

Prosessering og tolking av refleksjonsseismiske data frå Isfjorden, Svalbard

Anders Haaland



Masteroppgåve

Institutt for geovitskap

Universitetet i Bergen

Januar 2015

Samandrag

I august 2013 vart det samla inn fem 2D multikanals seismiske linjer i Isfjorden på vestkysten av Spitsbergen under SVALEX-kurset. Desse linjene utgjer grunnlaget for denne oppgåva. I den fyrste delen av oppgåva er dei seismiske linjene prosessert, der det er lagt særleg vekt på fjerning av havbotnmultiplar. I den andre delen av oppgåva er det gjort ei grovtolking av dei seismiske linjene, kvar det er lagt vekt på identifisering av storskala strukturar og tolking av dei ulike seismiske einingane som allereie er definert ut i frå eit seismostratigrafisk rammeverk.

Hovudutfordringa under prosesseringa av dei seismisk linjene i denne oppgåva er fjerning av sterke og dominerand havbotnmultiplar som er årsaka av unormalt høge hastigheiter i havbotn, nokre stader over 4,5 km/s. For å fjerne multiplar som berre prograderer i vasslaget er det nytta eit FK-filer og parabolisk radonfilter. På grunn av lågare hastigheiter i den ytre delen av Isfjorden enn i den indre delen, er det nytta ulike filtergrenser på FK-filteret. I den indre delen er øvre og nedre grense satt til høvesvis -5000 m/s og 8000 m/s, medan øvre og nedre grense i den ytre delen av Isfjorden er satt til -3500 m/s og 7000 m/s. Sidan FK-filteret ikkje fjerna alle havbotnmultiplar på linje 11-6b og del to av 11-5b, er det i tillegg påført eit radonfilter på desse linjene for å fjerne dei resterande havbotnmultiplane. For å fjerne det som er igjen av multiplar i vasslaget etter hastigheitsfiltreringa, er alle data påført overflatekonsistent prediktiv dekonvolvering. Dekonvolveringa er mest effektiv ved fjerning av bølger med låg innfallsvinkel, medan hastigheitsfiltreringa er mest effektiv for å fjerne bølger med høg innfallsvinkel.

Det er i tillegg påført fleire prosessar for å betre signal/støyforholdet. For å fjerne høgfrekvent og lågfrekvent støy er det nytta eit bandpass-filter, medan signatur dekonvolvering er nytta for å fjerne boblepulsen. Det er òg gjort hastigheitsanalyse, pre-stakk tidsmigrasjon samt ein siste frekvensfiltrering.

Resultatet av prosesseringa syner at det meste av havbotnmultiplar er fjerna frå data, men 1. og 2. multippel kan likevel sjåast på i den nordaustre enden av line 11-6b.

I den andre delen av oppgåva er dei prosesserte data tolka, med hovudfokus på identifisering av sedimentære einingar og grunnfjell samt skildring av storskala strukturar og andre observasjonar. Tolkinga er gjort med støtte frå tidlegare on- og offshore studiar frå vestre delar av Spitsbergen. Botn av dei tertiære avsetjingane i den indre delen av Isfjorden definerer botn av ein storskala asymmetrisk synklinal som utgjer den nedre grensa til det sentrale Spitsbergenbassenget. Vidare er det kartlagt einingar frå kritt til karbon, samt Hecla Hoek. Det er tolka tre

glidehorsontar i den indre delen av Isfjorden, kjent att som «décollement-soner»; ei i øvre trias, ei i nedre kritt og ei i nedre tertiær. Fleire skyveforkastningar som forgreinar seg ut i frå «décollement-sonene», spesielt i einingane av jurasisk og kritt alder dannar karakteristiske duplex-strukturar. Fleire av skyveforkastningane i den tertiære eininga går heilt i havbotn, der mange av dei kan kjennast att som topografiske høgder og søkk på havbotn. Denne delen av Isfjorden høyrer til den tynnhuda forlandsretta delen av vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte. Lenger sørvest i Isfjorden er det òg kartlagt fleire «back-thrusts» i den tertiære eininga. På profil 11-6c, ytst i Isfjorden, er det skildra ein komplisert pakke med skyveforkastningar og «back-thrusts» som går heilt i havbotn. På vestsida av denne pakken, som representerer ein deformert antiklinal, er det kartlagt tre skyveforkastningar som går heilt i grunnfjellet, noko som tyder at atniklinalen høyrer til den tjukkhuda grunnfjellsinvolverte delen av vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte.

I den ytste delen av Isfjorden og byrjinga av kontinentalsokkelen er det berre grunnfjellet som er kartlagt. I denne delen av studieområdet er det kartlagt fem normalforkastningar som definerer roterte forkastningsblokker i den austre marginen av Bellsund Graben.

Basert på korrelering med tidlegare studiar i området, kan studieområdet delast inn i tre tektoniske soner. I nordaust er studieområdet karakterisert av den austlege tynnhuda forlandsretta delen av vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte, medan midtre til ytre del av Isfjorden er karakterisert av den tjukkhuda grunnfjellsinvolverte delen. Den sørvestre delen, som utgjer byrjinga av kontinentalsokkelen, er karakterisert av deformasjon i samband med ekstensjon i oligocen, definert av Bellsund Graben.

Føreord

Fyrst vil eg takka min hovudrettleiar Rolf Mjelde og medrettleiar Bent Ole Ruud for ei interessant oppgåve, god fagleg rettleiing og teknisk hjelp under arbeidet med denne oppgåva. Begge har vore lett tilgjengelege og tolmodige med forklaringar.

Vidare vil eg takke min tolmodige sambuar, Anne Nikoline, for god støtte og oppmuntring undervegs.

Sist vil eg takke medstudentar for gode år på UiB og min familie for all støtte under studietida.

Anders Haaland

Bergen, Januar 2015

Innhald

1. Innleiing	1
1.1 Målsetjing	1
1.2 Studieområde	1
2. Geologisk rammeverk	3
2.1 Tektonisk setting	3
2.1.1 Utviklinga av Nord-Atlanteren.....	3
2.1.2 Dagens tektoniske situasjon	5
2.2 Svalbard si geologiske utvikling	7
2.2.1 Prekambrium – paleosoikum.....	7
2.2.3 Kenozoikum	8
2.3 Generelt om kontraksjonelle deformasjonsstrukturar	11
2.4 Stratigrafi.....	13
2.3.1 Hecla Hoek.....	15
2.3.2. Devon	15
2.3.3 Billefjorden-gruppa	15
2.3.4 Gipsdalen- og Tempelfjorden-gruppa	15
2.3.5 Sassendalen- og Kapp Toscana-gruppa.....	16
2.3.6 Adventdalen-gruppa	16
2.3.7 Van Mijenfjorden-gruppa.....	16
3. Metode.....	17
3.1 Seismisk innsamling.....	17
3.1.1 Kjelde	17
3.1.2 Mottakar	19
3.2 Seismisk prosessering	19
3.3 Prinsipp for seismisk tolking.....	25
3.3.1 Strukturell tolking	26

3.3.2 Seismisk stratigrafi	26
3.4 Seismisk oppløysing	27
3.4.1 Vertikal oppløysing	28
3.4.2 Horisontal oppløysing	28
4. Datagrunnlag og innsamlingsparameter	30
5. Dataprosessering	36
5.1 Reformatering og editering	37
5.2 Konvolvering og filtrering.....	39
5.3 Hastighetsanalyse	44
5.4 Migrasjon og mute	46
5.5 Konvertering til SEG-Y-format og definering av UTM-koordinat	47
6. Tolking av seismiske data	49
6.1 Grunnlag for tolkinga	49
6.1.1 Kjelder nytta til korrelering	49
6.1.2 Seismostratigrafisk rammeverk/horisontar	50
6.1.3 Datakvalitet	51
6.2 Horisontar og einingar.....	52
Havbotn	53
6.2.1 Indre Isfjorden	54
Eining 1: Tertiær	55
Eining 2: Kritt.....	57
Eining 3: Jura	59
Eining 4: Trias (Kapp Toscanagrappa)	61
Eining 5: Trias (Sassendalengruppa).....	62
Perm, Karbon og Devon.....	64
Hecla Hoek	65
6.2.2 Ytre Isfjorden og byrjinga av kontinentalsokkelen	65

6.3 Strukturar.....	66
6.3.1 Indre Isfjorden	66
6.3.2 Ytre Isfjorden og byrjinga av kontinentalsokkelen	69
7. Diskusjon.....	71
7.1 Einingar	71
7.1.1 Tertiær	71
7.1.2 Kritt – trias	71
7.1.3 Karbon – grunnfjell	72
7.2 Vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte	73
7.3 Andre strukturar og observasjonar	76
8. Konklusjon	79
9. Referansar.....	81
Appendiks A.....	84
Appendiks B	91

1. Innleiing

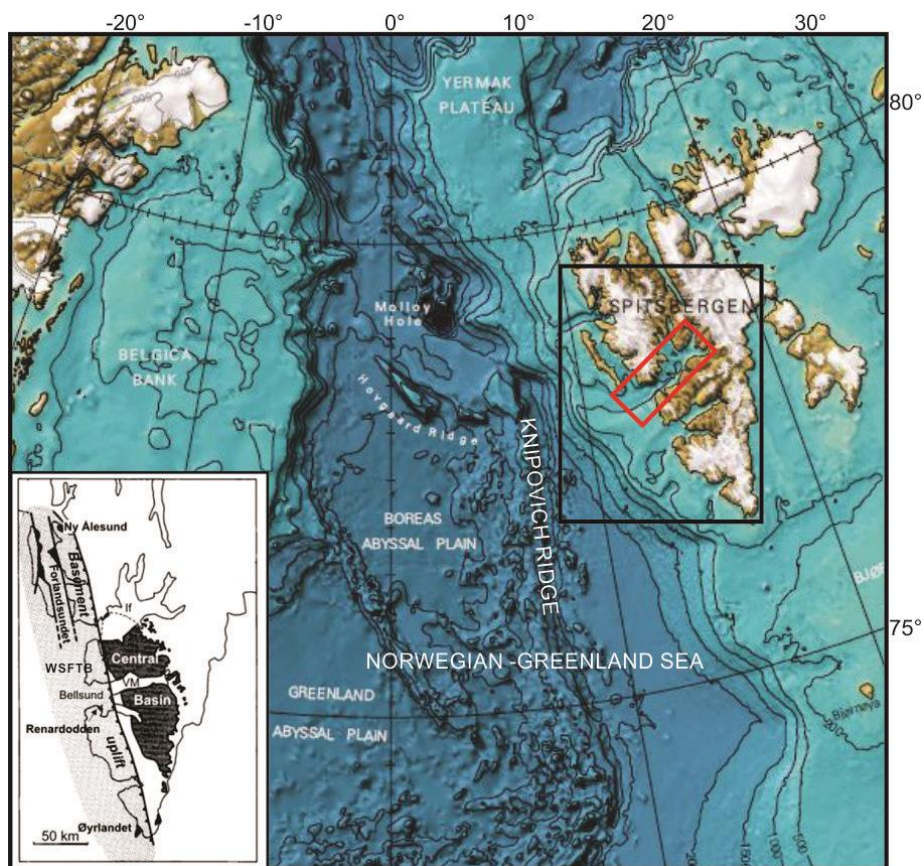
1.1 Målsetjing

Fem multikanals seismiske linjer vart samla inn i Isfjorden under studentkurset SVALEX i august 2013. Målsetjinga i denne oppgåva er å prosessere dei seismiske rådata på best mogeleg måte for å få den beste avbildinga av undergrunnen. Det er lagt særleg vekt på fjerning av havbotnmultiplar, som er spesielt framstående i data som er samla inn.

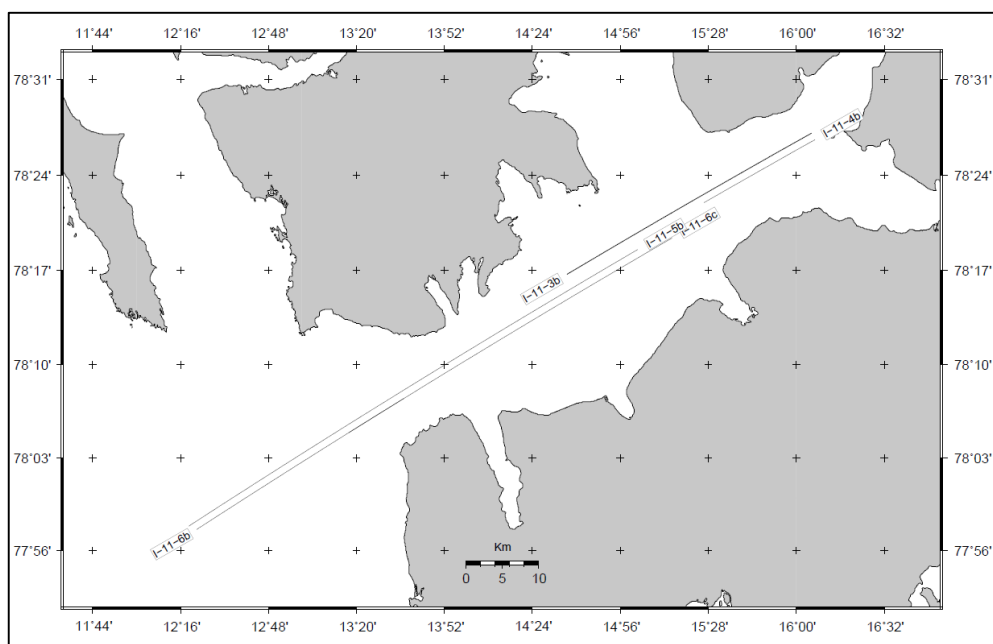
Dinest er målet å gje ei grovtolking av dei ferdig prosesserte linjene. I denne delen av oppgåva vil hovudfokuset vere å korrelere dei seismiske einingane med tidlegare studiar i området og å kartlegge dei mest dominerande deformasjonsstrukturane i studieområdet.

1.2 Studieområde

Studieområdet er lokalisert i Isfjorden på vestkysten av Spitsbergen, som er den største av øyene som utgjer øygruppa Svalbard. Svalbard er lokalisert mellom 74° - 81° N og 10° - 35° Ø, om lag halvvegs mellom Noreg og Nordpolen (figur 1.1). Geologien i Isfjorden er prega av vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte og det sentrale Spitsbergen-bassenget i aust og av Bellesund graben i vest. Dei seismiske profila som er prosessert og tolka har ei nordaustleg-sørvestlig retning og strekk seg frå inn i Isfjorden og ut på byrjinga av kontinentalsokkelen utanfor (figur 1.2).



Figur 1.1: Regional setting med utsnitt av delar av Spitsbergen (markert med svart firkant). Studieområdet er markert med raud firkant. På utsnittet i venstre hjørne markerer det lysegrå skraverte området vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte (WSFTB), medan det svart skraverte området representerer det sentrale Spitsbergen-bassenget. Batymetrisk kart er modifisert frå Jacobsen et al. (2012), medan strukturkartet er henta frå Blinova et al. (2009).



Figur 1.2: Oversikt over dei seismiske linjene som vart samla inn under SVALEX 2013 (Mjelde, 2013).

2. Geologisk rammeverk

Dette kapitlet vil ta føre seg utviklinga av Nord-Atlanteren, som føregjekk frå paleocen til notida, dagens tektoniske setting og den geologiske utviklinga til Svalbard. Her vil òg vestre Spitsbergen folde- og skyvebelte og det sentrale Spitsbergen-bassenget bli skildra sidan desse er dei viktigaste strukturelle einingane på Svalbard. Sist vil dei mest framståande stratigrafiske einingane bli skildra.

2.1 Tektonisk setting

2.1.1 Utviklinga av Nord-Atlanteren

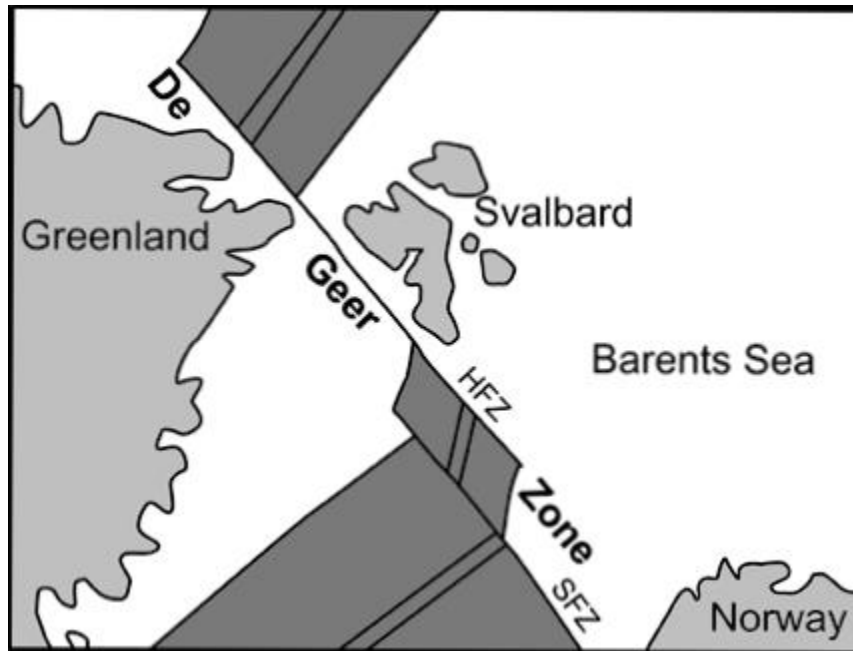
Utviklinga av den vestre kontinentalmarginen til Svalbard byrja i overgangen mellom paleocen og eocen når ei omfattande omorganisering av platekonfigurasjonen i Nord-Atlanteren og Arktis føregjekk. I denne perioden bevega Grønland seg nordover som ei sjølvstendig plate (Srivastava, 1978; Talwani & Eldholm, 1997; Tessensohn & Piepjohn, 2000). Opphavleg utvikla marginen på vestre Spitsbergen seg som ein skjærmargin og seinare, frå tidleg oligocen, som ein diagonalt rifta passiv margin (Faleide et al., 1996).

Utviklinga av Nord-Atlanteren kan delast inn i 3 stadium:

Paleocen: Før opninga av Norske- og Grønlandshavet, hørde Grønland til den eurasiske plata og det eksisterte ei landbru mellom Nord-Grønland og Svalbard (Talwani & Eldholm, 1977). I tidleg paleocen byrja havbotnspreiing langs vestre delar av Grønland og sidan denne perioden har Grønland flytta seg i nordaustleg retning, diagonalt for Ellesmere Island. Ei mindre strøkslepp-rørsle langs Naresstredet definerer grensa mellom den nordamerikanske plata og Grønland (Srivastava, 1985; Tessensohn & Piepjohn, 2000; Oakey & Stephenson, 2008). Samstundes føregjekk det rifting i Norske- og Grønlandshavet og dekstralvriding langs den gamle De Geer-sonen (figur 2.1) (Faleide et al., 1993).

Eocen: I eocen var det ei stor plateomorganisering i Nord-Atlanteren og dei arktiske områda. Plateomorganiseringa byrja med havbotnspreiing i Baffinbukta, Norske- og Grønlandshavet i det eurasiske bassenget (Talwani & Eldholm, 1977). Dette førde til at Grønland flytta seg nordover, oblik for Ellesmere Island og Vest-Spitsbergen, noko som resulterte i kompressiv deformasjon på vestre Spitsbergen foldebelte (Tessensohn & Piepjohn, 2000). I dei siste stadia av utviklinga av vestre Spitsbergen foldebelte, truleg i sein eocen, vart det utvikla




synsedimentære grabenstrukturar samstundes med eller etterfølgd av kompressiv deformasjon langs vestkysten av Spitsbergen (Steel et al., 1985).



Figur 2.1: Skisse over De Geer-sona i midtre tertiær. HFZ=Hornsund-brotsona, SFZ=Senja-brotsona (Faleide et al., 1993).

Oligocen-notid: I tidleg oligocen stoppa havbotnspreiinga i Labradorhavet og Baffinbukta opp og eit transtensjonelt regime tok over langs De Geer-sona (Tessensohn & Piepjohn, 2000), medan vestre Spitsbergen foldebelte vart inaktivt (Faleide et al., 1993). Dette er vist på figur 2.1. Havbotnskorpe vart no danna mellom Grønland og Svalbard. Grønland vart ein del av den nordamerikanske plata som i dette tidsrommet flytta seg VNV i høve til den eurasiske plata (Talwani & Eldholm, 1977). Oblik ekstensjon langs Vest-Spitsbergen sidan tidleg oligocen har føresaka normalforkastingar, kollaps av tidlegare kompresjonsstrukturar og danning av grabengeometri (Myhre et al., 1992). Ekstensjonen i området har resultert i fortynning av kontinentalskorpa på vestmarginen av Svalbard, noko som igjen har førd til innsøkking og akkumulasjon av tjukke kenozoiske sediment på ytre delar av kontinentalhylla (Blinova et al., 2009)

Figur 2.2 oppsummerer utviklinga av Nord-Atlanteren gjennom paleocen, eocen og oligocen.

Age (Ma)	Epoch	Magnetic anomaly	Regional settings (North Atlantic)			Local settings (West Spitsbergen)								
			West of Greenland (Labrador Sea/Baffin Bay)	Greenland	East of Greenland (Norwegian-Greenland Sea)									
25-30	Oligocene	7	Sea-floor spreading in LS/BB is finished	Gr. moves WNW relative to Eurasia 	Sea-floor spreading between Sv. and Gr.	Transtension in WSFTB: normal faulting, final graben development								
		8												
		9												
		10		Gr. is a part of North American plate	DGZ - transtensional transform zone.									
		11												
		12												
35-55	Eocene	13	Slowing or end of sea-floor spreading in LS/BB	Eurekan and West Spitsbergen Compression	Oblique movement of Gr. to Ellesmere Island and West Spitsbergen	DGZ - right-lateral megashear region, rift zone	Sea-floor spreading in NGS	West Spitsbergen Compression	Local extension, sedimentation and graben formation in Forlandsundet					
		15												
		16												
		17												
		18												
		19												
		20												
		21												
		22								Sea-floor spreading in LS/BB	N-ward movement of Gr. 	Gr. became separate plate	Start of sea-floor spreading in NGS	Compressional deformation: folding and thrusting
		23												
24	Change in spreading direction													
24														
55-65	Paleocene	25	Rifting in BB Spreading in LS	Regional uplift NS-sinistral strike-slip 	DGZ - dextral wrench movements	Uplift								
		26					Start of sea-floor spreading in LS	NE-ward movement of Gr. and Eurasia relative to North America	Rifting in NGS	Sv. adjacent to northern Greenland				
		27												
		28									Rifting in LS/BB	Gr. belongs to Eurasian plate		

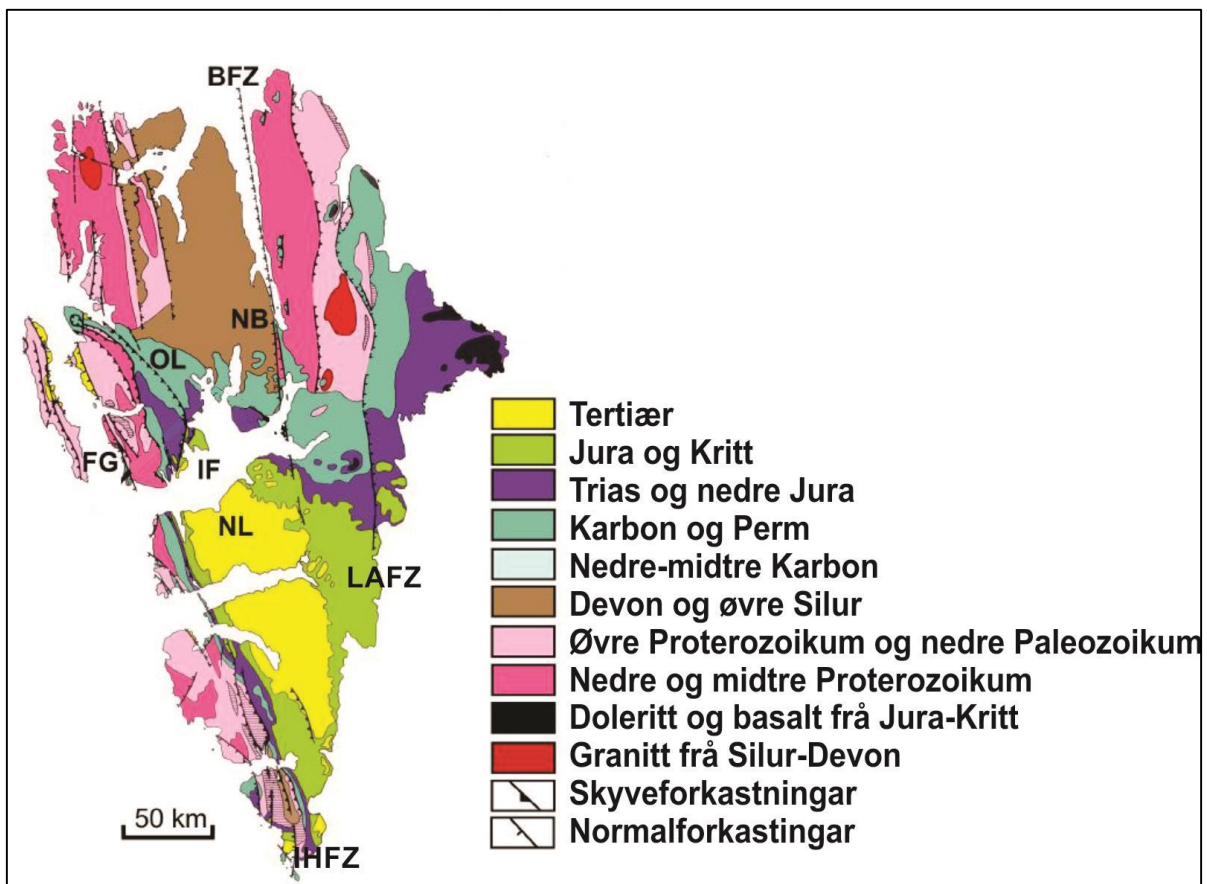
Figur 2.2: Oppsummering av utviklinga av Nord-Atlanteren. LS=Labradorhavet, BF=Baffinbukta, NGS=Norske- og Grønlandshavet, GR=Grønland, SV=Svalbard, DGZ=De Geer-sona, NS=Naresstredet og WSFTB=Vest Spitsbergen folde- og forkastningsbelte (Blinova et al., 2009).

2.1.2 Dagens tektoniske situasjon

Øygruppa Svalbard er dei eksponerte nordvestre marginane av Barentshavshylla, som vart løfta opp av mesozoiske og kenozoiske skorperørslar. Svalbard representerer eit framifrå innsyn i den varierte strukturgeologiske utviklinga av det nordvestre Barentshavet sidan paleoproterozoikum (Dallmann, 1999). Plasseringa på Barentshavshylla i nordvestre delar av den eurasiske plata gjev òg ei betre forståing av den geologiske utviklinga av Europa og Arktis (Worsley, 2008).

Den 40-80 km breie kontinentalhylla utanfor vestkysten av Svalbard, separerer Svalbard frå den strukturelt komplekse Knipovichryggen (Talwani & Eldholm, 1977). Dei sentrale delane av Knipovichryggen er segmentert av eit transformt forkastningssystem med Spitsbergen-brotsona i nord og Grønland-brotsona i sør. Det nordvestre hjørnet av kontinentalhylla grensar til Yermakplatået som truleg er restar av ein hot-spot frå tidleg tertiær (Dallmann, 1999).

Det geologiske rammeverket er dominert av fleire linjament som hovudsakleg er orientert N-S til NV-SE der det har vore fleire hendingar med differensiell rørsle sidan sein devon. Dei viktigaste av desse er Lomfjorden/Agardhbukta-, Billefjorden-, indre Hornsund- og Paleo-Hornsund-forkastningssonene (figur 2.3).



Figur 2.3: Oversikt over eksponerte bergartar og lineament på Svalbard. Lineamenta er hovudsakleg orientert N-S til NV-SE, og dei viktigaste er Lomfjorden/Agardhbukta- (LAFZ), Billefjorden-, (BFZ) og Indre Hornsund forkastningssoner(IHFZ). FG – Forlandsundet Graben, OL – Oscar II Land, IF – Isfjorden, NB – Nordfjorden Block, NL – Nordenskiöld Land (Dallmann et al., 1993; Blinova et al., 2012).

Det har vore rørsle langs linjamenta gjennom dei fleste geologiske periodane (Eiken, 1985), men dei viktigaste episodane var i sein devon, med ekstensjonsretta skjærrørsler, og i tidleg tertiær (Steel & Worsley, 1984). I tidleg tertiær danna eit kompresjonsregime og transforme

forkastningar eit folde- og forkastningsbelte langs vestkysten og den breie og asymmetriske Sentral-Spitsbergen-synklinalen (Eiken, 1985).

2.2 Svalbard si geologiske utvikling

2.2.1 Prekambrium – paleosoikum

Pre-Old Red er eit omgrep på bergartar som var til stades under hovudfasen av den kaledonske orogesen i midtre silur. I litteratur om geologien på Svalbard vert grunnfjellet oftast omtala som Hecla Hoec. Pre- Old Red er eksponert langs vestkysten og nord på Svalbard, og har hovudsakleg vore rekna for å vere eit produkt av den kaledonske orogesen. U-Pb zirkon-isotopdateringar Ohta (1992) viser imidlertid fleire prekambriske hendingar: rørsler under baikalian (600-650 Ma sidan) og den grenvilliske orogesen (950-1000 Ma sidan) i tillegg til to eller tre tidlegare hendingar (Ohta, 1992; Dallmann, 1999). Desse hendingane vart etterfølgt av to framståande kaledonske folde- og skyveforkastningshendingar (Dallmann, 1999).

I devon vart det avsett store mengder Old Red-molassesediment i grabenar i nordlege delar av Svalbard, avgrensa av nordvestre og austre grunnfjellsprovinsar. Dette grabensystemet er knytt til kontraksjonelle rørsler i Svalbardfasen, som vert rekna som ein post-molassefase av den kaledonske orogesen (Dallmann, 1999).

I karbon utvikla tektonikken på Svalbard seg frå å vere dominert av forkastningsblokker med differensial sedimentasjon til ei stabil kontinentalhylle med jamn innsøkking. I store delar av Svalbard vart det danna karbonatplattfomar og evaporittar. Desse tilhøva fortsette gjennom tidleg perm, medan det i siste del av perm igjen oppstod innstrøyming av klastiske sediment (Dallmann, 1999).

2.2.2 Mesozoikum

Den mesozoiske stratigrafien består av vekslande klastiske sedimentære suksesjonar, hovudsakleg deltarelaterte kystsediment og grunnmarine sediment (trias-tidleg jura), djupare kontinentalhyllesediment (midtre jura-tidleg kritt) og igjen delta- og grunnmarine avsetjingar (Dallmann, 1999). I sein kritt vart Spitsbergen løfta opp og utsett for erosjon, truleg relatert til oppdoming av mantelen i samband med utviklinga av det arktiske bassenget i nord. Kjeldeområdet låg i vest og seinare i nord når bassenget opna seg mot dagens Barentshav (Steel

& Worsley, 1984). Det fyrste teiknet på oppsprekking mellom Grønland og Barentshavet er dolerittintrusjonar i overgangen mellom jura og kritt. Dolerittintrusjonane står vanlegvis fram som sillar i karbonske og jurasisske strata (Dallmann, 1999).

2.2.3 Kenozoikum

I paleogen var Svalbard dominert av tektonisk aktivitet langs dei vestre kontinentalhyllemarginane, før opninga av Norskehavet og Grønlandshavet i eocen/oligocen. Opninga skjedd etter danninga av det orogene beltet ved Vest-Spitsbergen (WSOB), som forkorta skorpa med kring 30 km. Neogen var dominert av innsøkking og oppløfting som følgje av repeterande glasiasjonar. Dette tilførde store mengder klastiske kileavsetjingar på kontinentalhylla og vest for denne (Worsley, 2008).

Det sentrale Spitsbergen-bassenget (CSB)

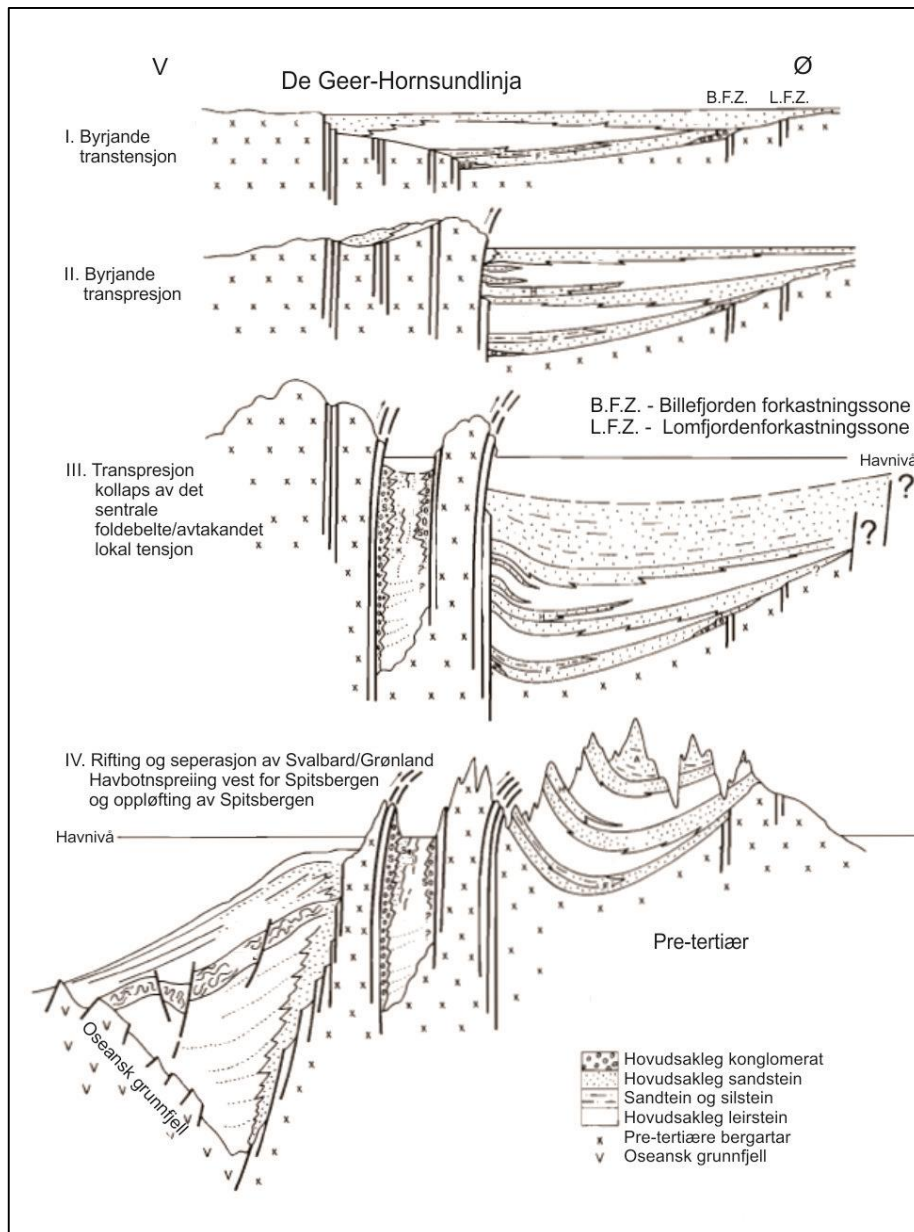
Det sentrale Spitsbergen-bassenget vart danna som eit forlandsbasseng i framkant av det tidleg tertiære Vest-Spitsbergen orogene belte (Harland & Horsfield, 1974; Kellogg, 1975; Steel et al., 1985; Nøttvedt et al., 1993). CSB vart fyrst påverka av transtensjon, som førte til ein halvgrabenstruktur som vart djupare mot vest (fase 1, figur 2.4), og deretter transpresjon (fase 2, figur 2.4) som gjorde CSB til eit forlandsbasseng (Bryhni et al., 2006). Det 200 km lange og 60 km breie CSB inneheldt 2,3 km med klastiske avsetjingar, referert til som Van Mijenfjord-gruppa (Harland & Horsfield, 1974; Steel et al., 1985).

Fleire faktorar tyder på at CSB var i eit transtensjonelt tektonisk regime i tidleg til midtre paleocen. Vesentlege sedimentasjonsmengder med aukande tjuknad mot De Gee-sona, magmatisk aktivitet og det faktum at det ikkje er noko bevis på oppløfting i vest i denne perioden karakteriserer ein ekstensjonell tektonisk situasjon. CSB var i tidleg paleocen oppdelt i kolberande sub-basseng som vert noko yngre mot nord. Saman med strøk-slepp-strukturar i Wendelhavsbassenget, som på denne tida støyte til Svalbard vest for De Geer-sona, er dette faktorar som tyder på strøk-slepp-rørsler (Steel et al., 1985).

I sein paleocen – tidleg eocen var det ei tydeleg endring til eit transpressivt deformasjonsregime. Sandstein vart no førd til frå dei vestre marginane av bassenget, i motsetnad til tidleg til midtre paleocen, då sedimenta vart transportert inn i CSB frå aust og nordaust. Endringa i sedimentasjonsmønsteret og auka mengd av metamorfe bergartsfragment i dei øvre delane av

stratigrafien tyder på oppløfting av dei vestre marginane av bassenget i samband med byrjinga av Vest-Spitsbergen orogene belte. CSB var dermed frå sein paleocen ein analog til eit forlandsbasseng, pressa ned av orogenesisen i vest (Steel et al., 1985).

