

# **Prosessering og tolkning av refleksjonsseismiske data fra Isfjorden, Svalbard**

**Silje Storaker**



**Masteroppgave**

**Institutt for geovitenskap**

**Universitetet i Bergen**

**Mai 2015**



## SAMMENDRAG

Denne oppgaven er basert på syv 2D multikanals seismiske linjer som ble samlet inn ved feltarbeid i Isfjorden i forbindelse med Svalex 2010. Linjene er orientert NNW-SSØ i den østre delen av fjorden. Oppgaven er todelt, hvor første del tar for seg prosessering av dataene og fjerning av havbunnsmultipler er vektlagt. Andre del tar for seg tolkning av dataene med fokus på å definere sedimentære enheter og geologiske strukturer, korrelert med et pre-definert seismostratigrafisk rammeverk fra studieområdet.

Hovedutfordringen relatert til prosesseringen av de seismiske dataene er å fjerne havbunnsmultiplene relatert til de høye hastighetene i havbunnen, målt opp mot 4500 m/s. Det grunne vanddyptet (ca. 75-260 meter) fører til kort avstand mellom multiplene og gjør at de reelle ankomstene maskeres av disse. Havbunnsmultiplene ble fjernet ved bruk av ulike prosesser tilført de seismiske dataene; et Fk-filter ble påført for å fjerne såkalte totalrefleksjoner, bølger som kun propagerer i vannlaget. Dataene ble videre påført overflatekonsistent dekonvolusjon, som fjerner multipler ved å legge til filter for offset-intervall og hver kilde- og mottakerposisjon, slik at multiplene fjernes på både skudd- og mottakersiden. Mute av små innfallsvinkler og offset ble utført for å dempe multipler med liten moveout som ikke dempes like mye i staking-prosessen som multipler med stor moveout. Andre prosesser som eksempelvis hastighetsanalyse, pre-stakk tidsmigrasjon og et siste tidsvariabelt båndpassfilter ble påført dataene for å forbedre signal/støy-forholdet og få frem dataene best mulig.

I det endelige resultatet av de ferdig prosesserte seismiske profilene har mesteparten av støy og multipler blitt attenuert, og fjerning av multippelenergien i dataene har ført til fremheving av geologiske enheter og strukturer ned til cirka 3.7 s toveis gangtid.

Hovedfokuset for tolkningen av de prosesserte dataene er å kartlegge sedimentære enheter og storskala strukturer beskrevet i tidligere onshore- og offshorestudier fra vestre Spitsbergen. Enheter fra karbon til tertiær ble tolket over devon og den metamorfiserte basement Hecla Hook for samtlige linjer. Dårlig oppløsning og noe støy vanskeliggjør tolkningen av de dypeste suksesjonene samt basement spesielt i østre del av profilene, og disse er derfor tolket med noe usikkerhet. Den dypeste reflektoren som ses i de seismiske dataene er likevel antatt å være topp Hecla Hook, deformert og normalforkastet.

Tilstedeværelse av en dolerittintrusjon i kritt enheten er tolket basert på refleksjoner med meget sterk amplitude, korrelerbart med andre studier i området. Tertiær enheten består av avsetninger av Van Mijenfjordengruppen, og representerer en asymmetrisk synklinal som utgjør nedre grense av det sentrale Spitsbergen basseng. En kraftig reflektor midt i lagpakken er tolket som en sandsteinsenhet, intra tertiær.

Den tertiære deformasjonen observert i de øverste lagene er kontraksjonell og inkluderer folder, flere glideplan og skyveforkastninger. Skyveforkastningene propagerer fra tre glideplan i henholdsvis skiferlag i Janusfjellet sub-gruppe av jura, nedre del av kritt og nær bunn tertiær. Skyveforkastningene er tolket som imbrikasjon og mulige duplex-system. De sedimentære enhetene fra karbon til tertiær dipper svakt mot sørøst, og de tolkede glideplanene heller parallelt med lagene i samme retning.

## FORORD

Jeg vil først og fremst takke hovedveileder Rolf Mjelde for gode innspill, faglig veiledning og tilbakemelding gjennom hele denne prosessen. Samtidig vil jeg takke medveileder Bent Ole Ruud for grundige forklaringer og veiledning i forbindelse med prosessering av dataene.

Videre vil jeg takke venner og medstudenter som har gjort studietiden til noen minnerike år, og sist men ikke minst en stor takk til mine foreldre som har oppmuntret meg gjennom hele min skolegang, og alltid har rådet meg til å følge mine interesser.

Silje Storaker

Bergen, Mai 2015

# INNHALDSFORTEGNELSE

KAP.1 - INNLEDNING.....	1
1.1    Studieområdet.....	1
1.2    Seismisk data.....	2
1.3    Mål .....	3
KAP.2 - GEOLOGISK RAMMEVERK.....	4
2.1    Dagens tektoniske setting.....	4
2.2    Geologisk utvikling .....	7
2.2.1    Prekambrium - Paleozoikum .....	7
2.2.2    Mesozoikum .....	8
2.2.3    Kenozoikum .....	9
2.3    Utviklingen av Nord-Atlanteren.....	11
2.4    Strukturelementer i studieområdet .....	13
2.5    Stratigrafi.....	15
2.5.1    Hecla Hook:.....	16
2.5.2    Devon: .....	16
2.5.3    Billefjordengruppen:.....	16
2.5.4    Gipsdalen- og Tempelfjordengruppen:.....	16
2.5.5    Sassendalen- og Kapp Toscanagruppen: .....	17
2.5.6    Adventdalengruppen: .....	17
2.5.7    Van Mijenfjordengruppen: .....	17
KAP. 3 - METODE.....	19
3.1    Generelle prinsipp for seismisk refleksjon .....	19
3.1.1    Kilde .....	19
3.1.2    Mottaker .....	21
3.2    Seismisk Prosessering .....	21
3.3    Seismisk tolkning .....	29
3.3.1    Seismiske facies .....	29
3.3.2    Seismisk stratigrafi .....	30
3.3.3    Tolkning av strukturer .....	31
3.3.4    Generelt om deformasjonsstrukturer .....	31
3.4    Seismisk Oppløsning.....	34
3.4.1    Vertikal oppløsning .....	34
3.4.2    Horisontal oppløsning .....	35

KAP. 4 - DATAGRUNNLAG OG INNSAMLINGSPARAMETRE.....	37
KAP. 5 - DATAPROSESSERING.....	43
5.1 Editering .....	45
5.2 Konvolvering og filtrering.....	48
5.3 Hastighetsanalyse .....	52
5.4 Migrasjon og Mute .....	55
5.5 Resultat.....	56
KAP.6 – TOLKNING .....	58
6.1 Grunnlag for tolkning .....	58
6.1.1 Tolkningsverktøy.....	58
6.1.2 Datakvalitet .....	58
6.1.3 Estimering av tykkelser .....	60
6.2 Kilder benyttet til korrelering.....	61
6.3 Seismostratigrafisk rammeverk .....	62
6.4 Havbunn .....	64
6.5 Tolkning av linje 21 .....	65
6.5.1 Basement (Hecla Hook) .....	67
6.5.2 Karbon og devon .....	67
6.5.3 Perm.....	68
6.5.4 Trias.....	69
6.5.5 Jura .....	70
6.5.6 Krit .....	72
6.5.7 Sill .....	74
6.5.8 Tertiær .....	74
KAP.7 DISKUSJON .....	76
7.1 Sedimentære enheter fra karbon til tertiær .....	76
7.1.1 Karbon og eldre .....	76
7.1.2 Perm.....	77
7.1.3 Trias.....	78
7.1.4 Jura .....	79
7.1.5 Krit .....	80
7.1.6 Tertiær .....	81
7.2 Strukturanalyse.....	82
7.2.1 Vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte (WSFTB).....	83
7.2.2 Strukturer.....	84

KAP. 8 – KONKLUSJON.....	87
REFERANSER .....	89
APPENDIKS A.....	95
APPENDIKS B .....	103

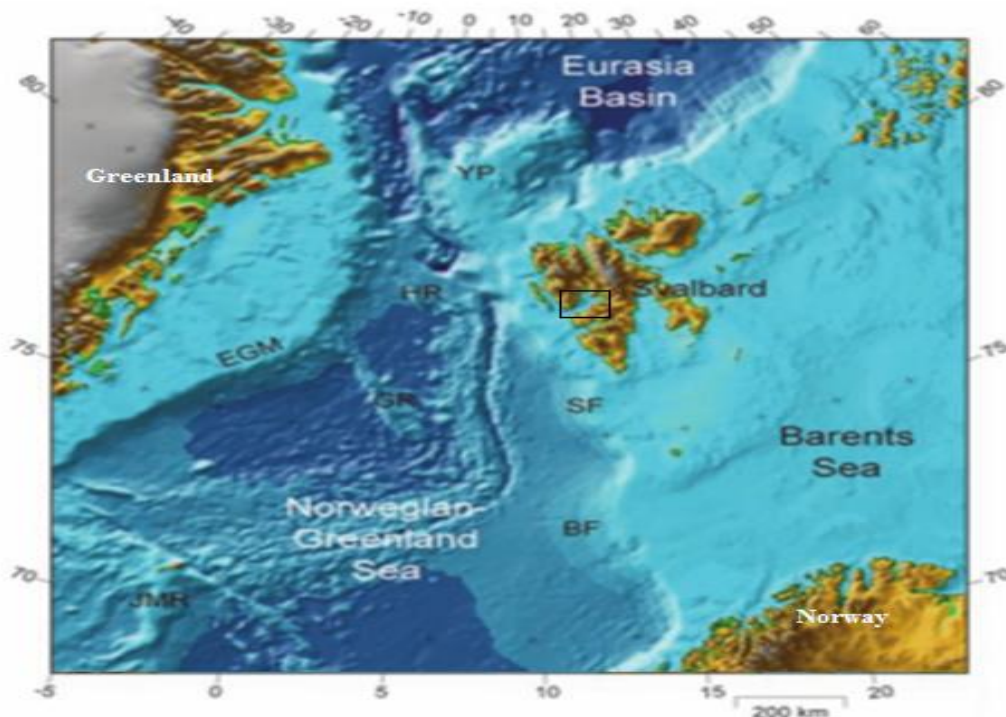


# KAP.1 - INNLEDNING

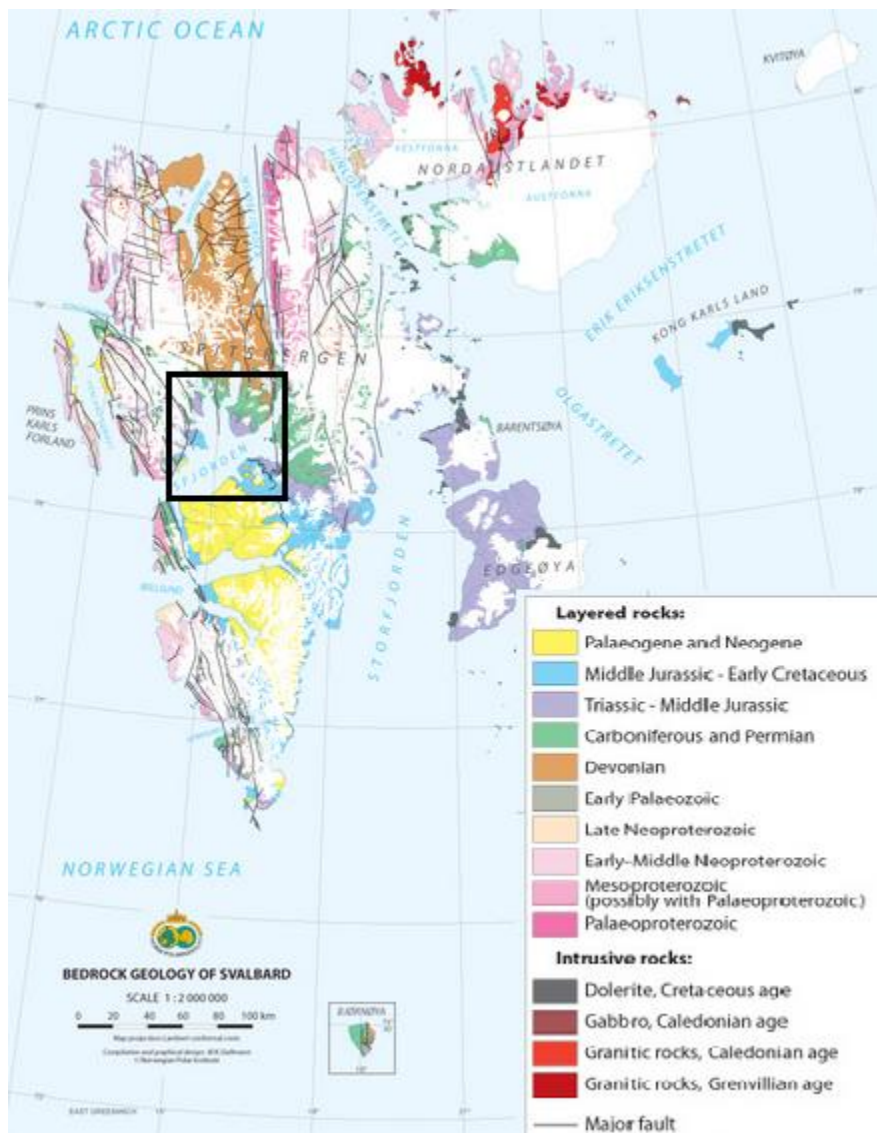
## 1.1 Studieområdet

Øygruppen Svalbard tilhører den nordligste delen av Norge og ligger mellom Barentshavet, Grønlandshavet, Norskehavet og Polhavet. Svalbard består av fire hovedøyer; Spitsbergen, Nordaustlandet, Edgeøya og Barentsøya, og flere mindre øyer som er spredt mellom 74 - 81 grader Nord og 10- 35 grader Øst (Fig. 1.1). Studieområdet Isfjorden er den største fjorden på vestre Spitsbergen, den når rundt 100 km innlands og er rundt 20 km bred langs vestkysten av øyen (Fig. 1.2). Isfjorden krysser både kjernen av vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte og det sentrale Spitsbergen basseng, som er resultat av den komplekse geologiske historien i området.

Den litostratigrafiske suksesjonen består av kaledonsk basement (Hecla Hook), og en overliggende paleozoisk, mesozoisk og tertiær sedimentær sekvens. Den stratigrafiske søylen er dermed bortimot fullstendig fra prekambrium til tertiær, noe som gjør Svalbard til et meget attraktivt studieområde.



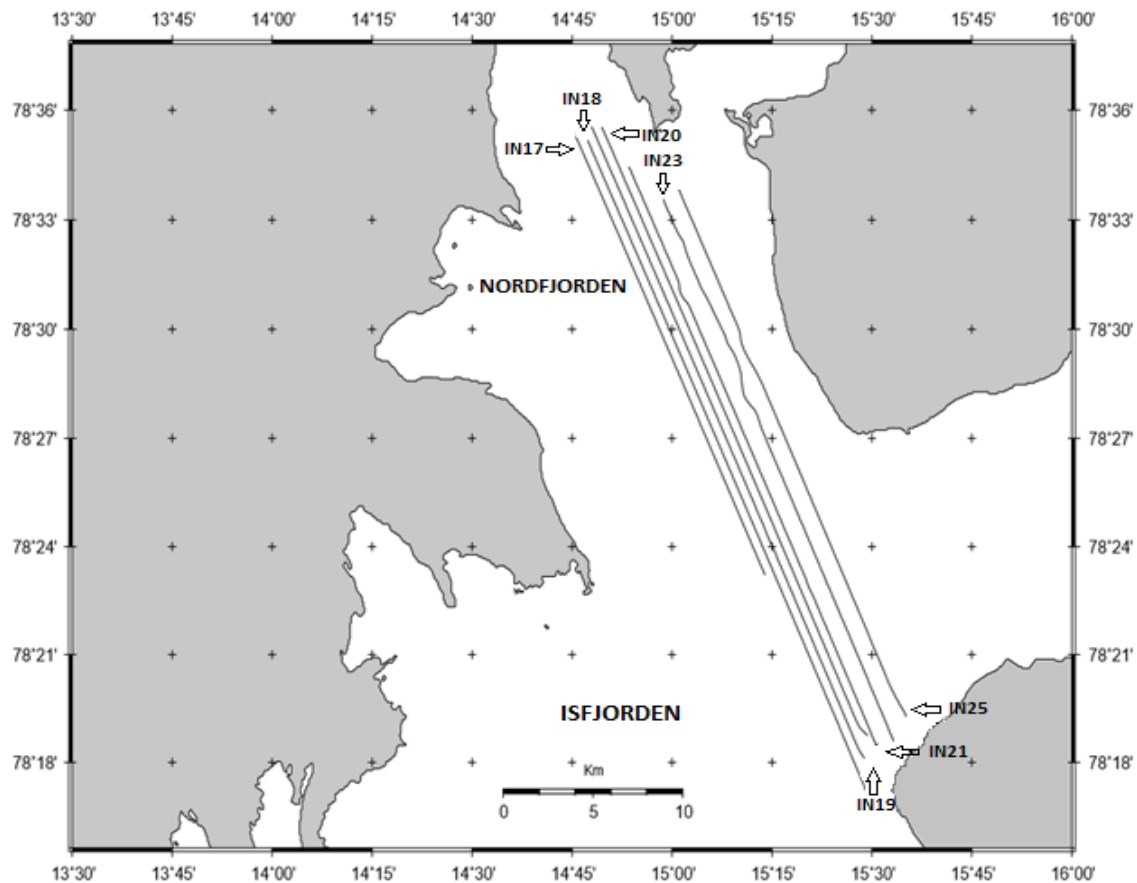
**Fig. 1.1:** Regional setting. Svart ramme markerer studieområdet Isfjorden. EGM = Østre grønlandske margin, YP = Yermakplataet, SF = Storfjorden-viften, BF = Bjørnøya-viften (noe modifisert fra Faleide et al., 2008).



**Fig. 1.2:** Geologisk kart over Svalbard. Svart ramme markerer studieområdet Isfjorden (noe modifisert fra Norsk Polarinstittutt, <http://www.npolar.no/no/tema/geologi/arktisk/>).

## 1.2 Seismisk data

De syv seismiske multikanals 2D profilene som utgjør datasettet i denne oppgaven ble samlet inn under studentkurset SVALEX i Isfjorden i 2010 (Mjelde, 2010). Figur 1.3 viser oversikt over linjene, som er orientert NNV-SSØ.



*Fig. 1.3: Oversiktskart over de seismiske linjene skutt i Isfjorden i forbindelse med Svalex 2010 (Mjelde, 2010).*

### 1.3 Mål

Hovedmålet med denne oppgaven er å få en bedre forståelse av geologien i studieområdet ved prosessering og tolkning av dataene. Dette oppnås ved å ta i bruk prosesseringsmetoder for de innsamlede rådataene som vil gi best mulig avbildning av undergrunnen. De viktigste stegene i forbindelse med prosesseringen er å fjerne de dominerende sterke havbunnsmultiplene og forbedre signal-støy forholdet. Tolkning av dataene i form av kartlegging av studieområdet ved identifisering og definering av sedimentære enheter og deformasjonsstrukturer, blir videre brukt som utgangspunkt for korrelering med andre studier i området. Totalt sett vil dette forbedre innsikten i den geologiske og tektoniske historien.

## KAP.2 - GEOLOGISK RAMMEVERK

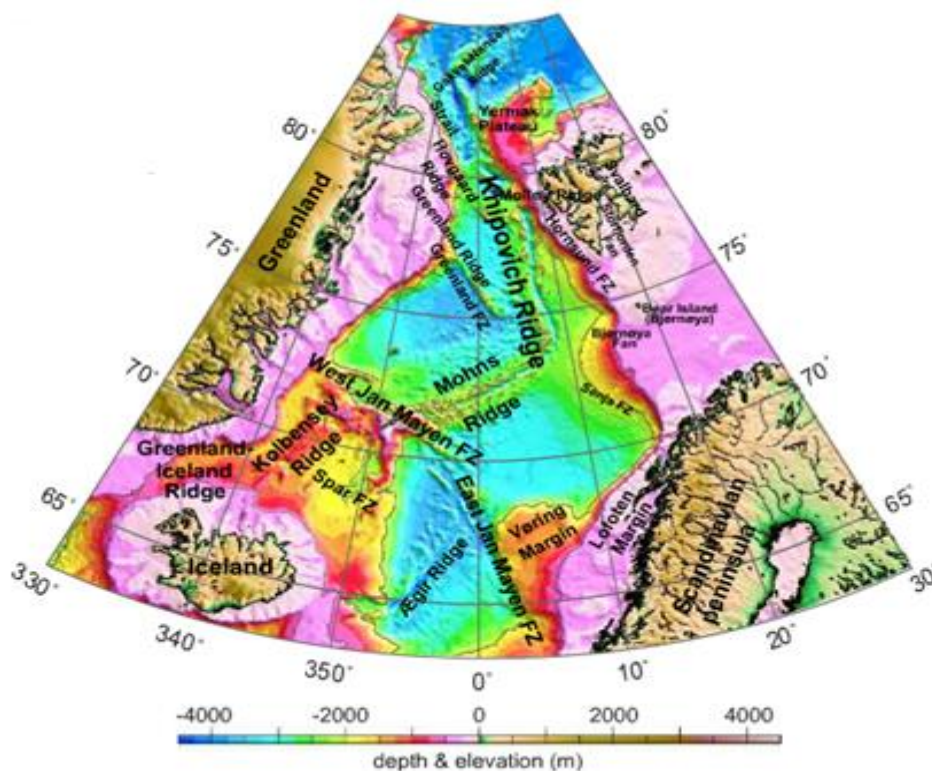
Følgende kapittel omhandler tektonisk setting, geologisk utvikling, strukturelementer og stratigrafisk oversikt over studieområdet.

De ulike avsetningsfasene på Spitsbergen reflekterer den nordgående bevegelsen av dette segmentet av den eurasiske platen; Svalbard har beveget seg fra den ekvatoriale sonen i midtre devon, opp til dagens arktiske breddegrader i nord, noe som har resultert i betydelige klimatiske endringer over tid. Ulike tektoniske prosesser har påvirket sedimentasjonen, mens både kort- og langtids lokale og regionale havnivåvariasjoner har definert utviklingen innenfor dette generelle rammeverket (Worsley, 2008).

### 2.1 Dagens tektoniske setting

Øygruppen Svalbard representerer den oppløftede delen av den nordvestre marginen av Barentssokkelen, og dens godt eksponerte suksesjon fra proterozoikum til paleogen fungerer som en omfattende onshore analog til geologien i hele Barentshavregionen (Steel & Worsley, 1984; Nøttvedt et al., 1993; Dallmann, 1999).

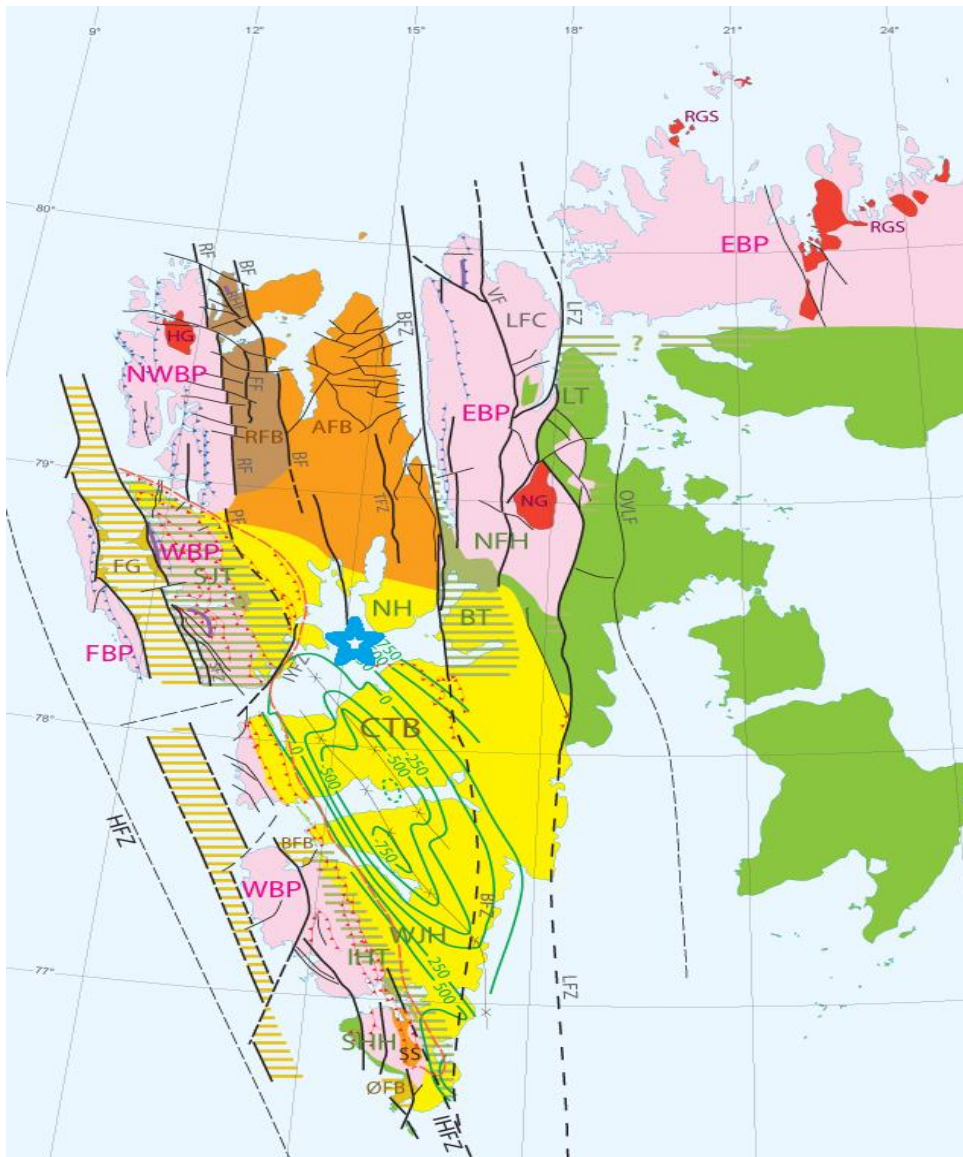
Kontinentalmarginen til vestre Svalbard er hovedsakelig en skjærmargin, med komponenter av transpresjon og transtensjon. Kontinentalmarginen grenser i vest til Knipovichryggen (Fig. 2.1), hvor disse separeres av en 40-80 km bred kontinentalsokkel, kontinental-osean overgang og oseanskorpe (Faleide et al., 2008). Knipovichryggen er avgrenset av Mohnsryggen i sør og Molloy forkastningssone i nord (Fig. 2.1) (Mjelde & Kandilarov, 2009), og er karakterisert av en 1000-2000 meter dyp riftdal. Sprederyggen er klassifisert som ultrasakte (Dick et al., 2003). Riftdalen omringes av veldefinerte halvgraben strukturer med tykke sedimentlag, og de tilhørende forkastningene er dypt rotfestet i oseanskorpen. Både forkastningsmønsteret og det topografiske relieffet rundt riftdalen er asymmetrisk (Amundsen et al., 2011).



**Fig. 2.1:** Batymetrisk kart over Nord Atlanteren med de viktigste elementene navngitt (figuren er fra Mjelde & Kandilarov, 2009).

Rundt 50 til 100 kilometer nord for Svalbard danner en bratt og passiv kontinentalskråning grensen mot det Eurasiske bassenget i det Arktiske hav. I nordvest grenser sokkelen mot Yermak platået (Fig. 2.1), som antas å ha vært en varmflekk i tidlig tertiær (Dallmann, 1999).

Den tektoniske aktiviteten har vært konsentrert langs en serie av NNV til SSØ-orienterte lineamenter, dannet av flere tektoniske episoder. De mest distinkte lineamentene er Billefjorden forkastningssone (BFZ), Hornsund forkastningssone (HFZ) og Lomfjorden forkastningssone (LFZ) (Fig. 2.2) (Nøttvedt et al., 1993). Lineamentene avgrensede flere sedimentære bassenger, blant annet Spitsbergen sentralbasseng (CSB) som dominerer store områder av vestre Spitsbergen (Fig. 2.2). Den tektoniske utviklingen av området var mest prominent i devon med ekstensjonsrettet skjærbevegelse, og folding i tidlig tertiær (Steel & Worsley 1984; Eiken 1985). De ulike tektoniske regimene blir tydelig reflektert i den stratigrafiske lagrekken, med varierende sediment tykkelse, fasekonfigurasjoner, opprinnelsessted og transportretning (Steel & Worsley, 1984).

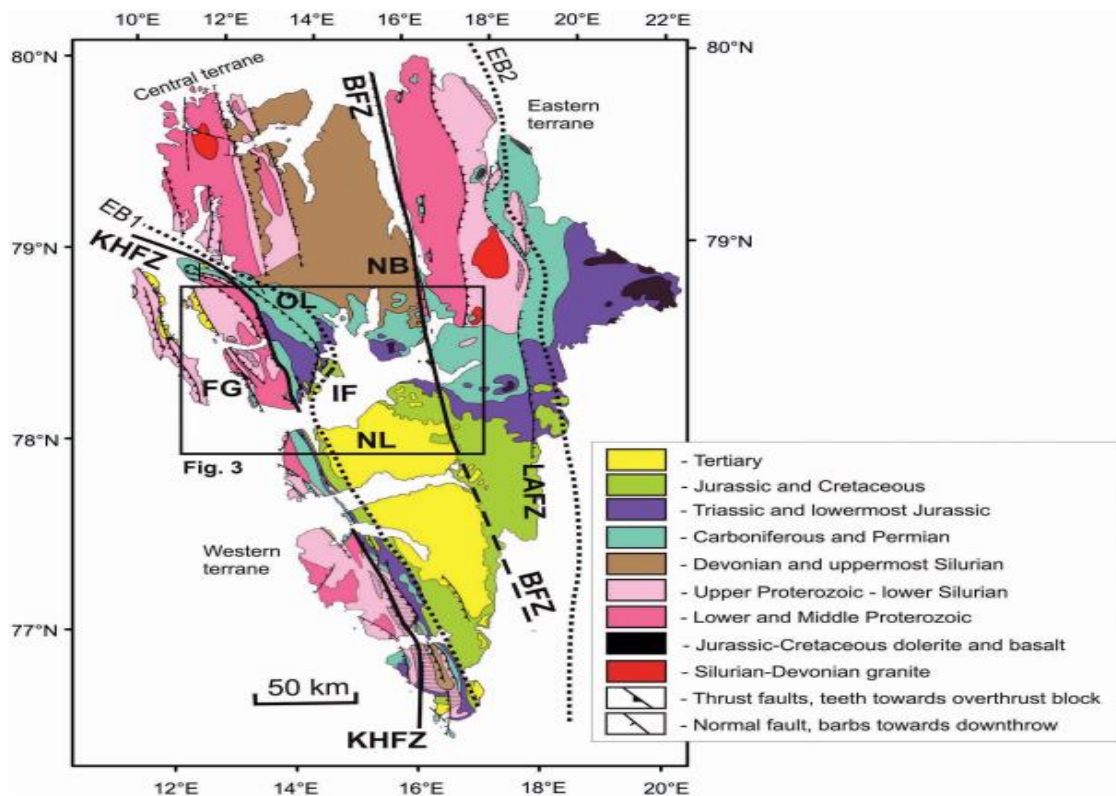


**Fig. 2.2:** Kart over den tektoniske strukturen på Svalbard, med de viktigste strukturene navngitt: BFZ= Billefjorden forcastningssone, LFZ= Lomfjorden forcastningssone, HFZ= Hornsund forcastningssone, CTB = Det sentrale Spitsbergen basseng. Studiemrådet Isfjorden er markert med blå stjerne (noe modifisert, figuren er hentet fra Norsk Polarinstitutt, <http://www.npolar.no/no/tema/geologi/arktis/>).

## 2.2 Geologisk utvikling

### 2.2.1 Prekambrium - Paleozoikum

Grunnfjellet på Svalbard, Hecla Hook, består av metamorfiserte sedimentære og magmatiske bergarter fra prekambrium, kambrium og ordovicium, definert som de bergarter som var tilstede under den kaledonske fjellkjedefoldingen i midtre silur til tidlig devon (Dallmann, 1999). I løpet av denne orogenesen ble bergartene sterkt deformert som resultat av kollisjonen mellom den Nord-Amerikanske og Europeiske kontinentalplaten (Hjelle, 1993; Dallmann, 1999; Gee et al., 2008). Bergartene innehar store variasjoner i grad av metamorfose spesielt i eldre deler, og er eksponert i vestre og nordøstre deler av Spitsbergen og Nordaustlandet (Fig. 2.3) (Dallmann, 1999; Nøttvedt et al., 1993).



**Fig. 2.3:** Geologisk kart over Spitsbergen (noe modifisert fra Hjelle, 1993). KHFZ= Kongsfjorden-Hansbreen forkastningssone, BFZ= Billefjorden forkastningssone, LAFZ= Lomfjorden-Agardbukta forkastningssone, FG= Forlandsundet Graben, OL= Oscar II Land, IF= Isfjorden, NB= Nordfjorden blokk, NL= Nordenskiöld Land, EB1= grense til vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte strukturer, EB2= østre grense for tertiær folding og thrusting (Dallmann et al., 1993; Dallmann, 1999). Kryss-seksjon fra det markerte området (svart rektangel) vises i Figur 2.4 (figuren er fra Blinova et al., 2013).

Ekstensiv denudasjon av den kaledonske fjellkjeden er reflektert av en 8000 meter tykk post-orogenisk «Old red» molasse sandsteinsenheter avsatt i nordlige deler av Svalbard i løpet av devon, da Svalbard befant seg i et tørt klima sør for ekvator. Sedimentene er hovedsakelig bevart i forkastningsgrabener i grunnfjellet i nordvestlige deler av Spitsbergen (Fig. 2.3), og var involvert i sen Devon «Svalbardian phase». Dette var en kompresjon/kontraksjon-tektonisk hendelse som førte til folding og forkasting av bergartene, og utgjorde den endelige fasen av kaledonsk deformasjon (Dallmann, 1999; Fossen et al., 2008; Gee et al., 2008).

Mesteparten av karbon var karakterisert av dannelsen av halvgrabener grunnet rifting i Barentshavet langs allerede eksisterende lineamenter (Fig. 2.2). I sen karbon utviklet Svalbard seg, med unntak av sørlige Spitsbergen, til en stabil sokkel som gjennomgikk nedsynking, hvor sedimentasjonen primært ble kontrollert av klimatiske endringer grunnet driften nordover. Reduksjon i tektonisk aktivitet fra sen karbon til midtre perm førte til utvikling av en stabil post-rift varmtvanns karbonatplattform, med periodisk avsetning av sabkha evaporitter (Worsley, 1986; 2008; Dallmann, 1999; Worsley & Nøttvedt, 2008).

### 2.2.2 Mesozoikum

Grunnet forflytning til mer nordlige breddegrader i mesozoikum, forandret sedimentasjonen seg til silisiklastisk-dominert avsetning i et tektonisk stabilt plattformmiljø, karakterisert av havnivåfluktueringer over hele området (Steel & Worsley, 1984; Eiken, 1985). I tidlig trias var avstanden mellom Spitsbergen og Grønland ikke mer enn rundt 100 kilometer, og fra landområder som lå mellom nåværende Nord-Grønland og Svalbard, førte elver sedimenter frem til kysten mot øst. Sand ble avsatt i en rekke deltaer som i dag finnes igjen som sandsteiner på Nord-Grønland og langs kysten av vestre Spitsbergen (Ramberg et al., 2006). Avsetningene består av delta- og grunnmarine avsetninger fra trias til tidlig jura, marine sedimenter avsatt dypt på kontinentalhyllen fra midtre jura til tidlig kritt, og videre delta- og grunnmarine avsetninger frem til midtre kritt igjen (Dallmann, 1999).

Ved overgangen fra sen jura til tidlig kritt ble hele Nord-Atlanteren påvirket av rifting kombinert med en formodentlig tektonisk fremkalt senkning av det relative havnivået. Den resulterende «late Kimmerian» inkonformiteten er av regional betydning og gjenkjennes i de fleste basseng som flankerer Nord-Atlanteren. På Svalbard, var «late Kimmerian» rift-pulsen assosiert med intrusjoner av doleritt diker og sills i sekvenser fra karbon til jura alder (Fig. 2.3) (Dallmann, 1999, Worsley, 2008).

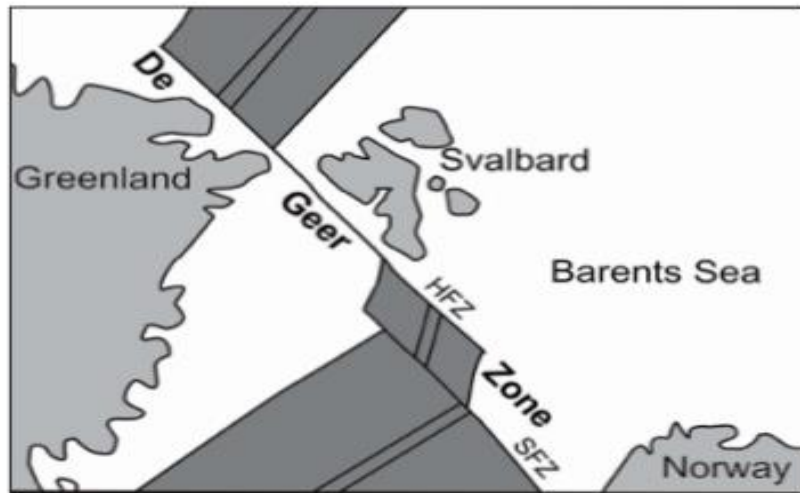


Regionalt oppløft fant sted i løpet av sen kritt, noe som genererte en hiatus i den sedimentære suksesjonen. Oppløftingen resulterte i dannelse av en landbro mellom Svalbard og tilgrensende Nord Grønland, som forble der gjennom store deler av paleocen (Steel & Worsley, 1984; Dallmann, 1999; Worsley, 2008).

### 2.2.3 Kenozoikum

Etterfulgt av intrusiv aktivitet i sen mesozoikum, førte skrå kompresjon mellom Svalbard og Grønland til utviklingen av vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte (WSFTB), og et assosiert forlandsbasseng, det sentrale Spitsbergen basseng (CSB; Bergh et al., 1997; Helland-Hansen, 2010). Den sentrale delen av Isfjorden krysser kjernen av folde- og forkastningsbeltet, inkludert en seksjon gjennom Oscar II land i nord i tillegg til de mindre deformerte tertiære sedimentene av det sentrale bassenget i Nordenskiöld land (Fig. 2.3). Skorpeforkortelsen grunnet kompresjonskreftene er estimert til å være rundt 30 km (Blinova et al., 2013).

