mer konsistent tidsmarkør. Et godt eksempel på denne problemstillingen ses på profilet for festningen hvor det er en stor hiatus i overgangen mellom sen Perm og tidlig Trias. Da øverste del av permavsetningene er erodert vekk vil det ikke være rett å kalle det for topp, men heller bunn tidlig Trias. Dette brukes da for alle tolkninger for å holde det konsist. Laterale hastighetsendringer blir brukt synonymt med endringer i akustisk impedans i beskrivelsen av de enkelte reflektorene. Reflektorbeskrivelsen baserer seg på direkte kommentar fra Tormod Henningsen om ikke annet er spesifisert. Tider for penetrering av reflektorene beskrevet under er vist i tabellen under Figur 2.2.

### Bunn Ebbadalsformasjonen

Bunnen av Ebbadalsformasjonen er den eldste bunnen av en formasjon som er penetrert i brønn 7816/12-1. Denne formasjonen finner man kun i Billefjordgrabenen, hvor den varierer i tykkelse fra 550 i den vestlige marginen til den ebber ut mot den østlige marginen av grabenen. Den undre kontakten defineres stedvis som en overgangssone eller skarp kontakt mellom sandsteiner og leirsteiner fra Hultbergformasjonen og sandsteiner fra de undre delene av Ebbadalsformasjonen. Dette gjør at det ikke alltid er lett å skille disse på seismikken. Internt i Ebbadalsformasjonen er det store litologivariasjoner både lateralt og vertikalt, dette innebærer gips, anhydritt, dolomitt og leirstein (Dallmann 1999).

### Bunn Minkinfjelletformasjonen

Bunnen av Minkinfjellformasjonen er en reflektor som representerer litologiske forandring fra underliggende Ebbadalsformasjonen til overliggende Minkinfjellformasjonen. Kontakten til Ebbadalsformasjonen er mindre tydelig i de vestlige delene av Billefjordgrabenen hvor begge består av klastiske litologier. Den blir tydeligere i de sentrale delene hvor det går fra gipsførende sedimenter i Ebbadalsformasjonen til klastiske i Minkinfjellformasjonen. Minkinfjellformasjonen er generelt dominert av kalkstein og dolomitt med innslag av anhydritt. Reflektoren har en varierende karakter og amplitude som kan skyldes av varierende litologi langs grenseflatene (Dallmann 1999).

### Bunn Wordiekamformasjonen

Reflektoren til Wordiekamformasjonen er plukket på en positiv amplitude som representerer hastighetsoppgang, reflektorens amplitude og karakter varier lokalt. Variasjonene kan skyldes lateralt varierende sammensetning i kalksteinene. Wordiekamformasjonen er den første formasjonen som har kontinuerlig utbredelse over Billefjordforkastningen. Kartlegging på land viser tykkelsesvariasjoner øst for forkastningssonen. Dette er tolket til å være post-riftbevegelser langs deler av Billefjordforkastningen, men dette kommer ikke tydelig frem på seismikk.

### Bunn Gipshukformasjonen

Bunn Gipshukformasjonen er plukket på positiv amplitude som representerer en overgang fra en gipsførende enhet til sedimenter med høyere intern hastighet. Denne reflektoren er kontinuerlig i et regionalt perspektiv men med varierende amplitude og karakter. Gipshukformasjonen er av tidlig perm alder og den øverste i Gipsdalsgruppen. I fjellsidene

fremtrer de nedre delene av Gipshukformasjonen som hvite gipsførende lag med innslag av anhydritt, før den går over i dolomitt i den øvre delen. Da Gipshukformasjonen er duktil vil man kunne se på seismikken at forkastninger såler ut i gipsen, og at den oppfører seg som et avløsningsplan. Gipshukformasjonen er den mest gjenkjennelige formasjonen med tanke på seismisk karakter i seismikken. Denne formasjonen har flere folder og interne strukturer enn de andre enhetene.

#### Bunn Kapp Starostin-formasjonen

Kapp Starostin-formasjonen kan karakteriseres som en massiv silifisert spikulitt og kalksteinsførende enhet i studieområdet. Bunnan er definert ved overgangen til bioklastisk kalkstein fra de dolomittførende øvre delene av Gipshukformasjonen.

#### Bunn trias

Lagrekken i trias kan deles inn i tidlig, mellom og sentrias, men er i denne analysen slått sammen av praktiske årsaker. Dette er gjort da laggrensene innad i trias er konforme relativt til hverandre. På Figur 2.3 kan man se hvordan disse horisontene er slått sammen til en enhet.

Bunn tidlig Trias er plukket på en positiv amplitude med høy seismisk impedans. Denne reflektoren er svært varierende på landseismikken, og er ikke å se på i Sassendalen da den er erodert vekk der. På den marine seismikken dukker den opp igjen på vestsiden av forkastningssonen i Sassenfjorden, hvor den er karakterisert som konform relativt til den underliggende lagrekken.

Bunn midtre trias er markert av en positiv reflektor som markerer en overgang til organisk rike skifere og en veksling mellom sandsteiner, silt og leirsteiner. Reflektoren varierer i både kontinuitet og amplitude, men er stedvis god. Den varierende amplituden kan komme av lokale innslag av sill-intrusjoner (Se Figur 1.1 og Figur 3.4). Stedvis kan man se at intrusjonene «klatrer» høyere i stratigrafien, særlig i området rundt Billefjordforkastningen.

Organisk rike skifre er som gips, duktil. Dette fører til at man kan se interne lagparallelle avløsningsplan. Dette kan tolkes som forkastningsplan knyttet til større og mindre kompresjonsstrukturer.

Bunn sentrias er tolket på en nedgang i hastighet. Denne enheten består hovedsakelig av sand og siltsteiner, mens den underliggende sekvensen består av organisk rike skifre.

Reflektoren har varierende amplitude og karakter som mulig forårsakes av laterale variasjoner i litologi og/eller støy på seismikken. Det er også her funnet amplitudeanomalier som tolkes til å være intrusjoner (Figur 3.4). Disse anomaliene har relativt sterk kontrast til omkringliggende litologi, som kan forårsakes av den interne hastighetsforskjellen mellom krystalline og sedimentære bergarter.

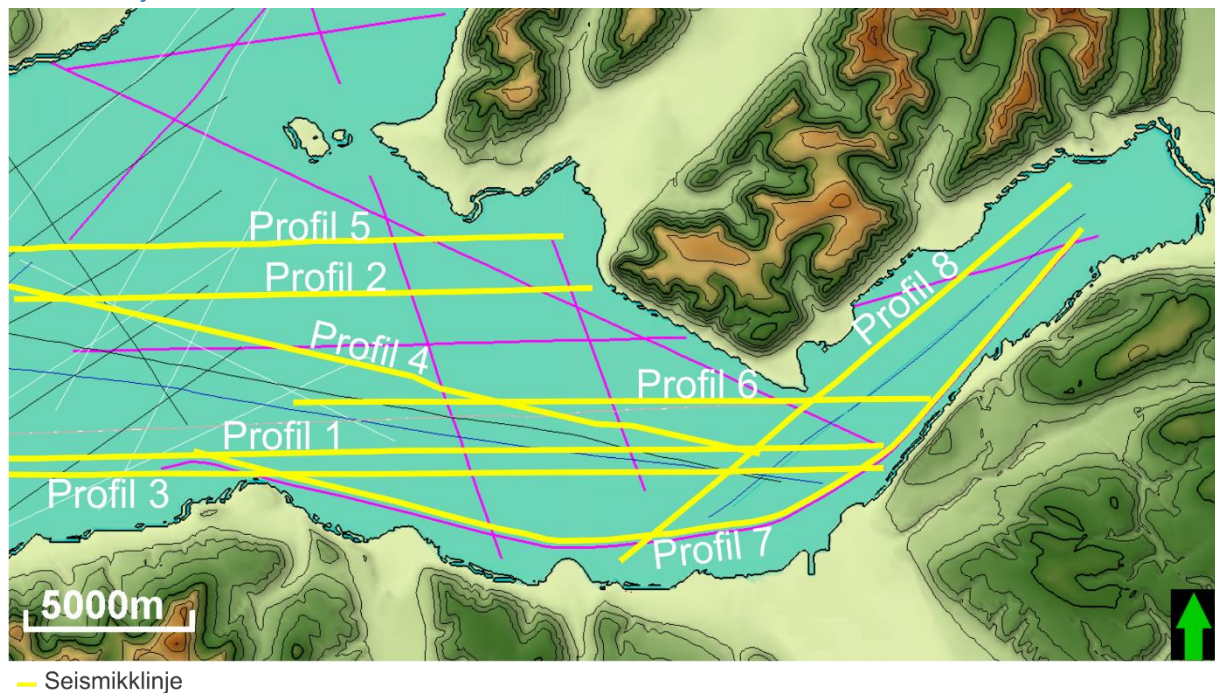
Jura og kritt er kun tolket i brønnområdet og baserer seg på tidene i brønnloggen og tilsvarende reflektorer på seismikken. Det er ikke tatt videre hensyn til disse i denne analysen.

#### Faktorer som påvirker reflektorer

Noen elementer kan påvirke reflektorer og muligens påvirke den seismiske avbildningen til å gi urealistiske strukturer. Om man har en morene eller en forhøyning av berggrunnen vil den interne hastighetsforskjellen av den massen være annerledes enn den interne hastigheten til vannsøylen, dette kan om distansen er lang nok muligens gi et forvrengt bilde av underliggende reflektorer. Det vil si at formasjoner man forventer fra landdata at de skal være flate plutselig avbildes med tilsynelatende folder. Disse effektene kalles «pull-up» eller «pull-down» effekter. Med den lave datakvaliteten i denne undersøkelsen er det vanskelig å se forskjellen på slike effekter og reelle strukturer. Det vil tas forbehold om at seismikken er korrekt hvor ikke annet kildemateriale gir godt grunnlag til å diskutere om hvor stor grad slike faktorer gir en forvrengt avbildning på seismikken.

## Resultater

### Introduksjon



Figur 2.1: Oversikt over seismiske linjer som er valgt ut til denne analysen er markert med gult. Linjer i andre farger representerer seismiske linjer, hvor de fleste med tilstrekkelig kvalitet er brukt under tolkningen av seismikken. Disse er ikke presentert i oppgaven.

I dette kapittelet beskrives syv utvalgte seismiske snitt fra Sassenfjorden og Tempelfjorden som representerer hovedprofilene i oppgaven (Figur 2.1). Batymetridataene fra Sassenfjorden og Tempelfjorden blir brukt sammen med seismikken for å få et bilde av topografien som er uttrykt over de seismiske linjene. Etter dette oversiktskartet vil det bli benyttet innzoomede indekskart av batymetrien på figurene som presenteres.

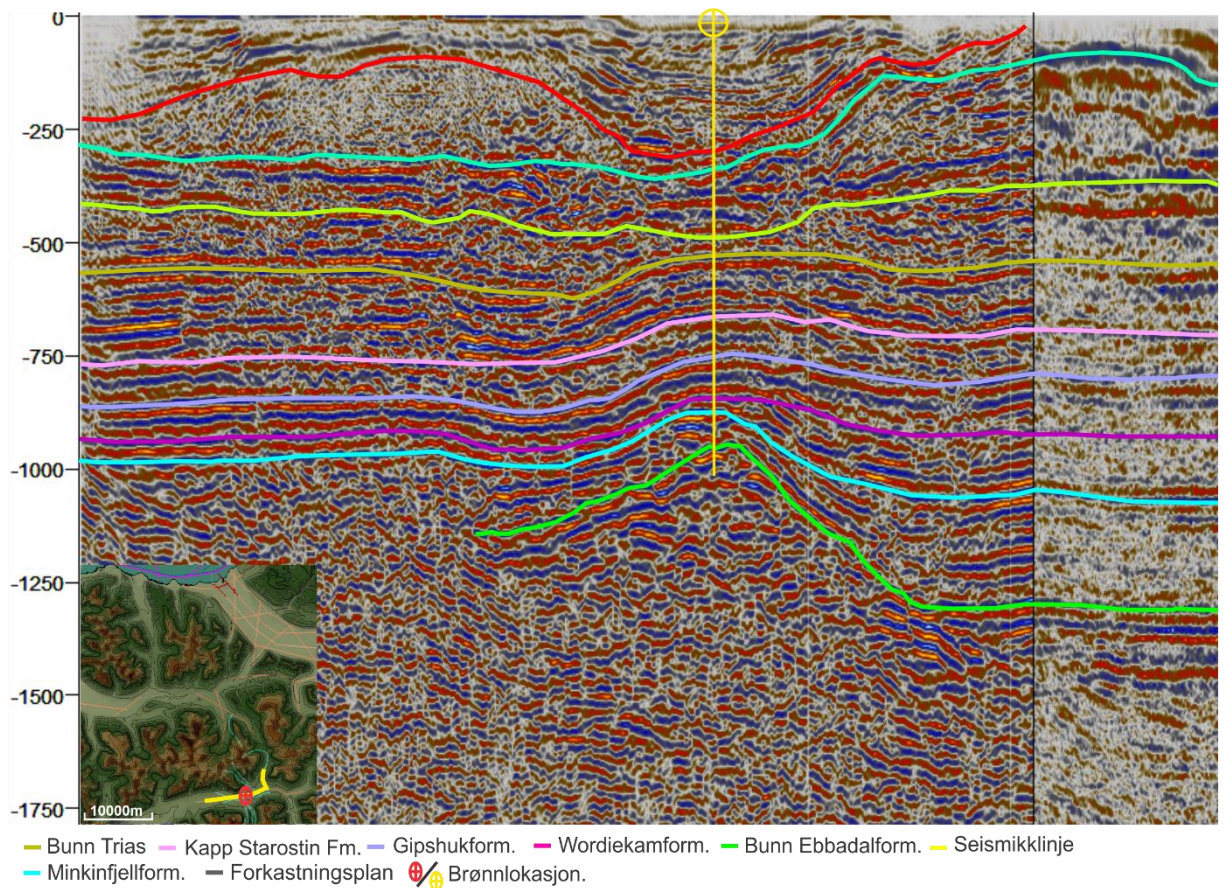
Tolkningen av den sedimentære lagrekken baseres hovedsakelig på borebrønnen i Reindalen (Figur 2.2 og Figur 2.3). Geologiske kart er også brukt til tolkningen, og blir viktigere jo lengre vekke fra brønnen det tolkes. De geologiske kartene brukes også til å bestemme omtrentlig tykkelse på de sedimentære enhetene som er blottlagt.

Resultatene fra den seismiske tolkningen vil bli kategorisk presentert på figurene i dette kapittelet. Tabellen på neste side viser hvilke deler av hver kategori som opptrer på hvert profil.