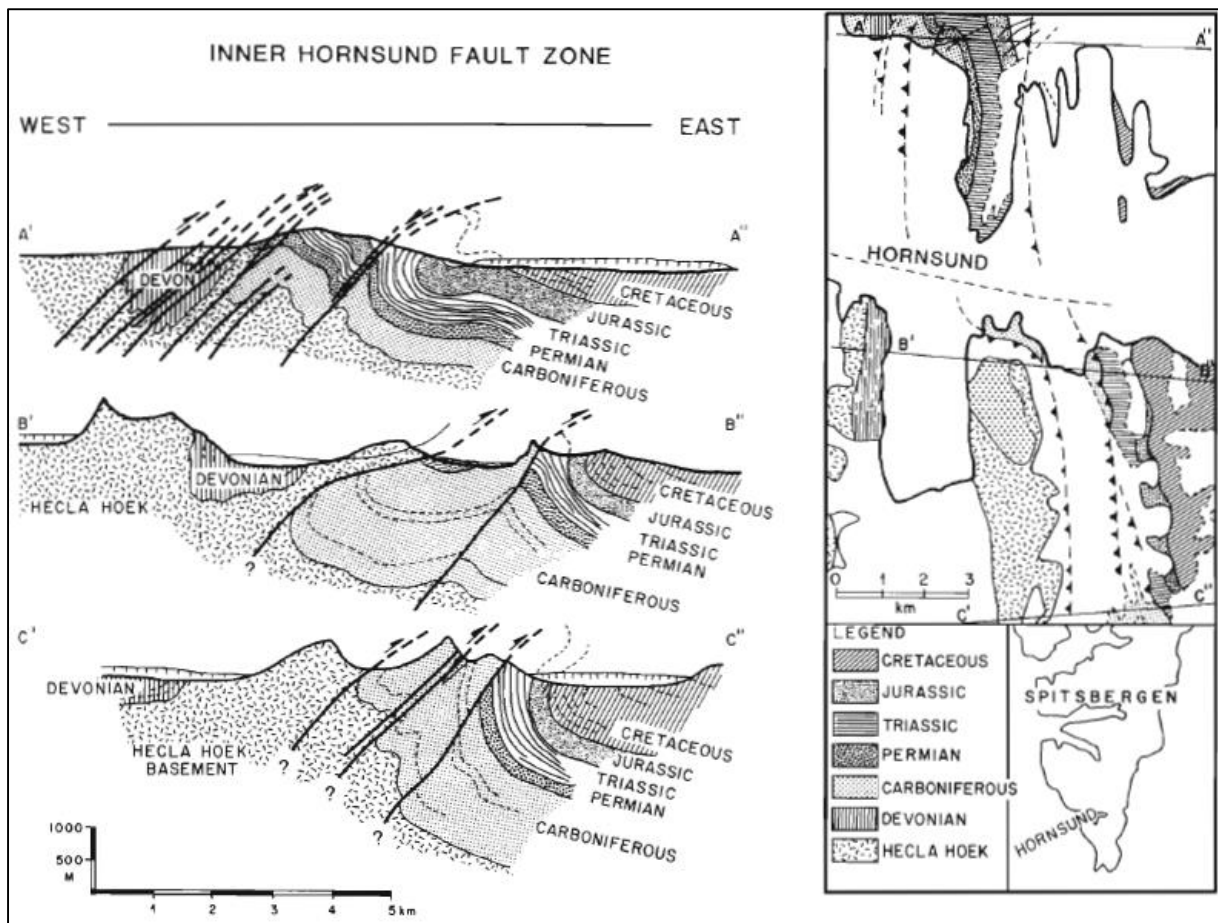
Det sentrale Spitsbergen-bassenget ligg i ein asymmetrisk synklinal, der dei slake austmarginane hellar mellom 0 og 6 grader og dei steile vestmarginane hellar mellom 5 og 30 grader (Dallmann, 1999).



Figur 2.4: Skjematisk oppsummering av utviklinga av CSB i samband med den tektoniske utviklinga av Svalbardmarginen. Modifisert etter Steel et al. (1985).

Vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte (WSFTB)

Vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte (WSFTB) var dannet når Grønland «skleide» forbi Svalbard i sein paleocen og eocen (Bergh et al., 1997; Faleide et al., 2008). Rørsla skjedde langs den transformerte plategrensa mellom Grønland og Barentshavsmarginen under oppbrytinga av Nord-Atlanteren. Marginen vart kring 20-40 km perpendikulært forkorta i samband med kompresjons-transpresjonsdeformering. WSFTB strekk seg 500 km langs vestre delar Spitsbergen og Barentshavsmarginen og er om lag 100-200 km brei (Leever et al., 2011). Kellogg (1975) føreslår at WSFTB består av tre soner som har reagert ulikt på deformasjonen: Ei sørleg sone med skyveforkastningar, ei midtre sone dominert av foldar og ei nordleg sone av skyveforkastningar. Figur 2.5 syner den interne karakteristikken av folde- og forkastningsbeltet i nærleiken av Hornsund.



Figur 2.5: Generalisert tverrsnitt av folde- og forkastningsbeltet i området kring indre Hornsund (Steel et al., 1985).

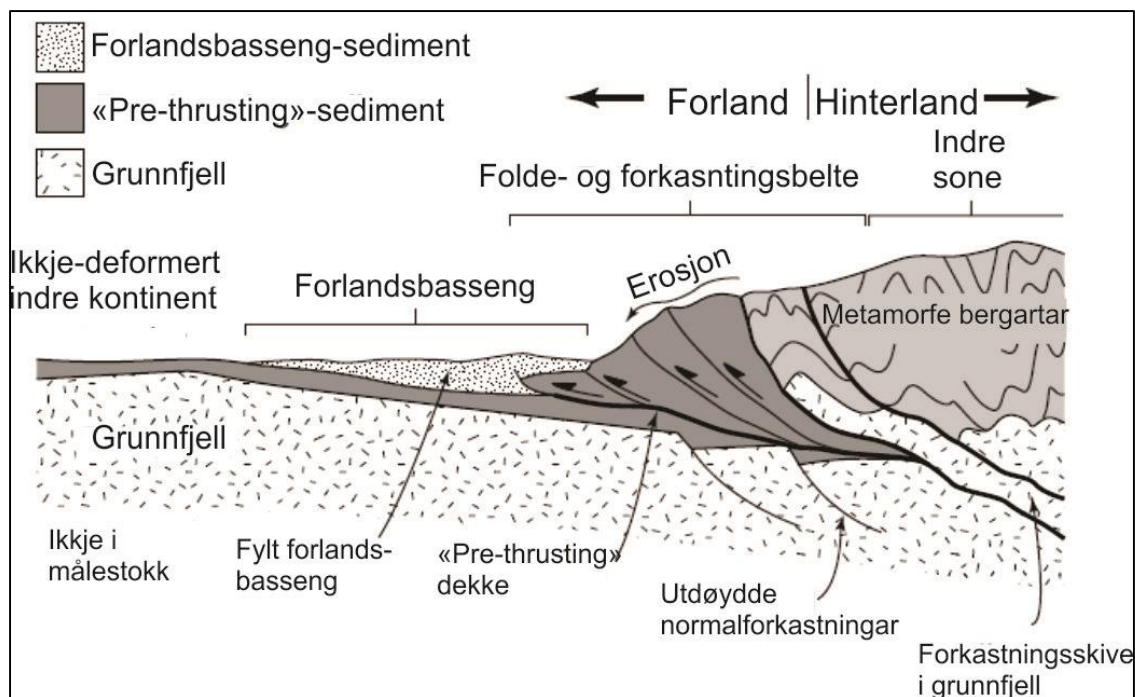
Konvergerande rørsler førde til oppløfting og erosjon av den vestre grunnfjellsprovinsen og akkumulasjon av klastiske sediment i det sentrale Spitsbergen-bassenget som vart utvikla

samstundes (Steel et al., 1985; Dallmann, 1999). Trass i at deformasjonen var assosiert med ein høgreretta transform situasjon, består WSFTB hovudsakleg av konvergerande strukturar (Bergh, 1990). Deformasjonen var i tertiær hovudsakleg retta ØNØ-VSV, der deformasjonen vart overført aust for folde- og forkastningsbeltet, langs glideplan i dei paleozoiske og mesozoiske sedimenta (Dallmann, 1999). Mot slutten av utviklinga av WSFTB, i eocen-oligocen, vart det danna sedimentære basseng (t.d. Forlandssundbassenget) i vestre områder (Dallmann, 1999).

På vestkysten av Svalbard vart ein passiv kontinentalmargin utvikla då Svalbard vart separert frå kontinentalhylla på Grønland etter eocen. I samband med denne separeringa var det den generelle ekstensjonen Ø-V som reaktiverte og danna nye forkastningar (Dallmann, 1999).

2.3 Generelt om kontraksjonelle deformasjonsstrukturar

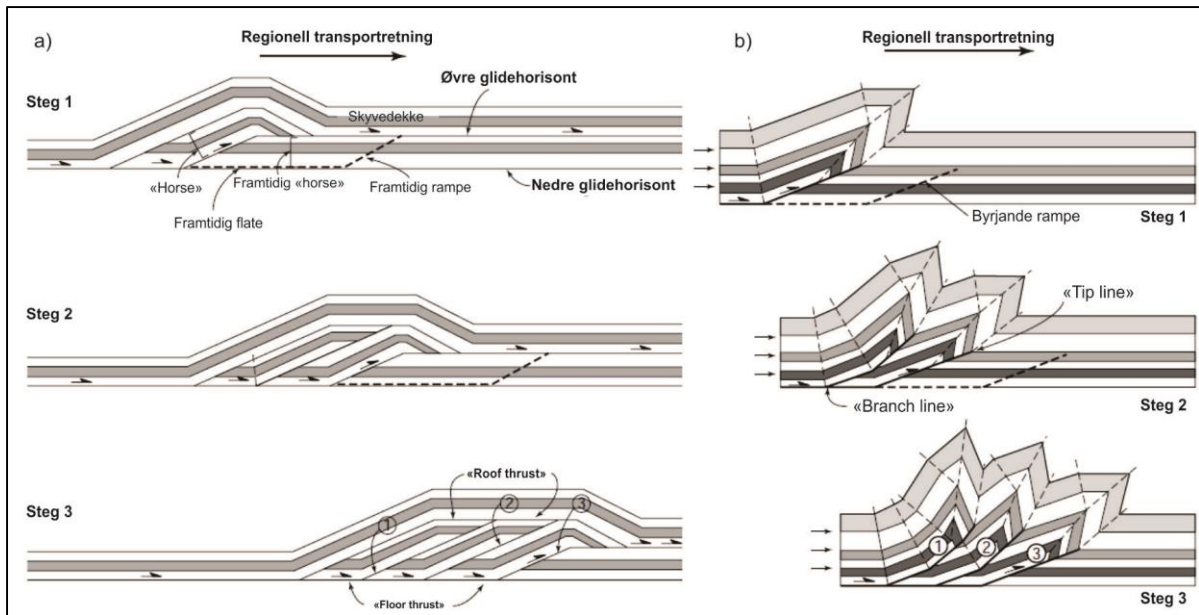
Komplekse strukturar som skyveforkastningar, foldar og tektoniske foliasjonar vil bli danna ved konvergerande plategrenser og fjellkjeder som kolliderer. Ein konsekvens av dette er at skorpa vil forkorte seg og bli tjukkare. Eit resultat av forkorting av den øvre skorpa er danninga av eit system med skyveforkastningar og foldar, kalla folde- og skyvebelte. Skyveforkastningar er reversforkastningar med ein vinkel på under 30° og kan bestå av fleire ramper og flater. Figur 2.6 viser plasseringa av folde- og skyvedekke i ei orogenese (Van der Pluijm & Marshak, 2004).



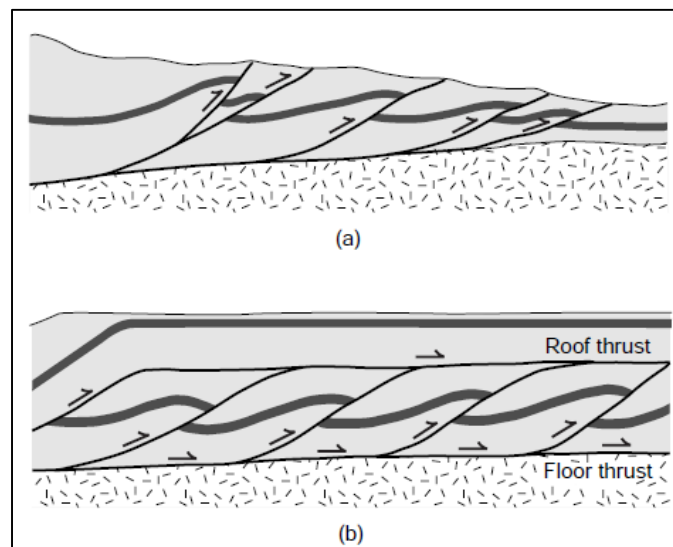
Figur 2.6: Skjematisk kryssprofil av ei orogenese og plassinga av folde- og skyvedekke mellom forlandsbassenget og den metamorfe delen av hinterland (Van der Pluijm & Marshak, 2004).

Eit skyveforkastningssystem er ei samling av relaterte skyveforkastningar som rampar opp frå ein enkel «detachment fault» eller «décollement». Ein «detachment» frigjer eller separerer bergarten over forkastninga frå bergarten under når det er rørsle. «Detachments» har ein tendens til å utvikle seg i svake bergartar som t.d. skifrar eller evaporittar.

Det er to hovudtypar skyveforkastningssystem. Imbrikasjonsvifter er individuelle skyveforkastningar som forgreinar seg oppover frå «detachment» og vert terminert mot-dip utan å bryte inn i ein øvre «detachment» (figur 2.7b). Duplex forkastningar (figur 2.7a) er fleire forkastningar som forgreinar seg oppover frå ein underliggande «detachment» og som flettar seg saman med ein øvre «detachment» (Van der Pluijm & Marshak, 2004). Figur 2.8 syner prinsippsskisser for imbrikasjonsvifter (figur 2.8a) og duplex-forkastningar (figur 2.8b).



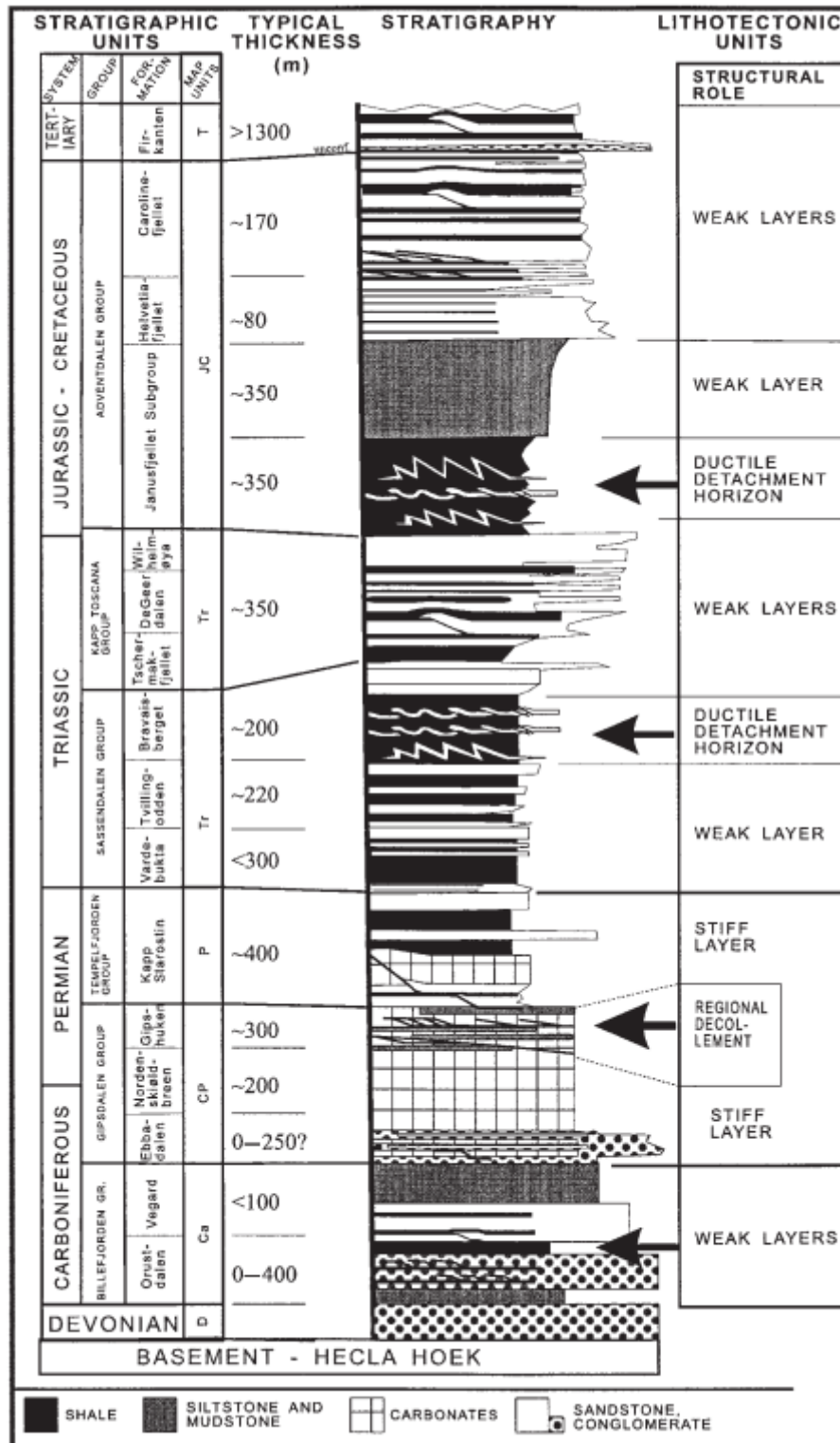
Figur 2.7: a: Ein ideell duplex med flat topp vert utvikla ved at forkastningar progressivt bryt framover. Legg merke til at toppen på forkastninga vert folda og danning av duplex fører til monaleg forkorting. b: Ei ideell imbrikasjonsvifte vert utvikla ved at forkastningar progressivt bryt framover. Legg merke til at yngre forkastningane kuttar inn i liggblokka medan eldre forkastningar og foldar vert deformert av yngre strukturar (Van der Pluijm & Marsham, 2004).



Figur 2.8: a: Imbrikasjonsvifte. b: Duplexforkastningar (Van der Pluijm & Marshak, 2004)

2.4 Stratigrafi

Dette kapittelet vil ta føre seg stratigrafien til studieområdet. Stratigrafien er her delt inn i sju einingar, presentert frå eldst til yngst (fig. 2.9):



Figur 2.9: Stratigrafisk søyle som summerer opp alder, gruppe- og formasjonsnavn, tjuknad og strukturelle eigenskapar (Braathen et al., 1999).

2.3.1 Hecla Hoek

Hecla Hoek er grunnfjellet på Svalbard og utgjør ei deformert og metamorfisert lagrekke. Denne lagrekka ligg inkonformt under paleosoiske, mesosoiske og tertiære sekvensar (Steel & Worsley, 1984).

2.3.2. Devon

Dei devonske sedimenta på Svalbard består av «Old Red-molasse»-avsetjingar som hovudsakleg vart avsett i grabenar etter omfattande erosjon i etterkant av den kaledonske orogenesisen (Steel & Worsley, 1984).

2.3.3 Billefjorden-gruppa

Billefjorden-gruppa består for det meste av fluviale og lakustrine sediment, avsett i eit fuktig og terrestrielt miljø på vestre Barentshavshylle i sein devon og tidleg karbon. Billefjorden-gruppa vart avsett i halvgrabenar under eit ekstensjonsregime og viser ei generell oppgroving; Frå flaumsletter, til fletta elver og alluviale vifter til konglomeratar (Worsley, 2008). Billefjorden-gruppa ligg inkonformt over Old Red-sandsteinen eller Hecla Hoek (Steel & Worsley, 1984).

2.3.4 Gipsdalen- og Tempelfjorden-gruppa

Gipsdalen-gruppa er dominert av grunnmarine karbonat, sabhkaevaporittar og lokale silisiklastiske avsetjingar. Sedimenta vart avsett i eit tørt og varmt klima, dominert av havnivåfluktuasjonar. Terrestrielle red beds vart avsett i lokale halvgrabenar (Worsley, 2008). Mellom Gipsdalen-gruppa og Tempelfjord-gruppa er det ein skarp, erosiv kontakt som representerer ei markant endring frå eit varmt og tørt klima til eit temperert, fuktig klima. Denne fasiesendringa kan sporast over heile Svalbard (Steel & Worsley, 1984). Tempelfjorden-gruppa består av silikatskifer, siltstein og chert med mindre sandstein og kalksteinslag frå midtre til sein perm (Dallmann, 1999).

2.3.5 Sassendalen- og Kapp Toscana-gruppa

Sassendalen-gruppa består av klastiske sediment frå tidleg til midtre trias, dominert av skifer, silt- og sandstein og mindre delar av karbonatar. Sassendalen-gruppa er karakterisert av kyst-, delta- og grunnmarine avsetjingar der den øvre delen er rik på organisk materiale. Den overliggjande Kapp Toscana-gruppa er avsett frå sein trias til midtre jura og omfattar skifer, silt- og sandstein. Gruppa er hovudsakleg avsett i eit deltaisk miljø nær kysten (Dallmann, 1999).

2.3.6 Adventdalen-gruppa

Adventdalen-gruppa kan delast inn i einingar: Marin skifer i Janusfjellett-formasjonen, deltaisk sandstein i Helvetiafjellet-formasjonen og vekslende marine sekvensar i Carolinefjellet-formasjonen, avsett i sein jura til tidleg kritt (Steel & Worsley, 1984). Under oppløftinga i sein kritt vart Adventdalen-gruppa erodert ned til ulike nivå og på Svalbard manglar heile delen frå sein kritt (Dallmann, 1999).

2.3.7 Van Mijenfjorden-gruppa

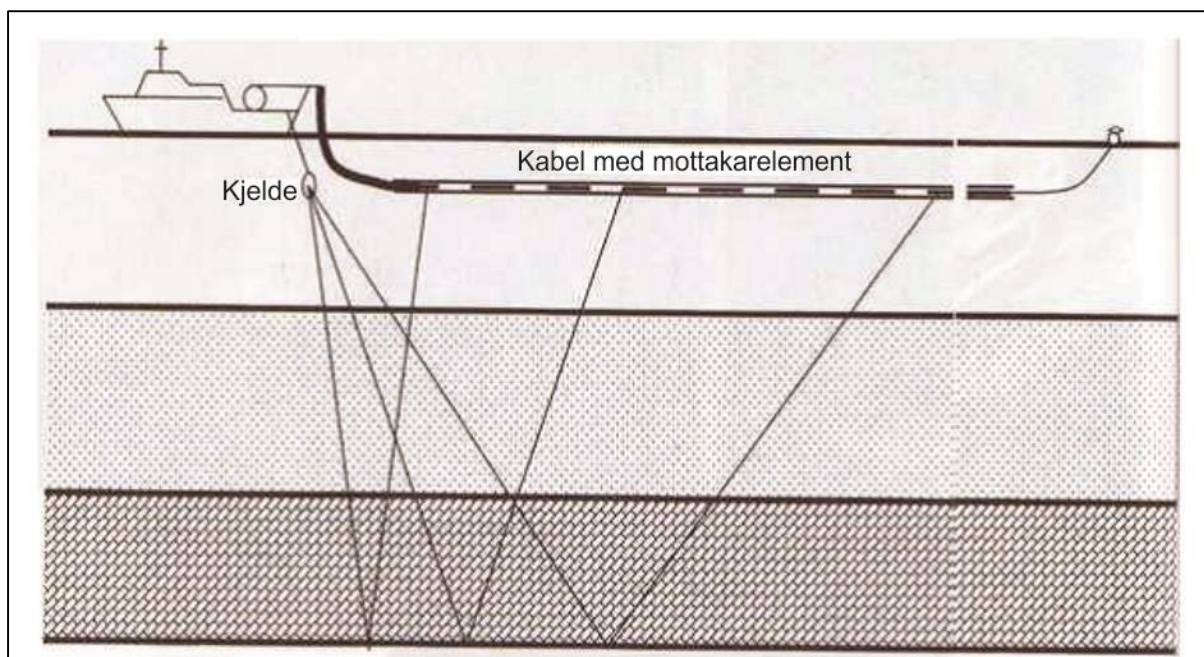
Van Mijenfjorden-gruppa består av klastiske sedimentære suksesjonar av sandstein, siltstein og skifer og utgjer dei tertiære avsetjingane i det sentrale Spitsbergen-bassenget (Dallmann, 1999).

3. Metode

3.1 Seismisk innsamling

I refleksjonsseismiske undersøkingar vert ein energipuls sendt ut frå ei kjelde på overflata. Noko av energien vil verte reflektert av grenseflater i undergrunnen og registrert på overflata, medan resten av energien vil progradere vidare nedover i undergrunnen og verte reflektert av djupare grenseflater. Djupna på grenseflatene vert estimert ved å måle gangtidene til energipulsane. Ulike fysiske eigenskapar i laga i undergrunnen gjer at hastigheita vil variere som ein funksjon av djupna. Saman med andre geofysiske data, borehol og geologiske data kan seismiske undersøkingar gje nyttig informasjon om strukturar og bergartar i undergrunnen (Sheriff & Geldart, 1995).

Ved standard marinseismisk innsamling vert eit fartøy nytta til å dra ei eller fleire energikjelder og ein eller fleire kablar (streamerar) med grupper av mottakarar (figur 3.1). I dag vert det nesten alltid nytta ei matrise med luftkanoner med ulik storleik for å generere ein kraftig og kort puls med ein direktivitet som konsentrerer energien vertikalt nedover (Bacon et al., 2007).

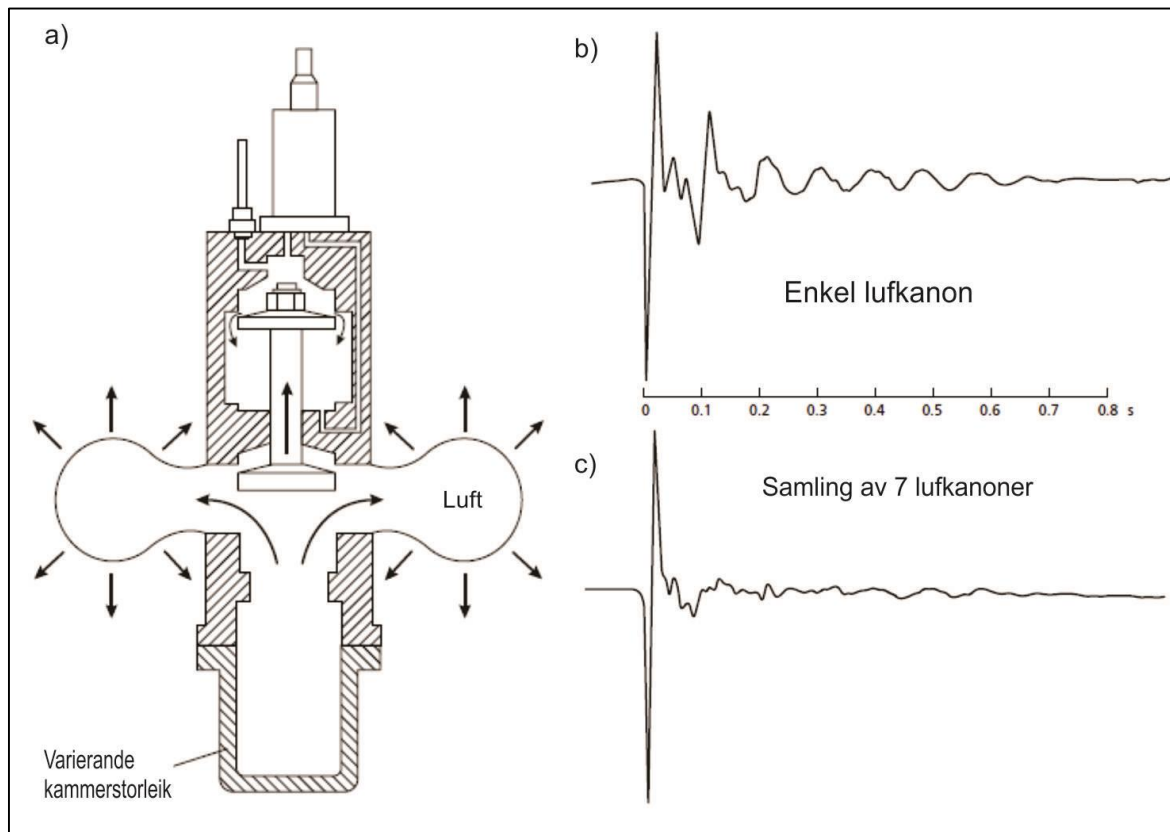


Figur 3.1: Prinsippkisse for refleksjonsseismisk innsamling (Bacon et al., 2007).

3.1.1 Kjelde

I marinseismiske innsamlingar kan fleire typar kjelder nyttast, som til dømes luftkanon, vasskanon og marin vibroseis, avhengig av kva oppløysing som trengst og kva djup einingane

som skal studerast ligg på. Den mest nytta kjelda er luftkanoner (figur 3.2) som kan avbilde dei øvste ca. 10 kilometerane av skorpa. Ei luftkanon slepp ut luft under høgt trykk, typisk mellom 10-15 MPa, i vatnet og ein akustisk puls vert generert. Lufta vert komprimert av ein kompressor på skipet og tilført luftkanona med ein slange der lufta vert lagra i to kammer. Lufta vert utløyst av elektriske signal, styrt av kontrollmekanismar og navigasjonssystemet frå skipet, slik at posisjonen til skota kan bestemast før undersøkinga (Kearey et al., 2002).



Figur 3.2: a: Prinsippskisse av ei luftkanon. b: Signal frå ei luftkanon. c: Samling av 7 luftkanoner. Kjeldesignalet vil interferere konstruktivt medan boblepulsane vil interferere destruktivt. Dermed vil signal/bobleforholdet betrast betrakteleg. Noko modifisert frå Kearey et al. (2002).

Den primære pulsen som vert generert av luftkanona vil verte etterfølgt av ei rekke boblepulsar. Boblepulsar er årsaka av oscillerande ekspansjon og kollaps når luftbobla stig mot overflata. Kvar av desse oscillasjonane vil verte registrert av mottakaren som uønskte boblepulsar og forlenge den seismiske pulsen (Kearey et al., 2002). Ved å nytte fleire luftkanoner med ulik storleik i ei rekke vil primærpulsane interferere konstruktivt, medan dei følgjande boblepulsane vil interferere destruktivt og primerpuls/boblepuls-forholdet vil betrast.

Energien kan fokuserast i ein bestemt retning. Direktiviteten er identisk for både kjelde og mottakar og er bestemt av djupna, storleiken/sensitiviteten og avstanden mellom desse (Sheriff

& Geldart, 1995). Ein annan faktor ved luftkanoner i marinseismiske innsamlingar er refleksjonar frå havoverflata, kalla ghost. Djupna til kjelda og mottakaren vert justert for å skape positiv interferens mellom den direkte bølga og ghosten.

3.1.2 Mottakar

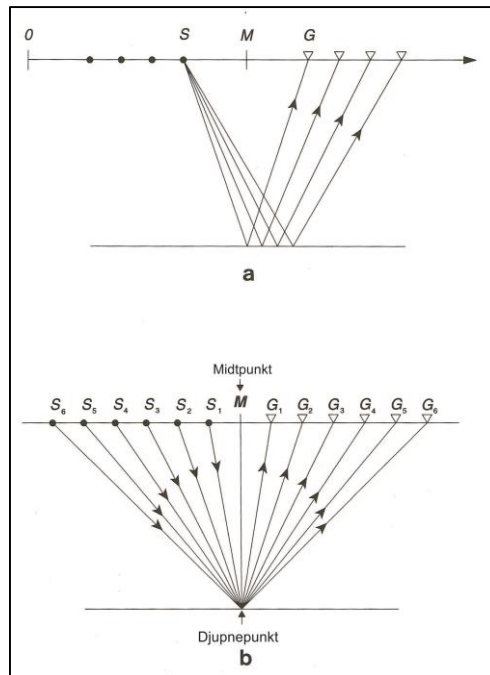
I marinseismiske innsamlingar vert hydrofonar nytta for å registrere det seismiske signalet. Ein hydrofon er hovudsakleg to sirkelforma piezoelektriske plater festa på kvar ende av ein messingsylinder. Hydrofonen er konstruert slik at om begge sider bøyer seg innover av trykk frå seismiske bølger, vil desse summerast som elektriske signal, medan akselerasjonsrørsler vil nullast ut (Sheriff & Geldart, 1995).

Hydrofonane er festa i ein streamer som vert dratt bak seismikkskipet på eit djup mellom 10 og 20 m. Streameren er vanlegvis delt opp i 25-100 m lange seksjonar med 6,5-50 m lange grupper. Innsamla data vert digitaliserte direkte i streameren og transportert til skipet av ein fiberoptisk kabel. Alle hydrofonar, sensorar, vaierar m.m. vert plassert i ein slange av neopren som er fylt med ei væske som er lettare enn vatn, t.d. olje, for å sørge for nøytral oppdrift. Blylodd og «birds» kan nyttast for å justere djupna til streameren (Sheriff & Geldart, 1995).

3.2 Seismisk prosessering

Editering: Editering fjernar trasar som enten er døde eller inneheld mykje støy, noko som til dømes kan oppstå av tekniske problem. Dårleg data kan vert fjerna så tidleg som mogeleg og vert sett til null eller erstatta av interpolerte trasar.

Sortering frå felles skotpunkt (CSG) til felles midtpunkt (CMP): Seismiske data vert vanlegvis sortert etter skot-mottakar-koordinatar (CSG) (figur 3.3a), noko som vil seie at trasane vil verte sortert i grupper der alle trasane høyrer til same skot. Når skipet flyttar seg med konstant hastigheit og skyt med faste intervall, vil det same refleksjonspunktet verte registrert av fleire mottakarar. Summerte trasar med same refleksjonspunkt i midtpunktet mellom kjelde og mottakar vert kalla felles midtpunkt (CMP, figur 3.3b). Sortering frå felles skotpunkt til felles midtpunkt vert gjort før staking.



Figur 3.3: a: Felles skotpunkt-samlar. b: Felles midtpunkt samlar. Noko modifisert frå Yilmaz (2001).

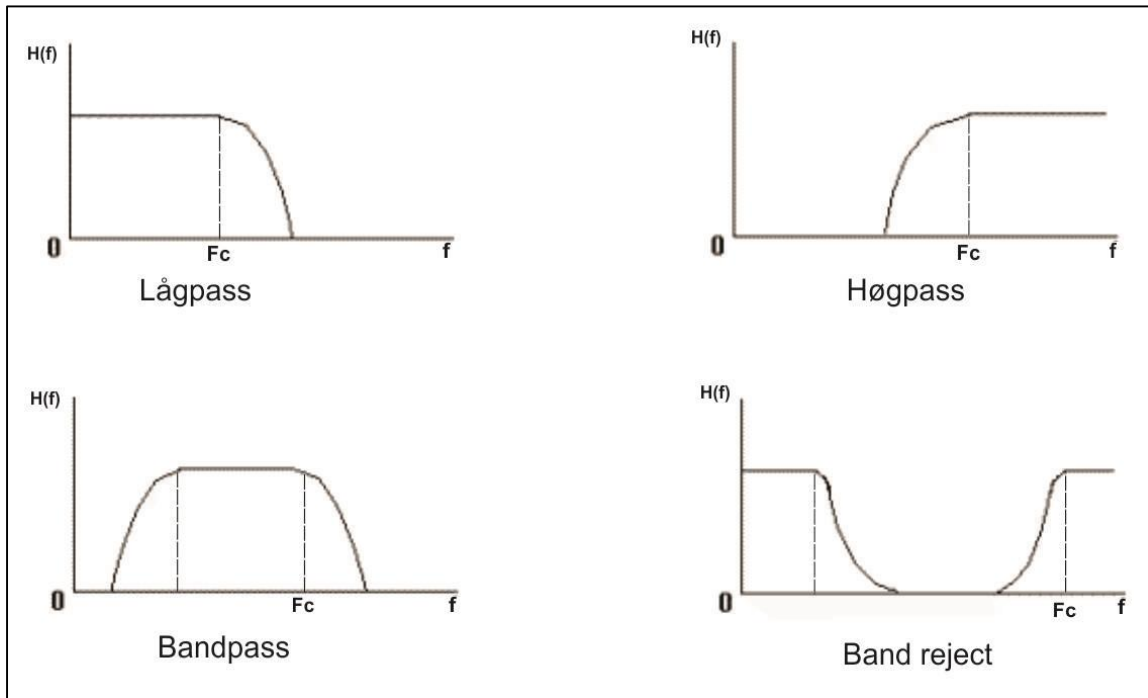
Justering av forsterkingsfaktor: Ein seismisk puls som vert generert av ei kjelde vil progradere sfærisk i eit homogent medium. Energien (E) frå kjelda vil dermed verte spreia utover eit område som ein funksjon av avstanden til kjelda. Dersom r er radiusen til bølgefronten, kan energien innanfor bølgefronten definerast med:

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

Med aukande avstand frå kjelda, vil energien minke med r^{-2} på grunn av geometrisk spreining av energien og amplituden til bølgjene vil bli dempa med r^{-1} (Kearey et al., 2002). Korrigerer for geometrisk spreining vert gjort ved ein tidsavhengig forsterkningsfaktor så tidleg som mogeleg i prosesseringa, før dekonvolvering. Ein eksponentiell forsterkningsfaktor vert òg nytta for å kompensere for amplitudedempinga før dekonvolvering (Yilmaz, 2001).

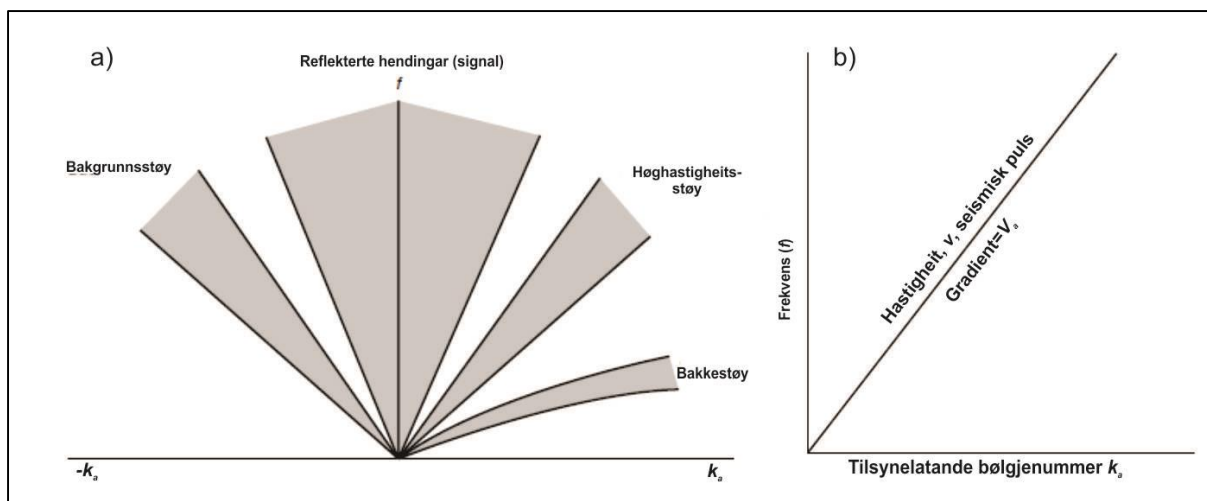
Frekvensfiltrering: Data som er samla inn frå hydrofona inneheld ulike typar uønskt støy, til dømes høgfrekvent elektrisk støy frå kablar og maskiner eller lågfrekvent støy frå havbølger. For å fjerne denne støyen kan ulike frekvensfilter nyttast. Eit lågpas-filter slepp berre gjennom frekvensar under ein gitt verdi, medan eit høgpas-filter berre slepp gjennom frekvensar over ein gitt verdi. Eit bandpass-filter slepp berre gjennom frekvensar mellom to ytterpunkt. Figur

3.4 skildrar ulike frekvensfilter. Frekvensfiltrering krev at data er i frekvensdomenet og dette får ein ved å nytte Fourier-transformasjonen. Fourier-transformasjonen omformar dei seismiske data frå tidsdomenet til frekvensdomenet. Frekvensfilteret vert så påført og deretter vert data transformert tilbake til tidsdomenet med ein invers Fourier-transformasjon (Kearey et al., 2002)



Figur 3.4: Ulike frekvensfilter slepp gjennom ulike frekvensar. Skissert etter Sheriff & Geldart (1995).