Spitsbergen var påvirket av evolusjonen av den Nord-Atlantiske regionen, med åpningen av Norske- og Grønlandshavet. Vestre Barentshavet-Svalbard marginen utviklet seg langs den regionale De Geer sonen (Fig. 2.4), med tilknytning til både Nord Atlanteren og Arktiske regioner. Denne gamle svakhetssonen består av Senja bruddsone, Hornsund forkastningssone og Grønland bruddsone, og separerer Svalbard fra Nord-Grønland. Sonen består av to store skjærsegment, og et sentralt riftet marginsegment SV for Bjørnøya assosiert med vulkanisme (Faleide et al., 2008, Faleide et al., 1993).

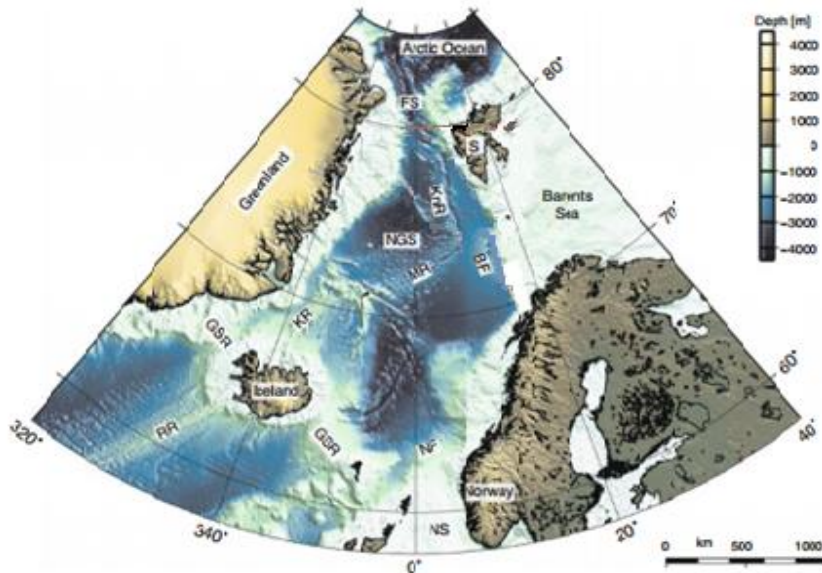


**Fig. 2.4:** Skisse av De Geer sonen i midtre tertiær. SFZ= Senja Fracture Zone, HFZ= Hornsund Fault Zone (Faleide et al., 1993).

I Neogen var hele kontinentalhyllen karakterisert av gjentagende innsynking og oppløft forbundet med glacial aktivitet, med sedimentasjon begrenset til den vestre hyllemarginen og over den nylig dannede oseanskorpene (Worsley, 2008). Den enorme erosjonen og avrenningen som foregikk under istidene i pleistocen førte til betydelig isostatisk heving. Det er estimert at den totale erosjonen på Svalbard har fjernet opptil 3 kilometer av paleogene og delvis eldre sedimenter, studieområdet har derfor vært sterkt preget av istidene (Ramberg et al., 2006).

## 2.3 Utviklingen av Nord-Atlanteren

Atlanterhavsryggen strekker seg over en avstand på 1800 km gjennom Atlanterhavet, og har over de siste 55 millioner år formet Norske- og Grønlandshavet til dets nåværende konfigurasjon (Fig. 2.5) (Amundsen et al., 2011).



**Fig. 2.5:** Batymetrisk kart over den nordlige Nord-Atlanteren. BF Bjørnøya viften, FS Framstredet, GSR Grønland-Skottland Ryggen, KnR Knipovich Ryggen, KR Kolbeinsey Ryggen, MR Mohns Ryggen, NGS Norske-Grønland havet, NS Nordsjøen, NF Nordsjø Viften, RR Reykjanes Ryggen, S Svalbard (noe modifisert fra Amundsen et al., 2011).

Allerede i devon fantes det et grunt havområde mellom Norge og Grønland, etter kollapsen av kaledonidene. Før selve havbunnspredningen startet i paleocen var det flere episoder med strekking av kontinentalskorpen over en periode på mer enn 300 millioner år, som førte til innsynking og dannelse av havområdet som etterhvert ble bredere og dypere. Disse riftbevegelsene som pågikk gjennom mesozoikum, kulminerte med havbunnspredning og dannelse av havbunnskorpe i det nordlige Atlanterhavet i paleocen, rundt 55 Ma (Faleide et al., 2008, Worsley, 2008). Utviklingen av kontinentalmarginen på den vestre delen av Svalbard startet ved overgangen mellom paleocen og eocen, med omfattende omorganisering av platekonfigurasjoner og den videre åpningen av Nord-Atlanteren (Talwani & Eldholm, 1977).

Utviklingen av Nord-Atlanteren kan deles inn i tre hovedstadier:

### ***Paleocen:***

Før åpningen av Norske- og Grønlandshavet tilhørte Grønland den Eurasiske platen (Talwani & Eldholm, 1977; Tessensohn & Piepjohn, 2000). Starten på havbunnsspredning langs vestkysten av Grønland i tidlig paleocen førte til at den Eurasiske platen beveget seg nordøstover, på skrått i forhold til Ellesmere-øyen med sinistral strøk-slip bevegelse langs Nares stredet, definert som grensen mellom den nord amerikanske platen og Grønland (Srivastava, 1985; Tessensohn & Piepjohn, 2000; Oakey & Stephenson, 2008). Samtidig pågikk det rifting i Norske- og Grønlandshavet, og dekstral vridning langs De Geer-sonen (Fig. 2.4) (Srivastava, 1978; Faleide et al., 1993).

### ***Eocen:***

En stor omorganisering av platene fant sted i Nord-Atlanteren og de arktiske regionene, med havbunnsspredning i Baffinbukta, Norske- og Grønlandshavet og i det Eurasiske basseng (Talwani & Eldholm, 1977; Tessensohn & Piepjohn, 2000; Blinova et al., 2009).

Spredesystemet til Labradorhavet-Baffinbukta og Norske- og Grønlandshavet var forbundet i en «triple junction» sør for Grønland, som beveget seg relativt mot nord som en separat plate. Dette førte til hoveddelen av kompresjonsdeformasjonen innenfor vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte nord for Grønland (Fig. 2.3) (Tessensohn & Piepjohn, 2000; Birkenmajer, 1981; Blinova et al., 2009). I løpet av senere stadier i utviklingen av WSFTB ble det dannet syn-sedimentære graben strukturer, etterfulgt eller akkompagnert av kompresjonsdeformasjon langs vestre kysten av Spitsbergen (Steel et al., 1985).

### ***Oligocen:***

I tidlig oligocen stoppet spredningen av Labradorhavet-Baffinbukta, et transtensionelt regime fant sted langs De Geer sonen (Tessensohn & Piepjohn, 2000), og vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte ble inaktivt (Faleide et al., 1993; Blinova et al., 2009).

Havbunnsspredning startet mellom Svalbard og Grønland, hvor sistnevnte ble en del av den Nord-Amerikanske platen og beveget seg relativt VNV i forhold til Eurasia (Talwani &

Eldholm, 1977; Srivastava, 1985; Tessensohn & Piepjohn, 2000). Ekstensjon av Spitsbergen området som følge av fortsettende havbunnsbredning i Norske- og Grønlandshavet, førte til fortynning og innsynking av kontinentalskorpen langs den vestre delen av Spitsbergen marginen. Dette resulterte i normalforkastninger, kollaps av tidligere kompresjonsstrukturer, og akkumulering av tykke kenozoiske sedimenter på den ytre delen av kontinentalhyllen, og sør for Isfjorden i det sentrale Spitsbergen basseng (CSB; Blinova et al., 2009).

Siden oligocen har vestre Spitsbergen margin utviklet seg som en riftet passiv margin, assosiert med Hornsund forkastningssone som er parallell med denne. Framstredet og Grønland-Skottland ryggen, som grenser mot Norske- og Grønlandshavet i nord og sør (Fig. 2.5), har i løpet av deres åpning og innsynking i miocen påvirket havsirkulasjonen og avsetningsprosesser på både regional og global skala (Amundsen et al., 2011).

## 2.4 Strukturelementer i studieområdet

### *Sentrale Spitsbergen basseng (CSB)*

Det sentrale Spitsbergen basseng er et forlandsbasseng som utviklet seg ved transpresjon i den sentrale delen av Spitsbergen, sør for Isfjorden, da Grønland beveget seg forbi Svalbard under åpningen av Nord-Atlanteren i eocen (Steel et al., 1985; Worsley, 1986, Nøttvedt et al., 1993). Det asymmetriske bassenget er cirka 200 km langt og 60 km bredt, og grenser mot Lomfjorden bruddsone i øst, og vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte i vest (Fig. 2.3) (Worsley, 2008; Steel et al., 1985).

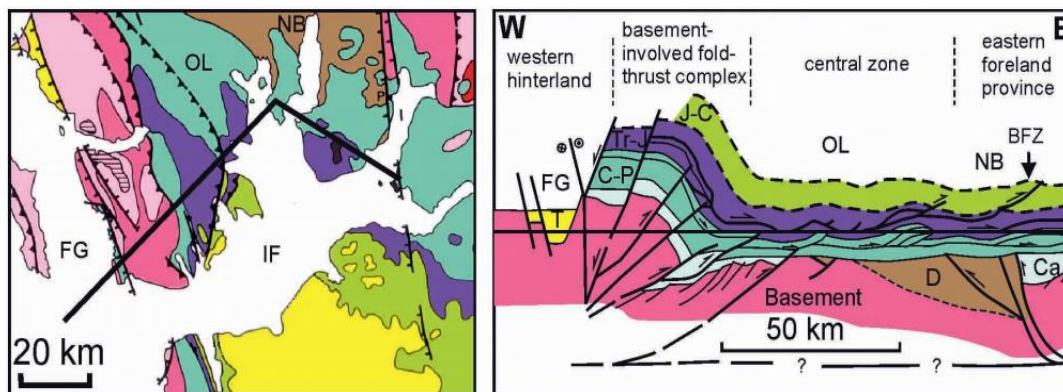
Paleogene sedimenter fra den nordvestre kontinentalhyllen er bevart i bassenget, og de klastiske avsetningene reflekterer vekslende transtensionelle og transpressive regimer langs den vestre hyllemarginen (Steel et al., 1985). I tidlig paleocen ble sedimentene transportert hovedsakelig fra øst og nordøst da CSB var preget av transtensionelt stress. Denne fasen er karakterisert av en transgressiv pakke, fra kullbærende sandstein til marin skifer og sandstein (Steel et al., 1985; Kellogg, 1975). Grunnet oppløft av den vestre marginen av CSB var det stor endring i tektonisk setting fra sen paleocen til eocen, assosiert med dannelsen av WSFTB (Steel et al., 1985). Bassenget var i dette tidsrommet preget av transpresjonell spenning, og avsetningsmønsteret endret retning fra øst til vest. Endringen til et transpresjonelt regime er karakterisert av en storskala regressiv pakke, fra marin skifer til kontinental sandstein og skifer (Steel et al., 1985; Kellogg, 1975). Sentralbassenget regnes som et forlandsbasseng fra

sen paleosoisk tid, med syklisk innfyll av kontinentale og marine klastiske avsetninger (Steel et al., 1985; Nøttvedt et al., 1993). I tillegg til det sentrale Spitsbergen basseng, ble det også dannet andre isolerte dype basseng utenfor vestkysten av Spitsbergen (Steel & Worsley, 1984).

### ***Vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte (WSFTB)***

Dannelsen av vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte er også relatert til kompresjonsregimet som oppstod under åpningen av Norske- og Grønlandshavet i eocen (Eiken, 1985; Talwani og Eldholm, 1977; Tessensohn & Piepjohn, 2000), og er assosiert med oppløft og erosjon langs vestkysten av Spitsbergen kombinert med akkumulering av klastiske sedimenter i CSB mot øst (Steel et al., 1985; Dallmann, 1999). WSFTB er forbundet med aktivitet langs den transforme plategrensen De Geer sonen, og er dannet ved høyrelateral transpresjon (Steel et al., 1985; Kellogg, 1975).

Kjernen til WSFTB er eksponert langs et 300 km langt og 50 km bredt segment i vestre Spitsbergen, som strekker seg fra Brøggerhalvøya i nord til Sørkapp i sør (Fig. 2.3). Den tektonostratigrafiske enheten som er avgrenset av nedre del av Nordenskioldbreen formasjon fra øvre karbon og nedre del av Helvetiafjellet formasjon fra kritt omslutter folde- og forkastningsbeltet, og er tilsluttet ØNØ-VSV skorpeforkortelse som involverer tre décollements, «glideplan» (Blinova et al., 2013). Innenfor denne enheten har strata mellom midtre og øvre décollements (skifer fra trias) undergått mest intens deformasjon, mens sedimenter mellom den nedre (nedre perm evaporitter) og midtre décollements har undergått en relativt mild deformasjon. Strata som befinner seg over nedre del av Helvetiafjellet formasjonen er karakterisert av kun mindre tertiær deformasjon (Blinova et al., 2013). Et tverrsnitt av WSFTB vises i Figur 2.6. Figuren viser de tre hoved décollements som var aktive i løpet av den tertiære tektoniske transporten.



**Fig. 2.6:** Generalisert kryss-seksjon av profil gjennom Isfjorden markert i Figur 2.3 (Braathen et al., 1999). Kryss-seksjonen viser ulike soner av WSFTB fra vest til øst. FG= Forlandsundet Graben, OL= Oscar II Land, IF= Isfjorden, NB= Nordfjorden blokk, BFZ= Billefjorden forkastningssone, D= devon, Ca= nedre til midtre karbon, C-P= karbon og perm, Tr-J= trias og nedre jura, J-C= jura og kritt, T= tertiær (figuren er fra Blinova et al., 2013).

Folde- og forkastningsbeltet kan deles inn i tre store tektoniske sub-områder. Det ene området inkluderer den vestlige, grunnfjellsinvolverte folde- og forkastningsstakk-sonen. En sentral og hovedsakelig tynnskinnnet sone med storskala, åpne til «overturned» folder befinner seg over skyveforkastningene, bestående av skifer og siltdominerte enheter. En frontal, tynnskinnnet sone i øst involverer stakkede og imbrikerte «thrust sheets» (Fig. 2.6) (Bergh et al, 1997; Braathen et al., 1995; Blinova et al., 2013).

## 2.5 Stratigrafi

Svalbards strata fra prekambrium til nyere alder har blitt påvirket av ulike tektoniske regimer siden begynnelsen av paleozoikum. I tillegg har lokale og regionale havnivåendringer påvirket avsetningshistorien i området (Worsley, 2008). Variasjon i stratigrafi og utvikling av sedimentære facies kan tilskrives klimaforandringer forbundet med kontinentaldriften nordover fra ekvator mot Arktis (Steel & Worsley, 1984), og disse faktorene samlet har formet Svalbard slik det fremstår i dag. Sekvensene kan deles inn i syv hovedenheter, Figur 2.7 viser en stratigrafisk søyle for området med oversikt over enhetene.

### 2.5.1 Hecla Hook:

Grunnfjellet på Svalbard, Hecla Hook, består av metamorfe bergarter av sen proterozoikum til silur alder, som har blitt deformert i løpet av den kaledonske fjellkjedefoldingen, og yngre orogener (Birkenmajer, 1981; Worsley, 1986). En inkonformitet skiller denne sekvensen fra overliggende paleozoiske, mesozoiske og tertiære sekvenser (Steel & Worsley, 1984).

### 2.5.2 Devon:

Den kaledonske orogesen ble etterfulgt av en periode med ekstensiv erosjon, som førte til avsetningen av «Old Red» molasse sedimenter i sen silur til sen devon tid (Steel & Worsley, 1984). Denne tykke sekvensen med grovkornet sandstein er bevart i grabener med N-S trend eksponert hovedsakelig i nord (Eiken, 1985). Et skift fra røde til grålige sedimenter rundt tidlig til midtre devon indikerer overgang fra tørt klima sør for ekvator, til tropisk klima rundt ekvator (Worsley, 2008).

### 2.5.3 Billefjordengruppen:

Sekvensen består av klastiske, terrestriske bergarter som konglomerat, sandstein og skifer. Disse sedimentene ble avsatt i sen devon til sen karbon i hovedsakelig fluviale og lakustrine miljø. Sedimentavsetninger i halvgrabener viser en generell oppgrovningstrend, fra meandrerende elver og flomsletter, til flettede elver og alluviale vifter (Worsley, 2008).

### 2.5.4 Gipsdalen- og Tempelfjordengruppen:

Gipsdalengruppen ligger over Billefjordengruppen med en angulær inkonformitet som reflekterer regionalt oppløft kombinert med en forholdsvis brå endring i klima fra fuktig til varmt og tørt. Dette oppløftet ble etterfulgt av fornyet rifting i allerede eksisterende halvgrabener, og regional økning i havnivå (Worsley, 2008). Gipsdalengruppen markerer overgangen fra grovkornete terrestriske sedimenter til stabilt plattformmiljø med grunnmarine



karbonater/dolomitter og evaporitter avsatt sen karbon til midtre perm. Ikke-marine redbeds ble avsatt i lokalt reaktiverte halv-grabener i sen karbon (Steel & Worsley, 1984).

Tempelfjordengruppen består hovedsakelig av grunnmarin kalkstein og siltstein avsatt fra midtre til sen perm.

#### 2.5.5 Sassendalen- og Kapp Toscanagruppen:

Sassendalgruppen består hovedsakelig av silika-fri skifer med lag av silt- og sandstein, avsatt fra tidlig til midtre trias. I vest er avsetningene karakterisert av kyst- og deltaavsetninger, lengre øst på Svalbard er avsetningene karakterisert av leirstein med høyt innhold av organisk materiale (Steel & Worsley, 1984).

Kapp Toscanagruppen består av leirstein og flere sandsteinsenheter av ulik opprinnelse, avsatt i grunnmarint deltamiljø fra midtre trias til midtre jura (Worsley, 2008).

#### 2.5.6 Adventdalengruppen:

Bergartene er avsatt i jura og tidlig kritt, og kan deles inn i tre undergrupper: Janusfjellet subgruppe avsatt i åpent marint miljø bestående av skifer, Helvetiafjellet formasjonen avsatt i deltamiljø bestående av sandstein, og Carolinefjellet formasjonen avsatt i marint miljø bestående av vekslende lag med skifer, silt- og sandstein (Eiken, 1985; Steel & Worsley, 1984, Dallmann, 1999).

#### 2.5.7 Van Mijenfjordengruppen:

Den tertiære, 1900 meter tykke bevarte sekvensen avsatt i det sentrale Spitsbergen basseng består av sandstein, siltstein og skifer (Steel & Worsley, 1984; Dallmann, 1999).

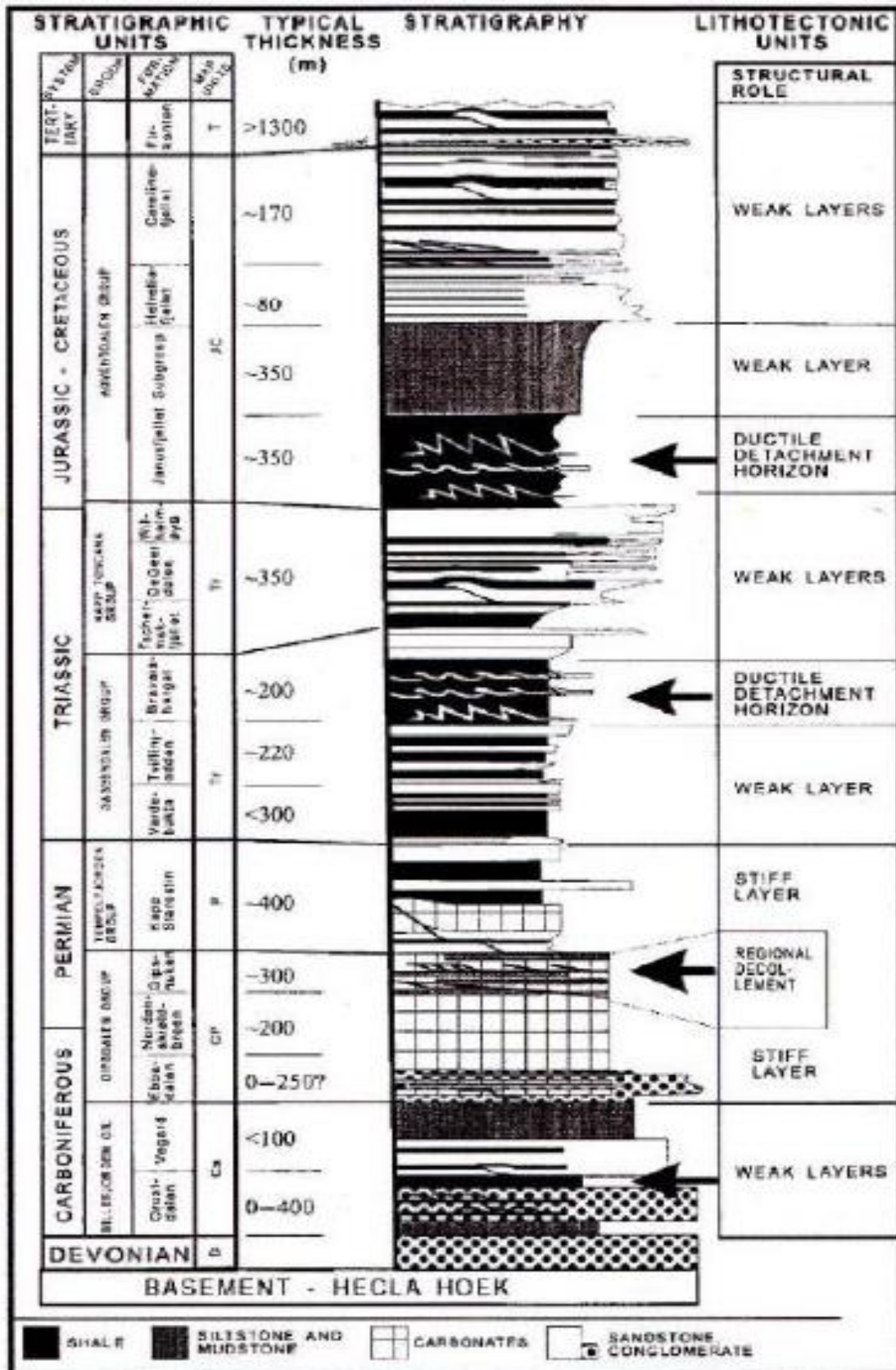


Fig. 2.7: Stratigrafisk søyle for Svalbard med alder, gruppe- og formasjonsnavn, tykkelse og strukturell rolle (Braathen et al., 1999).

## KAP. 3 - METODE

Følgende kapittel omhandler prinsipper for innsamling, prosessering og tolkning av seismiske data, i tillegg til prinsipp for seismisk oppløsning.

### 3.1 Generelle prinsipper for seismisk refleksjon

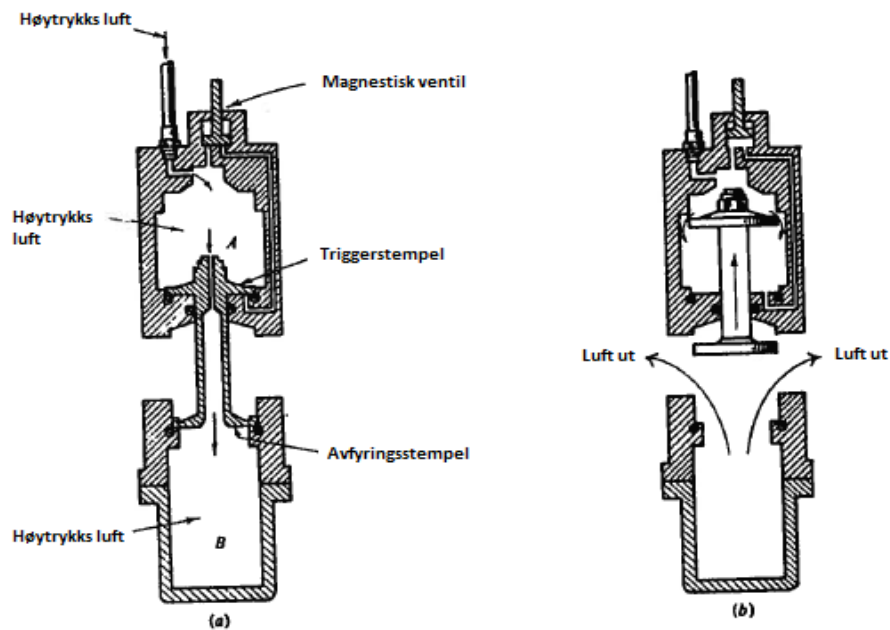
En kilde genererer en seismisk puls som videre propagerer gjennom undergrunnen som en ekspanderende bølgefront. Ved en grenseflate mellom to geologiske lag med ulike fysiske egenskaper vil energien i den direkte pulsen deles, hvor en del av pulsen vil reflekteres tilbake til overflaten hvor den kan registreres, og en del vil refrakteres (Kearey et al., 2006). Hvor stor proporsjon av energien som blir reflektert og refraktert er avhengig av kontrasten i akustisk impedans over laggrensen. Akustisk impedans er produkt av et lags tetthet og P-bølgehastighet, og jo større kontrasten er mellom to lag, jo mer energi vil bli reflektert og vi får en sterk/høy amplitude på den reflekterte bølgen. Ved mindre kontrast vil mer av energien refrakteres gjennom laggrensen, noe som resulterer i en svak amplitude refleksjon (Kearey et al., 2006). Dersom ikke impedansen endres får man ingen refleksjon, dette selv om litologien endres. Ved tolkning følges enten negativ eller positiv amplitude, som representerer henholdsvis minking og økning i akustisk impedans (Hart, 2000).

Mottakere ved overflaten registrerer den fysiske styrken til de reflekterte pulsene, og tiden det tar for energien å forflytte seg fra overflaten ned til den reflekterende laggrensen og tilbake til overflaten. Dette benevnes som toveis gangtid (Hart, 2000). Ved hjelp av analyse av ankomsttidene til reflekterte og/eller refrakterte bølger kan de ulike lagene i undergrunnen kartlegges (Kearey et al., 2006).

#### 3.1.1 Kilde

I marine seismiske undersøkelser foregår innsamling som regel ved bruk av luftkanoner med ulike volum, satt opp i en tuned array som taues bak et fartøy og avfyres med et bestemt intervall. Ved å sette opp kildene med ulike plasseringer vil energien fokuseres i en gitt retning, noe som fører til økt amplitude på pulsen som genereres, redusert boblepuls og økt direktivitet.

I pneumatiske luftkanoner lades et kammer med komprimert luft under veldig høyt trykk (Kearey et al., 2006). Luftkanonen i Figur 3.1 a) er i ladd posisjon, klar til å avfyres. Den eksplosive frigjøringen av luft forekommer i 1 til 4 ms, mens hele syklusen bruker 25 til 40 ms (Sheriff & Geldart, 1995).



**Fig. 3.1:** a) Kammer A og B er fylt med høytrykksluft, hvor sistnevnte holdes i lukket posisjon av lufttrykket. For å avfyre kanonen åpnes en magnetisk ventil på toppen. b) Avfyringsstempelet åpnes hurtig, og fører til at høytrykksluften i nedre kammer strømmes ut gjennom fire åpninger ut i vannet. Stempelet går så tilbake i ladd posisjon, og det nedre kammeret fylles på nytt med luft (noe modifisert fra Sheriff & Geldart, 1995).

Luften frigis ut i vannet i form av en høytrykks luftboble som genererer en akustisk puls, hvorpå primærpulsen etterfølges av boblepulser. Boblepulsene dannes som følge av oscillatorisk ekspansjon og kollaps av sekundære gassbobler som en følge av kollapsen til den første boblepulsen grunnet hydrostatisk trykk (Kearey et al., 2006). Denne prosessen fortsetter ettersom boblen stiger mot overflaten, hvor noe energi forsvinner ved hver oscillering (Sheriff & Geldart, 1995). For å unngå boblepulser blir luftkanonene som nevnt innledningsvis satt

opp i tuned array med ulike volum, og dermed med ulike boblepulsperioder. Da oppnås en høy-energi kilde hvor de ulike boblepulsperiodene fører til at primærpulsene interfererer konstruktivt, mens boblepulsene interfererer destruktivt og kilden totalt sett fungerer mer effektivt (Kearey et al., 2006). Direktivitet gir mål på hvor mye av energien som konsentreres i en gitt retning, som videre kan kontrolleres ved plassering av kildene. Direktiviteten vil også være avhengig av andre faktorer som antall kanoner, størrelse og avstand mellom disse (Sheriff & Geldart, 1995). Dyp til kilde og mottaker bestemmes med tanke på å styrke signalet og oppnå konstruktiv interferens mellom den direkte nedadgående bølgen og ghosten, som er oppadgående energi som reflekteres fra havoverflaten. Dypet til kilden velges slik at konstruktiv interferens oppnås for senterfrekvensen til signalet.

### 3.1.2 Mottaker

I multikanals seismiske undersøkelser benyttes mottakere i form av hydrofoner i en streamer som taues bak et fartøy. Hydrofonene består av to keramiske piezoelektriske elementer med motsatt polaritet i en kobbersylinder (Kearey et al., 2006). Disse registrerer trykkendringene som dannes som følge av de reflekterte seismiske bølgene som passerer, og konverterer disse til elektrisk energi som kan registreres digitalt. Den aktive delen av streameren hvor hydrofonene befinner seg deles inn i grupper med lengde på 6.25 meter, 12.5 meter, 25 meter eller 50 meter (Hart, 2000). Selve streameren består av et neopren rør som sørger for god transmisjon av seismisk energi til hydrofonene, fylt med olje for at det skal ha nøytral oppdrift i vannet ved 5 knops fart (Kearey et al., 2006). Data digitaliseres nær hydrofonene, og fraktes til skipet ved bruk av fiberoptiske kabler. Dybdedetektorer gir informasjon om hvilket dyp streameren befinner seg på, og birds som festes på streameren hjelper til med dybdekontroll ved automatisk å vippe slik at streameren synker eller stiger til rett plassering.

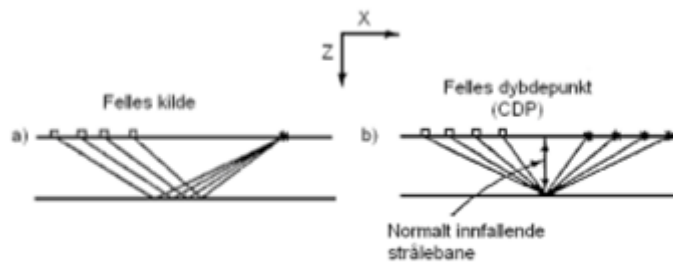
## 3.2 Seismisk Prosessering

Hovedformålet med å prosessere refleksjonsdata er å øke signal-støy forholdet og forbedre den vertikale oppløsningen til de seismiske trasene for videre bruk til tolkning. Støy klassifiseres som tilfeldig støy eller koherent støy. Tilfeldig støy inkluderer romlig støy som er ukorrelerbar fra trase til trase og ikke har med de geofysiske dataene å gjøre, mens koherent støy er komponenter av bølgeformen som ikke er av interesse. Tilfeldig støy kan ofte fjernes

ved gjentatte målinger og utregning av gjennomsnitt, mens koherent støy kan filtreres ut ved å identifisere karakteristikene, som for eksempel helning, for denne støyen (Kearey et al., 2006).

**Editering:** Involverer å lokalisere døde og/eller meget støyfylte traser som potensielt forverrer signal-støy forholdet til dataene. Dårlig data kan reduseres til null, eller erstattes med interpolerte verdier. Reversering av polaritet kan også gjøres her (Sheriff & Geldart, 1995).

**Sortering fra felles skuddpunkt (CSG) til felles midtpunkt (CMP):** Ved innsamling av data sorteres trasene vanligvis etter felles skuddpunkt (CSG). Refleksjoner fra forskjellige skudd vil da avbilde samme punkt, men registreres av ulike kanaler, antatt at skuddintervallet og hastigheten til fartøyet er konstant (Fig. 3.2 a). Ved CMP (eller CDP) sortering vil hver trase bli tilført midtpunktet mellom kilden og mottakeren til den enkelte trase (Fig. 3.2 b). Trasene med samme midtpunkt grupperes så sammen og danner en CMP samling (Hart, 2000).



**Fig. 3.2 a) Strålebane for felles skuddpunkt (CSG) b) Strålebane for felles midtpunkt (CMP)** (skissert fra Sheriff & Geldart, 1995).

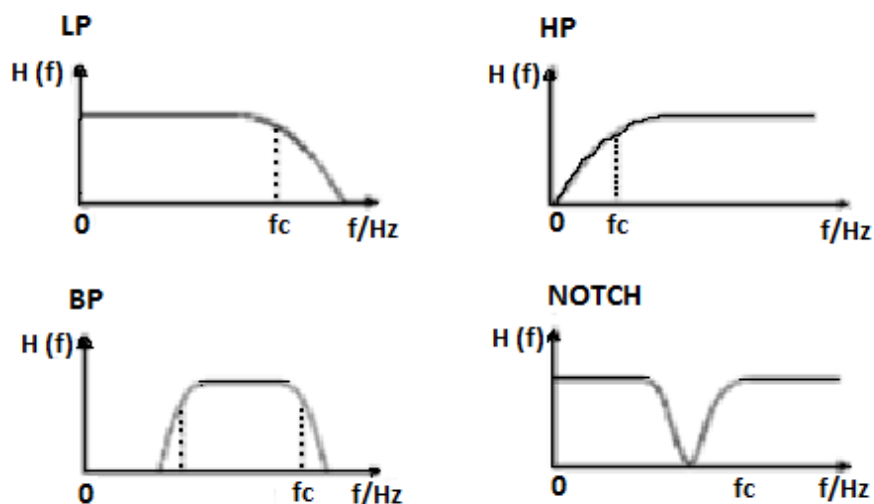
**Justering av forsterkningsfaktor («Gain recovery»):** Ettersom en seismisk puls propagerer langs en strålebane mister den energi som følge av at den fordeles over et stadig større område. Hvis  $r$  er radiusen på pulsen, vil energien innenfor denne være gitt av formelen

$$\frac{E}{4\pi r^2}$$

Hvor energien vil avta med  $r^{-2}$  grunnet geometrisk spredning. Amplituden er proporsjonal med kvadratroten av energien, og avtar med  $r^{-1}$  (Sheriff & Geldart, 1995).

I tillegg er ikke undergrunnen et perfekt elastisk medium, og elastisk energi vil dermed gradvis absorberes i mediet av interne friksjonskrefter. Pulsen vil også miste energi når den treffer en grenseflate og splittes i transmittert og reflektert energi (Kearey et al., 2006). Gain recovery er en tidsavhengig amplitudekorreksjon som kan tilføres for å kompensere for denne tapte energien, basert på antatte seismiske hastigheter. Denne justeringen gjør dermed jobben å sammenligne ankomster med ulik dybde eller gangtid enklere (Yilmaz, 2001).

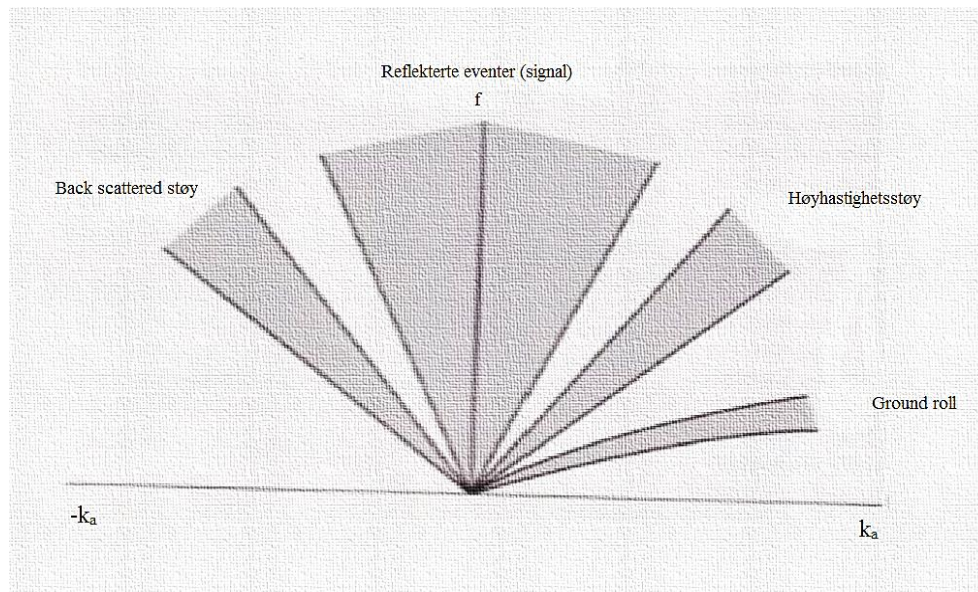
**Frekvensfiltrering:** Signal som registreres i hydrofonene vil i tillegg til refleksjoner inneholde uønsket støy med ulike frekvenskarakteristikker. Ved å filtrere støyen som har dominerende frekvens ulik det reflekterte signalet, vil frekvenser hvor støyen dominerer stenges ute, mens frekvenser hvor signalet dominerer passerer. Dette vil optimalisere signal- til støy forholdet (Sheriff & Geldart, 1995). For å unngå «ringing» (Gibbs fenomen) i dataene når disse filtreres, avrundes filteret i øvre og nedre avkuttingsfrekvenser (Kearey et al., 2006). Refleksjonssignalet dominerer ofte over støy kun innen et begrenset frekvensbånd. Ved lav- og høypassfilter (LP og HP) fjernes frekvensene henholdsvis over og under en bestemt verdi. Ved bruk av båndpassfilter (BP) kuttes frekvensene over og under et bestemt intervall, mens ved Notch filter kuttes frekvenser innenfor et smalt intervall (Fig. 3.3) (Sheriff & Geldart, 1995). For å kunne frekvensfiltrere konverteres dataene fra tidsdomenet (hvor amplitude er gitt som funksjon av tid), til frekvensdomenet (hvor amplitude og fase er gitt som funksjon av frekvens). Dette gjøres ved bruk av Fourier transformasjon. Videre filtreres dataene tilbake til tidsdomenet gjennom invers Fourier transformasjon (Sheriff & Geldart, 1995).



**Fig. 3.3:** ulike typer frekvensfilter. Frekvensrespons  $H(f)$  på y-akse, frekvens (Hz) på x-akse. LP = lavpass, HP = høypass, BP og Notch = bånd reject filter (skissert fra Kearey et al., 2006, Sheriff & Geldart, 1995).