Kategori	1 Forkastningsrelatert	2 Intrusjonsrelatert	3 Prosesseringsrelatert?
Profil 1	1	2a og 2b	x
Profil 2	1a	2a og 2c	3a, 3b og 3c
Profil 3	1a	x	3d og 3e
Profil 4	x	2 (sone) 2a, 2c	3a, 3b og 3g
Profil 5	1 som grå strek	2a	3a, 3b, 3e og 3f
Profil 6	x	x	3a, 3b, 3g og 3h
Profil 7	1	x	x
Profil 8	x	x	x

### Brønntilknytting

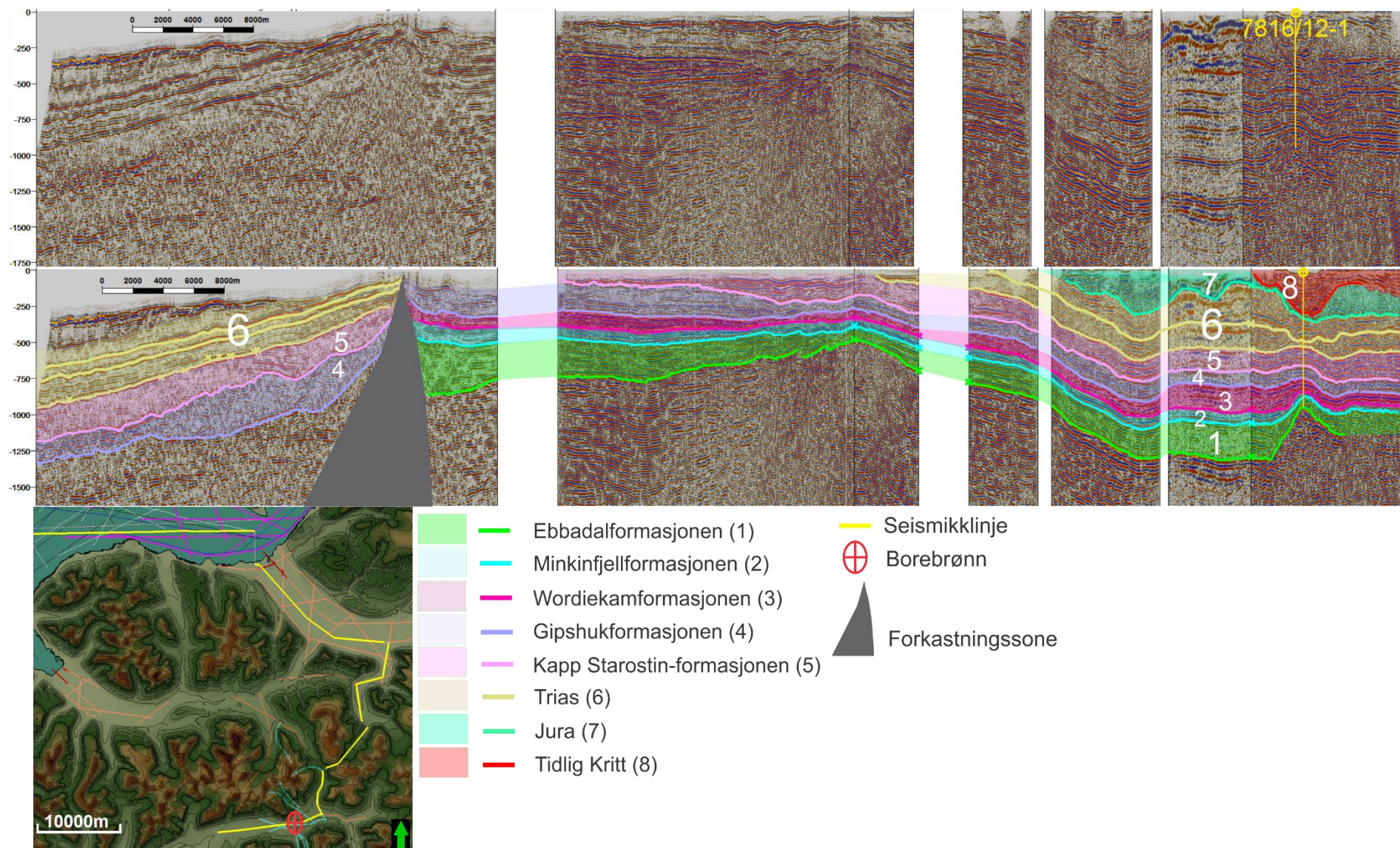
I denne delen blir det spesielt fokusert på seks formasjoner fra bunnen av Gipsdalsgruppen og til og med Sassendalsgruppen. Disse formasjonene blir presentert i Figur 2.2 og Figur 2.3. Tolkningene av disse formasjonene baserer seg på Norsk Hydro sin borebrønn 7816/12-1 i Reindalspasset og boreloggen fra denne brønnen (Completion log, print 17658R). Alle horisontene som blir presentert er bunnen av oppgitt formasjon da toppen av en formasjon kan være erodert. Det betyr at det bokstavelig talt blir mer riktig å omtale bunnen av en enhet enn toppen. I boreloggen er overgangen mellom formasjonene oppgitt i toveis tid og blir presentert i tabellen over. Ut fra dette er horisontene blitt plassert på de reflektorene som best samsvarer med dypet angitt i den tabellen.



Figur 2.2: Viser tolket profil som går forbi brønnen i Reindalspasset. Tabellen nedenfor viser tidene som korrelerer med hvor brønnen penetrerte laggrensene til de utvalgte refleksorene i seismikken.

Sedimentære enheter	Toveis reisetid i millisekund (TWT)
Bunn trias	0,546
Bunn Kapp Starostin-formasjonen	0,659
Bunn Gipshukformasjonen	0,745
Bunn Wordiekamformasjonen	0,838
Bunn Minkinfjellformasjonen	0,874
Bunn Ebbadalsformasjonen	0,958



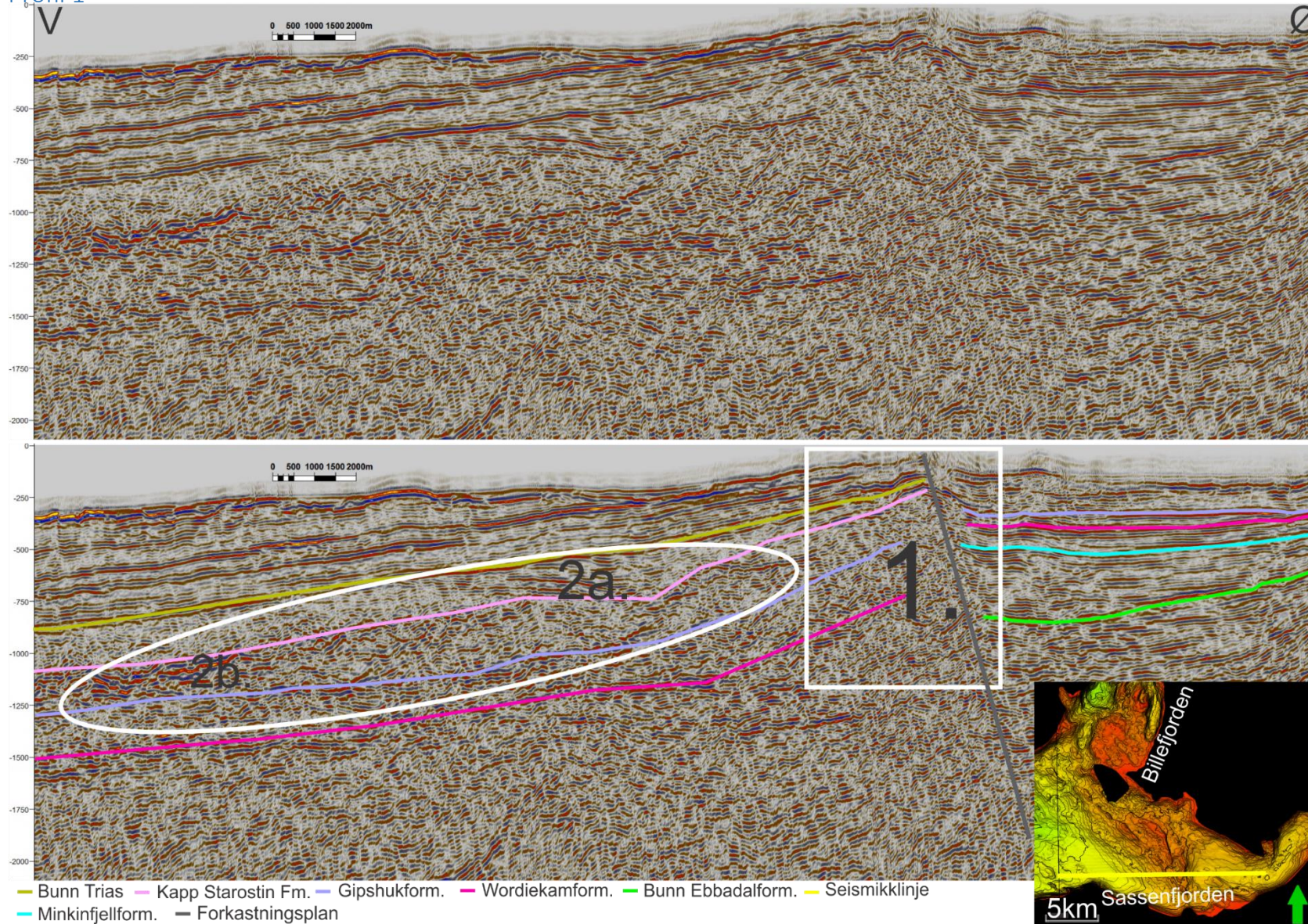


Figur 2.3: Viser et geologisk profil sammensatt av flere seismiske linjer fra Reindalen til Sassenfjorden. Hele formasjonene er farget på denne figuren for å illustrere mektighetsendringene i hver formasjon fra Reindalen til Sassenfjorden. Det kan observeres at formasjonene tykker fra vest til øst mot forkastningssonen.

Figur 2.3 viser et geologisk snitt hvor formasjonene er tolket fra brønnen i Reidalspasset og over forlengelsen av Billefjordforkastningen i Sassenfjorden. Profilet er horisontalt komprimert, noe som vil gjøre at vinkler blir høyere. Profilet består av seks forskjellige seismiske snitt som er sammensatt og går i en bue fra vest til vest. Sekvens 6 viser opptil tre sterke interne reflektorer, disse er henholdsvis tolket til å være tidlig, midtre og sene avsetningspakker fra triasperioden. Disse enhetene vil i denne oppgaven bli omtalt som Trias da det ikke er noen hensikt å skille disse med tanke på funn gjort i denne analysen.

Det er tydelig at Ebbadalsformasjonen tykker mot forkastningene (vestover) på hver ende av profilene, noe som er å forventes av syn-riftavsetninger. Dette burde også være tydelig i Minkinfjellformasjonen, men synes på seismikken best i Sassenfjorden og ikke i Reindalen.

## Profil 1



Figur 2.4: Profil 1: Øst-vest orientert seismisk profil i Sassenfjorden. Alle de fargede linjene representerer bunnen av enten formasjoner eller erosjonsgrenser. Rektangelet i høyre hjørne viser den seismiske linja i gul avbildet over batymetrien (havbunnen) i 20 gangers vertikal overdrivelse (Skyggeeffekt i Petrel). Det som er markert med tall og bokstaver, med hvit sirkel eller rektangel rundt markerer områder som det vil bli referert til i teksten.

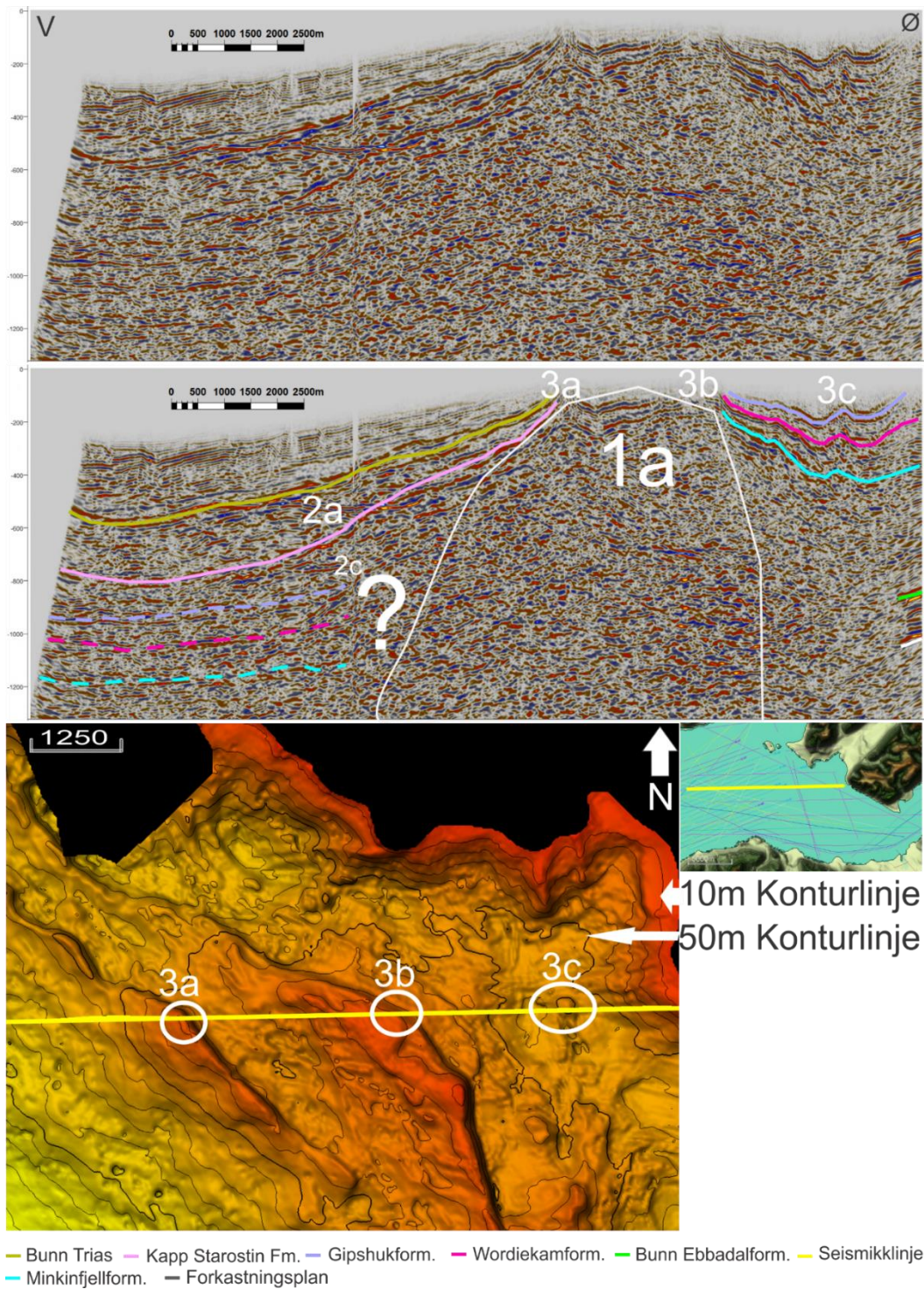
Profil 1, Figur 2.4 er et øst-vest orientert seismisk profil i Sassenfjorden. Dette er profilet som best avbilder noe som kan se ut som et forkastningsplan i Billefjordforkastningssonen (forlengelse av flowerdalforkastningen?). Til høyre for forkastningsplanet merket i grå kan det se ut som seksjoner av det seismiske snittet tykker inn mot forkastningssonen. Dette gjelder under lilla horisont, som representerer det som er tolket til å være bunnen av Wordiekamformasjonen. Ifølge de tolkede linjene kan det se ut som Wordiekamformasjonen ikke tykker mot forkastningen, men heller tynner mot den. Den Underliggende Minkinfjellformasjonen tykker litt. Under det som er tolket til Minkinfjellformasjonen er det som er tolket til å være Ebbadalsformasjonen, denne tykker veldig inn mot forkastningen. Den seismiske avbildningen blir sterkt forstyrret med en gang en beveger seg til venstre for det som er tolket på Profil 1 til å være en forkastning i grå. Dette gjelder under reflektoren som er tolket til å være undre trias unkonformitet. Man kan se seksjoner som kan se ut som vifter med kaotisk avbildning. I hele dette området er det vanskelig å følge spesifikke reflektorer som det kan tolkes på. De horisontene som er tolket øst for forkastningen er vesentlig mer diskutabile enn de som ligger vest for forkastningen. Horisontene vest for forkastningen er basert på hva som er forventet øverst i lagdelingen, og deretter delt inn i hvilke sekvenser man forventer å se på seismikken nedover.