Hastighetsfiltrering (dip-filtrering): Hastighetsfiltrering vert nytta for å fjerne samanhengande (koherent) støy som til dømes multiplar på bakgrunn av kva vinkel ein refleksjon hellar. Hellingsvinkelen til ein refleksjon vert bestemt av den tilsynelatande hastigheita. Ein seismisk puls med hastigheita v og vinkelen α i høve til vertikalen, vil progradere med ei tilsynelatande hastigheit på $v_a = v / \sin \alpha$. Kvar komponent av pulsen vil ha tilsynelatande bølgenummer, K_a , som relaterast til frekvensen f_s der $f = v_a k_a$. Plotting av frekvensen mot det tilsynelatande bølgenummet vil gje ei rett linje der v_a er gradienten (figur 3.5b). Ein seismisk refleksjon er karakterisert av ei f-k-kurve der gradienten er bestemt av den tilsynelatande hastigheita. Ulike typar seismiske hendingar vil ligge i ulike soner i f-k plottet, noko som betyr at uynskte hendingar kan filtrerast vekk på bakgrunn av den tilsynelatande hastigheita. Figur 3.5a syner eit f-k-plott med ulike refleksjonar og støy. For å utføre hastighetsfiltrering må seismiske data konverterast frå t-x-domenet til f-k-domenet ved å nytte Fourier-transformasjon (Kearey et al., 2002).



Figur 3.5: a) Eit fk-plott frå ein typisk skotsamlar med refleksjonshendingar og ulike typar støy. Fk-plott for ein seismisk puls som passerer langs ei spreiring av mottakarar (Kearey et al., 2002).

Dekonvolvering (invers filtrering): Seismisk støy kan ligge i same frekvensspektra som den seismiske pulsen og kan difor ikkje bli fjerna med frekvensfiltrering. Inverse filter brukar andre kriterium enn frekvens for å dempe støy og betre det seismiske signalet og kan dermed fjerne støy som har same frekvenskarakteristikk som det reflekterte signalet. Dekonvolvering er ein analytisk prosess som fjernar effekten av tidlegare filtre, t.d. jordfilteret. Dekonvolvering kortar ned lengda på pulsen på prosesserte seismiske seksjonar noko som betrar den vertikale oppløysinga (Kearey et al., 2002). Dekonvolvering som vert gjort før staking betrar tidsoppløysinga ved å komprimere bølgiene i den seismiske trasen til ein «spike». Dette vert kalla «spiking-dekonvolvering» (Yilmaz, 2001). Prediktiv dekonvolvering vert nytta til å fjerne multiplar ved å føresjå primærinnkomsten og anta at multiplar vil være periodiske (Kearey et al., 2002).

Hastighetsterminologi: For å kunne tolke undergrunnen nøyaktig, trengst det kunnskap om hastigheitene langs heile refleksjonsbana. Det er fleire hastigheitsomgrep som vert nytta: Gjennomsnittshastigheita \bar{v} , er definert som distansen til bølgja Z_n delt på einvegs gangtid T_n (Kearey et al., 2002):

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

Ved store offset-avstandar i høve til reflektordjupna, vil gangtidskurva ha ei hyperbolsk form fordi bølgja vil ta den kortaste strålebana i tid. Hastigheita langs ei kurva strålebane er gitt ved RMS-hastigheita og kan definerast av:

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

Der V_i er intervallhastigheita i lag i og τ_i er einvegs gangtid til den reflekterte bølga i lag i (Kearey et al., 2002).

Intervallhastigheita V_i er gjennomsnittshastigheita for ein gitt intervall i strålebana, til dømes intervallet mellom to reflektorar. Intervallhastigheita kan definerast av Dix-formel:

$$V_i = \frac{V_n^2 t_n - V_{n-1}^2 t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}}$$

der V_n er RMS-hastigheita og t_n er gangtida med null-offset til reflektor n (Sheriff & Geldart, 1995).

Stakkinghastigheita, også kalla NMO-hastigheita, vert bestemt ved å finne den hyperbolen som passar best til primærrefleksjonar. Stakkinghastigheita vert bestemt i hastigheitsanalysen (Sheriff & Geldart, 1995).

Dersom ein refraktor hellar vil strålebana enten være lengre eller kortare enn det den i realiteten er. Denne hastigheita kallast tilsynelatande hastighet, og vil vere høgare enn den reelle refraksjonshastigheita ved innsamling mot hellingsretninga og lågare når innsamlinga føregår med hellingsretninga (Kearey et al., 2002).

Hastigheitsanalyse: For å kunne utføre NMO-korreksjon tilstrekkeleg, må dei riktige hastigheitene nyttast. I felles midtpunktundersøkingar vert den riktige hastigheita funne ved hastigheitsanalyse av grupper av trasar i felles midtpunktsamling. Stakkinghastigheita er definert som den hastigheita som gjev maks amplitude i ein stakk av trasar og det er denne hastigheita som nyttast i NMO-korreksjonen (Kearey et al., 2002). Hastigheitsanalysen vert utført i koherensplot av utvalde CMP-samlingar der hastigheita med høgast amplitude er antatt å vere den beste stakkinghastigheita. Mellom dei utvalde analyserte samlingane vert hastigheitene interpolerte (Yilmaz, 2001).

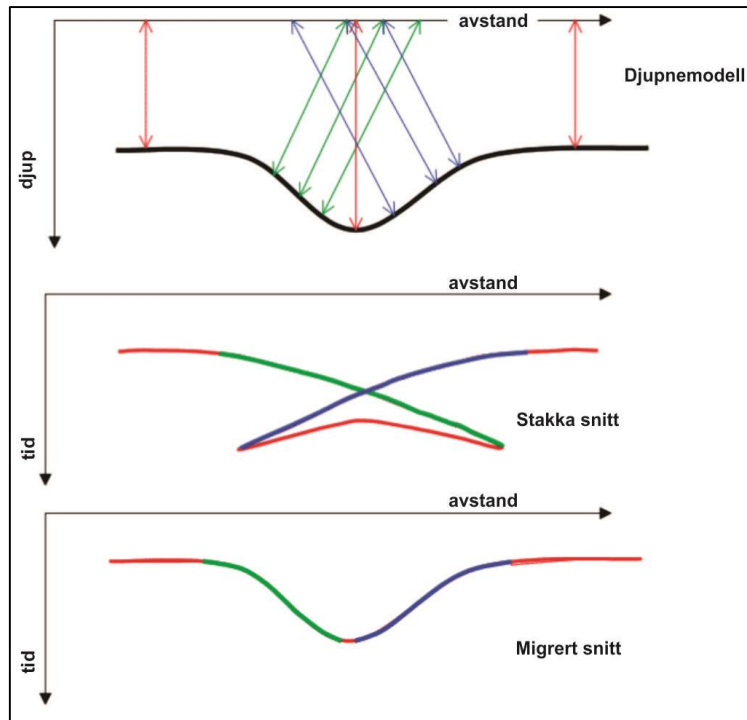
NMO-korreksjon: Ved CMP-undersøkingar vil gangtidene til refleksjonane vere ein funksjon av offset. Effekten av dette er at gangtidskurvane vil visast som ei hyperbolsk kurve i seismogrammet. Aukande offset vil gje lengre gangtid (Yilmaz, 2001). For antatt horisontale

reflektorar vert stakkinghastigheita frå hastigheitsanalysen nytta for å korrigere for skilnaden i gangtid slik at reflektoren vert horisontal. Denne korrigeringa vert kalla NMO-korreksjon.

Muting: NMO-korreksjon vil føre til differensiell strekking av trasane. Strekkinga er spesielt stor for grunne innkomstar og innkomstar med lang offset. Desse delane av trasane vert erstatta av nullverdiar i seismogrammet ved muting.

Stakking: Stakking summerer alle trasane med felles midtpunkt til ein trase etter at NMO-korreksjon er utført. Primærrefleksjonane vil bli summert konstruktivt i fase, medan tilfeldig støy vil summerast destruktivt og signal/støy forholdet vil betrast. Koherent støy som multiplar vil òg dempast sidan multiplar har ulik tilsynelatande hastigheit enn stakking hastigheita til primærrefleksjonane. Dermed vil ikkje multiplar verte horisontale ved NMO-korreksjon.

Migrasjon: Dersom ein reflektor har ei helling vil reflekssjonspunktet verte feilplassert i up-dip retning. Migrasjon er ein prosess som rekonstruerer ein seismisk sekvens slik at reflekssjonspunktet vert plassert under det riktige overflatepunktet og til riktig vertikal reflekssjonstid (figur 3.6). Migrasjon vil òg forbetre oppløysinga til seismikken ved å fokusere energien som er spreidd utover Fresnel-sona og ved bryte ned diffraksjonsmønster som er danna av punktrelektorar og lag som er forkasta (Kearey et al., 2002). Migrasjon kan utførast før stakking eller etter stakking, avhengig av hastigheitsvariasjonen og hellinga til laga i dei seismiske data (Bacon et al., 2007).



Figur 3.6: Refleksjonspunkta i ein synklinal vil i ein stakka sekvens ikkje vere plassert under dei riktige overflatepunktet. Migrasjon plasserer refleksjonspunkta på riktig stad (Bacon et al., 2007).

3.3 Prinsipp for seismisk tolking

Dei to viktigaste tilnærmingane når seismiske seksjonar skal tolkast er tolking av struktur, som er studiet av geometrien til reflektoren på bakgrunn av refleksjonstidene, og stratigrafisk analyse, som er analysen av det seismiske uttrykket til sekvensar med karakteristiske litologiske avsetjingsmønster. Begge desse tilnærmingane vert støtta av seismisk modellering (Kearey et al., 2002).

Når seismiske data vert tolka, gjeld nokre generelle geofysiske føresetnader: (1) hendingar som kan sjåast på prosesserte seismiske seksjonar er refleksjonar frå kontrastar i akustisk impedans i undergrunnen og (2) desse kontrastane kan knytast til einingar som representerer geologiske strukturar. Ein antek òg at (3) seismiske eigenskapar, som bølgeform og amplitude o.s.v., kan relaterast til dei geologiske eigenskapane, som t.d. stratigrafien og eigenskapane til porevæska (Sheriff & Geldart, 1995).

3.3.1 Strukturell tolking

Den viktigaste bruksverdien til strukturell analyse av seismiske seksjonar er leiting etter strukturelle feller som inneheld hydrokarbon. Tolking av strukturar vert gjort på bakgrunn av tovegs refleksjonstider og strukturkart basert på tid vert laga for å vise geometrien til refleksjonshendingar. Strukturelle konturkart kan lagast ved å konvertere refleksjonstider til djupner ved å nytte hastighetsinformasjon, til dømes stakkinghastigheit frå refleksjonsundersøkingar eller soniske loggedata frå borehol (Kearey et al., 2002).

Forkastningar kjenneteiknast av brot i seismikken. Brota i seismikken kan vere vanskelege å kartlegge, og det kan difor vere føremålstenleg å gjere tolkingar basert på stratigrafien fyrst. Det er òg nyttig å ha kunnskap om den tektoniske historia i området for å vite kva typar deformasjonsstrukturar ein vil forvente å finne (Hart, 2000).

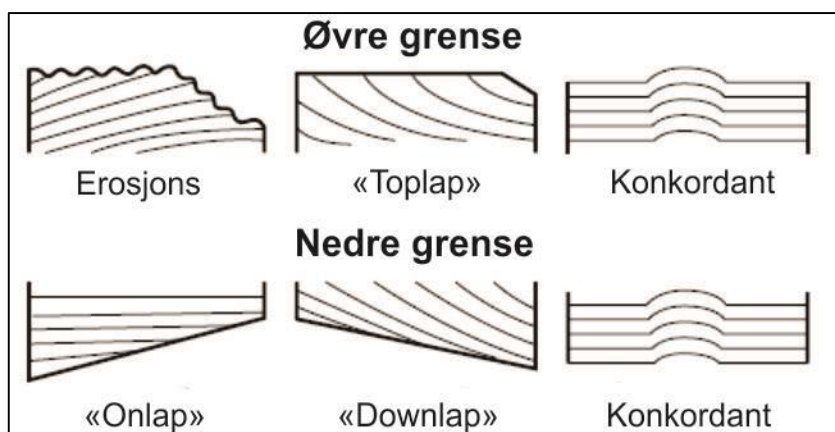
3.3.2 Seismisk stratigrafi

Seismisk stratigrafi inneber å dele seismiske seksjonar inn i sekvensar som er tolka til å høyre til eit seismisk uttrykk som representerer sedimentære einingar med lik karakter.

Seismisk stratigrafi kan delast inn i fleire undergrupper (Sheriff & Geldart, 1995):

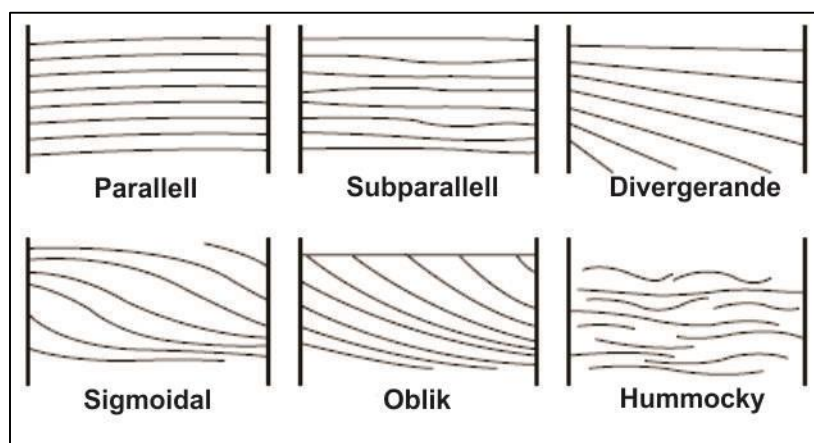
1. Seismisk sekvensanalyse: skilje einingar i tid ved å kartlegge inkonformitetar eller endringar i seismisk mønster (figur 3.7).
2. Seismisk fasiesanalyse: bestemme avsetjingsmiljø på bakgrunn av refleksjonsseismiske karakteristikkar (figur 3.8).
3. Karakteristikkanalyse av refleksjonar: bestemme den laterale variasjonane til individuelle refleksjonshendingar eller seriar av hendingar for å lokalisere kvar stratigrafiske endringar skjer.
4. Kartlegging av hydrokarbonindikatorar.

Figur 3.7 viser stratigrafiske einingar som ligg diskordant med dei overliggande eller underliggande sekvensar. Dei er typisk avgrensa vinkeldiskordant ved erosjon «toplap», «onlap» eller «downlap» (Kearey et al., 2002).



Figur 3.7: Ulike typar geologiske grenser definert av seismiske sekvensar (Sheriff, 1980; Kearey et al., 2002).

Etter at seismiske sekvensar er avgrensa, kan fordelinga og geometrien av interne refleksjonshendingar analyserast for å få innsyn i kva avsetjingsmiljø og litofasies som er representert innan sekvensen. Dette vert kalla seismisk fasiesanalyse. Ulike seismiske fasies innan ein seismisk sekvens er illustrert i figur 3.8 (Kearey et al., 2002).



Figur 3.8: Ulike intern lagdeling som definerer seismiske fasies innan ein seismisk sekvens (Sheriff, 1980; Kearey et al., 2002).

3.4 Seismisk oppløysing

Seismisk oppløysing er relatert til kor nære to punkt kan vere før ein ikkje lenger kan skilje mellom dei. To typar oppløysing vert gjerne omtala i samband med seismisk oppløysing og begge er styrt av bandbreidda til signalet (Yilmaz, 2001).

3.4.1 Vertikal oppløysing

For to reflektorar, ein på toppen av og ein på botn av eit tynt lag, er det ei grense for kor nær dei kan vere for å kunne skilje mellom dei. Denne grensa er avhengig av tjukkelsen på laget. Den dominerande bølgjelengda til seismiske bølgjer er gitt ved:

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

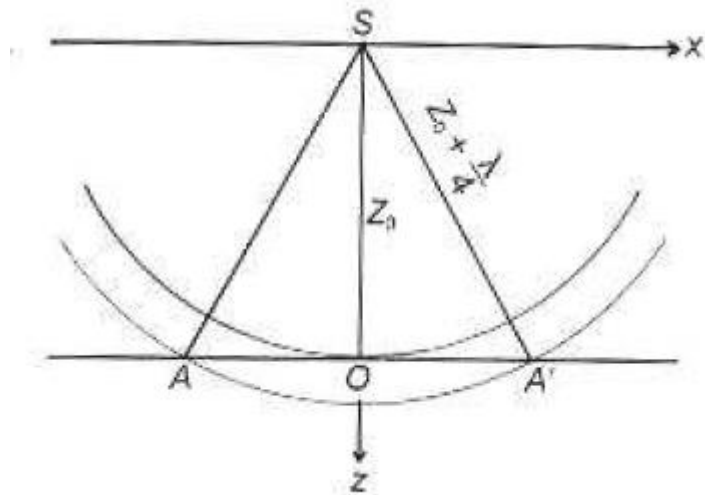
der v er hastigheita og f er den dominerande frekvensen. Seismiske hastigheiter i sedimentære bergartar i undergrunnen varierer mellom 2000 m/s og 5500 m/s og aukar generelt med djupna. Typiske dominerande frekvensar i eit seismisk signal varierer mellom 50 og 20 Hz og minkar generelt med djupna. Dette betyr at seismiske bølgjelengder varierer frå 40 til 250 meter og aukar med djupna. Den vertikale oppløysinga er bestemt av den dominerande bølgjelengda og er grovt rekna gitt ved $\lambda/4$. Den vertikale oppløysinga vil difor minke med aukande djupne. Ei grunn eining med hastigheit på 2000 m/s og 50 Hz vil til dømes ha ei oppløysing på 10 m, medan ei djupare eining med hastigheit på 5000 m/s og 20 Hz, må vere minst 60 m tjukk for å kunne bli sett på seismikken. For forkastningar er det spranget som bestemmer om den viser på seismikken. Forkastningar der spranget er lik eller større enn $\frac{1}{4}$ av den dominerande bølgjelengda vil kunne sjåast på ein seismisk seksjon. Dekonvolving kan auke den vertikale oppløysinga ved at frekvensspekteret utvidast, dermed vert den seismiske bølga komprimert (Yilmaz, 2001).

3.4.2 Horisontal oppløysing

Den horisontale oppløysinga bestemmer kor nær to refleksjonspunkt kan vere horisontalt før dei ikkje kan skiljast i frå kvarandre som to punkt i staden for eitt. For ein sfærisk bølgefront som treff ein horisontal reflektor er det fresnelsona som bestemmer oppløysinga. Reflektoren vil bli vist som samanhengande punktdiffraksjonar. Det vil ikkje vere mogeleg å skilje mellom to refleksjonspunkt som fell innanfor fresnelsona (Yilmaz, 2001).

Fresnelsona vert bestemt av den dominerande bølgjelengda, og dermed også frekvensen. Ein bølgefront med høg frekvens vil til dømes gje ei smal fresnelsona og di smalare fresnelsona er, di lettare er det skilje mellom to refleksjonspunkt. Radiusen til fresnelsona kan skrivast som: $r = \sqrt{z_0 \lambda / 2}$, der z_0 er avstanden frå kjelda til reflektoren. Figur 3.9 syner ein bølgefront som treff ein horisontal reflektor der S er kjelde og mottakarposisjon og O er punktet i undergrunnen som skal avbildast. Energien frå O vil kome fram ved $t_0 = 2z_0/v$ og bølgefronten vil bre seg

nedover med $\lambda/4$. Energien i punkta A eller A' vil nå mottakaren ved $t_1 = 2(z_0 + \frac{\lambda}{4})/v$ og energien frå alle punkta i radiusen mellom OA' vil nå mottakaren mellom t_0 og t_1 . All energien som kjem fram i tidsintervallet $(t_1 - t_0)$, som er lik halve den dominerande perioden $(T/2)$, vil interferere konstruktivt. Refleksjonssirkelen AA' definerer fresnelsona. Ut i frå figur 18 ser ein at fresnelsona aukar med djupna, noko som og betyr at den horisontale oppløysinga vert svekka med djupna (Yilmaz, 2001).



Figur 3.9: Definerer av Fresnel-sona AA' (Yilmaz, 2001).

4. Datagrunnlag og innsamlingsparameter

I dette kapittelet vil innsamlingsparameter og anna teknisk informasjon om dei seismiske profila verte skildra. Datagrunnlaget består av fem seismiske multikanals 2D profil som vart samla inn i Isfjorden under SVALEX-kurset i 2013 (figur 1.2). Innsamlingsparametrane er henta frå toktrappen til Mjelde (2013). Tabell 4.1 syner innsamlingsparametrane til dei seismiske profila.

Tabell 4.1: Innsamlingsparameter for dei seismiske profila henta frå toktrappen (Mjelde, 2013).

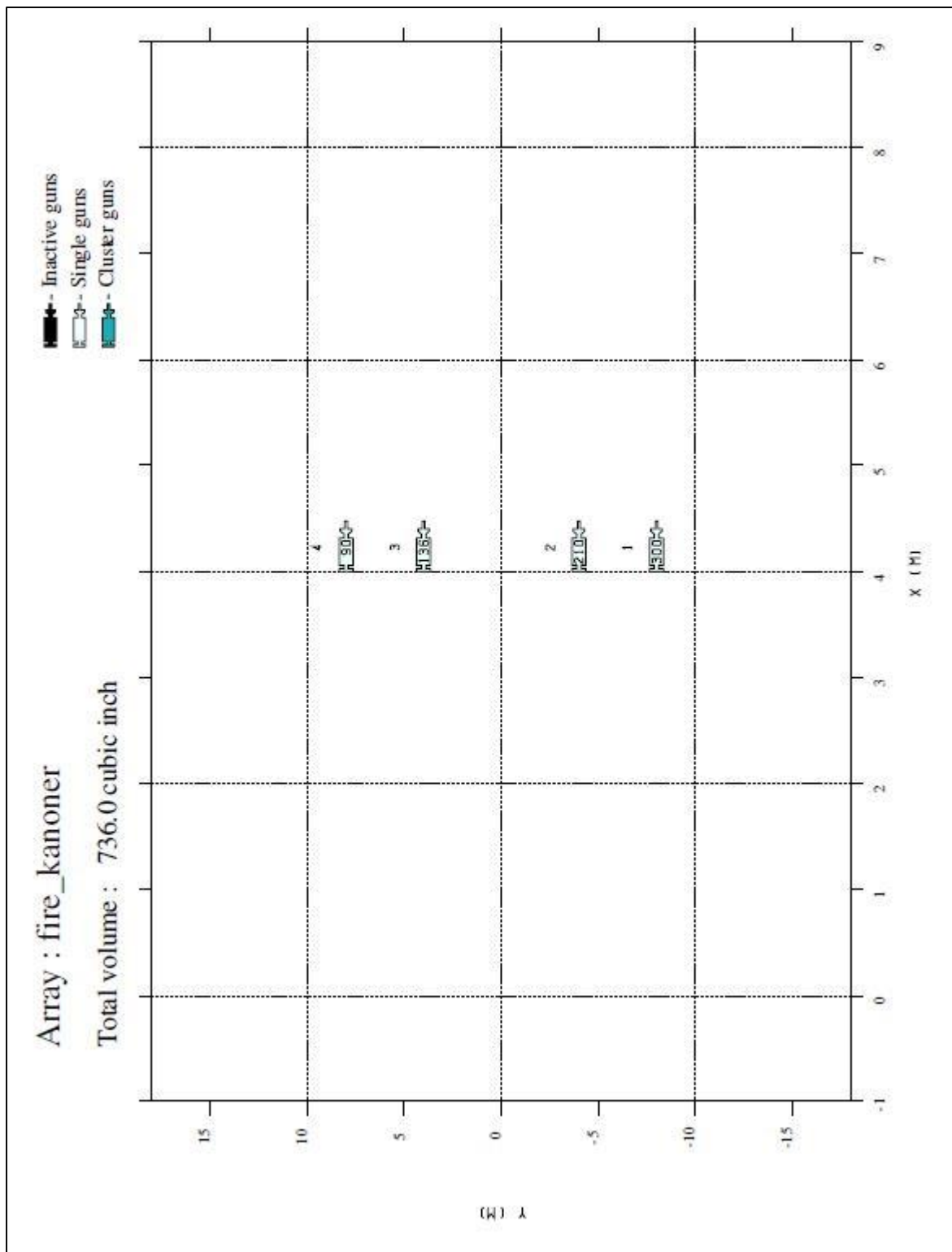
Fartøy	R.V. Håkon Mosby
Streamer	3,0 km digital streamer (WesternGeco, Nessie 8)
Opptakssystem	Triac Recording (WesternGeco)
Gruppeintervall	12,5 m
Skotintervall	50 m
Tal kanalar	240
Opptakslengde	12 s (tvt)
Opptaksfilter	Lågkutt: 3Hz (18 dB/oktav), Høgkutt: 180 Hz (72 dB/oktav)
Kjelde	Fire Bolt lufkanonter med hhv. 90, 240 ,300, 136 = 766 kubikktommar
Kjeldedjup	6 m
Mottakardjup	8 m
Hastigheit	5,0 knop

Alle profila er skote med ein SV – NØ orientering, i lengderetninga til Isfjorden. Lengda på profila varierer mellom 16,45 km til 73,35 km. Tabell 4.2 syner koordinat for startpunkt (SOL) og endepunkt (EOL) for profila. Tabellen syner linenummer, breiddegrad, lengdegrad, UTM-posisjon og lengda til dei prosesserte og tolka linjene. Lengda er berekna ut i frå fyrste og siste skotpunkt for profila.

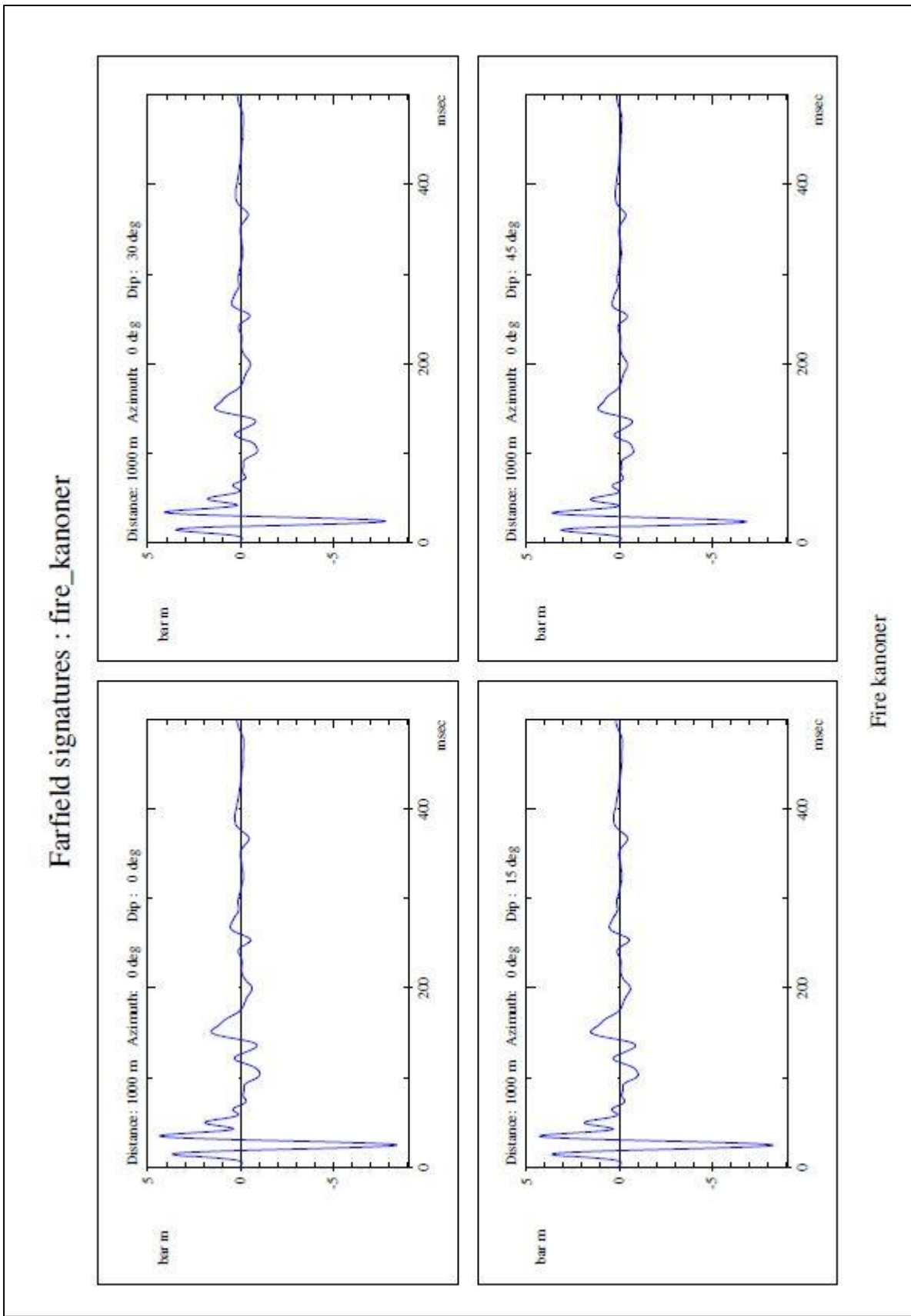
Tabell 4.2: Koordinat for startpunkt (SOL) og endepunkt (EOL) for dei prosesserte og tolka profila. Lengda på linjene er berekna ut i frå fyrste og siste skotpunkt.

Linjenummer		Breiddegrad			Lengdegrad			UTM-posisjon (33x)		Lengde
		Grad	Min.	Sek.desimal	Grad	Min.	Sek.desimal	Nord-koordinat	Aust-koordinat	
ISF-11-3b	SOL	78	16	42,74	14	36	32,54	491133,5	8689484,6	38,55 km
ISF-11-3b	EOL	76	46	78,27	16	53	1,47	524405,9	8708955,7	
ISF-11-4b	SOL	78	26	35,52	16	64	6,58	524889,1	8708068,6	16,45 km
ISF-11-4b	EOL	78	21	59,58	15	26	24,74	509909,4	8699314,7	
ISF-11-5b	SOL	78	18	32,80	15	21	9,93	500879,2	8692867,3	73,35 km
ISF-11-5b	EOL	77	57	51,47	12	19	2,58	437575,4	8655814,8	
ISF-11-6b	SOL	77	57	36,19	12	21	55,50	438671,0	8655290,6	34,35 km
ISF-11-6b	EOL	78	72	8,67	13	37	13,41	468310,0	8672651,8	
ISF-11-6c	SOL	78	19	23,58	15	14	47,62	505570,7	8694452,8	52,20 km
ISF-11-6c	EOL	78	45	5,07	13	17	13,18	460514,4	8668094,5	

Kjeldegeometrien er illustrert på figur 4.1. Figur 4.2 syner fjernfeltssignaturen, medan figur 4.3 syner amplitudespekteret til fjernfeltet. Figur 4.4 syner direktiviteten til kjelda, som aukar nedover og reduserast mot sidene, som er ynskjeleg. Figur 4.1, 4.2, 4.3 og 4.4 er utarbeidd av Bent Ole Ruud (UiB) med kjeldemodelleringsprogrammet Nucleus (PGS).

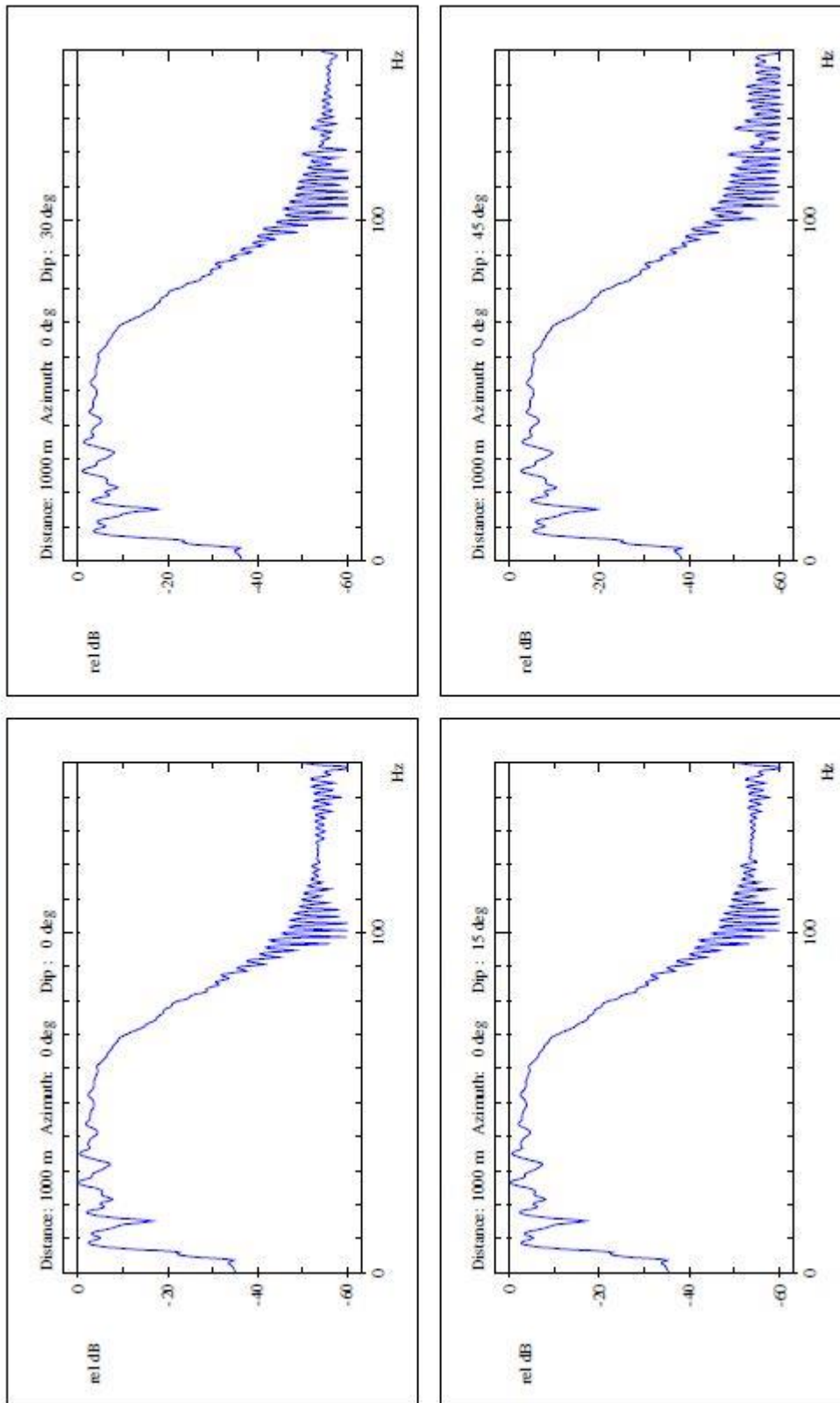


Figur 4.1: Kjeldegeometrien som vart brukt under innsamlinga (Ruud, 2014).



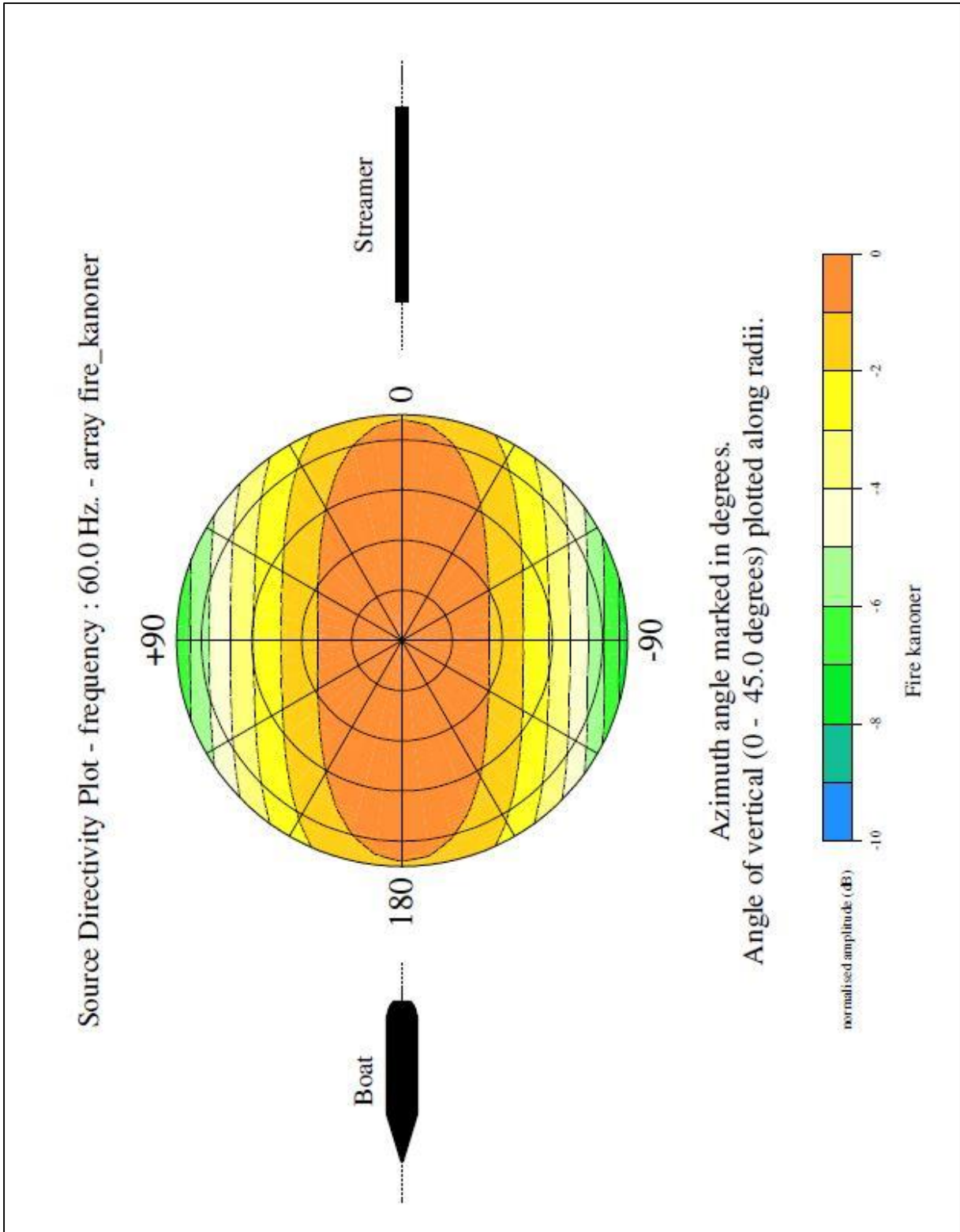
Figur 4.2: Fjernfeltssignatur for kjelda for høvesvis 0, 15, 30 og 45 grader (Ruud, 2014).