**Hastighetsfiltrering (dip-filtrering):** Brukes for å dempe havbunnsmultipler og koherente støy-energi på grunnlag av spesifikke vinkler som disse eventene heller, sammenlignet med reelle refleksjoner. Disse vinklene bestemmes ut fra tilsynelatende hastighet som disse eventene propagerer med. En todimensjonal Fourier transformasjon konverterer data til f-k domenet (frekvens vs. bølgenummer), hvor ulike hastigheter vil vise ulik helning (Fig. 3.4). Koherent støy har ofte forskjellig tilsynelatende hastighet sammenlignet med refleksjoner og separeres derfor fra disse i et f-k plot. Videre filtreres de uønskede hastighetene ved hjelp av et dip-filter, mens invers filtrering konverterer dataene tilbake til tidsdomenet, t-x (Kearey et al., 2006). Bruk av hastighetsfiltrering minsker mengde muting som må utføres senere i prosessen, og gjør dermed mer refleksjonsdata tilgjengelig for hastighetsanalyse og staking. Dette fører til bedre definisjon av stakinghastighet og bedre attenuering av multipler i staking (Sheriff & Geldart, 1995).





**Fig. 3.4:** *f-k* plot for et typisk skudd gather med refleksjoner og ulike typer støy. Eventer som tilsynelatende forflytter seg fra kilden vil plottes i feltet med positivt bølgenummer, eventer som forflytter seg imot kilden plottes i feltet med negativt bølgenummer (noe modifisert fra Kearey et al., 2006).

**Dekonvolving:** Invers filtrering av data, som dermed fjerner filtrering som allerede er blitt utført ved konvolusjon. Når uønsket støy har samme frekvens som det reflekterte signalet, vil denne kunne fjernes og dermed forbedre signalet. Dette på basis av at dekonvolving bruker andre kriterier enn bare frekvens, som ved frekvensfiltrering. Dekonvolving forbedrer den vertikale oppløsningen og gjenkjennelsen av eventer. Til sammenligning demper frekvensfiltrering den vertikale oppløsningen, men forbedrer signal/støy-raten (Kearey et al., 2006). Spiking dekonvolving komprimerer signalet og demper boblepulsen, mens prediktiv dekonvolving demper havbunnsmultipler basert på antagelse at disse er periodiske og at primære refleksjoner er uperiodiske. Dette gjøres både før og etter staking.

**Hastighetsterminologi:** Hastighet varierer som en funksjon av dyp grunnet forskjellige fysiske egenskaper til individuelle lag. Ulike typer hastigheter må derfor defineres for å få et klarere bilde av refleksjonene og videre mer nøyaktig tolkning av disse.

- Gjennomsnittshastighet antar lineær gangvei, og defineres ut ifra formelen

$$\bar{V} = \frac{Z_n}{T_n}$$

Hvor  $Z_n$  er den totale tykkelsen til lagene (gangveien) og  $T_n$  er den totale enveis gangtiden gjennom alle lagene (Kearey et al., 2006).

- RMS («Root mean square») hastigheten til en seksjon ned til  $n$ ' te grenseflate er gitt av

$$V_{rms,n} = \left[ \frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 \tau_i}{\sum_{i=1}^n \tau_i} \right]^{1/2}$$

Hvor  $v_i$  er intervallhastigheten i lag  $i$  og  $\tau_i$  er enveis gangtid til den reflekterte strålen gjennom lag  $i$  (Kearey et al., 2006). Ved bruk av RMS hastighet antas det at strålene følger hyperbelformede kurver. Dette vil være tilnærmet riktig når laggrensen er nær horisontal, og avstanden er stor i forhold til reflektordypet.

- Intervallhastigheten gir den seismiske hastigheten innenfor et bestemt lag. Ved bruk av Dix' formel antas det at  $V_{rms} = V_{stakk}$  og vi får

$$V_{int_{i+1}} = \frac{[(T_{i+1}V_{rms_{i+1}}^2) - (T_iV_{rms}^2)]^{1/2}}{(T_{i+1} - T)^{1/2}}$$

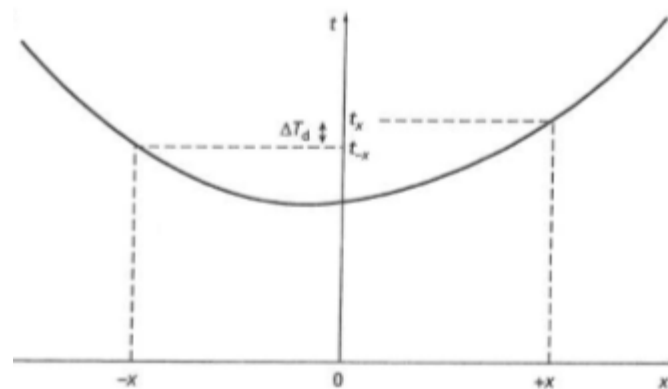
Hvor  $T$  er toveisgangtid mellom de aktuelle horisontale grenseflatene og  $V_{rms}$  som nevnt er «root mean square»-hastigheten.

- Staking hastighet/NMO hastighet brukes for å korrigere ankomsttid til eventer basert på varierende offset før trasene summeres/stakkes.

$$T_x = \left( T_0^2 + \frac{X^2}{V_{nmo}^2} \right)^{1/2}$$

Gangtiden  $T_x$  uttrykkes her som funksjon av toveis gangtid for null-offset ( $T_0$ ), den horisontale avstanden mellom kilde og mottaker ( $X$ ) og NMO hastigheten ( $V_{nmo}$ ).

- Tilsynelatende hastighet: i tilfeller med dippende reflektorer vil hastighetene være ukorrekte, fordi strålebanen vil være lengre eller kortere enn normalt grunnet helningen. Tilsynelatende hastighet er avhengig av innsamlingsretning, og vil være høyere enn reelle refleksjonshastigheter updip mot helningsretning, og lavere enn reelle hastigheter downdip, i helningsretning (Kearey et al., 2006). Dip moveout er definert som differanse i gangtid  $t_x$  og  $t_{-x}$  til stråler reflektert fra den dippende lag grensen, til mottakere med lik, motsatt offset  $x$  og  $-x$  (Fig. 3.5).

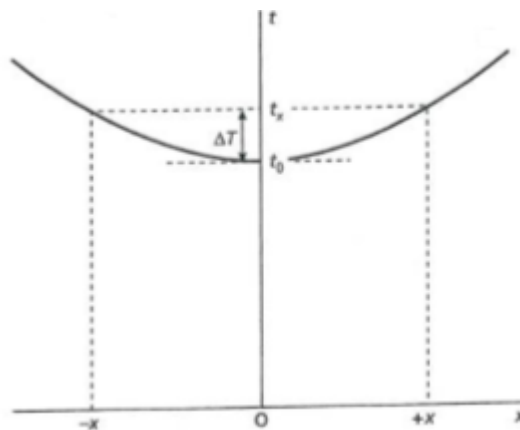


**Fig. 3.5:** Tid-avstand kurve. Refleksjonstid ( $t$ ) mot offset avstand ( $x$ ) for reflekterte stråler fra en dippende reflektor.  $\Delta T_d$  er dip moveout (Kearey et al., 2006).

**Hastighetsanalyse:** For å kunne tolke refleksjoner presist er det viktig å ha god kunnskap til hastighetene involvert. Hastighetsanalyse gir et estimat av stakinghastighetene for spesifikke reflekterende horisonter, og utføres på CMP gathers med forutsetning at gangtidskurvene er hyperbolske (Sheriff & Geldart, 1995). Ulike stakinghastigheter sammenlignes, ut fra

hvilken hastighet som produserer maksimal amplitude av refleksjonseventen i stakken med traser. Bevaring av amplitude er viktig på grunn av dens signifikans i tolkning (Sheriff & Geldart, 1995).

**NMO-korreksjon:** Når offset mellom kilde og mottakerne øker, øker også gangtid til refleksjonene for de ulike trasene. For horisontale lag sees denne forsinkelsen som en hyperbolsk kurve på seismogrammet, kjent som normal move out (NMO). Denne må korrigeres for, slik at refleksjonene fra en gitt grenseflate kan lines opp tilnærmet horisontalt i en CMP gather for å kunne stakkes. Korrigeringen vil være forskjellen i gangtid  $\Delta T$  for en mottaker avstand  $t_x$  fra kilden, og  $t_0$  for null offset (Fig. 3.6). Stakinghastighetene fra hastighetsanalysen benyttes for å korrigere for denne offseten, hvor resultatet er at amplitudeutslag fra samme reflektorer får lik toveis gangtid (Hart, 2000).



**Fig. 3.6:** Tid-avstand kurve for reflekterte stråler fra en horisontal reflektor.  $\Delta T$  = normal move out (NMO) (Kearey et al., 2006).

Konseptet med moveout er fundamentalt for gjenkjennelsen, korrelering og forsterking av refleksjonseventer (Kearey et al., 2006).

**Muting:** På grunn av raske endringer i normal moveout vil refleksjonsbølgeformen på traser med stor offset strekkes betraktelig. For å unngå degradering av kvaliteten til grunne refleksjoner ekskluderes de mest forvrengte delene av trasene fra stakken. Dette gjøres ved muting, som setter verdien til de uønskede delene av trasene til null (Sheriff & Geldart, 1995).

**Stakking:** Common midpoint (CMP) stakking er den viktigste delen av dataprosessering for å forbedre datakvaliteten, og hjelper ved å attenuere ulike typer støy som er ukorrelerbar fra trase til trase. Trasene med samme midtpunkt summeres for å gi en enkelt stakket trase (Sheriff & Geldart, 1995). Multipler bruker mer av gangtiden i den grunne delen av jorden enn primærbølger med samme gangtid, og har dermed mindre stakkinghastighet enn primærbølgene. Disse vil ikke samstemme på det NMO korrigerede gatheret, og dermed vil stakking attenuere de fleste multipler.

**Migrasjon:** Denne prosessen rekonstruerer en seksjon slik at refleksjonseventene som dipper reposisjoneres under korrekt overflatelokalitet og ved korrekt vertikal refleksjonstid. Dybde kan også brukes som vertikal dimensjon, men vil ikke være like nøyaktig som tid. Migrasjon vil føre til en forbedret oppløsning av dataene, ved å fokusere energien som er spredd over fresnelsonen. I tillegg vil diffraksjonsmønstre som stammer fra punktreflektorer og forkastninger kollapses (Kearey et al., 2006).

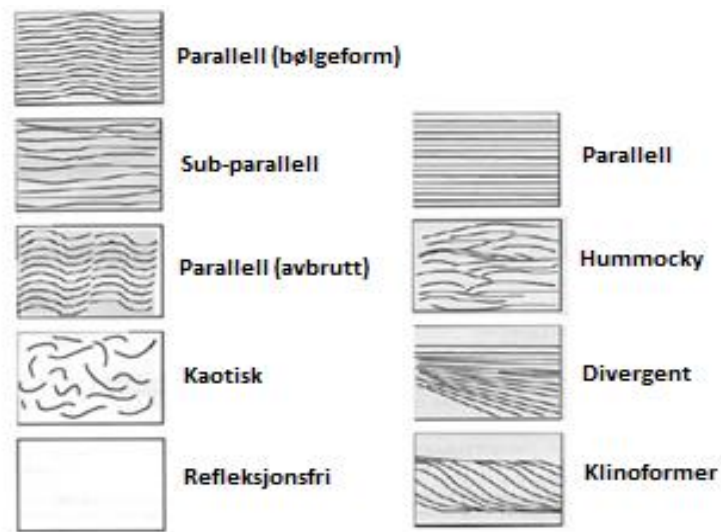
### 3.3 Seismisk tolkning

Seismisk tolkning går ut på å analysere strukturer ved å se på reflektorgeometri og reflektor tid, og analysere stratigrafien ved å se på refleksjonssekvenser som uttrykk for litologiske avsetningssekvenser (Kearey et al., 2006). Ved bruk av seismisk tolkning kan ulike stratigrafiske pakker skilles fra hverandre ved å identifisere ulike seismiske karakteristikk i sedimentære enheter.

#### 3.3.1 Seismiske facies

Seismiske facies representerer en del av en sekvens med karakteristikk ulik andre enheter, eller facies. En sekvens er en suksesjon av strata med felles opphav avgrenset av inkonformiteter. Hvordan en sekvens er bygget opp og terminerer er avhengig av samspill mellom avsetning av sedimenter og relative endringer i havnivå mens disse avsettes (Mussett & Khan, 2007). Når de største stratigrafiske pakkene er definert, blir refleksjonskonfigurasjonen innenfor hver sekvens studert (Fig. 3.7). Dette for å bestemme avsetningsmiljø, basert på analyse av refleksjonene med fokus på frekvens, amplitude, kontinuitet og andre faktorer som spiller inn. Ved å bestemme den relative posisjonen til

seismiske facies innenfor hver sekvens, blir det forsøkt å definere avsetningssystem og avsetningshistorie, da disse kan representere ulike geologiske hendelser og perioder (Hart, 2000).

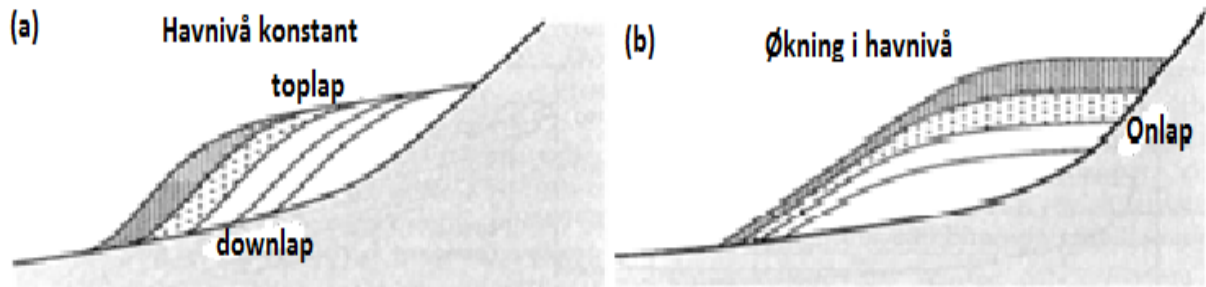


**Fig. 3.7:** Teoretisk oversikt over refleksjons-konfigurasjon for seismiske facies. I realiteten vil enhetene ha en kombinasjon av ulike mønster (noe modifisert fra Mitchum et al., 1977).

### 3.3.2 Seismisk stratigrafi

Første steg i seismisk sekvensanalyse er å studere stratigrafien. Store stratigrafiske pakker defineres ut ifra inkonformiteter, flomoverflater eller sekvensgrenser. Disse ulike typene overflater og hvordan de ligger i forhold til hverandre sees i seismiske data som refleksjoner, inndelt kronostratigrafisk. Overflatene bidrar dermed til å skille yngre bergarter fra eldre (Hart, 2000). For å identifisere de største sekvensgrensene brukes seismiske refleksjonstermineringer i form av «onlap», «downlap» og «toplap» (Fig. 3.8). Dersom havnivået er konstant, avsettes sedimenter langs kysten slik at hvert nye lag dannes over og forbi det forrige laget i form av toplap, som gir en prograderende suksesjon. Den øverste delen av hvert lag tynnes innover mot land, og vil grunnet begrensninger for vertikal oppløsning ikke vises på den seismiske seksjonen. Ved det nedre planet vil hvert lag danne downlap på eksisterende berggrunn. Hvis havnivået stiger, vil det bli avsatt lag på toppen av tidligere dannede lag, i tillegg til forbi, noe som fører til dannelsen av suksessive nær-horisontale lag. Der hvor disse kommer opp mot den skrånende kystlinjen er det onlap. Toplap graderes dermed til onlap ettersom havnivået endres fra å være konstant til å stige. En inkonformitet, som definerer grensen til en sekvens, dannes når havnivået synker raskt nok for

at erosjon oppstår i stedet for avsetning (Mussett & Khan, 2007). Selv om de seismiske refleksjonstermineringene ikke alltid vil indikere den virkelige stratigrafiske geometrien, vil ulike mønstre likevel tyde på ulike typer avsetning og avsetningsforhold.



**Fig. 3.8:** Terminering av sedimentære strata mot andre sekvenser **a)** Toplap og downlap ved konstant havnivå. **b)** Onlap ved økning i havnivå (noe modifisert fra Mussett & Khan, 2007).

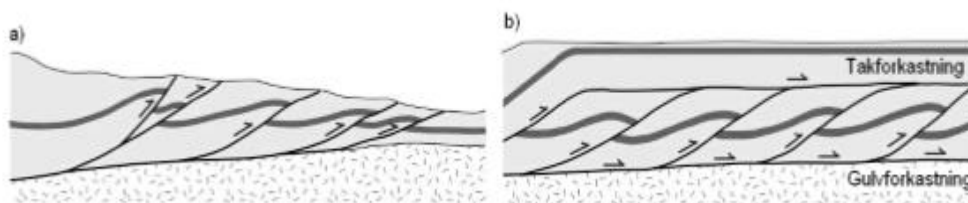
### 3.3.3 Tolkning av strukturer

Ved tolkning av strukturer defineres horisonter og forkastninger langs seksjonen, og laggrenser bestemmes ut ifra kartlegging av reflektorer. Forkastninger kan være vanskelige å se på seismiske data, da forkastningsplanet sjelden er synlig. Det vil derimot være tydelig om det er folder i suksesjonen av bergarter, ut ifra dip-endringen på refleksjonene. Det er ideelt å først definere store strukturer, for så å se på mer detaljerte strukturer under tolkningen. For å få best utbytte av denne er det også viktig med kjennskap til den tektoniske historien i det aktuelle området, da dette kan si noe om hvilke strukturer man kan vente å finne der.

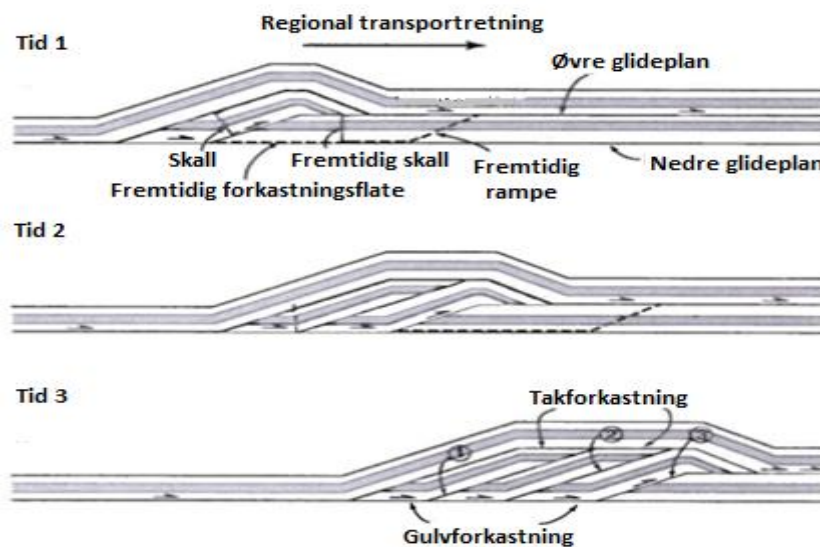
### 3.3.4 Generelt om deformasjonsstrukturer

I reverse forkastningssystem dannes det skyveforkastninger for å akkomodere for regional forkorting av jordskorpen. Denne type deformasjon, kontraksjon, dannes ved konvergerende plategrenser og i kollisjonssoner. Når det maksimale kompressive stresset er horisontalt, dannes det skyveforkastninger, «thrusts», hvor forkastningsplanet dipper 30-40 grader. Skyveforkastninger er med andre ord lavvinklede reversforkastninger som danner skyvedekke

over bergartene som befinner seg på den andre siden av forkastningen (Pluijm & Marshak, 2004). Disse deles inn i to system. En imbrikasjonsvifte (Fig. 3.9 a) består av individuelle skyveforkastninger som grenser til en felles detachment, og forgreiner seg og terminerer opp dip uten å grense til en øvre detachment. Et duplex system (Fig. 3.9 b) består av skyveforkastninger som grenser til en detachmentflate i form av takforkastning på topp, og en detachmentflate i form av gulvforkastning i bunn. Figur 3.10 viser hvordan dette systemet utvikler seg over tid (Pluijm & Marshak, 2004).



**Fig. 3.9:** Revers forkastningssystem **a)** imbrikasjonsvifte **b)** duplex system med skall («horses») mellom gulv- og takforkastninger (noe modifisert fra Pluijm & Marshak, 2004).

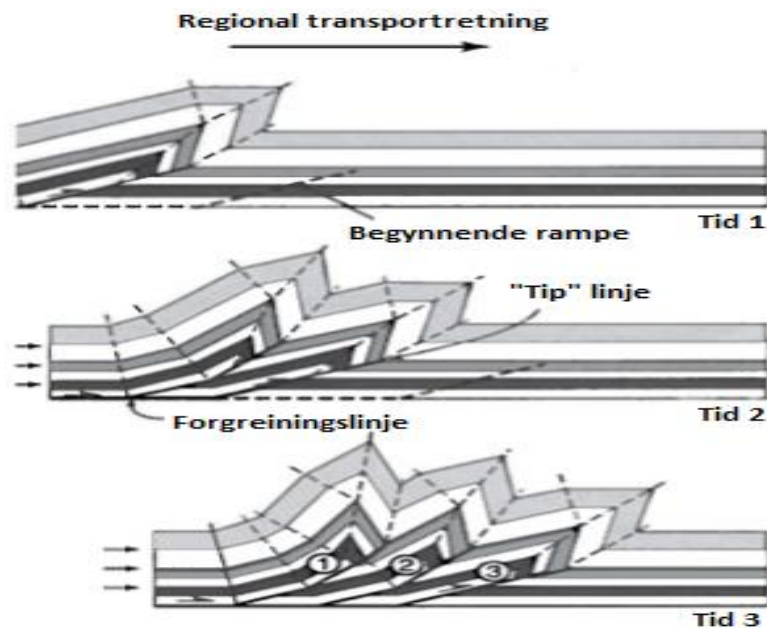


**Fig. 3.10:** Utvikling av duplex system over tid, i form av progressiv «break-forward» type forkastning. Dannelsen av duplex systemet resulterer i signifikant forkorting av jordskorpen (noe modifisert fra Pluijm & Marshak, 2004).



Forkastningene som utgjør skyvesystemet både i imbrikasjonsvifter og duplexsystem vil ikke initiere på samme tid. Generelt starter disse i en såkalt «break-forward» sekvens, som vil si at forkastningene til systemet dannes en etter en, hvor hver nye forkastning dannes på forland siden av den forrige. Det vil si at den yngste forkastningen i systemet vil befinne seg på forland siden av systemet, mens den eldste forkastningen vil befinne seg på hinterland siden (Fig. 3.11).

I forbindelse med strukturer skilles det mellom tynnskinnede og tykkskinnede system. I tynnskinnede system går forkastninger ned i en detachement i sedimentære bergarter ved grunne dyp på 10-15 km. I tykkskinnede system involverer forkastningene dypere liggende bergarter, gjerne helt ned til grunnfjellet (Pluijm & Marshak, 2004).



**Fig. 3.11:** Linjen hvor rampen er koblet sammen med en underliggende detachement er forgreininglinjen, mens linjen hvor forkastningen terminerer og forflytningen avtar kalles «tip» linje (noe modifisert fra Pluijm & Marshak, 2004).

### 3.4 Seismisk Oppløsning

Seismisk oppløsning sier noe om hvor tett to punkt kan ligge, og likevel vises som atskilte. Vertikal og horisontal oppløsning kontrolleres av signalets båndbredde, og er avhengig av signal/støy-forholdet (Yilmaz, 2001). Vi skiller mellom disse to basert på hvor langt fra hverandre to grenseflater må være for å vises som separate reflektorer (vertikal oppløsning), og hvor langt ifra to eventer på samme grenseflate må være for å vises som separate eventer (horisontal oppløsning) (Sheriff & Geldart, 1995).

#### 3.4.1 Vertikal oppløsning

Vertikal oppløsning sier noe om evnen til å gjenkjenne individuelle, tettliggende reflektorer, noe som bestemmes av pulslengden i den seismiske seksjonen. For en reflektert puls er maksimal oppløsning en fjerdedel av den dominante bølgelengden til pulsen. Seismiske bølger som trenger dypt mister høye frekvenser på grunn av absorpsjon, og fordi bølgelengden blir større med høyere hastigheter blir oppløsningen dårligere. Seismiske bølger som trenger dypt har dermed lavere dominant frekvens enn seismiske bølger som går grunnere. Vertikal oppløsning vil derfor synke som en funksjon av dyp, men denne kan forbedres ved prosessering av dataene, ved å forkorte den registrerte pulslengden ved bruk av spiking dekonvolusjon (invers filtrering) (Kearey et al., 2006). Grensen for hvor nær to reflektorer kan være hverandre og likevel være separable er gitt ved:

$$\lambda = \frac{v}{f}$$

Hvor  $\lambda$  er dominerende bølgelengde,  $v$  er bølgehastighet og  $f$  er den dominerende frekvensen (Yilmaz, 2001). Seismiske hastigheter i undergrunnen ligger stort sett mellom 2000 og 5000 m/s for sedimentære bergarter, stigende med økende dyp. Den dominerende frekvensen ligger mellom 50 og 20 Hz, og synker med økende dyp. Seismiske bølgelengder vil som resultat av dette ligge mellom 40 og 250 meter, og øke med dypet (Tabell 3.1). Grensen for vertikal oppløsning er gitt ved  $\frac{\lambda}{4}$ , da vil refleksjonene fra topp og bunn av laget ha maksimal konstruktiv interferens, amplituden øker og separate refleksjoner vil være synlige (Sheriff & Geldart, 1995).

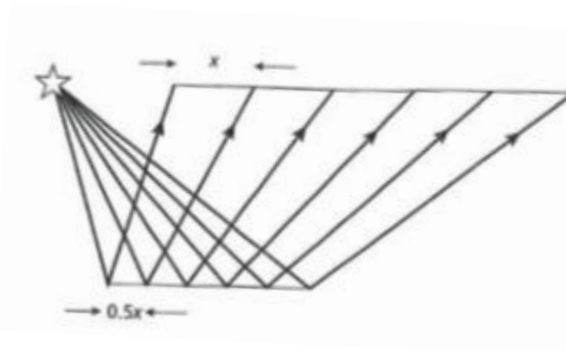
**Tabell 3.1:** verdier for bølgelengde med hastighet og frekvens tatt i betraktning. Et lag som ligger dypt med hastighet på eks 4000 m/s og dominant frekvens på 30 Hz må ha en tykkelse på minst 33 meter for at det skal kunne ses som et separat lag.

v (m/s)	f (Hz)	$\lambda/4$ (m)
2000	50	10
3000	40	18
4000	30	33
5000	20	62

Siden bølgelengde bestemmer oppløsningen, må avstanden mellom øverste og nederste laggrense for reflektorer som ligger dypt være lengre enn de som ligger grunt for at disse skal kunne ses separat (Yilmaz, 2001).

### 3.4.2 Horisontal oppløsning

Den horisontale oppløsningen er avhengig av to faktorer. Den ene dreier seg om avstanden mellom detektorene, mens den andre dreier seg om den fysiske prosessen av refleksjon (Fig. 3.12).



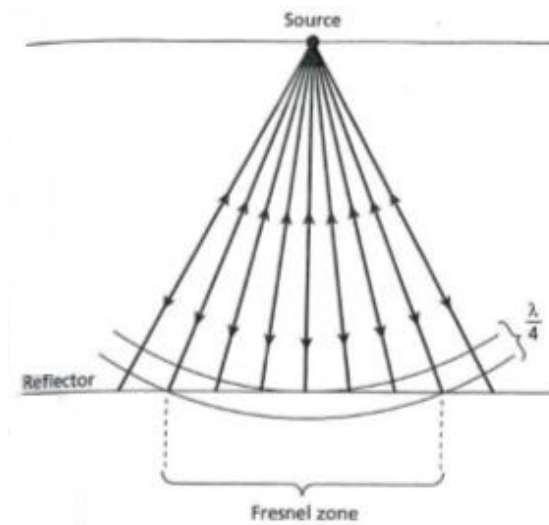
**Fig. 3.12:** For en flatliggende reflektor er den horisontale sampling lik halve detektor spredningen (Kearey et al., 2006)

Energi som returneres til en detektor innenfor en halv bølgelengde av den initielle reflekterte ankomsten interfereres konstruktivt og bygger opp det reflekterte signalet. Den delen av grenseflaten som energien returneres fra kalles Fresnelsonen (Fig. 3.13). Rundt denne sonen er det flere annulære soner hvor den generelle reflekterte energien interfererer destruktivt og

kanselleres. Bredden på Fresnelsonen representerer en absolutt grense på den horisontale oppløsningen til en refleksjonssurvey siden reflektorer som er adskilt med en avstand mindre enn denne ikke kan bli sett separat. Bredden  $w$  på fresnelsonen er relatert til den dominante bølgelengden  $\lambda$  til kilden og reflektordypet  $z$  med:

$$w = (2z\lambda)^{1/2} \quad (\text{for } z \gg \lambda)$$

Størrelsen på Fresnelsonen øker som en funksjon av reflektordyp. Som nevnt før har dyperegående reflektert energi en tendens til å ha lavere dominant frekvens grunnet effekten av absorpsjon. Den lavere dominante frekvensen henger sammen med en økning i intervallhastighet, og begge disse fører til en økning i bølgelengde. På grunnlag av dette blir den horisontale oppløsningen, på samme måte som den vertikale, redusert med økt reflektordyp (Kearey et al., 2006).



**Fig. 3.13:** Fresnel sonen defineres som den delen av reflektoren hvor energi returneres innenfor halve bølgelengden til den initielle reflekterte ankomsten (Kearey et al., 2006).

På umigrerte data regnes Fresnelsonen ofte som en begrensende faktor på horisontal oppløsning, men signal/støy-forhold og sampling påvirker også hvor stor avstand det må være mellom punkt for at de skal kunne ses separat (Sheriff & Geldart, 1995). Oppløsning på migrerte seksjoner er vanskelig å kvantifisere fordi fresnelsonen kollapses ved migrering, og dermed kan ikke størrelsen på fresnelsonen legges til grunn for horisontal oppløsning her.

## KAP. 4 - DATAGRUNNLAG OG INNSAMLINGSPARAMETRE

Følgende kapittel beskriver de ulike parameterne som er brukt til innsamling av de seismiske dataene som er prosessert og tolket. Dataene i denne oppgaven, syv seismiske multikanals 2D profiler, har sin opprinnelse fra feltarbeid i Isfjorden med det seismiske fartøyet M/S Håkon Mosby 23-31 august 2010, som del av Svalex. All informasjon i dette kapittelet er hentet fra toktrapporten til Svalex 2010 (Mjelde, 2010).

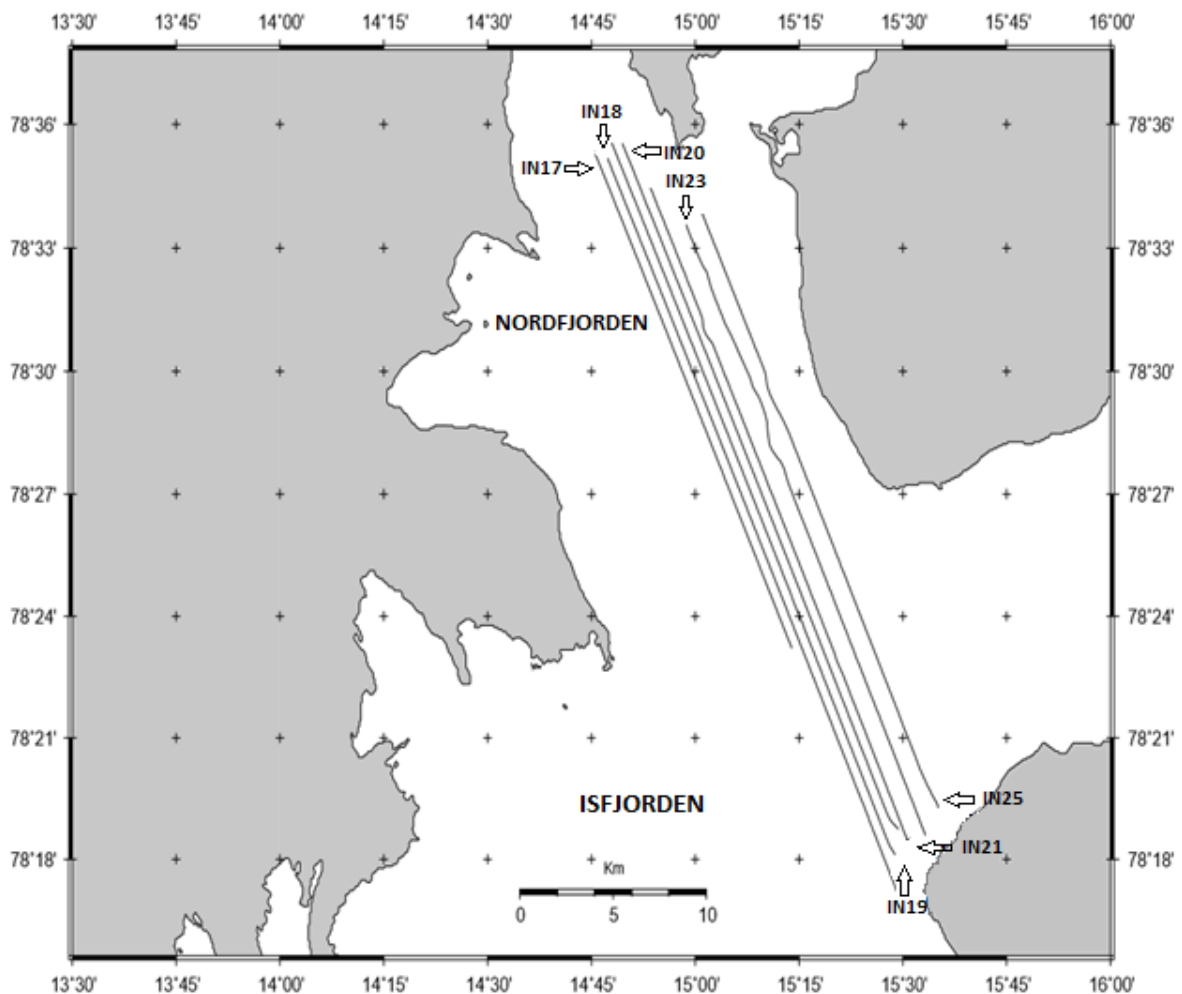
**Tabell 4.1:** Innsamlingsparameterne for de seismiske profilene (Mjelde, 2010).

Fartøy	M/S Håkon Mosby
Digital streamerlengde	3.0 km (Western Geco, Nessie 3)
Opptakssystem	Triac Recording (Western Geco)
4 Bolt luftkanoner	$300 + 240 + 136 + 90 \text{ inch}^3 = 766 \text{ inch}^3$
Skuddpunktintervall	50 m
Antall kanaler	240
Hastighet	5.0 kn
Opptakslengde	12 s
Luftkanondyp	6 m
Streamerdyb	8 m
Gruppelengde	12.5 m
Avstand fra GPS antenne til kildesenter	36 m
Avstand fra GPS antenne til første aktive kanal	136 m
Opptaksfilter	Lavkutt 3 Hz (18dB/oktav), Høykutt 180 Hz (72 dB/oktav)
Gravimeter	Lacoste-Romberg
Magnetometer	Marine proton

Som nevnt innledningsvis ble syv profiler skutt i Isfjorden (Tabell 4.2). Profil 18, 19, 20, 21, 23 og 25 ble skutt som en del av IN grid i Nordfjorden (Fig. 4.1). Profilene er orientert NNV-SSØ. Langs deler av profil 23 og 25 var fartøyet opp til 231 meter offline grunnet drivis i Nordfjorden, men dette utgjorde kun 3.5% av den totale surveyen. Birds var festet til streameren for å opprettholde rett vandyp på denne under skytingen. Gravimetrisk og magnetisk data ble samlet inn i hele området.

**Tabell 4.2:** Oversikt over innsamlede linjer som er basis for oppgaven, med koordinater for start- og slutt punkt til profilene. Alle profilene befinner seg i sone 33X WGS 84 på den nordlige halvkule (Mjelde, 2010).

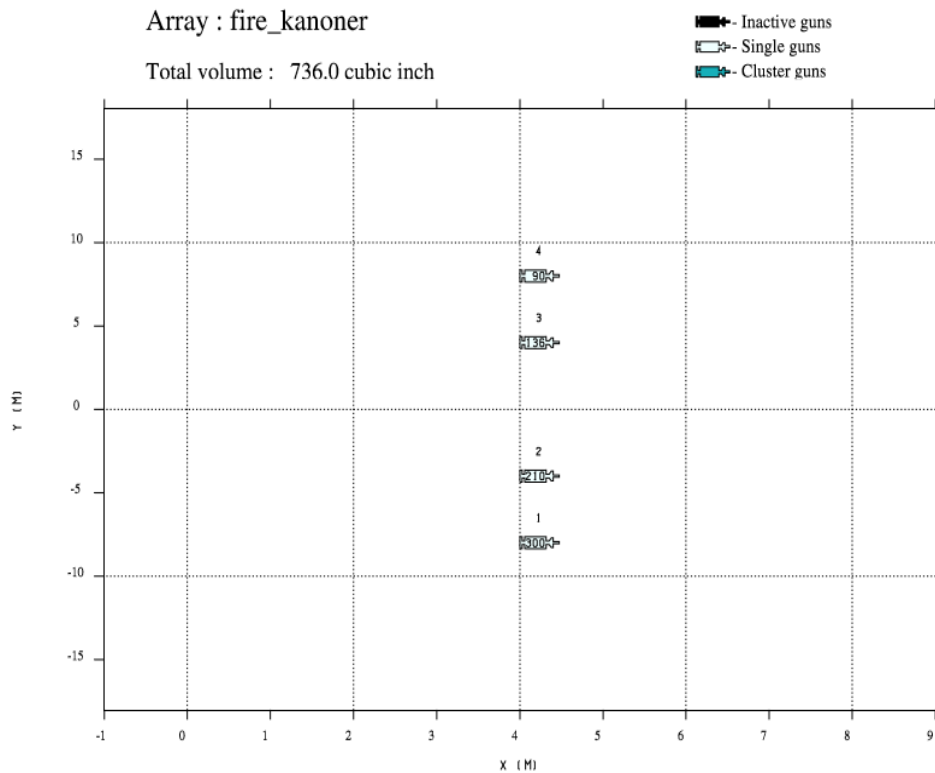
LINE	START OF LINE		END OF LINE	
	Easting	Northing (UTM Zone 33X)	Easting	Northing (UTM Zone 33X)
<b>ISFJORDEN</b>				
SvalexIN-17	002629	2010.08.29 11:07:31.856 0494701.30 08723974.58	003125	2010.08.29 13:57:37.420 0505239.17 08701524.79
SvalexIN-18b	003835	2010.08.30 12:35:16.810 0495368.43 08723779.49	004573	2010.08.30 16:49:45.587 0511008.82 08690358.14
SvalexIN-19	001904	2010.08.29 06:58:11.191 0510877.56 08692119.09	002621	2010.08.29 10:56:45.655 0495533.93 08724519.63
SvalexIN-20b	003134	2010.08.30 08:36:41.002 0511049.66 08693301.18	003826	2010.08.30 12:24:21.943 0496099.44 08724506.06
SvalexIN-21	001238	2010.08.28 17:02:00.041 0511622.70 08692622.77	001898	2010.08.28 20:55:51.694 0497588.91 08722489.96
SvalexIN-23	000615	2010.08.28 13:08:04.436 0499538.98 08720776.01	001229	2010.08.28 16:48:32.666 0512544.19 08692966.81
SvalexIN-25	000005	2010.08.28 09:31:57.894 0513217.54 08694301.68	000608	2010.08.28 12:56:58.837 0500245.64 08721518.86



**Fig. 4.1:** Kart over de seismiske linjene skutt i Isfjorden.

Følgende figurer viser kildekonfigurasjon (Fig 4.2), modellert fjernfeltsignatur, fjernfelts amplitudespekter og modellert direktivitet for kildene. Fjernfeltssignaturene viser hvordan signalet som kilden sender ut, inkludert overflaterrefleksjon (ghost), vil registreres på 1000 meter avstand rett bak båten. Ved innfallsvinkel på 0 grader går strålen rett ned fra kilden (Fig. 4.3). Ut ifra figuren er det tydelig at det er veldig liten forskjell for de ulike innfallsvinklene. Innfallsvinkel på mer enn 45 grader tas ikke med i betraktning da disse som regel fjernes i prosesseringen. Amplitudespekteret viser samme signaler bare i frekvensdomenet med en desibelskala relativ til maksimal amplitude (Fig. 4.4). Også her er det veldig lite forskjell for de ulike innfallsvinklene.

