



Uit

NORGES
ARKTISKE
UNIVERSITET

FAKULTETET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI
INSTITUTT FOR GEOLOGI

Sedimentære avsetningsmiljøer og deglasiasjonshistorie i Kaldfjorden, Kvaløya, Troms Fylke

Hermann Olaussen Hermansen

*GEO-3900 Masteroppgave i geologi
November 2015*



Sammendrag

Multi-proxy analyser av tre sedimentkjerner som inkluderer litostratigrafi, fysiske egenskaper og XRF kerne skanning, har sammen med analyser av høyoppløselig seismisk data blitt integrert for å kunne rekonstruere deglasiasjonshistorien og paleo miljøet i Kaldfjorden på Kvaløya, Troms fylke.

I Kaldfjorden er stor-skala batymetrien delt inn i fire hoved-basseng med en sedimentmektighet på opptil 40 m. Bassengene er adskilt av fire terskler med varierende størrelse. Seismostratigrafien avslørte fire hovedenheter med lokale variasjoner i akustisk signatur. Enhetene er i hovedsak akustisk transparente med enkelte interne refleksjoner.

Mulige massetransportavsetninger er observert som kaotiske refleksjoner.

Suspensjons-utfall, is-transportert debris, subglasial «cavity infill» og massetransport er de viktigste sedimentære prosessene som regjerte i Kaldfjorden fra starten av deglasiasjonen.

Høyt Fe-innhold og magnetisk mottakelighet i de glasimarine sedimentene tyder på høyere terrigen sedimenttilførsel under deglasiasjonen enn gjennom postglasial tid.

En datering på 18 790 kal. år BP indikerer en tidlig start på deglasiasjonen av området og skiller seg i så måte ut sammenlignet med det store fjordsystemet Andfjord-Vågsfjord. Der den siste deglasiasjonen trolig startet rundt 17 500 kal. år BP (Vorren & Plassen 2002).

Overgangen fra glasimarine forhold til et åpent marint miljø er datert til før 11 230 kal. år BP. Fjorden er karakterisert med høyere sedimentasjonsrate under deglasiasjonen enn tiden etterpå, men er likevel generelt lav sammenlignet med andre nordnorske fjorder (Plassen & Vorren 2002, 2003). Asymmetrisk fordeling av de øverste sedimentlagene indikerer erosjon som følge av et økt bunnstrøms-regime i overgangen til holocen. De postglasiale sedimentene i fjorden er avsatt fra suspensjonsutfall eller som omarbeidet materiale i form av massetransport. Hoved-sedimentkilder i dagens fjord er materiale avsatt fra tilstøtende elver og materiale fraktet til fjorden med havstrømmer.

Forord

I skrivende stund legges siste hånd på det som er resultatet av fem år med høyere utdanning. Jeg vil først av alt rette en stor takk til min hovedveileder Matthias Forwick. Takk for all hjelp og veiledning de siste to årene. I en hektisk avslutning med lange dager og mye stress, så har du alltid bidratt med beroligende ord og delt av din kunnskap. En stor takk rettes også til veileder Jan Sverre Laberg for gode råd og inspirerende samtaler.

Jeg vil takke damene på labben for god hjelp under min periode der, og til Torger Grytå for hjelp med figurer. Takk til de ansvarlige for radiokarbondatering av mine prøver ved Queens Universitetet i Belfast og ved Laboratory for Ion Beam Physics, ETH i Zürich.

En stor takk rettes til alle folkene som har bidratt til å gjøre disse 5 årene i Tromsø minneverdig. En spesiell takk til min bestevenn og studiekamerat Joakim A. Olsen. Ikke mange hadde trua da vi la i vei fra Nordreisa Videregående og satte kursen mot Tromsø by. Men her sitt vi altså på kontor 24 fem år senere, med et ferdig produkt i hånden. Takk for et godt samarbeid og ikke minst takk for alle treningsturer, middager og alt annet tull vi har funnet på.

Til slutt vil jeg rette en stor takk til min fantastiske familie. Tusen takk for at dere alltid stiller opp og er tilstede. Gode råd, oppmuntring og finansiell støtte har vært til uvurderlig hjelp i perioden som student. En ekstra takk rettet til min søster Helene, som har funnet tid og bidratt med korrekturlesing i en ellers så travel hverdag.

Det er med en liten porsjon av stolthet jeg nå avslutter et spennende og innholdsrikt kapittel i livet. Tusen hjertelig takk!

Hermann Olaussen Hermansen

Tromsø, 15 November 2015.

Innhold

1	Introduksjon	1
1.1	Formål	1
1.2	Tidligere undersøkelser	2
2	Beskrivelse av studieområdet	4
2.1	Lokalisering	4
2.2	Berggrunnen i Troms	5
2.3	Geomorfologi i fjorder	8
2.3.1	<i>Generell oversikt</i>	<i>8</i>
2.3.2	<i>Geomorfologi i Kaldfjorden</i>	<i>10</i>
2.4	Preglasial utvikling	11
2.5	Glasiasjonshistorie på den nordlige halvkule	13
2.5.1	<i>Den siste istid – Weichsel</i>	<i>14</i>
2.5.2	<i>Paleo-isstrømmer under siste istid</i>	<i>15</i>
2.5.3	<i>Deglasiasjonen i Troms</i>	<i>17</i>
2.5.4	<i>Deglasiasjonen i området rundt Kaldfjorden</i>	<i>23</i>
2.5.5	<i>Postglasial landheving og strandforskyvning</i>	<i>24</i>
2.6	Klima	26
2.7	Sedimentkilder	28
2.8	Oseanografi- Hydrografi	31
2.8.1	<i>Generell oseanografi på kontinentalhylla utenfor Troms</i>	<i>31</i>
2.8.2	<i>Hydrografi i fjorder</i>	<i>33</i>
3	Metoder	36
3.1	Chirp data	36
3.2	Sedimentkjerner	36
3.3	Laboratoriearbeid- Sedimentkjerner	37
3.3.1	<i>Røntgenfotografering</i>	<i>38</i>
3.3.2	<i>Fysiske egenskaper</i>	<i>39</i>
3.4	Åpning av sedimentkjernene	42
3.5	Fargebilder	42
3.6	Element geokjemi	42
3.7	Sedimentologisk beskrivelse og logging	44
3.8	Kornfordelingsanalyse	44
3.8.1	<i>Prøvetaking og klargjøring</i>	<i>44</i>
3.8.2	<i>Analyse</i>	<i>45</i>

3.9	Radiokarbondatering	46
3.9.1	<i>Prinsippet bak radiokarbondatering</i>	47
3.9.2	<i>AMS-metoden (Accelerator Mass Spectroscopy)</i>	48
3.9.3	Kalibrering og marin reservoar effekt.....	48
4.	Seismostratigrafi.....	50
4.1	Introduksjon	50
4.2	Seismostratigrafisk beskrivelse.....	51
4.2.1	Introduksjon og beskrivelse av bassengene i Kaldfjorden.....	53
4.2.2	Beskrivelse og tolkning av refleksjoner og enheter	56
5.	Litostratigrafi.....	62
5.1	Introduksjon	62
5.1.1	Visuell beskrivelse.....	63
5.1.2	Kornfordelingsanalyse.....	63
5.1.3	Fysiske egenskaper	64
5.1.4	Element geokjemi (XRF kjerneskaning)	64
5.1.5	Radiokarbondatering	65
5.1.6	Sedimentasjonshastighet	66
5.1.7	Litofacies	66
5.2	Kjerneprøve HH13-041-GC-MF.....	72
5.2.1	Enhet 041-2 (290 - 19 cm).....	72
5.2.2	Enhet 041-1 (19-0 cm).....	77
5.2.3	Sedimentasjonshastighet	79
5.2.4	Tolkning.....	79
5.3	Kjerneprøve HH13-042- GC-MF.....	80
5.3.1	Enhet 042-3 (296 – 134 cm)	80
5.3.2	Enhet 042-2 (134 – 26 cm).....	82
5.3.3	Enhet 042-1 (26 – 0 cm)	87
5.3.4	Sedimentasjonshastighet.....	88
5.3.5	Tolkning.....	88
5.4	Kjerneprøve HH13-043-GC-MF.....	89
5.4.1	Enhet 043-3 (453 – 348 cm)	90
5.4.2	Enhet 043-2 (348 – 32 cm).....	94
5.4.3	Enhet 043-1 (32 – 0 cm)	96
5.4.4	Sedimentasjonshastighet.....	96

5.4.5 Tolkning.....	97
6. Diskusjon.....	99
6.1 Korrelering av akustisk data og sedimentkjerner.....	99
6.1.1 Kjerne HH13-041-GC-MF.....	101
6.1.2 Kjerne HH13-042-GC-MF.....	103
6.1.3 Kjerne HH13-043-GC-MF.....	105
6.2 Sedimentasjonshastighet.....	108
6.2.1 Kjerneprøve HH13-041-GC-MF.....	110
6.2.2 Kjerneprøve HH13-042-GC-MF.....	111
6.2.3 Kjerneprøve HH13-043-GC-MF.....	112
6.2.4 Oppsummering og sammenligning med andre fjorder på høye breddegrader.....	112
6.3 Sedimentære prosesser og miljø.....	114
6.3.1 Suspensjons-utfall i et glasimarint og marint miljø.....	115
6.3.2 Is-transportert materiale.....	116
6.3.3 Massetransport avsetninger.....	118
6.3.4 Hulroms innfyllinger («cavity infills».).....	119
6.3.5 Sedimentenes opprinnelsessted.....	120
6.4 Kaldfjordens deglasiasjonshistorie og utvikling av sedimentære miljø.....	122
6.4.1. Fase I (> 18 788 kal. år BP).....	123
6.4.2 Fase II (18 788 - 11 231 kal. år BP).....	123
6.4.3 Fase III (10 245 ¹⁴ C år BP-nåtid).....	125
6.4.4 Kaldfjordens deglasiasjonshistorie sett i sammenheng med andre nordnorske fjorder.....	125
6.5 Likheter og forskjeller mellom Kaldfjorden og Ersfjorden.....	127
6.5.1 Seismostratigrafisk sammenligning.....	129
6.5.2 Litostratigrafisk sammenligning.....	130
6.5.3 Sammenligning av sedimentasjonsrate, fysiske egenskaper og element geokjemi.....	131
6.6 Oppsummering av deglasiasjonshistorien og utviklingen av sedimentære miljø i Kaldfjorden.....	133
7. Konklusjon.....	137
8. Anbefalt videre arbeid.....	139
9. Referanser.....	140

1 Introduksjon

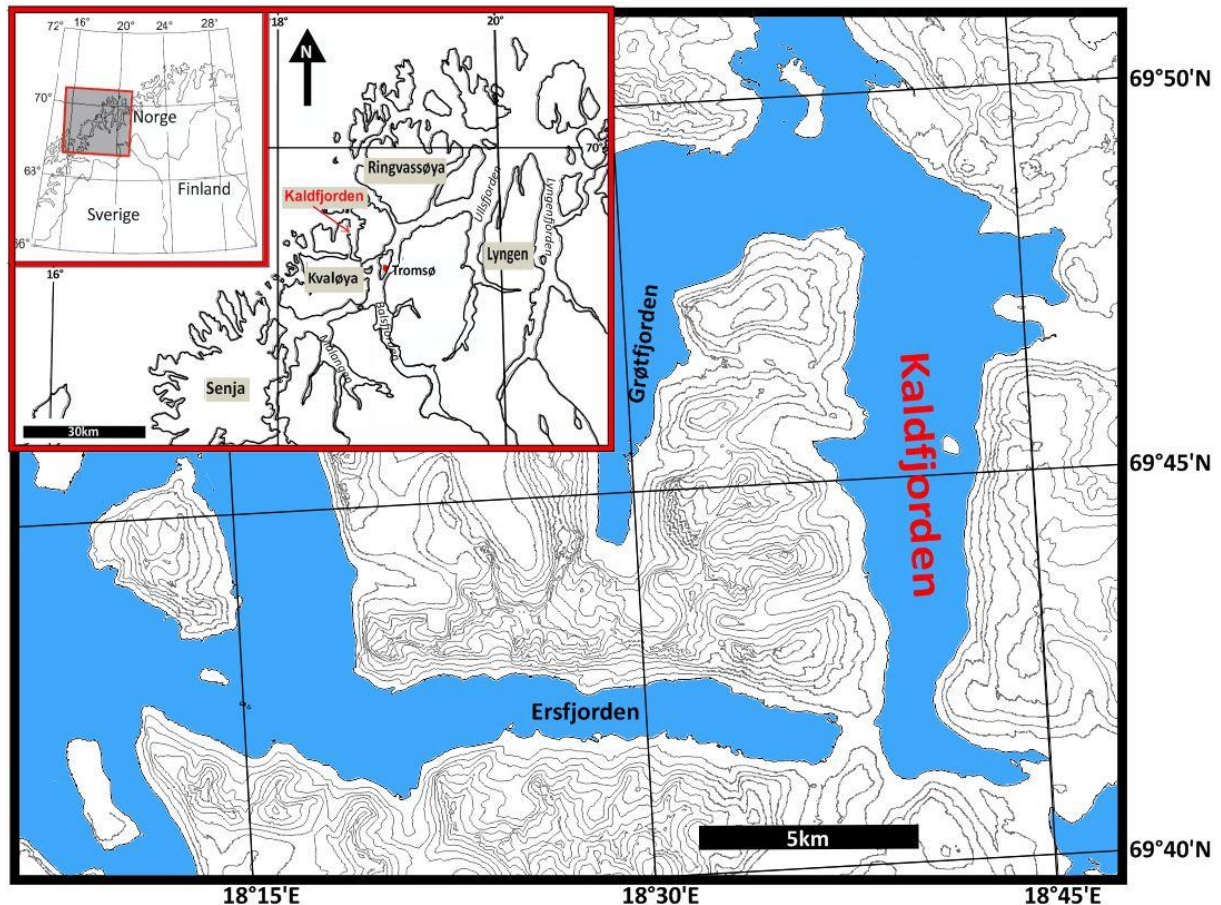
1.1 Formål

Denne masteroppgaven ble utført på Universitetet i Tromsø- Norges Arktiske Universitet i perioden fra våren 2014 til november 2015. Hensikten med denne masteroppgaven er å gjennomføre en «multi-proxy» analyse av sedimentkjerner og tolke akustisk data fra Kaldfjorden på Kvaløya, Troms fylke (Fig. 1.1). Formålet med analysene er å belyse deglasiasjonens siste fase og miljøet gjennom holocen. Tre sedimentkjerner og høyoppløselig seismikk (chirp data) danner grunnlaget for oppgaven.

Systematiske undersøkelser av fjorder i Nord-Norge har så langt vært rettet mot de store fjordsystemene som strekker seg innover i landet. Disse studiene har fokusert på blant annet issmeltings dynamikker og kronologier under siste istid, post glasiale sedimentære prosesser og sediment fluxer, i tillegg til submarine massebevegelser. Mindre fjorder langs vestkysten av øyene i Nord-Norge derimot har ikke blitt systematisk undersøkt. Hensikten med denne masteroppgaven er derfor å få fram resultater som vil gi ny og viktig informasjon som skal bidra til å gi svar på disse spørsmålene:

- Når ble fjordene ytterst på øyene i Troms isfrie?
- Hva var deglasiasjonsdynamikken?
- Hvilke sedimentære prosesser oppstod i løpet av og etter deglasiasjonen?
- Hva er forskjeller og likhetstrekk med nabofjorden, Ersfjorden?
- Hvordan var prosessene i de små fjordene ytterst på øyene sammenlignet med de langt større fjordene som går langt innover fastlandet i Nord-Norge?

Studiet av Kaldfjorden vil gjennomføres i tett samarbeid med studiet fra nabofjorden Ersfjorden, som blir utarbeidet av masterstudent Joakim A. Olsen.



Figur 1.1: Lokalisering av studieområde Kaldfjorden. Rød boks viser hvor Kaldfjorden er lokalisert i Troms og hvor Troms er lokalisert i nordlige Skandinavia.

1.2 Tidligere undersøkelser

Det eksisterer ingen tidligere marine undersøkelser eller arbeid knyttet til Kaldfjorden med de problemstillinger som belyses i denne masteroppgaven. Likevel finner man tidligere arbeid på land langs Kaldfjorden og i områder som ligger i nærheten av studieområdet. Viggo Larsen har i sin masteroppgave fra 1983 gjort undersøkelser av den geologiske utviklingen under sen Weichsel på nordlige deler av Kvaløya (Troms fylke). Noen av lokalitetene han undersøkte nærmere lå langs vestsiden av Kaldfjorden; Susannajord, Blåmannsvik og Ordalen (Fig. 2.1) C^{14} -dateringer fra Susannajord indikerer at deglasiasjonen av området må ha skjedd før $12\,290 \pm 230$ år før nåtid (Before Present=B.P). Lokaliteten lå trolig derfor distalt for Skarpnestrinnet ($12,5\text{-}12,0$ ka B.P) (Larsen 1983). Vorren et al. (1981) studerte avsetninger av skjellførende till og underliggende minerogene avsetninger av pre-sen Weichselian alder, på Slettaelva (Kvaløya). 10 km lengre nord i Kvalsundet finnes lignende avsetninger (Vorren 1979). Hald & Vorren (1983) gjorde undersøkelser i Lyfjorden, som er en fjordarm på østsiden av Kaldfjorden. Her undersøkte de strandforskyvning og kunne basert på sine funn

konkludere med at Lyfjorden og ytre deler av Kaldfjorden må ha vært deglasiert senest for 12,5 ka B.P. (Se figur 2.1 for geografisk plassering av beskrevne områder).

Funn av en randmorene sør i Kaldfjorden like ved Susannajord gir indikasjoner på at isfronten kan ha nådd Kaldfjorden under Skarpnestrinnet (Fig. 2.10) (Larsen 1983). Morenerygger som representerer Skarpnes-hendelsen er de første godt utviklete moreneryggene som ligger innenfor de submarine Egga morenene. Egga morenene representerer to breframstøt, den første for minimum 22 ¹⁴C ka BP (Egga I) og den andre for 15,5 ¹⁴C ka BP (Egga II), (Vorren & Plassen 2002). Disse breframstøtene strakk seg helt ut til Eggakanten på kontinentalsokkelen. Moreneryggene fra Skarpnes hendelsen er ikke like store og karakteristisk som Tromsø-Lyngen morenen og er derfor vanskelig å identifisere. Moreneryggene er ofte små og usammenhengende.

2 Beskrivelse av studieområdet

2.1 Lokalisering

Kaldfjorden er en fjord på nordlige deler av Kvaløya i Tromsø kommune (Troms fylke), lokalisert mellom 69°80' - 69°68' N og 18°69' -18°74' Ø (Fig. 2.1). Fjordmunningen er lokalisert mellom Klubbeneset i nord og Røsnes i sør, like sørøst for Vengsøya. Fjorden har en karakteristisk L-form, med en nord-sør orientering i de sentrale og ytre deler av fjorden, og en V-Ø orientering i indre del av fjorden. Fjorden er omtrent 15 km lang og opp mot 4 km bred. Like innenfor fjordens innløp finner man de korte fjordarmene Skulsfjorden (2km) og Lyfjorden (1,3km). I fjordbotn finner man tettstedet Kaldfjorden, omtrent 10 km fra Tromsøya. Fjorden er skilt fra Eidkjosen av et lite eide (< 1 km bredt og rundt 30 m høyt) og fra Ersfjorden med et smalt eide som er 800 m bredt og rundt 45 m høyt. Kaldfjorden har ingen direkte kontakt med det åpne Norskehavet, så all vannutveksling skjer gjennom Vengsøyfjorden og Vågsøysundet. På østsiden av fjorden nær munningen til Lyfjorden ligger Fiskøya, en liten øy på omtrent 0,2 km² (Fig. 2.1).

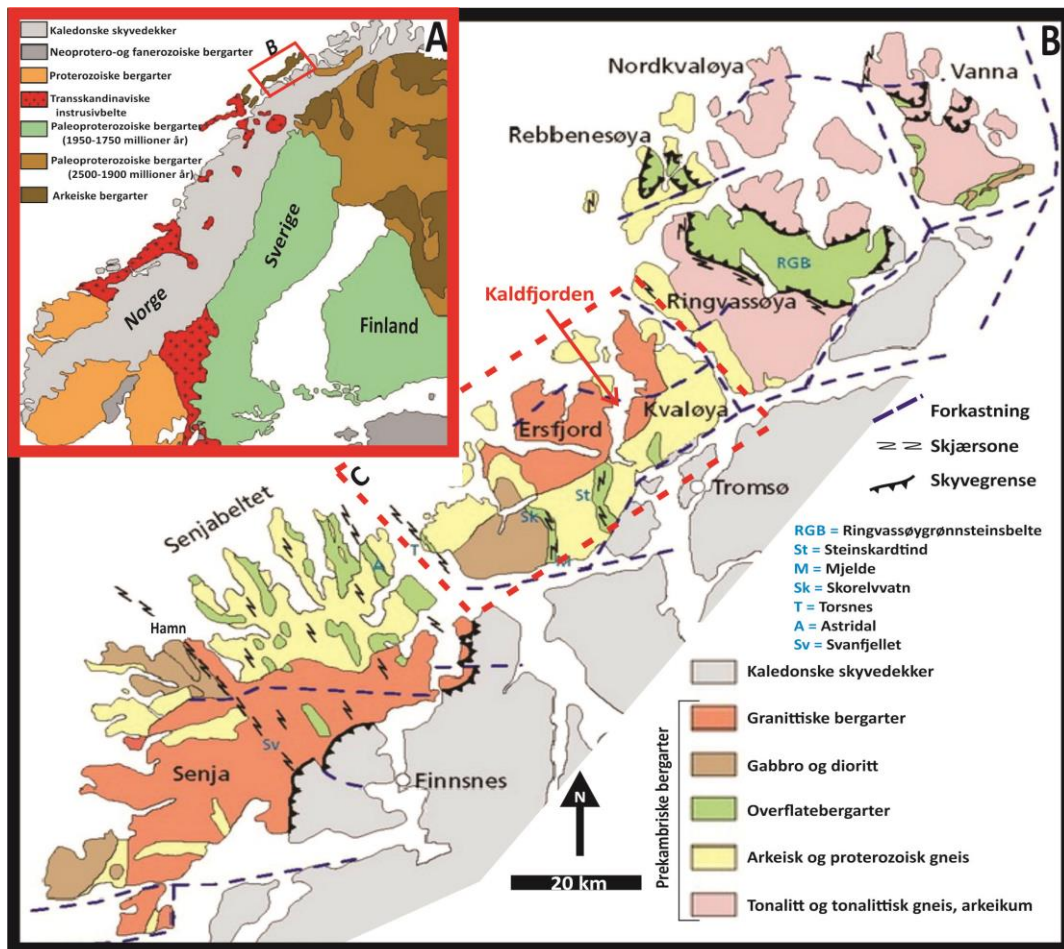


Figur 2.1: Oversiktskart som viser Kaldfjordens beliggenhet på Kvaløya. Beskrivne lokaliteter er markert på kartet. Se figur 1.1 for lokalisering av Kvaløya i Nord-Norge.