I det som er tolket til å være Gipshukformasjonen kan man se en sekvens hvor det virker som tykkelsen øker og minker i linseformer østover for forkastningen. Denne sekvensen inneholder mange sterke amplitudeanomalier i området merket 2b. Under dette er bunn Wordiekamformasjonen tolket inn, men dette blir mer et forslag da seismikken blir vanskeligere å tolke ved større dyp. Under denne horisonten er det ikke blitt tolket på flere reflektorer. Uten å være en direkte tolket horisont kan det se ut som den sedimentære lagrekken ender omtrent ved 1650 ms helt øst i profilet.

I området hvor det er merket 2a. i Profil 1 kan man se tilnærmet horisontale reflektorer som virker som de kutter lagningen. Disse reflektorene har også høy amplitude, lik som de som er merket med 2b. Disse områdene kan representere intrusjoner som man vet finnes i området ut fra «referer til temakart nr.43 fra polarinstituttet (C8G Billefjorden). Det kan virke som hele området mellom Bunn Gipshukformasjonen til bunn Trias er påvirket av disse fra vest i Profil 1. Over Bunn Triashorisonten er seismikken tilnærmet uforstyrret og heller konformt

mot vest. I seismikken ser det ut som at hele sedimentpakken ned til basement har et høyere fall mot vest vest for forkastningssonen markert med 1. i Profil 1.

## Profil 2

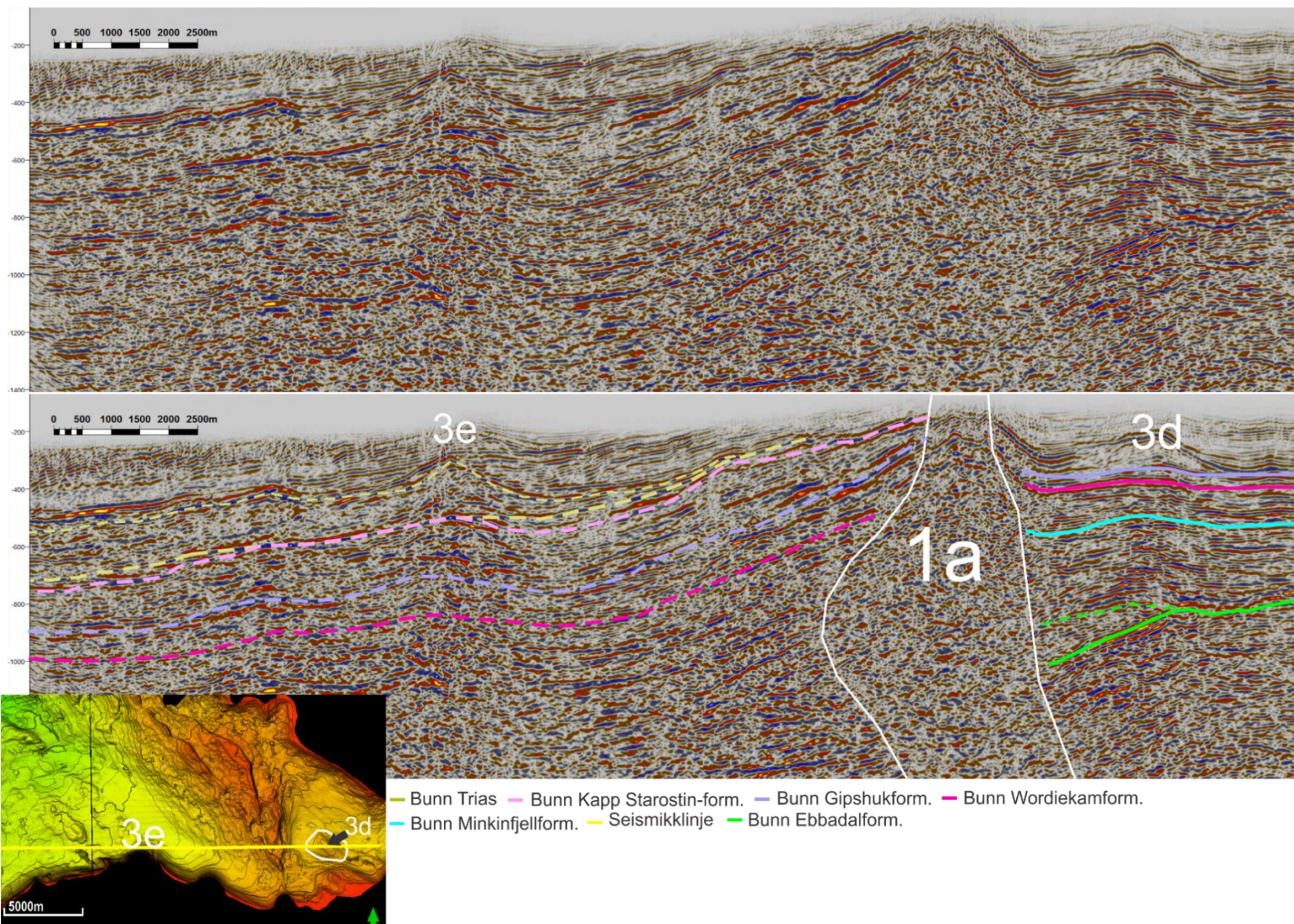


Figur 2.5: Profil 2. Figuren viser to identiske seismiske profil, en med og en uten tolkninger. Under de seismiske profilene er batymetrien vist til venstre og et kart til orientering til høyre. Batymetrien er avbildet med 20 i vertikal overdrivelse.

Profil 2 viser et mer kaotisk seismisk uttrykk enn Profil 1. Her kan man ikke observere en tydelig forkastning, men en større utydelig forkastningssone markert med 1a. Denne sonen er ikke tolket og horisontene under Kapp Starostin er av den grunn stippet i vest. Den eneste godt gjenkjennelige sedimentære enheten i vest er sedimentene over bunn trias horisonten. Kapp Starostinhorisonten er ikke stippet da en gjenkjennelig struktur markert med 2a er tolket til å ligge i denne formasjonen på figur 1. Denne strukturen er tidligere tolket til å være en Intrusjon. Andre antydninger til intrusjoner er funnet i samme området (se Profil 4). området markert med 2c kan man se en tilnærmet horisontal reflektor som ligner det som er tolket til intrusjon ved 2a, men denne har et svakere seismisk signal og kan ligne på en multippel. Disse kan observeres flere steder, noe som er en betydelig feilkilde ved seismisk tolkning.

På Profil 2 kan det se ut som det er flere store forkastninger som skaper et kompleks av strukturer i forkastningssonen. Reflektorene i og til høyre for forkastningssonen er også foldet. Dette er ikke observert på alle de andre seismiske linjene som krysser forkastningssonen. På Batymetrien kan man se at det er krappe forhøyninger akkurat over de stedene som er foldet i seismikken, disse er markert med 3a, 3b og 3c. Disse forhøyningene ligger flere titalls meter grunnere enn omkringliggende fjordbunn. Dette kan man telle seg til med hjelp av konturlinjene på batymetrien. 1a, og 1b ligger på omtrent 20 meters dyp, mens 1c ligger på omtrent 50 meter. Det virker som det kan være typisk at kompresjonstrukturer sammenfaller med lavere vannstand i flere av de seismiske linjene som finnes i området.

Ebbadalsformasjon er så vidt tolket ved ca. 1000 millisekunders dyp helt i øst. Under denne horisonten kan man se en rekke sterke reflektorer hvor den nederste er markert med en hvit strek på Profil 2. Denne enheten under horisonten som markerer Ebbadalsformasjonen har sedimentære enheter med høy seismisk impedans, noe som kan tilegnes intrusjoner, salt eller mest sannsynlig i dette tilfellet, kull.



Figur 2.6: Profil 3. Viser forkastningssonen markert med 1a og utringet i hvitt. 3d viser en fremstående struktur i Gipshukformasjonen, batymetrien avslører også en dome utringet i hvitt. 3e viser en tilsynelatende antiklinalstruktur, på batymetrien hvor 3e også er markert kan man se at det er veldig grunt vann akkurat der. Alle horisonter vest for forkastningssonen er stiplet da tolkningene der er usikre. Ebbadalsformasjonen har også en stiplet alternativ reflektor mot forkastningssonen fra øst.

## Profil 3

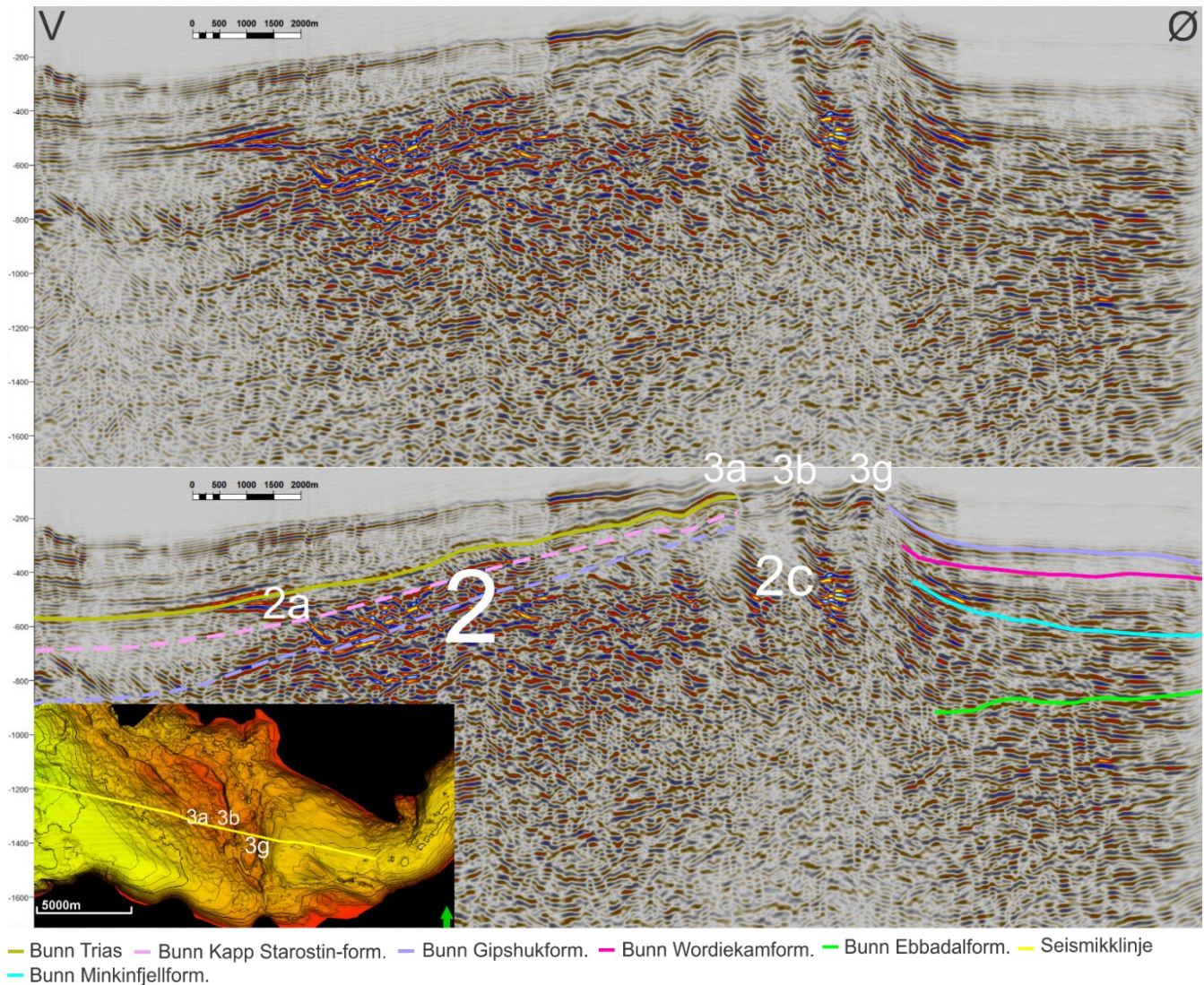
Profil 3 viser nok et kaotisk seismisk profil. Dette profilet går parallelt til linja vist på Figur 2.4 med noen hundre meters avstand. Dette seismiske profilet viser derimot ikke konforme lag i trias, men det ser ut som en antiklinal markert med 3e. Det kan se ut som det er et mindre sedimentært basseng vest for Billefjordforkastningen, noe som ikke vises på de andre profilene. Denne antiklinalen ligger rett utenfor Diabasodden som er fremhevet med en hvit pil på batymetrikartet, hvor vannstanden forandres raskt langs den seismiske linjen. I området fra forkastningssonen og vestover er det vanskelig å tolke de sedimentære enhetene da det ser ut som lagrekken er forstyrret av multipler. Dette kan komme av den harde havbunnen som er på Svalbard eller for eksempel intrusjoner og andre elementer som skaper en høy seismisk impedansekontrast.

Forkastningssonen er markert med 1a og viser en kaotisk seismisk signatur, som kan ligne på en salt diapir med sterke refleksjoner i toppen. Forkastningssonen her viser en noe mer markant overgang fra de sedimentære lagene i øst mot vest enn på Profil 2, men igjen mindre enn på Profil 1.

Ebbadalsformasjonen er tolket til å tykke veldig mot forkastningssonen, men det er også lagt ved en stiplet alternativ horisont som antyder en mindre brå tykkelsesendring. Denne alternative tolkningen samsvarer dårlig med tolkninger fra de andre profilene, men reflektorene her var ikke like sammenhengene som på de andre profilene. Det er en mulighet for at bunnen til Ebbadalsformasjonen kan være tolket litt for dypt, og at horisonten på profilet egentlig markerer et kullag fra Mumieformasjonen. Dette kan medføre en overdrivelse av fortykningen inn mot forkastningssonen da kull har en mye lavere intern hastighet, noe som vil føre til at reflektorene avbildes dypere enn om det hadde vært et dybdekonvertert kart med en god hastighetsmodell.