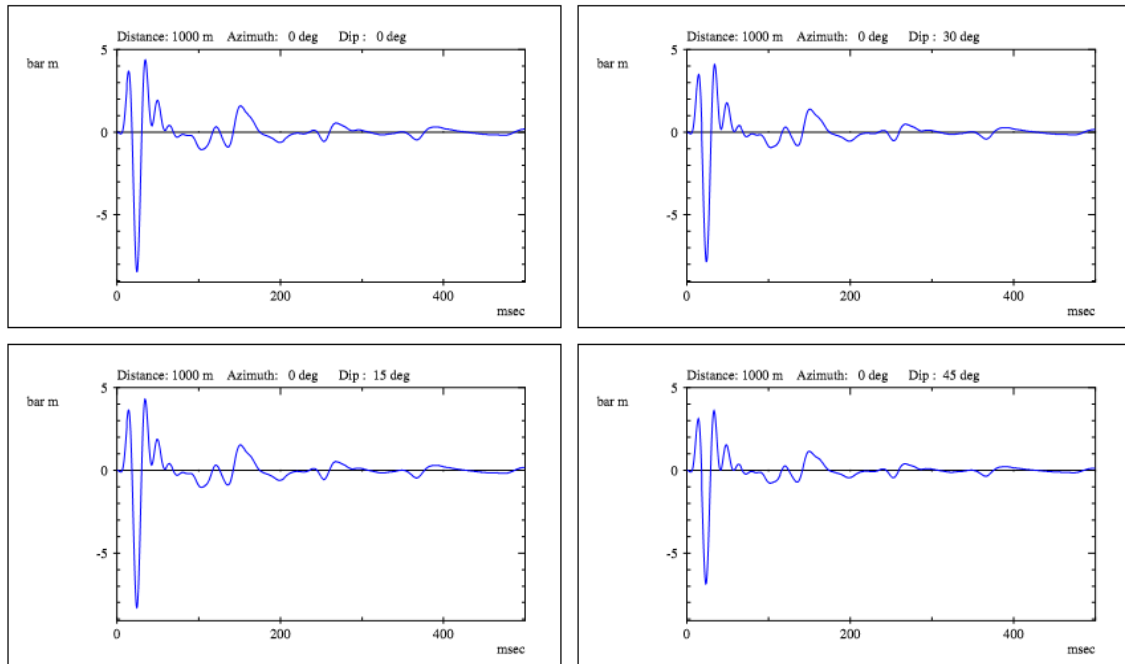
Det modellerte direktivhetsplottet viser at direktiviteten er størst nedover, og begrenset utover mot sidene, dette grunnet kildekonfigurasjonen (Fig 4.5). Modellene er laget av B.O.Ruud (UiB) i kildemodelleringsprogrammet Nucleus (PGS).



*Fig. 4.2: Kildekonfigurasjon. Størrelsene er i kubikktommer (Ruud, pers.komm.).*



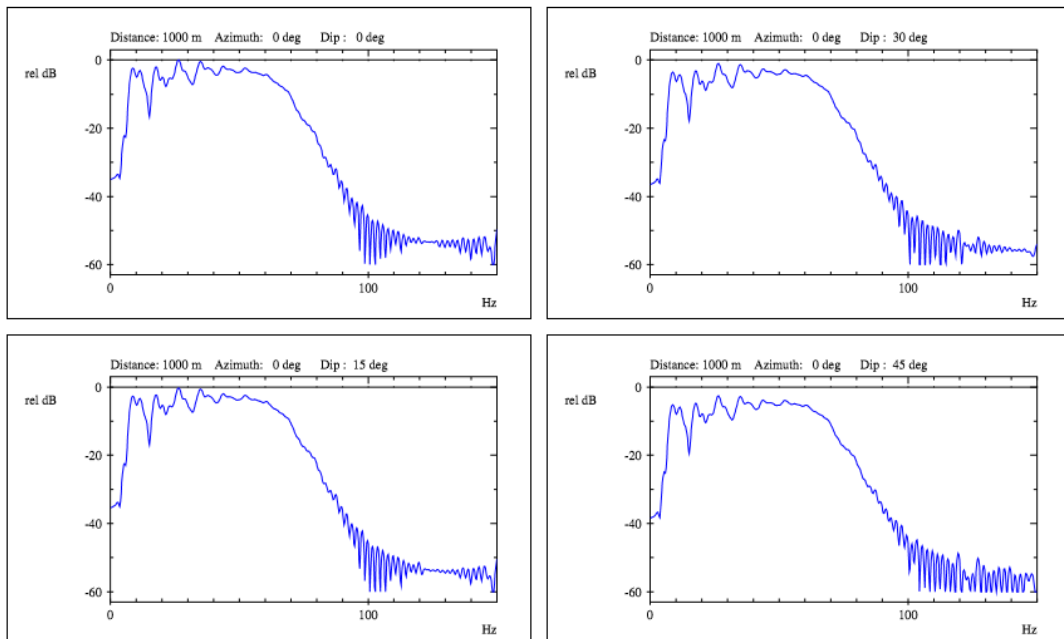
Farfield signatures : fire\_kanoner



Fire kanoner

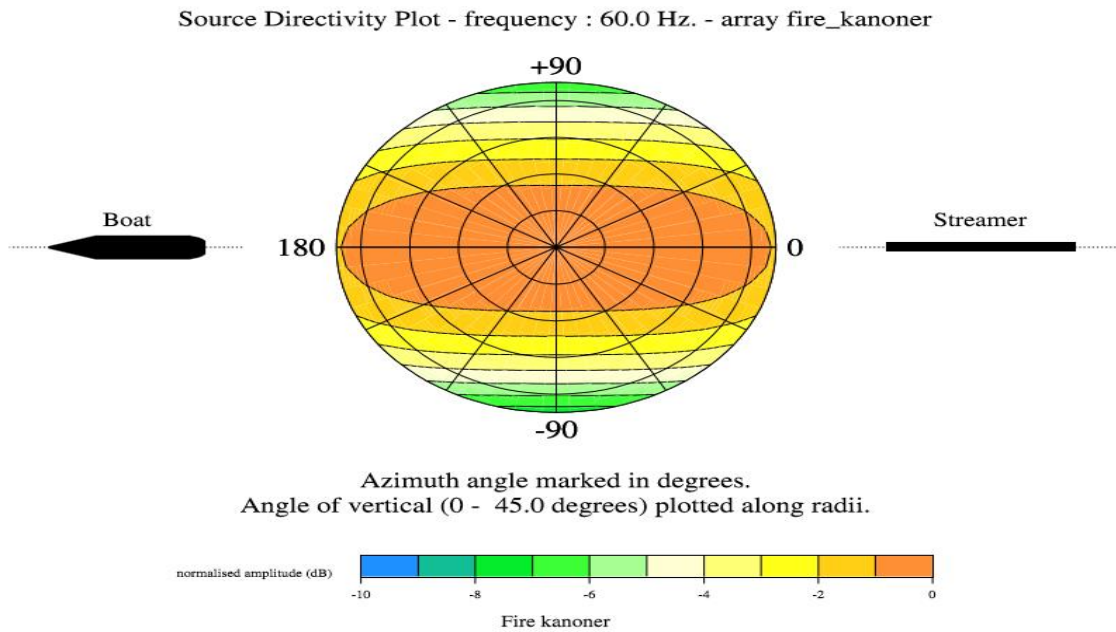
**Fig. 4.3:** Fjernfeltsignatur for kilden, for innfallsvinkler på 0, 15, 30 og 45 grader. X-akse viser msec. Bar m på y-aksen viser trykket i bar multiplisert med avstanden. Et trykk på 5 bar vil på en avstand på 1000 meter bety trykk på 5 millibar (Ruud, pers.komm.).

Amplitude spectra of farfield signatures : fire\_kanoner



Fire kanoner

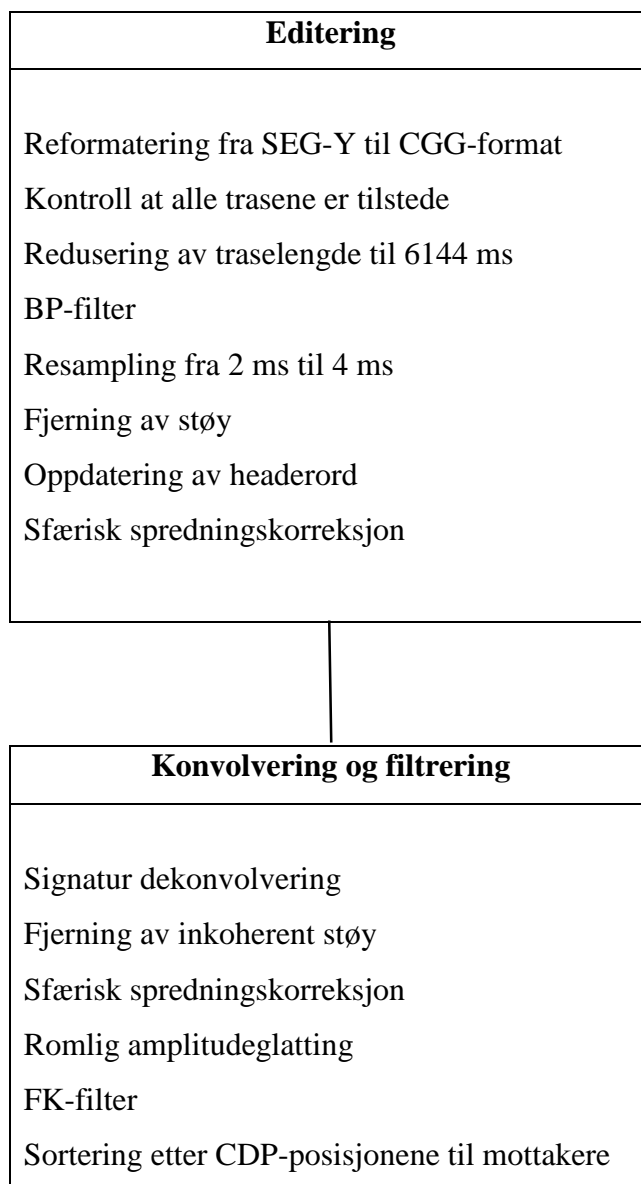
**Fig. 4.4:** Amplitudespekteret til fjernfeltsignaturene for 0, 15, 30 og 45 grader. X-akse viser maks amplitude, y-akse viser desibel, dB (Ruud, pers.komm.).

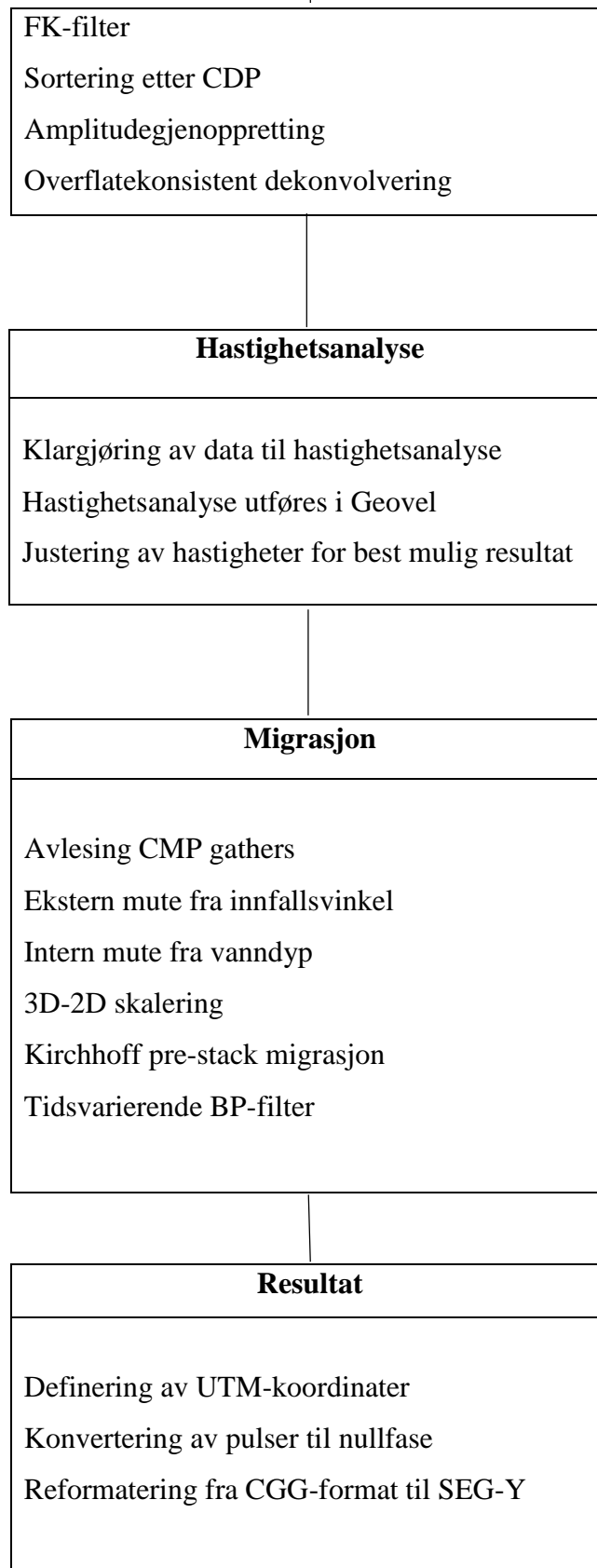


**Fig. 4.5:** Direktivitetsplott for kilden med frekvens = 60.0 Hz. Fargeskalaen viser normalisert amplitude i dB (Ruud, pers.komm.).

## KAP. 5 - DATAPROSESSERING

Dataene har blitt prosessert ved bruk av programvaren Geocluster 5.0, som er et produkt av CGGVeritas (2008). De ulike modulene som er tatt i bruk vises i figur 5.1, videre beskrivelse av disse er hentet fra softwareoppsummeringen fra CGG Veritas online dokumentasjonssystem. Figurer fra dataprosesseringen vist her er fra linje 21, så langt ikke annet er oppgitt. De ferdigprosesserte linjene kan ses i sin helhet i Appendiks A. Tabell 5.1 viser en oversikt over innstillingene brukt i fremvisning av linjene.





*Fig. 5.1: Prosesseringssekvens brukt på de seismiske dataene.*

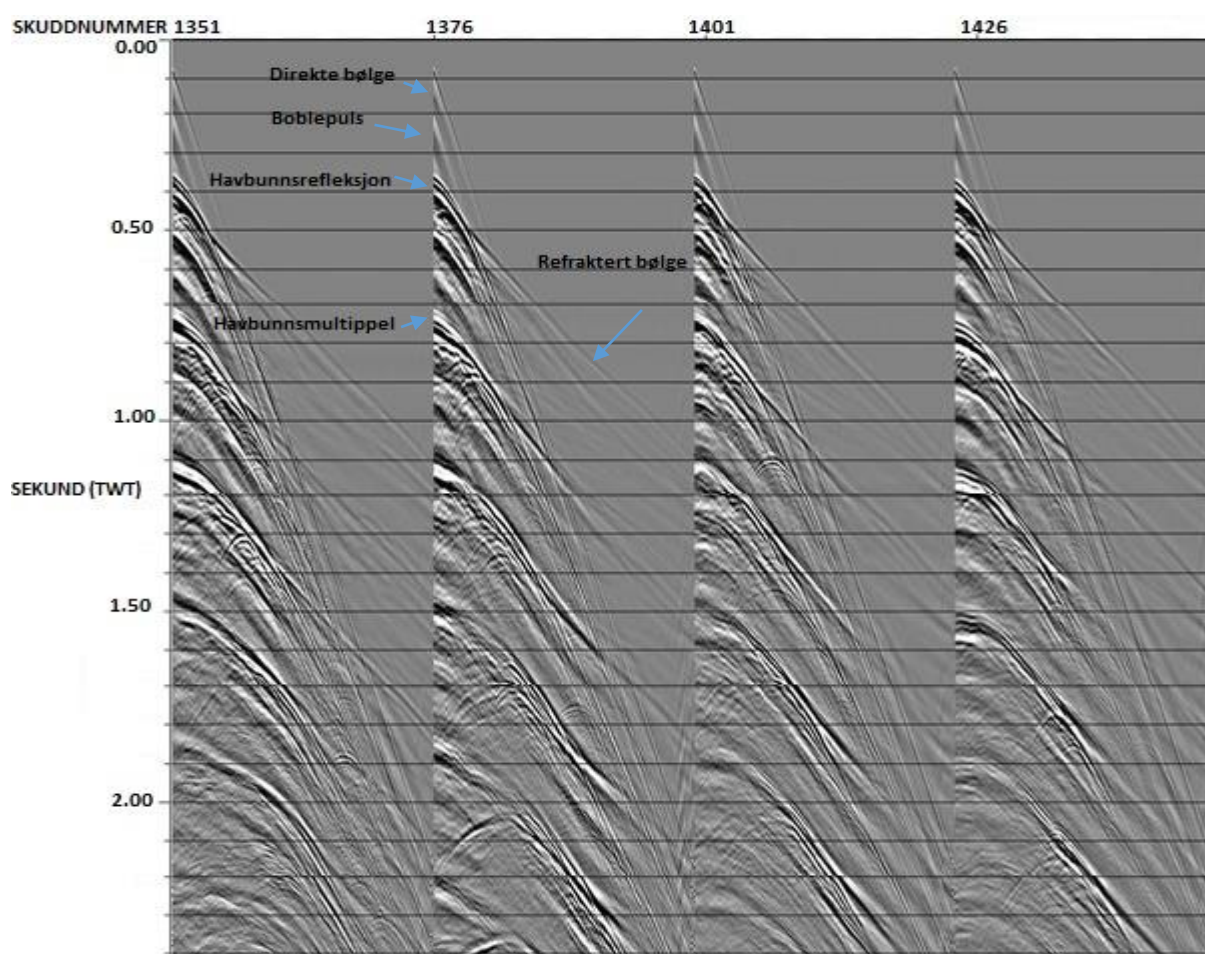
*Tabell 5.1: Parametre for seismiske utsnitt*

<b>Type plott</b>	Interpolert tetthet
<b>Normalisering</b>	Amplitudeskalering, ratio = 0.5, dB = -6.02 Type = RMS (root mean square)
<b>Interpolering</b>	50 traser/cm 10 cm/sek
<b>Zoom</b>	Vertikal akse: øverste 2.4 sekunder TWT. Horisontal akse veksler for de ulike figurene
<b>Fargekart</b>	Whiteblack251

## 5.1 Editering

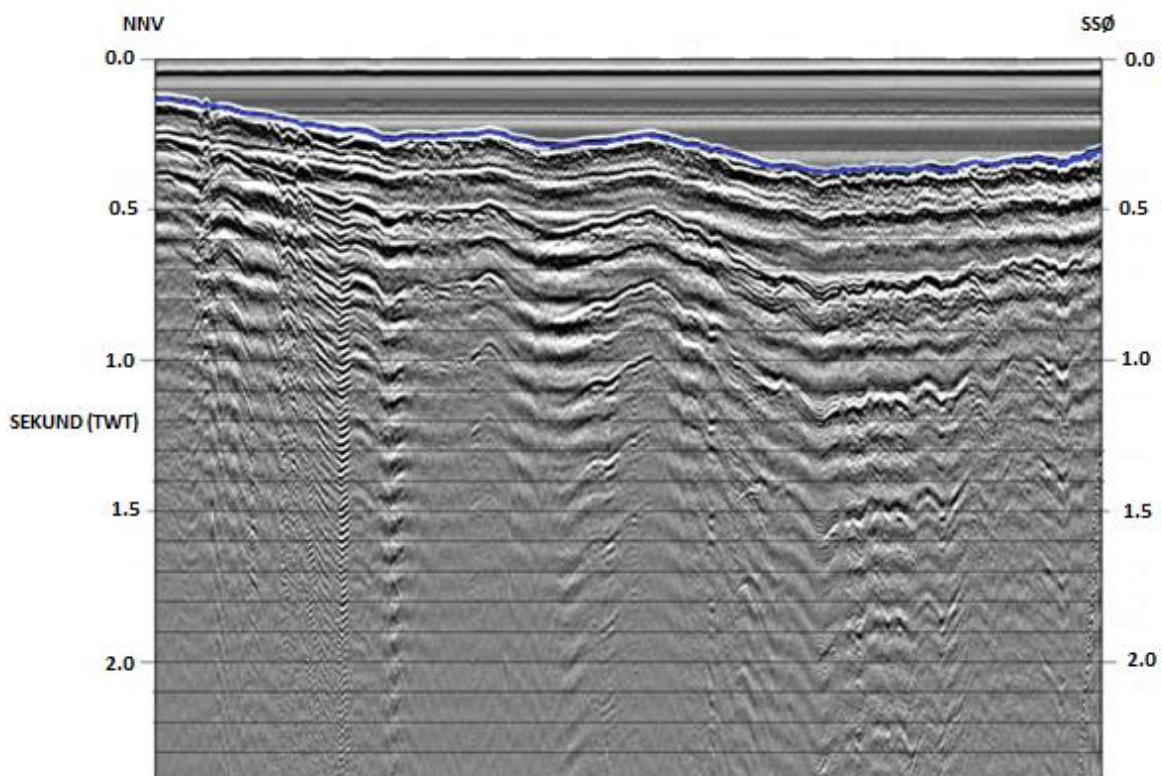
Dataene fra forskningsfartøyet Håkon Mosby blir registrert i SEG-D format, men lagret i SEG-Y. I SEG-Y format vil hver trase inneholde flere headerord med ulike betydninger og amplitude samples. Headerordene vil variere fra datasett til datasett, men i dette tilfellet vil skuddnummer, kanalnummer, antall samples per trase og samplingsintervall være satt i trasens headerord. I Geocluster vil SEG-Y data reformateres til CGG format. CGG format inneholder også header ord som SEGIN modulen overfører, men disse vil ikke være helt like som i SEG-Y format. Etter kontroll av trasene halveres traselengdene fra 12288 ms til 6144 ms, da 12 sekund ikke behøves når det ikke er dype reflektorer tilstede som gir informasjon i nederste halvdel av trasene. Båndpass filter påføres og er definert med lavfrekvens grense på 8 Hz til høyfrekvens grense på 90 Hz. Hensikten med å fjerne de laveste frekvensene er å fjerne streamer støy, mens hensikten med å fjerne høye frekvenser er å unngå aliasing. Resampling fra 2 ms til 4 ms blir gjort for å redusere datamengden, sannsynligvis uten å påvirke kvaliteten basert på skalaen til strukturer i det aktuelle området. Når data resamples med lengre samplingsintervall enn inputverdien, er maksimal frekvensen til interpoleringsfilteret avhengig av verdien til Nyquistfrekvensen ved output. Nyquistfrekvensen ved 4 ms er på 125 Hz, dermed er høyfrekvensgrensen som er satt til 90 Hz godt under denne. Reduksjon av traselengde og resampling reduserer total datamengde betraktelig, og fører dermed til at selve prosesseringen går raskere. Videre fjernes støy, før headerordene oppdateres og defineres. Både offset og CDP-nummer, linjenummer og CDP-posisjon til kilde og mottaker beregnes, og er viktig for å kunne stakke data senere i prosessen. Til slutt korrigeres det for geometrisk spredning.

Figur 5.2 viser resultatet av editering på en tilfeldig skuddsamling. Den direkte bølgen ankommer først, deretter boblepuls, havbunnsrefleksjon og refraktert bølge. Flere multipler kan ses tydelig nedover i profilet. Refraksjonshastigheten, som er en direkte måling på hastigheten i havbunnen, er her på 4053 meter per sekund.



**Fig. 5.2:** Utvalgt skuddsamling av editerte seismiske data. Skuddnummer er angitt langs x-aksen, og TWT i sekund er angitt langs y-aksen. Direktebølge, boblepuls, refraktert bølge, havbunnsrefleksjon og havbunnsmultipler ses tydelig og er navngitt.

Nærtraseplott produseres med hensikt å plukke refleksjoner fra havbunnen, da kjennskap til vandyp er viktig for bedre å kunne fjerne multipler av denne ved dekonvolering, og i tillegg forbedre datakvaliteten. En forsterkningsfunksjon i tidsformat legges her til for å sikre at svake refleksjoner også kommer frem. Etter å ha generert nærtraseplott, vises dataene i programmet Teamview hvor vandyp plukkes langs havbunnen. Under her igjen sees boblepuls, og tydelige havbunnsmultipler går igjen i profilet (Fig. 5.3). Tidsverdiene til refleksjonene av vandypet eksporteres til xps databasen i Geocluster, og danner et vandypbibliotek. Disse tidsverdiene brukes for å fjerne multipler ved å legge til et prediktivt dekonvolusjonsfilter i neste jobb.



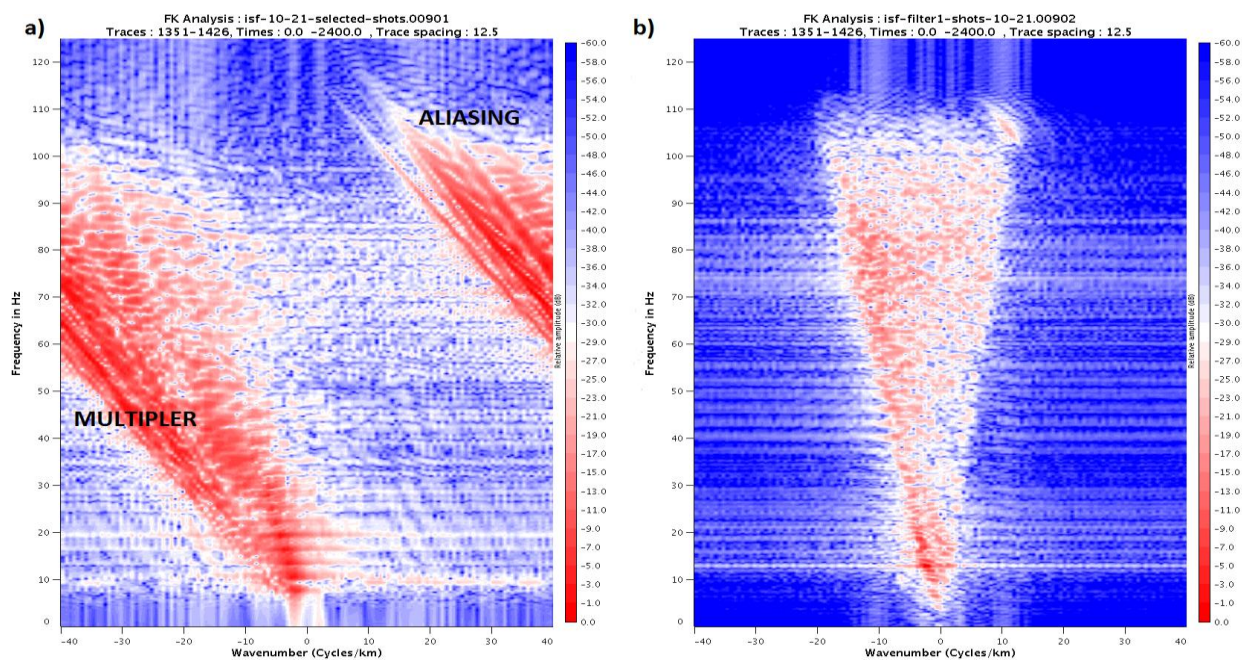
*Fig. 5.3: Nærtraseplott. Blå linje markerer valgt vandyp.*

## 5.2 Konvolvering og filtrering

Den største utfordringen ved prosessering av de seismiske dataene er fjerning av havbunnsmultipler. Grunnet høy hastighet i havbunnen, som nevnt tidligere på over 4000 m/s, og grunt vandyp på 100 til 200 meter, blir de fleste reelle reflekterte ankomster skjult av tettliggende multipler. Fjerning av disse foregår ved å dekonvolvere for å fjerne resterende multipler i vannlaget, og ved å bruke fk-filter for å fjerne bølger som propagerer i vannlaget, såkalte totalrefleksjoner.

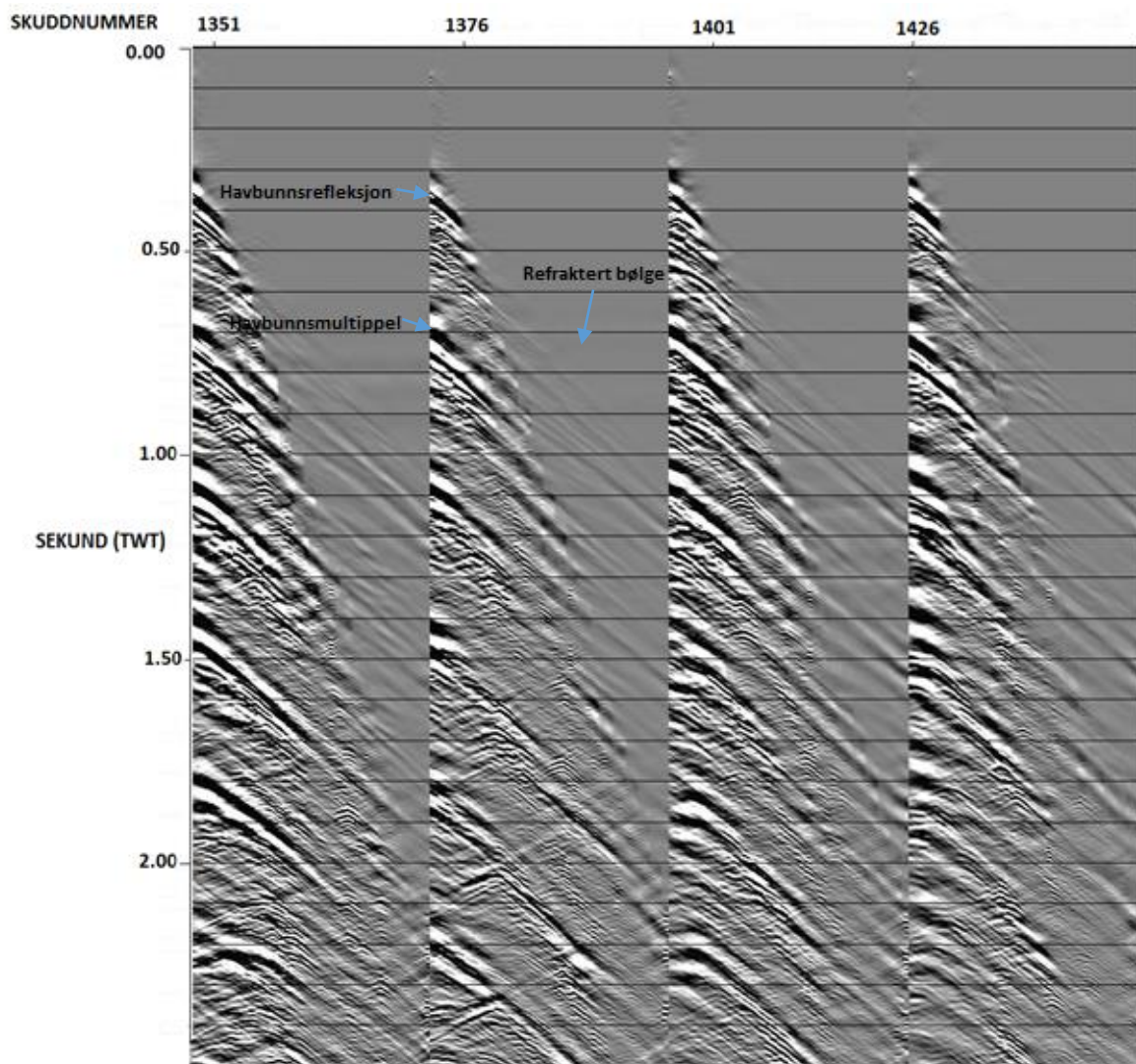
Først utføres statistisk luftkanon-dekonvolusjon ved bruk av modulen DESIG for å fjerne boblepulsene. Statistisk vil i denne sammenheng si at kildepulsen må estimeres fra dataene, i motsetning til deterministisk dekonvolusjon hvor man dekonvolverer med en kjent kildepuls. Frekvensgrensene er også her satt til mellom 8 Hz og 90 Hz, som i båndpassfilteret under editeringen. Ulike projektive filtreringer gjøres med modulen SPARN for å attenuere inkoherent støy, og dermed forbedre datakvaliteten. Frekvensen til lavkuttfilteret settes med øvre grense på 50 Hz, og en nedre grense på 7,5 Hz. En sfærisk spredningskorreksjon legges så til, som påfører en forsterkning av dataene og utfører konversjon til absoluttverdi. Romlig amplitudeglatting jevner ut amplituden til hver trase med utgangspunkt i nabotraser, hvor denne utjevningen påføres på grupper av traser i overlappende tidsvindu. Et fk-filter som konverterer dataene til frekvens ( $f$ ) –bølgetall ( $k$ ) domenet, og tilbake igjen til tid-offset domenet etter filtreringen, legges på til slutt. Dette legges til for å fjerne koherent støy, direkte og refrakterte bølger fra dataene. Hastigheter mellom -5000 m/s og 10 000 m/s blir beholdt, med maksimal frekvens på 115 Hz. I Figur 5.4 a) ses en fk analyse før fk-filteret har blitt påført, basert på Figur 5.2, og i Figur 5.4 b) ses samme fk analyse etter at fk-filteret har blitt påført.





**Fig. 5.4:** FK analyse. Frekvens i Hz er angitt på y-aksen, og bølgetall i cycles/km på x-aksen. **a)** viser plott før fk filter har blitt påført. Til venstre i bildet ses multipler med lav hastighet som har propagert i vannlaget, hvor energien forsvinner mot venstre og foldes tilbake til området oppe til høyre, et resultat av romlig aliasing. Området imellom er beholdte hastigheter. **b)** viser plott etter fk filter har blitt påført. Aliasing er blitt filtrert vekk da hastighetene i dette området er høyere enn valgt grense i fk-filteret.

I Figur 5.5 sees resultatet av denne jobben, hvor lineære eventer i form av direkte bølger og refrakterte bølger er forsøkt attenuert. Gjenværende lag har mindre helning enn i Figur 5.2, og en del av multiplene er fjernet. Sammenlignet med Figur 5.2 er også den direkte bølgen borte. Den refrakterte bølgen er nesten borte, men refleksjonen av den refrakterte er der fortsatt, og har blitt tydelig. Dette mutes bort senere i prosesseringen før stakking.