Amplitude spectra of farfield signatures : fire_kanoner



Fire kanoner

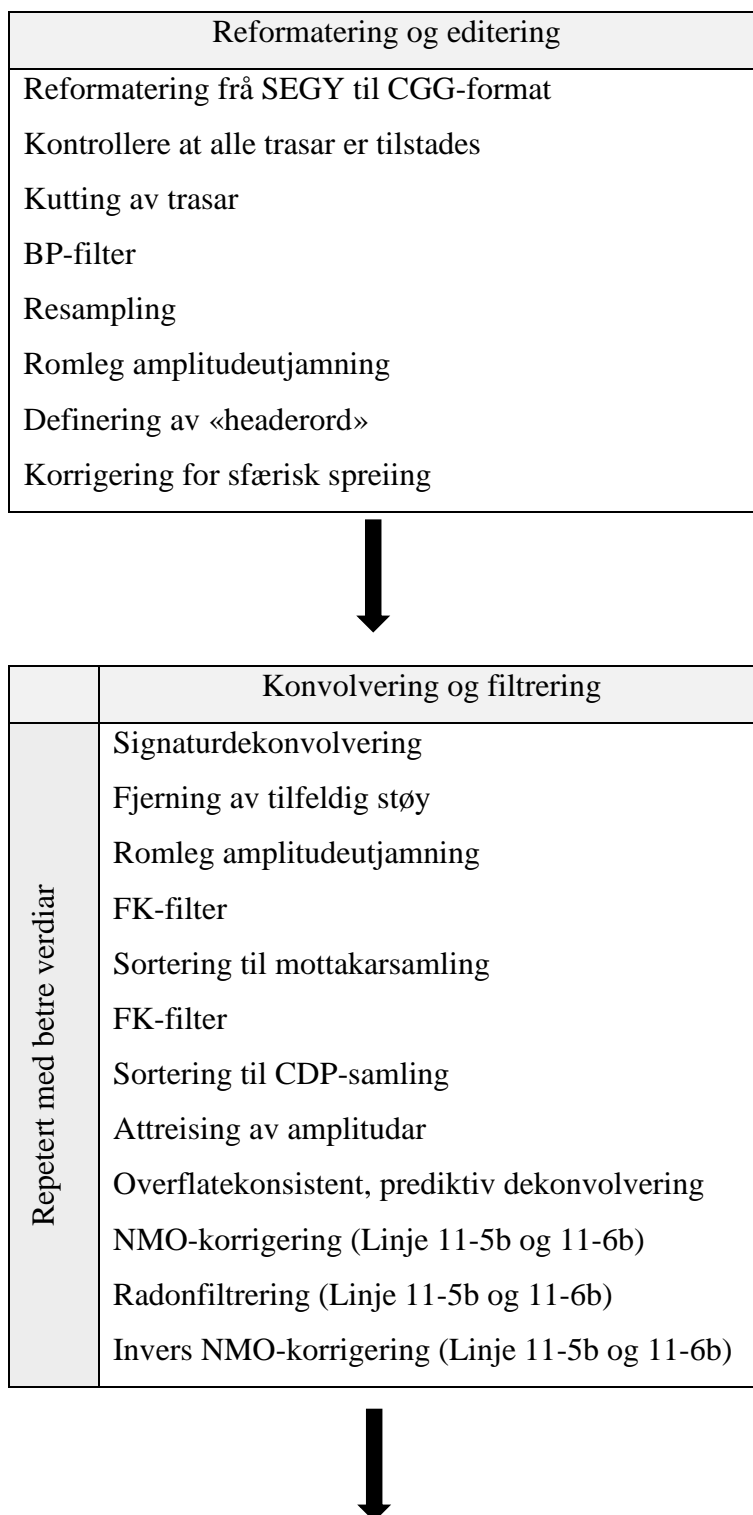
Figur 4.3: Amplitudespektrum til fjernfeltssignaturen for høvesvis 0, 15, 30 og 45 grader (Ruud, 2014).

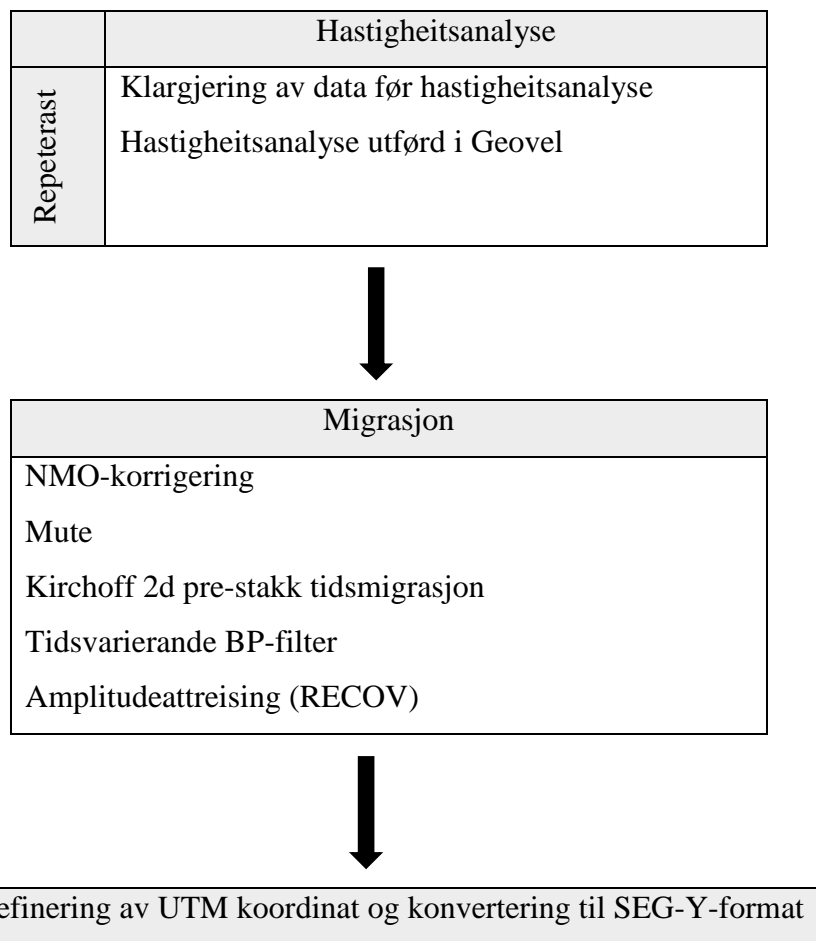


Figur 4.4: Direktivetsplott for kjelda med ein frekvens på 60 Hz. Fargeskalaen gjev normalisert amplitude (Ruud, 2014).

5. Dataprosessering

Geocluster (2008) er nytta for å prosessere fem seismisk profil frå Svalex 2013. Prosesseringsstega som er blitt utført på data er: reformatering og editering, konvolvering og filtrering, hastigheitsanalyse, migrasjon og mute, samt konvertering attende til SEG-Y-format. Dei ulike prosesseringsstega er skissert i figur 5.1 og vil verte skildra i dei komande underkapitla. Dei ferdig prosesserte linjene er vist i Appendiks A.





Figur 5.1: Skisse over prosesseringsstega som er utført på dei seismiske linjene.

Tabell 5.1 syner eit oversyn over fyrste og siste skotnummer til dei prosesserte linjene.

Tabell 5.1: Fyrste og siste skotnummer for dei prosesserte linjene

Linjenummer	Fyrste skotnummer	Siste skotnummer
11-3b	6875	7646
11-4b	7643	7982
11-5b	3634	5101
11-6b	5107	5794
11-6c	5803	6847

5.1 Reformatering og editering

Rådata lesast inn i SEG-Y-format og vert reformatert til CGG-format. Deretter er trasane kutta til 6144 ms, noko som er halvparten av den opphavlege traselengda. Dette kan gjerast fordi det er lite informasjon som kan hentast frå nedre halvdel av trasane. Eit bandpassfilter er påført data med nedre grense på 8 Hz og øvre grense på 90 Hz for å fjerne høgfrekvent støy frå t.d. kablar og elektronikk og lågfrekvent støy som kan komme frå bølger. Resampling frå 2 ms til

4 ms halverer igjen datamengda utan at datakvaliteten vert dårligare. Sidan Nyquist-frekvensen ved eit samplingintervall på 4 ms er 125 Hz, hindrast aliasing sidan frekvensar over 90 Hz vert filtrert vekk. Romleg amplitudeutjamning er påført data for å fjerne kraftig støy og spikes. Sist er «header-ord» definert. Nokre av desse er allereie definert i rådata, som til dømes kanal- og skotnummer, medan CDP-nummer og offset er definert ved hjelp av modulen MODET. Desse «header-orda» vert nytta i fleire samanhengar seinare i prosesseringa, t.d. i hastigheitsanalysen, i RAMUR-modulen (radonfilter) og i TIKIM-modulen (migrering). I tillegg vert det berekna eit tal for mottakarposisjon som vert nytta i dekonvolveringa og ved sortering til mottakarsamlingar. CDP-nummeret kan bereknast frå skot- og kanalnummer med formelen:

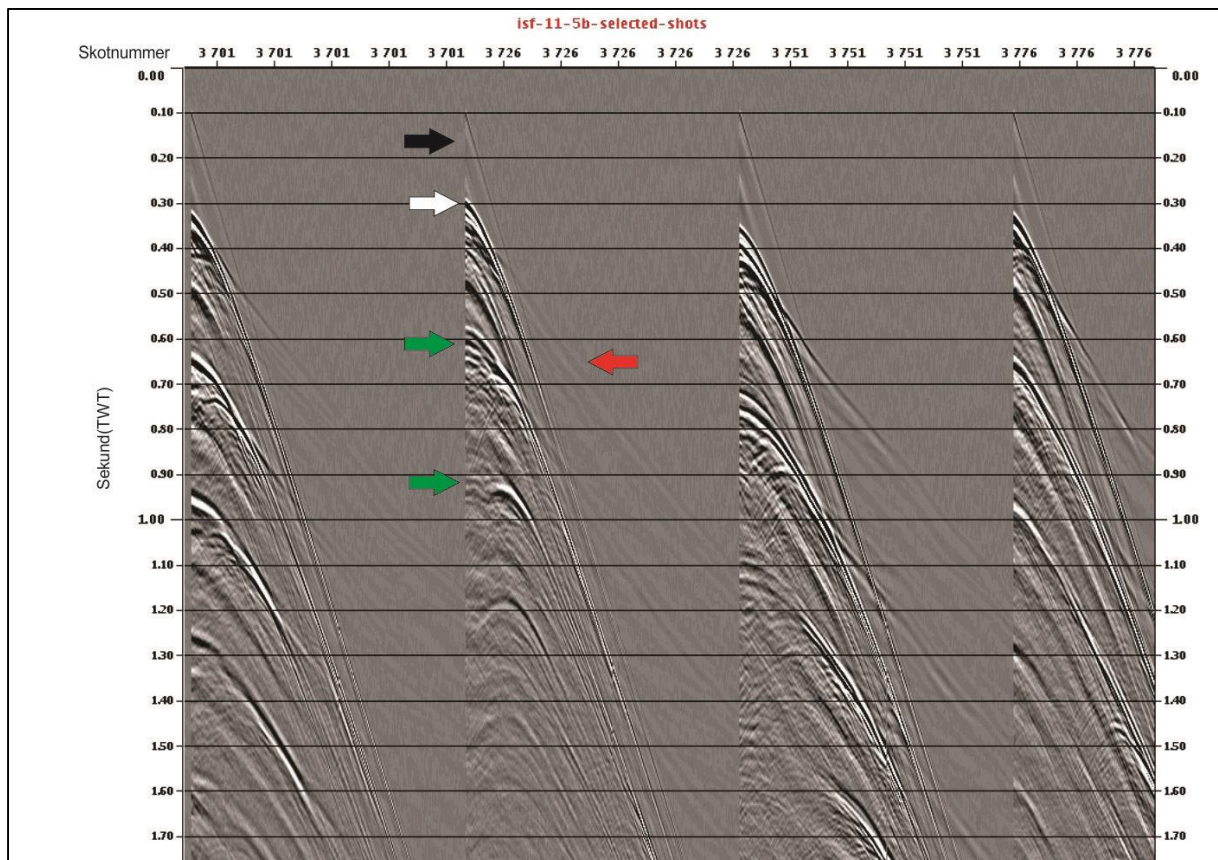
$$CDP = A \times SP + B \times CHN + C,$$

der SP er skotnummeret, CHN er kanalnummeret og A, B, og C er konstantar som er definert av geometrien til datainnsamlinga.

Ein nærtrasesamling er generert for å kunne definere vassdjupet langs profilet. Dataa visast i Teamview og vassdjupet i tid er plukka langs havbotn. Tidsverdiane for vassdjupet er deretter eksportert til XPS-databasen i Geocluster-systemet for å lage eit bibliotek over havbotn i tid. Havbotn vil verte nytta som referanse i fleire av prosesseringsjobbane i seinare steg av prosesseringa.

Figur 5.2 syner fire skotsamlingar som er påført prosessane som er omtala over. Ved skotnummer 3701 kan den direkte bølga sjåast ved 0,10 s, medan havbotn trer fram ved 0,30

s. Dei to øvste multiplane kan sjåast som tydelege refleksjonar med lik moveout som havbotn ved 0,60 s og 0,90 s. Den refrakterte bølgja kan skimtast frå ca. 0,45 s.



Figur 5.2: Svart pil markerer den direkte bølgja som kan sjåast frå 0,10 s. Kvit pilt markerer havbotn, medan dei grønne pilene markerer dei to øvste multiplane. Raud pil markerer den refrakterte bølgja.

5.2 Konvolvering og filtrering

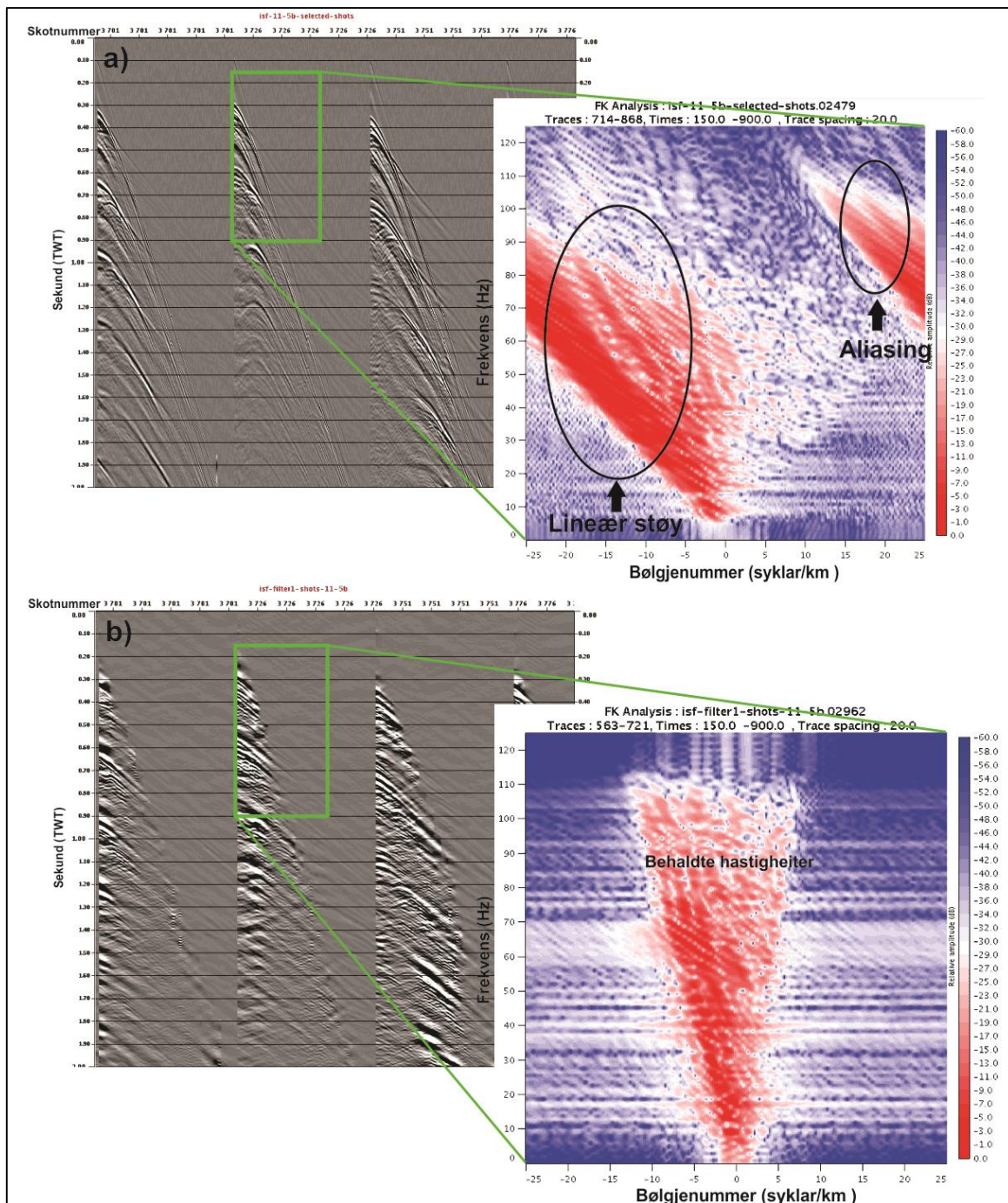
Det er lagt særleg vekt på å fjerne multiplar og anna koherent støy som vil skygge for dei reelle refleksjonane. Multiplane er årsaka av generelt høge hastigheiter, estimert til over 4500 m/s, nær den harde havbotn. For å fjerne multippelenergi som berre prograderer i vasslaget er det nytta eit FK-filter og radonfilter. For å fjerne multiplane som er igjen i vasslaget etter hastigheitsfiltreringa er dekonvolveringsmodulen DECSC nytta. Hastigheitsfiltreringa er nytta til å fjerne bølgjer med høg innfallsvinkel, medan dekonvolveringa fjernar bølgjer med mindre innfallsvinkel.

Modulen DESIG utfører ein statistisk dataavhengig signaturdekonvolvering av data før stakking. DESIG-modulen fjernar boblepulsen og brukast for å oppnå ynskt bølgjeform. Modulen konverterar wavelets til minimumsfase etter innleiande editering og fjerning av støy, men før andre dekonvolveringsprosessar sidan dei krev at wavelet er i minimumsfase.

SPARN-modulen er nytta for å utføre projektiv filtrering i F-X-omenet som skil mellom det føreseielege signalet og tilfeldig støy for alle frekvenskomponentane (CCG, 2008).

Eit hastigheitsfilter, også kalla FK-filter, er nytta for å fjerne samanhengande støy frå signalet. Før hastigheitsfiltreringa konverterast data frå tidsdomenet til frekvensdomenet, og etter filtreringa konverterast data attende til tidsdomenet (CCG, 2008). Hastigheita er gitt ved $V=f/k$, der f er frekvensen og k er bølgenummeret. I indre delar av Isfjorden er det generelt svært høge hastigheiter i havbotn. Her er difor hastigheiter mellom -5000 m/s og 8000 m/s behaldne, medan hastigheitene i ytre delar av Isfjorden er lågare og hastigheiter mellom 3500 m/s og 7000 m/s er her behaldne. Hastigheitene er bestemt ut i frå eit FK-spekter i Teamview (figur 5.3a). Energien til venstre i FK-spekteret er lineær støy, som t.d. den direkte bølga og multiplar som berre prograderer i vasslaget. Energien som forsvinn mot venstre i FK-spekteret og kjem attende til høgre i spekteret kjem av bølger som beveger seg i motsett retning. Dette vert kalla aliasing og vil verte filtrert vekk sidan hastigheita er større enn øvre filtergrense som er definert til 8000 m/s (figur 5.3b).

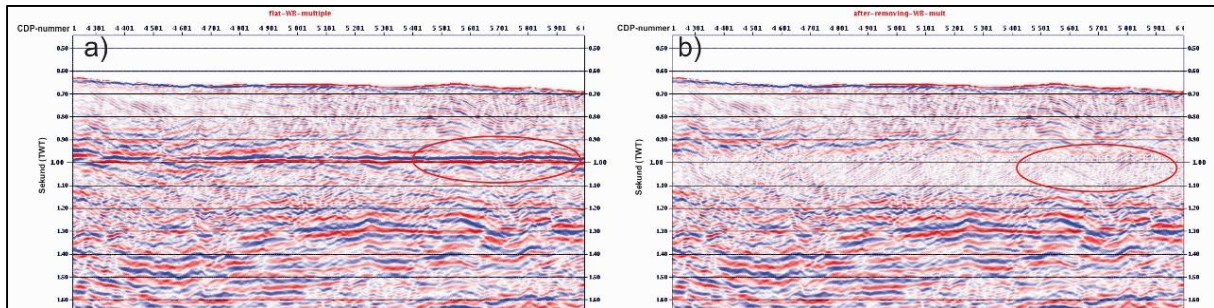
Sidan havbotn i Isfjorden ikkje er flat vil effekten av hastigheitsfilteret variere avhengig av kva retning linja er skote. Effekten av dette kan reduserast ved å utføre hastigheitsfiltrering for skotsamlingar fyrst, for deretter å sortere data om til mottakarsamlingar og påføre hastigheitsfilteret på nytt. Når trasane vert sortert til mottakarsamlingar vil data vere lik ei linje som er skote i motsett retning, men med fleire skot og færre mottakarar sidan det er 240 trasar i skotamlingane og berre 60 trasar i mottakarsamlingane. For å redusere problemet med romleg aliasing er difor data sortert som skotsamlingar filtrert fyrst.



Figur 5.3: a: FK-spekter før fyrste FK-filter er påført. b: FK-spekter etter fyrste FK-filter er påført. Her er den lineære støyen og effekten av aliasing fjerna.

Etter at FK-filter og radonfilteret er påført, er framleis 1. havbotnmultipel (figur 5.4a) til stades i vestre deler av linje 11-5b. Multippelen er flata ut ved å påføre tidsforskyving som er berekna ut i frå vassdjupet. Deretter er multippelen fjerna med eit FK-filter som fjernar horisontale hendingar innan eit brukardefinert tidsavgrensa vindauge, her mellom 920 ms og 1135 ms.

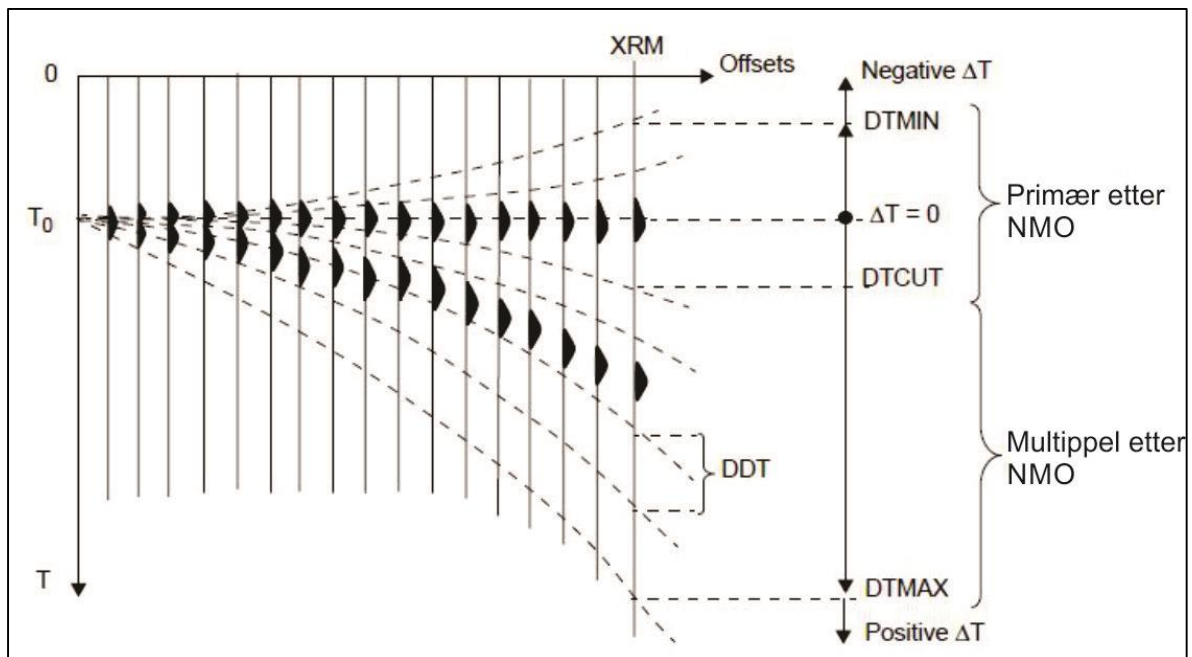
Tidsforskyvingane er fjerna etter FK-filtreringa. Figur 5.4b syner at multippelen er fjerna, samstundes som at seismikken i det brukardefinerte vindauget er svakare.



Figur 5.4: a: 1. multippel trer tydeleg fram i vestre delar av linje 11-5b. b: Den horisontale multippelen er fjerna ved hjelp av eit FK-filter som fjernar horisontale hendingar innan eit brukardefinert tidsavgrensa vindaug. Styrken på seismikken i vindauget er svakare.

Linje 11-6c og vestre delar av linje 11-5b er i tillegg påført eit radonfilter etter hastigheitsanalysen. I desse linjene frå ytre delar av Isfjorden var det mykje multippelenergi igjen etter FK-filtreringa. Dette kan skuldast at hastigheitene som vart beholdne i FK-filtreringa i denne delen av fjorden er lågare enn i dei indre delane av fjorden der dei høge hastigheitene på FK-filert har fjerna det meste av multiplar. Før radonfiltrert vert påført vert FANMO-modulen nytta til å NMO-korrigere data ved hjelp av hastigheitene (henta frå XPS-databasen) som vart plukka i hastigheitsanalysen. Parabolisk interpolering er nytta for å oppnå hastigheita for alle punkta i tid. Etter radonfiltreringa er ein invers NMO påført data med FANMO-modulen. Radonfiltreringa er utført av RAMUR-modulen som nyttar ein parabolisk radontransformasjon for å skilje mellom reelle innkomstar og multiplar. RAMUR-modulen har same føremål som FK-filteret, men RAMUR-modulen har høgare oppløysing enn FK-filteret, og vil dermed kunne skilje betre mellom små hastigheitsendringar. På grunn av den høge oppløysinga, er det særst viktig at hastigheitene som er henta frå hastigheitsbiblioteket i FANMO-modulen er så nøyaktige som mogeleg. RAMUR-modulen er heller ikkje like avgrensa av romleg aliasing som FK-filteret. Etter NMO-korreksjonen vil multiplane ha ein tilnærma parabolisk moveout. RAMUR-modulen skil mellom primærhendingar og multiplar ved å lage brukardefinerte parablar, definert av FMIN og FMAX. Hendingar med større eller lik krumming som parabelen, vert definerte som multiplar, medan hendingar som er innanfor grensa vert definert som primærhendingar. Grensa mellom primærhendinga og multiplar er brukardefinert ved DTCUT. Fleire verdiar for DTCUT er prøvd ut, og her gav ein DTCUT-verdi på 80 ms det beste resultatet. I tillegg er fleire verdiar for DTMIN og DTMAX prøvd ut.

Her gav høvesvis -90 og 600 ms dei mest tilfredstillande resultatane. Figur 5.5 syner ei prinsippsskisse for definering av multiplar og primærhendingar (CCG, 2008).

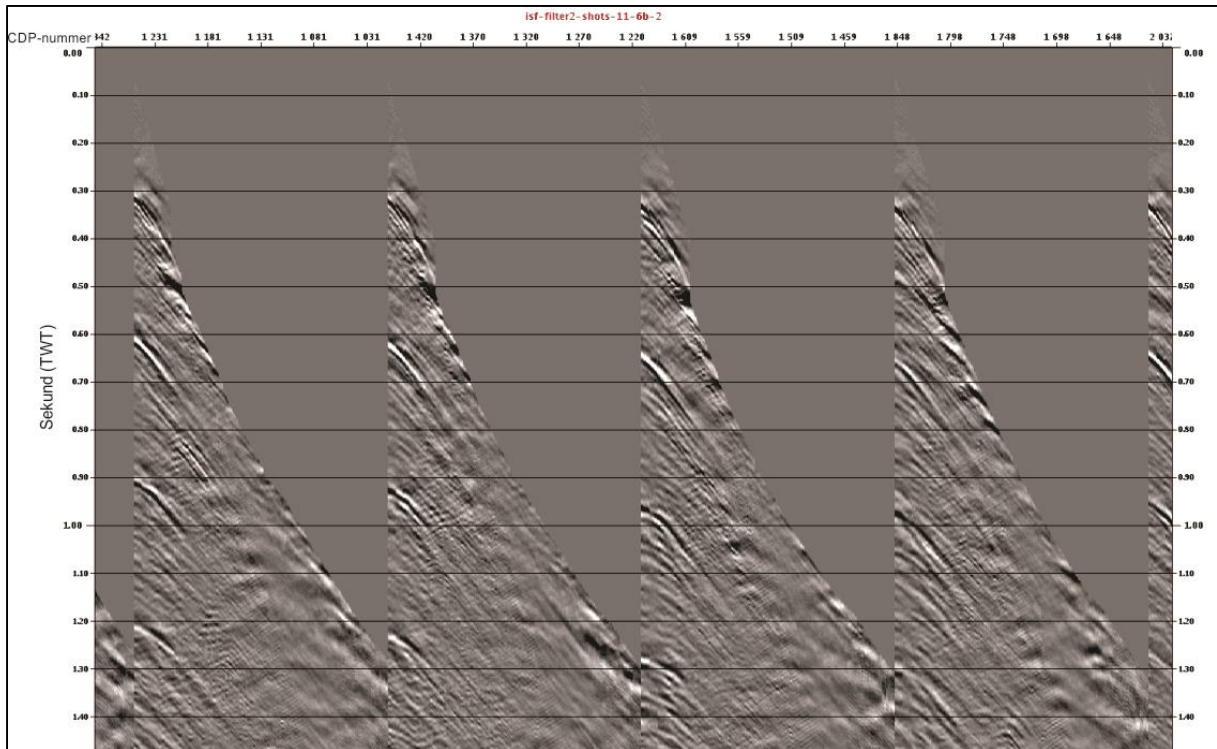


Figur 5.5: Etter NMO-korrigering vil multiplenerigen ha ein tilnærma parabolisk moveout. Hendingar med større eller lik krumming som parablane over grenseverdien, vert definert som multiplar. Grenseverdien er bestemt av DTCUT. Noko modifisert frå (CCG, 2008).

Etter FK-filtreringa, men før staking, er data påført overflatekonsistent prediktiv dekonvolering ved hjelp av modulen DECSC for å fjerne det som er igjen av multiplar i vasslaget. Dette gjeld spesielt små innfallsvinklar, kor FK-filtra ikkje er så effektive. DECSC-modulen bereknar eitt filter for kvart skot, eitt for kvar mottakarposisjon, eitt gjennomsnittsfiler og eitt filter for kvart offset-intervall (CCG, 2008).

Sjølv dekonvoleringa består av to fasar. I den fyrste fasen vert filtra estimert av gjentakande testing innanfor eit brukardefinert vindaug. I dette tilfellet er 100-2100 ms vindaug og ei operator-lengd på 400 ms nytta. Operator-lengda må vere større enn havdjupet for å sikre at vindauget har multiplavstanden til havbotn, slik at den dempast. Ei gjentakning estimerar alle kjeldefilter, mottakarfilter, CDP-filter og offset-filter suksessivt. Dei ulike offsetta vert samla i grupper og eitt offset-filter vert kalkulert for kvar gruppe (CCG, 2008). Dekonvoleringsjobben tilfører i tillegg ei gjeven mengd støy på trasane for å stabilisere det inverse filteret. Meir kvit støy vil svekke effekten av dekonvoleringa, men dette er naudsynt for å unngå å dividere med nullverdiar. I dette tilfellet er det påført 0,4 % kvit støy. I den andre fasen vert råtrasane dekonvolert.

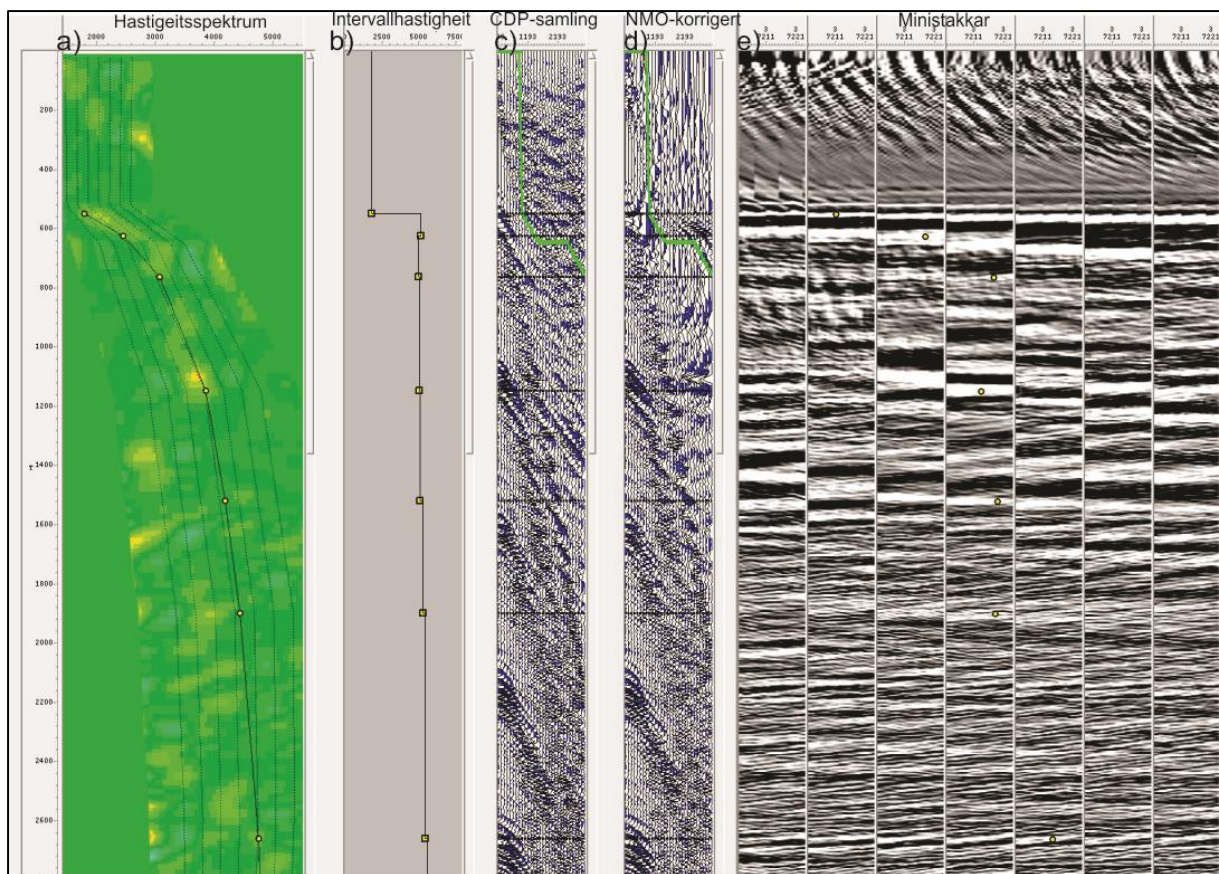
Figur 5.6 syner CDP-samlingar frå linje 11-6b etter at prosesseringsstega omtala ovanfor er utført.



Figur 5.6: CDP-samling frå linje 11-6b etter filtrering og dekonvolvering.

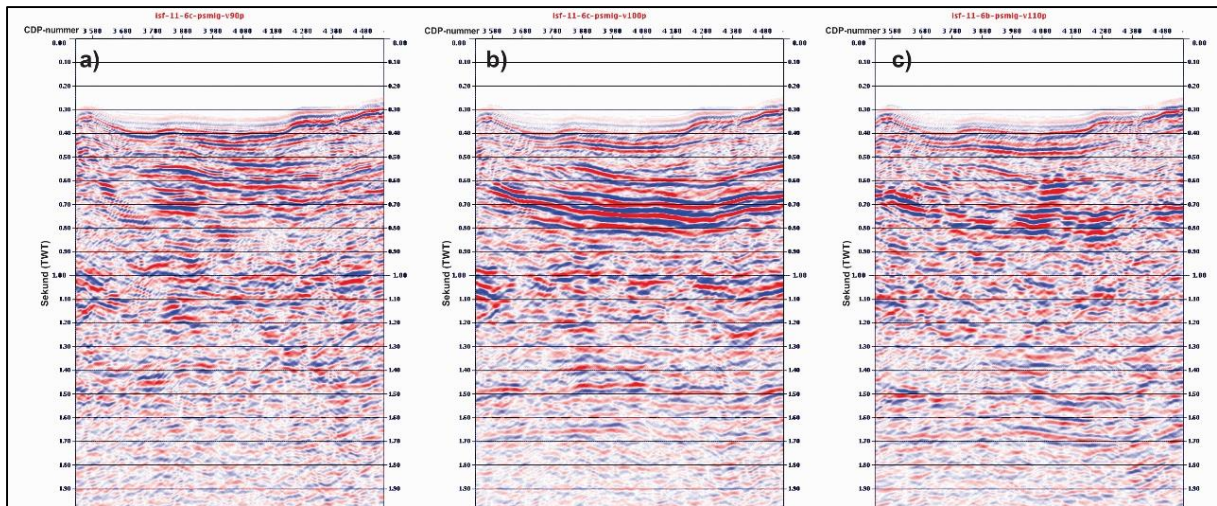
5.3 Hastigheitsanalyse

Det er utført ei individuell hastigheitsanalyse for kvar linje i Geocluster-applikasjonen Chronovista. Her er det nytta fleire grafiske verkemiddel for å bestemme kva stakinghastigheit som gjev det beste resultatet. Figur 5.7 syner a: eit hastigheitsspektrum som er eit koherensplot kor hastigheita med høgast amplitude (visast som områder med lyse fargar) er antatt å vere den beste stakinghastigheita, b: intervallhastigheit c: CDP-samling før NMO-korreksjon d: CDP-samling etter NMO-korreksjon og e: sju ministakkar. Hastigheitene er plukka for utvalde CDP-ar og er interpolert mellom desse. Når hastigheitene vert plukka i hastigheitsspekteret vert hyperbolane flata ut i det NMO-korrigerde plottet. Intervallhastigheita aukar markant etter kort tid for deretter å auke svalt etter lengre tid. Hastigheitsfeltet varierer noko langs linjene og er generelt høgare i indre delar av Isfjorden enn ytre delar for dei øvste 2 sekunda.