2.2 Berggrunnen i Troms

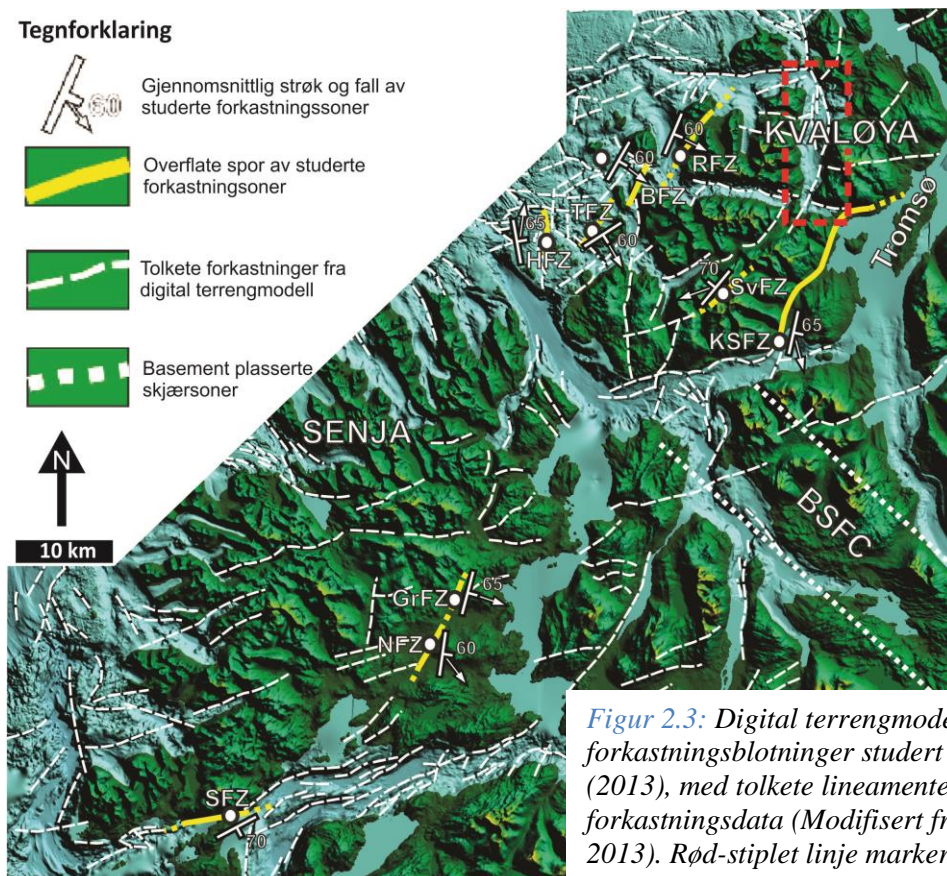
Berggrunnen i Troms består av to hovedkomponenter, de prekambriske grunnfjellsbergartene og de kaledonske skyvedekkene. De prekambriske grunnfjellsbergartene er mest framtrødende på øyene i de ytre kyststrøk, mens de ligger skjult under de kaledonske skyvedekkene på fastlandet (Fig. 2.2 B), (Bergh et al. 2010). Kaldfjorden ligger i et område som geologisk sett betegnes som Vest-Troms gneisregion, en region som strekker seg fra øya Senja i sørvest til Vannøya i nordøst (Corfu et al. 2003). Vest-Troms gneisregion er antatt å være en del av den nordlige marginen av det Fennoskandiske skjold (se Fig. 2.2 A) og består av bergarter av neoarkeisk til mesoproterozoisk alder (2,89-1,57 milliarder år), (Bergh et al. 2010). Bergh et al. (2012) har delt berggrunnen i Vest-Troms gneisregion i fire grupper basert på alder og sammensetning; (1) Neoarkeiske gneiser av varierende sammensetning, (2) Neoarkeiske og paleoproterozoiske meta-suprakrustale bergarter (ligger over gruppe 1), (3) Neoarkeiske og paleoproterozoiske mafiske ganger og (4) Paleoproterozoiske granittiske og mafiske plutoner. Like øst for Vest-Troms gneisregion ligger de kaledonske skyvedekkene, likevel viser bergartene i Vest-Troms gneisregion få eller ingen tegn til deformasjon fra den kaledonske fjellkjededannelsen (Corfu et al. 2003, Bergh et al. 2010). Bergartene i regionen har gjennomgått deformasjon i tre perioder; Neoarkeisk-, Svekofennisk- og post kaledonsk deformasjon (Bergh et al. 2010)

De eldste bergartene i Vest-Troms gneisregion har en alder på 2,92-2,80 milliarder år og består av tonalitt og tonalittisk gneis. Disse bergartene befinner seg i nordlige deler av regionen (Bergh et al. 2012). Like nordøst for Kaldfjorden ligger Ringvassøya hvor det forekommer et 10 km bredt grønnsteinsbelte, som tektonisk ligger oppå de tonalittiske bergartene i området (Corfu et al. 2003, Bergh et al. 2010). Berggrunnen i Kaldfjorden og området på nordlige deler av Kvaløya består i hovedsak av tonalittiske og mafiske gneiser, i tillegg Ersfjordgranitt (Fig. 2.2 C). Ersfjordgranitten ble dannet for 1800-1770 millioner år siden da granittisk magma trengte opp fra dypet og størknet 10-15km under overflaten (Nordgulen & Andresen 2007). Ved bruk av U-Pb zirkon krystalliserings metoden har Ersfjordgranitten blitt datert til en alder på 1792 ± 5 millioner år (Corfu et al. 2003).



Figur 2.2: A) Forenklet geologisk kart over det Fennoskandiske skjold. B) Oversiktskart med hovedtrekkene i berggrunnen fra Senja i sørvest til Vanna i nordøst. Modifisert etter Kullerud et al. (2006). C) Geologisk kart som viser berggrunnen i Kaldfjorden og resten av Kvaløya. Modifisert etter Bergh et al. (2010) og Indrevær et al. (2014).

Vest-Troms gneisregion avgrenses mot øst av et stort nordøst-sørvest orientert forkastningssystem, Vestfjord-Vanna forkastningskompleks. Forkastning-systemet inkluderer også Kvaløysletta-Straumsbukta forkastningssonen som går like sør for Kaldfjorden (Fig. 2.3), (Indrevær et al. 2014). Mot fastlandet blir Vest-Troms gneisregion adskilt fra de kaledonske skyvedekkene av et system med bratte post-kaledonske forkastninger (Kullerud et al. 2006). Langs disse forkastningssonene ble de prekambriske grunnfjellsbergartene i Vest-Troms gneisregion hevet omtrent 3 km i forhold til de kaledonske bergartene på fastlandet. Forkastningssonene er et resultat av at jordskorpen ble utsatt for strekking etter den kaledonske fjellkjedefoldningen. Langs disse forkastningssonene er bergartene mer oppknuste og dermed mindre motstandsdyktig mot erosjon. Kaldfjorden, Ersfjorden, Straumsfjorden og Kvalsundet er noen eksempler på fjorder og sund i Tromsø området som er dannet langs slike svakhetssoner (Nordgulen & Andresen 2007, Indrevær et al. 2013, 2014).

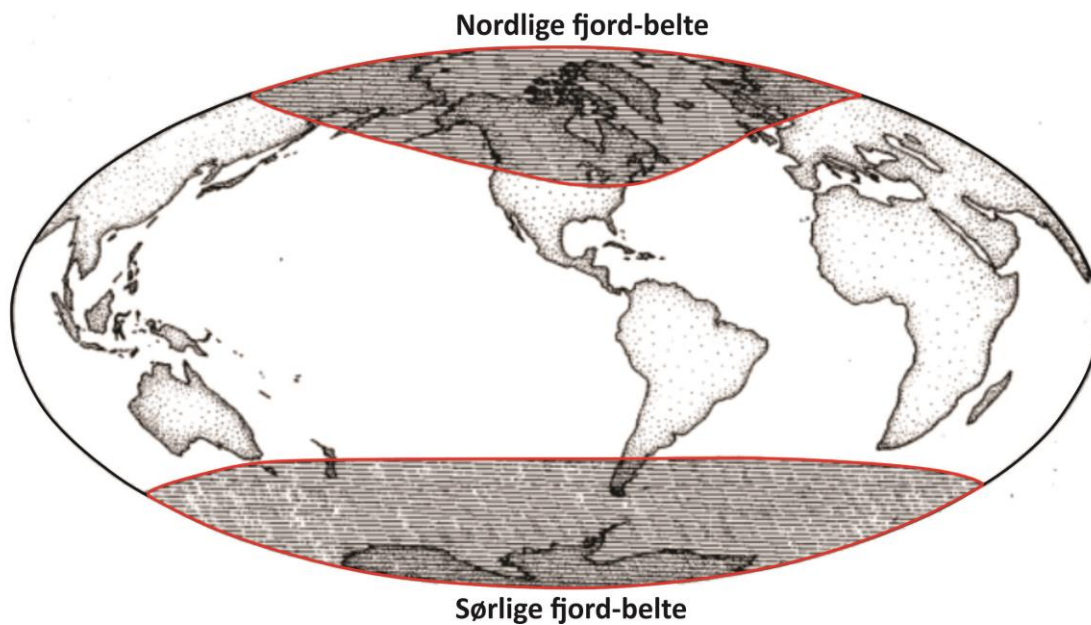


Forkortelser: BSFC = Botnian-Senja fault complex, SFZ = Stonglandseidet fault zone, NFZ = Nybygda fault zone, GrFZ = Grasmyrskogen fault zone, HFZ = Hillesøy fault zone, TFZ = Tussøya fault zone, BFZ = Bremneset fault zone, RFZ = Rekvika fault zone, SvFZ = Skorelvvatn fault zone, KSFZ = Kvaløysletta-Straumsbukta fault zone

2.3 Geomorfologi i fjorder

2.3.1 Generell oversikt

Termen «fjord» har flere definisjoner. I Norge bruker man ofte ordet «fjord» om et vidt spekter av forskjellige morfologiske elementer alt fra dype langstrakte trau, til sund, bukter og større innsjøer (Corner 2005). Den vitenskapelige definisjonen er mer begrenset og fjorder blir ofte definert som dype estuarier som har vært (eller blir) utgravd eller endret av landbasert is (Syvitski et al. 1987). Howe et al. (2010) definerer fjorder som kysteroderte trau med bratte sider som har blitt oversvømt av havet. I dag finner man fjorder i det typiske fjordbeltet som har en karakteristisk fjellkystlinje. Dette fjordbeltet finner man både på den nordlige og sørlige halvkule, langs middels til høye breddegrader (Fig. 2.4), (Syvitski et al. 1987, Howe et al. 2010).



Figur 2.4: Oversikt over utbredelse av fjorder på den nordlige og sørlige halvkule (Syvitski et al. 1987).

Klassifiseringen av fjorder er basert på ulike parametere som klima, glasialt regime og miljømessige faktorer som påvirker fjordomgivelsene (Howe et al. 2010). En klassifisering basert på de fysiske egenskapene slik som høy eller lav sedimentasjonsrate ble foreslått av Syvitski (1987). En klassifisering ut i fra breens regime og innflytelse ble foreslått av Hambrey (1994), der man skiller mellom –Alaska, Svalbard, Grønland, og Antarktisk regime. Domack & McClennen (1996) foreslo en klassifisering basert på klimatiske faktorer, der fjordene klassifiseres som polare, sub-polare eller tempererte.

Fjordene er i all hovedsak et resultat av glasial erosjon, der isens eroderende kraft avhenger mye av klimatiske faktorer. Isens tykkelse, plastisitet og termale bunnregime varierer som følge av forskjellige klimatiske forhold. Isbreer der bunnen er fryst fast i berggrunnen vil erodere mindre enn for breer som «flyter» (Syvitski et al. 1987). Det er ikke bare den glasiale historien som avgjør fjordenes beliggenhet og geomorfologi. Den postglasiale historien og en rekke geologiske elementer er faktorer som påvirker fjordene. En rekke fjorder er dannet langs forkastningssoner og bergartsgrenser, der berggrunnen er oppsprukket og mindre motstandsdyktig mot erosjon av isbreer (Forwick 2001, Corner 2005). Berggrunnens varierende sammensetning vil også påvirke morfologien til fjordene. Der isen eroderer ned i relativt harde og mer motstandsdyktige bergarter vil fjordsidene bli brattere. Fjorder blir klassifisert som langstrakte U-formede daler, men er i realiteten parabel formet. Den karakteristiske U-formen blir til ved stadig innfylling av sedimenter, noe som gjør den postglasiale historien til en påvirkende faktor med tanke på geomorfologien (Syvitski et al. 1987).

De fleste fjorder inneholder terskler. Ved fjordmunningen som oftest er svært grunn, finner man terskelen som markerer fjordens yttergrense. Inne i fjorden finner man terskler som deler fjorden inn i flere basseng. En terskel kan bestå av bare berggrunn eller den kan bestå av morene materiale eller andre glasimarine avsetninger som avsettes ved stagnasjon og/eller breframrykk (Syvitski et al. 1987, Corner 2005). Tersklene spiller en viktig rolle i kontrolleringen av vannsirkulasjonen mellom fjordbassengene, som igjen påvirker vannstrukturen, sediment transport og fjordenes biologiske liv (Corner 2005).

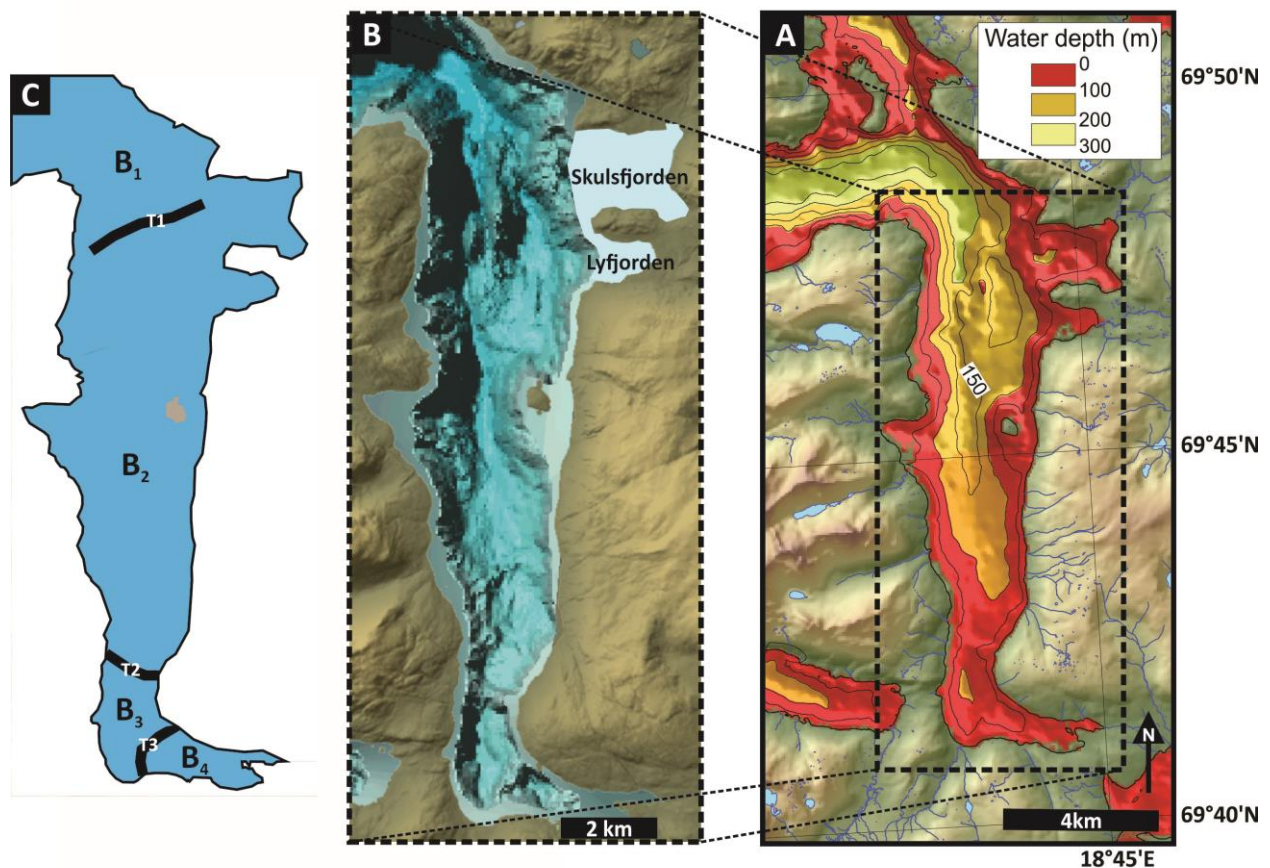
Langs fjordenes fjellsider finner man ofte terrasser som representerer gamle strandlinjer, morene-rygger, raskjegler (talus cones) og hengende daler. I fjordbunnen finner man ofte deltaer bygget ut av elver som renner ned fjorddalene. Disse dalene er genetisk svært lik fjordene, og den eneste forskjellen er at fjordene er submarine (Syvitski et al. 1987). Den

indre delen av en fjord er normalt smalere enn de ytre delene, hvor fjorden blir bredere og ofte møter andre fjordarmer, før den utvikler seg til et nettverk av sammenhengende sund (Corner 2005).

2.3.2 Geomorfologi i Kaldfjorden

Kaldfjorden er en liten og smal fjord, med en bredde på maksimalt 4 km og en lengde på nærmere 15 km. På østsiden like ved fjordmunningen forgrenes Kaldfjorden med de to små fjordarmene Skulsfjorden og Lyfjorden. Kaldfjorden er omringet av fjell og noen mindre daler. Fjellene på vestsiden strekker seg opptil 1000 moh. Fjorden er smalest innerst i fjorden og blir bredere utover mot fjordmunningen. Det er funnet tre hoved- terskelsystemer (T_1 - T_3) i Kaldfjorden som deler fjorden inn i fire hoved-basseng (B_1 - B_4), (Fig. 2.5). Både størrelse på bassengene og de ulike terskelhøydene varierer. Basseng₂ er det klart største bassenget og utgjør midtre deler av fjorden. Bassenget kan deles inn i tre sub-basseng adskilt av to mindre terskelsystemer. Den generelle trenden i fjorden viser en økende vanddybde ut fjorden i retning fjordmunningen nordover.

Kaldfjorden har som nevnt tidligere en karakteristisk L-form. Formen på fjorden kan relateres til post-kaledonsk forkastningsaktivitet. Indre deler av fjorden har en øst-vest orientering og er dannet langs den samme forkastningen som Ersfjorden. Midtre og ytre deler er dannet langs en nord-nordøst (NNØ) til sør-sørvest (SSV) orientert forkastning. Disse forkastningene er relatert til paleozoisk-mesozoisk riftaktivitet. Resultatet av denne riftaktiviteten var dannelse av NNØ-SSV og ØNØ (øst-nordøst) -VSV (vest-sørvest) orienterte sprøe normalforkastninger og brudd (Fig 2.3) (Indrevær et al 2013). Disse normalforkastningssonene utgjør de to store nordøst-sørvest orienterte forkastningskompleksene Troms-Finnmark og Vestfjorden-Vanna forkastningskomplekser (Indrevær et al 2013).



Figur 2.5: A) Dybdekart over studieområde. B) Forenklet batymetrikart. C) Oversikt over hovedbasseng (B) og terskler (T) i Kaldfjorden.

2.4 Preglasial utvikling

Den norske kontinentalmarginen består av den riftdannede vulkanske marginen utenfor Midt-Norge (62-67°N), og den skjærpåvirkete marginen som strekker seg langs vestlige deler av Barentshavet og Svalbard (70-82°N). Kontinentalmarginen består av en kontinentalhylle og en kontinentalskråning der bredden på hyllen og brattheten på skråningen varierer.

Kontinentalmarginen tilstøter Barentshavet i nord og Nordsjøen i sør (Faleide et al. 2008). Utenfor kysten av Troms er kontinentalhyllen smal og kontinentalskråningen relativt bratt. Marginen består av flere submarine kanjoner som blant annet Andøya og Senja kanjonen. (Laberg et al. 2005, Rise et al. 2013). Submarine kanjoner er identifisert på både passive og aktive kontinentalmarginer. De representerer viktige kanaler for sediment transport fra kontinentene og de kontinentale marginene ut til dyphavsslettene (Rise et al. 2013).

Den norske kontinentalmarginen og den tilhørende øst-Grønland marginen har en langvarig historie med utvidelse og bassengdannelser. Åpningen av norske-Grønlandshavet startet i

tidlig kenozoikum etter en langvarig post-kaledonisk ekstensjon som startet i devon. Fra perioden etter tidlig eocen har den passive marginens utvikling vært styrt av utvidelse og fordypning av nordøstlige deler av Atlanterhavet. Før åpningen var Nordsjøen og Barentshavet en del av et større epikontinentalt hav mellom Fennoskandia, Grønland og Svalbard (Faleide et al. 2008).

I overgangen mellom paleocen og eocen for 55 millioner år siden startet kontinentaldriften mellom Grønland og Norge (Faleide et al. 2008, Rise et al. 2013). Dette var starten på tidlig havbunnsbredningsfase og resulterte i en periode på 3-6 millioner år med magmatisk aktivitet. Vestlige Barentshav-Svalbard marginen er dannet langs De Geer megaskjærsonen og utviklet seg først ved transforme kontinent-kontinent bevegelser, før havbunnsbredningen startet. Vestbakken vulkan område som er lokalisert sørvest for Bjørnøya langs en riftmargin, avslører en komplisert utvikling av Norske-Grønlandshavet i tidlig kenozoikum, der det er identifisert åtte tektoniske og tre vulkanske hendelser (Faleide et al. 2008).

Den midt-norske kontinentalmarginen har opplevd regional innsynkning og beskjeden sedimentasjon siden midten av eocen, noe som resulterte i utviklingen av en passiv riftet margin. Vestlige Barentshav-Svalbard marginen har en mer kompleks utvikling, der områder utviklet seg til en passiv margin i forskjellige stadier. Etter bruddet har den passive marginen utviklet seg i respons til innsynkning og sedimentasjon i forbindelse med den stadig pågående utvidelsen av Norske-Grønlandshavet (Faleide et al. 2008).

Tilførselen av sedimenter til kontinentalmarginen var svært beskjeden fram til sen pliocen som markerer starten på nedisingen av den nordlige halvkule. Da økte sedimenttilførsel og de glasigene sedimentene bygde ut kontinentalsokkelen og avsatte enorme mengder med sedimenter på kontinentalmarginen (Vorren & Mangerud 2007, Faleide et al. 2008).

Kontinentalmarginen utenfor Troms har opplevd heving og erosjon fra sen kritt fram til paleogen (Rise et al. 2013).

2.5 Glasiasjonshistorie på den nordlige halvkule

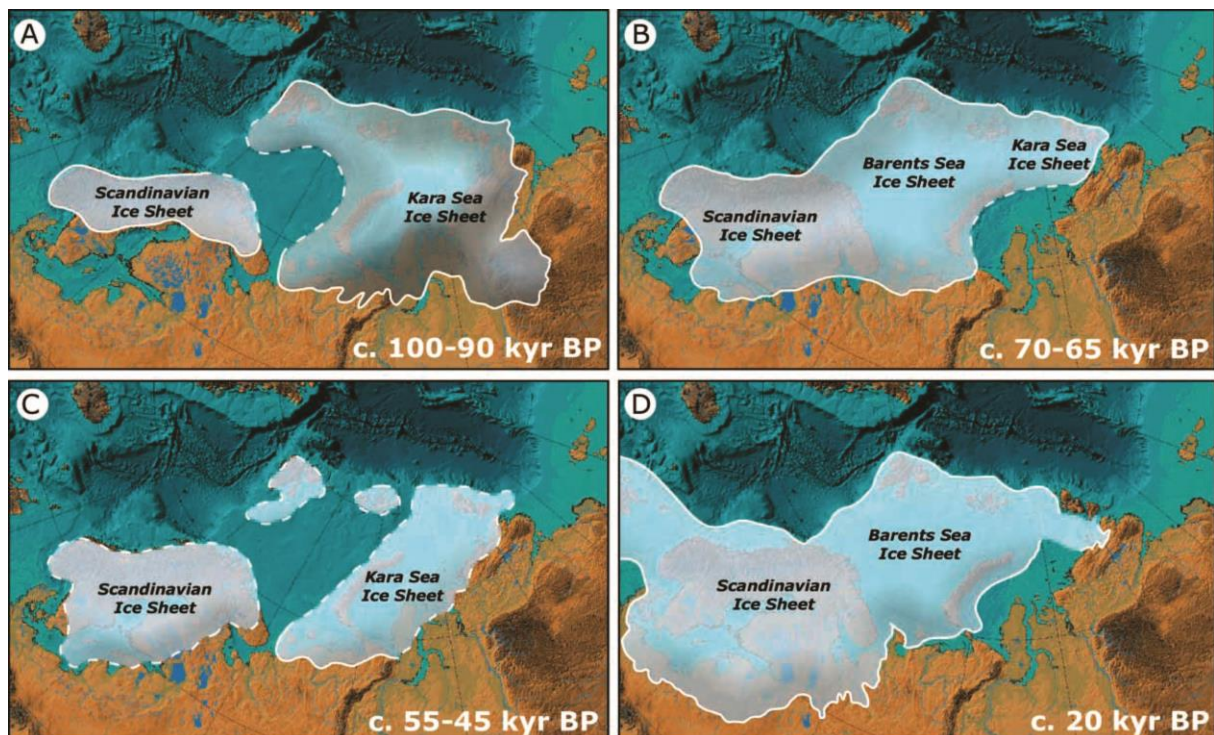
Isdroppet materiale med en alder fra midt- til sen-miocen er de første indikasjoner på at den nordlige halvkule har vært dekket av is (Mangerud et al. 2011). Klimaet på jorda de siste 2,7 millioner år viser en utvikling med gradvis kaldere klima, med sykluser av istider og mellomistider. De siste 2,5 millioner år er det registrert omtrent 40 istider (Mangerud 1992, Lisiecki & Raymo 2005). I perioden etter 0,9 millioner år dominerte klimasvingninger med sykluser på 100ka. Dette resulterte i dannelse av større isdekker som i flere korte perioder hadde utstrekning sør for Skandinavia (Mangerud et al. 2011). I vest nådde isdekket ut til kontinentalmarginen (Eggakanten) gjentatte ganger de siste 0,5 millioner år, der videre vestlig utbredelse ble stoppet av dyphavet (Mangerud 2004, Svendsen 2004, Hjelstuen et al. 2005, Mangerud et al. 2011).