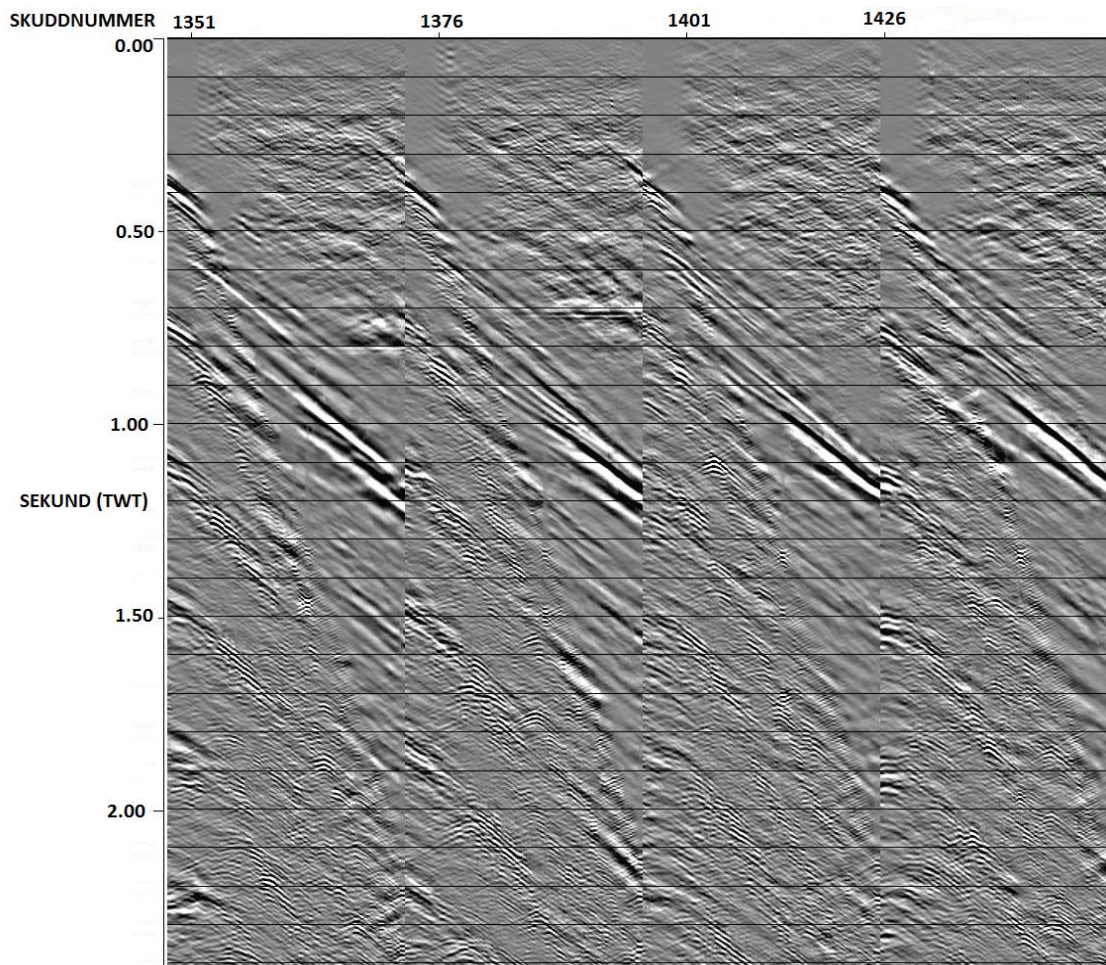
*Fig. 5.5: Samme utvalgte skuddsamling som i Figur 5.2, her etter dekonvolvering og filtrering er utført. Multiplene ses fortsatt, men direkte og refrakterte bølger er borte.*

Vanddybiblioteket som ble lagret i xps databasen legges videre inn i en XPSID modul. Dataene velges og resorteres i flere omganger, først sorteres receiver gather i forhold til ord 18 som er mottakernummer. I FKFIL gjøres en ny hastighetsfiltrering tilsvarende den forrige, da det lønner seg å filtrere på forskjellig type gather. Dette fordi fk-fileret som brukes har usymmetriske hastighetsverdier. Resultatet vil vanligvis være avhengig av hvilken retning linjene er skutt, men dette problemet unngås altså ved filtrering. Siden dataene er sortert etter mottakernummer vil antall traser være redusert fra 240 til 60, som er lengde på streamer (3 km) delt på 50 m skuddintervall. Maks frekvens er fortsatt 115 Hz, og båndpassfilteret defineres mellom -5000 m/s og 10 000 m/s. Dataene sorteres igjen, denne gang i forhold til

ord 4, CDP gather. Amplitudegjenoppretting, som er en digital AGC («automatic gain control») utligning basert på statistisk analyse, påføres og fjerner høyfrekvent støy ved å filtrere fosterkningskoeffisient-serien. Sene ankomster blir her forsterket for å kompensere for geometrisk spredning. DECSC er overflatekonsistent spiking dekonvolving, som hjelper til med å fjerne multipler. Denne modulen tar med i betraktning at laterale variasjoner påvirker den seismiske waveleten. Hver trase sees som en kombinasjon av flere filtre som velges i modulen, som karakteriserer eksempelvis skuddpunkt- og mottaker posisjonen, og offset-intervall. Betegnelsen overflatekonsistent vil si at det er et filter for hver kilde- og mottakerposisjon, for å fjerne multipler på både skudd- og mottakersiden. Brukerdefinert kalkulasjonsvindu er satt til 100 ms-2100 ms, i tillegg påføres trasene en gitt mengde hvit støy. Jo mer hvit støy som legges til, jo mindre effekt får dekonvolvingen. Aktiv operatorlengde benyttet her er 300 ms, noe som vil si at multipler fra havbunnen der den er dypere enn 300 ms ikke vil bli dempet av dekonvolvingen, den vil i stedet føre til bølgeform-kompresjon. Dekonvolving utvider frekvensbåndet, noe som gjør signalet smalere, og øker båndbredden. Dataene sorteres avslutningsvis etter ord 2, skuddpunkt nummer.

I Figur 5.6 sees samme skuddsamling som i Figur 5.2 og 5.5. Mye av multiplene er nå fjernet pga. dekonvolving. De gjenværende multiplene flater av når de kommer inn mot små offset. Jo lenger vi går mot høyre, jo lenger ned i bildet ligger refleksjonen (større offset).

Amplituder som sees oppe i høyre hjørne på skuddene har tredd frem grunnet amplitudegjenopprettingen som ble lagt til. Denne effekten mutes bort senere i prosessen. De «sterke» lagene som sees er mest sannsynlig multipler, basert på at disse befinner seg rundt dobbel gangtid. Ikke alle multipler vil fjernes, og det er fortsatt en del refraksjoner igjen. Det er mulig å forandre hastighetene i fk-filteet for å forsøke å fjerne mer av disse, men samtidig risikerer man da å fjerne reelle refleksjoner vi ønsker å få frem.

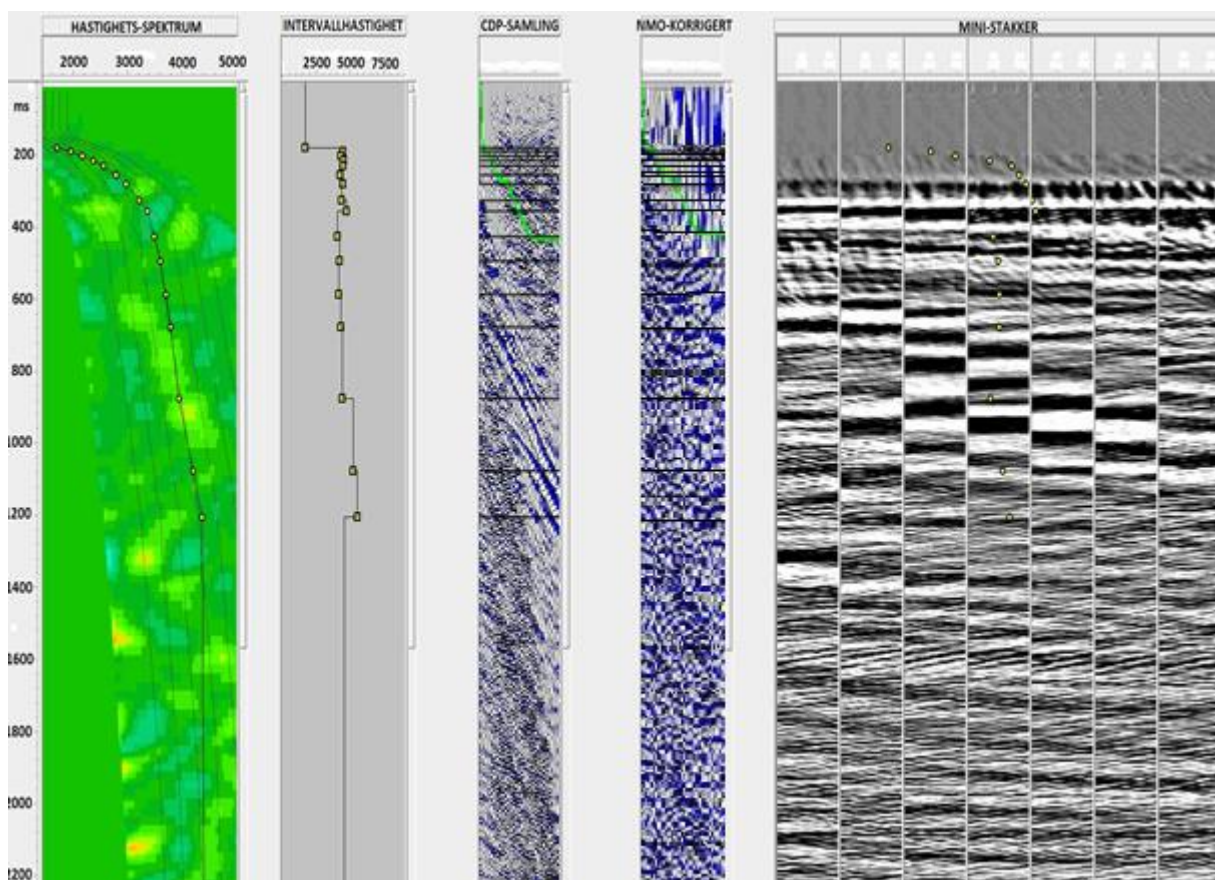


*Fig. 5.6: Samme utvalgte skuddsamling som Figur 5.2 og Figur 5.5. En del multipler og refraksjoner er fjernet, mens økte amplituder har tredd frem oppe til høyre i skuddbildet.*

### 5.3 Hastighetsanalyse

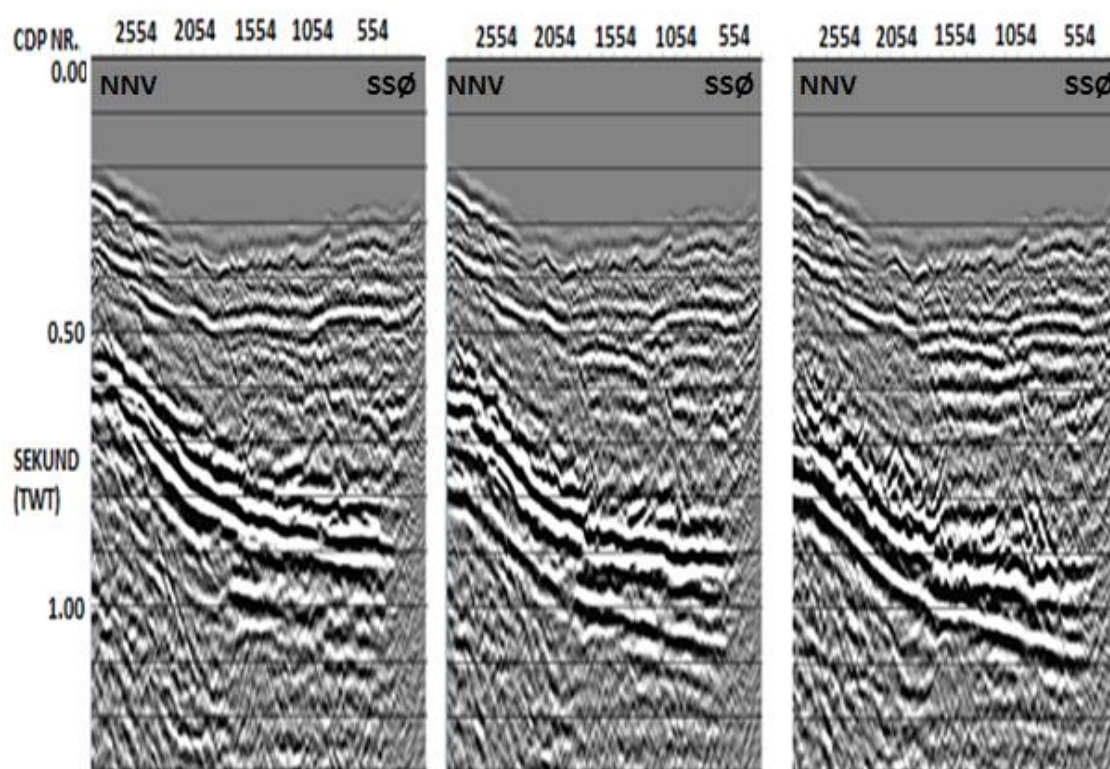
Dataene ble klargjort til hastighetsanalyse ved bruk av VESPA modulen. Denne modulen beregner ulike hastighetsfunksjoner for utvalgte CDP'er, og kalkulerer med en økning på 4%. Den korresponderende energimatriksamplituden vises på en graf basert på tid og hastighet, som gjør det mulig å videre plukke tid-hastighet par. Programmet gjør det også mulig å få output i form av hastighetsspektrum, stakkede CDP grupper med ulike hastighetsfunksjoner og NMO stakkede traser. Den resulterende Vespa filen brukes videre i hastighetsanalysen. Til dette brukes Geovel via Geocluster applikasjonen Chronovista. Her åpnes CDP'ene fra hver linje som er valgt ut til hastighetsanalyse. Hastighetene er plukket for hver 400 CDP (2,5 km

mellom hver), og er interpolert mellom disse. Hastigheten stiger raskt i hovedlagpakken ved grunn gangtid, før den holder seg noe konstant med en gradvis økning med dyp. I pakkene over er hastigheten lavere. I Figur 5.7 vises øverste del av CDP nr. 812 for linje 21 med valgte hastigheter. Fra venstre ses hastighetsspektrum med utslag for reflektorer, intervallhastighet som raskt øker med tid; ca. 4500 m/s ved 200 ms for deretter å kun ha en svak økning med økende dyp, CDP-samling før NMO korrigering, CDP-samling etter NMO korrigering, og mini-stakker som viser økende og minkende hastighet til høyre og venstre for den mellomste mini-stakken.



**Fig. 5.7:** CDP nr 812 fra linje 21 i Geovel. Lyse farger markerer klare utslag for reflektorer i hastighetsspektrumet, intervallhastighet viser hastighet i forhold til dyp, CDP-samling vises før og etter NMO-korrigering med angitte intervallhastigheter, og syv mini-stakker viser økt og redusert hastighet i forhold til den midterste mini-stakken.

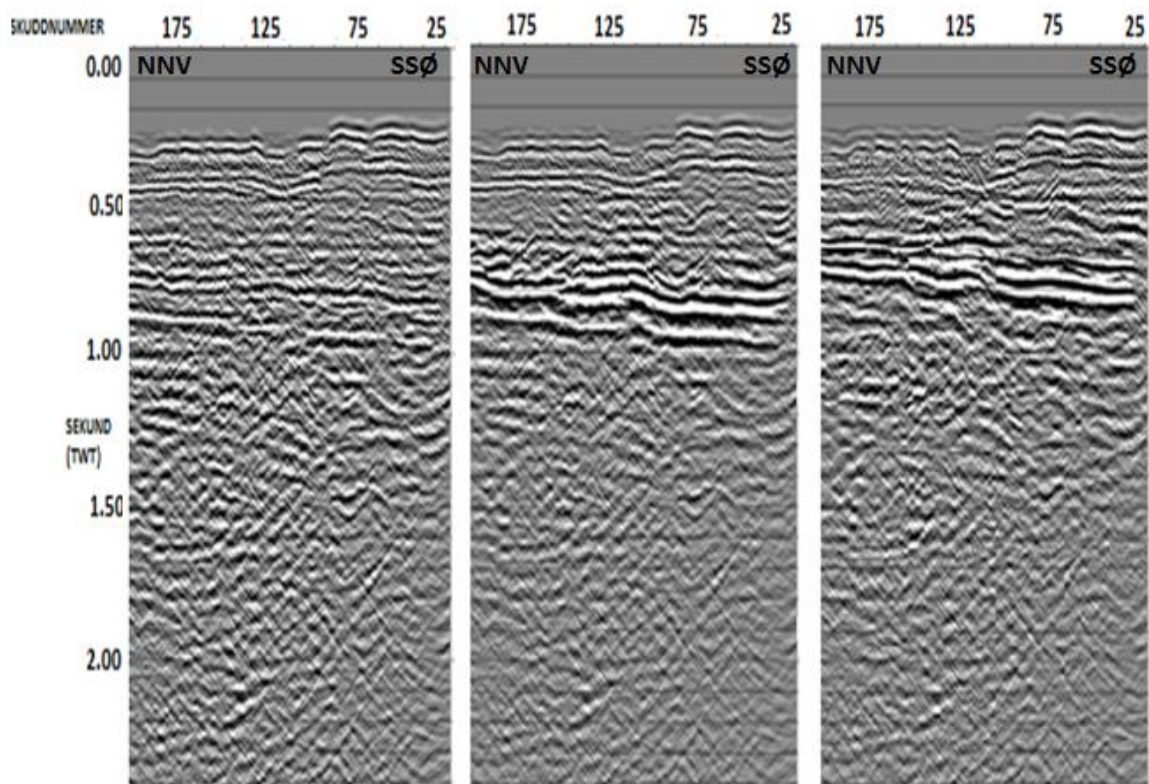
De valgte hastighetene har blitt justert i flere omganger for å oppnå best mulig resultat, etter å ha sett resultatene skalert ned og opp henholdsvis -5% og +5% (Fig. 5.8). I justeringen ble også Isovel fra Chronovista brukt som verktøy, for å se hvordan RMS-hastighetene og intervallhastighetene endres langs linjen. Isovel viste seg å være nyttig da hastighetene varierer noe i profilet, spesielt i øverste del ned til 1,5 sekunder (toveis gangtid).



**Fig. 5.8:** Utsnitt av tre stakker etter hastighetsanalyse. Til venstre skalert 90%, i midten endelig hastighet 100%, til høyre skalert opp til 105%.

## 5.4 Migrasjon og Mute

Modulen MUTAN tar utgangspunkt i hastighetsbiblioteket og er en ekstern mute, som er den mest brukte formen for muting. Denne beregner innfallsvinkel for strålene, og muter seismiske traser hvor stråler har innfallsvinkel større enn den angitte grensen på 40 grader. Det ble forsøkt å endre maksimal innfallsvinkel til høyere og lavere verdi enn 40 grader for å se om dette ga bedre resultat, uten hell. Ved lavere verdi ble 30 og 35 testet. Begge disse ga mye dårligere resultat, med synlig mindre utslag av refleksjoner. Ved høyere verdi ble 45 og 50 testet, også dette med dårligere resultat (Fig. 5.9). Ved lavere vinkler vises mindre refleksjoner, mens med større vinkler blir signalet kraftigere. Store vinkler vil derimot virke lavfrekvent på signalet og føre til dårligere oppløsning. Det skapes problem med faseskift, med resultat at den vertikale oppløsningen blir dårligere. Innfallsvinkel på 40 grader ble derfor beholdt. Modulen MUTES gjør videre en intern mute av traser med utgangspunkt i vanddyb i stedet for hastighetsbiblioteket. Intern mute vil si muting av små innfallsvinkler/offset, og hensikten med dette er å dempe multipler med liten moveout, da disse ikke dempes like mye i staking-prosessen som multipler med større moveout. En enkel skalering gjøres før selve migrasjonen, proporsjonal med tiden opphøyd i  $-0.5$ . Denne modulen skalerer amplituder opp og ned. TIKIM blir brukt til selve migrasjonen, som er en prestakk Kirchhoff 2D tidsmigrasjon. Kirchhoff algoritmen migrerer trase for trase, slik at hver output er et toppunkt på en diffraksjonskurve. Inputsamplere summeres langs en diffraksjonskurve som karakteriseres av en lokalt definert RMS-hastighet. Reflektorbildet bygges av konstruktiv interferens. Hvor bratte man tillater reflektorene å være settes inn i DIPLIM. Denne ble satt til 25 grader, hvor alle verdier over dette mutes. Et tidsvariabelt båndpassfilter ble til slutt lagt på for å fjerne støy, spesielt lavfrekvent støy i øvre del av profilet og høyfrekvent støy i nedre del. Dette med mål om å beholde mest mulig høye frekvenser med økende dyp.



**Fig. 5.9:** Tre utsnitt av Linje 25. I utsnittet til venstre er innfallsvinkelen satt til maks 30 grader, i midten maks 40 grader, og til høyre er innfallsvinkelen maks 50 grader. Ulikhetene ses tydelig på refleksjonen.

## 5.5 Resultat

Avslutningsvis utføres det en jobb hvor det migrerte resultatet som skal brukes til tolkning leses inn. Det legges på et filter med formål å konvertere pulsene, da det er ønskelig med nullfase pulser til tolkningen av dataene. I nullfase endres pulsen slik at den blir symmetrisk, men forskjellen her er ikke så stor. Til slutt konverteres dataene tilbake fra CGG til SEG-Y format, og UTM koordinatene defineres.

I det endelige resultatet av de prosesserte dataene fra Linje 21 (Fig. 5.10) ser man at lineære eventer i form av direkte bølger og refrakterte bølger er borte. I tillegg har støy og multipler som viste seg i rådataene også blitt attenuert som følge av prosesseringen.

De resterende ferdigprosesserte linjene kan ses i appendiks A.



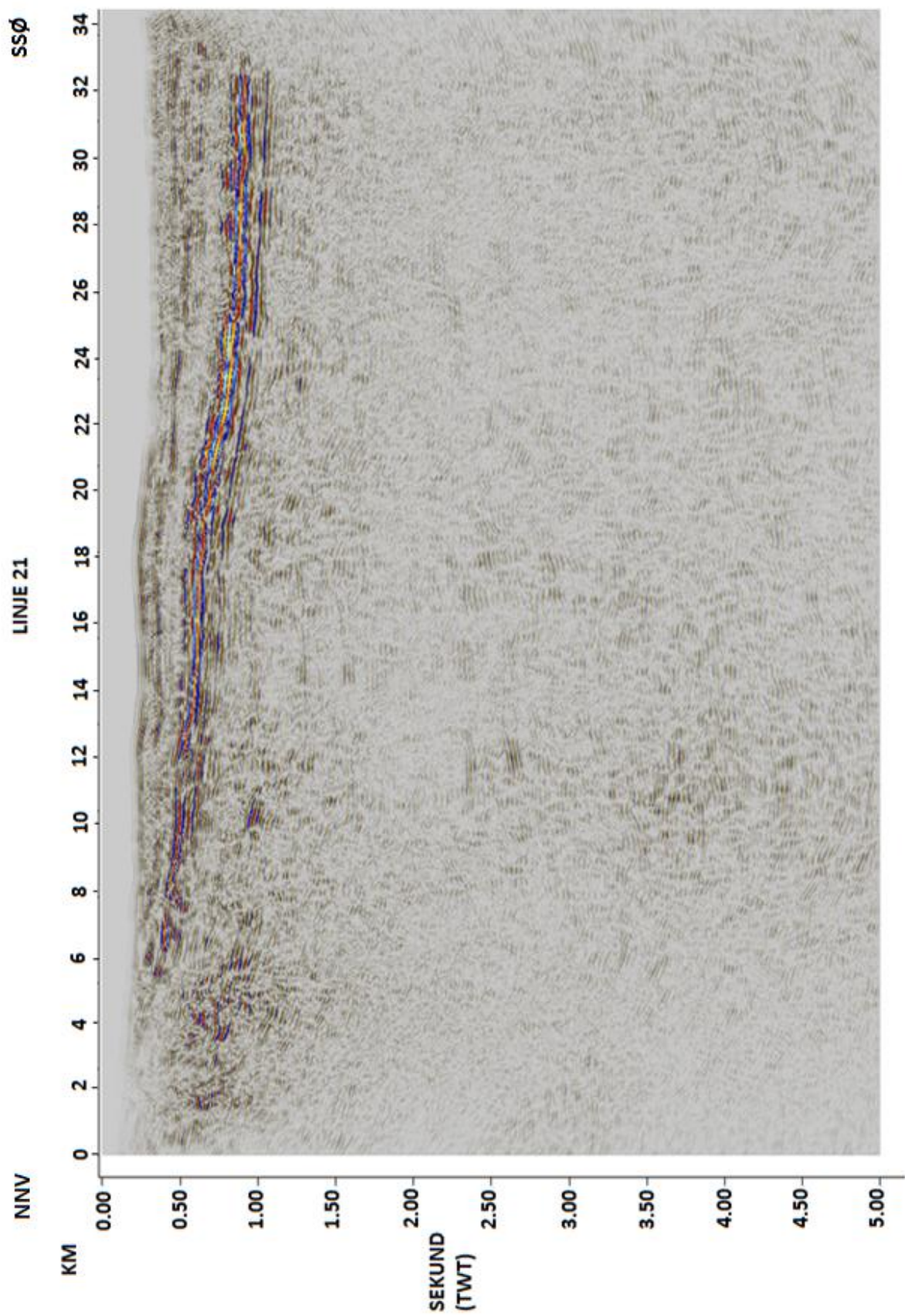


Fig. 5.10: Linje 21 ferdig prosessert

## KAP.6 – TOLKNING

Følgende kapittel beskriver tolkningsprosessen av de seismiske dataene. De syv prosesserte linjene fra Isfjorden har blitt tolket ved bruk av Petrel 2013. En generell grovtolking har blitt utført for å kartlegge de mest fremtredende horisonter og strukturer som er tilstede, til sammenligning med tidligere publiserte studier. Linje 21 har blitt valgt for å presentere resultatet, da denne er av best kvalitet og er representativ for de andre linjene. I Appendiks B finnes de ferdigtolkede profilene i sin helhet.

### 6.1 Grunnlag for tolkning

#### 6.1.1 Tolkningsverktøy

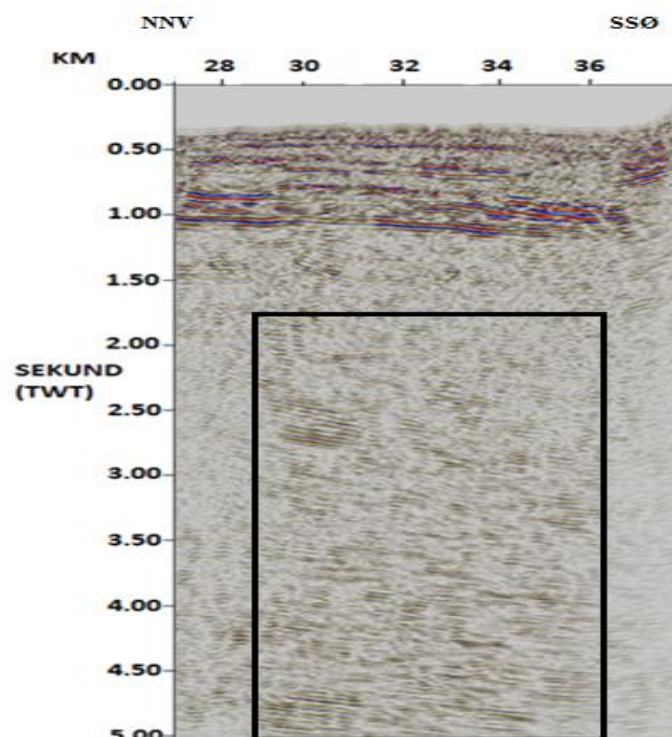
For å tolke de seismiske dataene ble Schlumberger's software Petrel (2013) anvendt. De syv ferdig prosesserte linjene ble importert i SEG-Y format, og åpnet i en tolkningsfolder. Syv individuelle 2D tolkningsvindu ble brukt for å tolke horisonter og strukturer for hver linje. Tolkningen av horisontene ble videre brukt for å danne isopakkart og isokronkart som viser henholdsvis tykkelse og dypet (i tid) til de ulike lagene. Fargeskalaen «seismic» er benyttet, hvor blått traseutslag indikerer reduksjon i akustisk impedans, og røde traseutslag indikerer økning i akustisk impedans. Horisontene er utelukkende tolket langs positive traseutslag.

#### 6.1.2 Datakvalitet

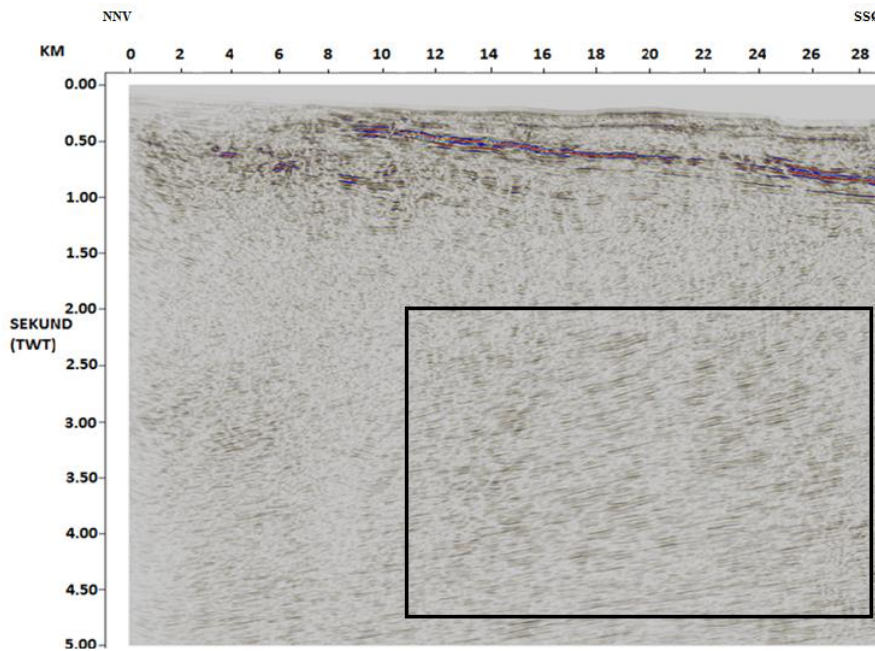
Det er flere faktorer som spiller inn på datakvaliteten. Studieområdet domineres av uvanlig hard havbunn og grunt vandyp, noe som begrenser den seismiske oppløsningen. Som en konsekvens av den høye impedanskontrasten reflekteres store mengder energi, slik at mindre energi trenger ned i underliggende lag, noe som igjen begrenser avbildningen av dypere liggende strukturer og lagpakker. I tillegg har flere av reflektorene høye amplituder, spesielt lag fra kritt som inkluderer en dolerittintrusjon. Grunnet lite vandyp er det korte perioder mellom havbunnsmultiplene, som igjen påvirker datakvaliteten ved at de maskerer den reelle ankomsten i rådataene. De fleste multiplene har blitt fjernet under prosesseringen,

og har ikke utgjort noe større problem under tolkningen til tross for at metodene tatt i bruk fører til dårligere avbildning av havbunnen. Det er lite multipler synlig på de ulike profilene, og de som er tilstede maskerer mest sannsynlig ingen reelle ankomster.

Et område med høy amplitude skråstilt støy ses i Figur 6.1 mellom 2 og 5 sekunder toveis gangtid i østre del av linje 18. I Figur 6.2 ses samme type støy som dipper vestover. Den aktuelle støyen observeres kun på de nevnte linjene, og fremkommer tydelig i den ellers transparente sonen i nedre del av profilene. Støyen skyldes mest sannsynlig instrumentstøy som har fått helning under NMO-korrigering av linjene, da det ikke ses andre reelle refleksjoner i området. I begge figurene fremkommer det tydelig støy i området over havbunnen og i ytterkant av linjene, noe som går igjen i alle profilene og utgjør en utfordring ved tolkning av dataene, spesielt ved tolkning av reflektorer. Denne støyen er ikke mutet bort i prosesseringen, og kan derfor representere geologiske strukturer som ikke er reelle. Konkave parallelle refleksjoner, «swipes», som dannes i migreringsprosessen ses også i ytterkantene av linjene og gjør det vanskelig å tolke disse områdene. Avbildningen vil også være påvirket av innsamlingsretningen, da noen linjer er skutt fra NNV til SSØ, og noen fra SSØ til NNV. Strukturer kan dermed få tilsynelatende ulik dip avhengig av retningen.



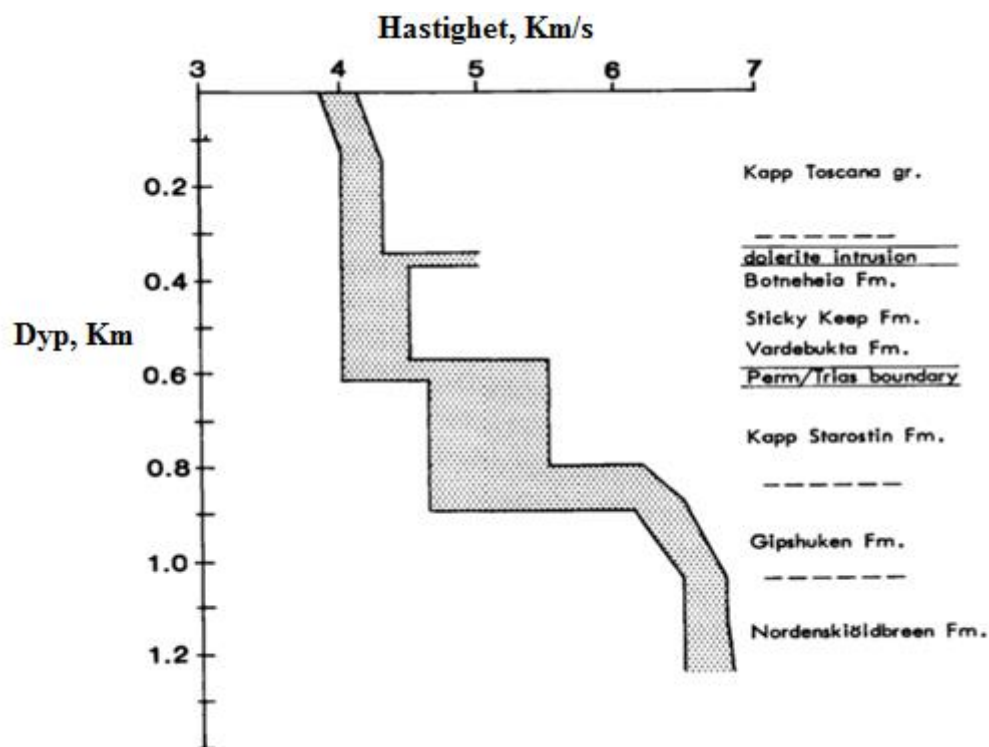
**Fig. 6.1:** Utsnitt av linje 18. Svart firkant markerer skråstilt støy i østre del av profilet. Støy i ytterkant av linjen og over havbunnen ses også tydelig her.



**Fig. 6.2:** Linje 20, hvor svart firkant markerer skråstilt støy som dipper vestover. Også her vises støy i ytterkant av linjene, og i området over havbunnen.

### 6.1.3 Estimering av tykkelser

Estimering av tykkelser har blitt utført ved å dra en vertikal akse gjennom det dypeste punktet i bassenget, og med utgangspunkt i denne og den horisontale akse finne tid og avstand i Petrel. Isopakkart har blitt laget for alle enhetene basert på de tolkede horisontene, og kan brukes til samme formål. Helningen til enhetene er beregnet med trigonometriske målinger, og vil derfor involvere en viss feilmargin. Gjennomsnittshastigheter brukt for å finne tykkelse i meter til enhetene er 1500 m/s i vannlaget, 4500 m/s i bunn tertiær laget og rundt 5000 m/s for de underliggende lagene. Målingene er oppgitt i toveis gangtid, og stemmer godt overens med hastighetsanalyser utført under prosesseringen. Blant annet Eiken (1985) har utført refleksjon- og refraksjonsstudier på Svalbard, en oversikt over hastighetene og dybden målt ses i Figur 6.3. Dette vil være korrelerbart med formasjonshastighetene i Isfjorden.



**Fig. 6.3:** Mulig hastighet-dyp distribusjon innhentet fra landseismikk i Agardhdalen, østlige Spitsbergen. Geologisk tolkning av hastighetsmodellen til høyre. (Noe modifisert fra Eiken, 1985).

## 6.2 Kilder benyttet til korrelering

Tolkningen av de seismiske dataene har blitt korrelert med flere tidligere studier fra området, som er listet punktvis nedenfor. Spesielt seismisk karakter, dyp og tykkelse for de ulike enhetene er tatt med i betraktning:

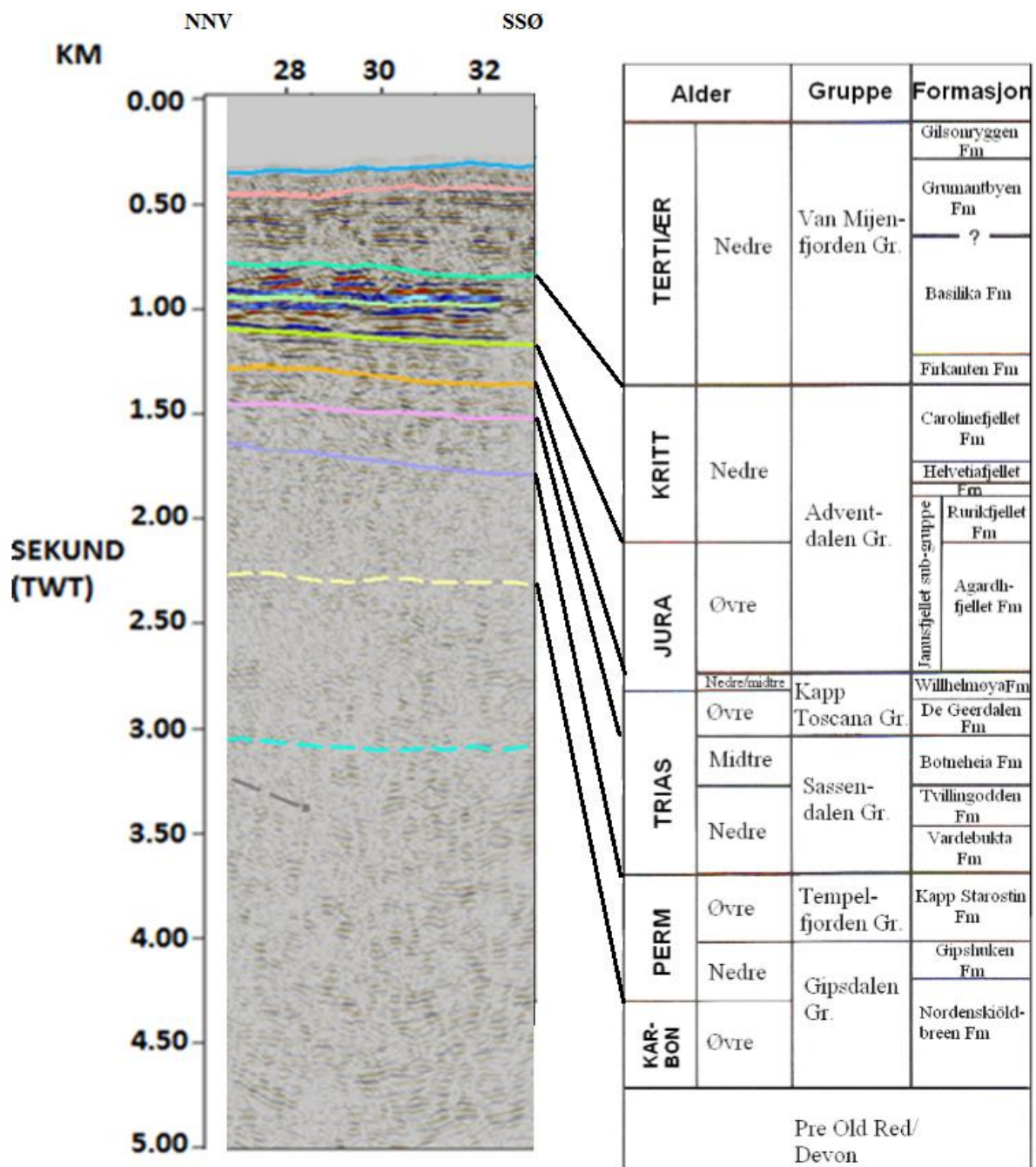
- Eiken (1985): Seismisk kartlegging av post-kaledoniske strata på Svalbard.
- Eiken og Austegard (1994): Seismisk atlas av vestre Svalbard. Oversikt over flere seismiske profil i studieområdet.
- Nøttvedt (1994): Post-kaledoniske sedimenter på Spitsbergen.