Figur 5.7: a: Hastighetsspektrum. b: Intervallhastighet. c: CDP-samling før NMO-korrigering. d: NMO-korrigert CDP-samling. e: Sju ministakkar.

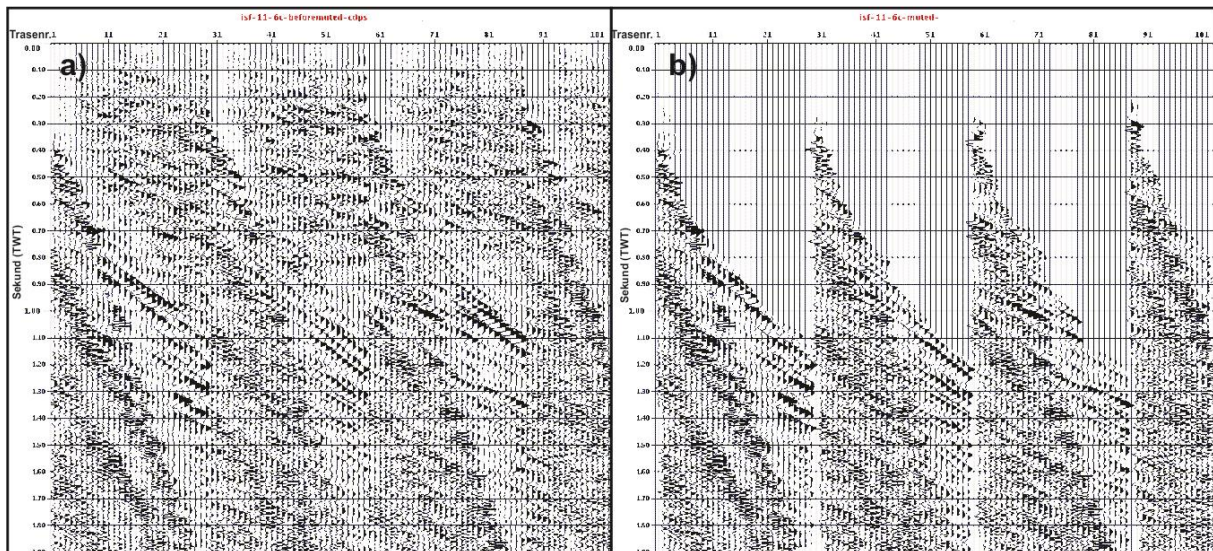
For å få det beste resultatet er data etter hastighetsanalysen stakka og migrert (kap. 5.4) med hastigheter $\pm 5\%$ og 10% av den opphavlege hastigheita. Deretter er hastigheitene justert på nytt i Chronovista for å finne dei hastigheitene som gjev det beste resultatet. Dette er gjort i fleire omgangar for kvar linje. Figur 5.8 syner eit døme frå linje 11-6b med ei hastighetsskalering $\pm 10\%$ av den opphavlege hastigheita. I dette dømet gav den opphavlege hastigheita det beste resultatet (figur 5.8b).



Figur 5.8: a: 90 % hastighetsskalering. b: Opphavleg hastighet. c: 110 % hastighetsskalering. I dette dømet gjev den opphavlege hastigheita det beste resultatet.

5.4 Migrasjon og mute

NMO-korreksjon på det nye hastighetsbiblioteket har ført til at trasane har vorte strukke, og det er difor påført muting av modulen MUTAN basert på innfallsvinkelen (figur 5.9). Her er fleire vinklar prøvd ut og ein mutevinkel på 40 grader gav det beste resultatet. Modulen MUTES påfører deretter data ein intern mute, basert på vassdjupe som hentast frå XPS-biblioteket, for å fjerne støy som er nær havbotn.



Figur 5.9: a: CDP-samling før muting. b: CDP-samling etter at modulane MUTAN og MUTES er påført data.

For å migrere data er modulen TIKIM nytta. For prestakk-tidsmigrasjon nyttar denne modulen ein såkalla Kirchoff-algoritme. Dette er ein «trase-for-trase»-migrasjon som handsamar kvar outputsample som toppen av ei diffraksjonskurve. Inputsample er summert eller spreidd langs diffraksjonskurva som er karakterisert av ein 1D-RMS-hastigheitsfunksjon som er definert lokalt (CGG, 2008). Fleire grenser for maksimum hellingsvinkel etter migrering er prøvd ut i DIPLIM, og her er ein hellingsvinkel på 25 grader valt.

Etter migrasjonen er eit FK-filter påført på nytt. I tillegg er modulen RECOV nytta for å få ein AGC-effekt på stakkane. Halvering og dobling av standardverdiane for vindauge og operatørlengd er prøvd ut. Halvering av verdiane gav marginalt betre avbilding av havbotn og dei øvste reflektorane, men noko svakare avbilding lenger ned. Dobling av standardverdiane gav svakare avbilding av havbotn og dei øvste reflektorane. Standardverdiane vart difor beholdt.

Sist er modulen TVDEF nytta for å påføre data tidsvarierende amplitudedekonvolving og bandpassfiltrering for å fjerne støy som er lågfrekvent i øvre del og lågfrekvent i nedre del. Tabell 5.2 syner parametrane for det tidsvarierende BP-filteret som er påført.

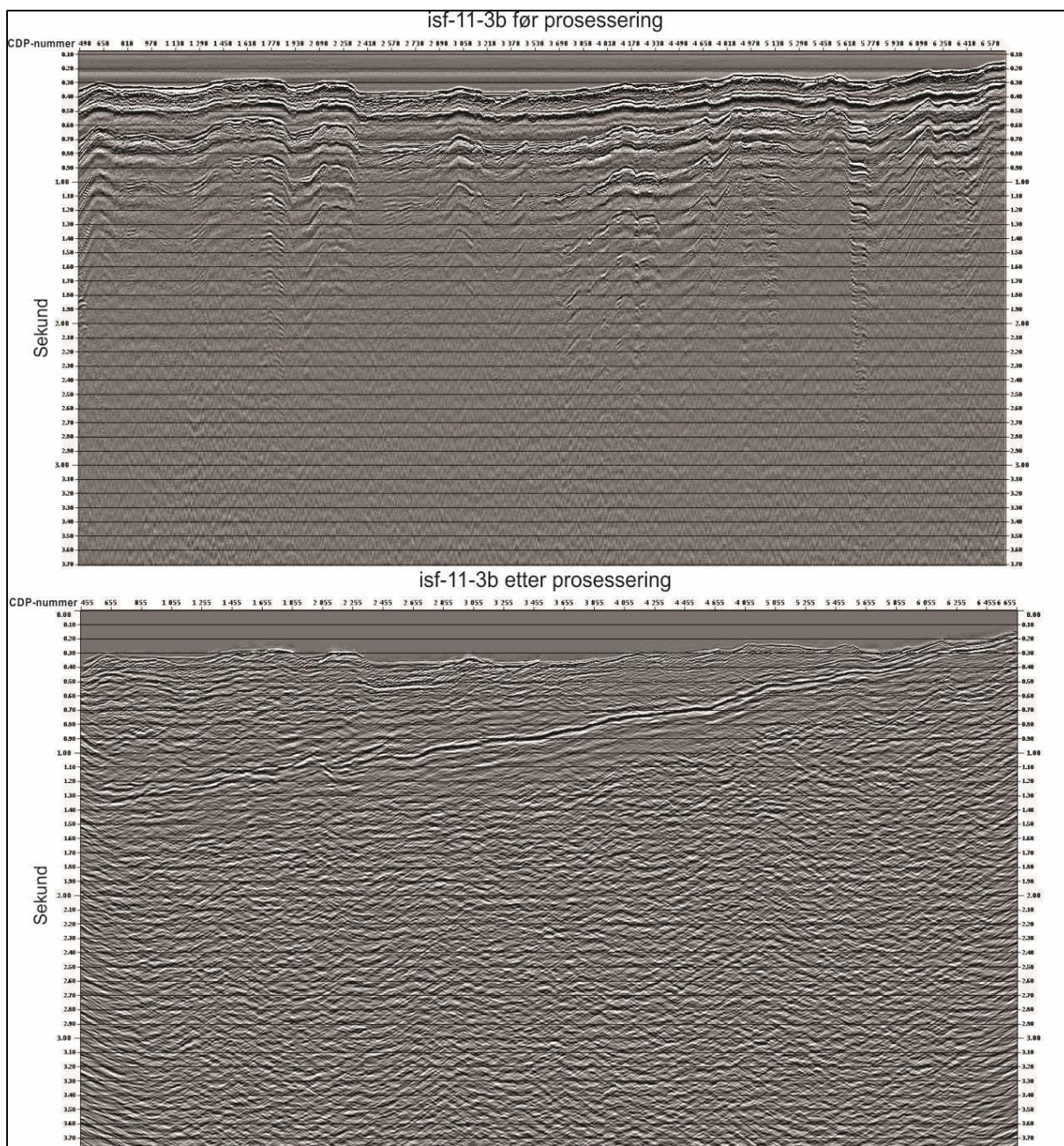
Tabell 5.2: Parametrane som er nytta i det tidsvarierende BP-filteret.

Starttid (ms i TWT)	Nedre frekvensgrense (Hz)	Øvre frekvensgrense (Hz)
1 ms	12 Hz	100 Hz
300 ms	10 Hz	85 Hz
700 ms	8 Hz	70 Hz
1500 ms	6 Hz	60 Hz

5.5 Konvertering til SEG-Y-format og definering av UTM-koordinat

Før data vert konvertert til SEG-Y-format, vert UTM-koordinatane for linjene definert for vidare bruk i Petrel. Ved å definere kor mykje UTM aust og UTM nord vil auke/minke mellom kvart skot, kan posisjonen til alle CDP-samlingane i den seismiske linja kalkulerast. Sist er dei ferdigprosesserte dataa konvertert til SEG-Y-format ved hjelp av modulen SEGOU, sidan tolkingsverktøyet som skal nyttast i den vidare tolkinga nyttar dette formatet.

Figur 5.10 syner linje 11-3b før prosessering og etter prosessering. Appendiks A syner dei resterande ferdigprosesserte linjene.



Figur 5.10: Øvst: linje 11-3b før prosessering. Nedst: Linje 11-3b ferdig prosessert. Alle havbotnmultiplær er fjerna.

6. Tolking av seismiske data

Dei fem prosesserte profila er tolka i Petrel (2013). Dette kapittelet vil omtale framgangsmåten for tolkinga og ulike utfordringar som er knytt til denne. Fyrst er det gjort ei grovtolking av dei mest framståande horisontane og forkastningane på alle fem prosesserte profil. Deretter er dei grovtolka profila samanlikna og korrelert med tidlegare studiar i området. På grunn av skilnader i karakteristikken mellom indre og ytre delar av Isfjorden, er profil 11-3b valt ut for å gje ei detaljert beskriving av indre Isfjorden, medan profil 11-6b er valt ut for å dekke ytre delar av Isfjorden og byrjinga av kontinentalsokkelen. Alle profila er viste i appendiks B

6.1 Grunnlag for tolkinga

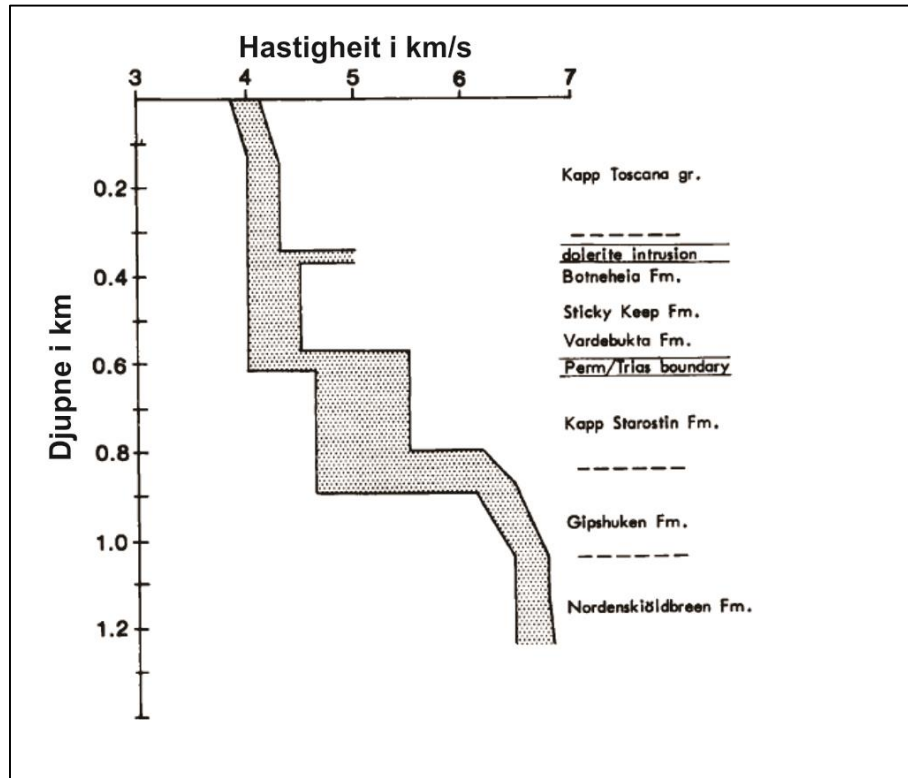
6.1.1 Kjelder nytta til korrelering

Dei tolka profila er korrelert med fleire tidlegare studiar i området. Dette gjeld særleg skildring av seismisk karakter, tjukkelse og djup for dei ulike lagpakkane, og karakteristiske strukturar langs profila. Under er dei ulike kjeldene som er nytta i korreleringa lista opp.

- Bergh et al., (1997): *Interaction of Basement-Involved and Thin Skinned Tectonism in the Tertiary Fold- and Thrust Belt of Central Spitsbergen, Svalbard*. Tolking av multikanals seismikk samla inn i 1988.
- Blinova et al., (2012): *Seafloor expression and shallow structure of a surfacing fold-and-thrust system: an example from Isfjorden, West Spitsbergen*. Beskriving av tektoniske prosessar i den grunne delen av folde- og forkastningsbeltet basert på data frå multikanals seismikk og multibeam echo sounder.
- Blinova et al., (2009): *Structure and evolution of the Bellsund Graben between Forlandssundet and Bellsund (Spitsbergen) based on marine seismic data*.
- Eiken & Austegaard (1994): *Seismic Atlas of Western Svalbard*. Oversyn og skildring av fleire seismiske profil i studieområdet.
- Nøttvedt (1994): *Post Caledonian sediments on Spitsbergen*.

Saman med eigne resultat frå prosesseringa, syner tidlegare studiar at hastigheita aukar generelt med djupna (Eiken, 1985; Eiken & Austegard, 1994). Dei tolka horisontane er difor tolka på positive traseutslag, noko som betyr ei auking i akustisk impedans. Figur 6.1 syner moglege hastighetsdistribusjonar med djupna, korrelert med den geologiske tolkinga. Nær overflata er

hastigheita hovudsakleg over 4 km/s, medan hastigheiter over 6 km/s ofte kan observerast i permiske og karbonske karbonat (Eiken, 1985).



Figur 6.1: Mogelege hastigheit- vs. djupnedistribusjonar frå landseismikk i Agardhdalen. Til høgre er den geologiske tolkinga av hastigheitsmodellen (Eiken, 1985).

6.1.2 Seismostratigrafisk rammeverk/horisonar

Basert på kjeldene som er omtala i kapittel 6.1.1, er det definert eit seismostratigrafisk rammeverk som gjev ei kort skildring av lagpakkane og dei geologiske strukturane som kjenneteiknar desse. Det seismostratigrafiske rammeverket er nytta som utgangspunkt for tolkinga.

Topp Hecla Hoek kjennast att som ein irregulær sterk reflektor med ein indre karakter prega av spreidde sterke reflektorar og kan observerast ned til 2-3 s tv. Den overliggjande devonske strata er prega av ein mykje svakare seismisk karakter (Bergh et al., 1997). Ei lagrekke frå karbon til tertiær alder ligg inkonformt på Hecla Hoek og devonske strata. Inkonformiteten kan kjennast att som ein relativt sterkt kontinuerleg reflektor som skil dei meir kontinuerlege parallelle reflektorane av karbon-tertiær alder frå dei meir kaotiske eldre reflektorane (Eiken & Austegard, 1994). Refleksjonane frå karbon til perm er karakterisert av ein kontinuerleg men

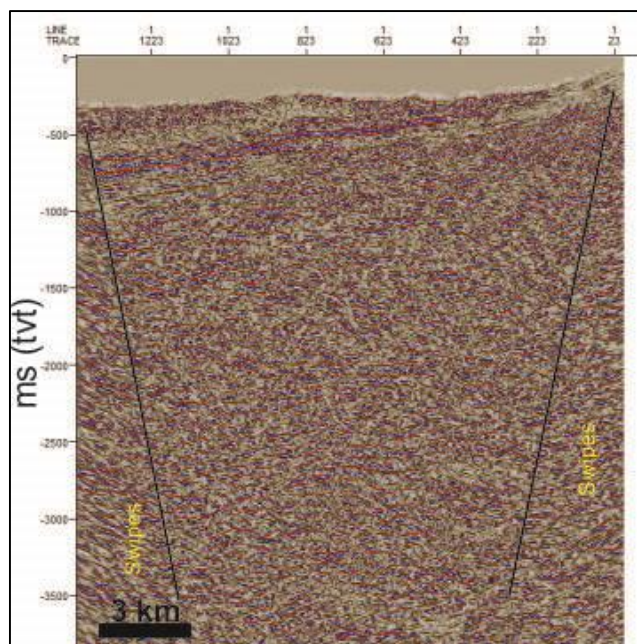
stadvis diskontinuerleg og bølgete signatur (Bergh., et al 1997). Botn trias er tolka som ein relativt sterk reflektor som representerar overgangen mellom låghastigheits skifer i Sassendalen gruppa til høgastigheits silifiserte karbonat i Kapp Starostin formasjonen (Bergh et al., 1997). Overgangen mellom trias og jura vert definert av hastigheitskontrastar mellom sandstein i Kapp toscana gruppa og låghastigheitsskifer i den overliggjande Janusfjellet subgruppe (Bergh et al., 1997). Overgangen mellom Janusfjellet subgruppe og Helvetiafjellet fm. kan identifiserast som ein sterk akustisk reflektor i den austlege delen av Isfjorden. Denne grensa definerer ein synklinal og representerer botn av forlandsbassenget (Blinova et al., 2009; Bergh et al., 1997). Botn Van Mijenfjorden gruppa kan sjåast som ei gjennomiktig sone over ei rekke kraftige reflektorar som representerer sandstein i Adventalen gruppa i kritt (Nøttvedt, 1994).

6.1.3 Datakvalitet

Saman med prinsippa for seismisk oppløysing (kapittel 3.4), er det fleire faktorar som spelar inn på kvaliteten av den seismiske avbildinga. Den harde havbotn som dominerer studieområdet fører til ein kraftig impedanskontrast og ein høg refleksjonskoeffisient, noko som minkar energimengda som skal avbilde dei underliggjande lagpakkane og strukturane. I tillegg vil fleire reflektorar i dei underliggjande laga ha høge refleksjonskoeffisientar og absorbere endå meir energi. Dette gjeld spesielt for dei sterke reflektorane i kritt i indre delar av Isfjorden.

Det meste av multiplar er blitt fjerna under prosesseringa og har generelt ikkje vore eit problem under tolkinga. I linje 11-6b, i vestre delar av Isfjorden, er det likevel fleire reflektorar med tvttid som passar multippelperioden som ikkje vart fjerna under prosesseringa (figur 6.24). Dette kan skuldast lågare hastigheiter i havbotn i dette området, noko som gjer det vanskelegare i skilje desse frå dei låge multippelkastane i hastigheitsanalysen.

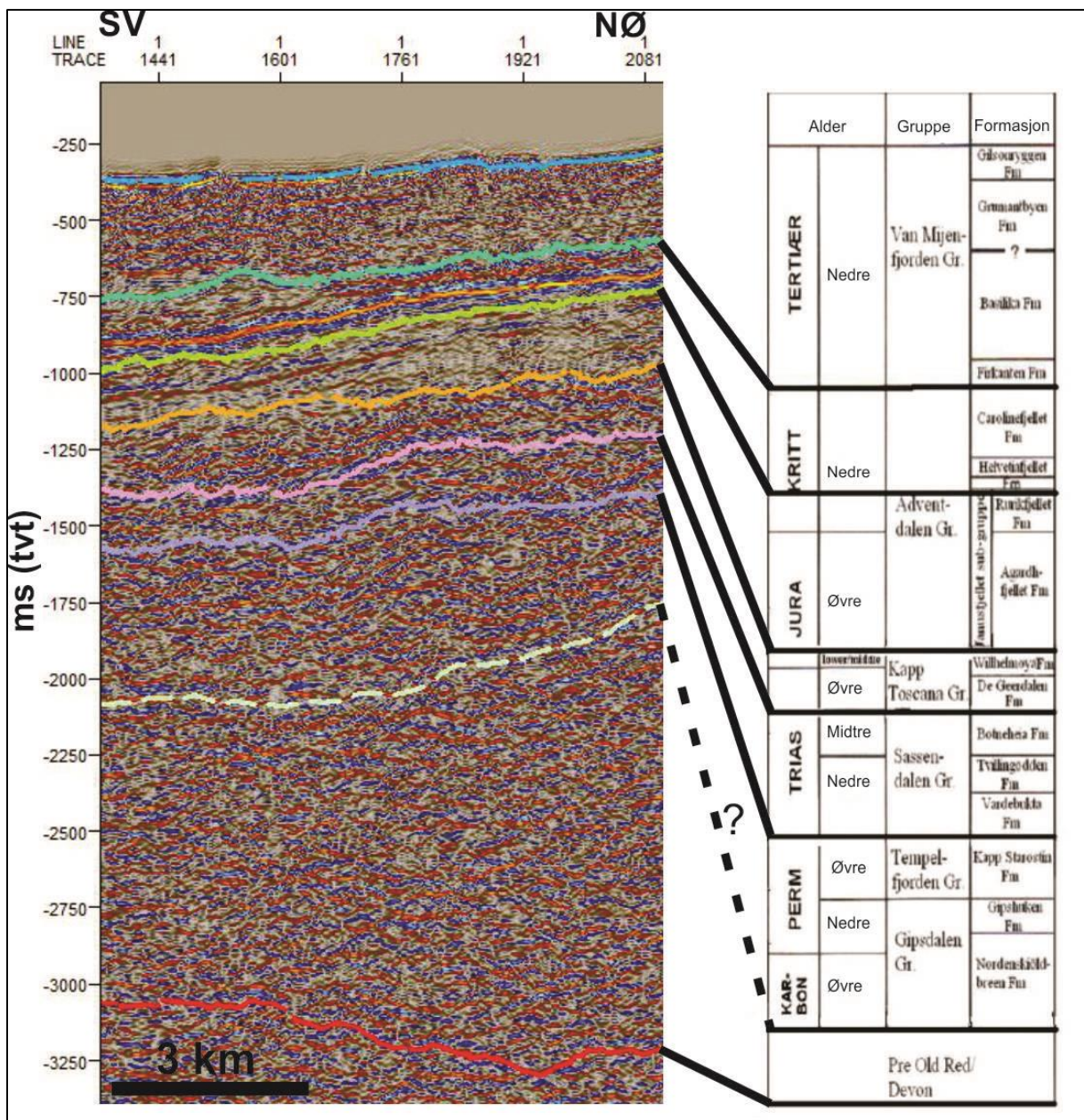
Starten og slutt på fleire av profila er påverka av støy, karakterisert som konkave parallelle reflektorar som vart danna under migreringa. Dette vert kalla «swipes», og er spesielt framtsåande på linje 11-4b (figur 6.2) kor området som er påverka vert breiare nedover. Dette har gjort det utfordrande å tolke djupe strukturar og reflektorar på dette profilet. Det er i tillegg mykje høgfrekvent støy like over havbotn på alle profila.



Figur 6.2: Området med «swipes» i byrjinga og slutten av linje 11-4b vert breiare nedover i profilet, noko som gjer tolking vanskeleg i nedre del av profilet.

6.2 Horisontar og einingar

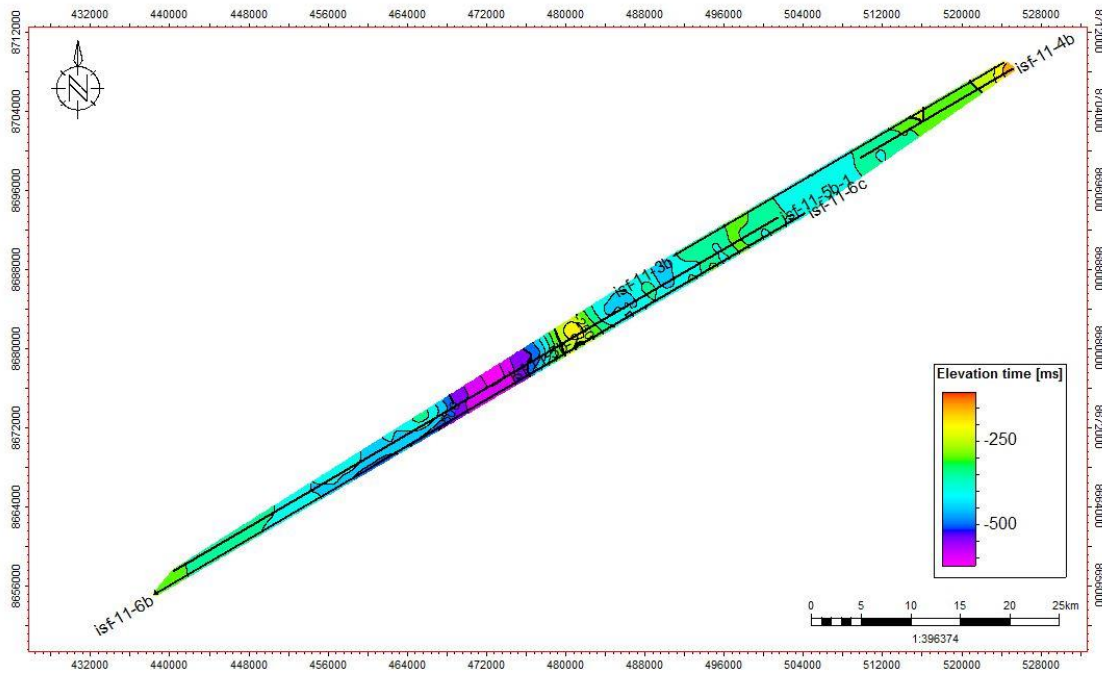
På grunn av ulik geologi i indre og ytre Isfjorden, og det faktum at det ikkje er mogeleg å følge laga frå indre delar til utre delar av Isfjorden, vil resultata frå dei to delane verte presentert kvar for seg. Linje 11-3b er nytta som typeprofil for tolkinga av indre delar av Isfjorden, linje 11-6b er nytta for å vise tolkinga av ytre delar av Isfjorden og byrjinga av kontinentalsokkelen. Figur 6.3 syner korrelasjonsdiagram mellom seismiske signaturar og stratigrafiske einingar



Figur 6.3: Korrelasjonsdiagram med seismiske einingar frå profil 11-3b og stratigrafiske einingar på Spitsbergen. Den vertikale aksa på seismikken er i ms, tvt. Korrelasjonsdiagrammet er modifisert frå Eiken & Austegard (1994).

Havbotn

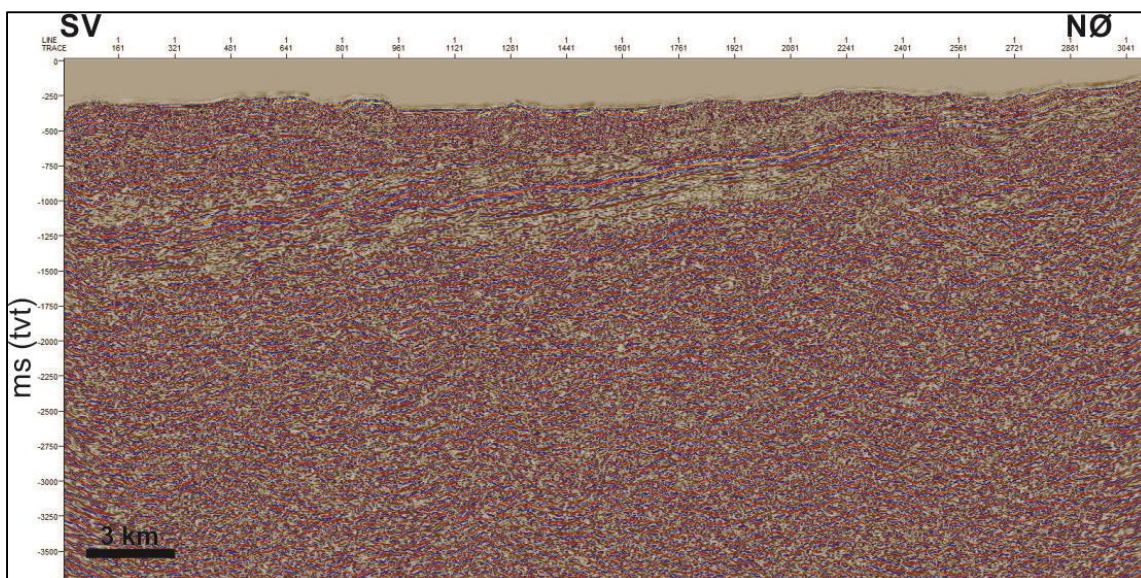
Havbotn representerer ei auking i akustisk impedans og er tolka på den fyrste refleksjonshendinga. Havbotn følgjer ikkje trenden til lagpakkane under, noko som tyder på at havbotn er blitt erodert i kvartær. Topografien til havbotn varierer mykje og har fleire høgder, spesielt i midtre og indre delar av Isfjorden. Fleire av desse haugane kan representere forkastningar som bryt havbotn og vert eksponerte. Figur 6.4 syner eit overflatekart for havbotn i studieområdet. Djupet til havbotn varierer mellom 90 ms og 625 ms to-vegs-tid.



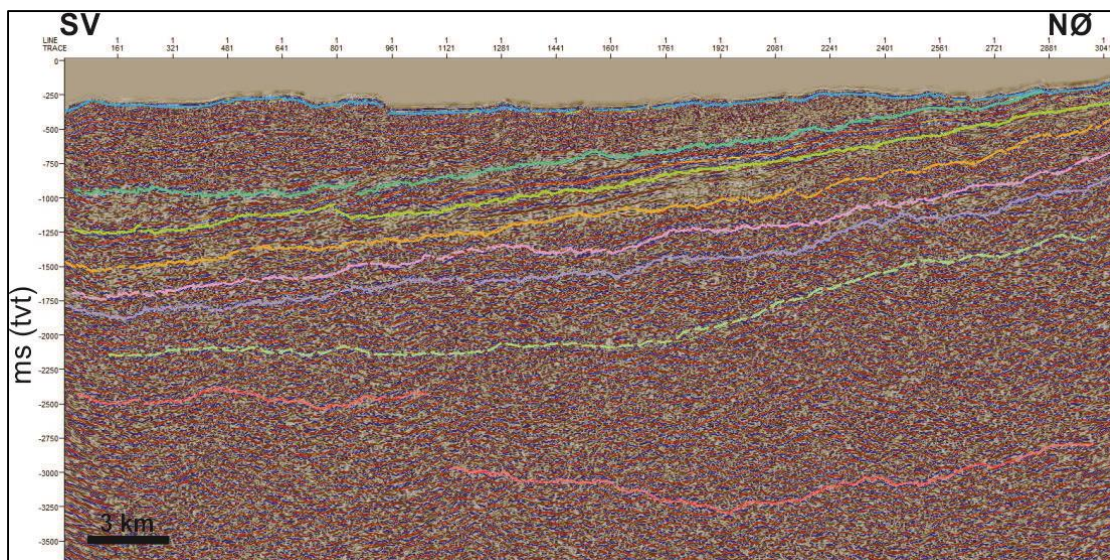
Figur 6.4: Isokronkart for havbotn i Isfjorden for dei tolka linjene. Midtre og indre delar av Isfjorden er karakterisert av ujamn topografi, med fleire haugar. Den ytre deler er meir jamn.

6.2.1 Indre Isfjorden

Følgjande avsnitt vil skildre tolkinga av linje 11-3b, som representerer den tynnhuda indre delen av Isfjorden. Figur 6.5 syner profilet før tolking, medan figur 6.6 syner profilet med dei tolka horisontane og einingane.



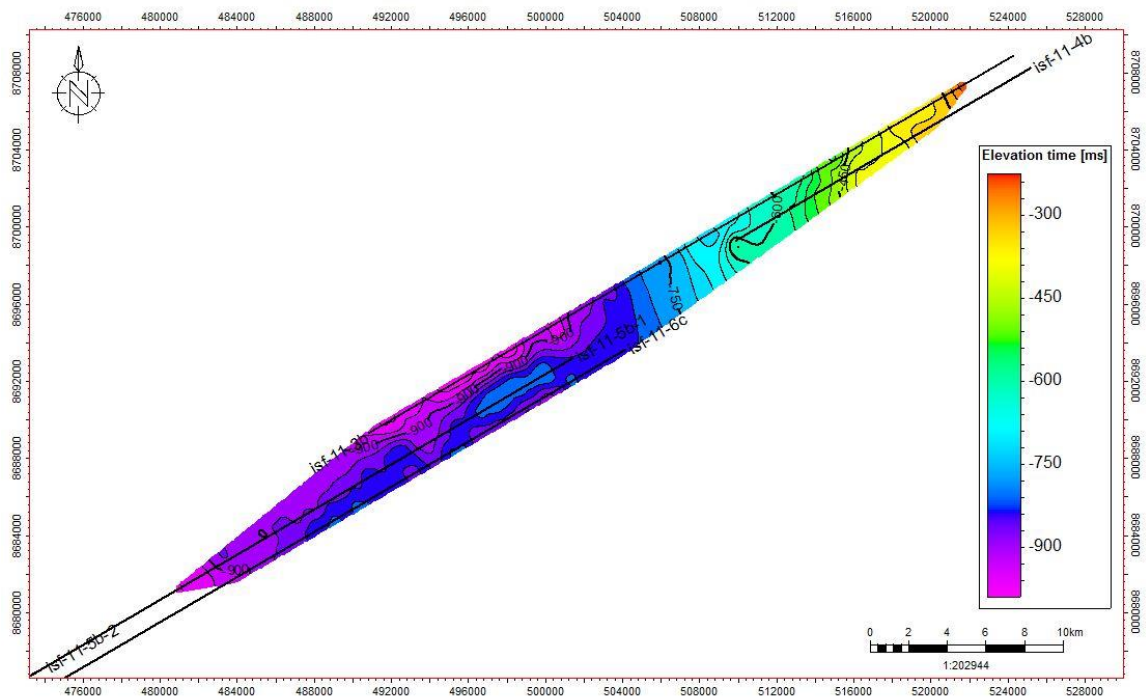
Figur 6.5: Linje 11-3b før tolking.



Figur 6.6: Linje 11-3b med tolka horisontar og einingar. Frå toppen: blå linje=havbotn, turkis linje=botn tertiær, grøn linje=botn kritt, oransje linje=botn jura, rosa linje=botn Kapp Toscanagruppa (trias), lilla linje=botn Sassendalengruppa (trias), stipla kvit linje=botn karbon og raud linje=topp Hecla Hoek. Botn tertiær definerer ein asymmetrisk synklinal som utgjer det sentrale Spitsbergen-bassenget.

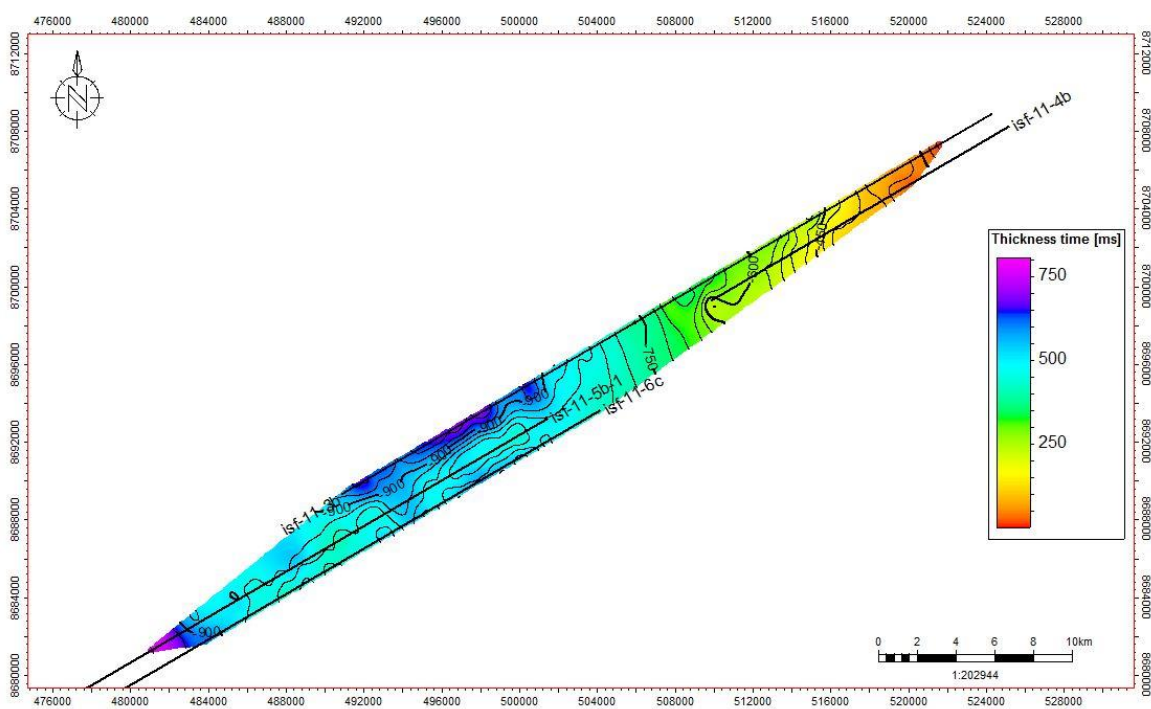
Eining 1: Tertiær

Dei tertiære avsetjingane i den indre delen av Isfjorden utgjer Van Mijefjordengruppa. Toppen av dei tertiære avsetjingane er definert av havbotn, medan botn tertiær definerer ein asymmetrisk synklinal som utgjer den nedre grensa til det sentrale Spitsbergen-bassenget. Botn er tolka til å liggje mellom 200 ms og 900 ms, i ei gjennomsiktig sone, like over ei rekke kraftige reflektorar som representerer den underliggande Adventalengruppa (figur 6.9). Djupna til botn Tertiær aukar mot sørvest, noko som er naturleg sidan den tertiære eininga onlappar havbotn (figur 6.7).