De fleste avsetninger som stammer fra eldre istider i Norge er erodert av innlandsisen fra den siste istiden, weichsel (Mangerud et al. 2011). Is-transportert debris i avsetninger langs den norske kontinentalmarginen representerer de mest kontinuerlige registreringene av tidligere istider (Mangerud et al. 2001). I Norskerenna er det identifisert glasiøle avsetninger som er datert tilbake til 1,1 Ma. Fra to lokaliteter på Finnmarksvidda er det funnet eldre glasiøle og interglasiøle avsetninger som dateres til marin isotop stadium (MIS) 8 eller 10. Disse avsetningene samt avsetninger fra Jæren datert til MIS 10 er en av de få områdene med avsetninger på fastlandet som kan relateres til istider og mellomistider de siste 2,7 millioner år som er eldre enn Saale istiden. Morenemateriale fra nest siste istid, Saale (MIS 6) er funnet på en rekke lokaliteter i fjordstrøkene (Mangerud, 2004, Mangerud et al. 2011). Avsetninger fra istider eldre enn kvartær-istidene er funnet i Finnmark. Disse er tolket å representere istider i prekambrium (Vorren & Mangerud 2007).

Den siste mellomistiden Eem etterfulgte istiden Saale og representerer en relativt kort og varm periode på nærmere 15 000 år. Eem etterfølges av weichsel istiden rundt 117 ka BP (Mangerud 1989, Vorren & Mangerud 2007). Perioden representerer MIS 5e som starter med en klimaforbedring ved «Termination II» for ca. 130 000 år siden (Kukla et al. 2002).

2.5.1 Den siste istid – Weichsel

Den glasiere historien under siste istid er bedre kjent enn for eldre istider. Likevel er mye av sedimentene fra tidlig- og midt-Weichsel erodert bort av breframstøtet under siste istids maksimum (LGM). Weichsel istiden startet ved slutten av eem for ca. 115.000 år siden (MIS 5d) og varte fram til starten av holocen for 11.500 år siden (Vorren & Mangerud 2007). Det er vanlig å dele den siste istiden inn i tidlig-, midt- og sen weichsel basert på data fra Svendsen et al. (2004) som foreslår tre glasiere maksimum i løpet av perioden. Tidlig weichsel (100-80 ka), midt weichsel (60-50 ka) og sen weichsel (25-10 ka). Nyere data fra Larsen et al. (2006) indikerer derimot fire store glasiere maksimumer innenfor de siste 100 ka (Fig. 2.6).



Figur 2.6: Rekonstruksjon av isdekket over Skandinavia og Barentshavet (Eurasiske isdekket) under weichsel for A) 100-90 000 år BP, B) 70-65 000 år BP, C) 55-45 000 år BP, D) 20 000 år BP (Larsen et al. 2006)

Isdekket over Skandinavia i den første glasiere maksimum i tidlig weichsel hadde begrenset utbredelse, mens Karahavisdekket i nord-øst var dominerende (Svendsen et al. 2004). Svendsen et al. (2004) har rekonstruert isdekkene som sammenhengende i denne perioden, mens Larsen et al. (2006) peker på en mulig isfri korridor som skiller isdekkene fra hverandre i Barentshavet. Hvorvidt det var en eller to store glasiere maksimumer i løpet av midt-weichsel er oppå for diskusjon. Svendsen et al. (2004) foreslår en stor glasiere maksimum i perioden mellom 60-50 ka,

der isdekkene i Skandinavia, over Barentshavet og i Karahavet var sammenhengende. Dette støttes av tidligere modeller fra midt-weichsel (Mangerud et al. 1998; Siegert et al. 2001). Larsen et al. (2006) derimot deler midt-Weichsel inn i to store glasiasjoner. Der den første glasiasjonen finner sted i perioden 70-65 ka og med en størrelse på isdekket som samsvarer med det Svendsen et al (2004) konkluderte med. Den andre glasiasjonen var noe mindre med separate isdekker over Skandinavia og Karahavet og skjedde i perioden 55-45 ka. Under denne glasiasjonen var trolig Barentshavet isfritt (Larsen et al. 2006).

Etter en noe varmere periode under Ålesundinterstadialen i perioden 38-34 ka (MIS 3) der store deler av Skandinavia (se bort ifra fjellområdene), var blitt isfrie, startet isdekket å vokse igjen i sen-weichsel (Vorren & Mangerud 2007). Den siste glasiasjonen i løpet av weichsel istiden var den med størst utstrekning mot vest, der isdekket nådde fram til Eggakanten på kontinentalsokkelen to ganger (Vorren & Plassen 2002).

2.5.2 Paleo-isstrømmer under siste istid

En isstrøm defineres som et område i et grunnstøtt isdekke, som strømmer mye raskere enn områdene som grenser til (Clark & Stokes 2001). Isstrømmer er avgjørende for stabilitet og dynamikk i moderne isdekker slik som i Antarktis (Rydningen et al.2013). Paleo-isstrømmer spilte en viktig rolle når det gjaldt dynamikken og selve utviklingen av isdekkene under siste istid. Isdekket og isstrømmene under siste istid strakk seg helt fram til Eggakanten under sin maksimale utbredelse. På Eggakanten ble det levert store mengder isfjell og ITD (is-transportert debris) til det marine miljø (Ottesen et al. 2005). Materialet som ble transportert med isstrømmene ble avsatt på kontinentalskråningen og kontinentalsokkelen, hvor vi i dag finner store istidsavsetninger i enorme sediment-vifter. Disse sedimentviftene er lokalisert utenfor munningen av renner eller traue på kontinentalhylla. (Laberg & Vorren 1995, Vorren et al 1998). Spor etter isstrømmene finner man ofte på kontinentalsokkelen i form av brede batymetriske traue som inneholder strømlinjeformede sub-glasiale bunnformer (Vorren et al. 1998, Rydningen et al. 2013).

Under siste istid eksisterte det omtrent 20 løp for isstrømmer på den norske kontinentalmarginen, se figur 2.7 (Ottesen et al. 2005, Rydningen et al. 2013). Mellom isstrømmene var det områder med passiv is, som i dag er grunne banker lokalisert mellom traue. De største dreneringsstrømmene for is gikk ned langs det som i dag er karakterisert som Bjørnøyrenna og Norskerenna (Ottesen et al. 2005, 2008). Is-strømmen som utformet

Norskerenna i Skagerrak området mellom Danmark og Norge var 800 km lang. Ved kontinentalmarginen utenfor Vest-Norge var bredden på strømmen 150 km (Ottesen et al. 2005).

På kontinentalsokkelen utenfor Troms er det fire grunne banker som skiller de fire trauene Andfjorden, Malangsdjupet, Håkjerringdjupet og et ikke navngitt trau fra hverandre (Ottesen et al. 2008). Rydningen et al. (2013) beskrev det ikke navngitte trauet som Rebbenesdjupet. Et område på omtrent 40 000 km² på innsiden av trauene i Troms har blitt definert som nedslagsfelt for is-drenering til AMR systemet (Andfjorden-Malangsdjupet-Rebbenesdjupet) under siste istids maksimum. Andfjorden og Malangsdjupet mottok 40 % hver av de drenerte ismassene, mens Rebbenesdjupet mottok 20 % (Rydningen et al. 2013). Fra Kaldfjorden har trolig det meste av is-transport blitt ført gjennom Rebbenesdjupet og Malangsdjupet sammen med isstrømmer. På grunn av sin beliggenhet er det rimelig å tro at Kaldfjorden kun bidro med mindre mengder til AMR-dreneringssystemet.

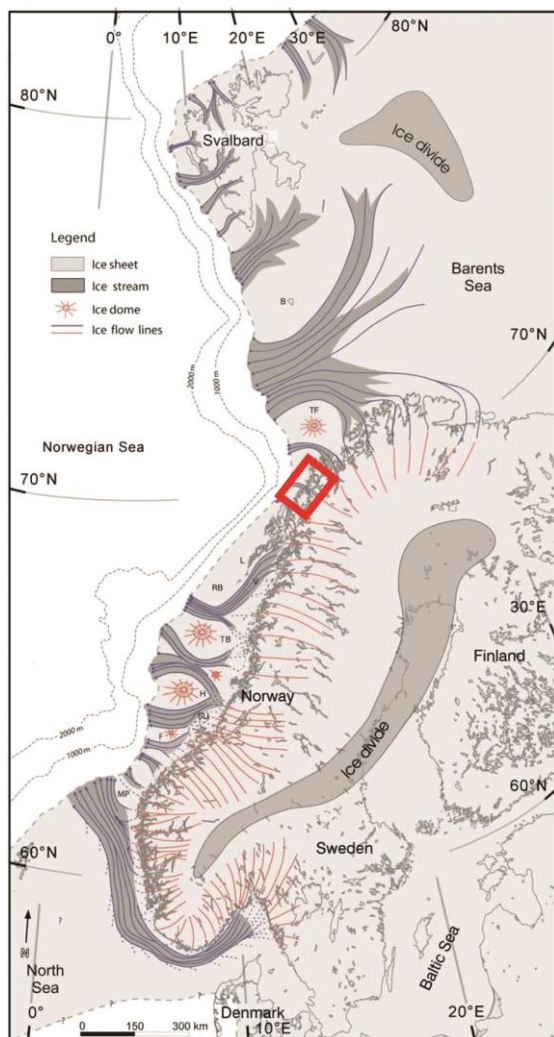


Fig 2.7: Rekonstruksjon av isdekket langs den norske kontinentalmarginen under sen-weichsel, med raskt-flytende isstrømmer markert (fra Ottesen et al. 2005). Rød firkant markerer Kaldfjorden området

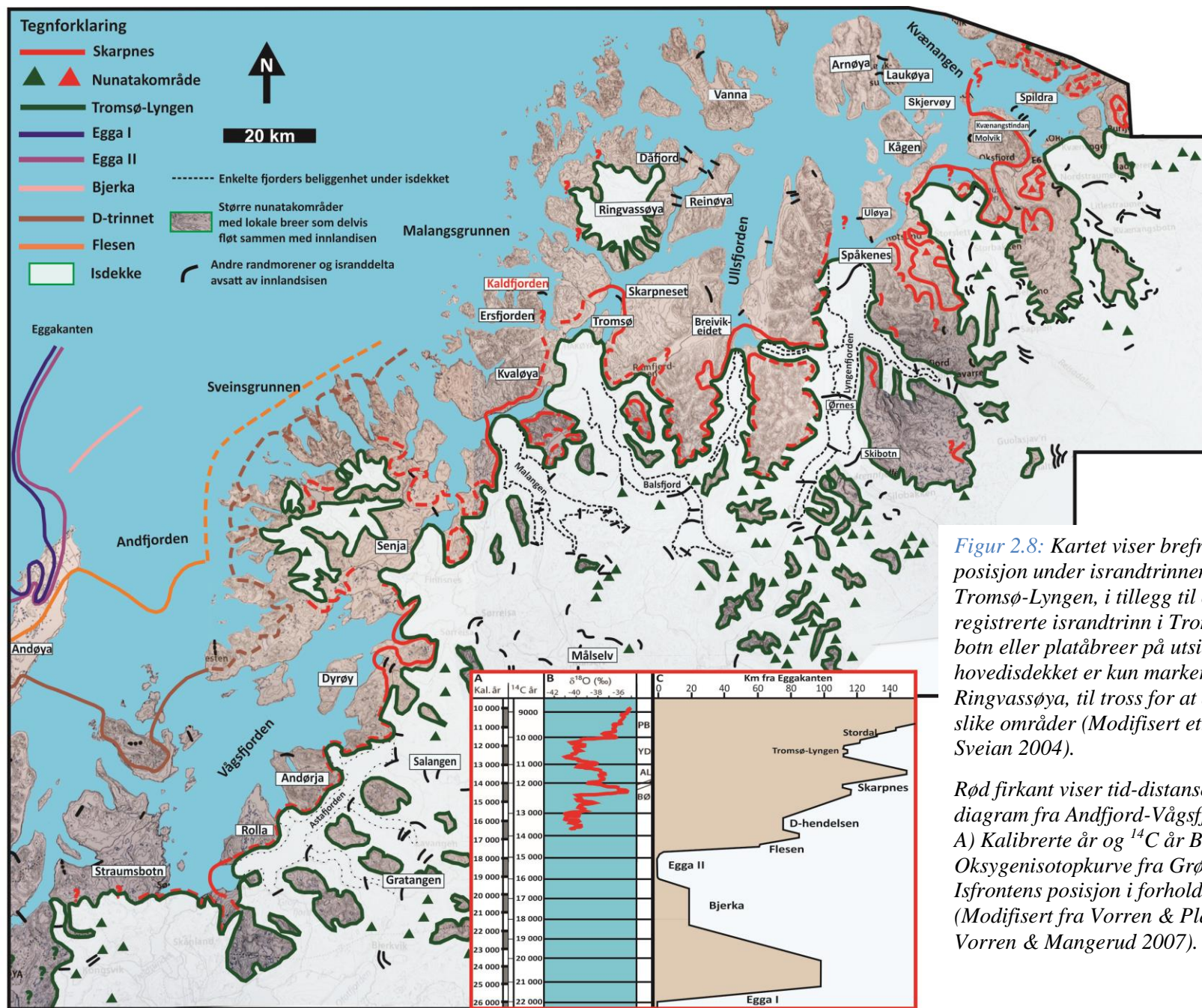
2.5.3 Deglasiasjonen i Troms

Deglasiasjonen i Troms har vært kjent i flere tiår etter omfattende og detaljert kartlegging av hevede strandlinjer og marginale morener (Andersen 1968, Vorren & Elvsborg 1979, Corner 1980). Den regionale kartleggingen av fylket avslørte store forskjeller mellom de ulike fjordsystemene, som i senere tid har blitt vider utforsket og kartlagt (Fimreite et al. 2001, Forwick & Vorren 2002, Vorren & Plassen 2002, Plassen & Vorren 2002, Eilertsen et al. 2005). Videre i dette kapittelet blir en liten oversikt av isen tilbaketrekning presentert basert på de tidligere studiene.

Under siste istids maksimum er det utenfor Andfjorden i Sør-Troms påvist at isdekket nådde ut til eggakanten på kontinentalhylla to ganger (Vorren & Plassen 2002). Vorren & Plassen (2002) har navngitt disse to glasiiale breframstøtene som Egga I og Egga II (Fig. 2.8).

Dateringer av postglasiiale sedimenter gir en minimums alder på Egga I til 22 000 ^{14}C år BP (Vorren & Plassen 2002). De har funnet totalt åtte glasiiale hendelser i perioden fra siste istids maksimum og fram til holocen i Andfjorden-Vågsfjorden området, der de tre siste representerer hendelser i de indre fjordstrøkene. Bjerka morenen i Andfjorden er korrelert med Kjølhøg morenen på Andøya som er datert til 18 500- 19 000 ^{14}C år BP (Vorren et al. 1988). Bjerka morenen ble avsatt mellom de to Egga hendelsene og ble dermed overkjørt av Egga II hendelsen som kan korreleres med Endleten morenen på Andøya avsatt rundt 15 500 ^{14}C år BP (18-19 cal. ka BP) (Vorren & Plassen 2002).

Etter breframstøtet under Egga II hendelsen trakk isfronten seg tilbake siste gang og opplevde bare enkelte stagnasjoner eller små breframstøt i løpet av deglasiasjonen (Vorren & Plassen 2002, Sveian & Bergstrøm 2004). Den første stagnasjonen eller lille breframstøt som fant sted etter deglasiasjonens start var Flesen hendelsen som avsatte en submarine morene datert til rundt 14 600 ^{14}C år BP. Deretter er D-hendelsen registrert basert på kjerneprøver fra ytre og midtre deler av Andfjorden, som avslørte høye IRD verdier, samt funn av kaldt, nær glasialt fauna (Vorren & Plassen 2002). Denne hendelsen er datert til å representere isfrontens beliggenhet i perioden for rundt 13 800-13 200 ^{14}C år BP (Vorren et al. 1988, Plassen & Vorren 2002, Vorren & Plassen 2002). Se figur 2.8 for posisjon til de glasiiale hendelsene registrert i Andfjord-Vågsfjord området av Vorren & Plassen (2002).

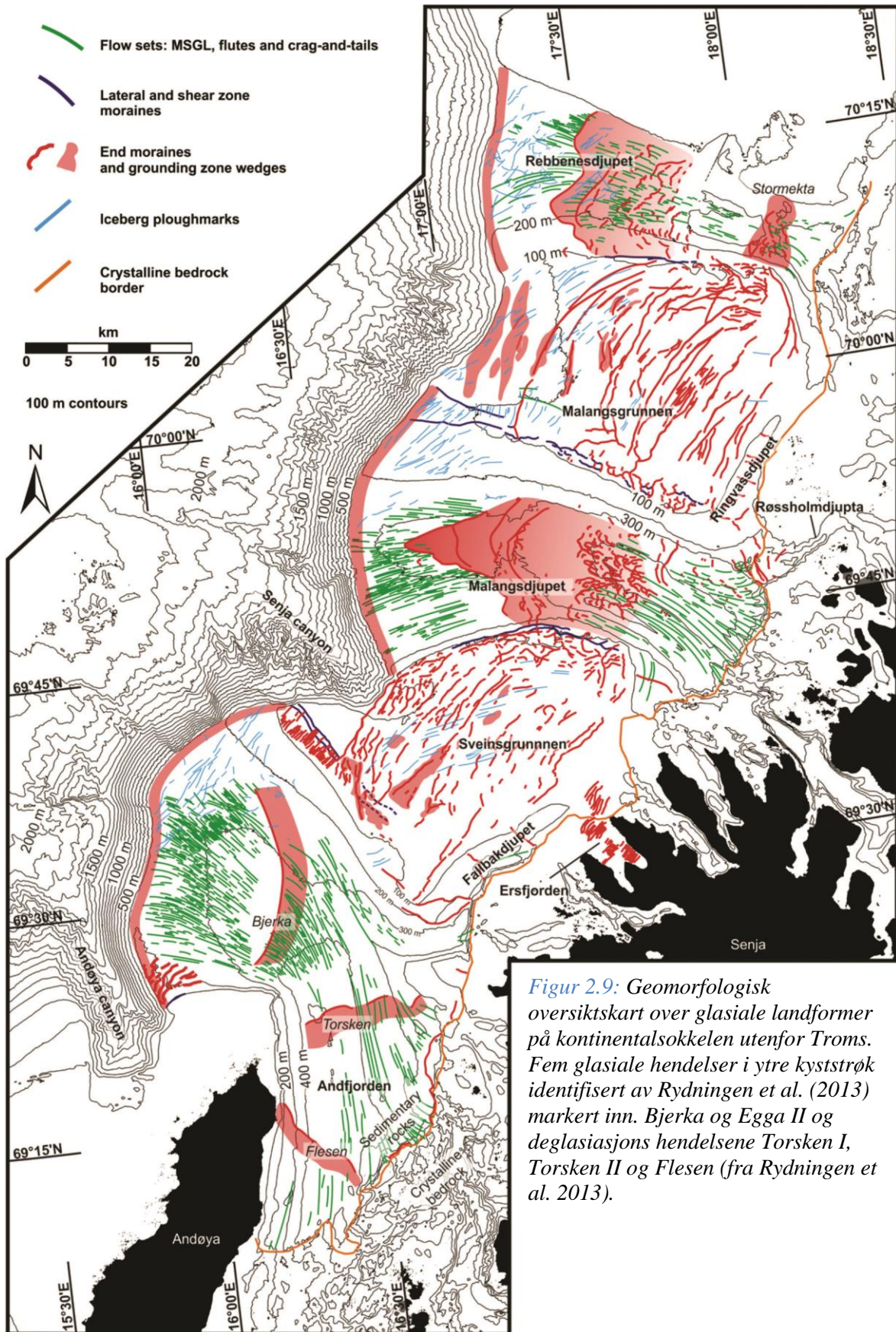


Nyere studier i de ytre kyststrøkene og på kontinentalsokkelen utenfor Troms har en noe annerledes glasiasjons/deglasiasjons historie enn den som er foreslått av Vorren & Plassen (2002). Rydningen et al. (2013) foreslår totalt fem glasiøse hendelser i de ytre kyststrøkene, der Egga I hendelsen ikke er blitt observert. De starter derfor med Bjerka hendelsen. I tillegg er det funnet to deglasiasjons hendelser, Torsken I og II, mellom siste istids maksimum (Egga II) og Flesen hendelsen (Fig. 2.9).

Morener som representerer Egga II hendelsen er også funnet lengre nord-øst for Andfjorden, både på Sveinsgrunnen og Malanggrunnen. Morener som trolig ble avsatt under Torsken I og II hendelsene er også observert på bankene (Rydningen et al. 2013). Flesen morenen i Andfjorden er blitt korrelert sørover med både Kirkerøet og Gårdsrøet morenene på Andøya (Vorren & Plassen 2002), og nord-øst ved hjelp av randmorener (Rydningen et al. 2013). Et lokalt breframrykk ut Røssholddjupet til Malangsdjupet under Flesen hendelsen er mulig, men de observerte landformene kan også representere tilbaktrekningsformer (Rydningen et al. 2013).

Da isen trakk seg innover i retning de indre kyststrøkene var det fortsatt lokale botn- og platåbreer i nunatakområdene og utenfor hovedisdekket. Slike områder eksisterte både på Kvaløya, Ringvassøya og Senja (Fig. 2.8), (Sveian et al. 2004).

I Andfjord-Vågsfjord området trakk isfronten seg tilbake etter D-hendelsen og Vågsfjorden ble raskt isfri. Under eldre dryas perioden ble Skarpnes morenen avsatt (Fig. 2.8). Denne er datert til 12 500-12 000 ^{14}C år BP (Andersen 1968). Vorren & Elvsborg (1979) daterte Skarpnes morenen på Krakneset utenfor Tromsø til $12\,280 \pm 140$ ^{14}C år BP. Dateringen av skjelltypen *Macoma calcarea* og *Mya truncata* fra et fint sand lag som stratigrafisk lå mellom et eldre og et yngre lag med is-kontakt sedimenter, indikerer at Skarpnes morenen ble avsatt under to faser med breframstøt (Vorren & Elvsborg 1979, Jørgensen et al. 1997). I den etterfølgende allerød interstadialen trakk isfronten seg tilbake rundt 40km i Andfjord-Vågsfjord området før den gjorde et siste større breframstøt og avsatte Tromsø-Lyngen morenen. I Nord-Troms er morener fra Skarpnes-trinnet lokalisert foran Oksfjordvatnet (Sveian og Bergstrøm 2004) (Fig. 2.8).



Figur 2.9: Geomorfologisk oversiktskart over glasiiale landformer på kontinentalsokkelen utenfor Troms. Fem glasiiale hendelser i ytre kyststrøk identifisert av Rydningen et al. (2013) markert inn. Bjerka og Egga II og deglasiasjons hendelsene Torsken I, Torsken II og Flesen (fra Rydningen et al. 2013).

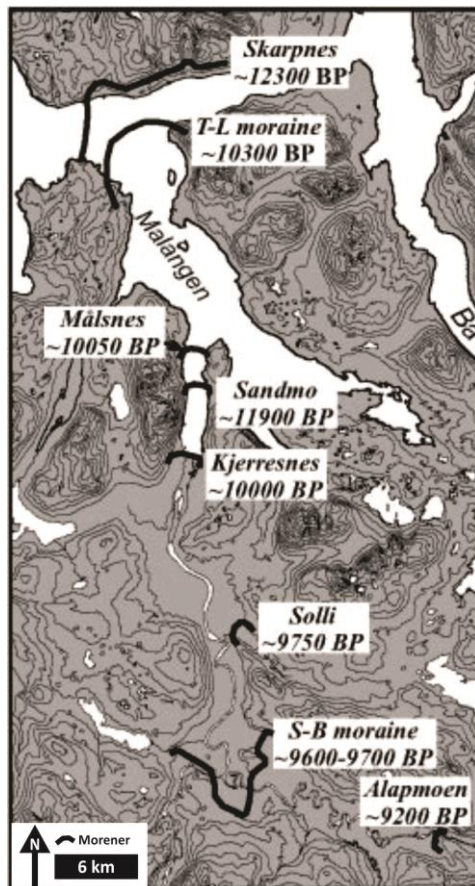
Tromsø-Lyngen morenen representerer breframstøtet i yngre dryas og hendelsen er datert til 10 700- 10 300 ¹⁴C år BP (se Fig. 2.8 for brefrontens posisjon). (Vorren & Plassen 2002). Trolig startet det Fennoskandiske isdekket sin framrykking allerede under den kalde fasen sent i allerød rundt 11 200-11 100 ¹⁴C år BP (Andersen et al 1995, Vorren & Plassen 2002) Morenemateriale fra begge disse hendelsene kan observeres i hele Troms, der Tromsø-Lyngen morenen er tydeligst. Isutbredelsen da disse trinnene ble avsatt var relativt lik, men med lokale forskjeller (Andersen 1968, Corner 1980, Vorren & Plassen 2002, Plassen & Vorren 2003, Sveian et al. 2004, Eilertsen et al. 2005).