Over reflektoren som markerer bunnen til Gipshukformasjonen er det en struktur markert med 3d. Dette er en interessant struktur som kan se ut som en folde langs et avløsningsplan, noe som er sannsynlig da gips er duktilt. Denne strukturen sammenfaller med en krapp dome markert med hvitt og 3d på batymetrikartet. Da havbunnen er klippet bort av de som prosesserte seismikken kan man ikke se denne domen særlig godt på profilet. Det observeres også at reflektorene under denne strukturen ikke virker like påvirket, men de har fortsatt en liten fold i seg.





Figur 2.7: Profil 4: Dette profilets karakter skiller seg ut fra de andre profilene. Forkastningssonen er svært utydelig under de tre ryggene, 3a, 3b og 3g. Under disse er det flere sterke amplitudeanomalier, noe man ikke ser på de andre profilene, dette området er markert med 2c. Vest for forkastningssonen er det et stort område med kaotiske og sterke amplitudeanomalier markert med et stort 2-tall. Vest for disse kan man se rampestrukturen i Kapp Starosin-formasjonen markert med 2a. På dette profilet kan det virke som denne rampestrukturen utarter seg direkte fra den store sonen markert med 2. Da disse amplitudeanomalierne virker svært forstyrrende på lagrekken er formasjonene under trias stiplede.

## Profil 4

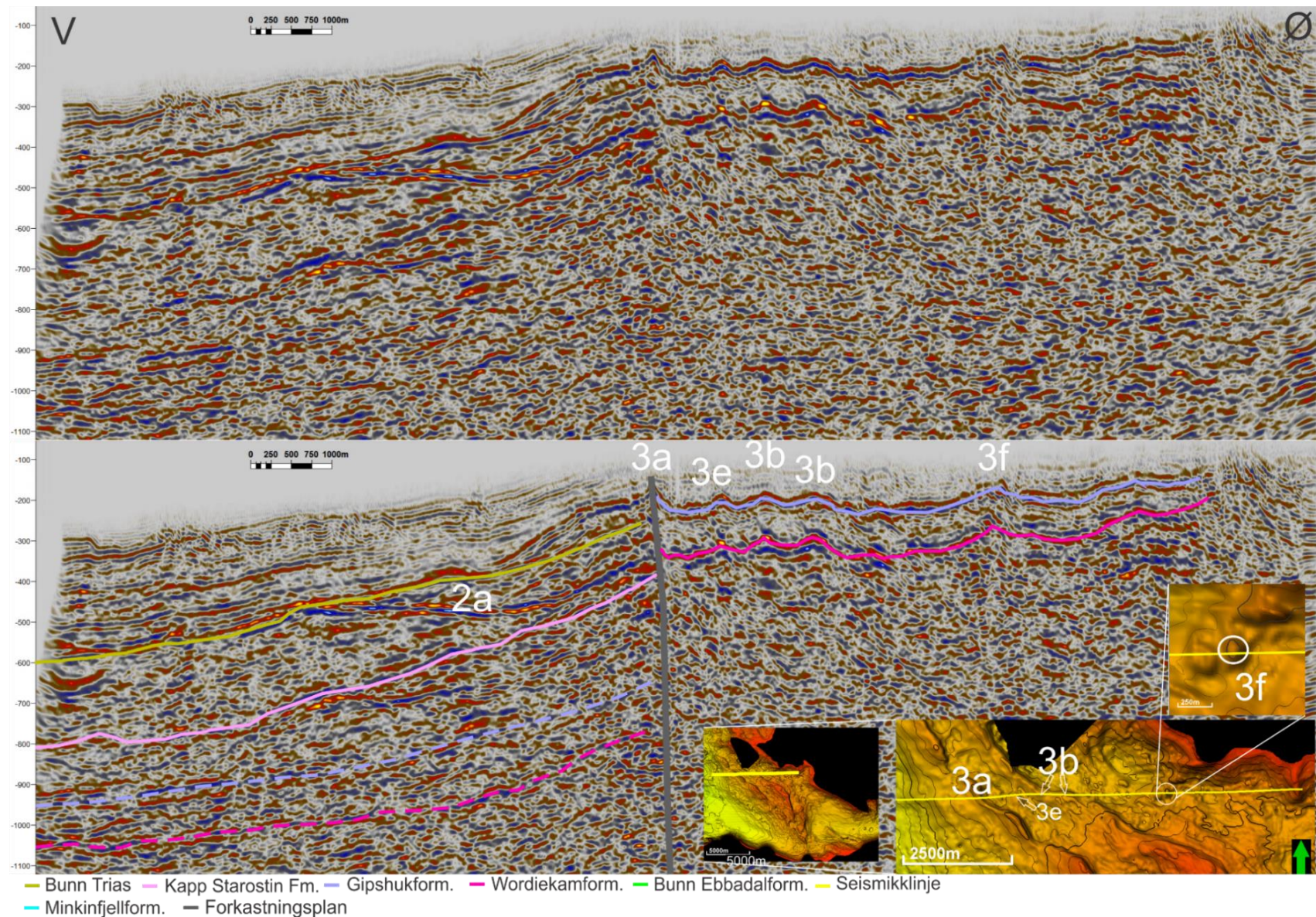
Profil 4 kan se ut til å være prosessert på en annen måte enn Profil 1 til Profil 3. På dette profilet kan en tydelig se amplitudeanomalier i store deler av de områdene som det ikke har vært like tydelig på de andre profilene. Denne seismiske linjen er orientert litt mer nordvest til sørøst enn de andre profilene som nesten ligger rett øst-vest. Dette kan påvirke hvordan refleksjonene blir mottatt langs hydrofonene slik at strukturer eller intrusjoner blir avbildet forskjellig. I områdene markert med 2 kan man se at det er store amplitudekontraster og reflektorene er ganske kaotiske. Det er vanskelig å angi spesifikke orienteringer på intrusjonene utenom ved 2a, hvor det ser ut til at det går en dyke tilnærmet horisontalt ut fra det generelle området markert med 2. På dette profilet kan man også se noen kraftige reflektorer i forkastningssonen markert med 2c. Dette kan tyde på at intrusjonene trenger gjennom jordskorpa

langs sprekker i Billefjordforkastningssonen. Også på dette profilet kan man se de kraftige «push-up» og «push-down» effektene skapt av ryggene 3a, 3b og 3g selv om dette er noen kilometer lengre sør enn de som ble omtalt på Profil 2.

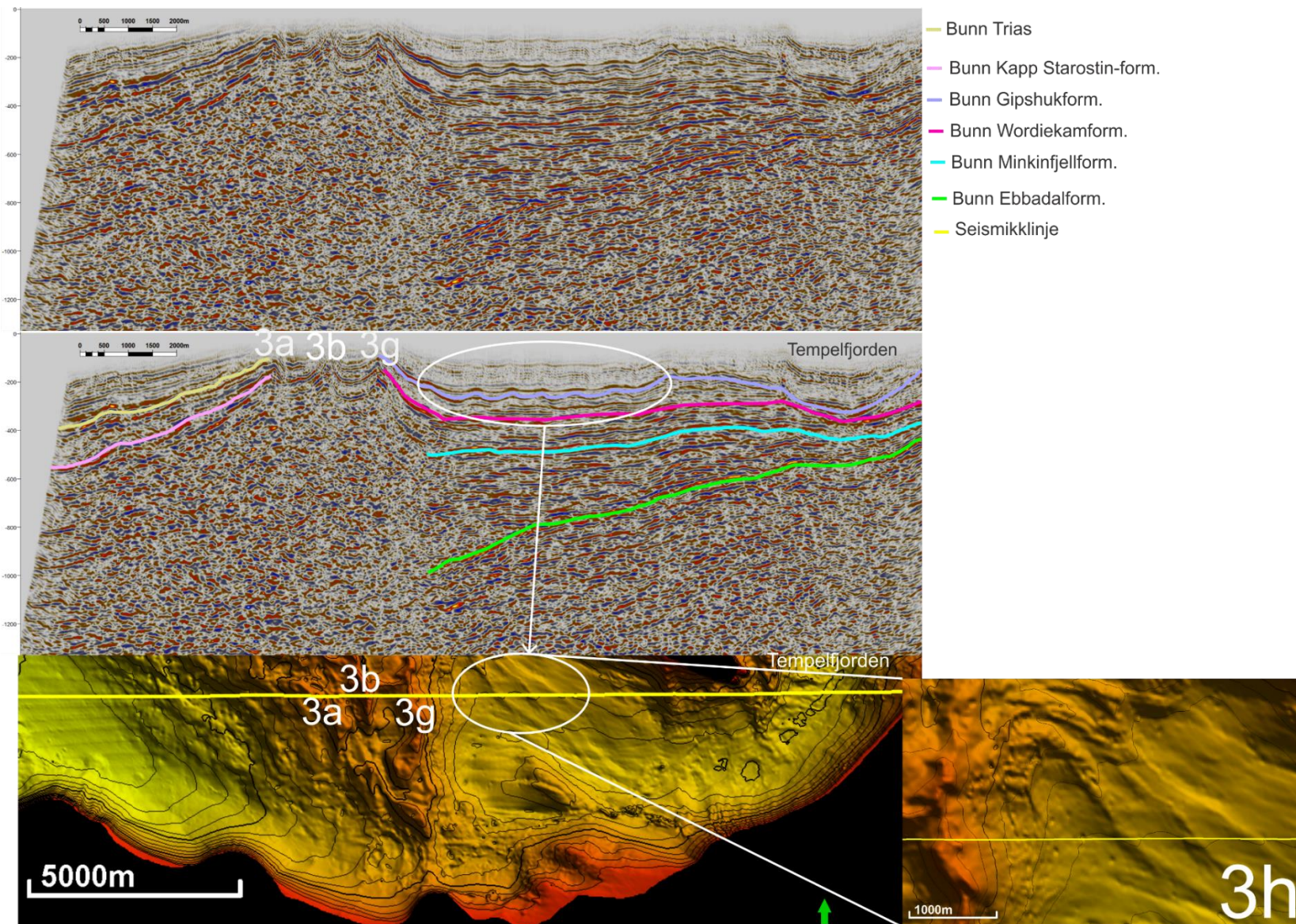
## Profil 5

Profil 5 viser mange folder i forkastningssonen. Hver foldeakse i det som er tolket til å være bunn Wordiekamformasjonen har også høye amplituder. Da fjordbunnen er klippet vekk kan det se ut som den er relativt flat over disse foldene, men batymetrien avslører at dette ikke stemmer. På de forstørrede bildene av fjordbatymetrien på Figur 2.8 er det markert forhøyninger over enhver foldeakse i området markert med 3a til 3f. 2a som er en tilnærmet horisontal reflektor som krysser Kapp Starostin-formasjonen med veldig høy akustisk impedans synes også på dette profilet. De høye amplitudene i foldeaksene på den andre siden av forkastningssonen på bunn Wordiekamformasjonen kan se ut til å være av samme art som 2a med tanke på kontrastene i den interne hastigheten. Dette synes ikke i reflektorene i bunn Gipshukformasjonen.

Bunn Gipshukenformasjonen og bunn Wordiekamformasjonen er stipulert på vestsiden av forkastningssonen da det er en viss diskontinuasjon av reflektoren fra brønnområdet over forkastningssonen, noe som gjør at usikkerheten øker betraktelig. Bunn Kapp Starosin-formasjonen og bunn trias er ikke stipulert da de er lett gjenkjennelige om de tolkningene som er gjort er pålitelige. Kapp Starostin-formasjonen innehar denne tilnærmet horisontale sterke reflektoren som ofte synes godt, og sedimentene fra Triaseperioden har en mer kontinuerlig og mindre forstyrret seismisk signatur.



Figur 2.8: Profil 5: Viser profilet som er lengst nord i Sassenfjorden i denne analysen. 2a ses tydelig i Kapp Starostin-formasjonen vest for forkastningssonen. Seismikken er svært utydelig under Wordiekamformasjonen også på østsiden av forkastningssonen i dette profilet. På Vest siden er Kapp Starostin-formasjonen tolket med med heltrukket linje da 2a er tolket i denne formasjonen gjennomgående i dette området. Under er Gipshukformasjonen og Wordiekamformasjonen stiplede, da tolkningene er usikre. 3a, 3e, 3b, og 3f er markert både på seismikken og på batymetrien da det kan observeres at foldene sammenfaller godt med forhøyninger på batymetrien.

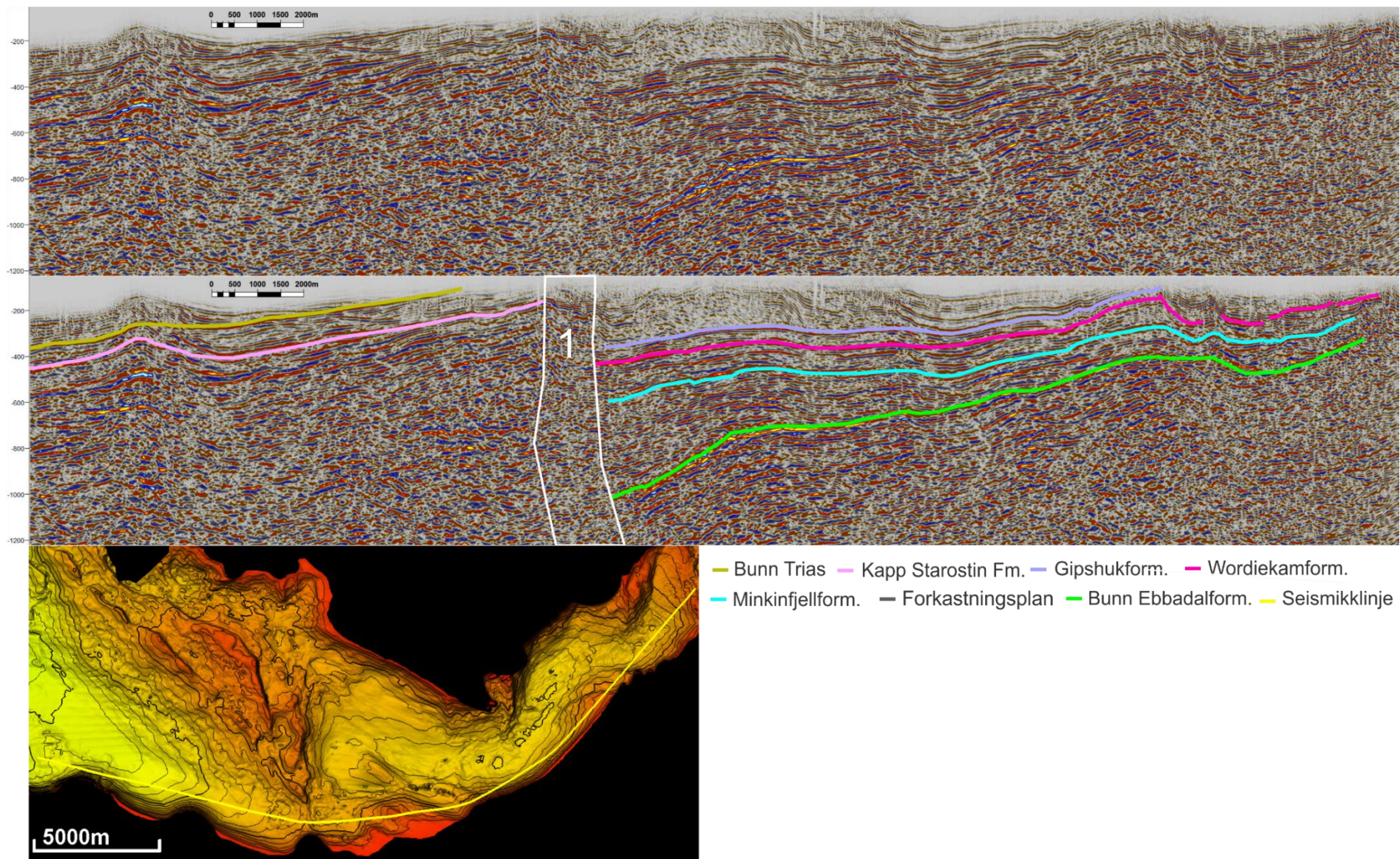


Figur 2.9: Profil 6. Målestokk oppe til høyre på seismikken viser 0-2000m. Dette profilet viser 3a, 3b og 3g som korrelerer godt på seismikken med ryggene på batymetrien. Nede i høyre hjørne er det en forstørret seksjon av seismikken som viser noen konturer på seismikken som ligger rett over det som refereres til som mulige «piggy-back» forkastninger i teksten. Den seismiske linjen krysser på tvers av Tempelfjorden lengst til høyre, hvor det ser ut som det er en synklinal.