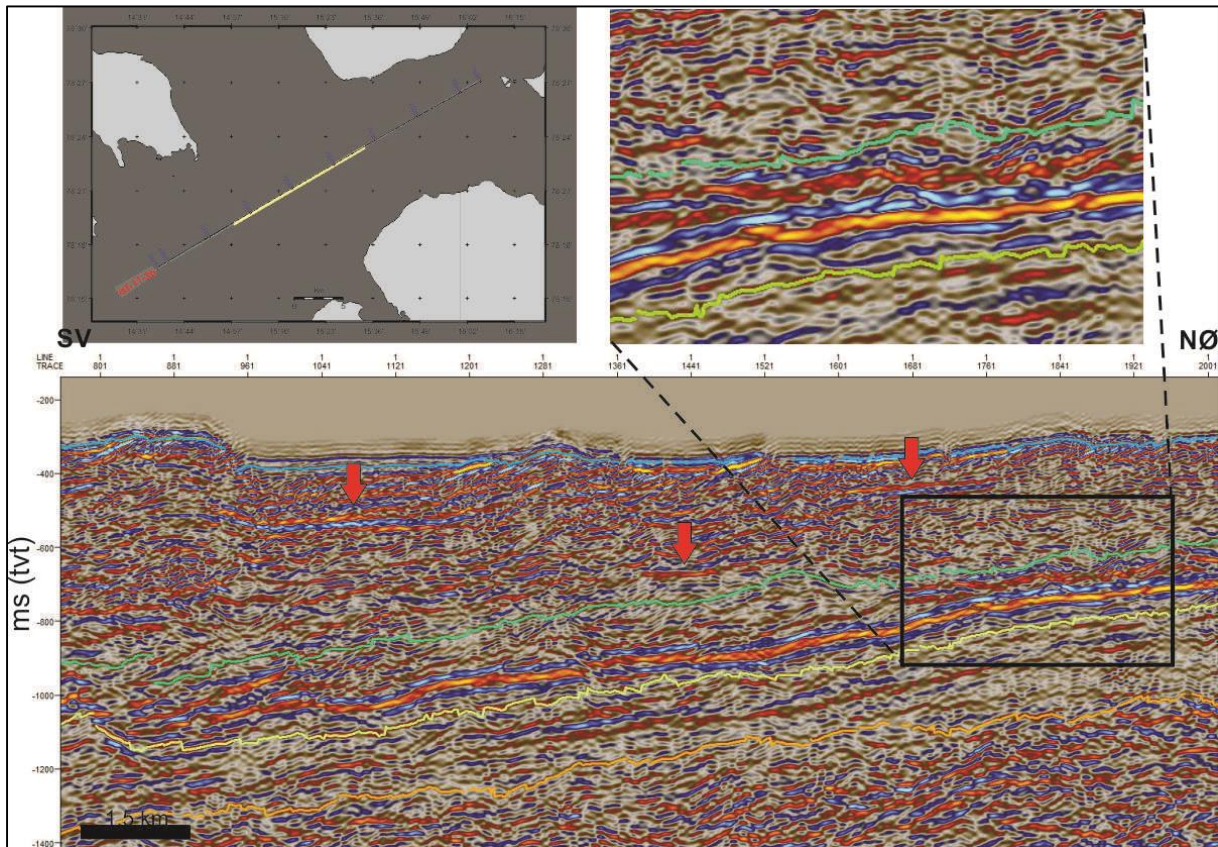
Figur 6.7: Isokronkart for botn tertiar. Djupna til botn tertiar aukar mot sørvest.

Tjukkelsen til den tertiære lagpakken varierer frå 0 til 800 ms tv. Figur 6.8 syner at tjukkelsen er størst i sør-vest, og vert gradvis tynnare mot nord-aust, kor eininga bryt havbotn.



Figur 6.8: Isopak-kart for den Tertiære eininga i studieområdet. Eininga er tynnast i nordaust og vert tjukkare mot sørvest.

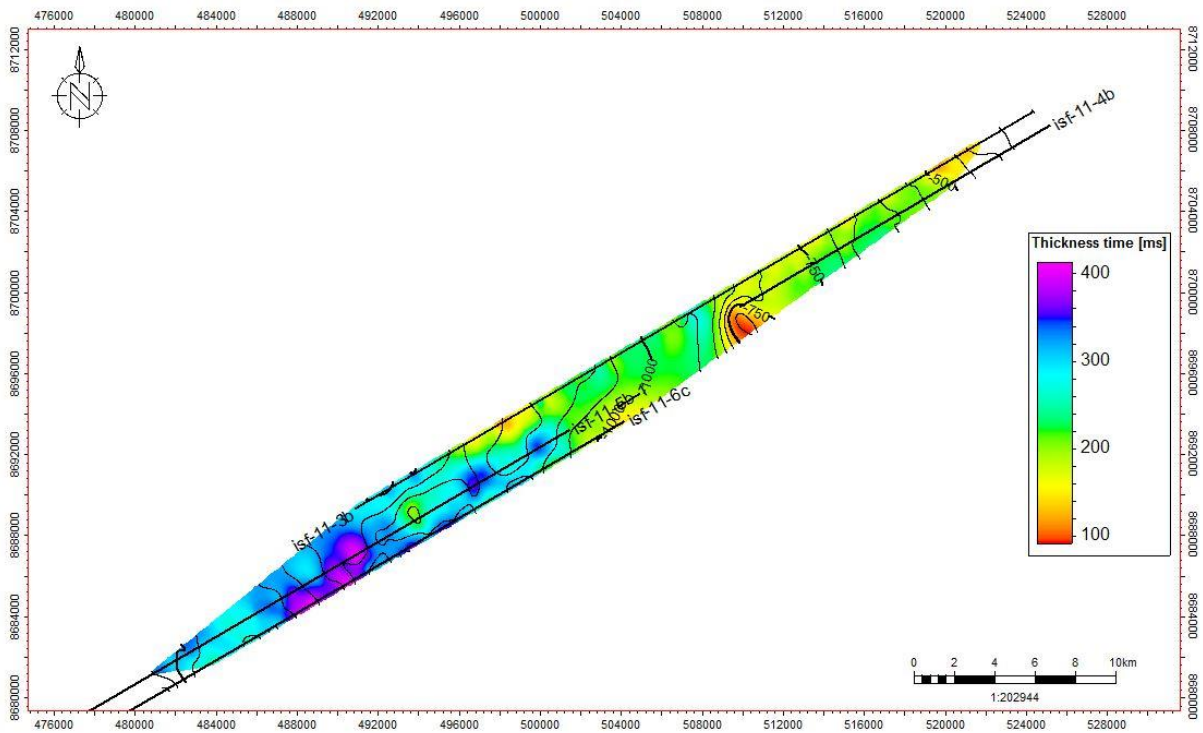
Den seismiske karakteren til eininga er prega av deformasjon og har ein til dels kaotisk karakter. Det er likevel observert fleire planære reflektorar innan eininga som stadvis kan sjåast som doble reflektorar (markert med raud pil på figur 6.9), og desse er tolka til å vere sandlag avsatt tidleg og seint i tertiær.



Figur 6.9: Utsnitt frå linje 11-3b. Det gule området på figuren øvst markerer kvar utsnittet er tatt frå. Raude piler markerer sterke kontinuerlege reflektorar som er tolka til å vere sandlag. Det innramma området syner den gjennomskiktige sona botn tertiær ligg i, like over ei rekke kraftige reflektorar. Grøn linje markerer botn Tertiær, gul linje markerer botn Kritt, medan oransje linje markerer botn Jura.

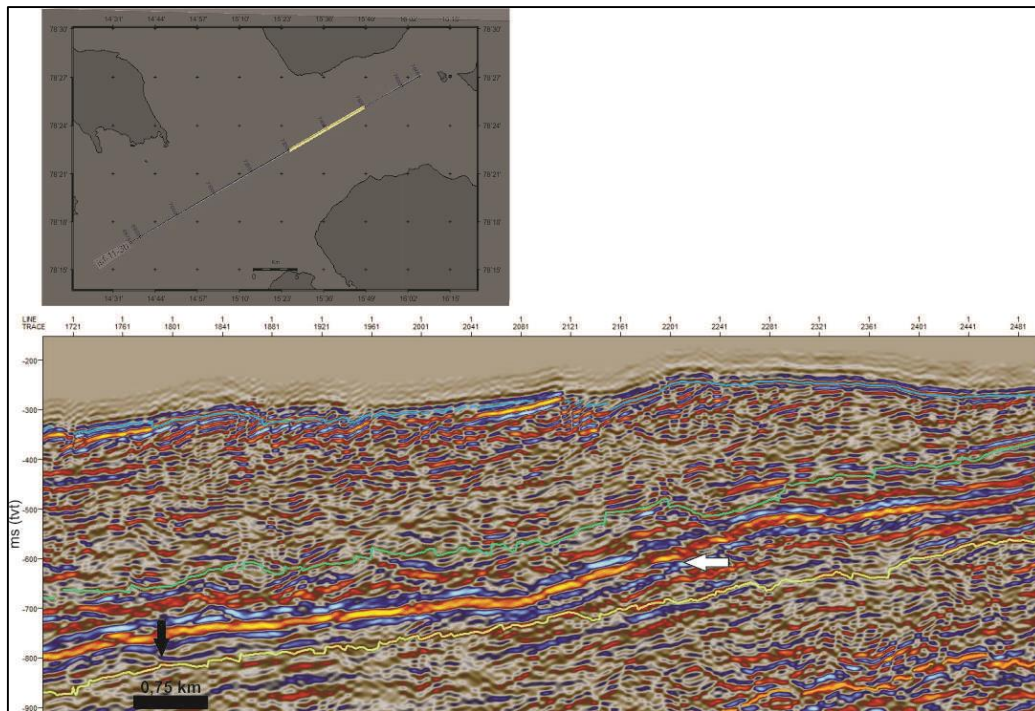
Eining 2: Kritt

Lagpakken frå kritt utgjer den øvste delen av Adventdalen gruppa som er definert av Carolinefjellet fm. og Helvetiafjellet fm. Botn kritt er tolka til å vere den nedste av ei rekke kraftige reflektorar og ligg på eit djup mellom 300 ms og 1300 ms tvt (figur 6.11). Tjukkelsen til eininga varierer mellom 90 ms og 410 ms, men er relativt jamn. Tjukkelesen ser ut til å auke noko mot sørvest (figur 6.10).



Figur 6.10: Isopak-kart for eininga frå Kritt. Eininga er tynnast i nordaust og vert tjukkare mot sørvest.

Eininga er påverka av fleire skyveforkastningar og danning av duplex-strukturar. Både botn og toppen av eininga er skyvd opp av desse fleire stader. Austlege delar av eininga er prega av særskilte kraftige kontinuerlege reflektorar med høge amplitudar. Sørvest i profila vert desse reflektorane svakare og meir diskontinuerlege. Dette kan skuldast at eininga er meir påverka av deformasjon i sørvestre- delar av indre Isfjorden.

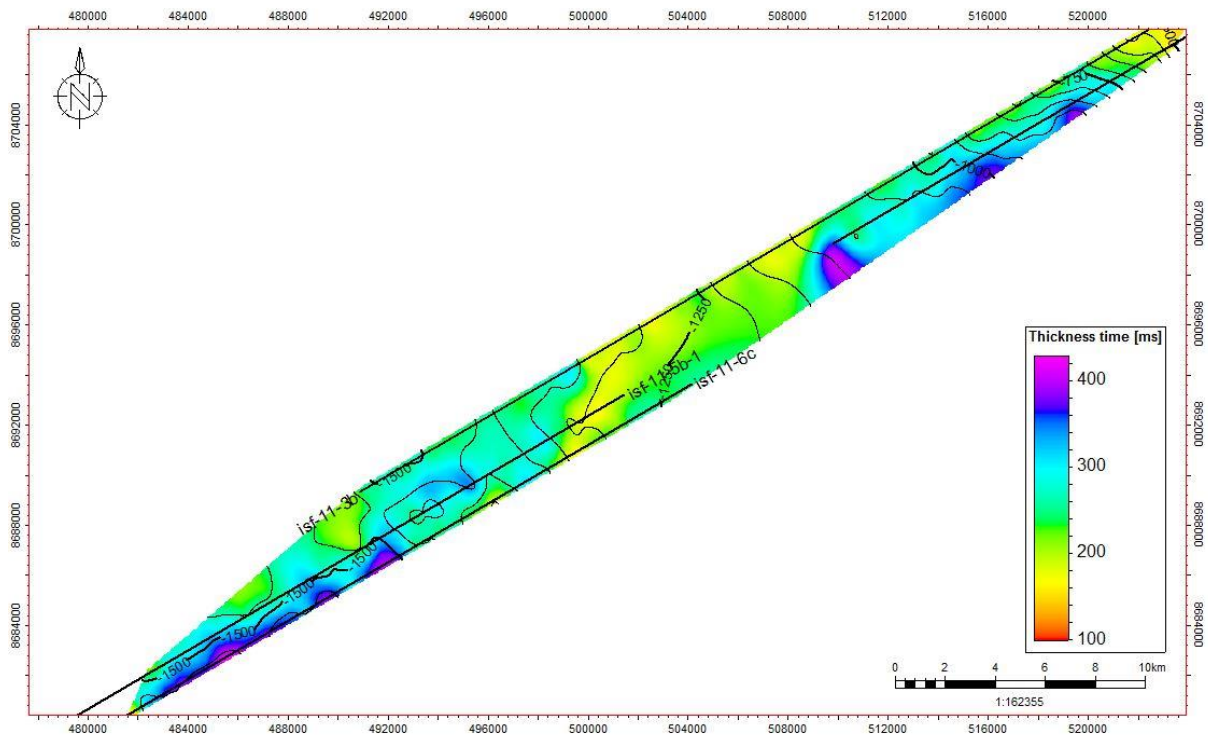


Figur 6.11: Utsnitt frå linje 11-3b (markert som gul linje på kartet øvst). Kraftige kontinuerlege reflektorar i indre delar av Isfjorden (markert med kvit pil). Grøn linje definerer botn tertiar, medan gul linje markerer botn kritt (svart pil).

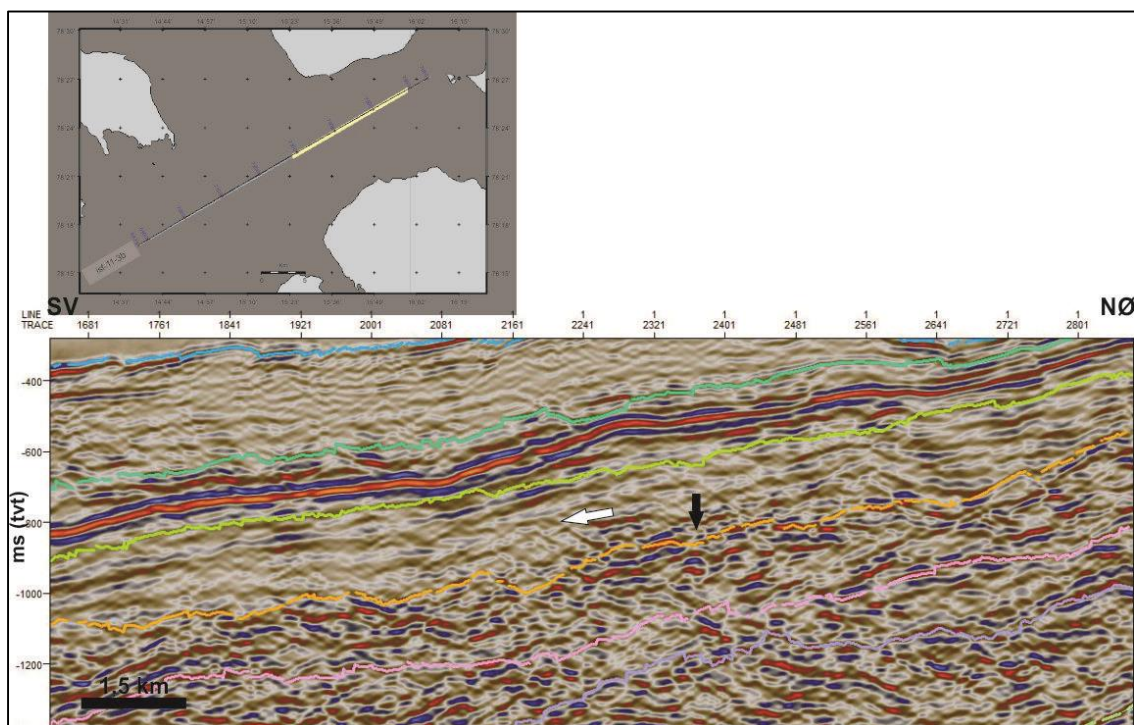
Eining 3: Jura

Nedre del av Adventalen gruppa, Janusfjellet subgruppe definerer den jurasiske eininga. Botn Adventalen gruppa ligg mellom 400 ms og 1580 ms og kan kjennast att som overgangen frå skifer i Janusfjellet subgruppe til underliggende sandstein i Kapp Toscanagruppa. Overgangen kan sjåast som ein sterk kontinuerleg reflektor i SV, som gradvis vert svakare og diskontinuerleg mot NØ (figur 6.13). Tjukkelsen på eininga varierer mellom 100 ms og 430 ms to-vegs-tid (figur 6.12). Tjukkelsen varierer lite langs profila. Både toppen og botn av denne eininga vert fleire stader skyvd opp av skyveforkastningar.

Den seismiske karakteren til eininga er prega av svake kontinuerlege reflektorar i NØ, som vert noko meir diskontinuerlege mot SV (figur 6.13).



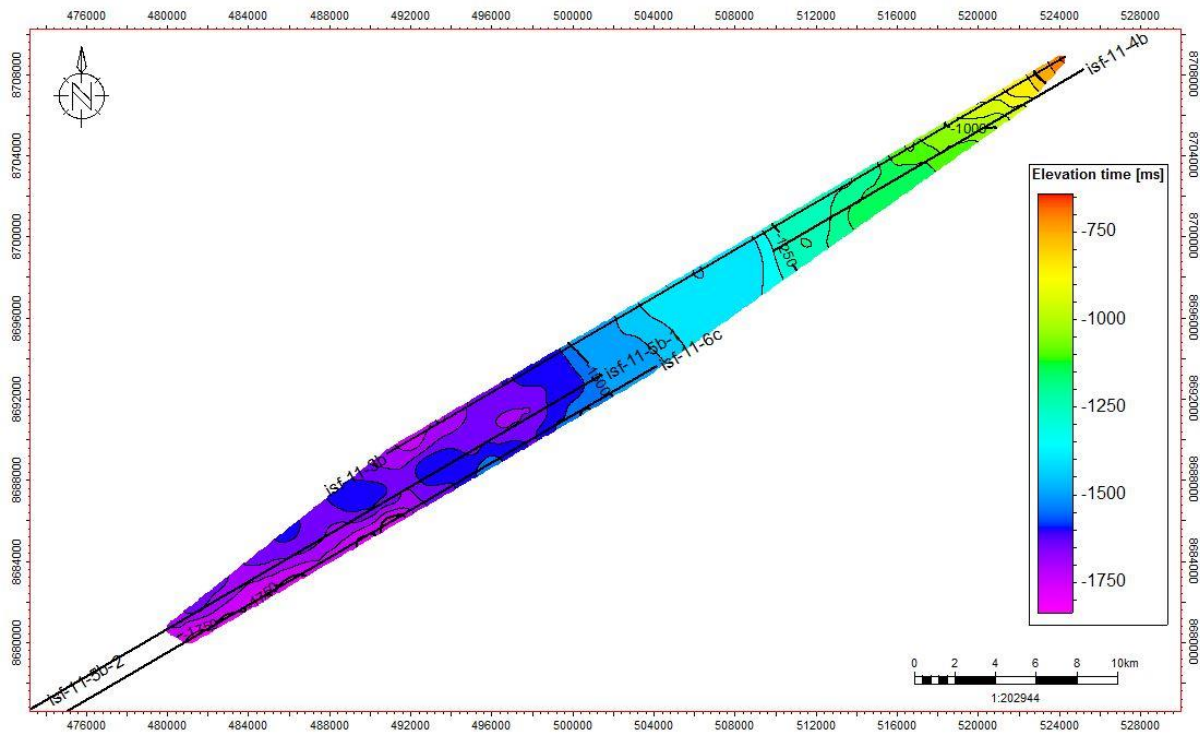
Figur 6.12: Isopak-kart for dei jurasiske strata. Tjukkelsen til eininga varierer lite langs profila.



Figur 6.13: Utsnitt frå den jurasiske eininga. Den svarte pila markerer botn jura (oransje linje) medan den kvite pila markerer dei svake reflektorane i den jurasiske eininga.

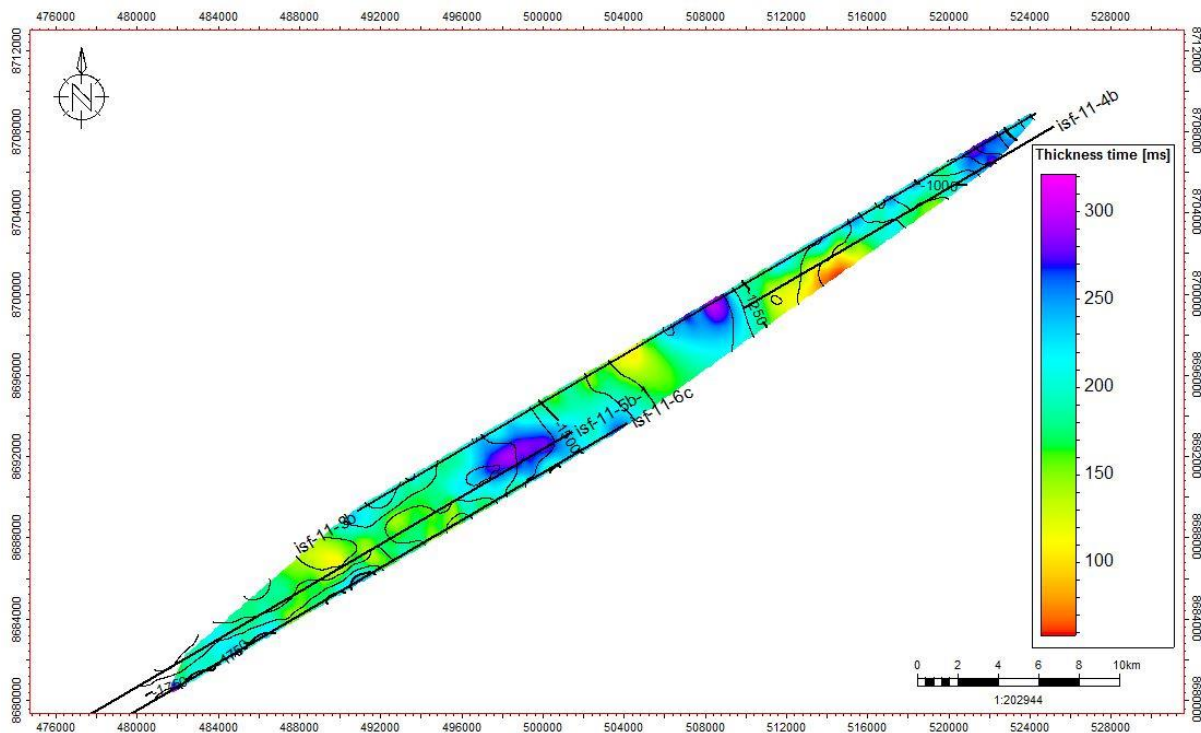
Eining 4: Trias (Kapp Toscanagrappa)

Botn Kapp Toscanagrappa er tolka til å vere den nedste av fleire relativt kraftige stadvis kontinuerlege reflektorar (figur 6.17). Reflektorane er kraftigast i dei austre delane av profila og vert svakare mot sørvest. Botn av eininga er tolka til å ligge mellom 650 ms og 1800 ms to-vegs-tid, der djupna aukar generelt mot sørvest, før den flatar ut heilt i sørvest (figur 6.14).



Figur 6.14: Isokron kart for botn av Kapp Toscanagrappa. Djupet til botn Kapp Toscanagrappa aukar generelt mot sørvest, før den flatar ut heilt i sørvest.

Tjukkelsen på eininga er mellom 60 ms og 320 ms to-vegs-tid og tjukkelsen aukar mot sørvest (figur 6.15).

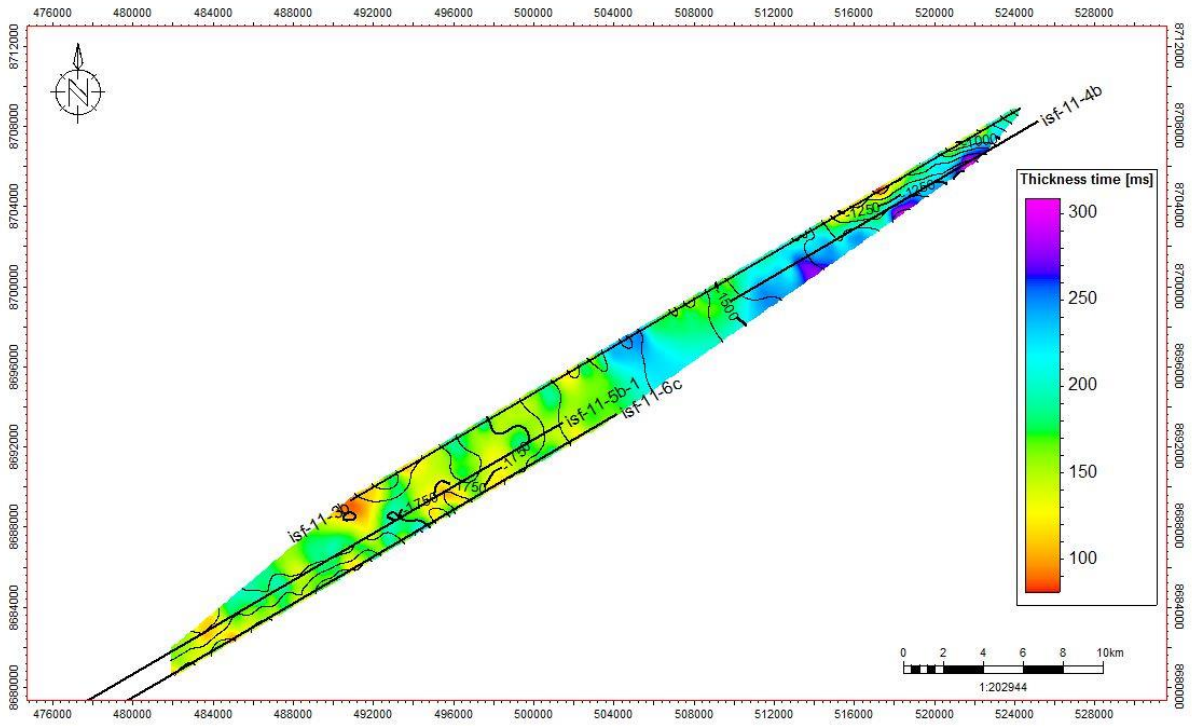


Figur 6.15: Isopak-kart for Kapp Toscanagruppa, som definerer øvre trias.

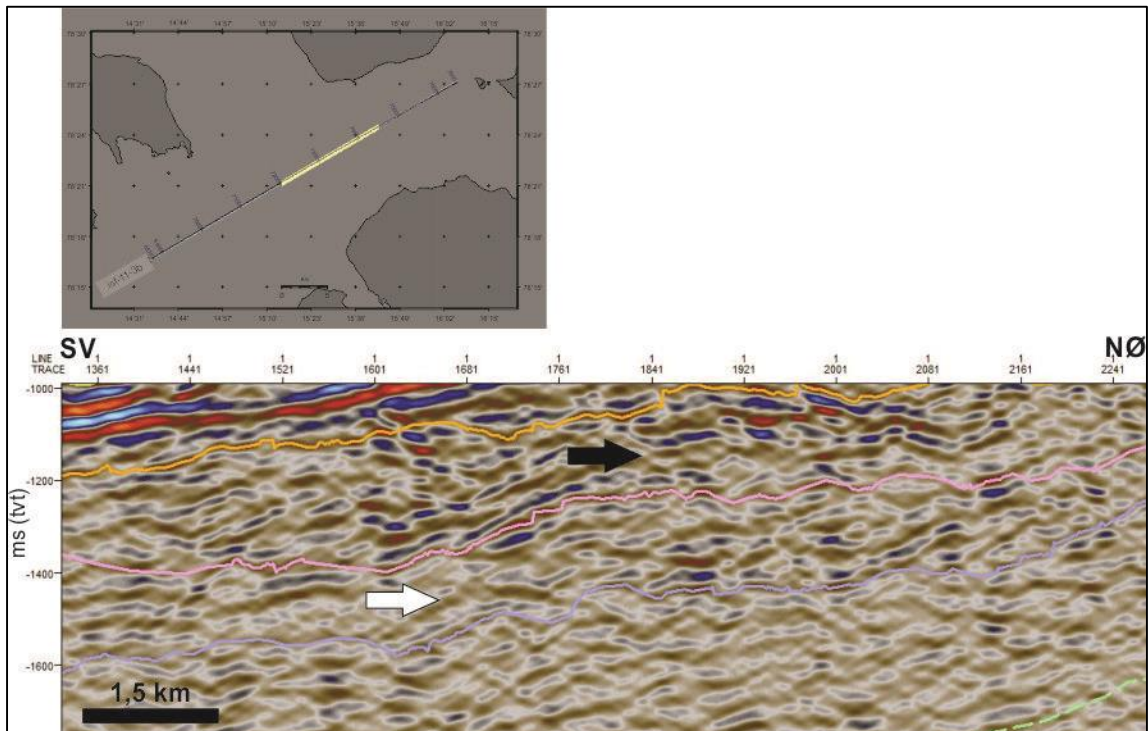
Eining 5: Trias (Sassendalengruppa)

Sassendalengruppa består av skifer og utgjør den nedste delen av dei triassiske lagpakkane i indre Isfjorden. Botn av eininga er tolka til ligge mellom 800 ms og 1900 ms to-vegs-tid, der djupna aukar mot sørvest, før den flatar ut. Eininga er karakterisert av svake og diskontinuerlege reflektorar (figur 6.17).

Tjukkelsen til eininga varierer mellom 80 ms og 310 ms to-vegs-tid. Figur 6.16 syner at eininga er tjukkast i nordaust, men at tjukkelsen endrar seg relativt lite langs linjene.

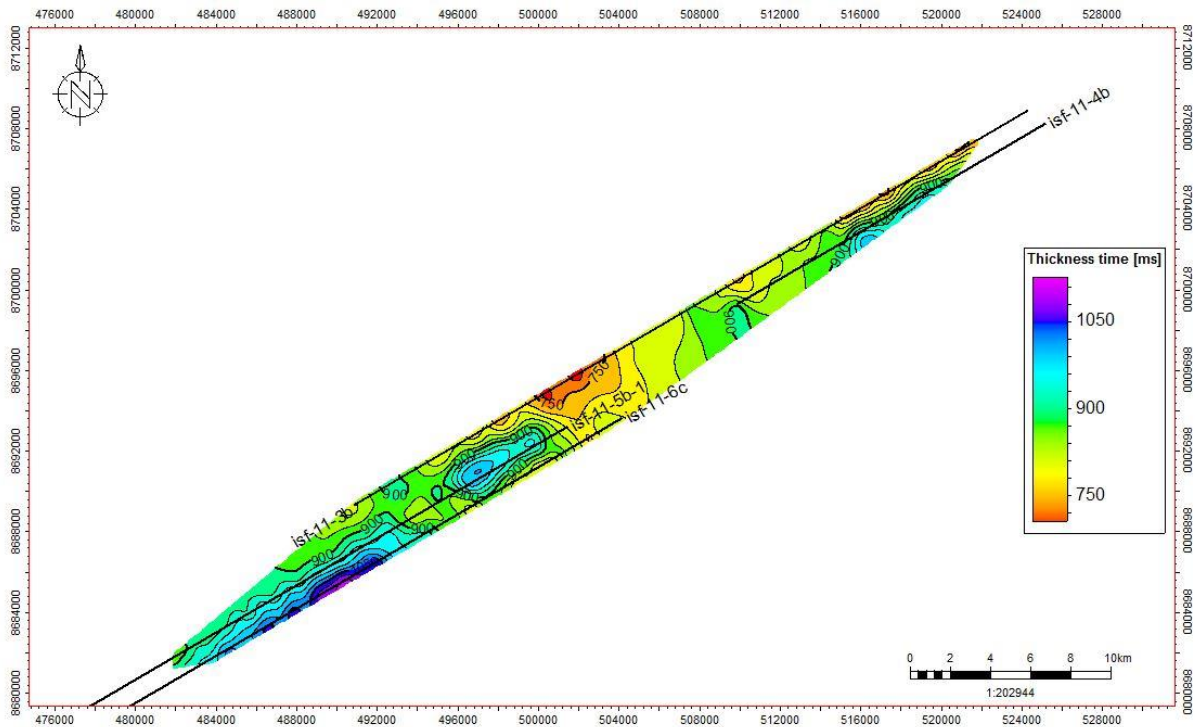


Figur 6.16: Isopak-kart for Sassendalengruppa. Tjukkelsen til eininga endrar seg relativt lite.



Figur 6.17: Utsnitt frå linje 11-3b som skildrar den triassiske eininga, der Kapp Toscanagruppa definerer den øvre delen (svart pil) og Sassendalengruppa definerer den nedre delen (kvit pil). Kapp Toscanagruppa er karakterisert av relativt sterke delvis kontinuerlege reflektorar, medan Sassendalengruppa er karakterisert av svake diskontinuerlege reflektorar.

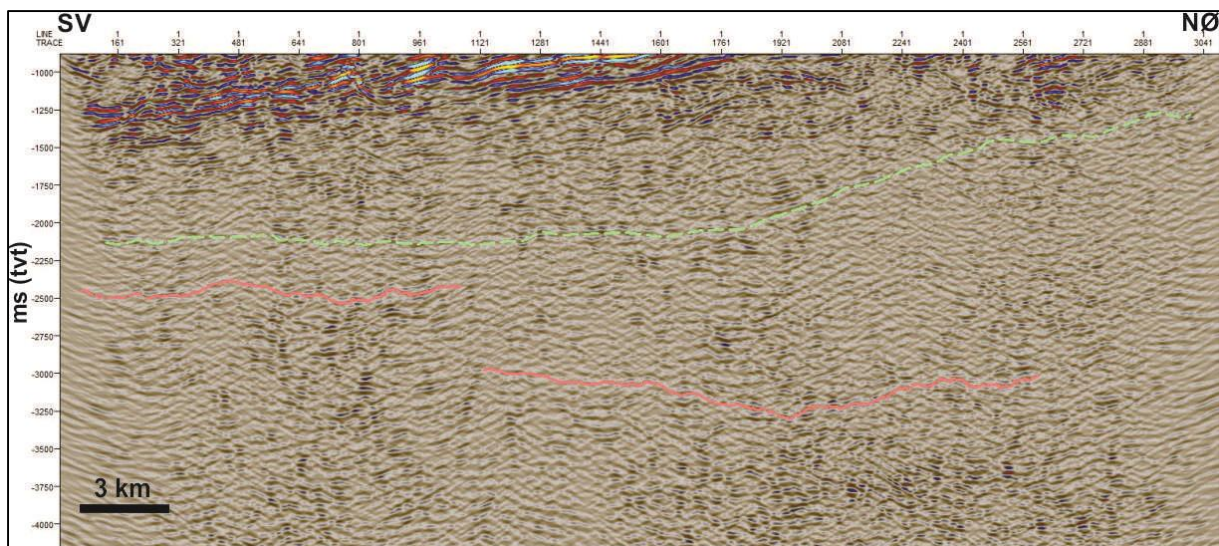
Figur 6.18 syner isopakkart for eining 2-5, som definerer kritt-trias. Tjukkelsen er hovudsakleg mellom 0,7 s og 1 s tvt, men når 1,1 s i den sørvestlige delen. Tjukkelsen aukar generelt mot sørvest.



Figur 6.18: Isopakkart for kritt-trias. Eininga når den største tjukkelsen i sørvest, kvar den når 1,1 s tvt.

Perm, Karbon og Devon

På grunn av dårleg oppløysing og støy i seismikken er det vanskeleg å tolke einingar mellom Sassendalengruppa og Hecla Hoek. Karbon-perm er tolka med usikkerhet, men suksesjonen er karakterisert av fleire sub-parallele reflektorar, som stadvis har ei bølgjete form. Botn karbon er tolka til å vere den nedste av desse (stipla grøn linje på figur 6.19), og ser ut til å følgje trenden til dei overliggjande einingane. Botn karbon ligg ikkje konformt på dei underliggjande devonske strata som har ein seismisk karakter som er meir kaotisk og transparent.



Figur 6.19: Tolka Topp Hecla Hoek (raud linje) og botn karbon (stipla grøn linje) på linje 11-3b.