I Sør-Troms stod isfronten under Tromsø-Lyngen trinnet i Astafjorden, mens den i Malangen nådde ut til Bakkejord (Fig. 2.8 og 2.10), (Vorren & Plassen 2002, Eilertsen et al. 2005). I Tromsø området strakk isfronten seg til midt på Tromsøya. Under Skarpnestrinnet hadde isfronten en noe større utbredelse i Tromsø området, der isdekket nådde helt fram til Skarpneset like nord-øst for Tromsøya (Vorren & Elvsborg 1979). I Ullsfjorden øst for Tromsø lå isfronten trolig ved Svensby under Skarpnes-trinnet og ved Skardmunken under Tromsø-Lyngen (Plassen & Vorren 2003) mens lengre nord i fylket stod isfronten ved Spåkenes i ytre deler av Lyngenfjorden under Tromsø-Lyngentrinnet (Andersen 1968).

Forwick & Vorren (2002) anslår at tilbaketrekning av isfronten fra Tromsø-Lyngen morenen startet før 10,4 ¹⁴C ka BP (12,3 cal. ka BP). Tilbaketrekningen av det Fennoskandiske isdekket i fjordene i Troms skjedde trinnvis, der isfronten stagnerte på fjordtersklene. Dateringer fra Gratangsfjorden i Sør-Troms viser at isfronten startet sin tilbaketrekning i dette området for ca. 11,1 cal. ka BP (Vorren & Plassen 2002). Det er også gjort dateringer fra Salangen som tyder på at fjorden var isfri for 11.000 år siden (Dahl & Bergstrøm 2004).

I Malangen og Målselv området er mangel på endemorener mellom Tromsø-Lyngen morenen (Bakkejord morenen) og Sandmo ytterst i Målselvfjorden noe som tyder på en rask tilbaketrekning (Fig. 2.9), (Eilertsen et al. 2005). Ved Aspenes i Nordfjorden inne i Malangen er det funnet endemorene som er korrelert med Stordal hendelsene (Andersen 1968). Endemorener funnet innerst i Målselvfjorden ved Kjerresnes og videre innover i Målselvdalen ved Storskogmoen-Brentmoen (S-B) er også avsatt under Stordal hendelsene (Andersen,

1968, Eilertsen et al. 2005). Isfronten stagnerte en siste gang ved Alapmoen (9200 ^{14}C BP) før Målselvområdet ble isfritt for om lag 9000 ^{14}C BP (10,1 cal. ka BP) (Eilertsen et al. 2005).



Figur 2.10: Oversikt over brefrontens posisjoner fra Skarpnes og Tromsø-Lyngen (T-L) trinnene og tilbake til siste stagnasjon ved Alapmoen i Malangen og Målselv området. Alders indikasjoner fra de ulike posisjoner er inkludert (modifisert fra Eilertsen et al. 2005)

I Balsfjorden ble Skjevelnes morenen trolig avsatt under den eldste Stordals-hendelsen og er datert til 10,3-10,0 ^{14}C ka. BP (12-11,5 cal. ka BP). Det er også funnet to stagnasjoner eller breframrykk i de innerste delene av fjorden, Ryvoll og Tennes som trolig kan relateres til Birtavarre hendelsen i Kåfjorden (en fjordarm i Lyngenfjorden). Balsfjorden var trolig isfri for 9,7 ^{14}C ka BP (11,1 cal. ka BP) (Forwick & Vorren 2002).

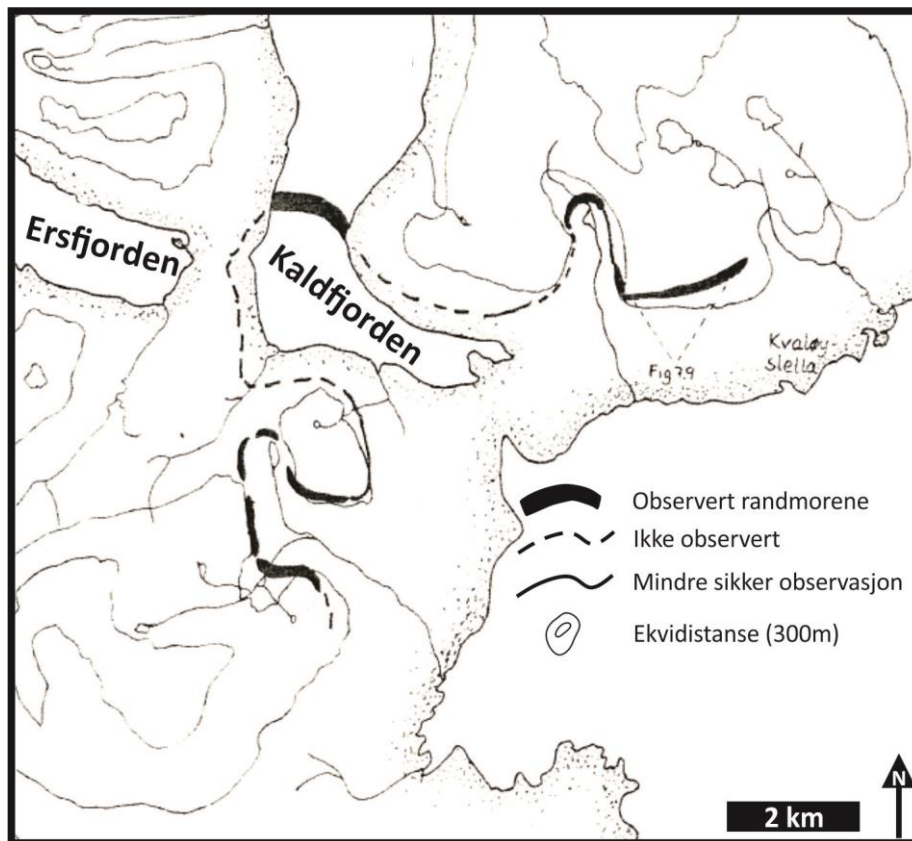
Innover i Lyngenfjorden er det observert flere morener som stammer fra stagnasjoner eller små breframrykk i løpet av deglasiasjonen. Ørnes hendelsen 9800-9900 ± 150 ^{14}C år BP (11,2 cal. ka BP) og Skibotn hendelsen 9500-9600 ± 150 ^{14}C år BP (10,8 cal. ka BP) kan korreleres med Stordal-hendelsene. I tillegg er det funnet en ikke navngitt hendelse 9400 ± 250 ^{14}C år BP (10,6 cal. ka BP). Lyngenfjorden var isfri da isfronten stod lengre inn i Skibotndalen og Signaldalen for 10 000 år siden (Corner, 1980, Sveian & Corner 2004).

2.5.4 Deglasiasjonen i området rundt Kaldfjorden

Kaldfjorden og Ersfjorden er ikke like godt undersøkt som de litt større fjordene i Nord-Norge. Det foreligger derfor lite kunnskap om deglasiasjonshistorien i området.

Undersøkelser fra Lyfjorden området på østsiden av Kaldfjorden gir indikasjoner på et deglasiert område for senest 12 500 år siden. Fjordarmen var preget av et glasimarint miljø til rundt 11 400 år BP og sannsynlig helt fram til 10 000 år BP (Hald & Vorren 1983). Fra Susannajord på vestsiden av Kaldfjorden er det gjort undersøkelser av en fire meter mektig diamikton. Dateringer av arten *Macoma calcaria* ga alderen $12\,290 \pm 230$ ^{14}C år BP, og indikerer trolig minimumsalderen for deglasiasjonen av området og etableringen av en molluskfauna. Trolig lå området distalt for Skarpnes-trinnet (Larsen 1983). Fra Blåmannsvik like nord for Susannajord er det datering på $12\,280 \pm 130$ ^{14}C år BP som indikerer at den undersøkte morenen ble avsatt av lokalbreen fra Blåmannsvikdalen før slutten av bølling. Denne lokalglasiasjonsfasen skjedde trolig samtidig som Skarpnes-trinnet (Larsen 1983).

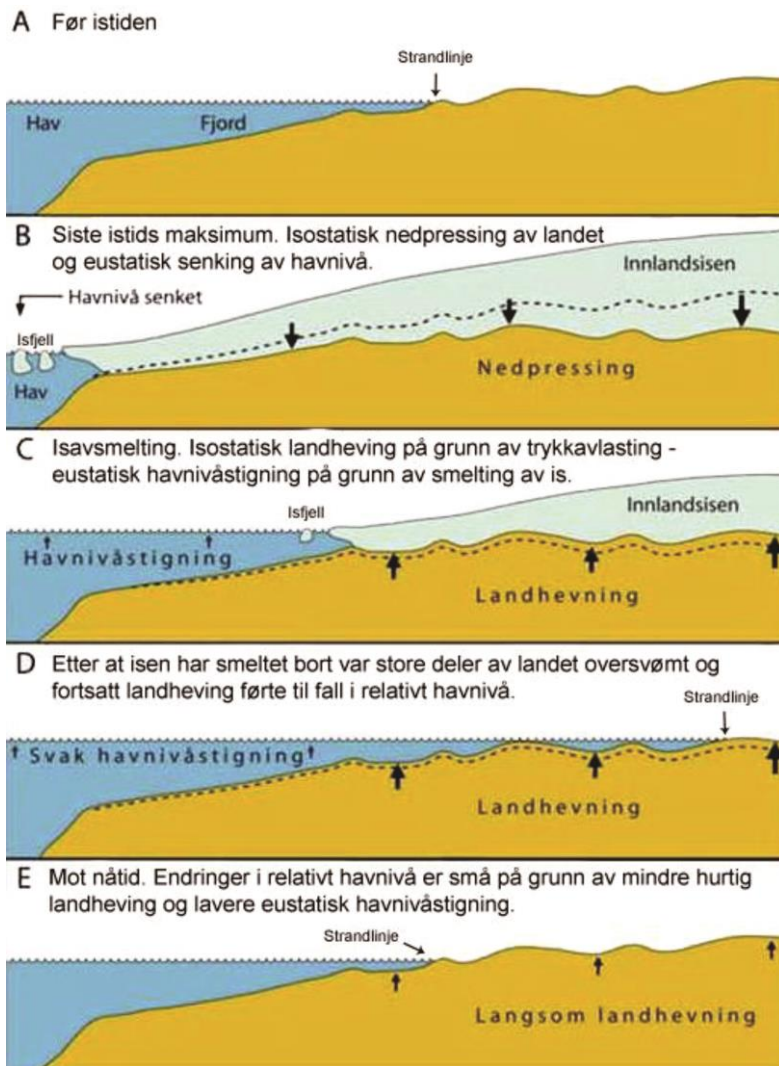
Larsen (1983) antyder at Ersfjorden var deglasiert i løpet av første del av bølling perioden, basert på dateringer fra Ersfjordbotn. En klimaforverring midt i bølling førte til at lokale breer vokste kraftig og Larsen (1983) antyder at innlandsisen stagnerte eller rykket fram i Kaldfjorden (Fig. 2.11). Breframrykket under Tromsø-Lyngen trinnet nådde Tromsøya like sørøst for Kaldfjorden. Det er ikke gjort funn som tyder på at brefronten nådde Kaldfjorden i denne perioden. På lokaliteten Slettaelva sørøst for Kaldfjorden er det gjort dateringer som indikerer at området var deglasiert i allerød (Andersen 1968, Vorren et al. 1981). I fjellområdene på vestsiden av studieområdet er det beskrevet flere lokalglasiasjonsfaser (Andersen 1968, Larsen 1983).



Figur 2.11: Kart som viser antatt utbredelse av Skarpmes-trinnet i Kaldfjorden og området rundt (modifisert fra Larsen 1983).

2.5.5 Postglasial landheving og strandforskyvning

Den postglasiale landhevingen som har foregått siden siste istid er en direkte respons av deglasiasjonen etter siste istids maksimum (Dehls et al. 2000). Det enorme isdekket som lå over Fennoskandia ved siste istids maksimum bidro til å trykke ned landmassene og forårsaket depresjoner i jordens elastiske skorpe. Da isen startet sin tilbaketrekning ble trykket fra ismassene stadig mindre og den isostatiske hevingen startet (Fig. 2.12). Hastigheten på glasial landheving bestemmes av isens tykkelse. Områdene langs kysten der isdekket var tynnest er landhevingen minst, mens i Bottenviken hvor isdekket hadde en tykkelse på over 3000m er landhevingen størst (Dahl & Sveian 2004). Den isostatiske hevingen foregår fortsatt over Fennoskandia, der hevingen skjer med 1-2mm per år på kysten av Nord-Norge (Dehls et al. 2000, Fjeldskaar et al. 2000).



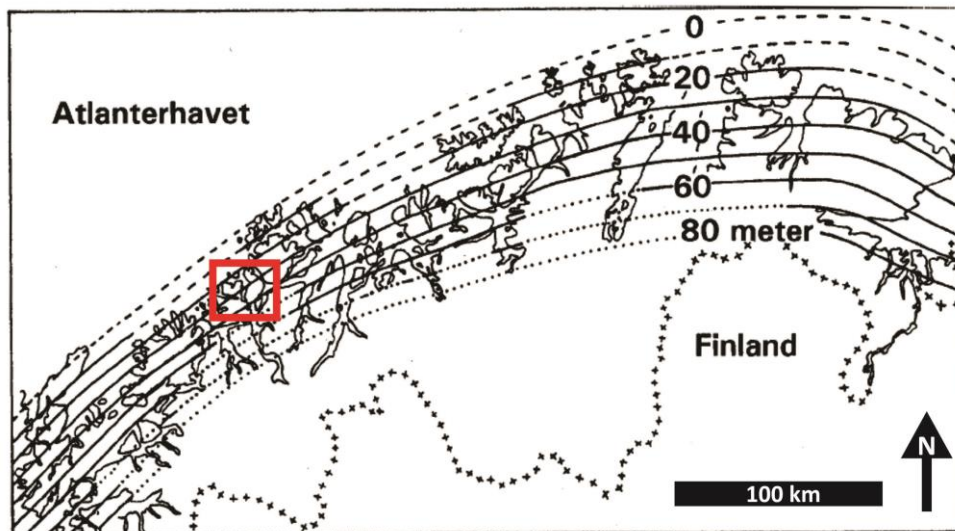
Figur 2.12: Illustrasjon som viser hvordan isostatisk og eustatiske mekanismer påvirker det relative havnivået (Høgaas et al. 2012)

Etter hvert som isen trakk seg tilbake og frigjorde enorme mengder smeltevann, begynte det eustatiske havnivået å stige (Vorren et al. 2007). Til tross for at verdenshavene steg med nærmere 120m ble strandlinjer hevet og havbunnen blottlagt, som følge av den hurtige landhevingen. Kysten av Norge opplevde dermed en regresjon etter siste istid. Unntaket er tapestransgresjonen som fant sted i en periode ytterst på kysten (Andersen 1968).

Det øverste nivået havet har hatt siden siste istid refereres ofte som marin grense (MG) (Vorren et al. 2007). Marin grense er altså den øvre naturlige grensen for utbredelse av løsmasser som opprinnelig er avsatt i hav- og fjordmiljø (Høgaas et al 2012) Høyden på MG varierer og er avhengig av hastigheten på isostatisk heving. For å lokalisere marin grense er man ofte på utkikk etter gamle strandlinjer, strandvoller og terrasseflater på breelvavsetninger (Corner 1980). På grunn av skjev landheving er den marine grense i de ytre kyststrøkene av

Troms, inkludert Kaldfjorden på rundt 30 moh (Fig. 2.13). Dette skyldes at isen var tynneste ute på kysten og dermed var heving minst. I de indre delen av fylket er marin grense på 80 moh. (Andersen 1968, Jørgensen et al. 1997, Sveian et al. 2004).

I Troms er det to strandlinjer som markerer seg tydelig, Hovedstrandlinjen og Tapes strandlinjen. Hovedstrandlinjen ble dannet under Tromsø-Lyngen trinnet i yngre dryas, da havnivået var relativt stabilt. Tapes strandlinjen ble dannet under tapestransgresjonen, som et resultat av en varm periode for 9500-6500 år siden (Andersen 1968, Jørgensen et al. 1997, Sveian et al. 2004, Vorren et al. 2007).



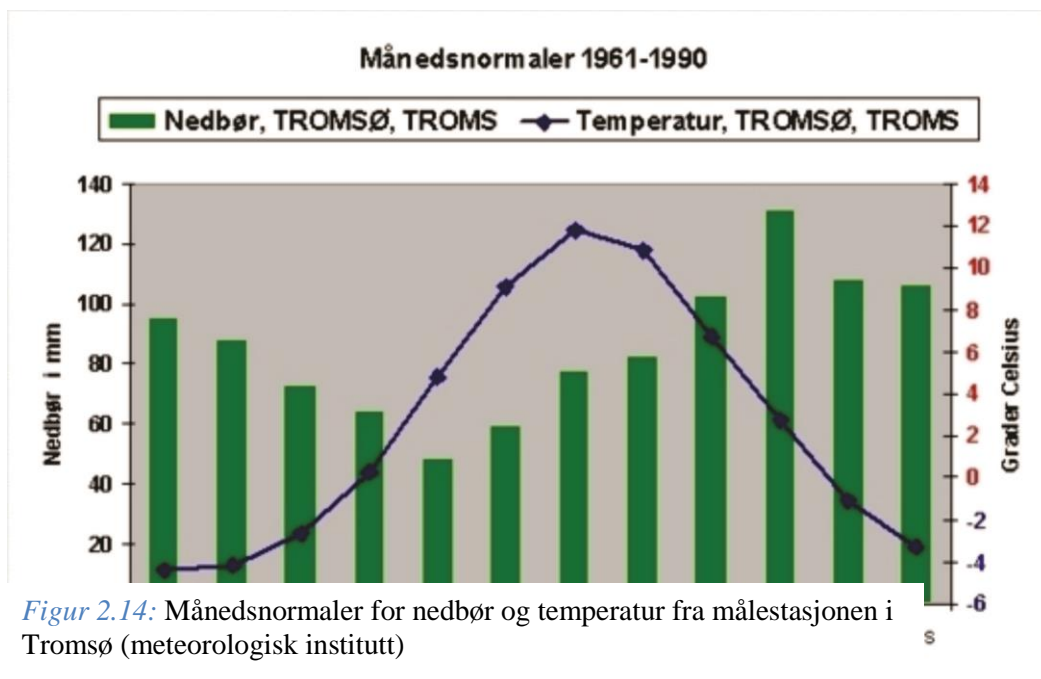
Figur 2.13: Isobaser for hovedstrandlinjen i Nord-Norge. Rød firkant markerer studieområdet (modifisert etter Marthinussen 1960, Jørgensen et al 1997).

2.6 Klima

Klimatiske variasjoner har kontrollert endringer i havnivået under glasiering og deglasiering og har derfor påvirket opprinnelse og distribusjon av alle typer estuarier. Klimaet spiller en viktig rolle også i dag, der den bidrar til endring i fjord morfologi og sediment innfylling. I tillegg har klimaet en stor påvirkningskraft på forvittringshastigheten av berggrunnen og dermed også på mengde sediment (Syvitski et al, 1987). Mengde og type nedbør, overflateavrenning og vannets temperatur er direkte klimatisk betinget, som igjen vil påvirke sirkulasjonen i estuariet (Howe et al, 2010). Der vegetasjonen er begrenset kan vind bidra til transport av sedimenter. Vinden påvirker også sirkulasjonen av vann i fjordene (Syvitski et al, 1987).

I dag er det to værstasjoner i nærheten av Kaldfjorden. Den ene ble opprettet i 2011 og ligger på Kvaløysletta, mens den andre ble opprettet så langt tilbake som i 1895 og ligger på Tromsøya. Stasjonene måler temperatur, nedbør, vind og snømengde. Kaldfjorden ligger i et område med subarktisk maritimt klima. Karakteristisk for dette klimaet er relativt milde vintre og kjølige somre, med en sommersesong (middeltemperatur over 10°C) på mindre enn fire måneder. Subarktisk maritimt klima finner man i områder langs kysten og skiller seg fra innlandet som har et mer kontinentalt klima, der temperaturforskjellene er store (varm sommer, kald vinter), det er lite nedbør, vind og lav luftfuktighet.

I Troms preges klimaet av de store topografiske forskjellene mellom indre og ytre strøk. Dagens «normal» for Tromsø området tar for seg middelverdiene i vær-situasjonen fra 1961-1990 (Fig. 2.14). Den kaldeste måneden er januar med -4,4, mens den varmeste måneden har en middeltemperatur på 11,8°C (Juli). Års-nedbøren i fylket er veldig varierende med 750mm i de ytre kyststrøk og mellom 1000-1500mm i en sone langs kystfjellene. Det kommer normalt mest nedbør i perioden fra oktober til desember. Om sommeren er den dominerende vindretningen fra nord-nordøst, mens om vinteren blåser det fralandsvind normalt fra sør-sørvest (Dannevig 2009, snl.no).

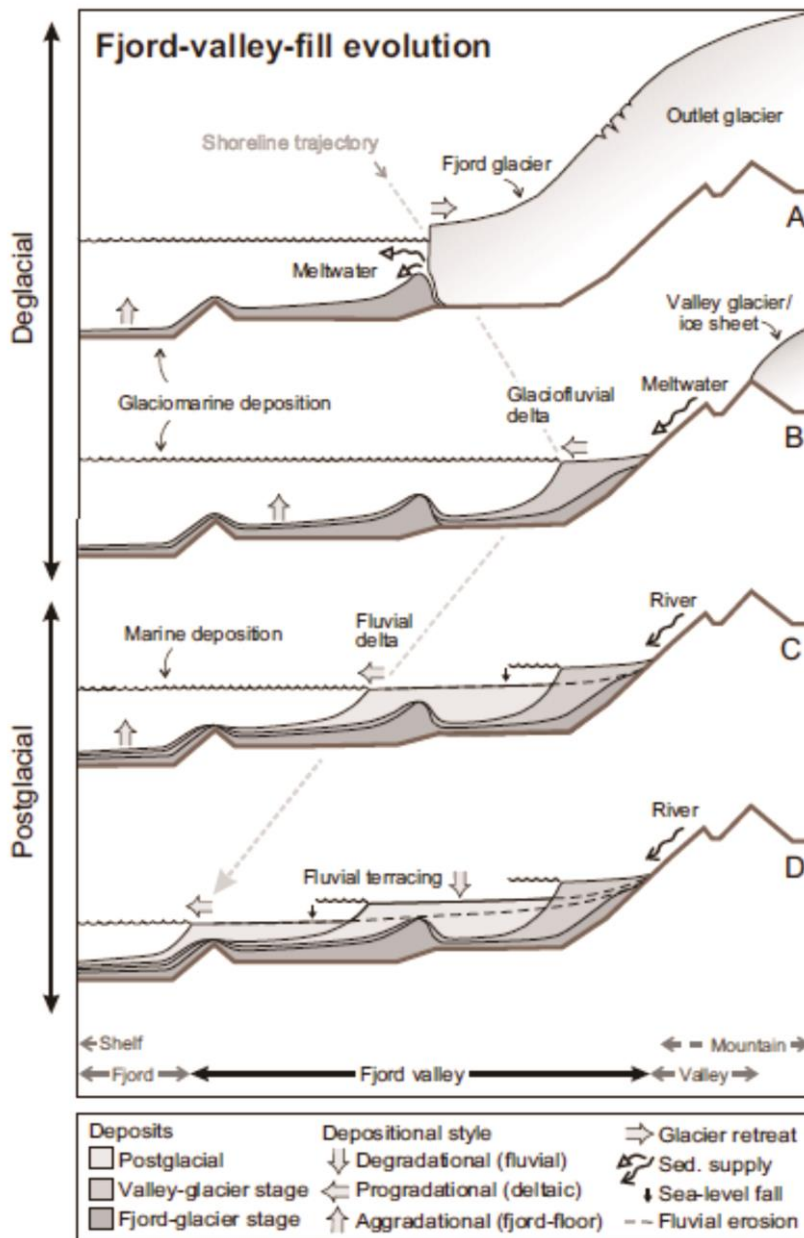


Figur 2.14: Månedsnormaler for nedbør og temperatur fra målestasjonen i Tromsø (meteorologisk institutt)

2.7 Sedimentkilder

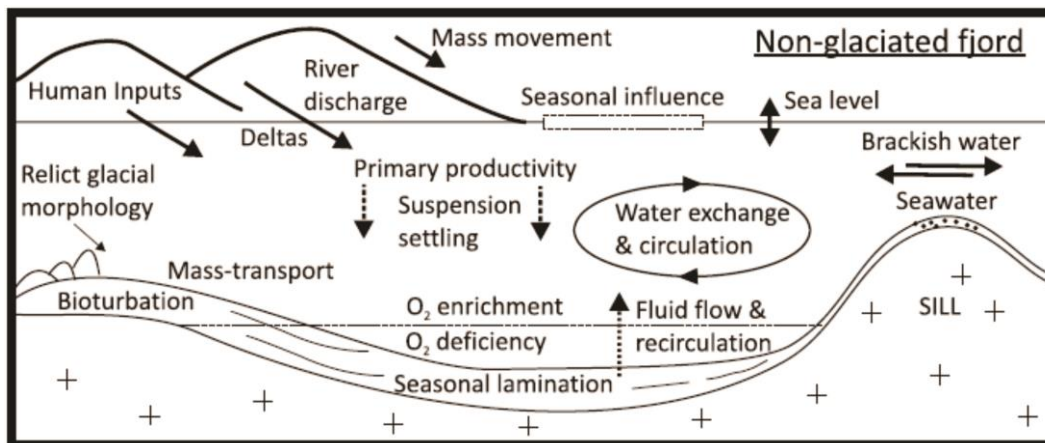
I fjordene fungerer fjordbassengene som store lagringsplasser hvor store mengder sediment avsettes i løpet av mellomistider og fjernes i løpet av istider (Aarseth 1997, Corner 2006). Sediment innfylling av fjord og fjorddaler skjer i to påfølgende stadier, et deglasialt og et postglasialt stadie (Fig. 2.15). Under det deglasiale stadiet, som deles inn i to understadier (fjordbre stadiet og dalbre stadiet), avsetter isbreen og smeltevannet sedimenter ved og utenfor den tilbaketrekkende breen (Corner 2006). Ved stagnasjon av tidevannsbreen avsettes det till og glasifluvial sand og grus ved eller i nærheten av den kalvende eller den grunnstøtte (grounded) bremarginen. Glasimarin fin sand, silt og leire blir holdt i suspensjon og avsatt på havbunnen et stykke fra bremarginen. Under dalbrestadiet blir sand og grus fraktet til fjordbunnen av smeltevannselver fra isbreen, mens avsetningen av det glasimarine materialet fortsetter som tidligere (Corner 2006). Etter deglasiasjonsstadiet starter det postglasiale stadiet, der elve-transportert, remobiliserte glasigene sedimenter og terrasse sedimenter står for den viktigste sedimenttilførselen. Sedimenttilførselen under det postglasiale stadiet er relativt høyt i sedimentfylte daler hvor isostatisk heving fører til fordypning, men er generelt lavere enn under det deglasiale stadiet (Corner 2006).