## Profil 6

Profil 6 strekker seg fra vestsiden til Billefjordforkastningen og øst på tvers av tempelfjorden. Tempelfjorden er uttrykt som en depresjon i fjordbunnen helt til høyre i seismikken. Reflektorene under fjordbunnen er tydelig påvirket. Om en direkte tolker reflektorene under fjordbunnen kan det se ut som det er en synklinal helt ned i Wordiekamformasjonen. Det er tydelig at Minkinfjellformasjonen og Ebbadalsformasjonen tykker inn mot forkastningssonen, men det samme kan ikke observeres i Wordiekam og Gipshukenformasjonen. Reflektoren som utgjør bunn Wordiekamformasjonen er på Profil 6 veldig flat, mens foldene omtalt på Profil 5 kun utarter seg mot toppen av denne formasjonen her. Under bunn Kapp Starostin-formasjonen er det ikke tolket noen horisonter da det seismiske bildet er svært kaotisk.

På batymetrien ser man tre rygger markert i et hvitt felt. 2 av disse er de tidligere omtalte ryggene 2a og 2b. Den samme effekten kan observeres på dette profilet som tidligere at ryggene representerer en «push-up» effekt på seismikken. Foldene i Gipshukformasjonen ligger også direkte under tre mye mindre rygger. Disse tre mindre ryggene er litt mer avrundet.



Figur 2.10: Profil 7: Viser et konkavt profil som går fra indre deler av Tempelfjorden i øst og over forkastningssonen i vest. Det kan ses at forkastningssonen markert med 1 er tynn i dette området, det er heller ikke noen tydelige rygger der på batymetrien. Formasjonene øst for forkastningssonen ser ut til å være foldet, mens vest for forkastningssonen er de svært rette foruten ved diabasodden hvor det er en tilsynelatende antiklinal og sterke amplituder.

## Profil 7

Profil 7 viser et langt konkavt profil som går fra indre deler av Tempelfjorden og ut Sassenfjorden. Vestover fra sonen markert med 1 går det som er tolket til å være bunn Kapp Starostin-formasjonen og bunn trias usedvanlig bent mot en tilsynelatende antiklinalstruktur. Reflektorene under Kapp Starostin-formasjonen er noe mer «ruglete». Antiklinalstrukturen helt vest i profilet er lokalisert rett utenfor Diabasodden. Man kan se sterke reflektorer internt og like i nærheten av denne strukturen. Fjordbunnen er utydelig over hele dette profilet, slik at det er vanskelig å tyde om den er klippet. Det kan være at bildet blir slik da deler av dette profilet ligger under veldig grunt vann.

2a er observerbar i dette profilet også, men ikke like tydelig som tidligere. Det er ikke noe mer å si om 2a på dette profilet enn det som allerede er beskrevet utenom at det kan se ut som refleksjonen i dette tilfelle heller svakt østover.

På østsiden av forkastningssonen synes de sterke reflektorene som er tolket som bunn Ebbadalsformasjonen. Det er også her tydelig at Ebbadals- og Minkinfjellformasjonen tykker mot forkastningssonen, da særlig førstnevnte. Det er antydning at det som her er tolket til bunn Ebbadalsformasjonen kan være kullag da refleksjonene er så tydelige. I dette profilet synes det derimot ikke noen alternative reflektorer som passer sammen med det som er tolket som bunn Ebbadalsformasjonen. Det er også sterke reflektorer straks under også, så det kan være at disse ligger tett opp mot Ebbadalsformasjonen slik at oppløsninger ikke tillater et tydelig skille mellom disse. Øverst i stratigrafien rett øst for forkastningssonen er det en sone med uklare refleksjoner i det som er tolket til Gipshukformasjonen. Over denne sonen ser man ikke en tydelig fjordbunn eller om den er klipt vekk. Dette kan være i sammenheng med at det er en tydelig grunne/banke rett øst for ryggene på batymetrien.

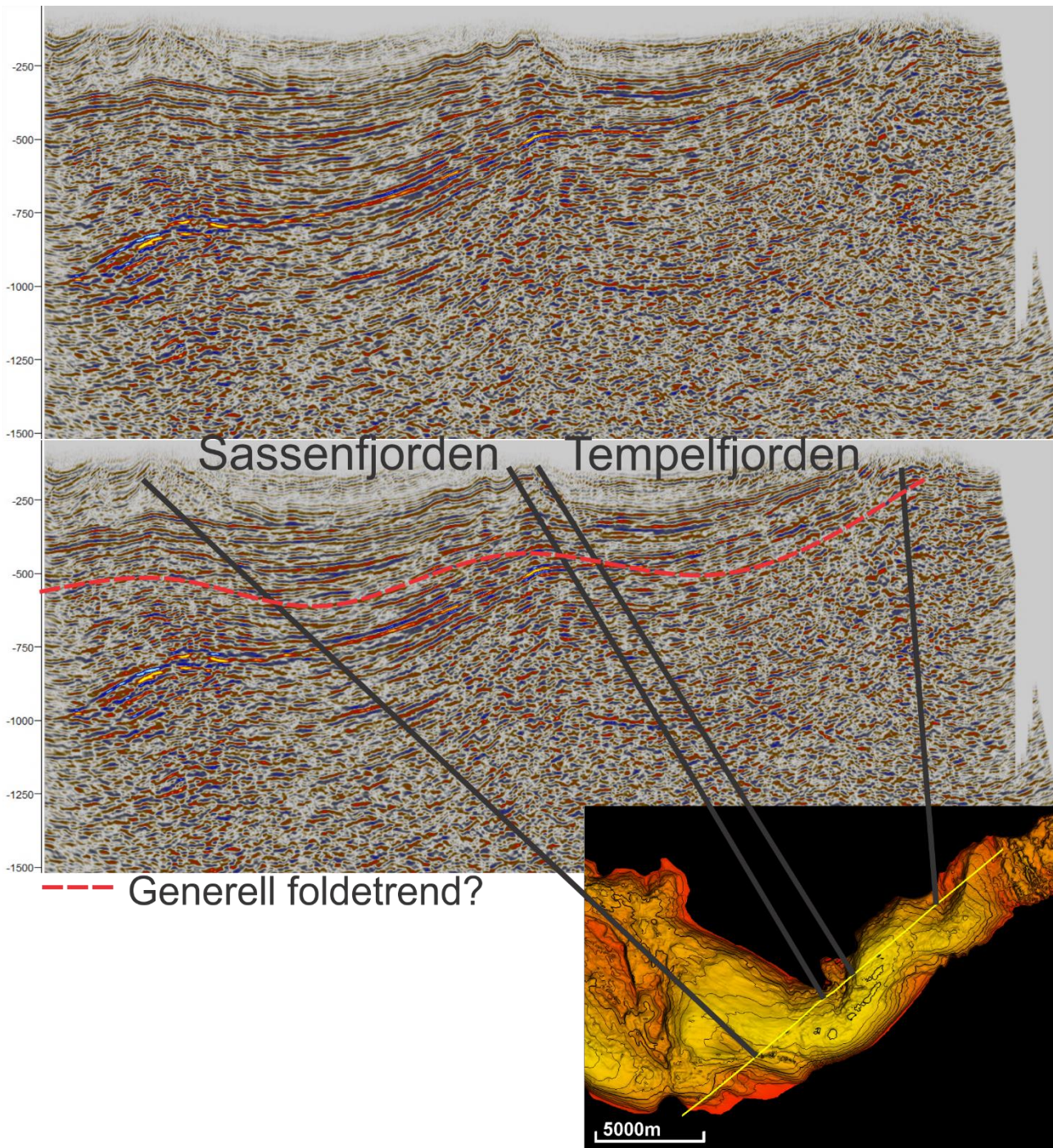
Reflektorene heller svakt vest mot forkastningssonen fra en grunne/banke midt i tempelfjorden hvor det tilsynelatende er en antiklinal struktur. Etter denne banken hvor det raskt blir dypere kan det tydes en tilsynelatende synklinalstruktur østover mot enden av Tempelfjorden.

## Profil 8

Profil 8 går langs Tempelfjorden og starten av Sassenfjorden. Dette er et interessant profil da det kan se ut til å vise to adskilt bassenger. Det er ikke observert noen konsekvent diskontinuitet i reflektorene, noe som tyder på at det ikke er noen store eller synlige forkastninger langs profilet. På batymetriet kan en se at den dypeste delen av fjordene meandrerer gjennom Tempelfjorden og ut i Sassenfjorden. Den seismiske linjen går omtrentlig på tvers av dette to ganger, noe som fører til store endringer i vanddyppet langs profilet.

På dette profilet er det valgt å ikke inkludere horisonter da poenget er å vise hvordan det kan virke som vanddyppet skaper to tilsynelatende avskilte bassenger. Det som er påpekt som bunn Ebbadalsformasjonen og de sterke reflektorene under på Profil 7 er også synlig på dette profilet. Det er også sonen i Gipshukformasjonen med uklart seismisk bilde ovenfor dette området. Profil 8 starter rett øst for forkastningssonen, og går stort sett på motsatt side av Tempelfjorden enn Profil 7. Antiklinalstrukturene på Profil 7 og Profil 8 henger ikke godt sammen. På Profil 7 kommer den tilsynelatende antiklinalstrukturen rett utenfor Kapp Schoultz, mens på Profil 8 er den rett utenfor Bjonasletta. Utenfor begge områdene er det et grunt parti på batymetrien.





Figur 2.11: Profil 8. Ingen kategorier er markert på dette profilet. Dette profilet illustrerer hvordan det ser ut som det er to avgrensede basseng eller synklinaler langs Tempelfjorden og Sassenfjorden. Dette sammenfaller med endringene på vanndybden langs profilet. Foldenes generelle foldetrend er markert med rød stiplet linje.

## Diskusjon

Mye av seismikken brukt i denne analysen ble prosessert for nærmere 30 år siden. Metodene for prosessering av seismikk har blitt radikalt forbedret siden den gang. Støyreduksjon og multipler blir redusert eller fjernet i mye større grad enn før og hastighetsplukk blir i større grad gjort av maskiner enn manuelt. Særlig er hastighetsplukk viktig for en reell visualisering av interne tykkelser for formasjoner og strukturer. I denne analysen brukes både landseismikk og marin seismikk. På den marine seismikken må det tas høyde for vanddybden som i fjordene kan variere i relativt stor grad i forhold til en flat havbunn. Fjordmarginene kan skape et ekko man ikke trenger å ta høyde for når man prosesserer marin data fra åpent hav på sokkelen, noe som gjør prosessen vanskeligere.

I resultatdelen av denne analysen har jeg valgt å fokusere på tre forskjellige typer funn som er interessant i seismikken. Disse funnene kan være en tankevekker for videre undersøkelser så godt som allerede publisert arbeid. Disse funnene er delt inn i 3 forskjellige kategorier og er alfabetisk inndelt i hver sin kategori. Kategori 1 omtaler det som er tolket til å være Billefjordforkastningen og dens forlengelse ned og forbi brønnen i Reindalspasset. De elementene som er indikert med 2 omtaler noe som kan tolkes til å være intrusjoner. Alt som er indikert med 3 er forhøyninger på batymetrien som ser ut til å enten påvirke seismikken, eller være faktiske elementer som også er gjenkjennelige på fjordbunnen.

Funn i kategori 1, som omtaler forkastningssonen, synes på alle figurene i resultatdelen som en sone som forstyrrer lagrekken kraftig. Dette er normalt for større forkastninger da lagrekken rundt sonen kan ha blitt påført stress kanskje gjentatte ganger, noe som bryter opp og knuser bergartene omkring. De seismiske signalene refrakteres og reflekteres i alle retninger når de treffer kanter eller steilt hellende laggrenser. Dette gjør det vanskelig å finne fortsettelsen av en laggrense gjennom denne sonen, da særlig siden det er anslått å kunne være opp mot 2-4 km vertikal bevegelse (Birkenmajer 1964; Piepjohn et al. 2000). På noen av figurene, som profil 1 ser det ut til å kun være ett stort øst-hellende forkastningsplan som finnes i forkastningssonen. Mens på Profil 2, Profil 3, Profil 4, og Profil 6 ser det ut som det kan være snakk om flere roterte forkastningsblokker med øst-hellende forkastningsplan, eller muligens en flower/pop-up struktur.

Funn i kategori 2, omtaler lokalt sterke og ikke veldig sammenhengende refleksjoner langs flere av profilene. Disse er tolket til å kunne være intrusjoner. Vi vet fra observasjoner på land at det er mye diabasintrusjoner i samtlige formasjoner, og da særlig i triasavsetningene, Kapp Starostin-formasjonen og i Gipshukformasjonen. Intrusjoner er krystallinske bergarter og har en mye høyere intern hastighet enn sedimentære bergarter, derfor får disse ofte sterke og lokale reflektorer. De har også en forstyrrende effekt på lik måte som salt kan gi i seismikken og senke kvaliteten på avbildningen i området rundt. Intrusjonene kan også om utbredelsen er stor nok gi en pull-up effekt siden den interne hastigheten er så mye større i disse enhetene.