- Braathen et al. (1995) og Bergh et al. (1997): Resultater fra studier på vestre Spitsbergen.
- Strømme (2010): Prosessering og tolkning av seismiske data fra Van Mijenfjorden.
- Blinova et al. (2013): Analyse av strukturelle trender av strata under havbunnen i Isfjorden området av WSFTB basert på multikanals seismiske data.

### 6.3 Seismostratigrafisk rammeverk

Et seismostratigrafisk rammeverk er definert basert på de ovennevnte kildene benyttet til korrelering. Rammeverket er benyttet som utgangspunkt for den seismiske tolkningen av lagpakker og geologiske strukturer, og sammenfattes i korthet i dette delkapittelet. Figur 6.4 viser et stratigrafisk korrelasjonsdiagram med seismisk utsnitt.

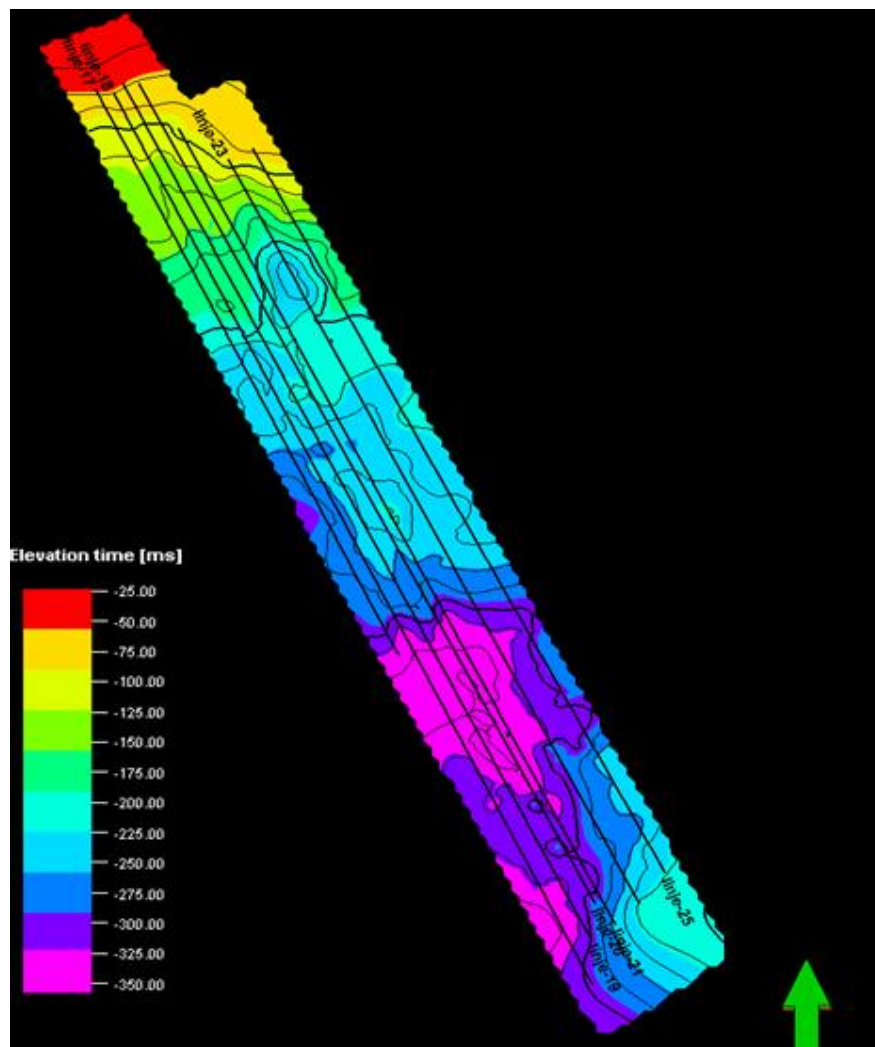
Lagrekken fra karbon til tertiær alder separeres fra Hecla Hook og devonsk strata med en forholdsvis sterk og kontinuerlig inkonformitet. Inkonformiteten skiller parallelle og sammenhengende reflektorer fra underliggende reflektorer av kaotisk og diskontinuerlig karakter (Eiken og Austegard, 1994). En kontinuerlig, lokalt bølgete signatur kjennetegner enhetene fra karbon og perm, hvor lagene heller svakt sørvest (Nøttvedt, 1994). Perm og trias separeres av en sterk reflektor grunnet stor forskjell i akustisk impedans mellom karbonater og overliggende skifer av Sassendalgruppen (Bergh et al., 1997). Grensen mellom trias og jura er tolket som en sterk reflektor ved overgangen fra høyhastighets sandstein av Kapp Toscana gruppen med høy reflektivitet, til lavhastighets skifer av Janusfjellet sub-gruppe (Bergh et al., 1997). Overliggende vekslende sandstein- og skiferlag av Adventdalen gruppen fra kritt alder genererer sterke refleksjoner og viser en markert impedanskontrast. Bunn tertiær sekvensen er definert som en tynn transparent enhet overlagt av en sekvens av sterke, kontinuerlige refleksjoner (Nøttvedt, 1994).



**Fig. 6.4:** Korrelasjonsdiagram med seismiske og stratigrafiske enheter. Utsnittet av seismikken er fra den dypeste delen av linje 21. Horisontalaksen på seismisk utsnitt viser km, vertikalaksen er gitt i s (toveis gangtid). (Den stratigrafiske søylen er noe modifisert fra Eiken & Austegard, 1994).

## 6.4 Havbunn

Den øverste reflektoren er tolket som havbunn, og representerer en økning i akustisk impedans. Laget er tolket gjennomgående på alle profilene, til tross for at amplituden og kontinuiteten varierer noe. Havbunnen har en hovedsakelig jevn overflate bestående av tertiære avsetninger. Havbunnen er grunnest i nord-vest med rundt 100 ms toveis gangtid (cirka 75 m vanddyb), og dypest i sør-øst med rundt 350 ms toveis gangtid (cirka 262 m vanddyb), og heller dermed mot sør-øst (Fig. 6.5). Havbunnen har antakeligvis blitt erodert betydelig ned i kvartær da den ikke følger strukturen til det tertiære bassenget.

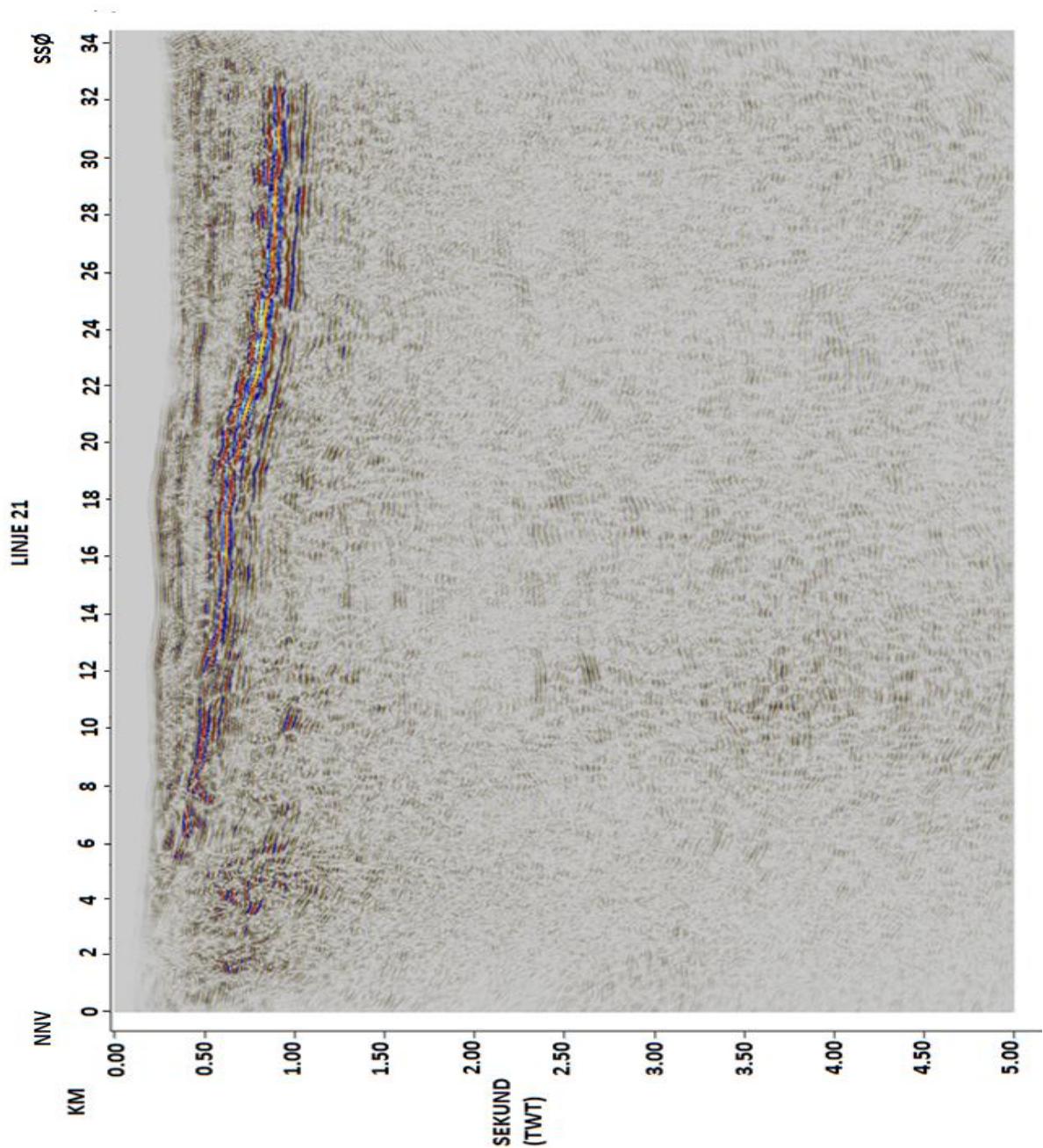


**Fig. 6.5:** Overflatekart over havbunn. Linjelokalitet er markert med svarte streker. Grønn pil markerer nord.



## 6.5 Tolkning av linje 21

I denne seksjonen er tolkningen av linje 21 (Fig. 6.6) med hoved horisontene presentert i korte trekk (Fig. 6.7). Linje 21 er valgt fordi denne er av best kvalitet, og er representativ for de øvrige linjene i datasettet. Eventuelle avvik vil være nevnt for hvert enkelt underkapittel.



*Fig. 6.6: Ferdig prosessert, utolket versjon av linje 21. Horisontalaksen er gitt i km, vertikalakse er gitt i sekund, toveis gangtid.*

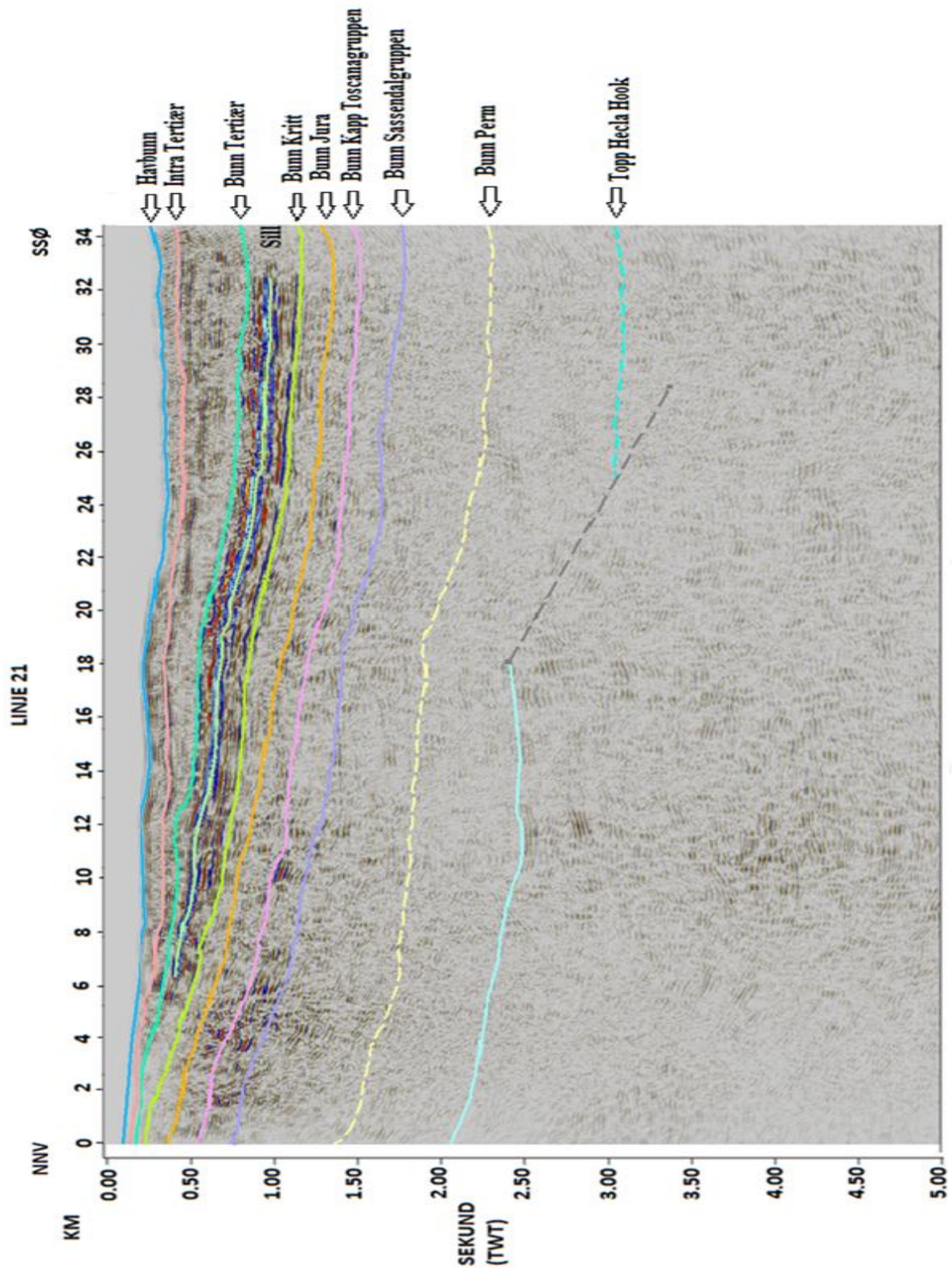


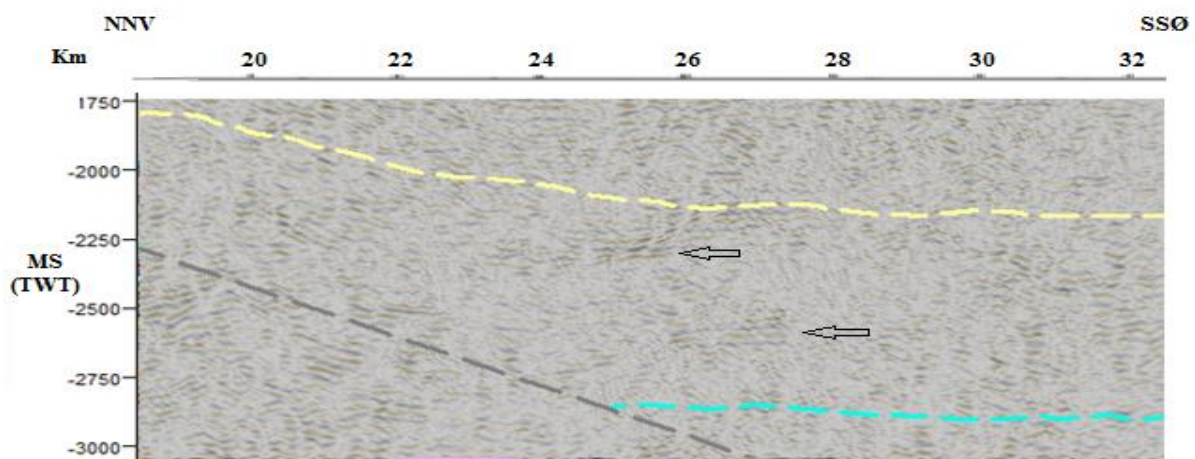
Fig. 6.7: Linje 21 med tolkede horisonter og forkastning. Horisontene er navngitt og vist med piler. Horisontalaksen er gitt i km, vertikalakse er gitt i sekund, toveis gangtid.

### 6.5.1 Basement (Hecla Hook)

En forholdsvis tydelig reflektor mellom 2.25 og 3.25 s toveis gangtid er tolket som toppen av basement (Fig. 6.7). Denne er tolket med noe usikkerhet i enkelte områder grunnet variasjon i reflektiviteten på de ulike linjene, interferens med støy, og fravær av tydelig definerte reflektorer, da spesielt i østre del av profilet. Basement er ikke tolket for linje 20, grunnet støy (Fig. 6.2). Generelt er Hecla Hook karakterisert av kontinuerlige, sub-parallelle reflektorer, underlagt sedimenter fra devon med svakere reflektivitetsmønster. En normalforkastning er stiplet inn der det er en rask endring i høyde på laggrensen til toppen av basement, men også denne vil være noe usikker.

### 6.5.2 Karbon og devon

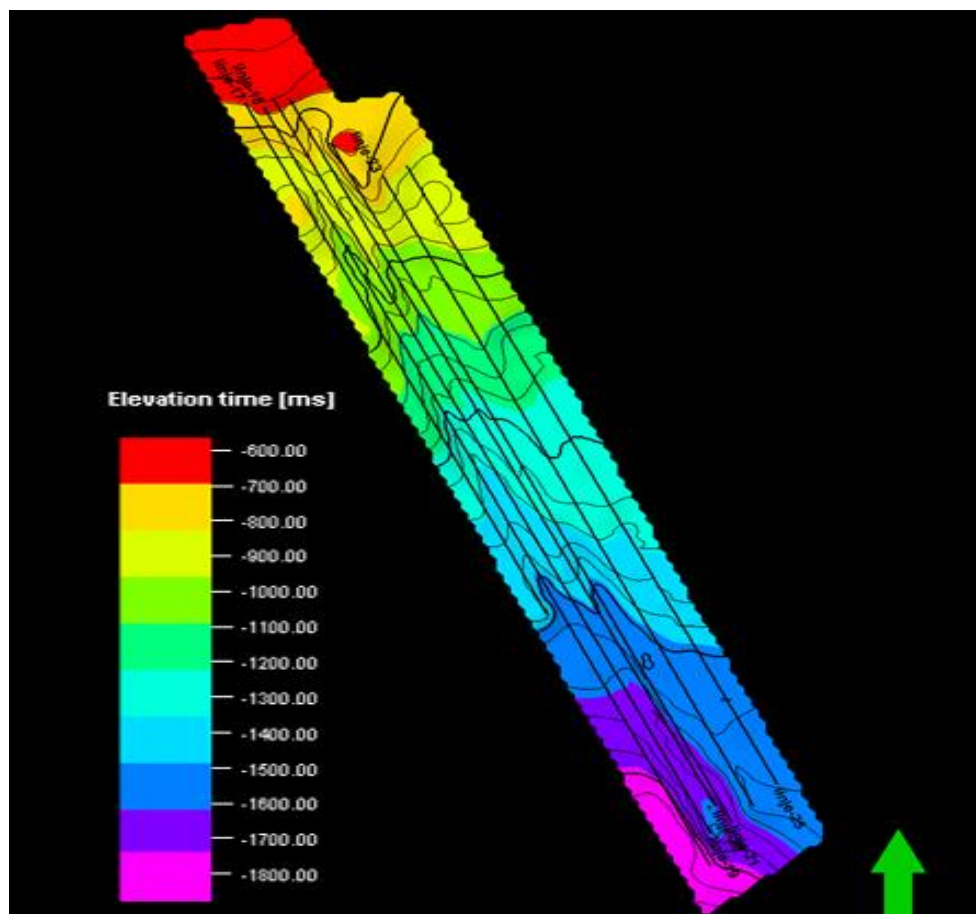
Enheden er tolket fra rundt 1.5 s og ned til topp Hecla Hook, bestående av sedimenter eldre enn perm (Fig. 6.7). Bunn perm er tolket for alle linjene, men med stor usikkerhet da det er vanskelig å skille ut en tydelig overgang mellom disse lagene. Seismikken i området har veldig lav amplitude, kaotisk mønster, og er preget av en transparent seismisk karakter. I østre del av profilet ses enkelte områder med noe tydeligere refleksjoner (Fig. 6.8), disse representerer antakelig bruddstykker av lagdelte bergarter. Enheten varierer noe i tykkelse grunnet den underliggende forkastede Hecla Hook.



**Fig. 6.8:** Utsnitt fra linje 21. Svarte piler viser deler av reflektorer i østre del som kommer tydeligere frem enn det omkringliggende seismiske mønsteret. Gul stiplet linje markerer bunn perm, turkis stiplet linje markerer topp Hecla Hook og grå stiplet linje markerer normalforkastningen. Horisontalaksen er gitt i km, og vertikalaksen viser toveis gangtid i ms.

### 6.5.3 Perm

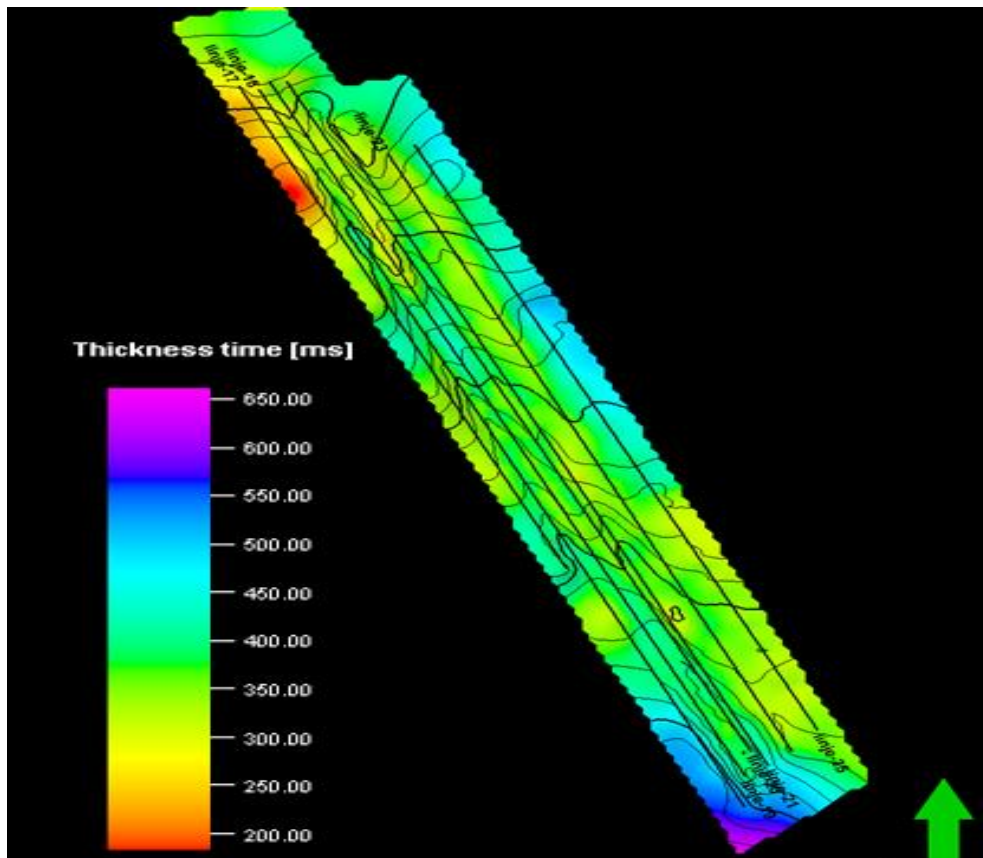
Enheten er karakterisert av parallelle og enkelte lett foldete refleksjoner med svak amplitude, i intervallet mellom 0.75 og 2.5 s toveis gangtid (Fig. 6.7). Topp perm forbindes med overgangen fra karbonater av Kapp Starostin formasjonen til skifer av Sassendalgruppen fra trias (Fig. 6.4). I østre del av profilet er det en gradvis overgang til mindre tydelige reflektorer, og et mer kaotisk og transparent mønster. Enheten heller mot SØ (Fig. 6.9), og har en relativt jevn tykkelse.



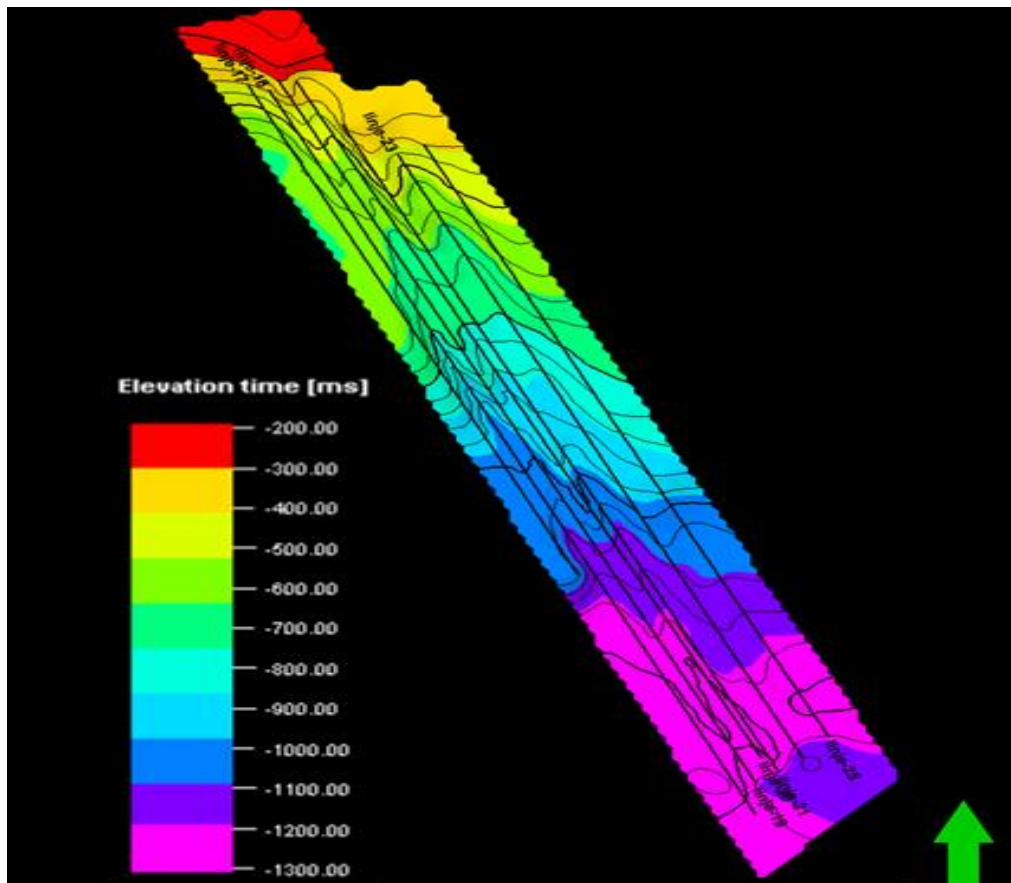
**Fig. 6.9:** Overflatekart Perm, enheten blir gradvis dypere mot SØ. Linjelokalitet er markert med svarte streker. Grønn pil markerer nord.

#### 6.5.4 Trias

Trias omfatter Sassendalgruppen fra nedre og midtre trias og Kapp Toscanagruppen fra øvre trias, og er avgrenset av topp perm og nedre jura mellom 0.5 og 1.8 s toveis gangtid (Fig. 6.7). De to gruppene ligger ganske parallelt over hverandre, og er forholdsvis like i tykkelse. Lagene består av svake parallelle reflektorer, mens det seismiske mønsteret i nedre del av trias blir gradvis svakere og mer diskontinuerlig mot øst og er derfor tolket til å være skiferlagene av Sassendalgruppen. Kapp Toscanagruppen har kaotisk til svak lagdelt seismisk signatur. Tykkelsen på trias er cirka 300 ms toveis gangtid på det meste, tilsvarende cirka 750 m (Fig. 6.10). Overflatekartet viser at trias ligger dypere mot sørøst, og blir gradvis grunnere mot nordvest (Fig. 6.11).



**Fig. 6.10:** Tykkelseskart trias. Linjelokalitet er markert med svarte streker. Grønn pil markerer nord. Tykkelse er gitt i tid, ms.

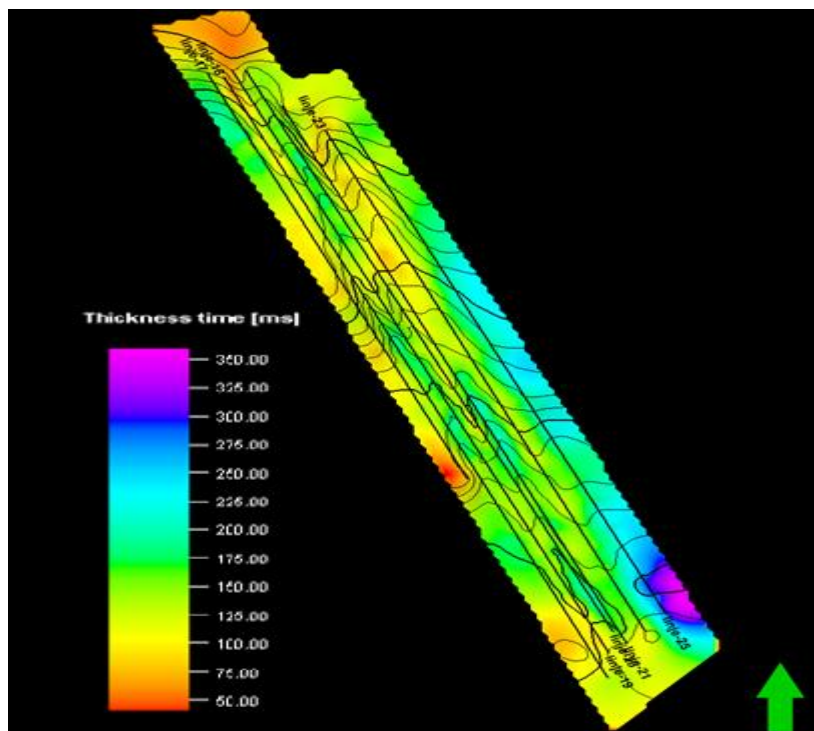


**Fig. 6.11:** Overflatekart trias. Enheten blir gradvis dypere mot SØ. Linjelokalitet er markert med svarte streker. Grønn pil markerer nord.

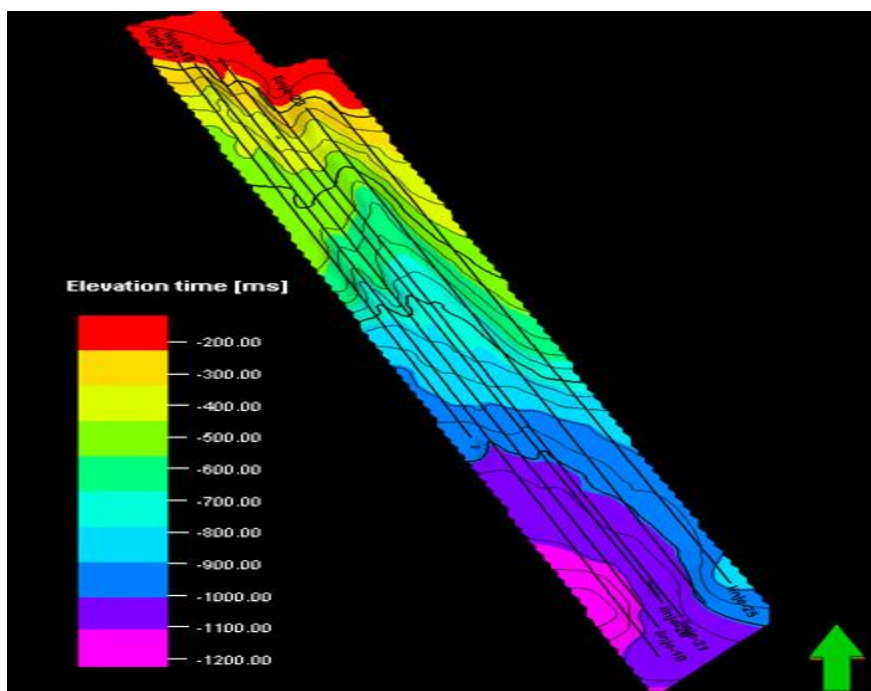
### 6.5.5 Jura

Enheten er tolket som avsetninger fra jura mellom 0.3 og 1.5 s toveis gangtid, avgrenset av Kapp Toscanagruppen sandstein av trias, og overliggende bunn kritt (Fig. 6.7). Enheten er karakterisert av parallell og kontinuerlig lagdeling. Det seismiske mønsteret er svakt med lav amplitude, grunnet skiferavsetningene av Janusfjellet sub-gruppe (Fig. 6.4).

Jura har en tykkelse på cirka 150 ms, tilsvarende rundt 375 meter. (Fig. 6.12) Tykkelsen er nokså jevn, men øker noe mot sørøst. Overflaten er også her dypere mot sørøst (Fig. 6.13).



**Fig. 6.12:** Tykkelseskart jura. Linjelokalitet er markert med svarte streker. Grønn pil markerer nord. Tykkelse er gitt i tid, ms. Enheten er noe tykkere mot sørøst.

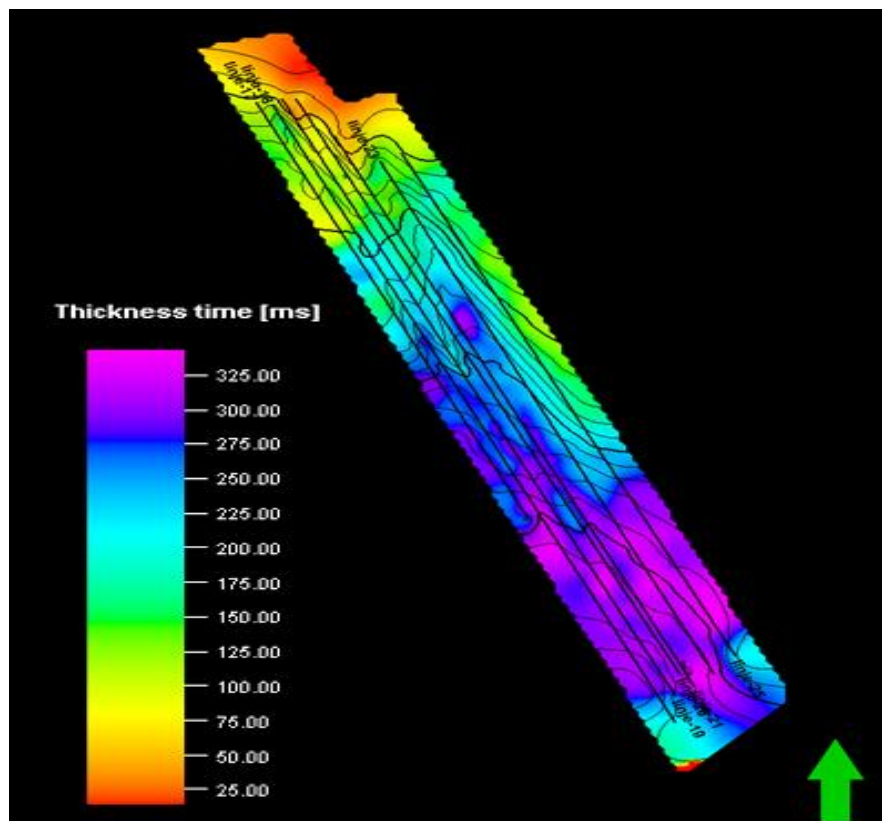


**Fig. 6.13:** Overflatekart jura. Enheten blir gradvis dypere mot SØ. Linjelokalitet er markert med svarte streker. Grønn pil markerer nord.

### 6.5.6 Kritt

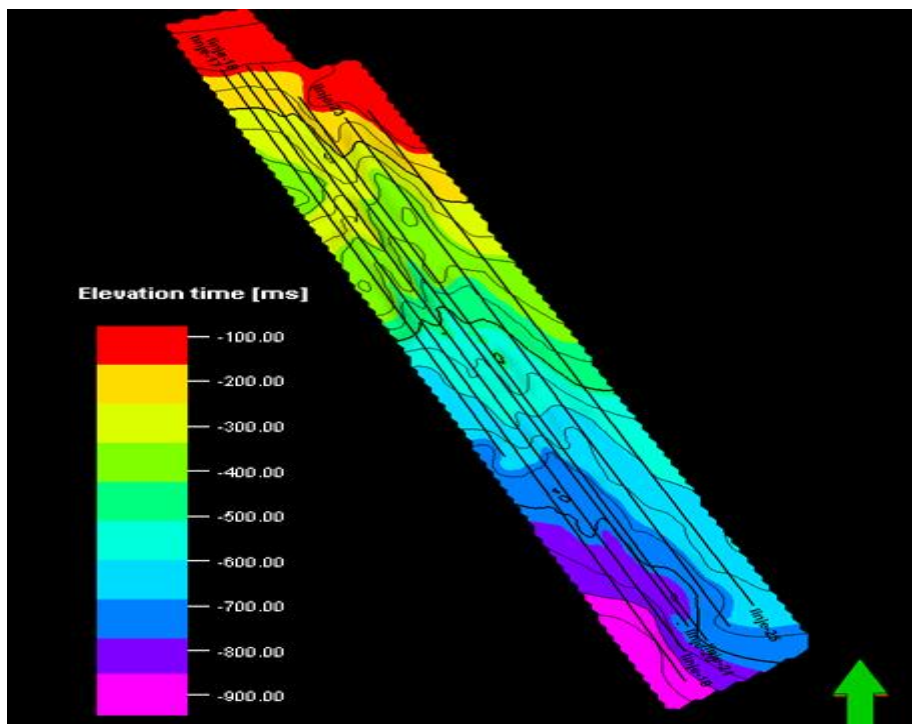
Enheden ligger mellom 0.3 s og 1.25 s toveis gangtid, og er avgrenset av topp jura og bunn tertiær (Fig. 6.7). Kritt består av meget kraftige høy amplitude reflektorer grunnet sandsteinskomposisjonen. Reflektorene er kontinuerlige parallelle og ses spesielt tydelig i østre del av profilet, mens i øvre del av enheten er refleksjonene noe svakere og preget av en mer kaotisk seismisk karakter. Enheden blir gradvis tykkere mot sørøst fra cirka 50 ms til 325 ms (cirka 125 meter til 812 meter) (Fig. 6.14). Overflatekartet viser at kritt blir dypere mot sørøst (Fig. 6.15).