Resultatet av det postglasiale og deglasiale stadiet er en karakteristisk fjordmorfologi med relativt bratte sidevegger. Bratte sidevegger sammen med høy sedimentasjonsrate gjør at skråningsustabilitet er vanlig, noe som kan resultere i utglidninger og ras (Syvitski et al, 1987). Postglasiale sedimenter blir ofte omarbeidet som følge av massebevegelse, noe som kan resultere i en fjord stratigrafi som består av nærmere 50 % omarbeidet sediment (Holtedahl 1975, Forwick & Vorren 2007, Howe et al. 2010). Deltaer og elvevifter kan dannes på skråningen av elveutløpet, og i enkelte fjorder kan bølger påvirke omarbeidingen av sedimenter (Howe et al. 2010).



Figur 2.15: Skjematisk illustrasjon av fjord-dal innfylling under påfølgende A) fjord-bre stadiet, B) dal-bre stadiet og C, D) postglasiale stadier med sediment innfylling og et regime med fallende relativt havnivå. (Corner 2006)

Kaldfjorden kan klassifiseres som en temperert fjord, der havis generelt er svært sjelden (Fig. 2.16). De aller fleste fjorder som faller inn under kategorien temperert fjord, er i dag ikke glasiere. Likevel kan det oppstå isdannelse på lokale steder i fjorden, slik som i nærheten av et elveutløp (Howe et al. 2010).



Figur 2.16: Illustrasjon som viser sedimentære prosesser og avsetningsmiljø for en ikke-glasiert fjord (Howe et al. 2010)

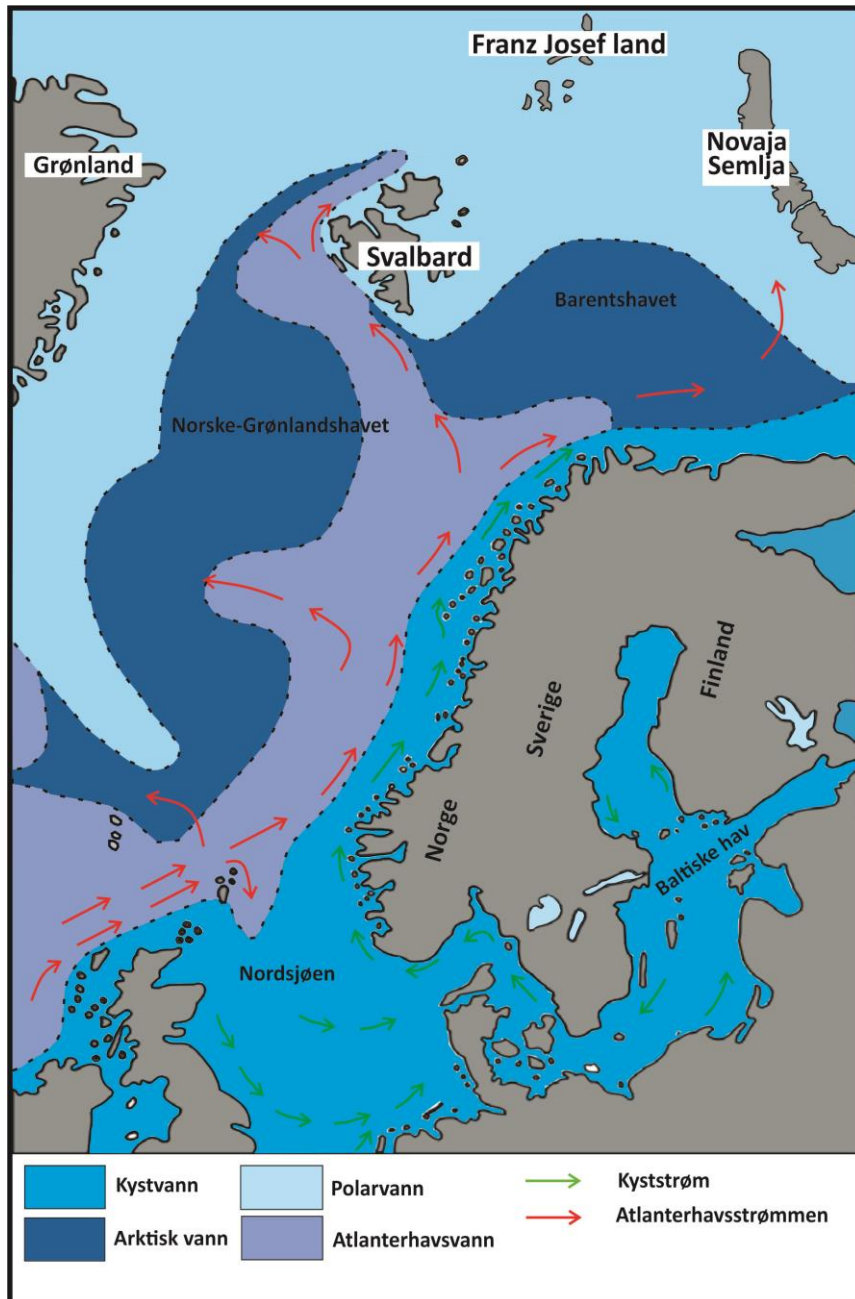
Sedimentkilden til fjordene er i hovedsak terrestrisk materiale. For tempererte fjorder er sedimenttilførselen i hovedsak av terrestrisk avledet materiale eller materiale fra massebevegelse, mens det for polare fjorder er breavledet materiale (Howe et al. 2010). Andre sedimentkilder i tempererte fjorder er vindtransportert materiale, antropogene kilder, materiale fra det åpne hav og materiale fra fjorden selv (Syvitski et al. 1987). Sedimentfordelingen i fjordene avhenger av fjordens batymetri, dybde og det hydrografiske regimet (Howe et al. 2010). Sedimentakkumuleringshastigheten vil være avhengig av både nedbør og temperatur innenfor nedslagsfeltet til fjorden. Disse variablene er med på å kontrollere vannføringen og varigheten av smeltesesongen.

I Kaldfjorden indikerer seismiske data at avsetningene i fjorden i hovedsak består av glasimarine sedimenter avsatt fra typiske glasimarine sedimentære prosesser. Disse sedimentene er trolig avsatt under deglasiasjonen av det Fennoskandiske isdekket og lokale botn og platåbreer. De postglasiale sedimentene i fjorden er avsatt fra suspensjonsutfall eller som re-arbeidet materiale i form av massetransport. Sedimentkilder i dagens fjord er materiale avsatt fra tilsluttende elver og materiale fraktet med havstrømmene i det de strømmer inn i fjordbassengene. Det er kun veldig små elver som har sitt utløp i Kaldfjorden.

2.8 Oseanografi- Hydrografi

2.8.1 Generell oseanografi på kontinentalhylla utenfor Troms

På kontinentalhylla utenfor Troms er det to dominerende havstrømmer som strømmer nordover langs vestkysten av Norge, den norske kyststrømmen (NKS) og den norske atlantehavsstrømmen (NAS) (Fig. 2.17) (Vorren et al. 1984).



Figur 2.17: Oversiktskart som viser hvordan den norske kyststrømmen (NKS) og den norske atlantehavsstrømmen (NAS) strømmer langs kysten av Norge og i tilstøtende områder. De ulike overflate vannmassene og deres utbredelse er også indikert (modifisert fra Hald & Vorren 1984).

Den norske atlantehavsstrømmen er en forlengelse av den nordatlantiske havstrømmen. Den nordatlantiske havstrømmen strømmer inn i Norskehavet gjennom traudet mellom Færøyene og Shetlandsøyene, og over ryggen mellom Island og Færøyene (Ersdal 2001). Vannmassene i den norske atlantehavsstrømmen har en temperatur som varierer mellom +2°C og +10°C, og en høy salinitet >35‰ (Vorren et al. 1984, Hopkins 1991). Havstrømmen følger kontinentalskråningen nordover langs vestkysten av Norge, før den deler seg i to deler ved Tromsøflaket utenfor kysten av Troms. Den ene delen strømmer inn i Barentshavet som Nordkappstrømmen, mens den andre fortsetter nordover langs kontinentalskråningen retning Svalbard (Vest-Spitsbergen strømmen) (Vorren et al. 1984, Wassmann et al. 1996, Ersdal 2001).

Den norske kyststrømmen transporterer norsk kystvann som er en blanding av vannmasser fra Nordsjøen transportert av Juntland strømmen langs kysten av Danmark, og vannmasser transportert fra det Baltiske hav og Østersjøen av den Baltiske havstrømmen (Ersdal 2001). Det norske kystvannet har en salinitet på 32-35 ‰ og varierer som et resultat av variasjonen i avrenningen fra elver langs hele kysten. Som følge av dette vil temperaturen variere og ligge mellom +2°C-+13°C (Hopkins 1991).

Den norske kyststrømmen danner en kile overliggende den norske atlantehavsstrømmen, som i løpet av året vil variere i størrelse. Grensen mellom havstrømmene markeres med en markert endring i salinitet (Hopkins 1991). I perioden mellom mai og september er kilen bred og har en dybde på 50-100 m, mens den gjennom høst- og vintermånedene vil bli smalere men adskillig dypere (<200 m dyp). Disse variasjonene skyldes trolig en kombinasjon mellom variasjon i ferskvannsavrenning fra fastlandet og meteorologiske effekter (Wassmann et al. 1996). I sommermånedene når den norske kyststrømmen er bred og relativt grunn, vil den norske atlantehavsstrømmen stige og strømme inn i traue langs kysten av Troms. Dette viser at bunntopografien spiller en viktig rolle med tanke på distribusjon og sirkulasjon av vannmassene på sokkelen utenfor Troms (Sundby 1984).

Utenfor kysten av Lofoten er den norske atlantehavsstrømmen og den norske kyststrømmen smal men veldig sterk. De to strømmene følger batymetrien langs kysten og ligger relativt dypt. Trauene langs sokkelen utenfor Nord-Norge fungerer som kanaler for vannmassene som strømmer inn mot fjordene (Sundby 1984). Kaldfjorden er ikke i direkte kontakt med åpent hav. Den norske atlantehavsstrømmen og den norske kyststrømmen strømmer inn Malangsdjupet hvor hovedstrømmen går inn Malangsfjorden (Sundby 1984). Deler av

vannmassene i disse to strømmene vil strømme retning Røssholmdjupta og inn i Vengsøyfjorden, før de så når inn til Kaldfjorden. Samme innstrømming av de to strømmene finner vi også lengre nord ved Rebbenesdjupe. Deler av disse vannmassene kan nå Kaldfjorden gjennom Vågsøysundet (NGU 2015, Mareano 2015).

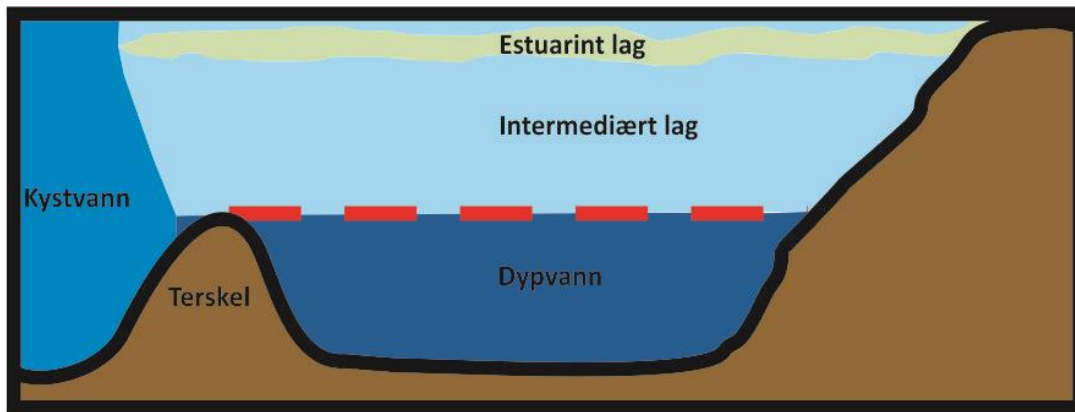
2.8.2 Hydrografi i fjorder

En fjord karakteriseres ofte som et delvis lukket glasialt fordypet marint basseng, ofte med terskler som skiller dypvannet i fjordbassenget fra tilstøtende kystvann (Howe et al. 2010). Fjorder betegnes også som miniatyrhav eller store containere hvor havvannet lagres for en lengere periode (Gade 1986, Howe et al. 2010). Vannmassene i fjordene kommer både fra havet og som avrenning fra områdene rundt fjorden. Utvekslingen av kystvann og «basseng vann» mellom havet og fjordene begrenses av tersklene på fjordbunnen og dermed begrenses også oksygenfornyelsen, noe som kan skape anoksiske forhold nær bunnen (Howe et al. 2010). Fjorder blir ofte sammenlignet med estuarier, der begge er delvis lukket, de fungerer som miniatyr hav og er mindre saltholdig. Den generelle forskjellen mellom disse er at fjordene er dypere (Gade 1986).

En fjords hydrografi blir påvirket av flere eksterne faktorer som blant annet ferskvannstilførsel, tidevann og vind. Disse faktorene i kombinasjon med fjordens batymetri og Coriolis effekten er med på å bestemme den generelle sirkulasjonen i en fjord. Coriolis effekten forårsaker strømmen til høyre på den nordlige halvkule (Syvitski et al. 1987). Faktorene som spiller inn gjør at hydrodynamikken vil variere mellom ulike fjorder. I tillegg vil sesongvariasjoner påvirke hydrografien innad i hver enkelt fjord. Hydrodynamikker i fjordene er viktige med tanke på sediment fordeling og svært avgjørende for akkumulering av sedimenter som stammer fra biogent materiale (Howe et al. 2010).

Tersklene på fjordbunnen som hindrer fri sirkulasjon fører til at vannmassene i fjorden blir «lagdelte» (Fig 2.18). Vannmassene kan deles inn i tre lag, et estuarint, et intermediært og et bunnlag. Inndelingen i disse tre typene er på grunnlag av de forskjellige tidsskalaer for modifisering av vannmassene, så vel som deres respektive mekanismer for utvekling (Gade 1986). Det estuarine laget består av vannmasser som er en blanding mellom havvann og ferskvann. Mengde ferskvann som tilføres fjorden og vind er faktorer som påvirker lagets tykkelse og sirkulasjon. Normalt er laget mindre enn 50m tykt (Gade 1986). Det intermediære laget ligger under det estuarine laget og er i sirkulasjon med vannet på sokkelen. Lagets

tykkelse bestemmes av høyden på terskelen som ligger i fjordmunningen. Bassengvannet er ofte svært oksygen- og næringsfattig som skyldes sjelden vannutveksling. Dette fører til bunnforhold som i perioder er anoksiske (Gade 1986, Howe et al. 2010).



Figur 2.18: Klassifisering av vannmasser i terskel-fjorder. Modifisert fra Gade et al. (1986).

Utvekslingen av vann fører oksygen og næringsrikt kystvann til fjordbassengene, en prosess som er essensiell for både biologiske og geokjemiske prosesser. Vannføringen mellom fjordbassengene og kystvannet på sokkelen har variert gjennom tidene som følge av endringer i havnivået. Vannutvekslingen kan også forekomme mer sporadisk eller periodevis som følge av blant annet tidevann, ferskvannstilførsel, årstider og endringer i været (Howe et al. 2010). I løpet av våren og forsommeren vil vannutveksling kunne forekomme. Vannet på sokkelen får høyere tetthet på grunn av nedkjøling om vinteren og tilførsel av kaldt ferskvann fra land. Den hyppige forekomsten av nordavind om sommeren fører til en heving av grensen for vannmassene i den norske atlantehavsstrømmen. Dette gjør det mulig for vannet på sokkelen å trenge over terskelen og inn i fjordbassenget. På grunn av høy tetthet vil vannet flyte langs bunnen og presse opp bassengvannet, som så vil bli skylt ut av fjorden (Gade 1986). Om høsten skjer en nesten motsatt sirkulasjon, da vannmasser bestående av det estuarine og det intermediære laget skylles over terskelen og blandes med kystvannet på sokkelen. Dette skyldes lavere tilførsel på ferskvann og lavere temperatur som igjen fører til økende tetthet i de øverste vannmassene. Bassengvannet på bunnen påvirkes ikke av denne vannutvekslingen (Gade 1986).

Kaldfjorden er som de fleste andre fjorder i Nord-Norge. Den er karakterisert med lav tilførsel av fluvialt materiale, vanntemperaturen er relativt høy og den er ikke påvirket av isbreer.

Faktorer som påvirker fjorden er tidevann, adveksjon og kyststrømmen. Utbredelse av havis gjennom vinteren og våren er begrenset (Wassmann et al. 1996).

Alle de nordnorske fjordene har elver som hovedkilde for ferskvann. Ferskvannstilførselen varierer i løpet av året og når toppen på forsommeren under snøsmelting. Laveste tilførsel av ferskvann er normalt i februar, men kan variere noe på grunn av varierende vær i løpet av vinteren. Denne sesongvariasjonen av ferskvannstilførsel vil påvirke temperatur og salinitet som igjen påvirker stratifiseringen og sirkulasjonsmønsteret. Stratifiseringen er på sitt laveste tidlig på våren og øker i mai/juni når snøsmeltingen tiltar. Denne økningen foregår helt til september før stratifiseringen synker senhøstes og gjennom vinteren. Siden ferskvannstilførselen normalt er størst i de indre deler av fjorder, vil stratifiseringen av de øverste lagene vise en økende tendens innover (Syvitski et al. 1987, Wassmann et al. 1996).

Ferskvannstilførselen i nordnorske fjorder er lav sammenlignet med andre fjordsystemer, dette gjelder også for Kaldfjorden (Wassmann et al. 1996). I Kaldfjorden er det små bekker/ elver som står for ferskvannstilførselen i mangel på større elver som renner ut i fjorden. I fjordarmene Skulsfjorden og Lyfjorden er det en liten elv i hver fjordbunn som er med på å bidra til ferskvannstilstrømning i ytre deler av Kaldfjorden.

3 Metoder

3.1 Chirp data

Chirp dataene benyttet i denne studien ble samlet inn ved bruk av en EdgeTech 3300-HM skrog montert undergrunns profiler (Chirp 4*4). Det ble brukt en signalfrekvens på 1,5 – 9,0 kHz og puls lengde på 40ms. Under innsamling holdt skipet en fart på 5-11 knop og en skuddhastighet på 1Hz ble benyttet.

En chirp sonar er et akustisk målesystem som benytter seg av en bredbåndet frekvensmodulert sub-bottom profiler. Ved å måle og beregne akustisk demping, vil ekkoloddet produsere artefakt frie sediment profiler i sanntid. Oppløsningen blir i desimeter skala av de øvre 30 m av ukonsoliderte sedimenter. Den horisontale oppløsningen er i hovedsak avhengig av ekkoloddets karakteristikk (strålings vinkel og benyttet frekvens) og kompresjonsbølgehastigheten i sedimentene. Avstanden mellom kilde og sediment (towfish høyde), samt utskytningshastigheten for hvert signal vil også påvirke. Vertikal oppløsning blir bestemt ut i fra båndbredden til kilden (Quinn et al. 1998). Forskjellen mellom et Chirp ekkolodd og de normale «pinger» og «boomer» er i hovedsak signaturen fra chirp kilden. Den sender ut en data generert puls av frekvenser mellom 400Hz og 20kHz i stedet for å sende et kort signal med en enkelt frekvens (Quinn et al. 1998).

Multipler er signaler som har gjennomgått mer enn en refleksjon. Slike multipler ser man ofte på de seismiske profilene som produseres ved innsamling av Chirp data, og må derfor tas hensyn til ved prosessering og tolkning av profilene. Multipler vises som forsinkete signaler rett under den primære refleksjonen. Distansen mellom multiplet og den primære refleksjonen er avhengig av ekstra reisetid. Man skiller den primære refleksjonen fra multipler ved at multipler har svakere akustisk impedans kontrast og har reversert polaritet (Andreassen 2009).

3.2 Sedimentkjerner

Sedimentkjernene som er undersøkt i denne studien er hentet opp ved hjelp av en gravitasjons kjerneprøvetaker (gravity corer). De tre sedimentkjernene ble samlet inn under et vitenskapelig tokt på F/F Helmer Hanssen fra 15-24 april 2013. Totalt fire kjerner ble forsøkt hentet opp der kjerne HH13-040-GC var tom. Været under prøvetakingen var overskyet med lavt skydekke, en temperatur fra 6-9°C og rolige vindforhold i fjorden (Forwick et al. 2013). Beliggenhet og informasjon om sedimentkjernene er samlet i Tabell 3-1.

<i>Kjerne</i>	<i>Dato</i>	<i>Tid (UTC)</i>	<i>Sted</i>	<i>Breddegrad (N)</i>	<i>Lengdegrad (Ø)</i>	<i>Vanndybde (m)</i>	<i>Lengde (cm)</i>
<i>HH13-041-GC</i>	22.04.13	00.30	Kaldfjorden	69°43.434'	18°40.975'	113	290
<i>HH13-042-GC</i>	22.04.13	01.04	Kaldfjorden	69°45.148'	18°40.348'	176	296
<i>HH13-043-GC</i>	22.04.13	01.50	Kaldfjorden	69°47.360'	18°42.097'	186	455

Tabell 3-1: Oversikt over de undersøkte sedimentkjernene og deres beliggenhet. Data fra Forwick et al. 2013.