Hecla Hoek

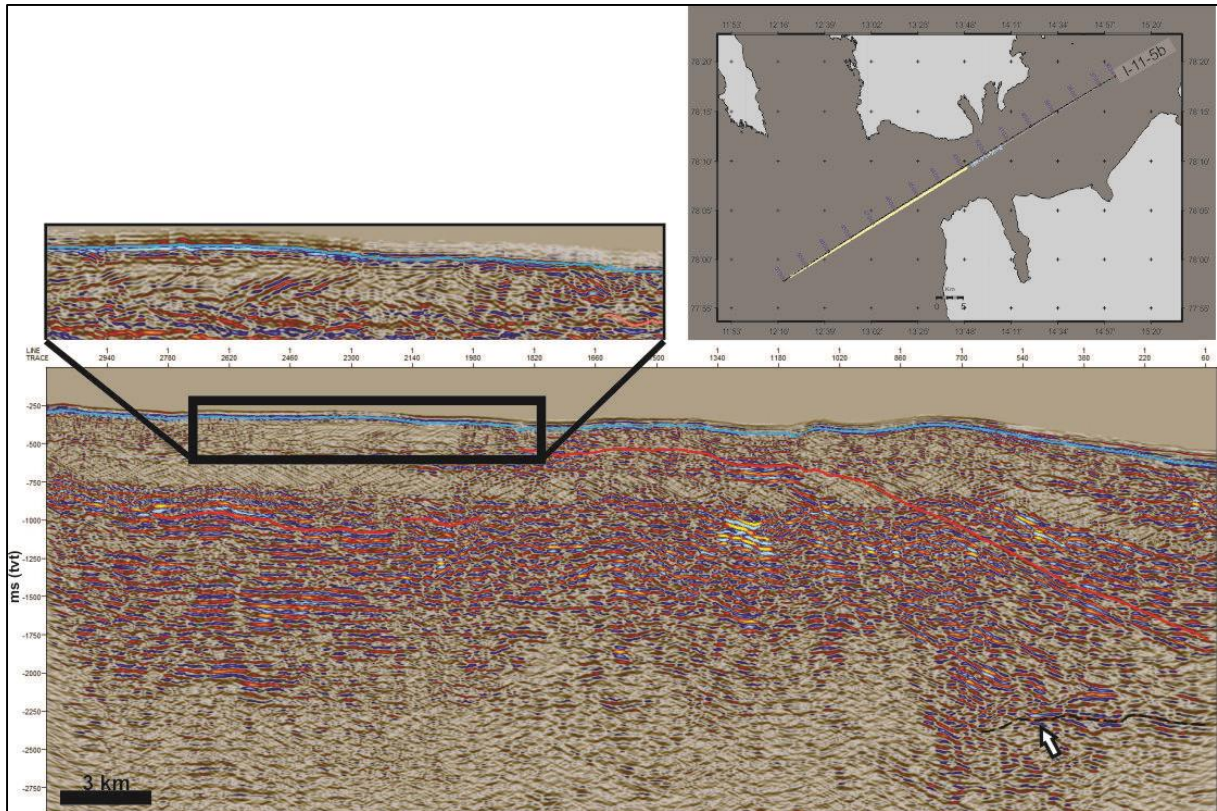
Den seismiske responsen til Hecla Hoek er generelt svak, men det kan sjåast ei endring i det seismiske uttrykket ved eit djup på mellom 2500 ms og 3250 ms. Topp Hecla Hoek er tolka til å vere ein relativt sterk reflektor som skil den overliggjande gjennomsluktige sona med ein kaotisk karakter frå relativt sterke sub-parallele reflektorar som definerer Hecla Hoek (figur 6.19).

6.2.2 Ytre Isfjorden og byrjinga av kontinentalsokkelen

Del 2 av profil 11-5b (figur 6.20) er nytta for å skildre ytre Isfjorden og byrjinga av kontinentalsokkelen. Det er ikkje blitt tolka einingar over grunnfjellet i denne delen av studieområdet. Det er ikkje mogeleg å følgje lagpakkane får indre Isfjorden ut hit.

I sørvest kjennast grunnfjellet att som kraftige parallelle kontinuerlege reflektorar som stadvis er påverka av normalforkastningar (figur 6.20). Mot nordaust endrar den seismiske karakteren seg og står fram som meir kaotisk, truleg årsaka av meir påverking av deformasjon i samband med vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte. I denne delen byrjar og lagninga å helle mot aust. Under den delen der lagninga heller er det ein flat reflektor, markert med kvit pil på figur 6.20, som kan tolkast til å vere ein «detachment».

Området markert i svart firkant på figur 6.20 er karakterisert av ei rekke skråstilte tette reflektorar, som ser ut til å flate ut mot nordaust. Desse ser ut til å gå ned til om lag 0,5 s tvt, og ligg ikkje-konformt på dei underliggande strata.



Figur 6.20: Del 2 av linje 11-5b. Blå strek markerer havbotn, raud strek markerer toppen av grunnfjellet, medan den stipla svarte linja markerer ein mogeleg «detachment». Området som er markert i svart firkant synner skråstilte tette reflektorar som hellar mot sørvest.

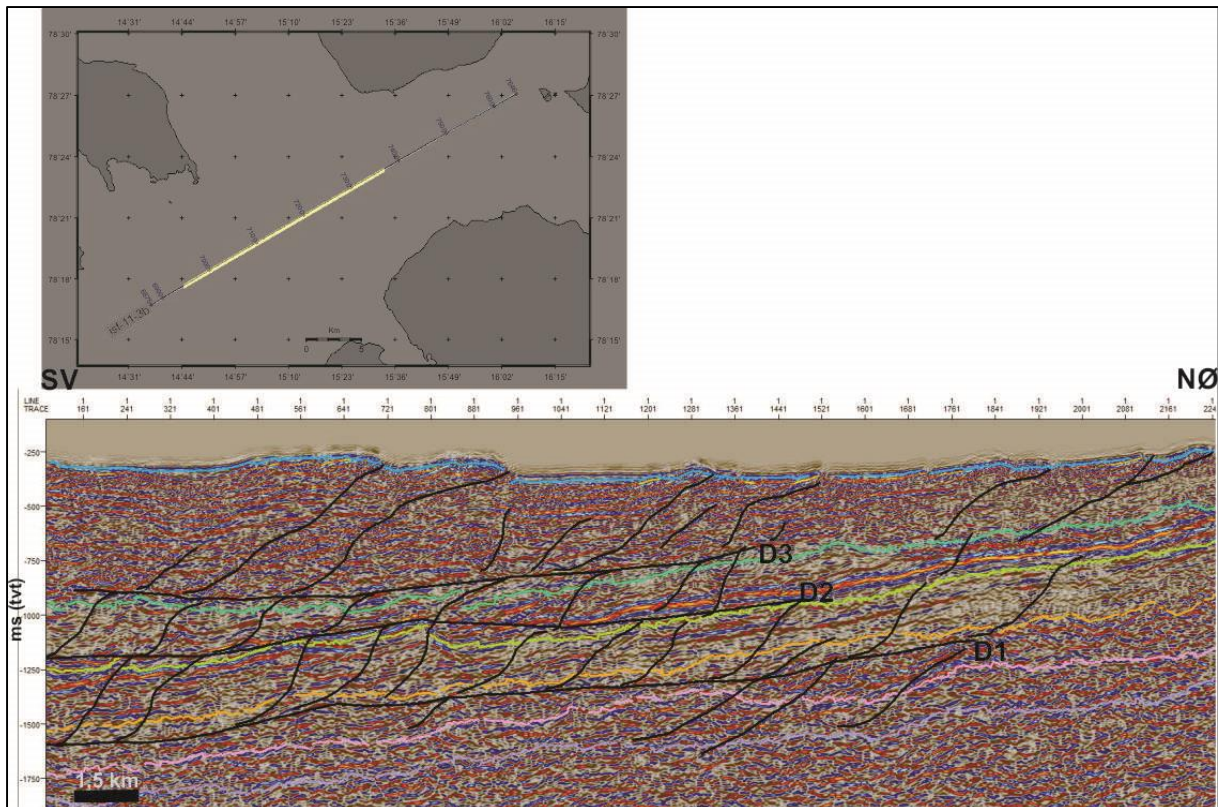
6.3 Struktur

6.3.1 Indre Isfjorden

I tillegg til linje 11-3b, er linje 11-6c nytta for å skildre strukturane i den indre delen av Isfjorden. Her er det tolka to typar forkastningar: skyveforkastningar og «décollement-soner» i overliggande lag, og normalforkastningar i grunnfjellet (Hecla Hoek).

I dei overliggande laga i den tynnhuda delen av Spitsbergen sentralbasseng er det tolka tre décollement-soner; ei øvst i Kapp Toscanagruppa (øvre trias), ei i nedre kritt og ei i nedre tertiær, høvesvis D1, D2 og D3 (figur 6.21). Dette gjer at lagpakkane over Kapp Toscanagruppa

er prega av skyveforkastningar som forgreinar seg ut frå «décollement-sonene» og danner duplex-strukturar. Nokre av skyveforkastningane går heilt i havbotn, der dei kan kjennast att som høgder og søkk i topografien til havbotn. Heilt nordaust på linje 11-3b er det òg tolka tre reversforkastningar som går heilt ned i Sassendalengruppa.

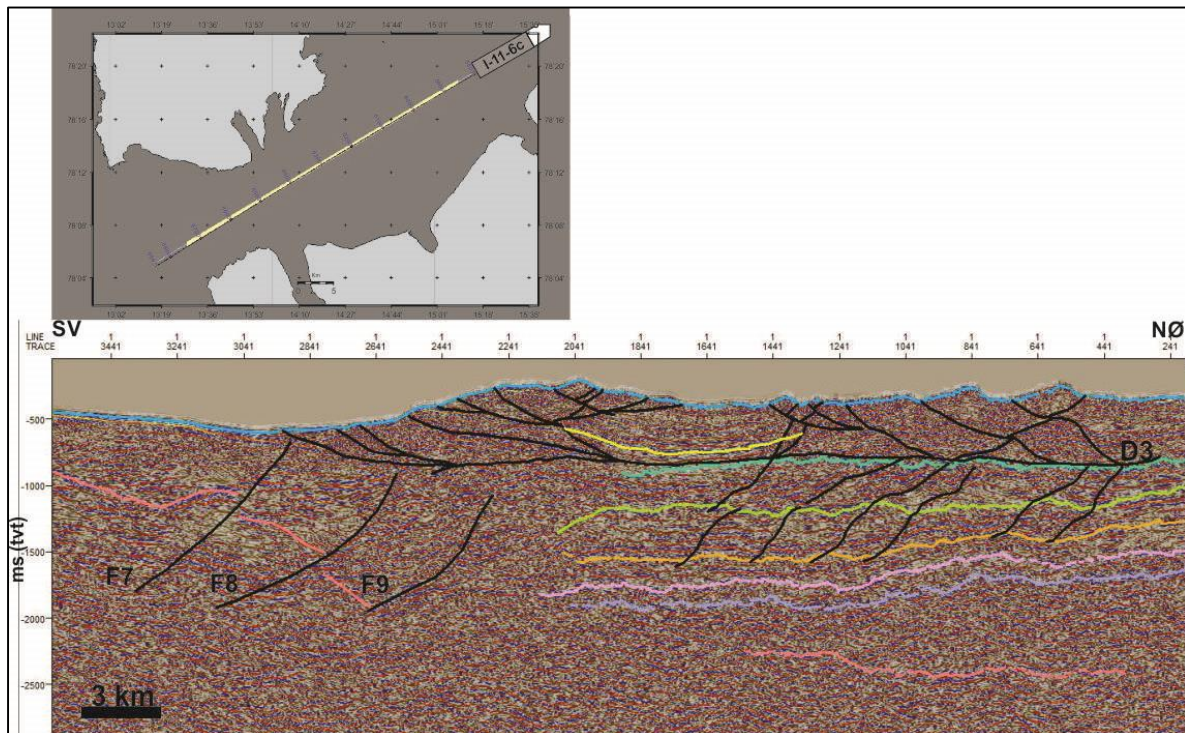


Figur 6.21: Tre «décollement» er tolka, D1, D2 og D3, som fleire skyveforkastningar forgreinar seg ut i frå. Desse har danna tydelege duplex-strukturar, spesielt i kritt og jura. Fleire av skyveforkastningane går heilt i havbotn.

Lenger mot sørvest (linje 11-6c) er den tertiære lagpakken karakterisert av nærværet av «back-thrusts» som sålar seg ut i D3 og går heilt i havbotn som kan kjennast att her som høgder og søkk (figur 6.22). I denne delen er det i tillegg tolka ein storskala synklinal i den grunne delane av Spitsbergen sentralbasseng. Topografien til havbotn like sørvest for synklinalen syner ein høgde. Denne er tolka til å bestå av ein komplisert pakke med reversforkastningar og «back-thrusts» som går heilt i havbotn. Forenkla kan denne haugen tolkast til å representere ein storskala, deformert antyklinal.

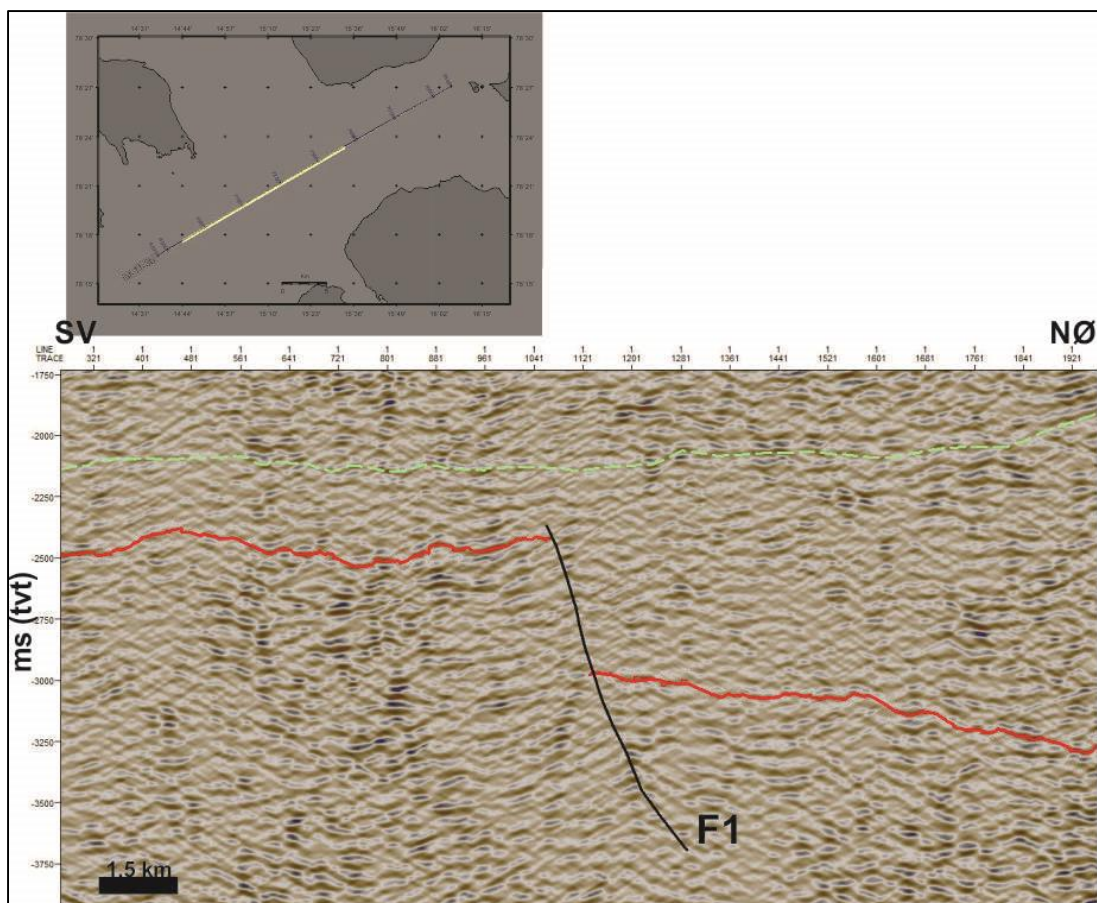
Det er òg tolka tre reversforkastningar, F7, F8 og F9 (figur 6.22), som går heilt i grunnfjellet på den vestre marginen av høgda med pakken av forkastningar og «back-thrusts». Denne delen er

tolka til å høyre til den tjukkhuda grunnfjellsinvolverte delen av vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte.



Figur 6.22: Utsnitt frå linje 11-6c (markert med gul strek på kartet øvst). I tillegg til reversforkastningar, er det her fleire «backthrusts» som går heilt i havbotn. Desse sår ut i D3. Det er og tolka ein storskala synklinal her, der botn av denne er markert med gul linje. Grøn linje markerer botn tertiær, grøn linje markerer botn kritt og oransje linje markerer botn **jura**.

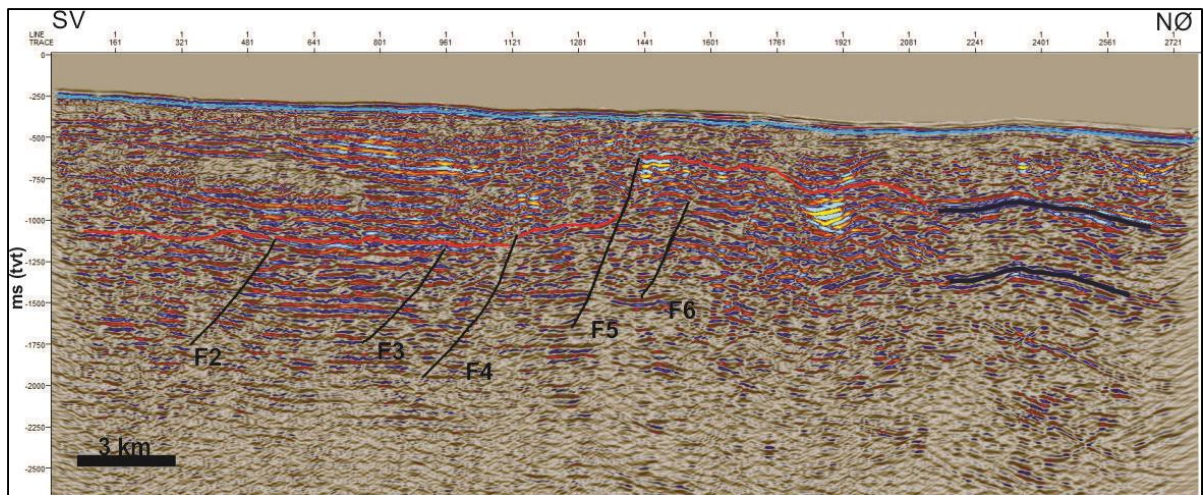
Det er tolka ei normalforkastning i grunnfjellet i den indre delen av Isfjorden, kalla F1. Forkastninga dannar ein halvgraben i grunnfjellet, og det har truleg blitt akkumulert devonske avsetjingar i denne (figur 6.23). F1 er berre tolka på profil 11-3b, då det er berre denne linja som dekker dette området i Isfjorden.



Figur 6.23: Normalforkastning, F1, forkastar Hecla Hoek (raud linje). Den grønne stiple linja representerer botn karbon medan den gule linja på kartet øvst markerer kvar utsnittet er tatt frå.

6.3.2 Ytre Isfjorden og byrjinga av kontinentalsokkelen

Profil 11-6b er nytta for å skildre strukturane i denne delen av studieområdet. Her er det tolka fem normalforkastningar, kalla F2, F3, F4, F5 og F6, i grunnfjellet (figur 6.24). Alle forkastningane er tolka til å representere roterte forkastningsblokker i den austre marginen til Bellesund Graben. Desse er òg tolka på del 2 av profil 11-5b. I nordaustre del av profilet er det to kraftige reflektorar med avstand som passar med multippelperioden. Dette er truleg 1. og 2. vatnlagsmultipel.



Figur 6.24: Fem normalforkastningar er tolka på linje 11-6c, høvesvis F2, F3, F4, F5 og F6. Blå linje markerer havbotn, raud linje markerer toppen av grunnfjellet, medan dei mørkeblå linjene markerer 1. og 2. vatnlagsmøtting.

7. Diskusjon

Følgjande kapittel vil ta føre seg korrelering av dei tolka einingane og strukturane med tidlegare studiar på vestre del av Spitsbergen. Studieområdet omfattar både indre og ytre del av Isfjorden, samt byrjinga på kontinentalhylla. Den indre delen av Isfjorden er dominert av det sentrale Spitsbergen-bassenget, medan dei ytre delane er prega av strukturar i samband med vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte. Den indre delen av kontinentalhylla er prega av ekstensionsstrukturar. I tillegg vil dei tolka deformasjonsstrukturane verte diskutert i detalj.

7.1 Einingar

7.1.1 Tertiær

I kapittel 6.2.1 vart den tertiære eininga definert som avsetjingar som utgjer det sentrale Spitsbergen-bassenget, og at botn av denne eininga markerer botn av ein asymmetrisk synklinal (figur 6.6). Vidare vart botn av den tertiære eininga tolka til å liggje i ei tynn transparent sone, like over nokre kraftige reflektorar som representerer den underliggende Adventalengruppa (figur 6.9). Denne tolkinga samsvarar godt med fleire andre studiar i området (t.d. Bergh et al., 1997; Blinova et al., 2012). På figur 6.8 ser ein at maks tjukkeleise til eininga når om lag 800 ms tvt, noko som samsvarar til om lag 1,8 km. Dette samsvarar med Bergh et al. (1997), som har tolka sekvensen til å vere 1-2 km tjukk. Isopakkartet (figur 6.8) syner vidare at tjukkelsen aukar mot sørvest, utover i Isfjorden, noko som vert stadfesta av fleire andre studiar i området (Bergh et al., 1997; Blinova et al., 2009). Seismikken (figur 6.9) syner at eininga består av interbedda skifer (svake kaotiske refleksjonar) og sandlag (sterke planære refleksjonar), noko som samsvarar med t. d. Nøttvedt (1994) og Steel et al. (1985) si skildring av eininga.

Det er tolka fleire skyveforkastningar i eininga, som forgreinar seg ut i frå ein décollement i botn av eininga og går heilt i havbotn. Dette samsvarar Bergh et al. (1997), som beskriv eininga som tektonisk forstyrra. Nøttvedt (1994) beskriv eininga imidlertid som relativt lite deformert.

7.1.2 Kritt – trias

Sekvensen med silisiklastiske bergartar av trias – kritt alder, vart avsatt under stabile plattformforhold og består av repeterande oppgrovingssekvensar frå skifer til sandstein (Bergh et al., 1997; Worsley, 2008). Tjukkelsen til denne eininga (figur 6.18) er vanlegvis mellom 0,7 s og 1 s tvt, (om lag 1,6 km til 2,5 km), men når 1,1 s i den sør-vestlige delen. Dette er noko

tjukkare enn Nøttvedt (1994), som beskriv eininga som vanlegvis mellom 0,6 s og 0,8 s tjukk (1,4 km-1,8 km), men at den kan nå opp til 1 s i områder med tektonisk auking av tjukkelsen.

Kritt-laget vart i kapittel 6.2.1 tolka til å bestå av ei rekke kraftige parallelle reflektorar, der botn av eininga er tolka som den nedste av desse, og markerer ein overgang mellom sandstein i Helvetiafjelleformasjonen og skifer i den underliggande Janusfjellet subgruppe (figur 6.11). Dette korresponderar med Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2012) si beskriving av overgangen. Botn Janusfjellet subgruppe vert kjent att som ein sterk kontinuerleg reflektor (figur 6.13), som representerer overgangen mellom skifer til sandstein i Kapp Toscanagrappa, noko som samsvarar med Bergh et al. (1997) si tolking. Dei triassiske strata består av sandstein i Kapp Toscanagrappa og skifer i Sassendalengruppa. Desse einingane vert skilt frå kvarande av ein den nedste av fleire relativt kraftige reflektorar i Kapp Toscana gruppa, som representerer overgangen mellom sandstein og skifer (figur 6.17). Bergh et al. (1997) har ei tilsvarande skildring av denne overgangen.

I kapittel 6.2.1 vart både einingane av kritt og jura alder skildra som påverka av deformasjon og danning av duplex-strukturar. Dette samsvarar godt med Nøttvedt (1994), som beskriv kritt-trias som ei eining med mykje deformasjon og hovud- «décollementeininga» for den austoverretta overgangen av deformasjon frå folde- og forkastningsbeltet inn i det sentrale Spitsbergen basseng.

7.1.3 Karbon – grunnfjell

I kapittel 6.2.1 vart botn Karbon-Perm skildra som ei eining karakterisert av sub-parallele reflektorar med ei stadvis bølgete form, og botn Karbon vart tolka som den nedste av desse (figur 6.19). Dette samsvarar godt med Bergh et al. (1997) og Nøttvedt (1994) sine studiar i området. Denne tolkinga er likevel gjort med usikkerheit på grunn av dårleg oppløysing og støy i seismikken.

Den devonske eininga er karakterisert av kaotisk og transparent seismikk, noko som samsvarar med fleire andre skildringar av eininga (Bergh et al., 1997; Nøttvedt 1994). Bergh et al. (1997) har skildra avsetjingar som truleg er devonske, med eit kaotisk og diffust seismisk uttrykk, i ein nedforkasta halvgraben i indre Isfjorden. Denne tolkinga kan samsvare med halvgraben som er skildra på figur 6.23.

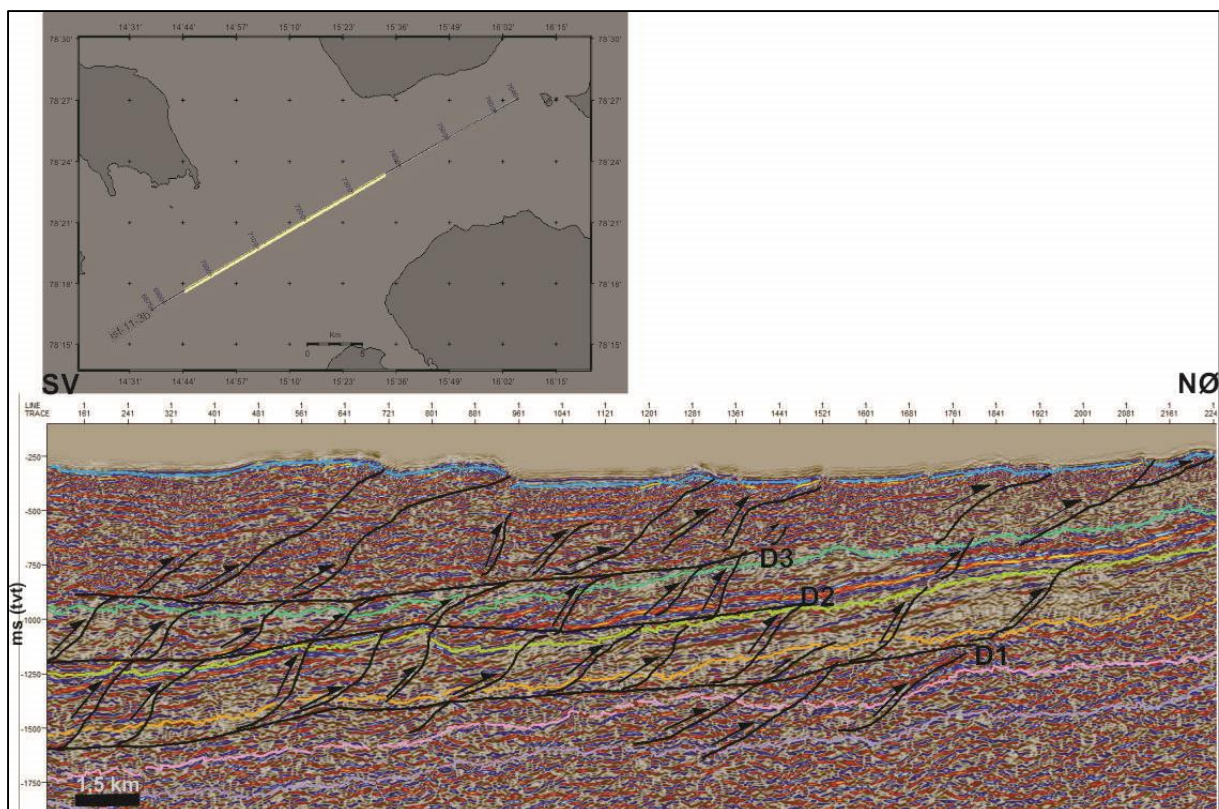
Hecla Hoek, eller grunnfjellet, vart i kapittel 6.2.1 skildra som ei eining med ein relativt svak seismisk respons, men som likevel syner stadvis relativt sterke sub-parallele planære

reflektorar (figur 6.19). Fleire andre studiar i området, t. d. Blinova et al. (2012) og Nøttvedt (1994), har ei liknande skildring av Hecla Hoek.

7.2 Vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte

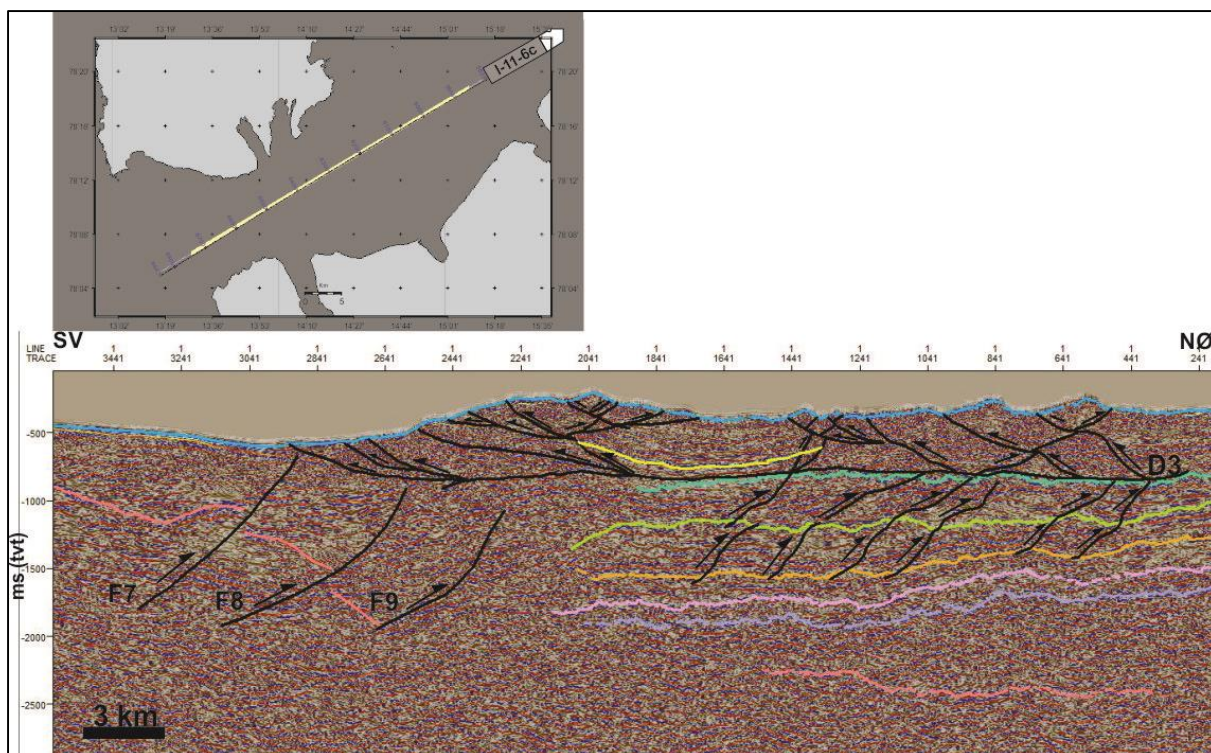
Vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte er av fleire studiar frå vestre Spitsbergen (t. d. Braathen & Bergh, 1995; Bergh et al., 1997; Blinova et al., 2009) delt inn i tektoniske soner; den vestlege sona som er karakterisert av grunnfjellsinvolvert folde- og forkastningsstakk og den austlege sona som er karakterisert av eit tynnhuda forlands folde- og forkastningsbelte.

Figur 7.1 syner eit utsnitt av linje 11-3b. Denne delen høyrer til det austlege tynnhuda forlands folde- og forkastningsbelte som er karakterisert av basale «décollement-soner», kor skyveforkastningar forgreinar seg ut i frå. På dette profilet er det tolka tre «décollement-soner», D1, D2 og D3. D1 er tolka til å liggje øvst i Kapp Toscanagrupper (øvre trias), D2 er tolka til å ligge i nedre kritt, medan D3 er tolka til å ligge i nedre tertiær. Tre «décollement-soner» er blitt lokalisert i permisk gips, midtre trias og øvre jurasisk organisk rik skifer av til dømes Braathen & Bergh (1995), Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2012). «Décollement-sona» i permisk gips er ikkje tolka i denne oppgåva, noko som truleg skuldast avgrensa seismisk avbilding, medan D1 og D2 samsvarar godt med dei tidlegare resultat. Mengda skyveforkastningar ser ut til å minke austover i profil 11-3b, noko som Blinova et al. (2012) òg har skildra i sine resultat. Pilene på figur 7.1 indikerar korleis hengblokkene beveger seg relativt til liggblokkene.



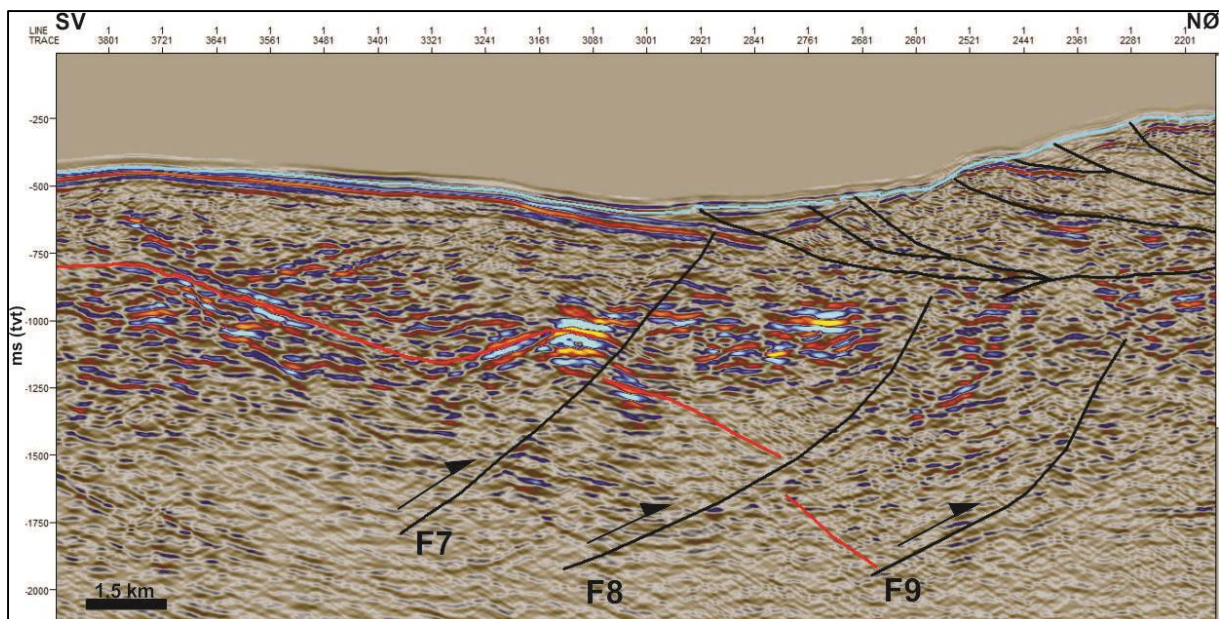
Figur 7.1: «Décollement-soner» og skyveforkastningar i profil 11-3b. D1, D2 og D3 indikerer «décollement», medan pilene indikerer korleis hengblokkene beveger seg relativt til liggblokkene. Frå toppen: blå linje=havbotn, turkis linje=botn tertiar, grøn linje=botn kritt, oransje linje=botn jura, rosa linje=botn Kapp Toscanagruppera (trias) og lilla linje=botn Sassendalengruppera (trias).

Resultat frå Bergh et al. (1997) og Blinova et al. (2012) syner fleire «back-thrusts» i området lenger sørvest, mot den tjukkhuda sona. Desse observasjonane samsvarar godt med tolkinga i kapittel 6.3.1, der det er tolka fleire «back-thrusts» som går heilt i havbotn og som sålar ut i D3. Figur 7.2 syner den typiske strukturelle stilen som karakteriserer denne delen av det sentrale Spitsbergen-bassenget. Pilene på figuren indikerer rørsleretninga. Heilt i vestre del av det sentrale Spitsbergen-bassenget er det ein komplisert pakke med skyveforkastningar og «back-thrusts» som representerer ein antyklinal. Denne tolkinga samsvarar med Bergh et al. (1997) sine resultat, som syner forstyrta refleksjonar årsaka av kiletektonikk og «backthrusting».



Figur 7.2: Utsnitt frå linje 11-6c. Den vestre delen av Spitsbergen sentralbasseng er karakterisert av «back-thrusts» og ein komplisert antiklinal med skyveforkastningar og «back-thrusts». Frå toppen: blå linje=havbotn, gul linje=botn av synklinal, turkis linje=botn tertiær, grøn linje=botn kritt, oransje linje=botn jura, rosa linje=botn Kapp Toscanagruppera (trias), lilla linje=botn Sassendalengruppa (trias) og raud linje=topp Hecla Hoek.

På dei tilstøytande vestsida av antiklinalen er det tolka tre skyveforkastningar, F7, F8 og F9 som tydeleg går heilt i grunnfjellet som vert forkasta av desse (figur 7.3). Denne delen av vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte høyrer dermed til den grunnfjellsinvolverte vestre delen. Denne tolkinga kan korrelerast med den geologiske modellen utarbeidd av Blinova et al. (2012) som er vist på figur 7.4. Det bør likevel nemnast at tolkinga av toppen av grunnfjellet her er gjort med usikkerheit på grunn av mangelfull avbiling som truleg er årsaka av den kraftige deformasjonen i området.



Figur 7.3: Grunnfjellsinvolverte skyveforkastningar, F7, F8 og F9, på profil 11-6c. Skyveforkastningane forkastar grunnfjellet (markert med raud linje).

7.3 Andre strukturar og observasjonar

I kapittel 6.3.1 vart det tolka ei normalforkastning, F1, i den indre delen av Isfjorden på profil 11-3b (figur 6.23). Denne dannar ein halvgraben som truleg vart danna under ekstensjon i devon, som førte til akkumulasjon av store mengder devonsk strata. Denne tolkinga kan korrelerast med resultat frå Nøttvedt (1994) som har skildra devonske strata i halvgrabenar i indre delar av Isfjorden.