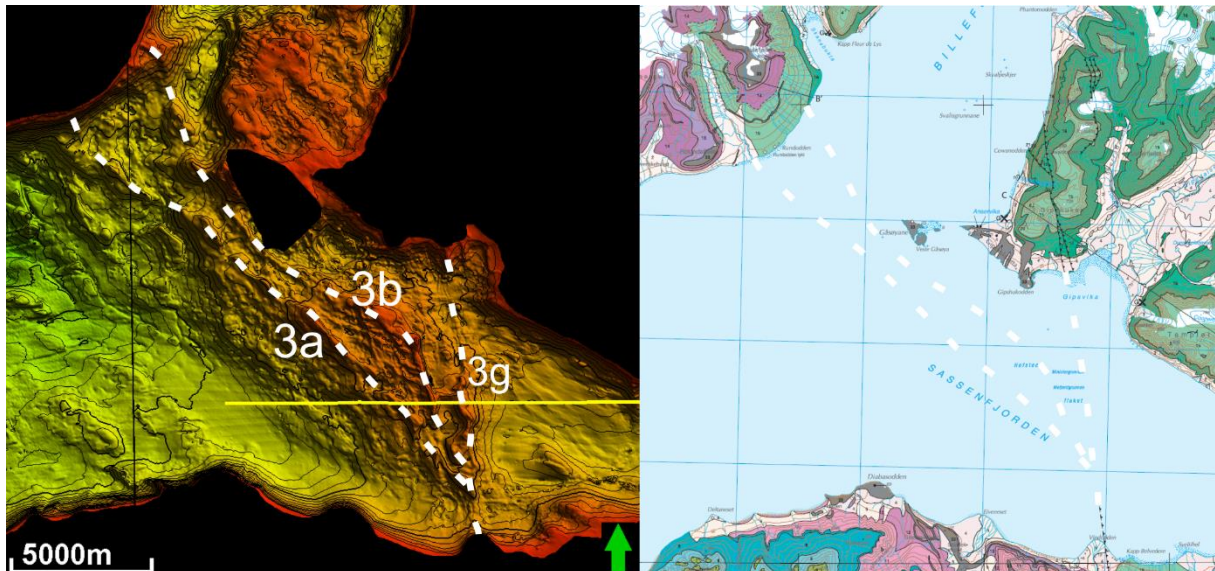
Kategori 3e til 3h fremhever interessante elementer på seismikken. Med funnene i denne kategorien prøves det å finne en sammenheng mellom relative forhøyninger på batymetrien og strukturer som utarter seg i seismikken. Det som gjør funnene i denne kategorien spesiell, er at disse strukturene som vises på seismikken kan være prosesseringsanomalier i realiteten. Denne tankegangen baserer seg på at hastighetsplukk eller andre prosesseringseffekter ikke samsvarer med virkeligheten. Hvis det for eksempel ikke er tatt høyde for vanddyb og hastighetsforksjellen mellom vann, sedimenter og fast berg vil det gå ut over underliggende reflektorer. Disse vil da være enten for grunne eller dype, noe som kan resultere i formfaktorer som kan tolkes til noe helt annet enn det som virkelig befinner seg under fjordbunnen. For å støtte opp disse påstandene vil det bli brukt bilder fra landskapet rundt Sassenfjorden og nærliggende områder. Disse bildene viser at laggrensene i de formasjonene det er snakk om ofte er svært konforme og heller svakt østover i Billefjordgrabenen. Hvorfor viser da seismikken en noe annen historie for formasjonene akkurat i fjordene og dalene? Kan det være lokal deformasjon, eller er de strukturene man ser til en viss grad bare prosesseringsanomalier.

På flere av figurene presentert i kapittel 2 blir elementer 3a til 3e fremhevet som skarpe endringer i fjordbunnen. Disse endringene av vanddybde kan ha en forvrengende effekt på det seismiske bildet da vanddybden endres i relativt stor grad. Vann har en intern hastighet på 1500 m/s, noe som fort blir en brøkdel av den interne hastigheten i fast berg.

Tetthetsvariasjoner til løsmassene kan også ha en innvirkning.

## Forkastningssonen i Sassenfjorden

Det er stort sett ett forkastningsplan som synlig avgrenser Billefjordgrabenen. Vest for denne kommer den obskure sonen som er vanskelig å tolke.



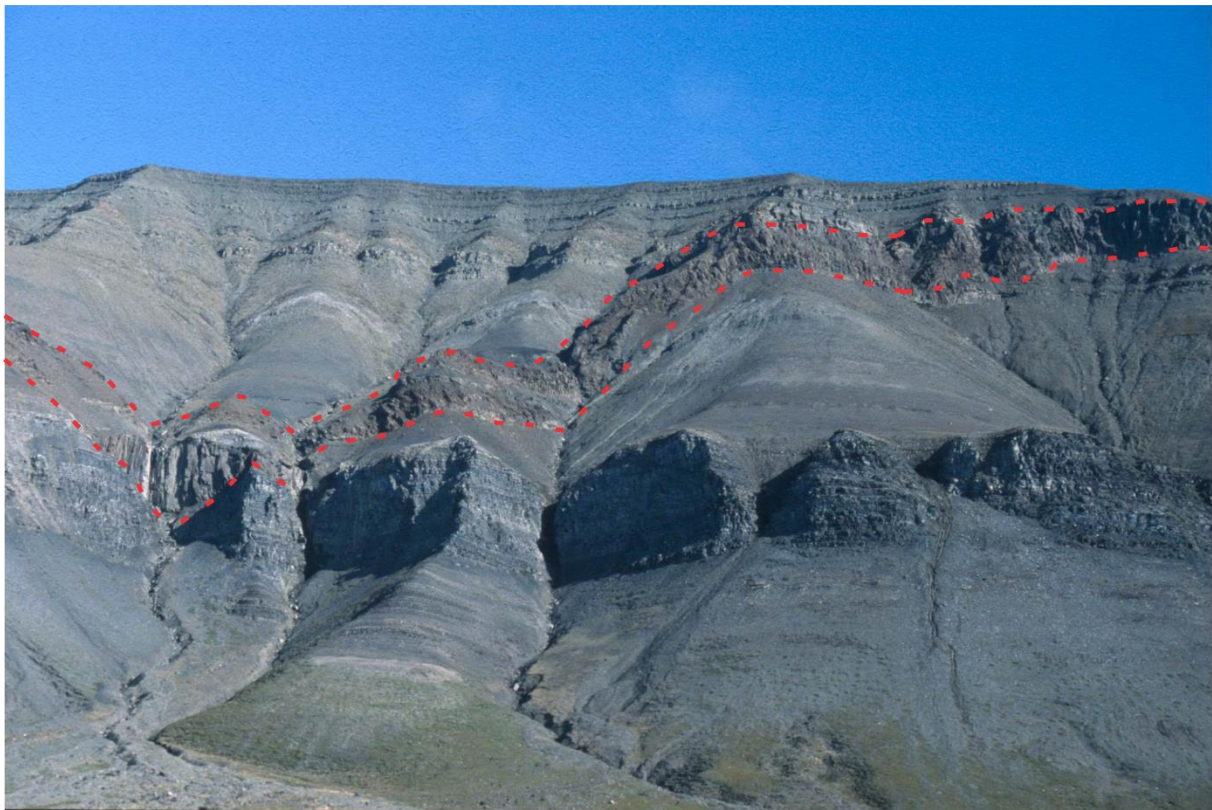
Figur 3.1: Til venstre vises et utklipp av batymetridataen innerst i Isfjorden og mot Bille og Sassenfjorden. Til høyre vises en del av det geologiske kartet C8G (1:100 000) fra Norsk Polarinstitutt fra det samme området. Tegnet i hvit er lineamenter på batymetrien som er ført skjematisk over på det geologiske kartet. Den gule linjen representerer profil 6.

Figur 1 viser til tre rygger som går fra nord-vest til sør-øst i kartbildet. Den minste ryggen (3g) faller godt overens med linjen som forbinder Flowerdals- og Gipshukforkastningene indikert til høyre på figur 3.1 (Major 1972). De to ryggene som er indikert litt lengre til venstre ser ut til å ha samme utgangspunkt som ryggen til høyre men dreier vestover jo lengre nord man kommer i kartbildet. Disse to ryggene blir omtalt i resultatdelen som 3a og 3b. Det er ikke markert på kartet eller skrevet om større forkastninger på land hvor disse ryggene ser ut til å ende i nord av fjorden.

I følge Bælum & Braathen (2012) samsvarer 3a, 3b og 3g med antiklinaler som følge av milde reversforkastninger over og mellom Drønbreen-forkastningen i vest og Balliobreforkastningen i øst. Men i motsetning til deres hypotese kan det se ut på batymetrien at 3a og 3b dreier mer vestover enn det de har indikert i sin artikkel. Retningen indikert på Figur 1 i diskusjonen kan da muligens indikere at disse strukturene fraviker den generelle retningen til Billefjordforkastningssonen. En tanke til videre undersøkelser lengre nordvest i dette området kan da være å se om det finnes et nytt forkastningssett som har en

mer nordvestlig orientering. En annen hypotese kan også være at disse strukturene (3a, 3b og 3g) ikke er relatert til antiklinaler eller forkastninger, men rett og slett kan være et produkt av topografien til fjordbunnen (pull-up effekt).

På profil 1 ser man to områder med sterke men udefinerte refleksjoner. Disse refleksjonene er markert med 2b og 2a. Refleksjonene markert med 2a ligger etter de seismiske tolkningene i Kapp Starostin-formasjonen, og ser ut som de ramper opp gjennom lagningen mot undre triasreflektoren. Dette er tolket til intrusjoner siden reflektorene ser ut til å krysse den generelle lagningen i Kapp Starostin-formasjonen på samme måte som det er observert magmatiske ganger i trias på Tschermakfjellet på Bilde 1.



Figur 3.2: Bilde 1: Magmatisk gang som ramper opp gjennom triaslagrekken i Tschermakfjellet. (fotograf: Winfried K. Dallman).

Flere antydninger til intrusjoner er markert med 2 på flere figurer, og synes ekstra godt på profil 4. Der kan det se ut som det er en magmatisk gangkompleks på vestsiden av forkastningssonen, men dette er ikke godt synlig på resten av profilene. Det kan tenkes at disse kommer bedre frem på profil 4 siden det har en litt mer nordvest-sørøstlig orientering enn de andre profilene som går over forkastningssonen. Det at dette magmatiske komplekset kun synes godt på Profil 4 kan også bety at det er dette profilet som har en feil

og ikke alle de andre profilene. Dette kan også være forklaringen på de store tykkelsesendringene man ser i den seismiske sekvensen alle andre profil over forkastningssonen enn Profil 4 da magmatiske bergarter har betydelig høyere intern seismisk hastighet enn sedimentære bergarter.

På seismikken i Tempel- og Sassenfjorden kan det se ut som det er foldete bergartslag langs alle profilene. Dette går imot typiske trender observert på land i dette området se Bilde 2 og Bilde 3. På seismikken er det observert at disse foldene ofte sammenfaller med endringene på fjordbunnen avslørt av fjordbunnens batymetri. Disse endringene er markert og kategorisert i resultatene med 3a-3h. Noen av disse strukturene som virker som folder på seismikken kan ha flere forklaringer enn endret vanddyp, som den markert med 3d på Profil 3. Den strukturen i øverste lagrekke er svært mye mer påvirket enn underliggende stratigrafi, men også her kan man se en tilsynelatende antiklinalstruktur som kan forklares som en push-up effekt. Dette kan for eksempel bety at kun den øverste strukturen er reell, men forsterket og ser i realiteten ikke så markant ut. Mulig forklaring på denne strukturen er vist på Figur 3.7.



Figur 3.3: Bilde 2 til venstre: Det kan ikke observeres noen folder i lagrekken på dette bildet. Bildet er fra sørsiden til Tempelfjorden, mellom Von Postbreen og Fredheim. (Fotograf: Winfried Dallmann). Bilde 3 til høyre: For å illustrere hvor konform lagrekken er langs Gipsdalen og Tempelet. (fotograf: Winfried Dallmann, fra helikopter.)

### Hvordan påvirker intrusjoner det seismiske bildet?

I resultatdelen er det valgt å markere tilsynelatende intrusjoner med 2 og en bokstav. Det er ikke mulig å si med full sikkerhet at disse refleksjonene som er påpekt stammer fra intrusjoner uten å ta prøver av borekjerner. Det som tilsier at det kan være intrusjoner er

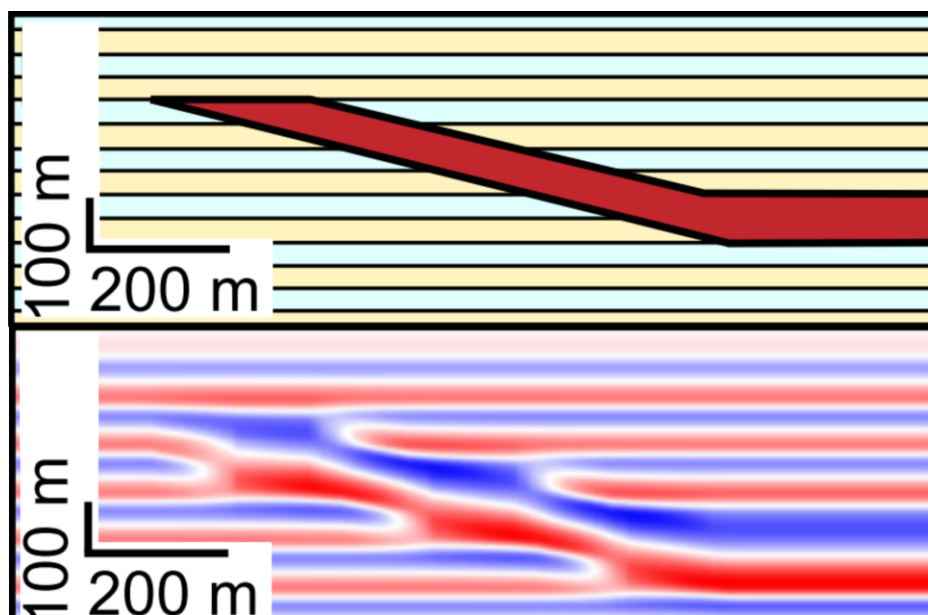
spesielt 2a, som kutter lagningen og vises på flere av profilene. Det kan virke som det er en sill av betydelig størrelse som ramper opp i lagningen fra Kapp Starostin-formasjonen til lagrekkene i Trias. At siller stepper opp gjennom formasjoner på denne måten er det eksempler på i Tschermakfjellet. På Bilde 1 kan man se dette, men da i triaslagrekken. Om ikke tolkningene er feil er det dette som skjer rett vest for forkastningssonen i Sassenfjorden også, men fra Kapp Starostin-formasjonen og opp i Trias lagrekken. Det kan diskuteres at tolkningene i resultatdelen er gjort for dypt vest for forkastningssonen, og at det er en lik oppramping fra Gipshukformasjonen til Kapp Starostin-formasjonen man kan se på de seismiske profilene presentert i resultatdelen. Det som taler for at tolkningene er riktige er at man ser at intrusjonene på Diabasodden er i Triaslagrekken, og dette er de nærmeste blotningene av intrusjoner man finner på vestsiden av forkastningssonen.