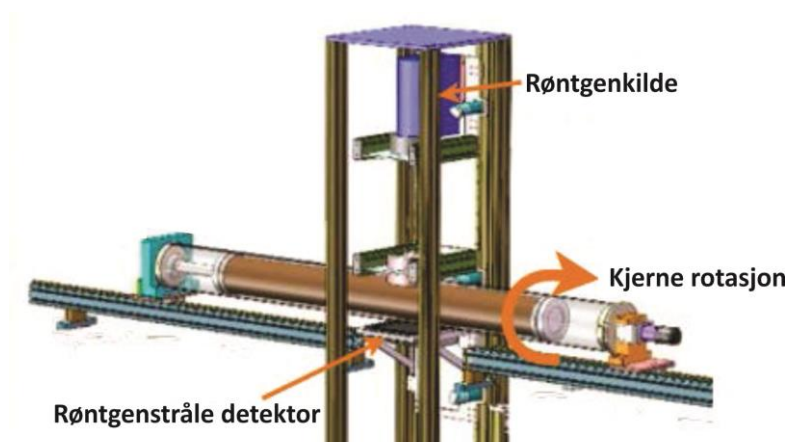
Gravitasjons kjerneprøvetakeren som ble benyttet på F/F Helmer Hanssen under det vitenskapelige toktet består av et 6m langt stålrør. På toppen av stålrøret er det festet 1600 kg med vekter, som gir kjerneprøvetakeren en totalvekt på 1900 kg (Forwick et al. 2013). Et 6m langt plastrør med en diameter på 11cm er festet inne i stålrøret og holdes på plass ved hjelp av en «core catcher» og en «core cutter». Gravity coreren festes i en stålwire og senkes ned til havbunnen, hvor den ved hjelp av sin ekstra vekt trenger ned i de øverste sedimentlagene. Core cutteren fungerer som en kniv og gjør det enklere for sedimentet å trenge inn i plastrøret. Core catchereren holder sedimentene inne i plastrøret under hevingen. Når gravity coreren er tilbake i skipet ble plastrøret tatt ut og kuttet i seksjoner på omtrent 100cm. Hver seksjon ble så forseglet med lokk og teip, før de markeres med både seksjons- og stasjonsnummer. Sedimentkjernene har blitt oppbevart i et kjølerom på 4°C før åpningen høsten 2014.

3.3 Laboratoriearbeid- Sedimentkjerner

Laboratoriearbeidet startet i mai 2014 og fortsatte fram til juni 2015. Arbeidet ble utført på Institutt for geologi ved Universitetet i Tromsø, Norges Arktiske Universitet. Alle de tre sedimentkjernene er blitt undersøkt og analysert for å bestemme sedimentenes kornfordeling, geokjemiske elementer og fysiske parametere.

3.3.1 Røntgenfotografering

Det første steget i analyseringen av de tre sedimentkjernene var røntgenfotografering som ble utført i mai 2014. Røntgenfotograferingen ble gjennomført med et GEOTEK røntgen kjerne avbildningssystem (MSCL-XCT), (Fig. 3.1). Denne maskinen gjør det mulig å foreta røntgenfotografering av hele kjerneseksjoner, noe som gjør det mulig å rotere seksjonene. Ved å rotere seksjonene vil man kunne visualisere og registrere tredimensjonale strukturer inne i kjernen. Røntgenstråler genereres når en direkte høyspenningsstrøm tilføres en katode som forårsaker at elektroner strømmer gjennom et vakuumrør og kolliderer med en anode. Da vil det slippes ut overskuddsenergi i form av en røntgenstråle. Dette skjer som følge av at elektronet kolliderer med et elektron i det indre skallet på anoden og lager en ledig plass som fylles av et elektron fra det ytre skallet (Fujifilm 2014).



Figur 3.1: 3D-modell av GEOTEK MSCL-XCT røntgen kjerne avbildningssystem (GEOTEK 2014)

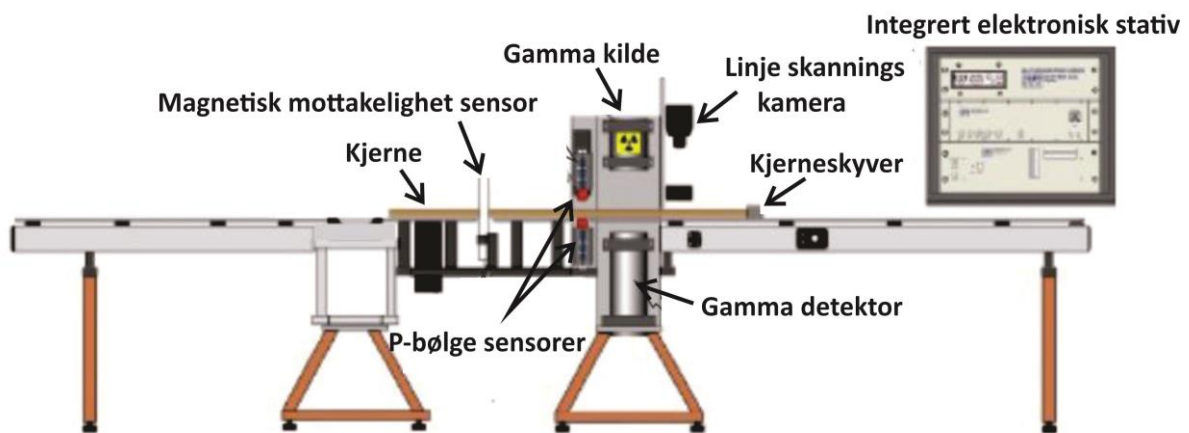
Røntgenbilder gir informasjon om indre strukturer som ikke er mulig å observere med visuell analyse. Resultatet av en røntgenfotografering er skyggebilder som viser tetthetsforskjeller i materialet som lyse eller mørke områder. Røntgenbildene ble prosessert to ganger slik at det ene bildet viser materiale med høy tetthet som mørke områder, og lav tetthet som lyse, mens det andre bilde viser motsatt. Dette er gjort for å få bilder med best mulig resultat.

Røntgenbildene som blir framstilt i denne oppgaven viser høy tetthet som lyse områder, mens de mørke områdene viser materiale med lav tetthet.

3.3.2 Fysiske egenskaper

Siste steget før åpningen av sedimentkjernene var å logge kjernene med en GEOTEK Multi Sensor Core Logger (MSCL), (Fig. 3.2). Kjerneloggeren brukes for å måle noen av de fysiske egenskapene til sedimentet. De fysiske egenskapene som ble målt var, svekkelse av Gammastråling (gamma ray attenuation), P-bølge hastighet, P-bølge amplitude, og magnetisk mottakelighet (magnetic susceptibility). I tillegg ble det tatt temperatur målinger og målinger av kjernens diameter. Ut ifra målingene kan man regne ut massetetthet, akustisk impedans og fraksjonert porøsitet.

Loggingen foregår ved at en sedimentseksjon av gangen skyves gjennom de ulike sensorene. Dette gjøres ved at seksjonen skyves langs en plastskinne ved hjelp av en trinnvis motor. Kjernen blir posisjonert med en nøyaktig bedre enn 0,5 mm (GEOTEK 2014 a). Avstanden mellom hver måling ble satt til 1 cm, mens tiden for hver måling ble satt til 10 sekunder. Sedimentseksjonene ble oppbevart et døgn i romtemperatur før loggingen startet, dette for å unngå store temperaturforandringer under målingene, som kan påvirke de fysiske parameterne (Weber et al. 1997). Kjerneloggeren ble kalibrert før logging av første seksjon.



Figur 3.2: Illustrasjon av de viktigste komponentene på GEOTEK Multisensor kjernelogger (modifisert etter GEOTEK 2000).

3.3.2.1 Gamma stråle demping (massetetthet)

Massetettheten til et materiale er definert som massen til partikkelene i materialet dividert på det totale volumet materialet opptar. Det totale volumet inkluderer både partikkelvolum, interpartikulær hulroms volum og porevolum. Massetettheten til sedimenter er avhengig av sedimentets mineralsammensetning og hvordan sedimentet er komprimert (GEOTEK 2014 a).

Formel massetetthet: $\rho = \frac{M}{V}$

ρ = massetetthet, M = massen til partiklene i materialet og V = volumet av materialet

For å utføre måling av massetetthet bruker man en gammastrålekilde og en mottaker som er montert på tvers av kjernen. En smal kollimert gammastråle (γ -stråle) sendes ut fra en ^{137}Cs kilde med en energi på 0,662 MeV. Fotoner som forplanter seg gjennom kjernen samhandler med elektroner og mister energi på grunn av Compton-spredning, noe som forårsaker demping av gammastrålene. På grunn av at mengden av gammastråler som overføres gjennom kjernen er direkte avhengig av antall elektroner i gammastråle strålen kan diameteren til kjernen og tettheten til materialet bestemmes (GEOTEK 2014 a). Sedimentkjernene ble logget uåpnet og inneholder dermed noe væske, derfor vil loggingen gi resultater som viser materialets tetthet når det er vått (wet bulk density).

3.3.2.2 P-bølge hastighet, P-bølge amplitude og kjerne-diameter

Primære bølger (P-bølger) er kompresjonsbølger som forplanter seg i alle retninger ved at materialet avvekslende trykkes sammen og utvider seg i bølgeretningen. P-bølger forplanter seg raskere enn sekundær bølger (S-bølger) og kan i motsetning til S-bølgene trenge gjennom hvilket som helst materiale. Hastigheten på P-bølgen når den forplanter seg avhenger av materialets egenskaper og vil dermed påvirkes av endringer i blant annet porøsitet og tetthet (Andreassen 2009, GEOTEK 2014 a). Forplantningshastigheten til P-bølgen gjennom sedimentene i kjernen er gitt ved:

$$V_{\text{p-bølge}} = \frac{d}{t}$$

$V_{\text{p-bølge}}$ = P-bølge hastighet, d = diameter av sedimentkjernen og t = reisetiden (GEOTEK 2014 a)

På kjerneloggeren (MSCL) er det festet to P-bølge sensorer på hver sin side, der den ene sensoren fungerer som sender og den andre som mottaker. Senderen sender ut en kort P-bølge puls som forplanter seg gjennom kjernen før den registreres av mottakeren. Siden både P-bølgens reisetid og distanse er registrert kan man beregne P-bølgehastigheten med en nøyaktighet på 1,5 m/s avhengig av tykkelsen på foringsveggen. Mottakeren registrerer også intensiteten på pulsen (P-bølge amplituden) som reflekterer kontaktforholdene mellom

sensoren og plastforingen (plastsylinderen), og mellom plastforingen og sedimentene. Den akustiske koblingen mellom disse kontaktpunktene er svært viktig, ettersom dårlig kontakt gir lav P-bølge amplitude, og dermed også unøyaktige målinger av P-bølgehastighet (GEOTEK 2014 a). For å opprettholde optimal kontakt mellom sensoren og kjernen ble sensoren fuktet med vann under hele loggingen.

Det er også mulighet å beregne diameteren til kjernen ved hjelp av de to sensorene som brukes for måling av P-bølgehastighet. Kjernediameteren er målt mellom de aktive flatene på de to sensorene (sender og mottaker) med en referanse til en gitt tykkelse. Det er forskjellen mellom den kjente referanse tykkelsen og selve kjernediameteren som registreres (GEOTEK 2014 a).

3.3.2.3 Fraksjonsporøsitet og akustisk impedans

Gammatetthetsmålingene av sedimentkjernene viser massetettheten til sedimentene i våt tilstand. Ut i fra disse målingene kan man beregne fraksjonsporøsitet og akustisk impedans. Akustisk impedans er en funksjon av både P-bølgehastighet og våt massetettheten, og er gitt ved formelen:

$$Z = V * \rho$$

der Z= akustisk impedans, V= P-bølgehastighet og ρ = massetettheten (GEOTEK 2014 a).

3.3.2.4 Magnetisk mottakelighet

Magnetisk mottakelighet reflekterer evnen et materiale har til å la seg magnetisere. Noen materialer er meget følsomme og vil bli magnetisert i kontakt med et magnetisk felt, mens andre kan motstå magnetisme. Hvis den magnetiske mottakeligheten er positiv, vil materialet være paramagnetisk, ferromagnetisk, ferrimagnetisk eller antiferromagnetisk. I dette tilfellet vil tilstedeværelse av materiale styrke det magnetiske feltet. Hvis den magnetiske mottakeligheten er negativ vil materialet være diamagnetisk, og det magnetiske feltet svekkes. Endringer i magnetisk mottakelighet kan korreleres med endringer i sedimentær opprinnelse og/eller diagenetisk miljø (GEOTEK 2014 a).

For måling av magnetisk mottakelighet er det montert en Bartington loop sensor på kjerneloggeren som kjernen skyves gjennom. En oscillator krets i sensoren produserer et lav

intensitet, ikke mettende, vekslende magnetfelt. Et materiale med magnetisk mottakelighet i nærheten av sensoren vil føre til endring i oscillatorfrekvensen. Denne pulsfrekvens informasjonen blir konvertert til verdier for magnetisk mottakelighet uttrykt som masse eller volum spesifikt (GEOTEK 2014 a).

3.4 Åpning av sedimentkjernene

Sedimentkjernene ble åpnet i august 2014, ved hjelp av en kjerneforings sag og en kniv. Sagen er utstyrt med to vibrerende blad som beveger seg langs en skinne, slik at den kutter foringen på begge sider av kjernen samtidig. En ståltråd ble trukket gjennom kjernen før de to halvdelene ble separert ved hjelp av plater, brukt for å holde sedimentene i plastsylinderen. Den ene halvdel av seksjonen ble markert som arbeidshalvdel, mens den andre ble markert som arkiv. Begge halvdelene ble pakket inn i plast og oppbevart på et kjølerom med temperatur $\pm 4^{\circ}\text{C}$, inntil arbeidshalvdelene ble benyttet til videre analyser.

3.5 Fargebilder

Fargebildene ble tatt med et Jai L-107CC 3 CCD RGB Linje skanner kamera med en oppløsning på 70 μm . Linje skanner kameraet er festet på Avaatech XRF kjerneskanteren som benyttes til analyse av kvalitativ element geokjemi (se kapittel 3.6). Før fargebildene ble tatt, ble sedimentkjernene tatt ut av plasten og sediment overflaten rengjort og utjevnet ved hjelp av et plastkort. Rengjøringen av overflaten er viktig for selv små ujevnheter resulterer i uskarpe fargebilder. For å unngå refleksjoner på bildene, ble bildene tatt en stund etter rengjøring slik at vann på sediment overflaten fordampet bort.

3.6 Element geokjemi

For å bestemme den geokjemiske sammensetning i sedimentene ble arbeidshalvdelene til alle seksjonene skannet med en Avaatech røntgenfluorescens kjerne skanner (XRF-skanner). Skanning av sedimentkjernene med en XRF-skanner gjør det mulig å bestemme den kvalitative element sammensetning i faste stoffer, væsker og støv (Forwick 2013). Metoden er en ikke-destruktiv metode og det kreves ingen omfattende preparering av sedimentkjernene før skanning.

XRF-skanneren er utstyrt med en røntgenkilde, et heliumkammer/måle trekant og en detektor. Prinsippet bak denne metoden er at røntgenstråler sendes fra den radioaktive kilden Rhodium (Rh) og ned mot sediment-overflaten, hvor røntgenstrålene kolliderer med atomer. Kollisjonen fører til at elektroner slynges ut av sitt indre atom skall og gjør atomet ustabil. Den ledige elektronplassen i det ene skallet blir så fylt opp av et elektron fra et høyere skall, som følge av de elektrostatiske kreftene mellom atomkjernen og de omkringliggende banene. Elektronet fra det høyere skallet har høyere energi enn det som er nødvendig for å oppholde seg i det skallet innenfor, noe som skaper et energioverskudd. Energioverskuddet sendes ut i form av stråling og kalles for elementets sekundære stråling eller fluorescens. Denne sekundære strålingen er karakteristisk for hvert enkelt element og gjør det mulig for detektoren å identifisere den kjemiske sammensetningen i sedimentet (Richter et al. 2006, Forwick 2013).

Detektoren kan måle alle elementer i det periodiske system fra magnesium (Mg) til uran (U), gitt at elementene er over detektorgrensen til instrumentet. Heliumkammeret blir brukt i måleenheten fordi den gir bedre deteksjon av de lette elementene aluminium (Al), silisium (Si) og magnesium (Mg). Dette skyldes at helium atmosfæren reduserer friksjonen i sekundær strålingen forårsaket av tilstedeværelsen av oksygen. Målingene skjer i flere runder der man benytter ulike innstillinger for strømning og spenning under de forskjellige skanningsforsøkene. Det er også vanlig å bruke filter ved måling av tyngre elementer for å unngå påvirkning fra de lettere elementene (Forwick 2013).

Før skanningen er det viktig at sedimentkjernene holder romtemperatur og at sediment overflaten er utjevnet. Er sediment overflaten fuktig vil målingene av de lettere elementene kunne bli forstyrret. En sammenligning av XRF målinger gjennomført på våte sedimenter i forhold til tørre sedimentprøver viser en kraftig nedgang i de lette elementene som Al og Si, mens de tyngre elementene holder seg relativt upåvirket (Tjallingii et al. 2007). Før skanningen av kjernene ble det tatt fargebilder, så sedimentkjernene var allerede romtemperert og rengjort. Under målingene vil målingsinstrumentet lande på sediment overflaten. For å unngå forurensing ble en 4 µm tykk folie lagt på overflaten og luftbobler mellom folien og sedimentet ble presset ut. Målingene ble utført med 10 kV, 30 kV og 50 kV, med en måleavstand på 10 mm. Innstillingene som ble benyttet for målingene følger standardinnstillingene:

- 1) 10 kV, 1000 μ A, ingen filter.
- 2) 30 kV, 2000 μ A, Pd-tykt filter.
- 3) 50 kV, 1000 μ A, Cu filter.

Innstilling 1) måler de lette elementene fra magnesium (Mg) til Kobolt (Co). Målingsverdier over 10 000 for et element ses på som pålitelig for 10 kV. Innstilling 2) måler de mellomtunge elementene fra nikkel (Ni) til molybden (Mo). Verdier over 5000 for et element ses på som pålitelig for 30 kV. Innstilling 3) måler de tunge elementene fra molybden (Mo) til Uran (U). Verdier på over 3000 ses på som pålitelig for 50 kV. Ved prosesseringen av denne dataen er det anbefalt å bruke elementforhold i stedet for enkelt element intensiteter. Dette for å få et mer pålitelig resultat (Forwick 2013).

3.7 Sedimentologisk beskrivelse og logging

En systematisk beskrivelse av sediment-overflaten ble utført på sen vinteren 2014. Alle arbeidshalvdelen ble beskrevet ut i fra de visuelle observasjonene som ble gjort av overflaten. Synlige variasjoner i kornstørrelse, distribusjon av klaster, sedimentære strukturer, bioturbasjon, fossiler og andre bemerkninger ble registrert. En visuell bestemmelse av overflatens farge ble gjennomført og navngitt etter Munsells fargekart. For å presentere resultatet av den sedimentologiske beskrivelsen ble det laget litologiske logger.

3.8 Kornfordelingsanalyse

3.8.1 Prøvetaking og klargjøring

Totalt 289 sedimentprøver ble tatt ut for kornfordelingsanalyse. Arbeidet startet i mai 2015. Det ble hentet ut 74 prøver fra HH13-041 kjernen, 92 prøver fra HH13-042 kjernen og 123 prøver fra HH-043 kjernen. Det ble tatt opp prøvemateriale på omtrent 0,5 cm³ hver 5 cm nedover i kjernen. I de mest interessante områdene ble det tatt ut prøver hver 1 cm eller hver 2 cm. Hver prøve ble lagt i hvert sitt plastbeger med lokk og fylt med destillert vann. Alle de 289 prøvene ble lagt i avtrekkskap og fylt med 20 % hydrogenklorid (HCl) til sedimentene var dekket. Etter 24 timer ble syren fjernet ved hjelp av en sprøyte og plastbegeret fylt med destillert vann. Avvanningen ble gjennomført en runde til etter nye 24 timer i avtrekkskap. Tilsettingen av HCl ble gjort for å fjerne kalsiumkarbonat (CaCO₃) fra sedimentene. Neste klargjøringssteg var tilsetting av hydrogenperoksid (H₂O₂) som må virke på sedimentene i 4-5

dager. Hydrogenperoksid benyttes for å fjerne organisk materiale fra prøvene. Etter flere dager i avtrekkskap ble to runder med avvanning gjennomført.

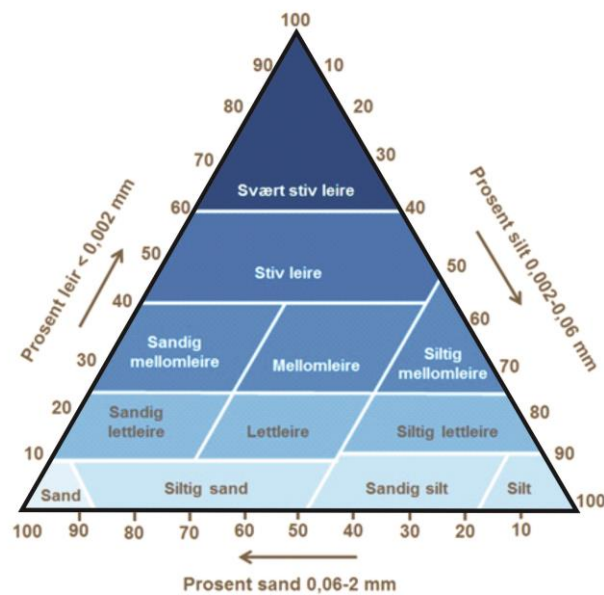
Siden kornfordelingsanalysen er tidskrevende ble de neste stegene gjennomført med noen plastbegre av gangen. Timer før analysen startet ble 24 plastbegre plassert i en ristemaskin. Ristemaskinen benyttes for å løsne sedimentene fra bunnen og blande de med vannet. Etter en stund i ristemaskinen ble 6 prøver tatt ut og tilsatt noen få dråper calgon (natrium polyfosfat), og deretter plassert i et ultralydbad for 5 minutter. Denne prosedyren gjennomføres for å unngå at leirpartikler i prøven klumper seg. De 6 prøvene er så klar for kornfordelingsanalysen. De siste stegene med ristemaskinen, tilsetning av calgon og ultrasonisk bad ble gjennomført med alle de 289 sediment prøvene.

3.8.2 Analyse

Kornfordelingsanalysen ble gjennomført med en Beckman Coulter LS 13 320 laser diffraksjon partikkelstørrelse analysator i juni 2015. Før målingen startet ble prøvene ristet og deretter tømt gjennom en siv og inn i prøvekommeret. Dette gjøres for å ta bort partikler større enn 2000 μm , som er den øvre grensen for sand. Maskinen kan i utgangspunktet måle partikler mellom 0,04 og 2800 μm . Større partikler er utelatt fra kornfordelingsanalysen, men er likevel registrert på de sedimentologiske loggene. Flere av prøvene ble fortynnet før de ble analysert, som følge av for høy konsentrasjon. Totalt 287 av de opprinnelige 289 prøvene ble analysert, der 2 ikke ble analysert på grunn av krasj i systemet.

Udden-Wentworth sin klassifisering av kornstørrelser for klastiske sedimenter er benyttet som basis for klassifisering av kornstørrelser i denne oppgaven (Fig. 3.3), (Udden 1914, Wentworth 1922). For å beskrive størrelsesforholdet mellom de minste kornstørrelsene sand, silt og leire er terminologien (veldig fin, fin, medium, grov og veldig grov) byttet ut og erstattet med klassifiseringssystemet til Sveistrup (1984).

mm	phi	Navn	
256	-8	Blokk	Grus
128	-7		
64	-6	Stein	
32	-5		
16	-4		
8	-3	Småstein	Sand
4	-2	Granulat	
2	-1	Veldig grov sand	
1	0	Grov sand	Silt
0.5	1	Medium sand	
0.25	2	Fin sand	
0.125	3	Veldig fin sand	
0.063	4	Grov silt	
0.031	5	Medium silt	Silt
0.0156	6	Fin silt	
0.0078	7	Veldig fin silt	
0.0039	8	Leire	



Figur 3.3: Klassifisering av kornstørrelse basert på klassifiseringssystemet til Udden (1914) og Wentworth (1922). De finere fraksjonene markert med rød firkant er erstattet med klassifiseringssystemet til Sveistrup (1984) presentert i trekant-diagrammet.

3.9 Radiokarbondatering

Dateringsmateriale i form av makrofossiler ble observert og registrert på de skisserte loggene under den systematiske undersøkelsen av sedimentkjernene. De skisserte loggene og røntgenbildene ble benyttet for å finne intervaller med best mulig dateringsmateriale. Der det var mulig ble det tatt ut dateringsmateriale på begge sider av mulige grenser, og lengst mulig ned i kjernene. Det utvalgte dateringsmateriale ble grundig vasket og veid før de ble artsbestemt. Totalt åtte skjell/skjellfragmenter eller foraminiferer ble plukket ut til datering (Tabell 3-2), der fem av disse ble sendt til Belfast, og tre til Zürich. De største makrofossilene (over 0,01 gram) ble pakket og sendt til $^{14}\text{CRONO}$ senteret ved Queens Universitetet, Belfast, Nord-Irland. Dateringsmateriale under 0,01 gram ble pakket og sendt til Laboratory for Ion Beam Physics, ETH i Zürich, Sveits. Ved begge laboratoriene benytter de seg av akselerator massespektroskopi (AMS) metoden.