På linje 17 og 18 ses en domestruktur i den nordvestlige delen av profilene. Toppen av enheten har blitt kompressivt skjøvet opp langs reversforkastninger og har dannet duplex strukturer (Fig. 6.16).

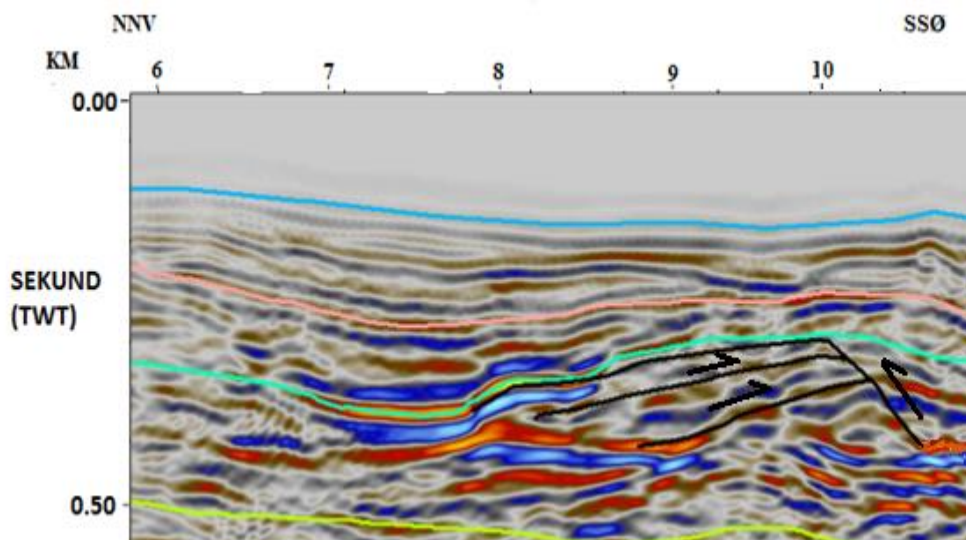


**Fig. 6.14:** Tykkelseskart kritt. Linjelokalitet er markert med svarte streker. Grønn pil markerer nord. Tykkelse er gitt i tid, ms. Enheten blir tydelig tykkere mot sørøst.





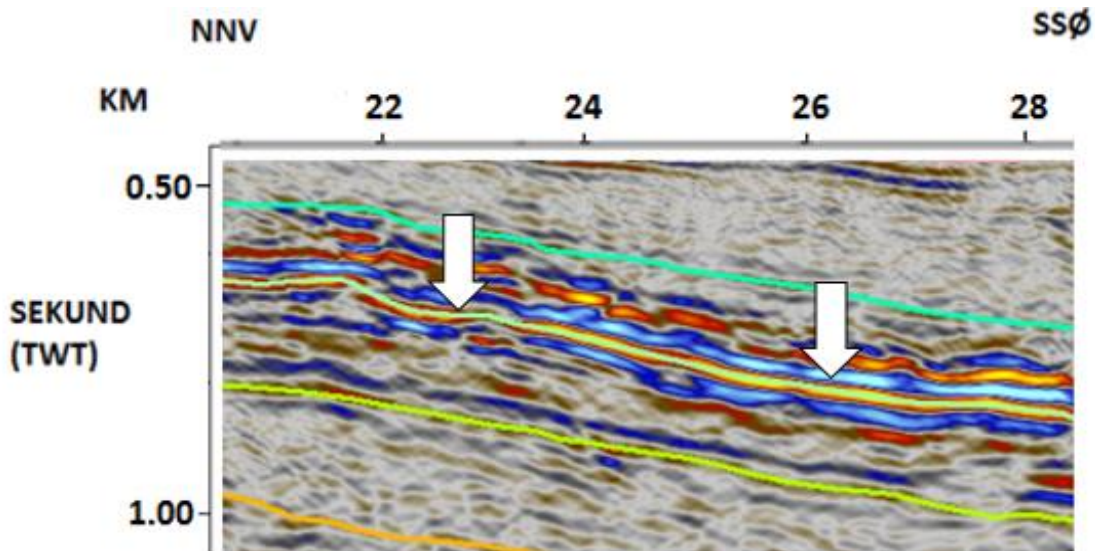
*Fig. 6.15: Overflatekart kritt. Enheten blir gradvis dypere mot SØ. Linjelokalitet er markert med svarte streker. Grønn pil markerer nord.*



*Fig. 6.16: Utsnitt fra linje 18. Gul linje markerer bunn kritt, grønn linje markerer bunn tertiær, oransje linje markerer intra tertiær og blå linje markerer havbunn. Svart pil viser fortykningen av området i kritt enheten, som antakeligvis er forårsaket av forkastninger dannet i løpet av tertiær deformasjon. Horisontalaksen viser km, vertikalakse viser s, toveis gangtid.*

### 6.5.7 Sill

Midt i enheten kritt er det en reflektor med meget sterk amplitude, tolket til å være en dolerittintrusjon. Denne ligger parallelt med lagdelingen ellers i området, og heller mot sørøst fra cirka 0.5 s til 1.0 s toveis gangtid (Fig. 6.17).

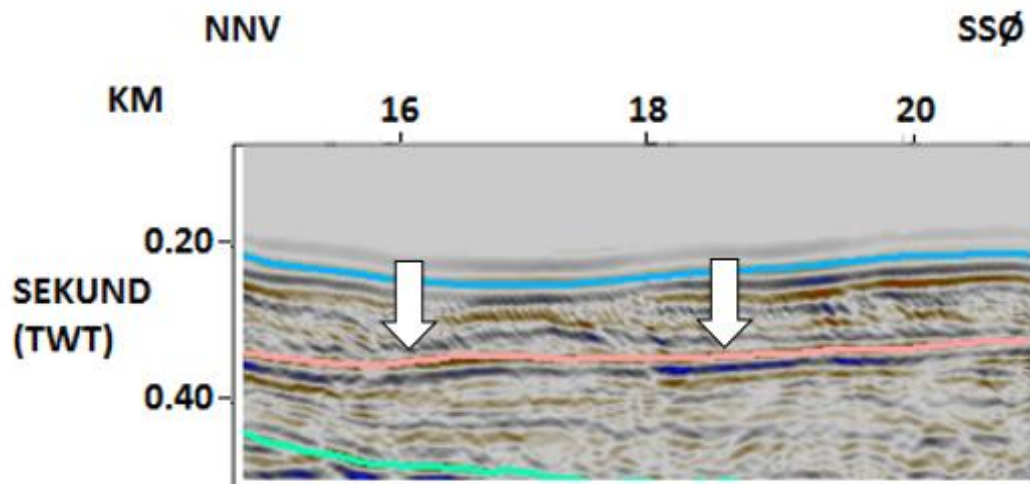


**Fig. 6.17:** Det som antakelig er en sill ses tydelig på utsnitt av linje 21, markert med hvite piler. Grønn linje markerer topp kritt og gul linje markerer bunn kritt. Horisontalaksen viser km, vertikalakse viser sekund, toveis gangtid.

### 6.5.8 Tertiær

Enheden består av avsetninger av Van Mijenfjordengruppen fra tertiær, og representerer en asymmetrisk synklinal som utgjør nedre grense av det sentrale Spitsbergen basseng (Kap. 2.4). Toppen av de tertiære avsetningene er tolket som havbunn for alle linjene, og enheten er tolket ned til 0.9 s toveis gangtid på det dypeste (Fig. 6.7). Bunn tertiær er tolket rett over en serie kontinuerlige reflektorer, i en forholdsvis transparent sone. En sterk reflektor som vises midt i lagpakken er tolket som intra tertiær, en sandsteinenhet av Van Mijenfjordengruppen (Fig. 6.18). Intra tertiær har en tykkelse på rundt 75 ms, cirka 168 meter. Over og under denne sonen er enheten preget av diskontinuerlig svakt seismisk mønster med transparente områder.

Tertiær har en tykkelse på cirka 500 ms, 1125 meter på det største, hvor tykkelsen øker markant fra nordvest mot sørøst.



**Fig. 6.18:** Utsnitt fra linje 21. Tertiære bergarter, med intra tertiær tolket som sandlag markert med hvite piler. Blå linje markerer havbunn. Horisontalaksen viser km, vertikalakse viser sekund, toveis gangtid.

## KAP.7 DISKUSJON

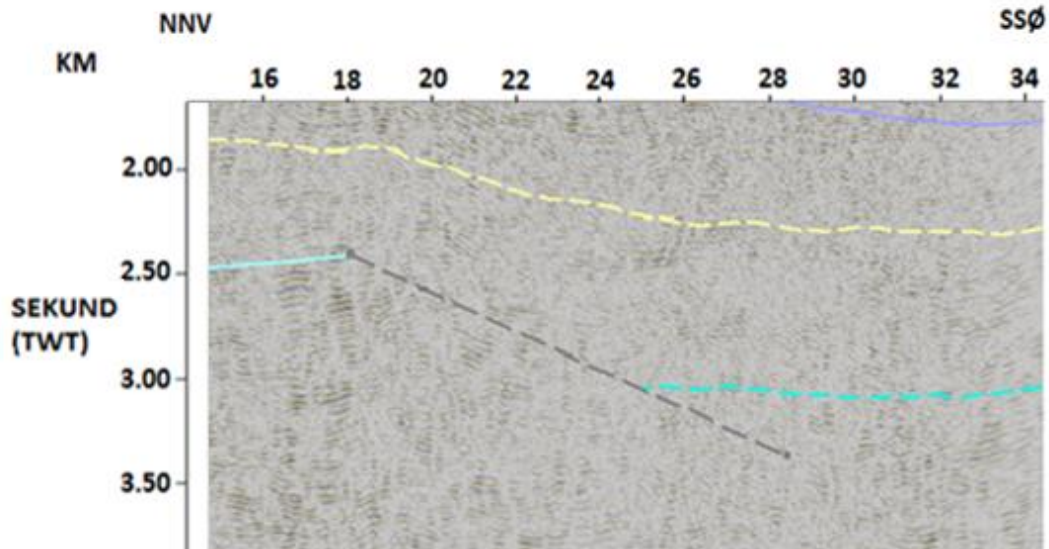
Følgende kapittel beskriver korrelering av storskala strukturer og de ulike tolkede enhetene fra devon til tertiær, med tidligere studier fra vestre Spitsbergen. Studieområdet er dominert av det sentrale Spitsbergen basseng (CSB) i øst, og vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte (WSFTB) i vest (Nøttvedt, 1994; Blinova et al., 2009). Alle figurene viser utsnitt av linje 21 dersom ikke annet er oppgitt.

### 7.1 Sedimentære enheter fra karbon til tertiær

#### 7.1.1 Karbon og eldre

De nederste enhetene, metamorf kaledonsk basement og strata fra devon til karbon er karakterisert av diskontinuerlig seismisk signatur med ulik signalintensitet. Hecla Hook er underlagt sedimenter med svakere seismisk signatur som trolig representerer bassengfyll fra devon og karbon, noe som korresponderer med Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2013). Sedimentene fra devon er bevart i en nedforkastet halvgraben struktur, normalforkastningen som avgrensner denne er godt definert i den seismiske seksjonen og er markert av en brå endring i kontinuiteten til den seismiske reflektoren, som dokumentert av Blinova et al. (2013) (Fig. 7.1). Ifølge Bergh et al. (1997) er halvgrabenstrukturene dannet ved ekstensjon rundt sen devon-midtre karbon. Basert på tolkning fra en linje i østre del av Isfjorden rapporterte Eiken & Austegard (1994) en fortsettelse av de devonske grabener fra nordlige Spitsbergen under Isfjorden. Denne tolkningen ble også støttet av Blinova et al. (2013) sine observasjoner av trender til basement strukturer sett på seismiske linjer fra Isfjorden.

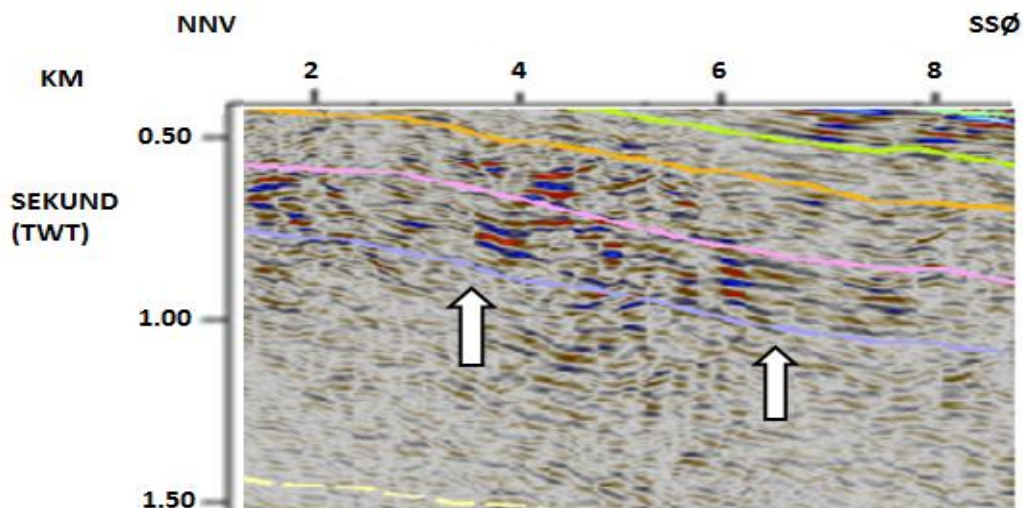
Øvre grense for karbon er bunn perm, som forbindes med overgangen mellom overliggende lavhastighets porøse evaporitter og underliggende dolomittlag med høyere hastighet i henholdsvis Gipshuken formasjonen og Nordenskioldbreen formasjonen. Dette korresponderer med Bergh et al. (1997) sitt seismostratigrafiske rammeverk fra Isfjorden.



*Fig. 7.1: Basement forkastning F1. Turkis stiptet linje markerer topp Hecla Hook, og den gule stiplede linjen markerer bunn perm. Horisontalaksen er gitt i km, og vertikalaksen viser toveis gangtid i sekund.*

#### 7.1.2 Perm

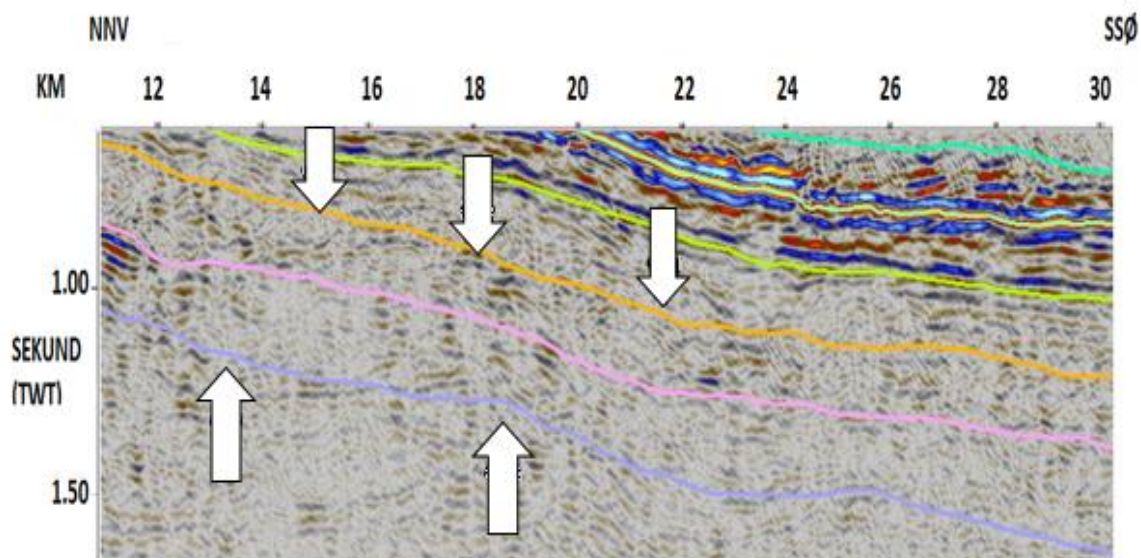
Devon og karbon er overlatt av en sekvens karakterisert av parallelle og diskontinuerlige refleksjoner som representerer perm suksesjoner bestående hovedsakelig av karbonater. Resultatet er korrelerbart med resultatene fra Eiken & Austegard (1994). Tolkningen av topp perm er relatert til den sterke impedans kontrasten mellom de høyhastighets silifiserte karbonatene av Kapp Starostin formasjonen, og overliggende lavhastighets skifer av Sassendalgruppen av trias. Topp perm observeres som en tydelig reflektor (Fig. 7.2), noe som samsvarer med tolkningsresultater fra Eiken (1985) og Bergh et al. (1997).



*Fig. 7.2: Hvite piler markerer topp perm (lilla linje), gul stiplet linje markerer bunn perm.*

### 7.1.3 Trias

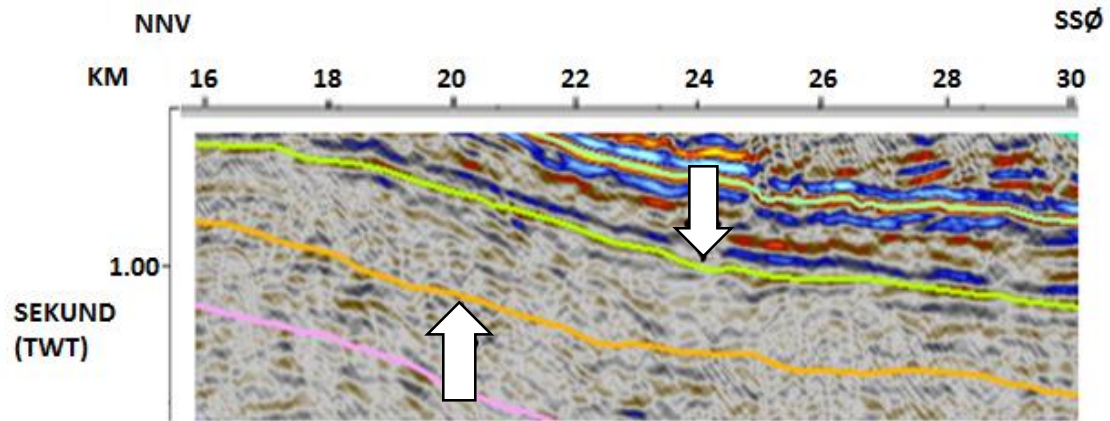
Denne enheten består av svake og diskontinuerlige refleksjoner tilhørende skiferlag i Sassendalgruppen og overliggende refleksjoner med høyere amplitude tilhørende sandsteinslag i Kapp Toscana gruppen (Fig. 7.3). Dette samsvarer med den seismiske karakteren Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2013) beskriver for trias. I motsetning til enhetene over og under har trias en mer eller mindre uniform tykkelse. Blant annet Blinova et al. (2012); Bergh & Andresen (1990) og Bergh et al. (1997) har tolket et glideplan i øvre Sassendalgruppen i sine studier fra Isfjorden, noe dataene ikke gir indikasjon på i denne oppgaven.



*Fig. 7.3: Hvite piler markerer bunn trias (lilla linje) og topp trias (oransje linje). Rosa linje markerer overgangen fra Sassendalgruppen til overliggende Kapp Toscana gruppen.*

#### 7.1.4 Jura

Jura er karakterisert av svake diskontinuerlige refleksjoner med lav amplitude, hvor bunn jura er markert av en svak reflektor (Fig. 7.4). Denne markerer hastighetskontrasten mellom overgangen fra Kapp Toscana sandstein av trias til overliggende lavhastighets skifer av Adventdalen gruppen, en tolkning som korresponderer med Bergh et al. (1997). Topp jura er markert av en sterk refleksjon som indikerer skarp impedanskontrast mellom lavhastighets skiferen av Janusfjellet sub-gruppe, og den overliggende høyhastighets sandsteinen fra Helvetiafjellet formasjonen av nedre kritt (Fig. 7.4). Dette samsvarer med Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2013). Et skiferlag i Janusfjellet subgruppe like over horisonten bunn jura er tolket som glideplan for tertiær kompressiv deformasjon, og strukturene som propagerer fra glideplanet er tolket som duplex forkastninger. Enheten blir noe tykkere mot sørøst grunnet de forkastede bergartene som hoper seg opp i en stakk. Tolkningen korresponderer med Blinova et al. (2012) og Nøttvedt et al. (1993) som også har tolket et glideplan i det aktuelle området, og begrunner østlig økning i tykkelse med tektonisk fortykning over skifer i Janusfjellet sub-gruppe.

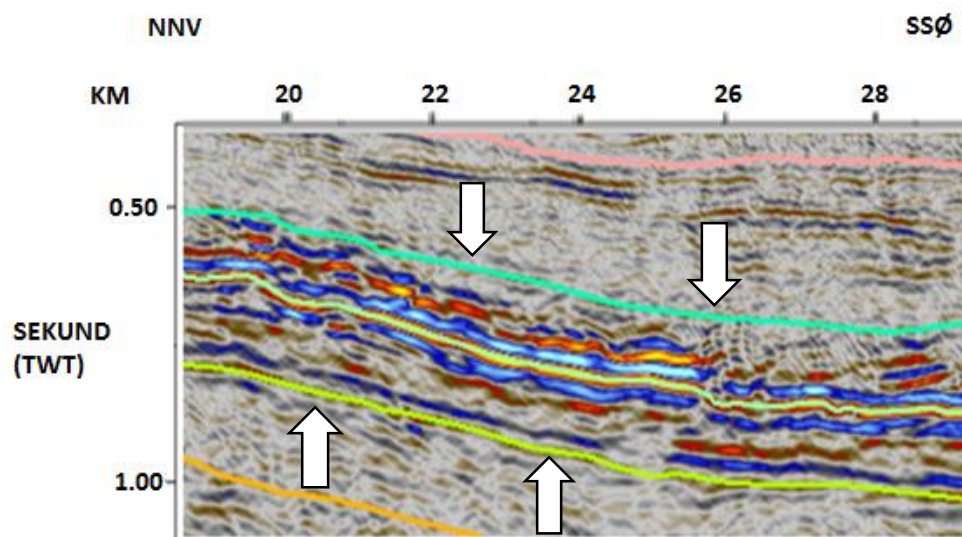


*Fig. 7.4: Hvite piler markerer bunn jura (oransje linje) som utgjør en svak reflektor, og topp jura (gul linje) som er markert av en sterk reflektor.*

#### 7.1.5 Kritt

Denne enheten består av meget kraftige og kontinuerlige høy amplitude refleksjoner grunnet sandsteinskomposisjonen. Reflektorene er parallelle og ses spesielt tydelig i østre del av profilet. En refleksjon med veldig høy amplitude er observert i midtre del av kritt, denne ble tolket som en sill (Fig. 7.5). Dolerittintrusjoner forekommer fra trias til tertiær i studieområdet, men er mer prominent i kritt suksesjonen og det er denne som kommer tydelig frem i dette datasettet. Både Eiken (1985) og Eiken & Austegard (1994) beskriver tilstedeværelsen av dolerittintrusjoner som kan følges lateralt 20-25 km. Tolkingsresultatet fra Eiken (1985) foreslår at det er tykke lag av skifer med en svak hastighetskontrast over sill enheten. Svake refleksjoner observert i en sone i øvre del av kritt er derfor tolket som skifer av Carolinefjellet formasjonen (Fig. 7.5).





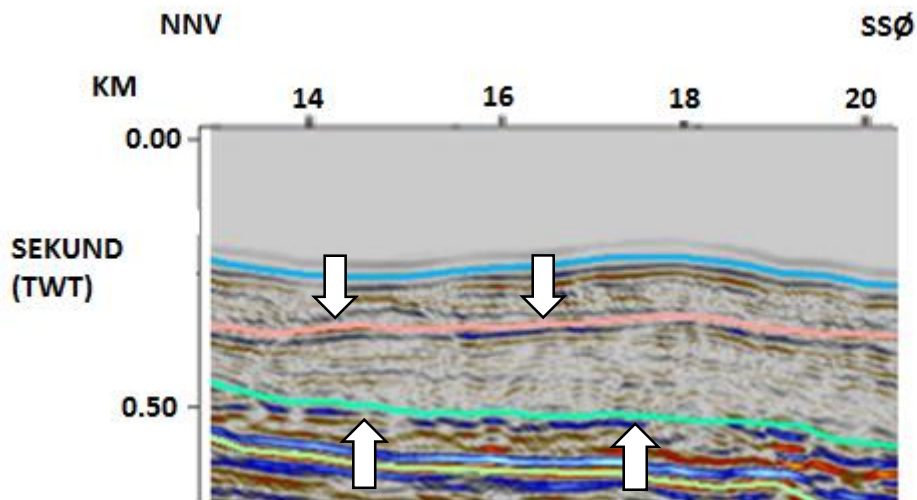
*Fig. 7.5: Hvide piler markerer bunn kritt (gul linje) og topp kritt (grønn linje). Lysegul linje i midten av enheten markerer dolerittintrusjonen. De kraftige refleksjonene ses tydelig, i tillegg til en sone med svakere refleksjoner i øvre del av kritt.*

Den totale tykkelsen til jura og kritt er på rundt 475 ms (cirka 1200 m) på det meste. Dette er noe tynnere enn tykkelsen beskrevet i Eiken (1985) på 1500-2000 m, men korrelerer bra med målingene på 1350 m av de samme enheten tatt fra et borehull i Grumantbyen sør for studieområdet (Eiken, 1985). Tykkelsen øker mot øst som i jura enheten på grunn av skyveforkastninger og 'backthrusts' som forgreiner seg fra et glideplan, og indikerer at også kritt har blitt påvirket av deformasjon. Dette stemmer overens med Nøttvedt (1994) sin beskrivelse av kritt-trias som hoved décollement enheten.

#### 7.1.6 Tertiær

Den tertiære enheten er definert av en bred, asymmetrisk synklinal som korresponderer med Spitsbergen sentralbasseng. Bunn tertiær er tolket i en transparent sone over en serie kontinuerlige sterke reflektorer av kritt, noe som korresponderer med beskrivelsen av tertiær gitt av Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2013) fra Isfjorden (Fig. 7.6). Tykkelsen til den tertiære suksesjonen er målt til cirka 500 ms (1125 meter) på det dypeste, som korrelerer bra med estimeringen til Bergh et al. (1997) og Eiken & Austegard (1994) på henholdsvis 1-2 km og 1.1-1.2 km dyp. En kraftig reflektor som vises midt i lagpakken er tolket som intra tertiær, en sandsteinenhet av Van Mijenfjordengruppen (Fig. 7.6). Bergh et al. (1997) beskriver en

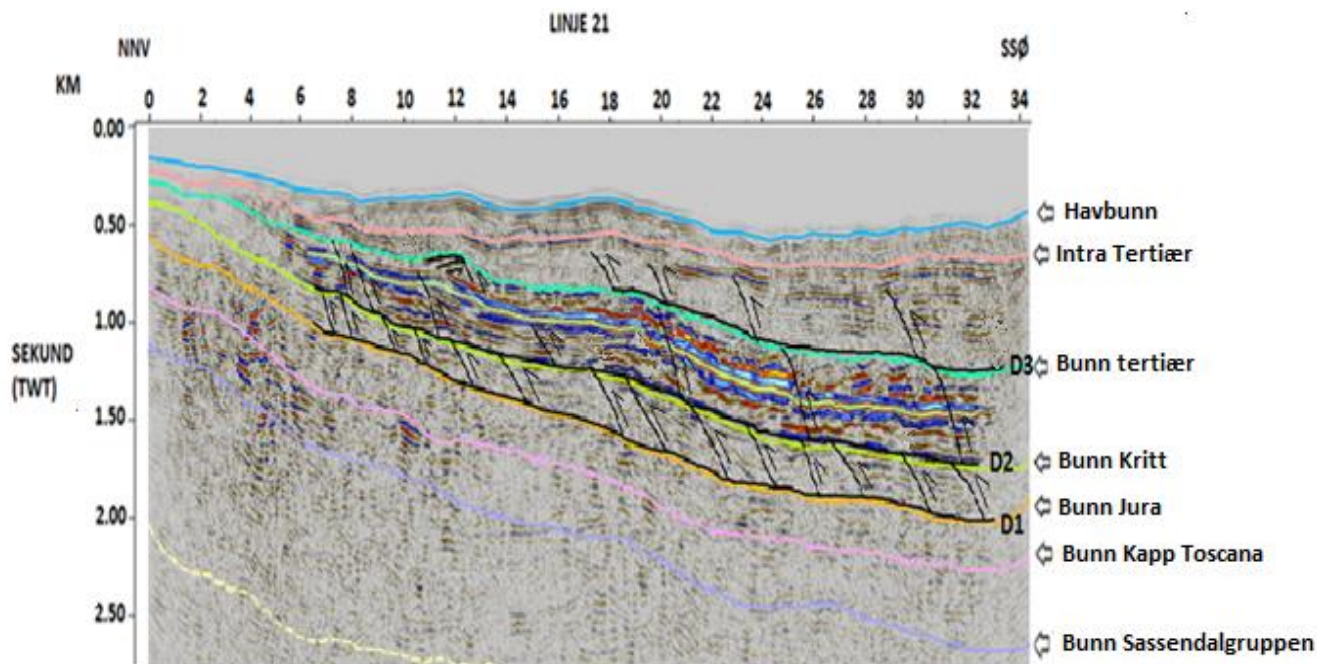
dobbel reflektor som representerer sandsteinslag i de tertiære lagene, og det er derfor rimelig å anta at disse er korrelerbare. De transparente sonene over og under reflektoren er tolket som skiferavsetninger. Den tertiære enheten er brutt av imbrikasjonsstrukturer og reversforkastninger, med glideplan i nedre del av tertiær. Dette samsvarer med Nøttvedt (1994) og Bergh et al. (1997) som har tolket den tertiære enheten som sterkt deformert med imbrikasjonsstrukturer.



**Fig. 7.6:** Hvite piler markerer bunn tertiær tolket i en transparent sone over kritt (grønn linje), og intra tertiær (lyserosa linje). Blå linje markerer havbunn.

## 7.2 Strukturanalyse

Oppløsningen og kvaliteten på dataene gjør at strukturene tolkes med noe usikkerhet, spesielt i dypere deler av profilene. De seismiske linjene er skutt mer eller mindre i strøk-retningen NNV-SSØ til de forlandsrettede hovedstrukturene i studieområdet (Blinova et al., 2012), noe som vanskeliggjør identifisering og tolkning av disse. Strukturene er forsøkt tolket i de mest fremtredende refleksjonstermineringene (Fig. 7.7). De sedimentære enhetene fra karbon til tertiær dipper svakt mot sørøst, og de tolkede glideplanene heller parallelt med lagene i samme retning. Forkastningene mellom glideplanene er forholdsvis rette i stedet for duplexformede fordi profilet er nær strøkretningen og går inn i planet. Dette gjør at forkastningene ser rette og steile ut i stedet for å runde av horisontalt mot glideplanene, som i tilfeller langs dip-profil.



**Fig. 7.7:** Utsnitt av linje 21 hvor hovedstrukturene er tolket. D1, D2 og D3 markerer glideplan.

Kontraksjonsstrukturene i trias-tertiær suksesjonen i studieområdet indikerer at deformasjonen er forårsaket av tektonikk fra terciær alder. De tolkede strukturene i den grunne delen av profilene viser ulik trend fra dypere liggende strukturer, og det antas derfor at de dypere liggende er upåvirket av den terciære deformasjonen, noe som korrelerer med Blinova et al. (2013).

### 7.2.1 Vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte (WSFTB)

Tidligere studier fra vestre Spitsbergen som Braathen et al. (1995); Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2013) har delt WSFTB inn i ulike tektoniske soner. Den vestlige delen av foldebeltet er karakterisert av en grunnfjellsinvolvert folde- og forkastningsstakk, mens den østlige delen er karakterisert av tynnskinnet forlands folde- og forkastningsbelte. Studieområdet antas å dekke den østlige forlandsrettede delen av WSFTB.

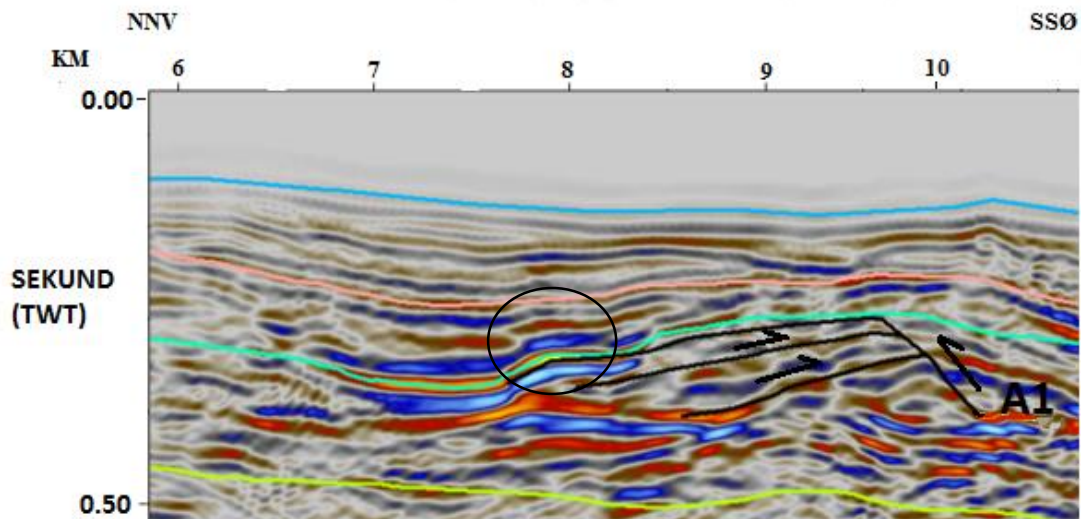
Strukturene som assosieres med WSFTB er komplekse og vanskelige å observere og tolke i sin helhet. Blant annet Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2012) har tolket svake porøse gipslag i Gipshuken formasjonen av nedre perm som et glideplan for forkastninger i WSFTB, også i den forlandsrettede delen av beltet. Dette vises ikke i de tolkede profilene her, grunnen til det kan være dårlig oppløsning i nedre perm.

### 7.2.2 Strukturer

Tre typer kontraksjonstektoniske strukturer er observert i de øverste lagene i studieområdet; folder, glideplan og skyveforkastninger, som beskrevet av Blinova et al. (2012).

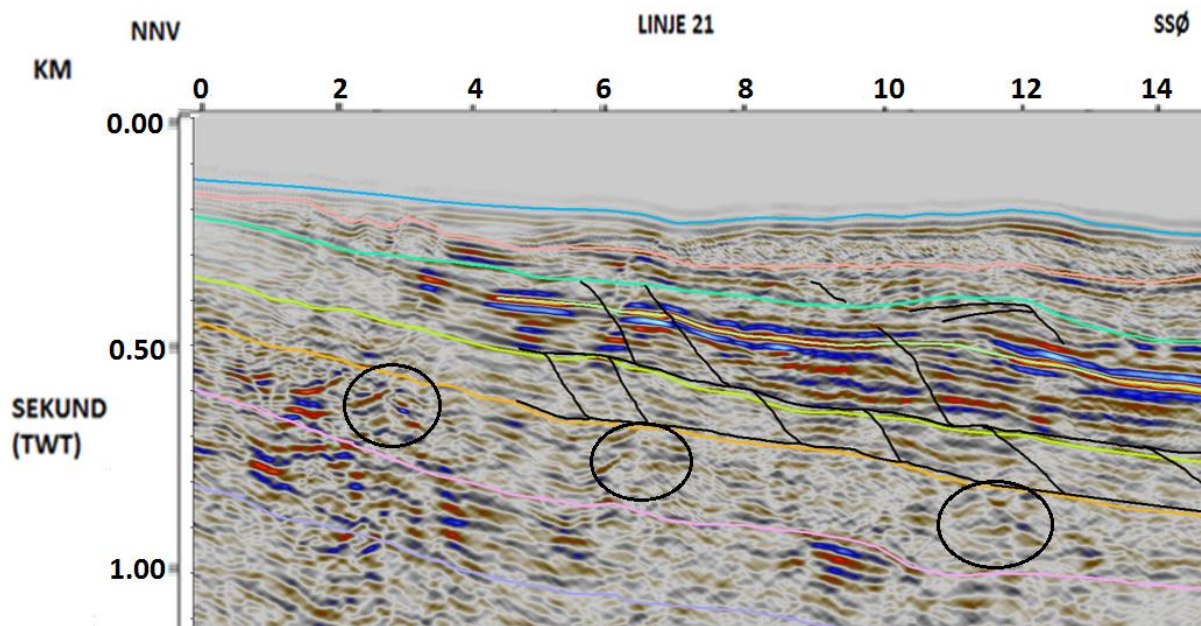
Skyveforkastninger forgreiner seg opp gjennom enhetene jura, kritt og tertiær, og har utviklet seg fra tre glideplan navngitt D1-D3 som er identifisert og tolket i profilene, henholdsvis i Janusfjellet sub-gruppe nær bunn jura, i kritt og bunn tertiær (Fig. 7.7). Skyveforkastningene ble identifisert og utledet av forholdsvis diffus refleksjonsterminering. I tertiær vises imbrikasjon, mens strukturer relatert til reversforkastningene i underliggende lag er tolket som mulige duplex-system. Observasjonen av duplexstrukturer støttes blant annet av Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2012), som har definert duplexstrukturer som propagerer fra Gipshukenformasjonen, Bravaisberget formasjonen og Janusfjellet sub-gruppe. Tolkningen av strukturene samsvarer også med resultat fra Eiken & Austegard (1994), hvor enhetene fra mesozoikum er deformert internt og fungerer som hoved glideplan. Denne studien bekrefter også tilstedeværelse av et glideplan i Janusfjellet sub-gruppe av jura. Duplex-type systemene er antatt å involvere kompleks geometri, men dette kommer ikke tydelig frem her.

En skyveforkastning i kritt sekvensen navngitt A1 i den nordvestre delen av profilet kommer tydelig frem som en dome på linje 17 og 18, men kan også ses på linje 21. Toppen av enheten har blitt kompressivt skjøvet opp langs en reversforkastning, hvor flere backthrusts overlapper mot skyveforkastningen (Fig. 7.8).



*Fig. 7.8: Utsnitt fra linje 18. Svart pil viser fortykningen av området i kritt enheten, som antakeligvis er forårsaket av forkastninger dannet i løpet av tertiær deformasjon. Sirkel markerer struktur tolket som anti-klinal i tertiær. Gul linje markerer bunn kritt, grønn linje markerer bunn tertiær, oransje linje markerer intra tertiær og blå linje markerer havbunn.*

Tolkningsresultat fra Isfjorden presentert av Bergh et al. (1997) beskriver den tertiære enheten som tektonisk forstyrret av folder og imbrikasjon. I Figur 7.8 vises en mulig fold ved bunn tertiær. Høy strain assosiert med tertiær deformasjon er også reflektert av skyveforkastningssystemene som påvirker enhetene fra jura og oppover. Enhetene under jura viser et diffust og kaotisk mønster, hvor det er observert enkelte folder i Kapp Toscana gruppen av trias (Fig. 7.9). Dette korrelerer med Blinova et al. (2013) som beskriver sandstein av Kapp Toscana gruppen som sterkt foldete refleksjoner, og Braathen et al. (1995) som også beskriver folder i midtre trias-jura strata.