På profil 4 er det en stor sone mellom 2a og 2c som bare er markert med 2, dette er på grunn av det er en stor sone vest for forkastningssonen med sterke og kaotiske refleksjoner. På dette profilet kan det nesten se ut som om forkastningssonen «lekker» intrusjoner. Det kan være mulig at forkastningssonen er den svakheten i jordskorpen hvor magmaen kan trenge opp og inn i lagrekkene rundt som dyker og/eller siller. På en annen side skulle man tro at intrusjonene da heller ville fulgt sprekkene i denne sonen til overflaten, og ikke trenge langs laggrensene lengre ned i stratigrafien. Dette kan kanskje forklares med bassenginnsynking, og at det ikke var tilfelle at de trengte lengre ned på det tidspunktet intrusjonene skjedde for ca. 120 millioner år siden da laggrensene kunne ha vært annerledes orientert da.



Figur 3.4: Denne figuren peker ut mesozoiske intrusjoner på geologisk kart (sheet C8G, Billefjorden). Liten magmatisk gang utringet i hvitt sirkel i Kapp Starostin-formasjonen.

Det kan argumenteres for at intrusjonen markert med 2a er av betydelig størrelse ut i fra den reflektoren som synes på profil 1. Men selv om denne reflektoren er lokalt veldig tydelig, ser man ikke så tydelig at intrusjonen går inn langs lagrekken i det som er tolket til trias som det er forklart i Magee et. Al 2015, Figur 3.5. Dette kan ha med den vertikale oppløsning av seismikken å gjøre.



Figur 3.5: Figur som viser seismisk bilde av intrusjon som ramper opp gjennom stratigrafien. (Omgjort fra Magee et. Al 2015.)



Om man ser litt lengre vest på Profil 1 er det markert 2b ved en sone med ukonforme reflektorer. Også her er det foreslått at lagrekken er forstyrret av intrusjoner, noe som kan forklare hvorfor det kan se ut som det er «linsjer» i seismikken. Her kan det se ut som om intrusjonene utarter seg i Gipshukformasjonen og ramper opp gjennom Kapp Starostin-formasjonen til laggrensen til Trias mot øst.

### Ujevn fjordbunn, hvordan påvirker vanndybden seismikken?

Som tidligere nevnt er det områder i seismikken som ser mistenkelige ut med tanke på prosesseringen. Profil 8 viser dette veldig godt, hvor fjordformene til Sassen og Tempelfjorden kommer godt frem nedover i seismikken. Det kan på en måte se ut som de fjordene har vært der i like lang tid tilbake som hele den sedimentære lagrekken. Reflektorene i Profil 8 har to konkave uttrykk, noe som gjør at det ser ut til at det er snakk om to separate basseng. På indekskartet ser man at den seismiske linjen krysser de dypeste delene av fjordarmen to ganger, en gang i Sassenfjorden og en i Tempelfjorden. Midt på det seismiske profilet ser det ut som det går en antiklinal med en synklinal på begge sider. Det er ikke synlige foldetrender som dette på Bilde 2 og Bilde 3, så da er spørsmålet om stratigrafien under havoverflaten er foldet eller om dette kommer av vanndybden. Fra kartlegging på land vet man at formasjonene skal ha et slakt fall mot vest og tynne mot øst.

Disse formasjonene er også ganske konforme i dette området.



*Figur 3.6: Bilde 4: Tempelfjorden, nordside mot Sassenfjorden fra Von Postbreen. Dette bildet har store deler av lagrekken langs nordsiden av Tempelfjorden litt snø på seg, noe som fremhever laggrensene. Det er tydelig at det ikke er tydelige folder, antiklinaler, synklinaler eller større forkastninger i disse. Dette står i kontrast til det hva som kan observeres på seismikken i Tempelfjorden.*

Den antiklinale formen uttrykt på Profil 8 burde vært synlig på land også om det skulle være en reell struktur. Det er heller ikke kartlagt større forkastninger på land på verken sørsiden eller nordsiden av Tempelfjorden. Dette kunne være interessant å se etter på videre analyser for dette området, men i dag er det foreløpig ikke kartlagt.

Profil 7 går også inn i Tempelfjorden fra Sassenfjorden, men følger den sørlige marginen. På dette profilet ser man ikke igjen de samme foldetrendene som på profil 8 utenom helt til øst på profilet. Der kan det se ut som det er en liten synklinal som går over til antiklinal fra øst til vest, men disse er langt fra så godt definert som på profil 8. På Den andre siden av profilet, helt til øst kan man også se en svak antiklinal. Begge antiklinalene kommer direkte under grunne deler av fjordene. Den østlige antiklinalen er rett ved diabasodden og man kan se veldig skarpe refleksjoner fra rundt 500ms til 700ms toveis tid. Dette kan tyde på at intrusjonene man kan se på diabasodden fortsetter ut i fjorden. Om disse intrusjonene er

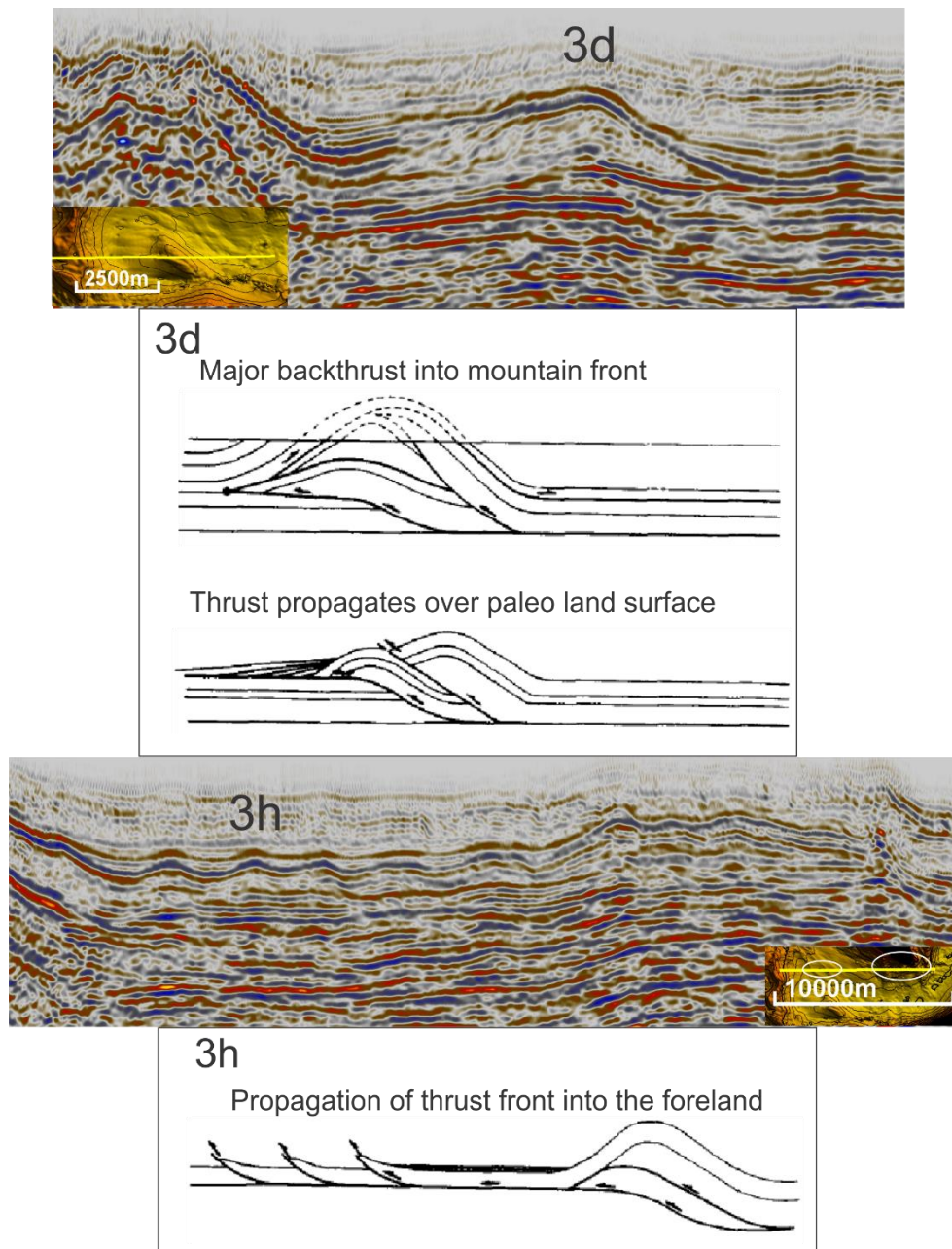
tykke nok kan de teoretisk også skape en pull-up effekt på samme måte som kanskje forhøyninger på fjordbunnen også kan forsterke denne effekten.

På Profil 7 er forkastningssonen veldig smal i forhold til på de profilene som går lengre nord. Om det er slik at forkastningssonen smaler sørover, hvor rygg 3a, 3b og 3g møtes kan muligens forklares med at forkastningssonen i Sassenfjorden utgjør en pop-up struktur (flowerstruktur). Det kan også være en mulighet at forkastningssonen kun virker smalere på dette profilet på grunn av at disse ryggene går sammen til en struktur her. På denne måten er det kun en rygg som påvirker seismikken på dette profilet, og derfor er forkastningssonen tilsynelatende smalere. Det er fortsatt tydelig at det går en stor forkastning akkurat her da man ser at formasjonene tykker fra øst og spesielt mye nær denne markerte sonen, noe som betyr at sedimentene ble avsatt mens det var ekstensjon. På dette profilet ser det ut som det er bunnen av Ebbadalsformasjonen som går langs den sterke reflektoren som tidligere er nevnt at det kan være kull. I så fall vil bunn Ebbadalsformasjonen ligge lengre opp i stratigrafien, men dette virker ikke som det er tilfellet på denne linjen.

### Kompresjonsrelaterte strukturer

I resultatkapittelet ble det på Profil 6 beskrevet noen folder rett øst for forkastningssonen. Det ser ut som en rekke mindre anti og synklinaler i skillet mellom Wordiekamformasjonen og Gipshukformasjonen. Disse formene er også uttrykt på fjordbunnen hvor de er omtalt som 3h. Øst for disse strukturene kan de virke som det er en antyklinal hvor det også blir grunnere, om man ser på batymetrikartet før det seismiske snittet krysser Tempelfjorden nesten rett på tvers. Der kan det se ut som det igjen er en synklinal. I antyklinalen ser det ut som Wordiekamformasjonen tykker litt mens den blir veldig tynn igjen på tvers av Tempelfjorden. Det kan nok diskuteres hvorvidt det betyr at Wordiekamformasjonen blir så tynn der, eller om det er snakk om unøyaktighet ved tolkningen. Det som kan påvirke tolkningen er oppløsningen på seismikken, noe som kan gjøre at den egentlige laggrensen ikke blir synlig om det er lithologiske forandringer i en formasjon som da ser ut som laggrensen hvis det faller godt overens når man prøver å følge reflektorer.

Bergh & Andresen 1990 omtaler «thrust fronts» som er linket til avløsningsplan i folde og skyvebeltet i Oscar II Land. Det ser ut som noen lignende strukturer finnes på vestsiden av Billefjordforkastningen også omtalt som 3d på profil 3 og 3h på profil 6.



Figur 3.7: To forstørrede partier fra seismikken på Profil 3 (øverst) og profil 6 (midten). Skisserte deler av Figur 3.7 er omarbeidet fra Vann Et. Al. 1986; også brukt i Bergh & Andresen 1990. De skisserte delene er forslag til hva 3d og 3h kan være.

Det er tatt med to forslag for 3d på Figur 3.7 da det verken er høy nok oppløsning til å kunne se detaljene til strukturen på seismikken og siden det kan se ut som 3d ligner en blanding av to slike strukturer. Det må tas hensyn til at disse figurene er ment for å forklare strukturer i marginale folde- og skyvebelter, men en kan tenke seg at lignende også kan oppstå i dette

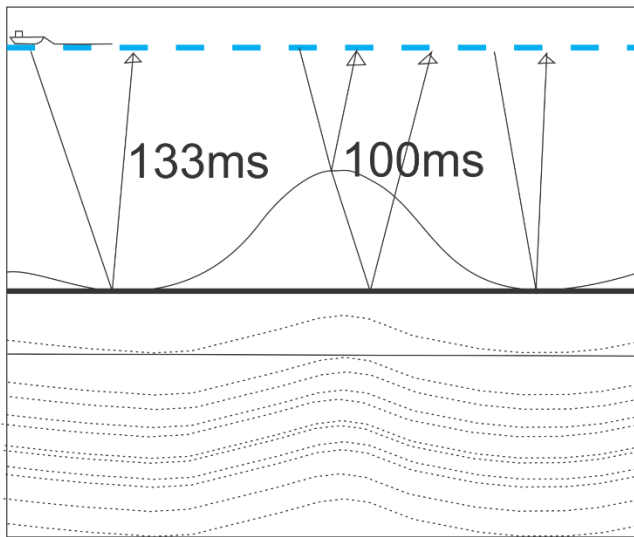
området. Begge strukturene er plassert rett ved forhøyninger på fjordbunnen som er lokalisert rett i forkastningssonen. Begge strukturene er også markant relativt til lagrekken over og under, så om seismikken skulle være påvirket av prosesseringsanomalier kan det uansett tenkes at det er slike strukturer der. De befinner seg også i den delen av stratigrafien hvor den duktile Gipshukformasjonen ligger. Det kan derfor tenkes at det finnes detachement plan der enten i selve Gipshukformasjonen, eller på toppen av den mer kompetente Wordiekamformasjonen.

3h området består av flere rygger på fjordbunnen, og det kan se ut som foldeaksene følger disse. Dette ser man ikke direkte på profil 6 da fjordbunnen er «klipt vekk», noe man gjør under prosesseringen. Disse foldene synes ikke i det seismiske bildet under, men kan antydes over. Det peker mot at 3h kanskje ikke påvirkes av en såkalt «pull-up» effekt, men er folder i gipsen. Hvorfor disse foldene skal komme sånn frem på batymetrien er ikke helt klart. Om man ser på profil 5 er det noen lignende strukturer lengre nord i Sassenfjorden. Der er disse foldene plassert direkte under forhøyninger på batymetrien igjen, men har en tydelig skarpere refleksjon i foldeaksene. Man ser også 2a kun noen tusen meter vestover forbi forkastningen. Det kunne forklare forhøyningene på batymetrien om disse foldene var «gjennomsyret» med intrusjoner da diabas trolig er mer kompetent enn de sedimentære bergartene rundt og vil derfor ikke eroderes ned like fort. Om det er intrusjoner i seg selv som utgjør disse strukturene, eller om de for eksempel manifesteres gjennom sprekker i forkastningssonen er vanskelig å tyde. Det kunne for eksempel være en teori at det er «piggy-back» forkastninger som man i Oscar II Land (Bergh & Andresen 1990) med intrusjoner i forkastningsplanene og sprekkeene rundt. Dette kan forklare de kraftige refleksjonene og forhøyningene på fjordbunnen. Dette er også svært nære Gåsøyene hvor man kan se diabasen.

### [Effekten en forskjell i intern hastighet kan ha på seismisk avbildning](#)

I følge Sætre (2013) observerte hun hastigheter på over 5000 meter per sekund langs deler av havbunnen i Isfjorden mens hun prosesserte seismikk på sin masteroppgave. Det kan

antas at liknende hastigheter også finnes i de østlige forlengelsene av Isfjorden også.