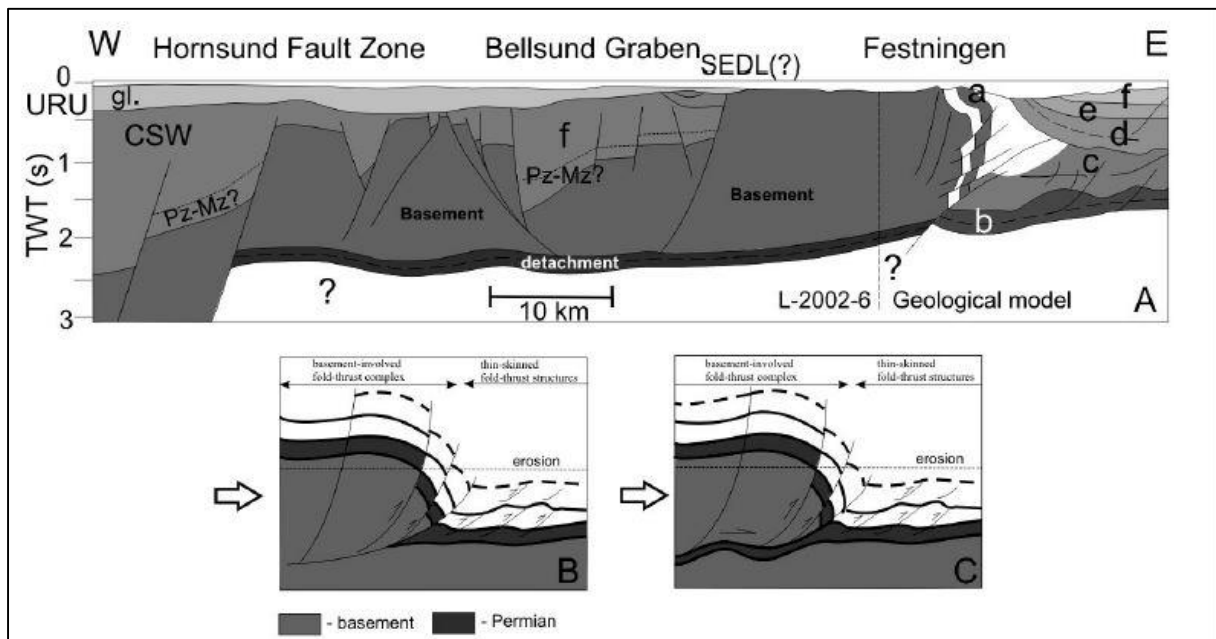
I kapittel 6.3.2 vart det tolka fem normalforkastningar på profil 11-6c (figur 6.24). Denne delen av studieområdet er på den inste delen av kontinentalsokkelen og desse normalforkastningane er tolka til å representere roterte forkastningsblokker i den austre marginen av Bellesund Graben. Danninga av Bellesund Graben byrja i eocen og fortsette under havbotnspreiinga mellom Grønland og Svalbard i oligocen kvar det føregjekk ekstensiv deformasjon langs vestkysten av Spitsbergen (Blinova et al., 2012) (figur 7.4).

I den ytre delen av Isfjorden er det observert nokre kraftige reflektorar som hellar mot sørvest og ligg ikkje-konformt på nedforkasta grunnfjellsblokker (figur 6.20). Desse er i tidlegare studiar i området tolka til å vere ei kenozoisk sedimentær kile avsatt under glasiasjon dei siste 2,7 millionar år (Faleide et al., 1996; Blinova et al., 2009).

Figur 6.20 syner ein kraftig flat reflektor under eit området der lagninga hellar mot aust. Denne er tolka til å vere ein «detachment». Denne kan truleg korrelerast til Blinova et al. (2009), som

har skildra ein sub-horisontal «detachment» ved om lag 2,5 s tvt på seismiske profil som dekker kontinentalhylla mellom Isfjorden og Bellsund. «Detachmenten» går under graben-området, før den døyrt ut i den austre delen av Hornsund forkastningssone. To modellar for «detachment»-planet er skissert i figur 7.4. Figur 7.4b føreslår at «detachmenten» er ei fortsetjing av dei grunnfjellsinvolverte skyveforkastningane, medan figur 7.4c føreslår at glideplanet til «detachmenten» går i svake lag av permisk alder. Kva av desse modellane som samsvarar best med strukturane i studieområdet er vanskeleg å sei på grunn av dårleg avbilding i seismikken i dette området.

Blinova et al. (2009) har skissert ein geologisk modell basert på seismisk profil som skildrar Hornsund forkastningssone, Bellsund Graben og området ved festningen (figur 7.4). Resultata frå Bellsund Graben og Festningen i denne oppgåva ser ut til å samsvare godt med denne modellen.



Figur 7.4: a: Geologisk modell basert på seismiske profil frå Hornsund forkastningssone til den ytre delen av Isfjorden. Pz=paleozoikum, Mz=mesozoikum CSW=sein kenozoisk sedimentære kile. b: og c: to modellar for storskala forkastningar ved Festningen, med «detachment-plan» for forkastningane henholdsvis i grunnfjellet og i eit svakt lag frå perm (frå Blinova et al., 2009).

Basert på korrelering med tidlegare studiar i på vestre Spitsbergen, kan studieområdet delast inn i tre tektoniske soner. I nordaust er studieområdet karakterisert av den austlege tynnhuda forlandsretta delen av vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte, medan midtre til ytre del

er karakterisert av den tjukkhuda grunnfjellsinvolverte delen. Den sørvestre delen av stuieområdet, som utgjer byrjinga av kontinentalsokkelen, er karakterisert av deformasjon i samband med ekstensjon i oligocen, definert av Bellsund Graben.

8. Konklusjon

- Fem multikanals seismiske 2D-profil frå Isfjorden er blitt prosessert. I prosesseringa er det lagt særleg vekt på fjerning av havbotnmultiplar, som er spesielt framstående på grunn av den sær harde havbotn i studieområdet.
 - Det er nytta fleire metodar for å fjerne havbotnmultiplane. For å fjerne multipplenergi som berre prograderer i vasslaget er det nytta eit FK-filter på alle linjene. På linje 11-6b og del to av linje 11-5b, frå ytre delar av Isfjorden er det i tillegg nytta eit parabolisk radonfilter. På grunn av lågare hastigheit i havbotn i den ytre delen av Isfjorden, er det nytta ulike filetergrenser på FK-filteret. I den indre delen er høvesvis nedre og øvre grense satt til -5000 m/s og 8000 m/s, medan øvre og nedre grense i den ytre delen av Isfjorden er satt til -3500 m/s og 7000 m/s. Sidan FK-filteret ikkje fjerna alle havbotnmultiplar på linje 11-6b og del to av linje 11-5b, er det i tillegg påført eit radonfilter på desse.
 - For å fjerne det som er igjen av multiplar i vasslaget etter hastigheitsfiltreringa, er alle data påført overflatekonsistent prediktiv dekonvolving. Dekonvolvinga har vist seg å vere mest effektiv for å fjerne bølger med låg innfallsvinkel, medan hastigheitsfiltreringa har vore mest effektiv for å fjerne bølger med høg innfallsvinkel.
 - Resultatet av prosesseringa syner at det meste av havbotnmultiplar er fjerna frå data. 1. og 2. multipl kan likevel sjåast på i den nordaustre enden av line 11-6b.
- Dei prosesserte profila er grovtolka med hovudfokus på identifisering og karakterisering av sedimentære einingar og grunnfjell, samt skildring av storskala strukturar og andre observasjonar. Tolkinga er deretter korrelert med tidlegare studiar i området.
 - Botn av dei tertiære avsetjingane definerer botn av ein asymmetrisk synklinal som definerer det sentrale Spitsbergen-bassenget. Vidare er det kartlagt refleksjonar som representerer sedimentære sekvensar frå kritt til karbon. Desse sekvensane er ikkje observert i det sørvestlige delen av studieområdet. Grunnfjellet er kartlagt både i indre Isfjorden og i ytre Isfjorden.

- Det er kartlagt tre basale «décollement-soner» i den indre delen av Isfjorden: ei i øvre trias, ei i nedre kritt og ei i botn tertiær. Fleire skyveforkastningar forgreinar seg ut i frå desse, og nokre går heilt i havbotn. Einingane av kritt og jurasisk alder er karakterisert av duplex-strukturar. Denne delen av studieområdet representerer den forlandsretta tynnhuda austre delen av vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte.
 - Mot den tjukkhuda delen av vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte er den tertiære eininga karakterisert av «back-thrusts» som går heil i havbotn og sålar ut i «décollement-sona» i botn tertiær.
 - Ytst i Isfjorden er det ein komplisert pakke med «back-thrusts» og skyveforkastningar som går heilt i havbotn. Her er det òg kartlagt tre skyveforkastningar som går heilt i grunnfjellet. Denne delen av studieområdet representerer den tjukkhuda grunnfjellsinvolverte delen av vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte.
 - I den ytste delen av Isfjorden og byrjinga av kontinentalsokkelen er det kartlagt fem normalforkastningar som definerer roterte forkastningsblokker i den austre marginen av Bellsund Graben.
- Studieområdet kan delast inn i tre tektoniske soner:
 - Den nordaustlege delen er karakterisert av den tynnhuda forlandsretta delen av vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte.
 - Midtre til ytre del av Isfjorden er karakterisert av den tjukkhuda grunnfjellsinvolverte delen av vestre Spitsbergen folde- og forkastningsbelte.
 - Den sørvestre delen som utgjer byrjinga av kontinentalsokkelen, som er karakterisert av ekstensjonsretta deformasjon i oligocen, definert av Bellsund Graben.

9. Referansar

- Bacon, M., Simm, R. and Redshaw, T. (2007) *3-D Seismic interpretation*. Cambridge, U.K.; New York: Cambridge university press. P. 20.
- Bergh, S. G., Braathen, A., and Andresen, A., 1997, Interaction of basement-involved and thin-skinned tectonism in the Tertiary fold-thrust belt of central Spitsbergen, Svalbard: *AAPG bulletin*, v. 81, no. 4, p. 637-661.
- Bergh, S. G. A., A, 1990, Structural development of the Tertiary fold-and-thrust belt in east Oscar II Land, Spitsbergen: *Polar Research*, v. 8, p. 217-236.
- Blinova, M., Thorsen, R., Mjelde, R & Faleide, J.I., 2009, Structure and evolution of the Bellsund Graben between Forlandsundet and Bellsund (Spitsbergen): *Norwegian Journal of Geology*, v. 89, p. 215-228.
- Braathen, A., Bergh, S. G. & Maher Jr, 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., and Maher, H. D., 1999, Application of a critical wedge taper model to the Tertiary transpressional fold-thrust belt on Spitsbergen, Svalbard: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, no. 10, p. 1468-1485.
- Bryhni, I., Nøttvedt, A., Ramberg, I. B., Solli, A., and Nordgulen, Ø., 2006, *Landet blir til: Ivar B. Ramberg, Inge Bryhni, Arvid Nøttvedt (red.) Norges geologi*, Norsk geologisk forening.
- Dallmann, W., A, Andresen., Bergh, G., Maher, D and Ohta, Y. (1993): Tertiary fold-and thrust belt of Spitsbergen Svalbard: *Norsk Polarinstitutt Meddelelser* 5, v. 128.
- Dallmann, W., 1999, *Lithostratigraphic lexicon of Svalbard*, Norwegian Polar Institute.
- Eiken, O., 1985, Seismic mapping of the post-Caledonian strata in Svalbard: *Polar Research*, v. 3, p. 167-176.
- Eiken, O. & Austegard, A. (1994). *Seismic atlas of Western Svalbard: A selection of regional transects*. Norsk Polarinstitutt, 73 p.
- Faleide, J. I., Solheim, A., Fiedler, A., Hjelstuen, B. O., Andersen, E. S., and Vanneste, K., 1996, Late Cenozoic evolution of the western Barents Sea-Svalbard continental margin: *Global and Planetary Change*, v. 12, no. 1, p. 53-74.

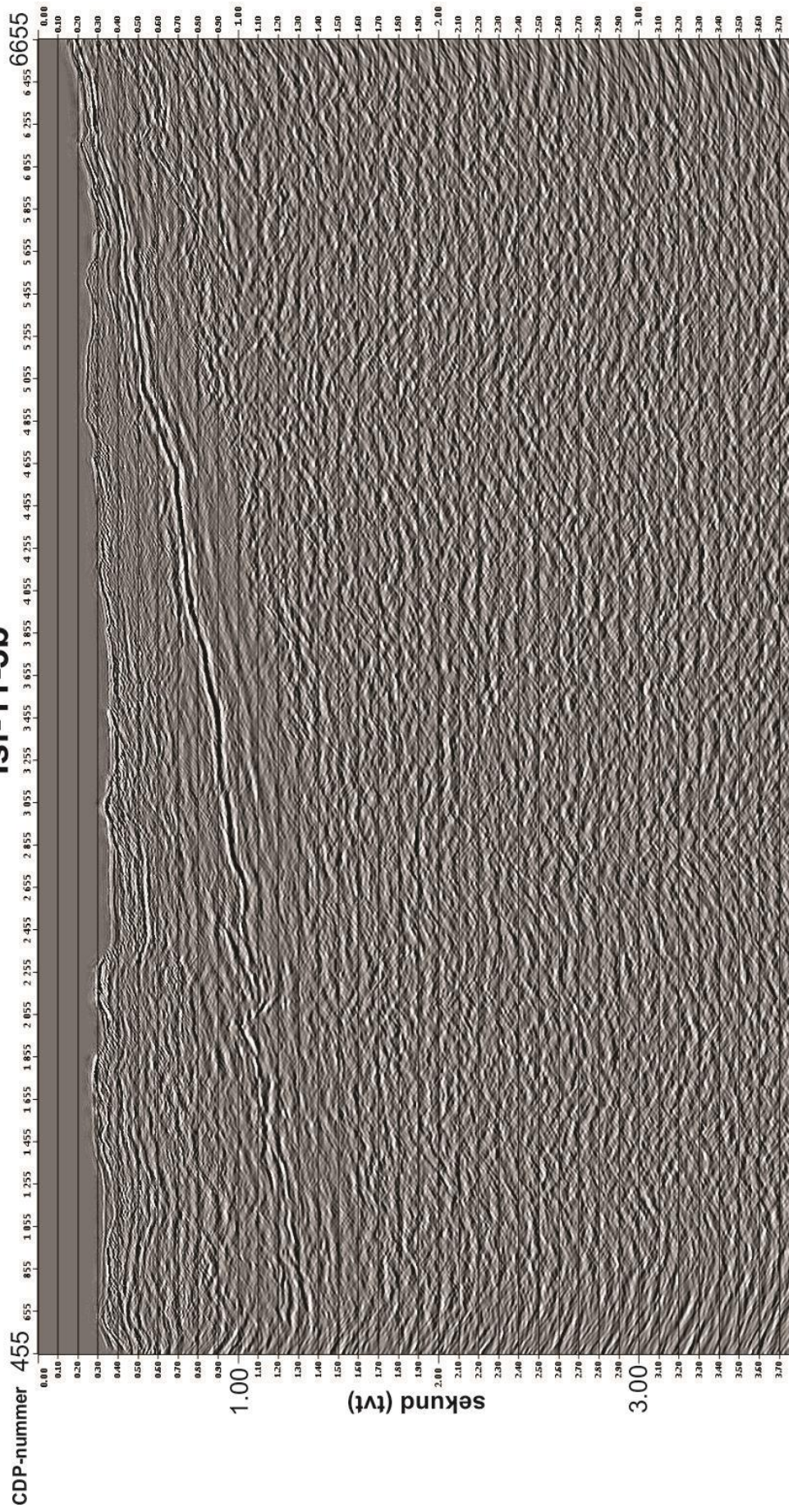
- Faleide, J. I., Tsikalas, F., Breivik, A. J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, Ø., Wilson, J. & Eldholm, O., 2008, Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea: *Episodes*, v. 31, p. 82-91.
- Faleide, J. I., Vågenes, E. & Gudlaugsson, S. T., 1993, Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the south-western Barents Sea in a regional rift-shear tectonic setting: *Marine and Petroleum geology*, v. 10, p. 186-214.
- CGG Veritas (2008). *Geocluster Release Notes*.
- Harland, W. B., and Horsfield, W. T., 1974, West Spitsbergen orogen: Geological Society, London, *Special Publications*, v. 4, no. 1, p. 747-755.
- Hart, B. (2000). *3-D Seismic Interpretation: A Primer for Geologists*. SEPM Short Course Notes 48, 124 p.
- 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*, v. 59, no. 3, p. 465-485.
- Leever, K. A., Gabrielsen, R. H., Faleide, J. I., and Braathen, A., 2011, A transpressional origin for the West Spitsbergen fold-and-thrust belt: Insight from analog modeling: *Tectonics*, v. 30, no. 2.
- Mjelde, R. (2013) *Cruise report, Svalex* (upublisert).
- Myhre, A., Eldholm, O., Faleide, J., Skogseid, J., Gudlaugsson, S.T., Planke, S., Stuevold, L.M., & Vågenes, E. (1992): Norway-Svalbard continental margin: structural and stratigraphical styles. In Poag, C. W. & Graciansky, P. C. (eds): *Geologic Evolution of Atlantic Continental Rises*, 157-185. Van Nostrand Reinhold, New York.
- Nøttvedt, A., Livbjerg, F., Midbøe, P. S. & Rasmussen, E., 1993 a, Hydrocarbon potential of the Central Spitsbergen Basin: Norsk petroleumforening (NPF) *Special Publications*, v. 2, no. 363-375.
- Nøttvedt, A. (1994). Post Caledonian sediments on Spitsbergen. *Seismic atlas of western Svalbard. Norsk Polarinstitutt Meddelelser*, 130, 40Á48.
- Oakey, G. N., and Stephenson, R., 2008, Crustal structure of the Innuitian region of Arctic Canada and Greenland from gravity modelling: implications for the Palaeogene Eureka orogen: *Geophysical Journal International*, v. 173, no. 3, p. 1039-1063.
- Ohta, Y., 1992, Recent understanding of the Svalbard basement in the light of new radiometric age determinations.
- Pluijm, B. V. D., & Marshak, S. (2004): *Earth Structure*. Norton & Company Press, 2.

- Sheriff, R. E., & Geldart, L. P. (1995): *Exploration Seismology*, Cambridge University Press.
- Srivastava, S., 1978, Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic: *Geophysical Journal International*, v. 52, no. 2, p. 313-357.
- , 1985, Evolution of the Eurasian Basin and its implications to the motion of Greenland along Nares Strait: *Tectonophysics*, v. 114, no. 1, p. 29-53.
- 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.
- Steel, R. J., and Worsley, D., 1984, Svalbard's post-Caledonian strata—an atlas of sedimentational patterns and palaeogeographic evolution, *Petroleum geology of the North European margin*, Springer, p. 109-135.
- Talwani, M. E., O., 1977, Evolution of the Norwegian-Greenland Sea: *GSA Bulletin*, v. 88, no. 7, p. 969-999.
- Tessensohn, F., and Piepjohn, K., 2000, Eocene compressive deformation in Arctic Canada, North Greenland and Svalbard and its plate tectonic causes: *Polarforschung*, v. 68, p. 121-124.
- Van der Pluijm, B. A., and Marshak, S., 2004, *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*, W.W. Norton.
- Worsley, D., 2008, The post-Caledonian development of Svalbard and the western Barents Sea: *Polar Research*, v. 27, no. 3, p. 298-317.
- Yilmaz. (2001): *Seismic data Analysis, processing, Inversion and Interpretation of seismic data*. Society of exploration Geophysics, Tulsa, Oklahoma.

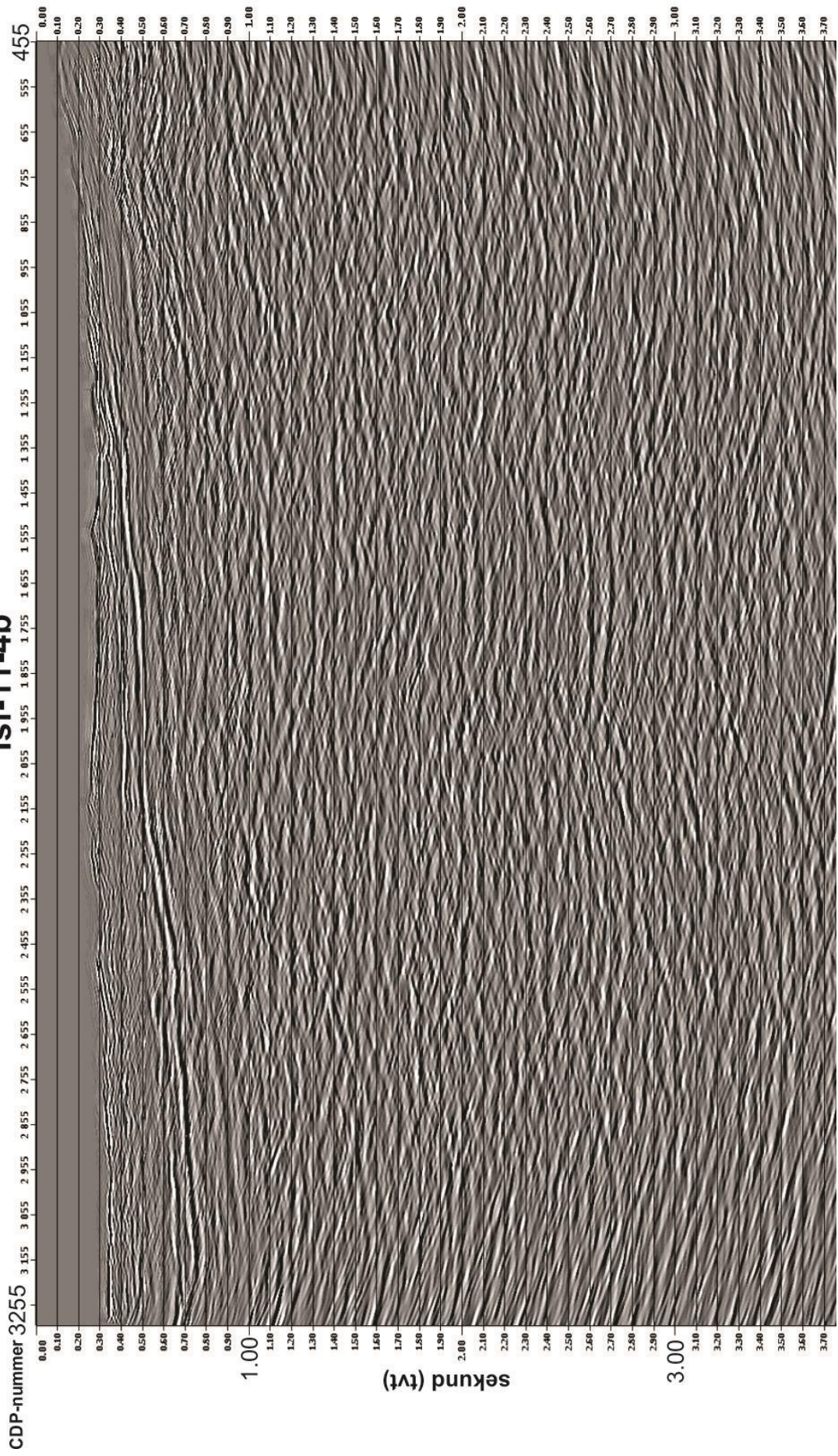
Appendiks A

Appendiks A viser alle dei ferdig prosesserte linjene. Alle profila er vist frå sørvest til nordaust. Horisontalakse er gjeven i CDP-nummer, medan vertikalaksen er gjeven i to-vegs-tid i sekund. Vertikalaksen går ned til 3,7 sekund tvn på alle profila.

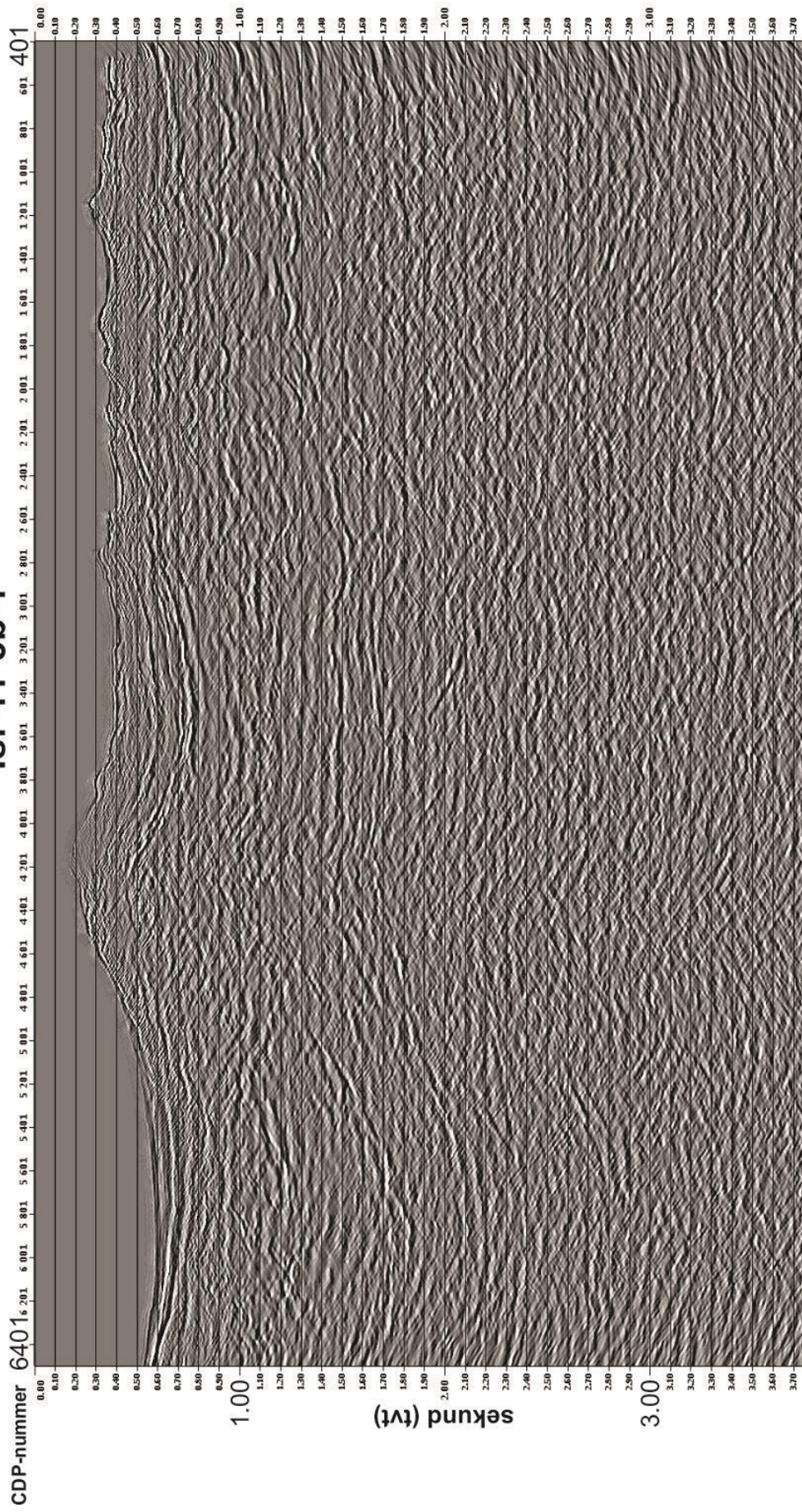
Isf-11-3b



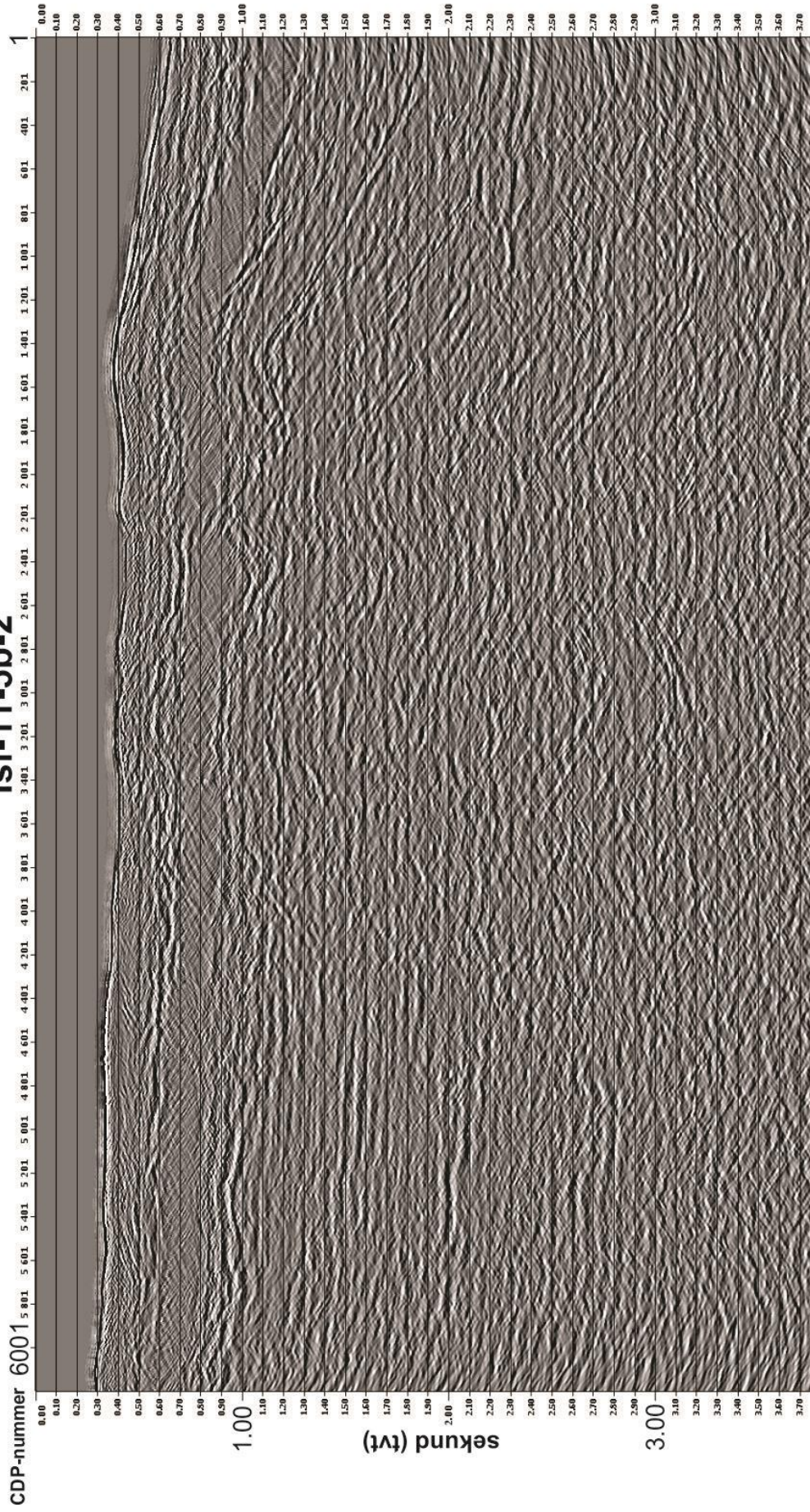
Isf-11-4b



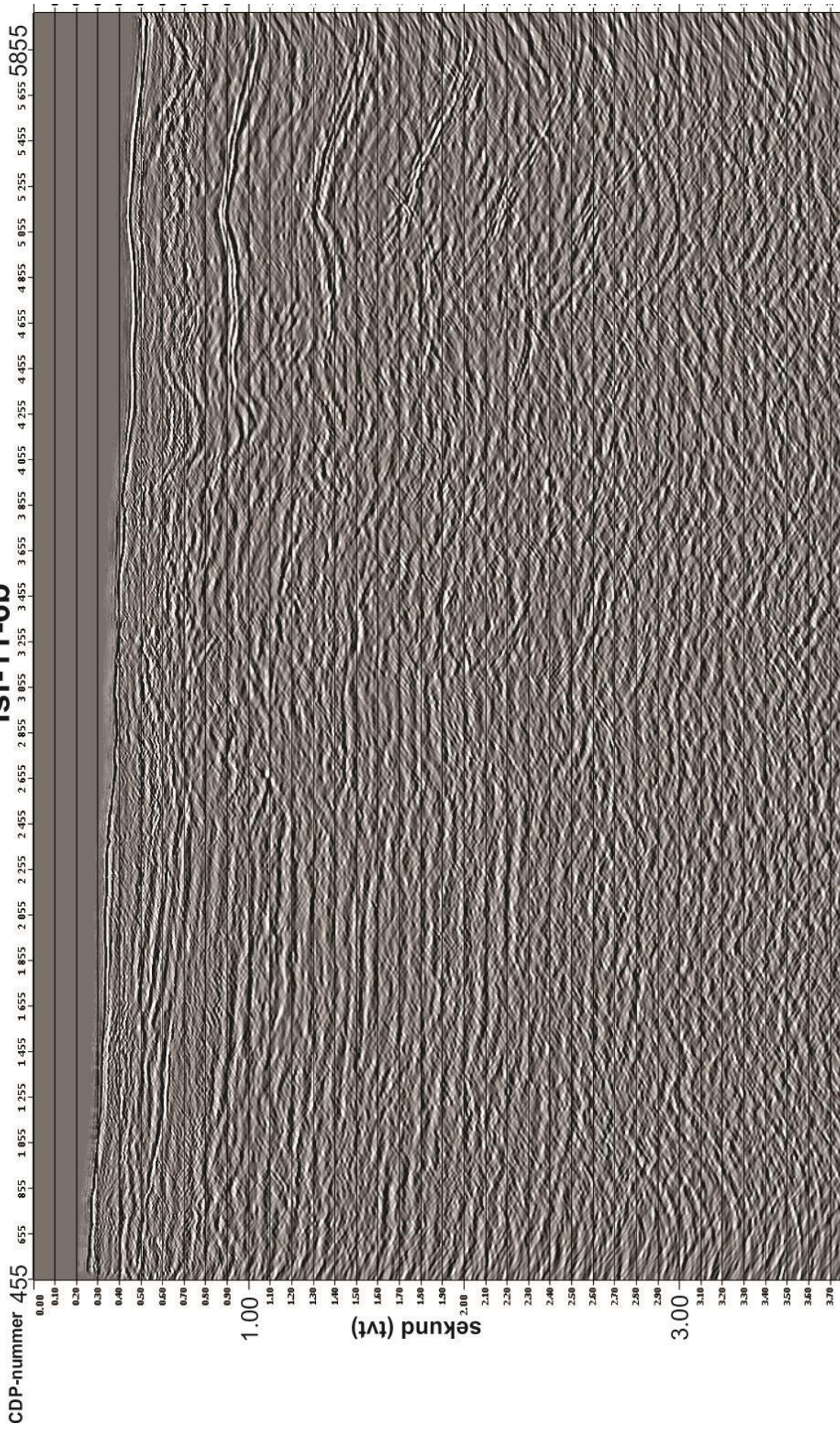
Isf-11-5b-1



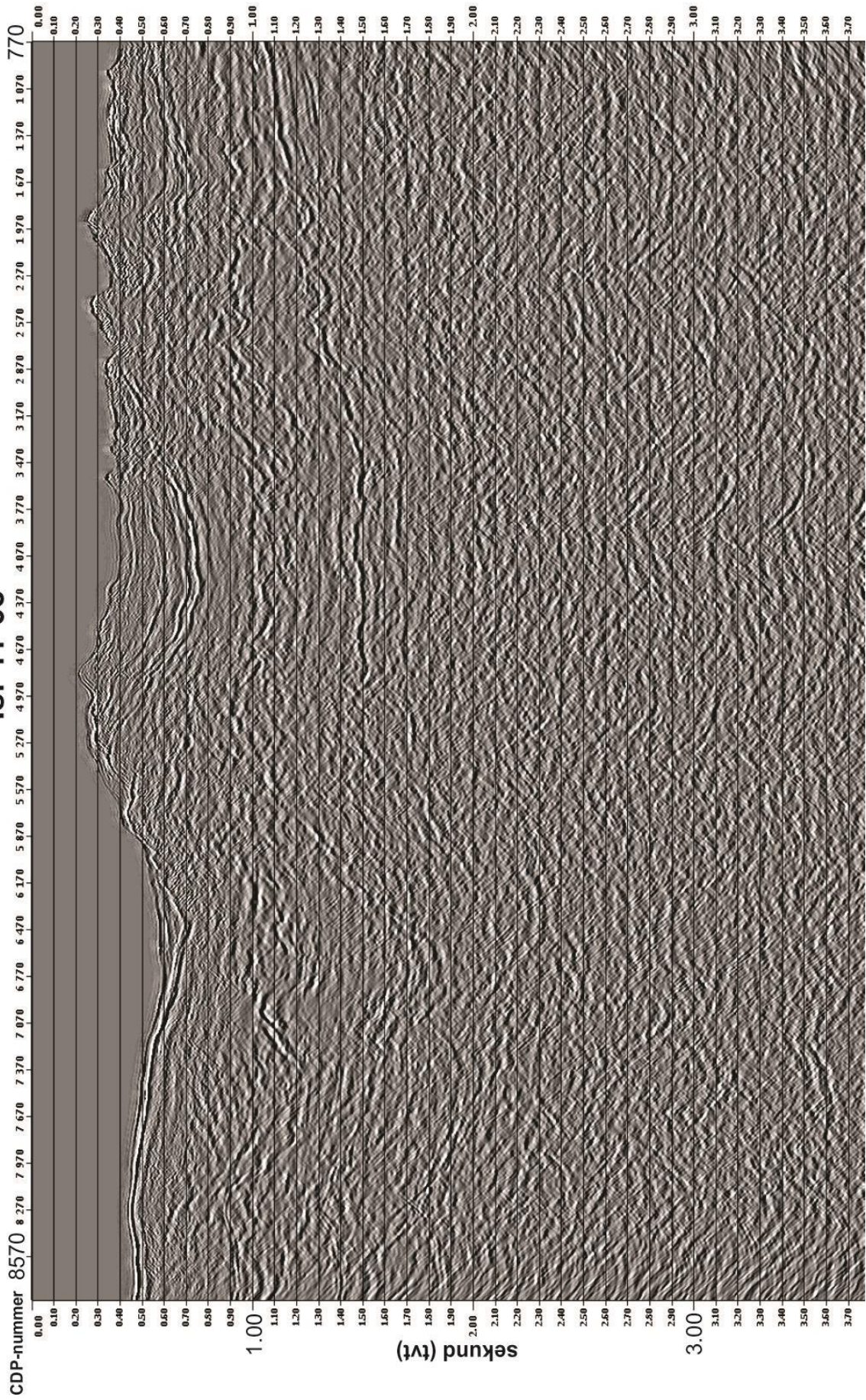
Isf-11-5b-2



Isf-11-6b



Isf-11-6c



Appendiks B

Appendiks B inneheld dei tolka linjene. Alle profila er vist frå sørvest til nordaust. Alle profila er forsøkt tolka med alle strukturar og horisontar, men det er gått i meir detalj på profil 11-3b og 11-6c.