*Fig. 7.9: Sirklene markerer strukturer tolket som folder. Rosa linje markerer bunn Kapp Toscana gruppen, oransje linje markerer bunn jura, gul linje markerer bunn kritt, grønn linje markerer bunn tertiær, oransje linje markerer intra tertiær og blå linje markerer havbunn.*

## KAP. 8 – KONKLUSJON

Totalt syv 2D multikanals seismiske profiler fra Isfjorden har blitt prosessert og tolket. Hovedfokus for prosesseringen har vært fjerning av sterke havbunnsmultipler relatert til hard havbunn og grunt vanddyb i studieområdet:

- Editering, konvolvering og filtrering, hastighetsanalyse, migrasjon og mute har blitt tatt i bruk for å få det ferdig prosesserte resultatet.
- Utfordringen med havbunnsmultiplene ble løst ved bruk av fk-filter for å fjerne bølger som kun propagerer i vannlaget, såkalte totalrefleksjoner. Mesteparten av den gjenværende multippelenergien ble fjernet ved overflatekonsistent prediktiv dekonvolusjon og stakking av dataene.

De ferdig prosesserte seismiske profilene er grovtolket med hovedfokus å korrelere den sedimentære lagrekken i studieområdet med et pre-definert seismostratigrafisk rammeverk, og definere geologiske strukturer som ble dannet ved transpressiv deformasjon relatert til den tertiære åpningen av Norske- og Grønlandshavet. Oppløsningen av de seismiske dataene muliggjør tolkning av sedimentære enheter og tektoniske strukturer innenfor de øverste cirka 3.7 s toveis gangtid av seksjonen:

- En sedimentær lagrekke fra karbon til tertiær har blitt identifisert og tolket for samtlige profil, hvor lagene dipper mot sør-øst og ligger inkonformt over devon og den metamorfe basement Hecla Hook. Enhetene viser generelt en opptykning mot sør-øst.
- Hecla Hook er normalforkastet med overliggende bassengfyll fra devon og karbon.
- En meget sterk reflektor observert i midtre kritt ved cirka 0.5 s er tolket som en sill, grunnet dokumentert tilstedeværelse av dolerittintrusjoner i tidligere studier.

- De tertiære avsetningene utgjør det sentrale Spitsbergen basseng, og er avbildet som en asymmetrisk synklinal. En sandsteinsenhet i midtre del av laget er tolket som intra tertiær.
- Det er tolket tre glideplan for tertiær deformasjon i henholdsvis skiferlag i Janusfjellet sub-gruppe i nedre jura, nær bunn kritt og bunn tertiær. Skyveforkastninger som forgreiner seg fra glideplanene er tolket som imbrikasjon og mulige duplex-system, som fører til en østlig opptykning av enhetene. Øvrige deformasjonstrukturer observert er folding i sandsteinslag av øvre trias.



## REFERANSER

- Amundsen, I.M.H., Blinova, M., Hjelstuen, B. O., Mjelde, R., Haflidason, H. (2011). The Cenozoic western Svalbard margin: sediment geometry and sedimentary processes in an area of ultraslow oceanic spreading. *Mar Geophys Res*, 32, 441-453.
- Bergh, S. G & Andresen, A. (1990). Structural development of the Tertiary fold-and-thrust Belt in east Oscar II Land, Spitsbergen. *Polar Research*, 8(2), 217-236.
- Bergh, S. G., Braathen, A. & Andresen, A. (1997). Interaction of Basement-Involved and Thin-Skinned Tectonism in the Tertiary Fold-Thrust Belt of Central Spitsbergen, Svalbard. *AAPG Bulletin*, 81 (4), 637-661.
- Birkenmajer, K. (1981). The geology of Svalbard, the western part of the Barents Sea, and the Continental margin of Scandinavia. *The Ocean Basins and Margins*, 5, 265-329.
- Blinova, M., Thorsen, R., Mjelde, R. & Faleide, J. I. (2009). Structure and evolution of the Bellsund Graben between Forlandsundet and Bellsund (Spitsbergen) based on marine seismic data. *Norwegian journal of geology*, 89, 215-228.
- Blinova, M., Faleide, J. I., Gabrielsen, R. H & Mjelde, R. (2012). Seafloor expression and shallow structure of a fold-and-thrust system, Isfjorden, west Spitsbergen. *Polar research*, 31.
- Blinova, M., Faleide, J. I., Gabrielsen, R. H & Mjelde, R. (2013). Analysis of structural trends of sub-seafloor strata in the Isfjorden area of the West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt based on multichannel seismic data. *Journal of the Geological Society*, 170(4), 657-668.
- Braathen, A., Bergh, S.G & Maher, H.D. (1995). Structural outline of a Tertiary basement-cored uplift inversion structure in western Spitsbergen, Svalbard-kinematics and controlling factors. *Tectonics*, 14, 95-119.

Braathen, A., Bergh, S.G. & Maher, H.D., Jr. (1999). Application of a critical wedge taper model to the Tertiary transpressional fold-thrust belt on Spitsbergen. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1468-1485.

CGG Veritas. (2008). *Geocluster Release Notes*.

Dallmann, W. K. (1999). *Lithostratigraphic lexicon of Svalbard*, Norsk Polarinstitut.

Dallmann, W. K., Andresen, A., Bergh, S. G., Maher, H. D. & Ohta, Y. (1993). Tertiary fold-and-thrust belt of Spitsbergen, Svalbard: Compilation map, summary and bibliography. *Norsk Polarinstitut Meddelelser*, 128.

Dick, H.J.B., Lin, J., Schouten, H. (2003). An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature* 426(6965), 405-412.

Eiken, O. (1985). Seismic mapping of the post-Caledonian strata in Svalbard. *Polar Research*, 3, 167-176.

Eiken, O. & Austegard, A. (1994). *Seismic atlas of Western Svalbard: A selection of regional transects*. Norsk Polarinstitut.

Faleide, J. I., Vågnes, E. & Gudlaugsson, S. T. (1993). Late Mesozoic-Cenozoic Evolution of the southwestern Barents Sea in a regional rift-shear tectonic setting. *Marine and Petroleum Geology*, 10, 186-214.

Faleide, J. I., Tsikalas, F., Breivik, A. J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, Ø., Wilson, J. & Eldholm, O. (2008). Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea. *Episodes*, 31, 82-91.

- Fossen, H., Dallman, W. & andresen, A. (2008). The mountain chain rebounds and founders. The Caledonides are worn down: 405-359 million years. In: Ramberg, I. B., Brynhi, I., et al. (eds) *The making of a land*. Norwegian Geological Association, Trondheim, 232-259.
- Gee, D. G., Fossen, H., Henriksen, N. & Higgins, A.K. (2008). From the early Paleozoic platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes*, 31, 44-51.
- Hart, B. (2000). *3-D Seismic Interpretation: A Primer for Geologists. SEPM Short Course Notes* 48, 124 p.
- Helland-Hansen, W. (2010). Facies and stacking patterns of shelf-deltas within the Palaeogene Battfjellet Formation, Nordenskiöld Land, Svalbard: implications for subsurface reservoir prediction. *Sedimentology*, 57, 190-208.
- Hjelle, A. (1993). *Geology of Svalbard*, Norsk Polarinstitut.
- Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I. (2006). *An introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Publishing, 3. utgave, 262 p.
- Kellogg, H. E. (1975). Tertiary stratigraphy and tectonism in Svalbard and continental drift. *AAPG Bulletin*, 59, 465, 485.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R. & Thompson, I. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *Seismic Stratigraphy-application to hydrocarbon exploration*, AAPG 26, 53-62.
- Mjelde, R. (2010). Cruise report, Svalex (upublisert).

- Mjelde, R. & Kandilarov, A. (2009). <http://folk.uio.no/hanakrem/svalex/E-learning/geophysics/Knipovich-Ridge.swf>.
- Mussett, A.E & Khan, M.A. (2007). *Looking into the earth – An Introduction to Geological Geophysics*. Cambridge University Press, 470 p.
- Norsk polarinstitutt, <http://www.npolar.no/no/tema/geologi/arktis/>
- Nøttvedt, A., Livbjerg, F., Midbøe, P. S. (1993). Hydrocarbon potential of the Central Spitsbergen Basin. *Norsk Petroleumsforening (NPF) Special publications*, 2, 333-361.
- Nøttvedt, A. (1994). Post Caledonian sediments on Spitsbergen. *Seismic atlas of western Svalbard. Norsk Polarinstitutt Meddelelser*, 130, 40A48.
- Oakey, N. & Stephenson, R. (2008). Crustal structure of the Inuitian region of Arctic Canada and Greenland from gravity modeling: implications for the Paleocene Eurekan orogen. *Geophysical Journal International*, 173, 1039-1063.
- Pluijm, B. V. D. & Marshak, S. (2004). *Earth Structure*. Norton & Company Press, 2. utgave, 656 p.
- Ramberg, I.B, Brynhi, I & Nøttvedt, A (2006). *Landet blir til – Norges Geologi*. Norsk Geologisk Forening NGF, 1. utgave, 608 p.
- Ruud, B. O. (2014). Personlig kommunikasjon.
- Sheriff, R. E. & Geldart, L. P. (1995). *Exploration Seismology*, Cambridge University Press, 592 p.
- Srivastava, S. P. (1978). Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic. *Geophysics. J. Roy. Astr. Soc.* 52, 313-357.

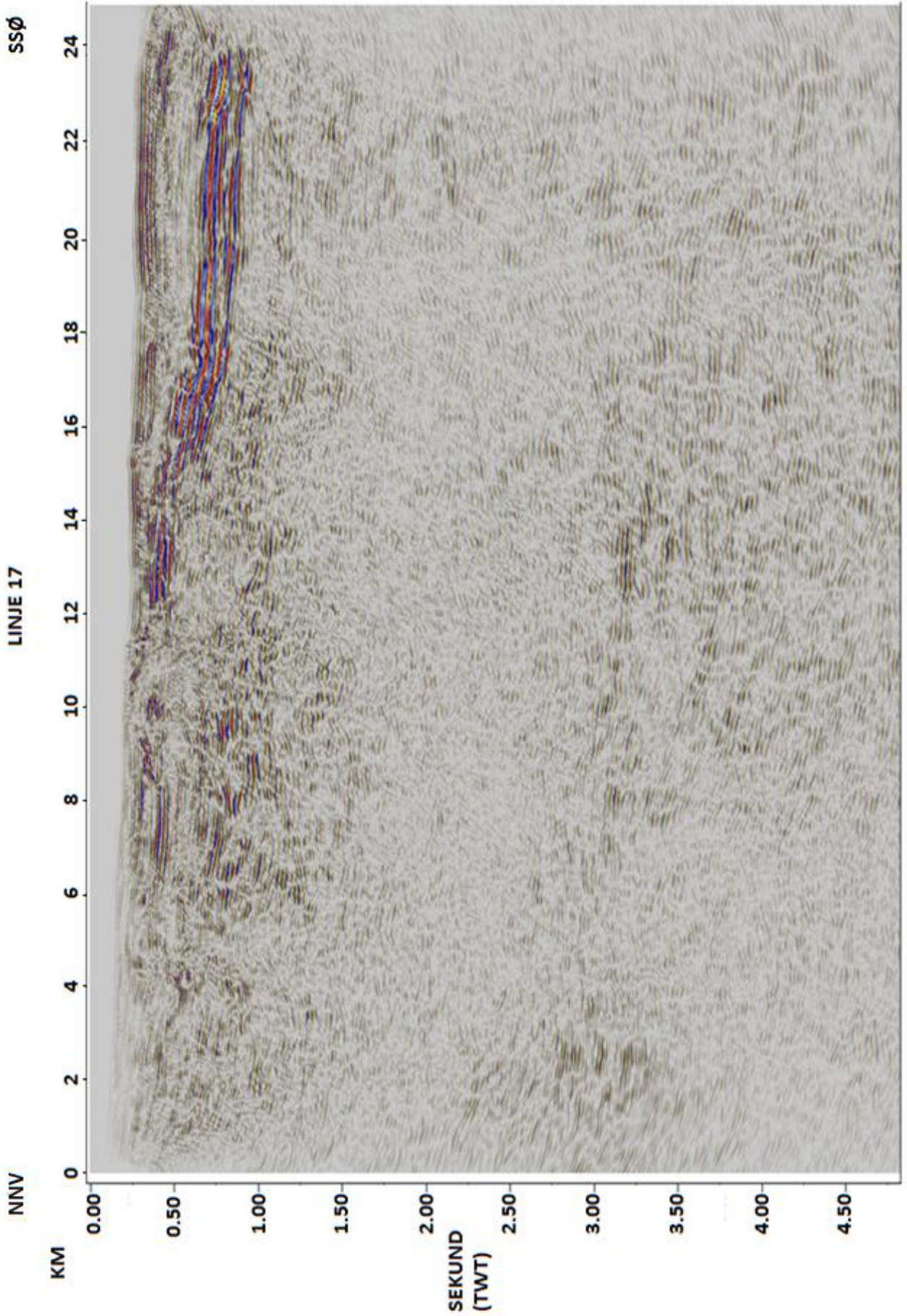
- Srivastava, S. P. (1985). Evolution of the Eurasian Basin and its implications to the motion of Greenland along Nares strait, *Tectonophysics*, 114, 29-53.
- Steel, R. J. & Worsley, D. (1984). Svalbard's post-Caledonian strata – An Atlas of sedimentational patterns and palaeogeographic evolution. *Petroleum Geology of the North European Margin*, 109-135.
- Steel, R. J., Gjelberg, J., Helland-Hansen, W., Kleinspehn, K., Nøttvedt, A. & Larsen, M. R. (1985). The tertiary strike-slip basins and orogenic belt of Spitsbergen. *SEPM, Special Publication*, 37, 339-359.
- Strømme, M. L. (2010). *Prosessering og tolkning av refleksjonsseismiske data fra Van Mijenfjorden, Svalbard*. UiB.
- Talwani, M & Eldholm, O. (1977). Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. *GSA Bulletin*, 88 (7), 969-999.
- Tessensohn, F. & Piepjohn, K. (2000). Eocene compressive deformation in Arctic Canada, North Greenland and Svalbard and its plate tectonic causes. *Polarforschung*, 68, 121-124.
- Worsley, D. (2008). The post-Caledonian development of Svalbard and the western Barents Sea. *Polar Research*, 27, 298-317.
- Worsley, D. (1986). *The geological history of Svalbard: evolution of an arctic archipelago*. Den Norske stats oljeselskap a.s, Stavanger.
- Worsley, D. & Nøttvedt, A. (2008). Carboniferous and Permian in the north. In: Ramberg, I. B., Brynhi, I., et al. (eds). *The making of a land. Geology of Norway*. Norsk geologisk forening, Trondheim, 304-329.

Yilmaz, O. (2001). *Seismic data analysis*. Doherty, S. M. (ed.), Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma. 2027 p.

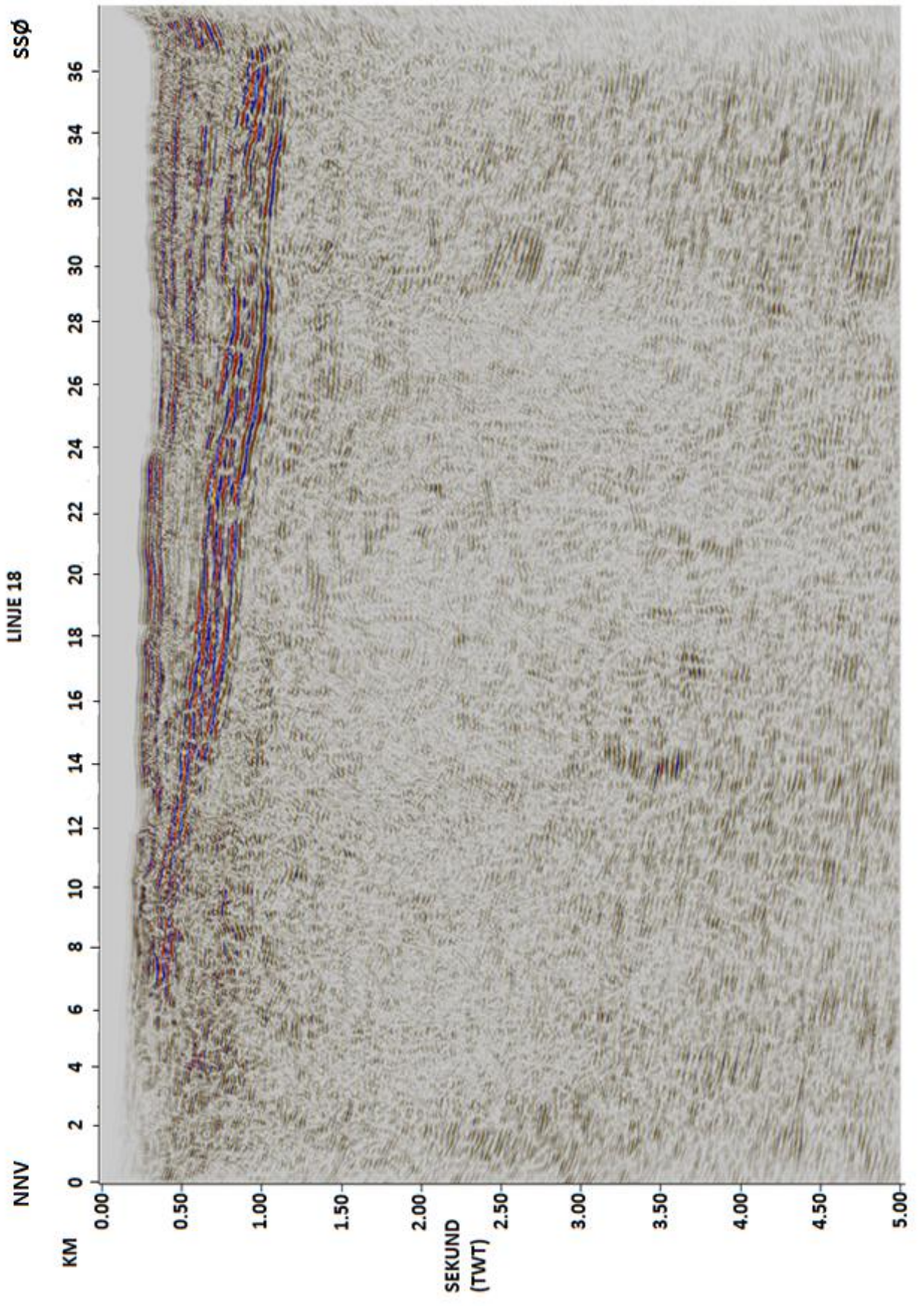
## APPENDIKS A

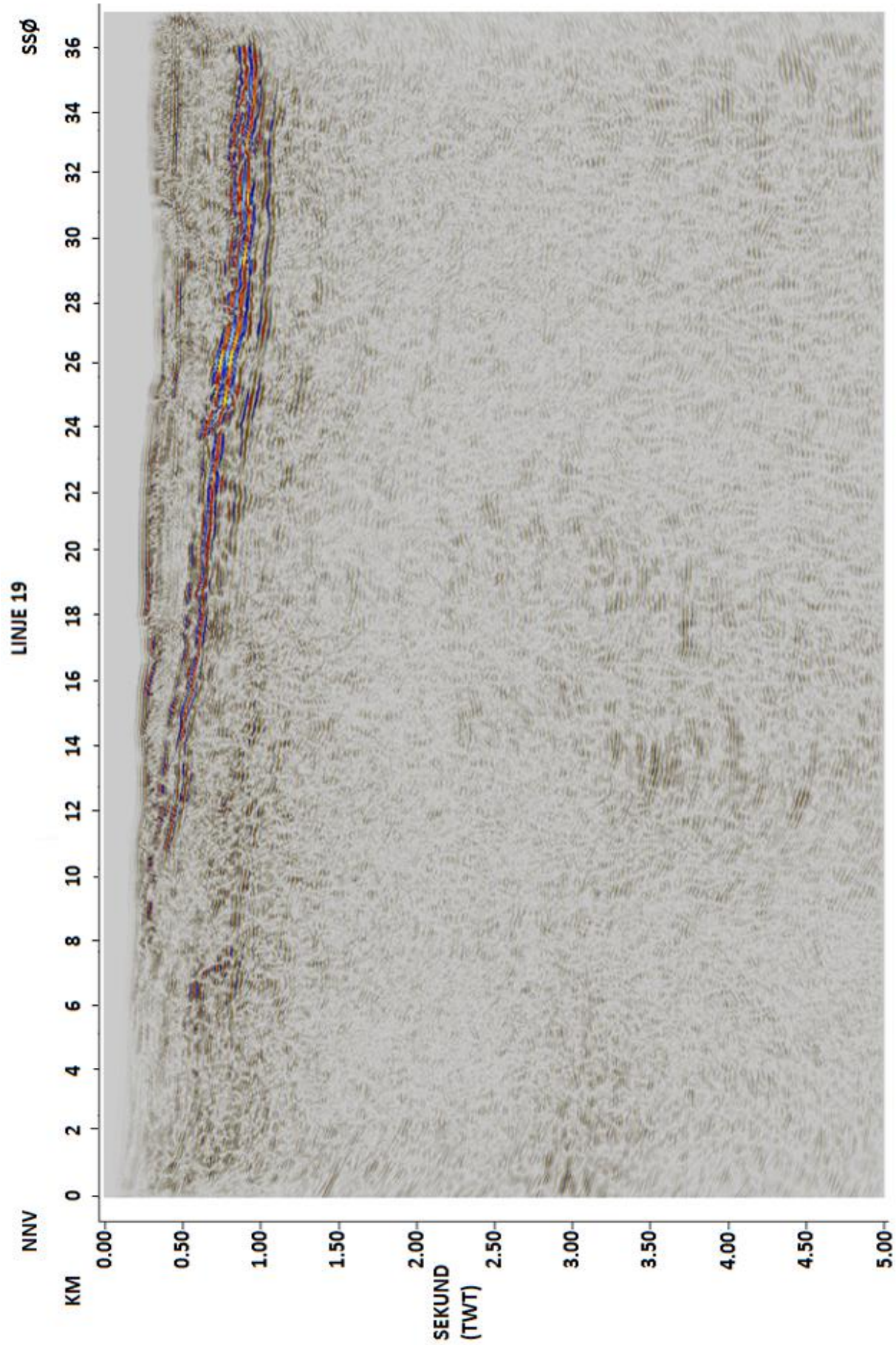
Vedlagt er de ferdig prosesserte linjene.

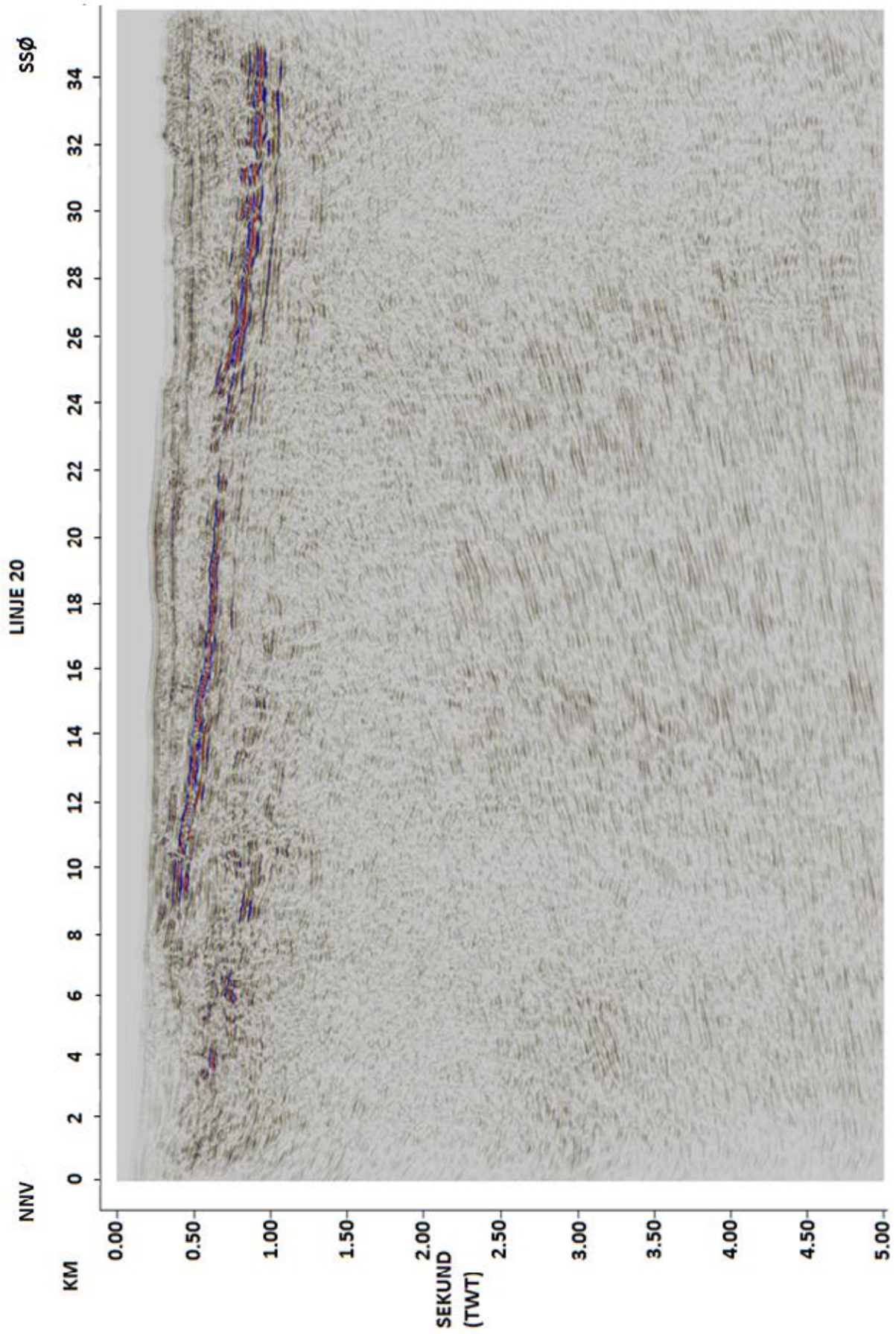
Samtlige profiler er vist for de øverste 5.0 sekunder (toveis gangtid), da det ikke er observert noen geologiske strukturer dypere enn cirka 3.7 sekunder. Profilene er navngitt med linjenummer og merket med kilometer på horisontalaksen, vist fra NNV mot SSØ.

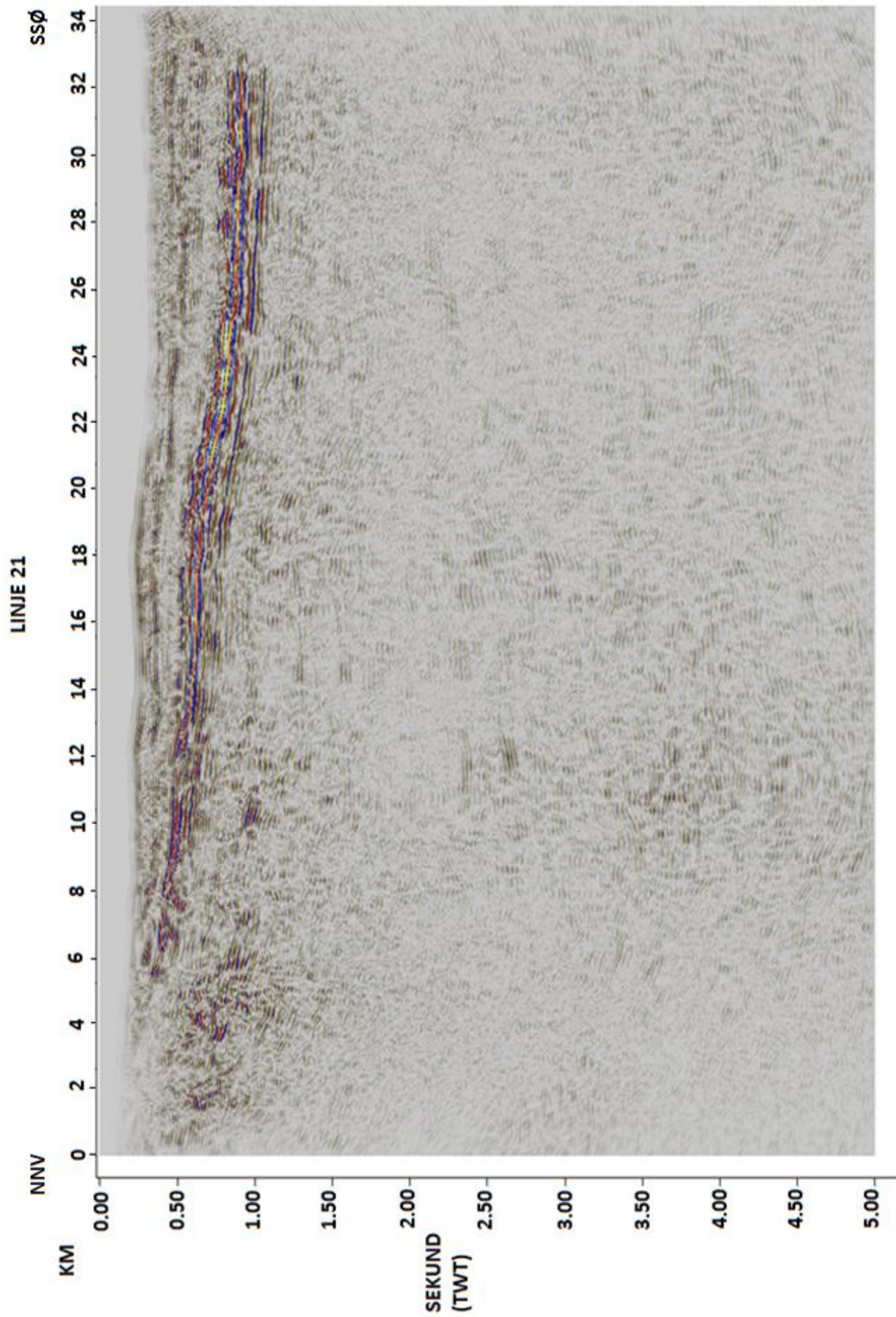


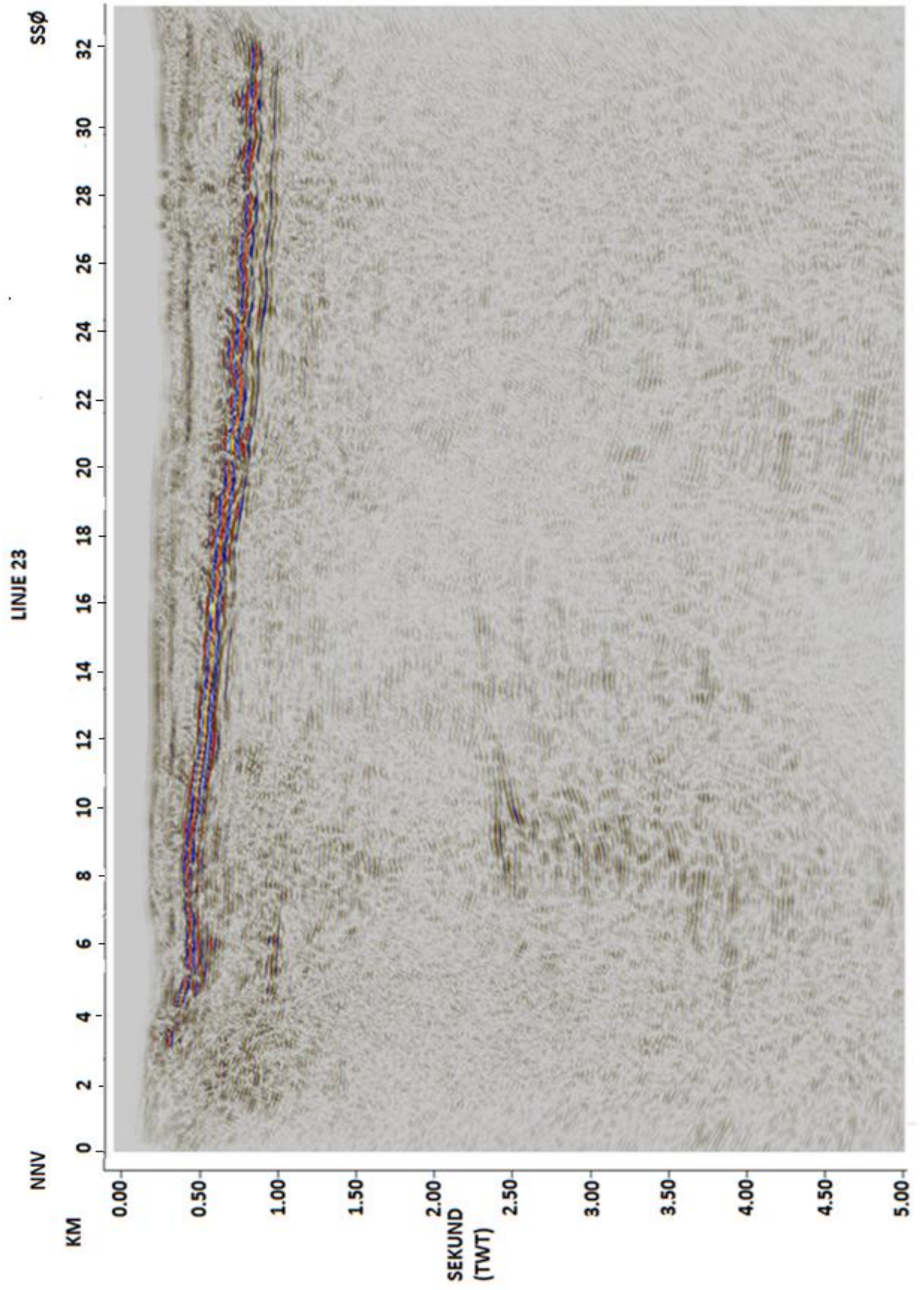


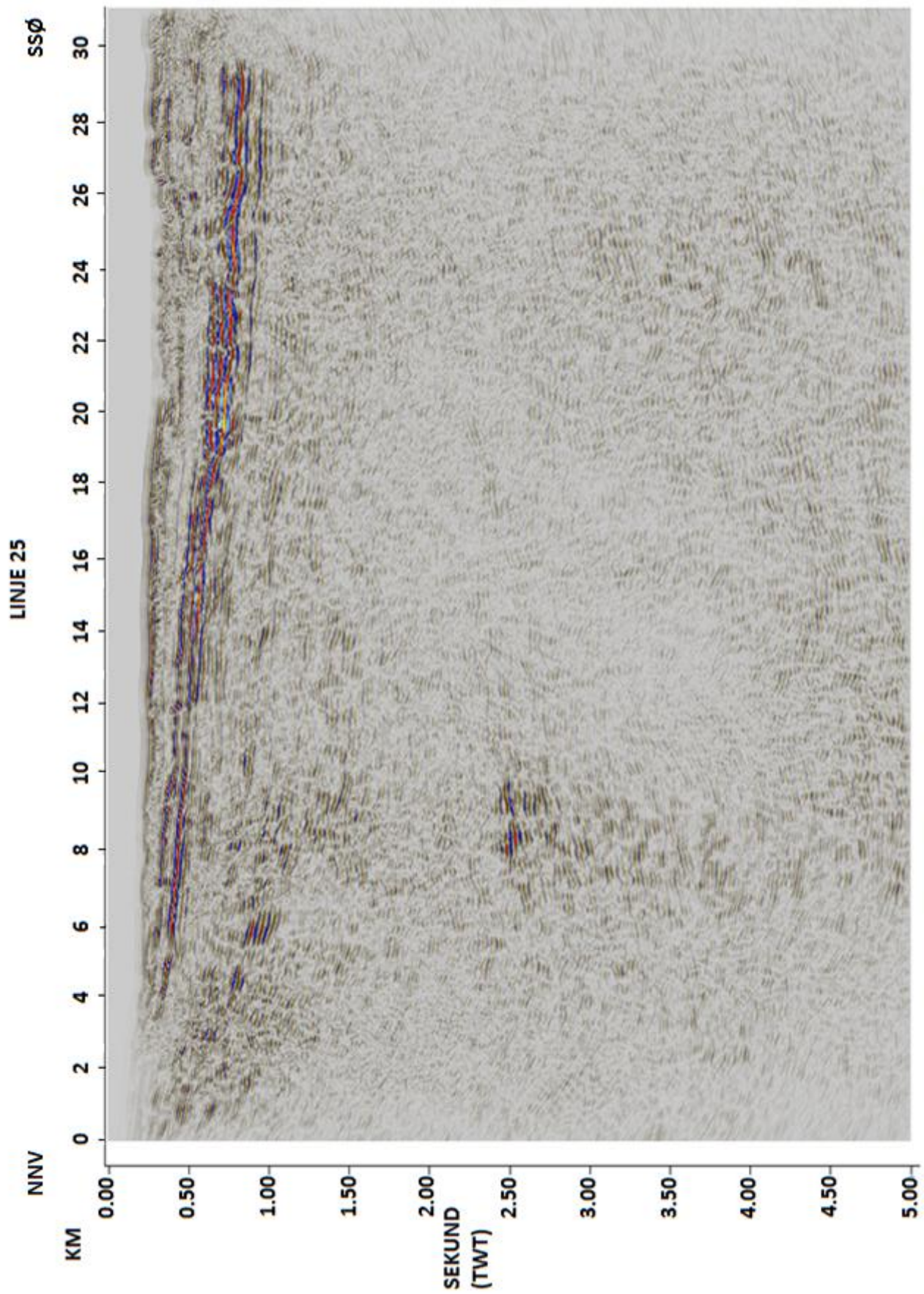












## APPENDIKS B

Vedlagt er de ferdig tolkede linjene. Linje 21 er tolket med strukturer og horisonter, og er representativ for de øvrige linjene hvor bare horisontene er tolket. Stiplede linjer markerer tolkning som er usikker.

Linje 21 er kun vist ned til 3.5 sekunder (toveis gangtid) for å bedre få frem detaljer, øvrige profil er vist for de øverste 5.0 sekunder (toveis gangtid). Det ikke er observert noen geologiske strukturer dypere enn cirka 3.7 sekunder. Profilene er navngitt med linjenummer og merket med kilometer på horisontalaksen, vist fra NNV mot SSØ.