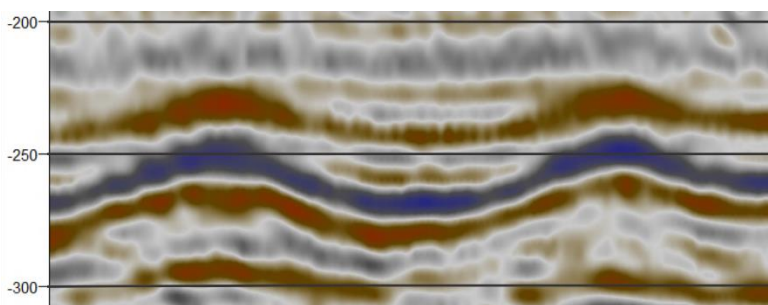


Figur 3.8: Viser en skjematisk illustrasjon av en fjord. Vanddyper varierer fra maks 100 til minimum 50 meter.

Figur 3.8 er en skjematisk illustrasjon som baserer seg på enkel tid, fart og distanseregning.

$$t = \frac{d}{v}$$

Den tykke svarte streken midt på Figur 3.8 representerer berggrunnen i fjordbunnen, den bølgete streken over representerer material ovenfor med intern hastighet på 3000 m/s. Dette virker ikke som en usannsynlig hastighet, men heller et underslag da det er målt hastigheter over 5000 m/s langs fjordbunnen i dette området. I et scenario basert på lignende vannstander man kan finne rundt forkastningssonen i Sassenfjorden, er vanddyper på refleksjonen til venstre 100 meter og 50 meter i midten. Med en gjennomsnittlig intern hastighet på 1500 m/s i vannsøylen utgjør dette en forskjell på 33 millisekund toveis tid.



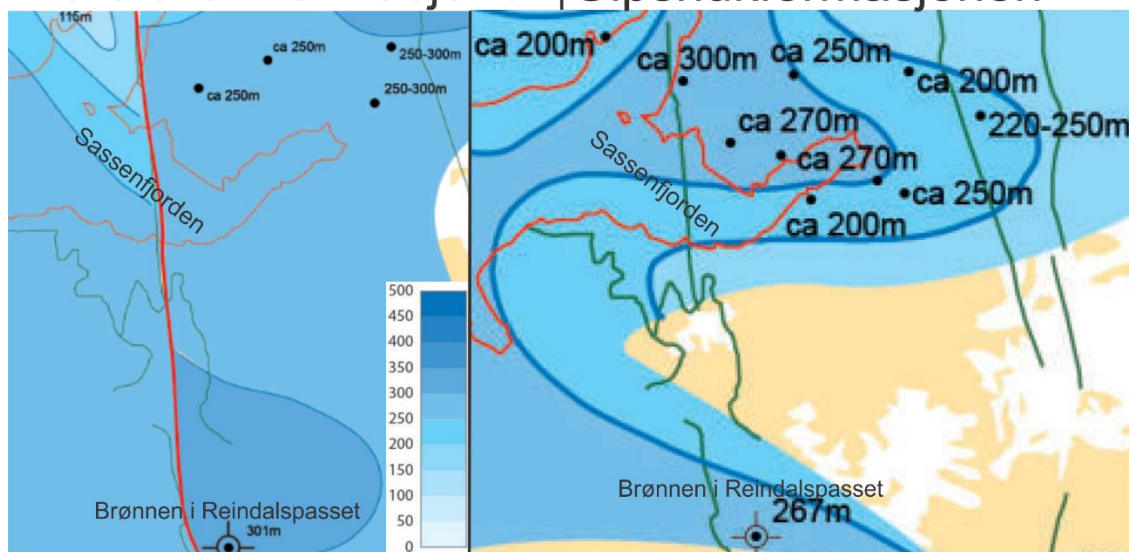
Figur 3.9: Nærbilde av folder utringet i hvitt på Profil 6. Horisontale svarte linjer med 50 millisekund toveis tidsintervall.

33 millisekund er omtrentlig på størrelse med foldestrukturene på Profil 6. Selv om forskjellen i vanddyper på disse strukturene ikke samsvarer med de i utregningen gir dette et inntrykk på hvilke utslag som kan forventes i seismikken. Det er ikke store utslag, men nok til at de er tydelig observerbare ved bare 50 meters endring i vanddyper.

Tolkningene og valg av reflektorer. Troverdighet og nøyaktighet av laggrenser og tykkelser. Feilkilde ved tolkningsmetoden.

I profilene ser man at formasjonene tilsynelatende kan tykke og smalne i kanskje usannsynlige proporsjoner. Dette er sannsynligvis på grunn av tolkningsmetoden og oppløsningen. Dette kommer tydeligst frem i det som er tolket som Wordiekamformasjonen, og da spesielt helt øst på Profil 1. Ifølge Dallmann (2016) er Wordiekamformasjonen like mektig, eller mektigere enn Gipshukformasjonen i dette området (se Figur 3.10). Det kan være lokale variasjoner, men det virker usannsynlig at Wordiekamformasjonen er så mye tynnere enn Gipshukformasjonen som en kan se på flere av profilene. Roten til tykkelsesproblemet for Wordiekamformasjonen i dette tilfellet er nok tolkningsmetoden. Dataene i denne analysen er tolket basert på reflektorene og seismisk karakter. Brønnloggen i Reindalspasset oppgir toveis tid til spesifiserte laggrenser, og reflektorer tilhørende utvalgte formasjoner er plukket ut i fra dette. Det kan imidlertid hende at laterale variasjoner i litologi har endret den seismiske karakteren slik at feil reflektor er plukket etter en eller flere områder hvor det har vært en diskontinuitet. Informasjon fra kartdataene (C8G) viser at Gipshukformasjonen ikke skal være synlig på seismikken lengre inn Tempelfjorden enn litt før Kapp Schoultz. Basert på dette og kan det virke sannsynlig at Bunn Gipshuken er plukket for dypt. Dette vil i så fall gjøre at Wordiekamformasjonen ifølge tolkningene blir mektigere på seismikken.

## Wordiekamformasjonen | Gipshukformasjonen



Figur 3.10: Viser to utdrag av isopach-kart for Wordiekamformasjonen (venstre) og Gipshukformasjonen (høyre) i studieområdet. Ifølge dette burde Wordiekamformasjonen være mellom 250 og 300 meter tykk, og Gipshukformasjonen mellom 200 og 270 meter i Sassendalen, Sassenfjorden og Tempelfjorden. Rød linje representerer Billefjordforkastningssonen. Modifisert fra Dallmann (2016).

### Konklusjon

Innledende arbeid i denne analysen fokuserte hovedsakelig på devonske og karbonske avsetninger. Dette ble problematisk da den seismiske avbildningen ikke tillot å lokalisere devonske avsetninger på en sikker måte. Devon var heller ikke penetrert i brønn 7816/12-1, som var forankringspunktet til de seismiske tolkningene sammen med de geologiske kartene (Temakart 31, 36 og 43). Devon er heller ikke eksponert øst for Billefjordforkastningen på en forenelig måte med seismikken. Derfor ble fokuset flyttet til yngre sedimenter, hovedsakelig fra karbon, perm og trias med forankringspunkter i både kart og brønn.

Det ble funnet interessante sammenhenger mellom rygger på batymetrien og tilsynelatende forkastninger på seismikken. I de delene av fjorden hvor disse ryggene var samlet i en var forkastningssonen mye tynnere enn lengre nord i Sassenfjorden hvor de var splittet i tre rygger (Se figur 3.1, Profil 2 og Profil 7). Det ble foreslått at den østlige ryggen (3g) kunne knytte Flowerdals- og Gipshukforkastningene sammen. Det ble også satt lys på at rygg 3a og 3b som i tidligere arbeid er knyttet til Ballibre- og Drønbre-forkastningen dreier nordvest og muligens ikke kan knyttes til disse forkastningene (se Figur 3.1 og Profil 2). Dette medfører en hypotese om at Billefjordforkastningssonen er smalere i Sassenfjorden enn tidligere antatt.



Det ble observert sterke amplitudeanomalier på seismikk i umiddelbar nærhet av forkastningssonen både på øst og vestsiden. Disse er tolket til å være mesozoiske gangbergarter. På østsiden er det foreslått at disse kan intrudere sprekker i forkastninger relatert til forhøyning 3h (Profil 6). På denne måten kan ryggene 3h forklares med relativt lokale og kompetente magmatiske bergarter som påvirker relieffet på fjordbunnen.

Funn i kategori 3 er det som har vekket størst personlig interesse. I så grunne vann som i dette studieområdet virker det som endringene i vanddybde har stor effekt på den seismiske avbildningen. Det ble funnet flere sammenhenger mellom relieffet til fjordbunnen på batymetrien og tilsynelatende folder på seismikken. Det foreslås at den mest effektive handlingen for videre undersøkelser i dette området er å reprocessere deler av seismikken.

Det forekom betydelige problem med tolkningsmetoden, noe som utartet seg mest tydelig i Wordiekamformasjonen. En god løsning på mektighetsproblemet i Wordiekamformasjonen ble omdiskutert i diskusjonsdelen, men tolkningsmetoden hvor man følger reflektorer fortsatt innehar det samme problemet. Dette er noe fremtidige analyser kan ta i betraktning for å unngå like problemer.

## Litteraturliste

- Badley, M. E. (1985). Practical seismic interpretation: IHRDC Press, Boston.
- Balašov, J. A., Peucat, J. J., Teben'Kov, A. M., Ohta, Y., A. N., & Sirotkin, A. N. (1996). Additional Rb-Sr and single-grain zircon datings of Caledonian granitoid rocks from Albert I Land, northwest Spitsbergen. *Polar Research*, 15(2), P. 153-165.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2112.04.009>
- Bergh, S. G., Andresen, A. (1990). Structural development of the Tertiary fold-and-thrust belt in east Oscar II Land, Spitsbergen. *Polar Research* 8, no. 2. P. 217-236.
- Birkenmajer, K. R. (1964). Devonian, Carboniferous and Permian formations of Hornsund, Vestspitsbergen. *Studia Geologica Polonica*. P. 47-123
- Brown, A. R. (1999). Interpretation of three-dimensional seismic data (5<sup>th</sup> ed. Vol.42) Tulsa, Okla: American association of Petroleum Geologists
- Bælum, K., Braathen, A. (2012). Along-strike changes in fault array and rift basin geometry of the Carboniferous Billefjorden Trough, Svalbard, Norway. *Tectonophysics volumes* 546-547, P. 38-55. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.04.009>
- Craig, M., Maharaj, S. M., Wrona, T. and Jackson, C. A.L. (2015). Controls on the expression of igneous intrusions in seismic reflection data. The geological society of America.
- Dallman, W. K. ed. (1999): Lithostratigraphic Lexicon of Svalbard: Review and recommendations for nomenclature use: Upper Palaeozoic to Quaternary bedrock. Norsk Polarinstitut. ISBN: 8276661661
- Dallman, W.K., Blomeier D., Elvevold, S. (2015). Geoscience Atlas of Svalbard. Norsk Polarinstitut årbok 148. DOI: 10.1017/S0016756800196311 ISBN: 9788276663129.
- Dallmann, W. K., Piepjohn, K., Blomeier, D. and Elvevold, S. (2009). Geological map of Svalbard 1:100 000, sheet C8G Billefjorden, revised edition. Norsk Polarinstitut Temakart 43.
- Dallmann, W. K., Piepjohn, K. and Blomeier, D. (2004). Geological map of Billefjorden with geological excursion guide. 1:50 000. Norsk Polarinstitut Temakart 36.
- Dallmann, W. K. (2016). Isopach maps of Svalbard's late Palaeozoic and Mesozoic strata. UNIS / Institute of Geology, UIT. (Unpublished work report).
- Fossen, H. (2016). Structural Geology. 2. edition. Cambridge university press.  
ISBN: 978-1-107-05764-7.

- Sætre, M. J. (2013). Prosessering og tolkning av refleksjonsseismiske data fra Isfjorden, Svalbard. Universitetet i Bergen, Institutt for geovitenskap.
- Kirschvink, J. L. (1992). Late Proterozoic Low-latitude Global Glaciation: the Snowball Earth.
- Landrø, M., Amundsen, L. (2018). Introduction to Exploration Geophysics with Recent Advances. Bivrost Geo. ISBN: 978-82-303-3763-9
- Major, H. & Nagy, J. (1972). Geology of the Adventdalen map area. Norsk Polarinstitut, Oslo.
- Major, H., Haremo, P., Dallman, W. K., Andresen, A., and Salvigsen, O. 2000. Geological map of Svalbard 1:100 000, sheet C9G Adventdalen. Norsk Polarinstitut Temakart 31. With map description by Dallman, W. K., Kjærnet, T. and Nøttvedt, A. 2001. Norsk Polarinstitut Temakart 31/32.
- Majka, J., Be'eri-Shlevin, Y., Gee, D. G., Frei, D., Ladenberger, A. (2014). Torrelia (c. 640 Ma) metamorphic overprint of Tonian (c. 950 Ma) basement in the caledonides of southwestern Svalbard. *Geological Magazine*: 151 (4): P. 732-748.
- Myhre, P. I., Corfu, F., & Andresen, A. (2009). Caledonian anatexis of Grenvillian crust: a U/Pb study of Albert I Land, NW Svalbard. *Norwegian Journal of Geology*, 89, P. 173-191.
- Piepjoh, K. (2000). The Svalbardian-Ellesmerian deformation of the Old Red Sandstone and the pre-Devonian basement in NW Spitsbergen (Svalbard). *Geological Society London, Special Publications*, 180(1), P. 585-601.
- Rafaelsen, B. (2006). Seismic resolution and frequency filtering. *Univ. Tromsø Lecture Series, Tromsø, Norway*.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A., Ragnes, K. (red). (2013). Landet blir til – Norges geologi. 2. utg. Trondheim. Norsk Geologisk Forening.
- Senger, K., Brugmans, P., Grundvåg, S. A., Jochmann, M., Nøttvedt, A., Olausen, S., Skotte, A., Smyrak-Sikora, A. (2019). Petroleum, coal and research drilling onshore Svalbard: a historical perspective. *Norwegian journal of Geology* Vol. 99 Nr. 3. P. 16.
- Senger, K., Tveranger, J., Ogata, K., Braathen, A., Planke, S. (2014). Late Mesozoic magmatism in Svalbard: A review. *Earth-Science Reviews* 139: P. 123-144.
- Smelror M., Petrov O. V., Larssen G. B. and Werner S. C. (eds.) (2009). Atlas. Geological history of the Barents Sea. Trondheim: Geological Survey of Norway. P.135
- Vann, I. R., Graham, R. H., Hayward, A. B. (1986). The structure of mountain fronts. *Journal of Structural Geology* 8, no. 3-4. P. 215-227.
- Wood, L. C. & Treitel, S. (1975). Seismic Signal Processing. *Proceedings of the IEEE*, Vol. 63, no. 4. P. 649-661.

Hydro. (1995). Completion log, print 17658R. Well 7816-1.  
Henningsen, T. (2019/2020). Direkte kommentar. Biveileder.  
[www.Svalbardkartet.npolar.no](http://www.Svalbardkartet.npolar.no)