3.9.1 Prinsippet bak radiokarbondatering

Datering av organisk materiale kan gjøres ved hjelp av blant annet radiokarbondatering, en metode som baserer seg på målingen av ^{14}C nedbrytning. ^{14}C er et naturlig og radioaktivt karbon isotop som dannes ved at ^{14}N atomer og nøytron kolliderer i den øvre atmosfæren. Karbondioksid (CO_2) blir dannet ved at ^{14}C isotopet reagerer med oksygen. ^{14}C isotopet blir en del av karbonkretsløpet ved at karbondioksid blir blandet i atmosfæren og havet, hvor det så blir tatt opp av levende organismer. Det ustabile ^{14}C isotopet vil starte sin nedbrytning når organismene dør, med en halveringstid på 5730 år. Hvis man måler forholdet mellom de ustabile ^{14}C atomene og de stabile karbonisotopene (^{12}C og ^{13}C) vil man kunne beregne når organismen døde. Radiokarbondateringsmetoden gjør det mulig å datere materiale yngre enn 50.000 år (Bowman 1990, Walker 2005).

	Lab referanse	Kjerne	Dybde (cm)	Art
Til Belfast:	UBA-29857	HH13-041-GC	9 cm	<i>Astarte sulcata</i>
	UBA-29858	HH13-042-GC	8 cm	<i>Colus islandicus</i> eller <i>Colous Sp</i>
	UBA-29860	HH13-042-GC	130 cm	<i>Nuculana minuta</i>
	UBA-29861	HH13-042-GC	213 cm	<i>Yoldia hyperborea</i>
	UBA-29862	HH13-043-GC	131 cm	<i>Astarte elliptica</i>
Til Zürich:				
	ETH-62265	HH13-041-GC	228 cm	<i>Silicosigmolina groenlandica</i>
	ETH-62266	HH13-043-GC	18 cm	<i>Yoldiella lenticular</i>
	ETH-62267	HH13-043-GC	451,5 cm	<i>Yoldiella Sp</i>

Tabell 3-2: Prøvematerialet fra de tre sediment kjernene som ble plukket ut og sendt for radiokarbondatering til Belfast og Zürich.

3.9.2 AMS-metoden (Accelerator Mass Spectroscopy)

Laboratoriene i Belfast og Zürich bruker AMS (Accelerator Mass Spectrometry) metoden for radiokarbondatering av det innsendte dateringsmaterialet. AMS-metoden går ut på at C-ioner fra dateringsmaterialet akselereres til høye hastigheter og deretter utsatt for et magnetisk felt. Dersom ladde partikler med samme hastighet men ulik masse blir utsatt for det samme magnetfeltet vil de tyngste partiklene avbøyes minst. Ved å se på vinkelen som partiklene avbøyes i vil man kunne identifisere og telle antall ^{14}C ioner i prøven (Bowman 1990).

Dateringsmaterialet som veide mindre enn 0,001 g ble sendt til datering i Sveits, hvor de bruker en ny metode som gjør det mulig å datere materiale som inneholder mindre enn 100 μg karbonat. Ved direkte måling av CO_2 produsert ved syre nedbrytning med en gass-ion kilde AMS, kan man bestemme radiokarbon innholdet (Wacker et al.2013, Bard et al, 2015??).

3.9.3 Kalibrering og marin reservoar effekt

Konsentrasjonen av ^{14}C i atmosfæren og i levende organismer varierer som følge av variasjoner i ^{14}C produksjonen i atmosfæren. Produksjonen av ^{14}C blir påvirket av blant annet variasjoner i jordas magnetfelt, solfleckaktivitet, Suess-effekten, forurensing, samt kilde og reservoar effekter. Dissa faktorene gjør at produksjonshastigheten av ^{14}C i atmosfæren har variert gjennom tiden (Bowman 1990). Siden ^{14}C konsentrasjonen ikke er konstant er man nødt til å kalibrere radiokarbon år til kalender år. For å kunne kalibrere fossilt materiale over til kalender år med en rimelig presisjon, er det gjort en rekke antagelser. Ingen av disse antagelsene er helt korrekt og fører dermed til noe usikkerhet i radiokarbondatering (Walker 2005)

1. Forholdet mellom ^{14}C og ^{12}C i alle deler av det globale karbonreservoaret har vært rimelig konstant over tid.
2. En komplett og rask blanding av ^{14}C oppstår i disse reservoarene på et globalt plan.
3. Forholdet mellom de ulike karbon-isotopene har ikke blitt endret, annet enn ^{14}C nedbrytning siden en organismes død.
4. Halveringstiden til ^{14}C er kjent med en rimelig presisjon.
5. Naturlige nivåer av ^{14}C kan måles til passende verdier av nøyaktighet og presisjon.

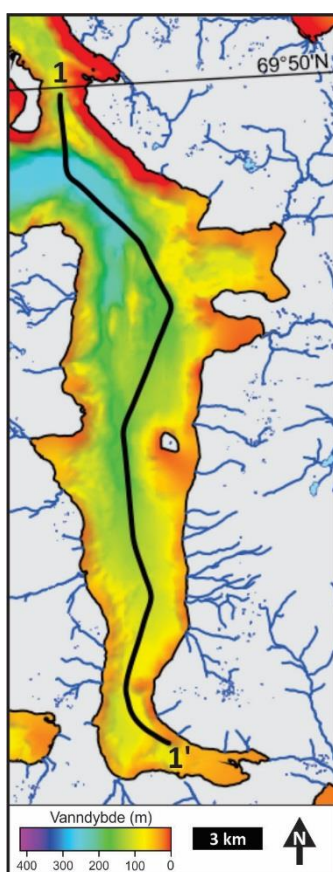
I denne studien blir det foretatt radiokarbondatering av prøver fra det marine miljø, og prøvene blir derfor kalibrert for marin reservoar effekt. Utsveklingsreaksjoner mellom atmosfæren og havoverflaten gjør at ^{14}C blir tilført havvannet i form av oppløst karbonat. Det gjør at man oppnår en tilnærmet likevekt i ^{14}C konsentrasjon mellom havoverflaten og atmosfæren. Når vannet på havoverflaten synker ned i dypet vil ^{14}C nedbrytes uten at det tilføres mer ^{14}C , noe som gir en lavere ^{14}C aktivitet. Dette fører til at vannmassene får en tilsynelatende alder, kjent som marin reservoar effekt. Vannmassenes tilsynelatende alder vil variere og påvirkes av blant annet forskjeller i havvannets bevegelser som følge av variasjoner i overflate strømmer, termohalin sirkulasjon og oppstrømming. Marin reservoar effekt i Nord-Atlanteren er på rundt 400 år, men kan variere veldig som følge av den lokale marine reservoareffekten. (Bowman 1990, Walker 2005).

Aldrene innhentet fra AMS dateringen ble kalibrert fra ^{14}C år til år BP. Kalibreringen av dateringsmaterialet ble utført ved hjelp av programmet Calib 7.1 fra Stuiver & Reimer 2015. Dette programmet bruker en global marin reservoar effekt korreksjon på 405 år. Den lokale marin reservoar effekt ble satt til $\Delta R 17 \pm 36$ (Mangerud & Gulliksen 1975, Mangerud et al. 2006). De kalibrerte årene (kal. år BP) i denne studien refereres til det som anses som år «null» for radiokarbon tidsskalaen, der år «null» er satt til året 1950. Tidsskalaen er satt til år 1950 noe som skyldes et økt utslipp av ^{14}C ut i atmosfæren på grunn av forbrenning av fossilt brensel som startet tidlig på 1900-tallet, atombombingen av Japan i 1945 og ulykker i forbindelse med testing av atomvåpen (Bowman 1990).

4. Seismostratigrafi

4.1 Introduksjon

I dette kapittelet presenteres chirp-data som ble samlet inn fra Kaldfjorden 22.04-2013 i forbindelse med et vitenskapelig tokt på F/F Helmer Hanssen i nord-norske fjorder i perioden 15-24 april 2013 (Forwick et al. 2013). Under samme tokt ble det samlet inn tre sedimentkjerner fra fjorden (se kapittel 5 «Litostratigrafi»). For å finne optimale lokaliteter for kjerneprøvetaking i fjorden ble det samlet inn en chirp-profil i det skipet gikk innover i fjorden (Fig 4.1). Chirp-linjen er «sikksakk» formet og representerer den leia båten tok under innsamling av data. Dette kan skape misvisninger på chirp-profilet, der det enkelte plasser er mulig å observere hvor båten har endret kurs.



Figur 4.1: Batymetrikart som viser posisjon til den seismisk linjen MF-NN-0413-038 Kaldfjorden (1-1'). (Se figurene 1.1 og 2.1 for lokalisering av Kaldfjorden).

X-aksen på chirp-profilet viser linjens distanse i meter og Y-aksen viser toveis reisetid (TWT) i sekunder. Ved konvertering fra toveis reisetid til sediment tykkelse (m) er det brukt en P-bølge hastighet på 1530 m/s. P-bølge hastigheten er basert på gjennomsnittshastigheten oppnådd ved måling av de tre sedimentkjernene fra Kaldfjorden med MSCL (se kapittel 3.3.2 «Fysiske egenskaper»). P-bølge hastigheten i vann varierer mellom 1450-1500 m/s. For å

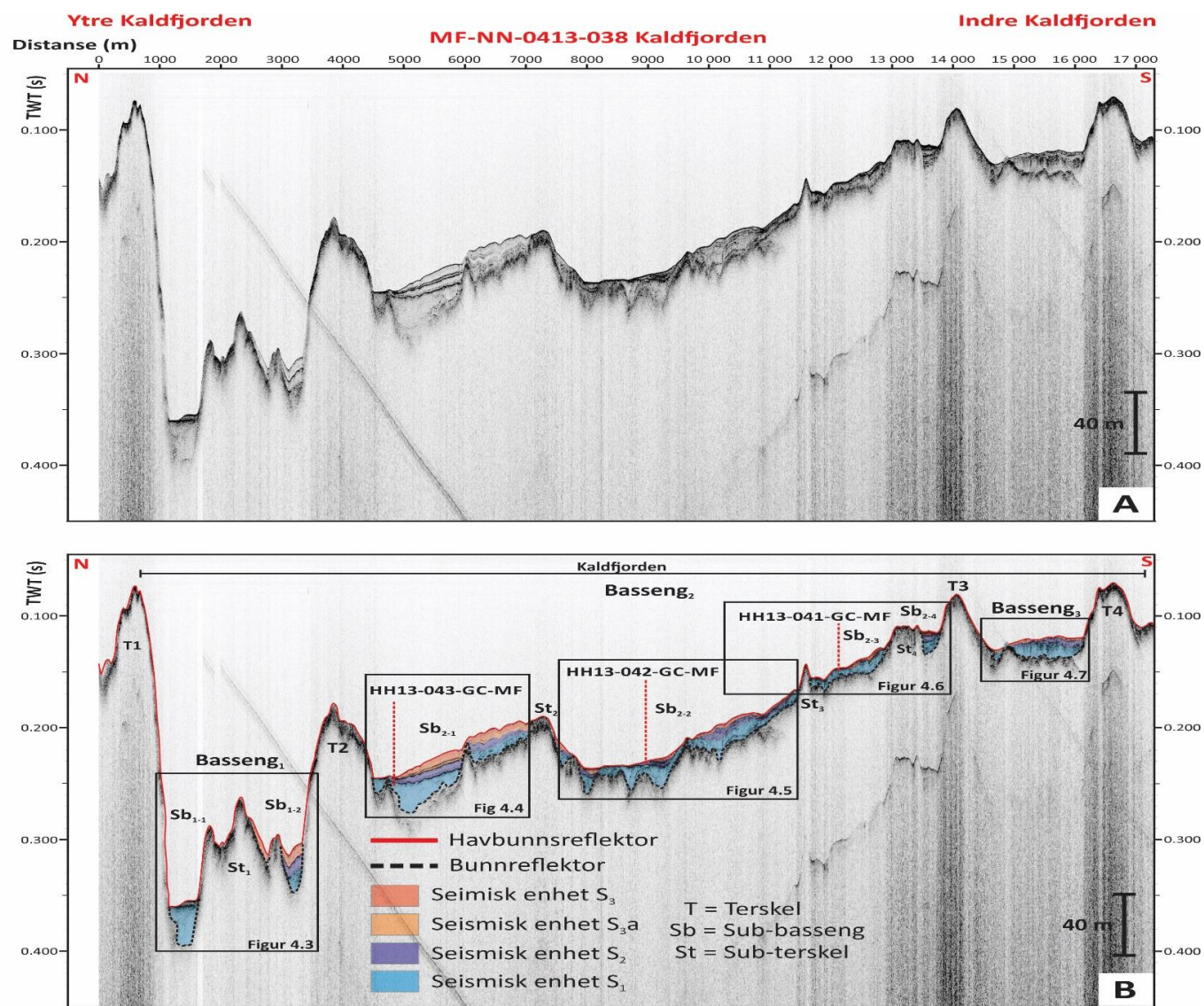
beregne hvilket vanddyb bassengene ligger på er det benyttet en P-bølgehastighet på 1490 m/s (Stoker et al. 1997).

4.2 Seismostratigrafisk beskrivelse

Høyoppløselig seismikk er et nyttig verktøy for rekonstruksjon av glasiasjons og deglasiasjonshistorie. Det kan gi nyttig informasjon om form og intern geometri i avsetninger og sedimentære prosesser. (Boulton et al. 1996, Lyså & Vorren 1997, Vorren & Plassen 2002, Plassen et al. 2004, Forwick & Vorren 2010). Basert på et forenklet batymetrikart (se figur 2.5) kan Kaldfjorden deles inn i totalt fire hoved-basseng som avgrenses av fire hoved terskler. Ved å studere chirp-profilet fra Kaldfjorden er det avdekket en rekke små basseng og terskler innenfor hoved-bassengene. Disse blir definert som underkategorier (Fig. 4.2). Chirp-profilet omfatter kun nordøstlige deler av det innerste bassenget i fjorden (B₄). Bassenget vil derfor ikke bli beskrevet eller tolket.

Refleksjonskonfigurasjon beskriver formen som en overflate eller en refleksjon representerer. De tre hovedtypene av refleksjonskonfigurasjon som oppstår er refleksjonsfri (transparent), kaotisk og stratifisert. Dette vil ha betydning for lagdelingen, avsetningsprosesser, erosjon og paleo-topografi (Stoker et al. 1997). Refleksjonskonfigurasjonen i Kaldfjorden varierer fra nord til sør og antallet regionale reflektorer observert vil variere mellom de ulike bassengene.

Den dypeste refleksjonen identifisert på den seismiske linjen betegnes som bunnreflektoren. Den definerer grensen mellom sedimentene og berggrunnen eller morenen under (akustisk basement). Den første refleksjonen som registreres betegnes ofte som havbunnsreflektoren og markerer grensen mellom havvannet og det øverste sediment laget. Over terskler og andre forhøyninger hvor sedimenter er fraværende eller mektigheten lav, vil det ofte være kun en synlig refleksjon. Denne markerer da grensen mellom vannet i fjorden og akustisk basement. Refleksjonene observert i fjorden er enkelte steder veldig svak og vanskelig å følge i bassengene. Dette skyldes en lav akustisk impedans kontrast, som påvirkes av refleksjonens amplitude. Lav akustisk impedans kontrast skyldes trolig forstyrrelser eller for svakt signal. Svake signaler kan skyldes liten litologisk forskjell eller liten sediment mektighet mellom de ulike lagene, som igjen blir vanskeligere å registrere med økende dybde.



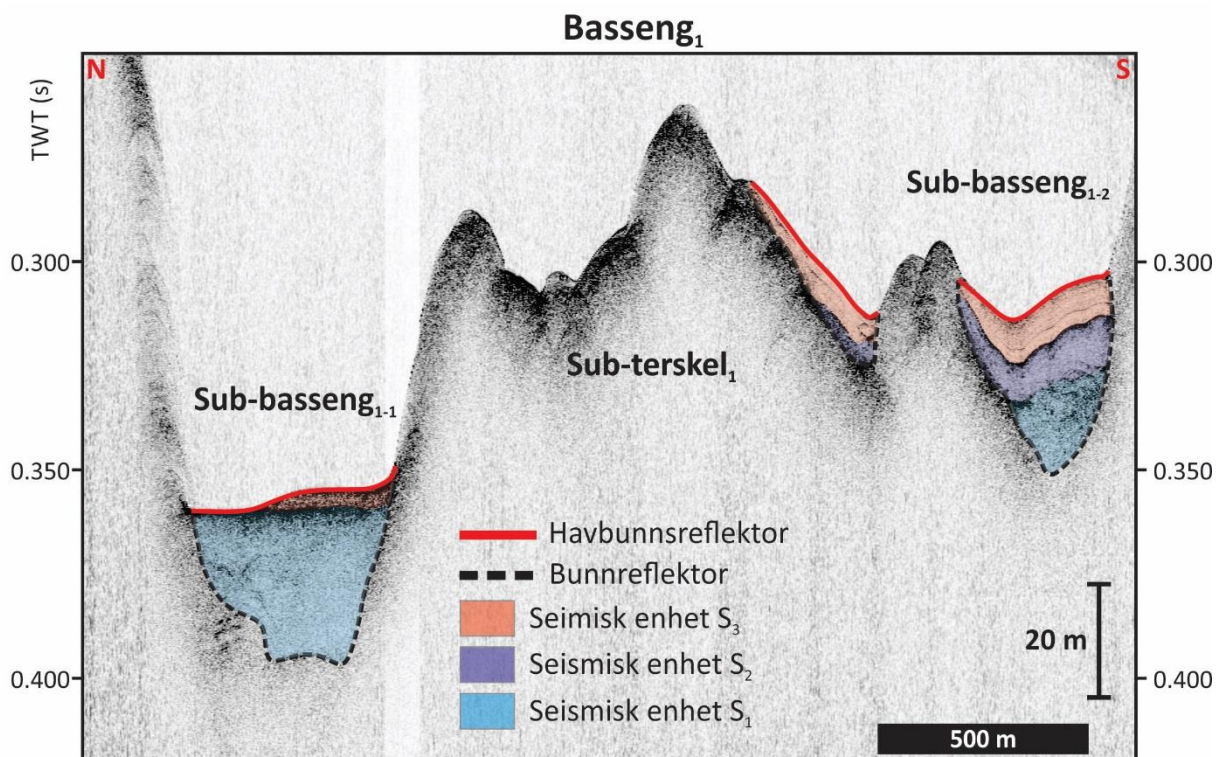
Figur 4.2: Seismisk linje MF-NN-0413-038 fra Kaldfjorden (se Fig. 4.1 for posisjon til seismisk linje). A) Opprinnelig seismisk linje. B) Tolket seismisk linje med kjerneposisjoner indikert.

4.2.1 Introduksjon og beskrivelse av bassengene i Kaldfjorden

4.2.1.1 Basseng₁ (Ytterst i Kaldfjorden)

Hoved-basseng₁ avgrenses av terskelsystemene T1 og T2 og kan deles inn i to sub-basseng adskilt av et sub-terstel system (Fig. 4.2 og 4.3). T1 er adskillig høyere enn T2, hvor toppen av tersklene ligger henholdsvis 55 meter under havoverflaten (muh.) og 133 muh. T1 er den ytterste terskelen i fjorden helt ute med grensen til Vågsøysundet (Fig. 2.1). Sub-terstel systemet som skiller de to sub-bassengene består av flere høyder, hvor den høyeste toppen ligger 197 muh. Lengden på basseng₁ er i overkant av 2 km i nord-sør retning.

Sub-basseng₁₋₁ ligger helt nord i bassenget og er omtrent 500 m langt. Sub-basseng₁₋₂ ligger i sørlige deler av bassenget og er 400 m langt (Fig. 4.3). På grunn av en svak og diffus bunnrefleksjon i begge sub-basseng er sediment mektigheten noe vanskelig å bestemme. Den totale mektigheten ligger på 30-40 m, med størst mektighet i sub-bassenget₁₋₁.

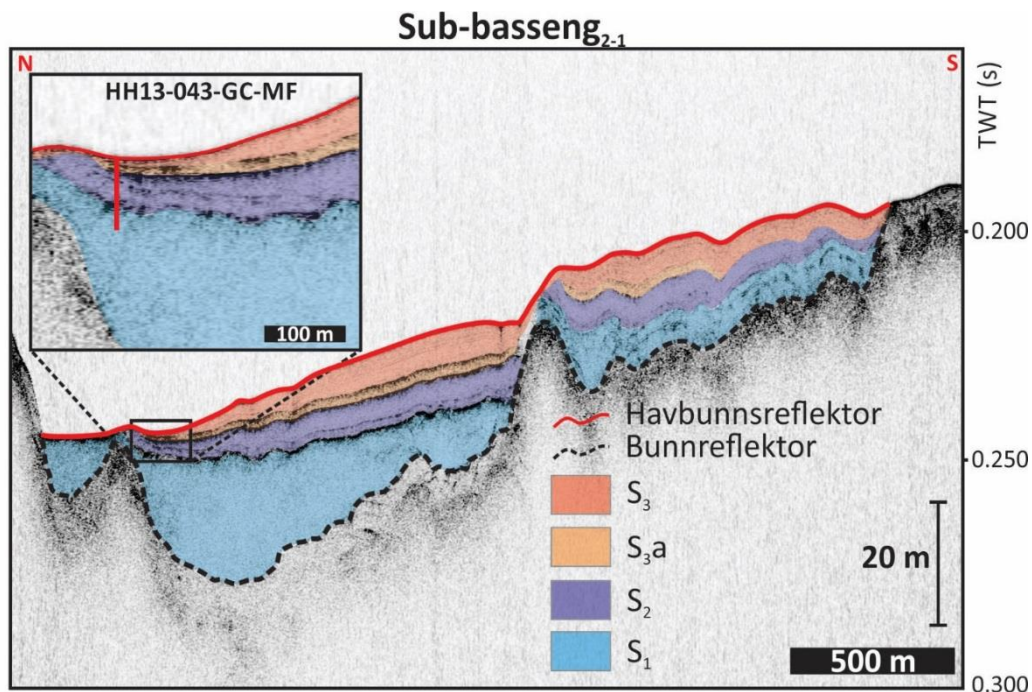


Figur 4.3: Utsnitt av seismisk linje (se fig. 4.2) som viser basseng₁ ytterst i Kaldfjorden. Fargekodene viser de tolkede sediment lagpakkene.

4.2.1.2 Basseng₂ (Midtre Kaldfjorden)

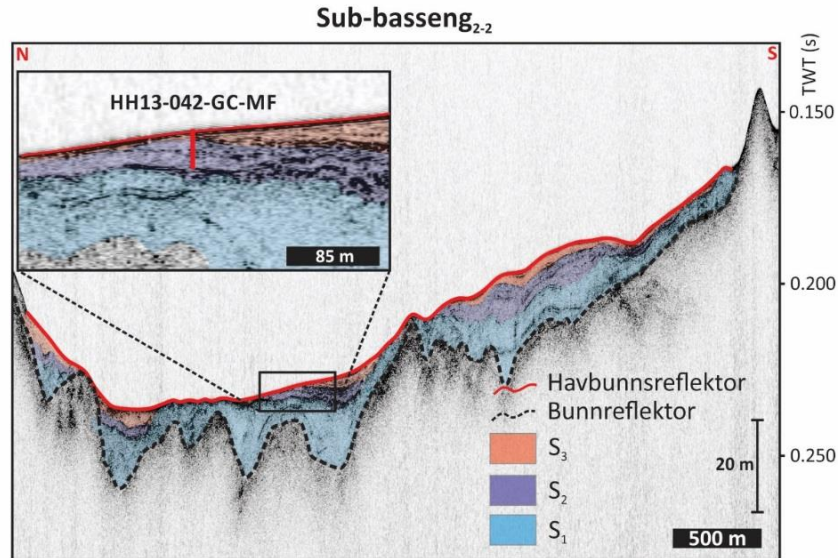
Hoved-basseng₂ avgrenses av tersklene T2 og T3 og kan deles inn i fire sub-basseng (Fig 4.2). T2 skiller bassenget fra det ytterste bassenget i fjorden (B₁) og ligger 133 muh. T3 er lokalisert 107 meter under havoverflaten. Bassenget er over 9 km langt i nord-sør retning og har en mektighet på 30-40 m i de dypeste delene. De tre kjerneprøvene er alle hentet opp fra basseng₂.

Sub-basseng₂₋₁ er lokalisert helt nord i det sentrale hoved-basseng₂ (Fig. 4.4). Det er 3 km langt og har en mektighet på opptil 40m. Sub-bassenget avgrenses mot sør av sub-terstel St₂ som ligger 141 muh. Kjerneprøve HH13-043-GC-MF er hentet opp nord i sub-bassenget.



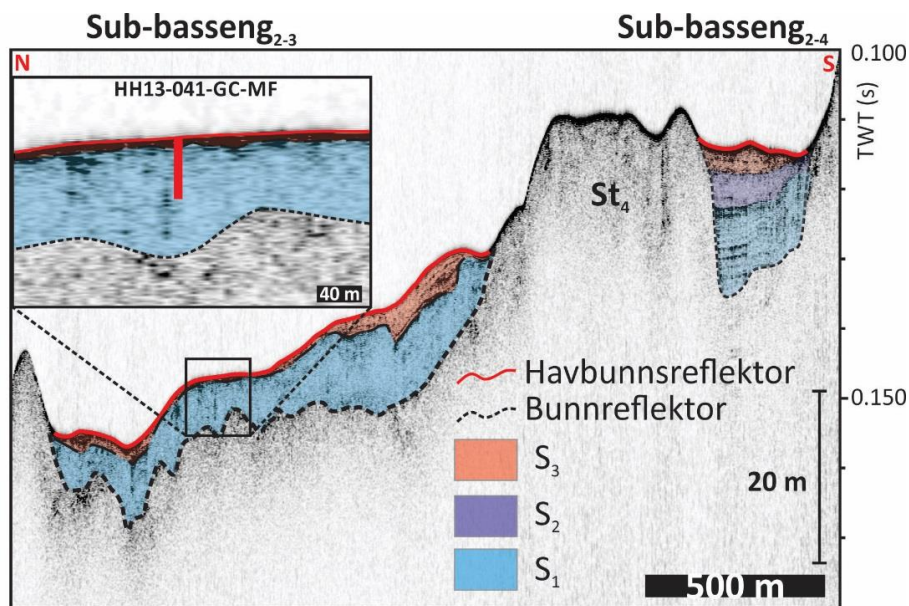
Figur 4.4: Utsnitt av seismisk linje (se fig. 4.2) som viser sub-basseng₂₋₁ helt nord i hoved-basseng₂. Fargekoder viser tolkede sediment pakker. Den omtrentlige posisjonen til kjerneprøve HH13-043-GC-MF er markert inn.

Sub-basseng₂₋₂ er lokalisert i midtre deler av hoved-basseng₂ og avgrenses i sør av sub-terstel St₃ som ligger 107 muh. (Fig. 4.5). Bassenget er 4 km langt og har en veldig varierende sediment mektighet på opptil 20 m i enkelte områder. Kjerneprøve HH13-042-GC-MF er hentet opp i sentrale deler av bassenget.



Figur 4.5: Utsnitt av seismisk linje (se figur 4.2) som viser sub-basseng_{2.2} i sentrale deler av hoved-basseng₂. Fargekoder viser tolkete sediment pakker. Den omtrentlige posisjonen til kjerneprøve HH13-042-GC-MF er markert inn.

Sub-basseng_{2.3} er lokalisert i sørlige deler av hoved-basseng₂ og er rundt 1,5 km langt (Fig. 4.6). Sedimentene er relativt jevnt fordelt med en mektighet på rundt 10 m. Sub-bassenget avgrenses i sør av sub-terskelen St₃ som ligger 82 muh. Kjerneprøve HH13-041-GC-MF er hentet opp fra dette sub-bassenget. Mellom St₃ og hoved-terskel T3 er det en liten nedsynkning fylt av sedimenter. Nedsynkningen er definert som sub-basseng_{2.4} og er rundt 800 m langt (Fig. 4.6). Sediment mektigheten er i overkant av 20 m.



Figur 4.6: Oversikt over sub-basseng_{2.3} og sub-basseng_{2.4} i sørlige deler av hoved-basseng₂ med tolkning. Omtrentlig posisjon til kjerneprøve HH13-041 er markert inn. (Utsnitt fra fig. 4.2).

4.2.1.3 Basseng₃ (Indre del av Kaldfjorden)

Hoved-basseng₃ er omtrent 2 km i nord-sør retning og har en total mektighet på opptil 15 m. Bassenget avgrenses av tersklene T3 og T4 som er lokalisert 60 og 52 meter under havoverflaten (Fig. 4.7). T4 utgjør den innerste terskelen i fjorden. Det grunne området innenfor T4 representerer basseng₄ som er det innerste bassenget i fjorden. Orienteringen i dette bassenget er øst-vest og skiller seg fra de nord-sør orienterte bassengene utover fjorden. Den seismiske linjen går ikke over basseng₄ og den blir utelatt fra tolkning. Den nordligste delen av bassenget kan ses helt sør (høyre hjørne) på fig 4.2.

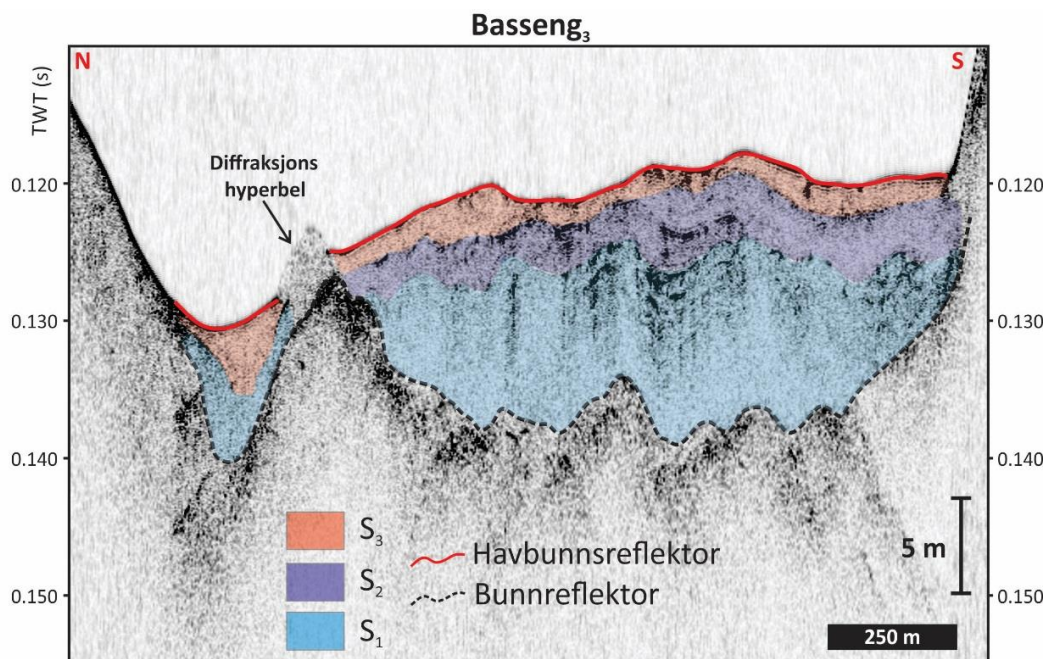


Fig 4.7: Tolkning av sediment lagpakkene i basseng₃ lokalisert i indre del av Kaldfjorden. Mulig diffraksjons hyperbel markert inn (se kap 4.4 «Tolkning»).

4.2.2 Beskrivelse og tolkning av refleksjoner og enheter

Tolking av den seismiske linjen fra Kaldfjorden avslørte en fjord med store variasjoner i refleksjonsmønsteret. Både variasjoner internt i bassengene men også variasjoner mellom de ulike bassengene fra indre deler av fjorden i sør til de ytre delene i nord. Basert på sedimentenes akustiske egenskaper, signatur og enhets geometri (Forwick & Vorren 2010) er det blitt identifisert fire regionale refleksjoner som kan spores i store deler av fjorden. I tillegg til de regionale refleksjonene er det identifisert små refleksjoner internt i enkelte basseng. På bakgrunn av de identifiserte refleksjonene er det funnet og tolket totalt tre hovedenheter og en

mulig sub-enhet. Sub-enheten er kun tydelig identifisert i sub-basseng_{2,1} som da inneholder en ekstra refleksjon (R4a) (Fig. 4.4).

4.2.2.1 Akustisk basement- Refleksjon R1

Den dypeste regionale refleksjonen observert i fjorden er blitt betegnet som refleksjon R1. Refleksjonen er identifisert i alle bassengene langs den seismiske linjen og markerer grensen mellom den dypeste sediment pakken og akustisk basement (Fig. 4.2). Det at refleksjonen er akustisk ugjennomtrengelig ved chirp indikerer at det som ligger under enten er morene eller berggrunns materiale (Hjelstuen et al. 2009). Generelt kan refleksjonen karakteriseres som undulerende der den gjenspeiler overflaten til den underliggende berggrunnen.

Refleksjonsamplituden og kontinuiteten til reflektoren varierer fra å være middels til sterk. I enkelte områder er refleksjonen diffus og diskontinuerlig, som fører til problemer med å spore den i lengde retning. Dette gjelder spesielt i de dypeste nedsynkningene i fjorden i både basseng₁ og sub-basseng₂₋₁ helt nord i basseng₂ (Fig. 4.2, 4.3 og 4.4). Fra sentrale deler av basseng₂ og innover i fjorden er bassengene noe grunnere og refleksjonen blir derfor sterkere og mer kontinuerlig (Fig. 4.2, 4.5, 4.6 og 4.7). Dette gjelder spesielt over forhøyninger i berggrunnen. Sedimentenes mektighet styres mye av den irregulære berggrunns overflaten. Trenden i fjorden viser at områder med dype nedsynkninger dannet som følge av tektonisk aktivitet fungerer som sediment feller og har størst mektighet. Over forhøyninger i berggrunnen vil sedimentene bli mer utsatt for erosjon og har følgelig mindre mektighet. Dette kommer tydelig fram i sub-basseng_{2,2} (Fig. 4.5).

Akustisk basement kan observeres som en liten topp som bryter gjennom avsetningene og opp til havbunnen i basseng₃, omtrent 200 m sør for hoved-terskel T3 (Fig. 4.7). Den kurvete formen har ingen tydelig havbunnsreflektor som avsetningene rundt. Elementet er derfor mest trolig en diffraksjons hyperbel («diffraction hyperbola») som forårsakes av støy og ikke en avsetning. Slike elementer kan dannes fra brå grensesnitt i undergrunnen og er vanlig å finne i områder med forkastninger (Andreassen 2009). Den bråe overgangen mellom basseng og terskel kan ha forårsaket denne typen støy. Chirp-linjen er som nevnt tidligere ikke samlet inn etter en rett linje, men følger skipets kurs innover i fjorden og er sikksakkformet. Der diffraksjons hyperbelen er lokalisert har skipet endret kurs og det dannes et brått grensesnitt som kan være årsaken til dannelsen av elementet.

4.2.2.2 Refleksjon R2 og seismisk enhet S1

Seismisk enhet S₁ representerer den dypeste sediment pakken og ligger direkte oppå akustisk basement (Fig. 4.2-4.7). Den er identifisert i alle fjordens tre hoved-basseng. Enhetens seismiske karakteristikk er kjennetegnet som akustisk transparent med enkelte interne refleksjoner som varierer fra stratifisert til kaotisk. Sediment mektigheten i enheten varierer og er i stor grad styrt av den underliggende berggrunnen. Enhetens sedimenter jevner ut den kupert akustiske basement ved å fylle opp nedsynkningene i berggrunnen. Mektigheten er følgelig mektigst i disse områdene og er over 20 m på sitt største nord i basseng₂ (sub-basseng₂₋₁). Mellom de ulike bassengene er den totale sediment mektigheten i enheten relativt lik, men trenden viser en svak økning utover fjorden. Innad i hvert enkelt basseng varierer mektigheten mer og enheten er klart mektigst i nordlige deler.

Refleksjon R2 utgjør toppen av S₁ og har generelt en middels til sterk refleksjonsamplitude. I ytre deler av fjorden i basseng₁ og i nordlige deler av basseng₂ (sub-basseng₂₋₁) er refleksjonen sterk og kontinuerlig. S₁ enhetens øvre grense er derfor relativt lett å identifisere i disse områdene. Lengre inn i fjorden er refleksjonen til tider både diffus og diskontinuerlig. Disse områdene preges også av flere interne refleksjoner som gjør inndelingen av S₁ og andre enheter krevende. Det er likevel markert inn det som trolig representerer enhetens øvre grense også i de indre delene av fjorden.

Enhetens akustisk transparente signatur er en indikasjon på at sedimentene har en relativt ensartet litologisk sammensetning. De diffuse og diskontinuerlige refleksjonene observert i enheten kan representere endring i kornstørrelse som følge av økt avsetning is-transportert debris (Batchelor et al. 2011). Interne refleksjoner kan også indikere erosjon, endring av litologisk sammensetning og/eller varierende grad av kompaktering (Forwick & Vorren 2010). Mangerud (1998) indentifiserte morene materiale, glasimarine og marine avsetninger fra sen-weichsel langs kysten av Kapp Ekholm i Billefjorden på Svalbard. Selv om muligheten er tilstede er det lite trolig at enheten S₁ inneholder grenseflater mellom sen-weichsel og eldre avsetninger, eller avsetninger med interne aldersforskjeller fra siste istid. Bakgrunnen for dette er at avsetninger fra før sen-weichsel trolig er blitt erodert og transportert bort fra fjorden da brefronten rykket fram under siste istids maksimum, slik man ser fra flere fjorder i Nord-Norge og på Svalbard (Elverhøi et al. 1995, Ottesen et al. 2005, 2008, Rydningen et al. 2013).

Enhetens karakteristikk som akustisk transparent med interne kaotiske refleksjoner og høyt konsentrasjon av klaster kan forklares med at enheten er en typisk diamikton avsetning (Stewart & Stoker 1990). Avsetningen kan være et resultat av en miks av prosesser som suspensjon, is-transport og massetransport. Den varierende seismiske signaturen skyldes avsetningens kompleksitet (Stewart & Stoker 1990).

Basert på observasjonene som er gjort av seismisk enhet S_1 og ved sammenligning med andre studier, er enheten tolket å representere glasiale avsetninger fra sen-weichsel. Avsetningene kan ha varierende opprinnelse og de derfor ha blitt dannet av ulike sedimentære prosesser som;

- 1) Høy sedimentasjonsrate under slutfasen av siste glasial og hurtig isostatisk heving førte til økt seismisk aktivitet. Disse faktorene har bidratt til jevnlig skråningssvikt og resulterende massetransport hendelser i perioden som fulgte (Aarseth 1989, Forwick & Vorren 2002, 2007, 2010, Bøe et al. 2003).
- 2) Sedimentene i avsetningen ble avsatt rett utenfor fronten av en re-avanserende eller stagnerende brefront, der store mengder sub-glasiale sedimenter sviktet (Laberg & Vorren, Boulton et al. 1996, Vorren 2003, Plassen et al. 2004, Ottesen et al. 2008 og Forwick & Vorren 2010).
- 3) En siste mulig avsetningsprosess er gjennom hulroms innfyllinger («cavity infills») under isstrømmer. Store sediment mengder avsettes på lesiden av topografiske hindringer i hulrommet som dannes nede i bassenget når innlandsisen flyter oppå tersklene (Boulton 1982).

Selv om enheten er relativt mektig i forhold til de andre identifiserte enhetene i Kaldfjorden er sediment mektigheten generelt liten sammenlignet med andre nord-norske fjorder som Andfjorden-Vågsfjorden, Balsfjorden og Ullsfjorden (Vorren & Plassen 2002, Forwick & Vorren 2002, Plassen & Vorren 2003). Dette tyder på en relativt raskt og kontinuerlig tilbaketrekning av brefronten i fjorden. Stagnasjoner og/eller breframrykk ville mest sannsynlig resultert i større sediment mektighet slik det er observert i de andre fjordene. At enheten er avsatt av prosess alternativ 2) er derfor lite trolig.

4.2.2.3 Refleksjon R3 og seismisk enhet S₂

Seismisk enhet S₂ ligger stratigrafisk over enhet S₁ i sub-basseng₁₋₂, sub-bassengene ₂₋₁, ₂₋₂ og ₂₋₄ fra basseng₂ i tillegg til i store deler av basseng₃. Enheten har ikke vært mulig å identifisere hverken i sub-basseng₁₋₁ ytterst ved fjordmunningen eller i sub-basseng₂₋₃ i det sentrale hoved-bassenget. I sub-basseng₂₋₂ like nord for posisjonen til kjerneprøve HH13-042-GC-MF viser enheten tegn til å være trunkert. Dette skjer også lengre sør i samme sub-basseng. Det er i dette bassenget enheten har minst mektighet. Mektigheten er ellers relativt lik og ligger på mellom 3 og 5 m, noe som er betydelige lavere sammenlignet med enhet S₁. (se Fig. 4.3-4.7)

Enheten kjennetegnes i hovedsak som akustisk transparent til semi-transparent med enkelte interne refleksjoner. Sub-basseng₂₋₂ har en svak intern delvis kontinuerlig refleksjon i nedre del av enheten (Fig. 4.4). Nedre del av enheten i dette bassenget har antydninger til svak akustisk stratifisering. En slik trend er vanskelig å identifisere i de andre bassengene.

Reflektor R3 utgjør enhetens øvre grense og er karakterisert som en middels sterk refleksjon. I indre deler av fjorden hvor enhetene er vanskelig å avgrense er refleksjonen som utgjør enhetens øvre grense relativt svak og diskontinuerlig sammenlignet med basseng₁ og sub-basseng₂₋₁.

Basert på enhetens generelle akustisk transparente signatur er det trolig at sedimentene avsatt i enheten har en relativt ensartet litologisk sammensetning. Enheten er trolig avsatt i et proksimalt smeltevanns dominert glasimarint miljø med relativt stabile fysiske forhold (Elverhøy 1984, Forwick & Vorren 2010). De interne refleksjonene kan trolig relateres til perioder med økt avsetning av is-transportert debris som følge av klimatiske variasjoner (Forwick & Vorren 2010, Batchelor et al. 2011).

4.2.2.4 Refleksjon R4a og seismisk enhet S_{3a}

Seismisk enhet S_{3a} er kun lokalisert i sub-basseng₂₋₁ helt nord i basseng₂ (Fig. 4.4). Laget er relativt tynt og har en mektighet på maksimalt 1 m. Laget tynner ut i retning hoved-terskel T2 og er svært tynn eller fraværende i området hvor kjerneprøve HH13-043-GC-MF er hentet opp (Fig 4.2 og 4.4 for kjerneposisjon). Enhetens seismiske signal er kjennetegnet ved semi-transparente til kaotiske interne refleksjoner. Refleksjon R4a utgjør enhetens øvre grense. I nordlige deler av sub-bassenget er refleksjonen sterk, men blir gradvis svakere sørover. Helt sør i sub-bassenget er refleksjonen vanskelig å spore. Det har ikke vært mulig å indentifisere hverken refleksjonen eller den seismiske enheten i de andre bassengene. På bakgrunn av sin

seismiske signatur og det faktum at avsetningen kun er identifisert i sub-basseng₂₋₁, kan enhetens tolkes å representere en mulig massetransportavsetning.

4.2.2.5 Refleksjon R4 og seismisk enhet S₃

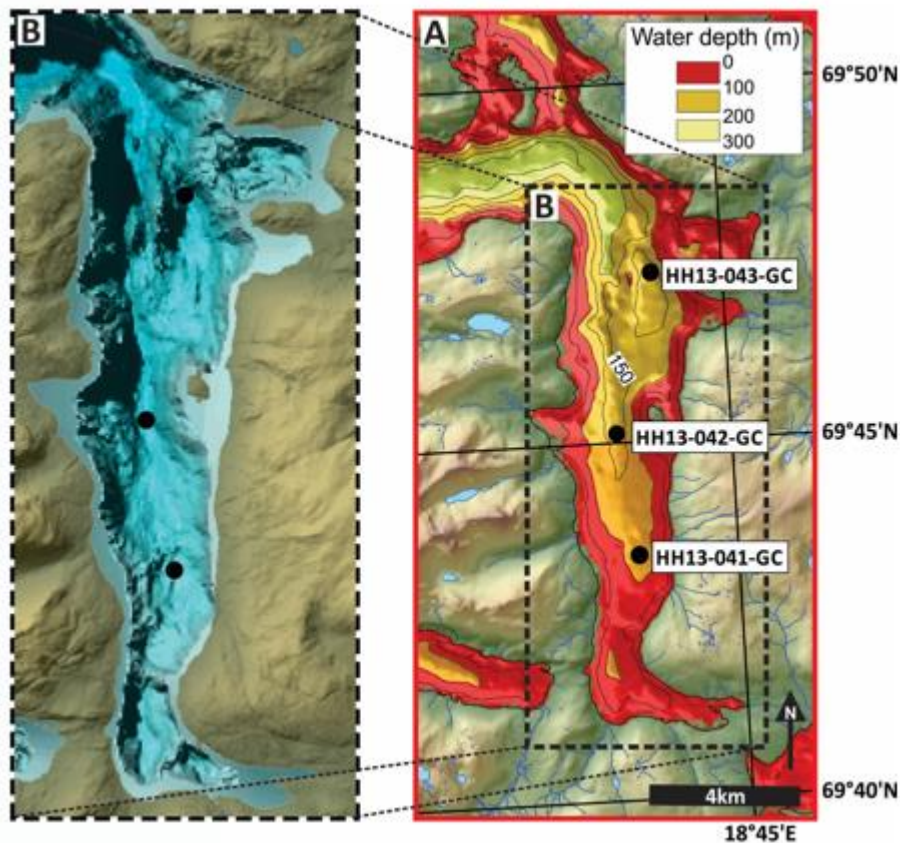
Enhet S₃ representerer den øverste sediment pakken observert i fjorden og er lokalisert i alle bassengene. Det seismiske signalet til enheten er kjennetegnet som akustisk transparent med antydninger til svak akustisk stratifisering. Enhetens mektighet følger samme trend som de andre enhetene og er mektigst i sørlige deler av de ulike sub-bassengene. Mektigheten er størst i sub-basseng₂₋₁ (Fig. 4.4). I enkelte deler av sub-basseng₂₋₂ og sub-basseng₂₋₃ er mektigheten så liten at enheten er vanskelig å identifisere (Fig. 4.5 og 4.6). I disse områdene opptrer enheten som en enkel refleksjon. Enhetens øvre grense blir markert av refleksjonen R4. Refleksjonen er sterk og kontinuerlig fra nord til sør i fjorden og representerer havbunnen. I sub-basseng₂₋₂ hvor mektigheten til enheten er størst observeres svak akustisk stratifisering innad i det akustisk transparente laget. Den svake stratifiseringen kan skyldes litologiske variasjoner relatert til massetransporthendelser eller sesongvise variasjoner i sedimenttilførsel fra elver (Forwick & Vorren 2010).

Enhetens seismiske karakteristikk som generelt akustisk transparent indikerer en relativt ensartet litologisk sammensetning av sedimenter. Basert på de seismiske karakteristikk og enhetens stratigrafiske posisjon er det mulig å anta at enheten representerer den marine holocen delen av litostratigrafien. Trolig er enheten avsatt fra kontinuerlig suspensjonsnedfall i et åpent marint miljø. Enhetens asymmetriske distribusjon og akustisk transparente signatur antas å være forårsaket av et holocen bunnstrøms regime (Plassen & Vorren 2002). Enhetens karakteristikk samsvarer med det som er tolket som postglasiale marine avsetninger i andre fjorder fra Troms (Plassen & Vorren 2002, 2003).

5. Litostratigrafi

5.1 Introduksjon

Framgangsmåte og utstyr beskrevet i kapittel 3 ble benyttet for å analysere sedimentkjernene hentet opp fra Kaldfjorden. Totalt tre sedimentkjerner ble analysert og resultatet fra analysen blir presentert i dette kapitlet for å kunne tolke og rekonstruere avsetningsprosesser og miljøet i fjorden (Figur 5.1).



Figur 5.1: Kart over studieområde. A) Dybdekart over Kaldfjorden med kjerneposisjoner markert som svarte sirkler. B) Forenklet batymetrisk kart

Hver sedimentkjerne er lokalisert langs chirp-linjen 1-1' (Fig. 4.1). Alle kjernene er blitt beskrevet relativt til dypet, fra bunnen av kjernen og oppover. Litostratigrafiske enheter er blitt definert og avgrenset ved visuelle observasjoner av røntgenbilder og sediment-overflaten. Ved markerte endringer i kjernen er resultatene fra kornfordelingsanalysen, de kjemiske egenskapene og de geokjemisk elementene også benyttet. Hver enhet nummereres etter kjernenummer og et tall, der høyere tall indikerer større dybde i kjernen.

5.1.1 Visuell beskrivelse

De litologiske loggene er laget basert på de observasjoner som ble gjort under den visuelle analysen av sediment overflaten og røntgenbildene. Sammen med kornfordelingsanalysen kan egenskaper som farge, struktur, litologiske endringer, fossiler og bioturbasjon bli bestemt. De litologiske loggene er presentert sammen med fargebilde av sediment overflaten og røntgenbilder på figurene (5.2, 5.4, 5.5, 5.9, 5.10, 5.12 og 5.13). Loggens bredde varierer som et resultat av litologiske endringer i matrikssammensetningen. Klaster større enn 2 mm er markert inn som individuelle klaster på loggen. Under den visuelle beskrivelsen av sediment overflaten ble det observert mørke striper eller flekker i enkelte områder av kjernene. Disse er tolket å være sulfid spor som dannes ved en bakteriell prosess av sulfid reduksjon (Friedman et al. 1992). Oftest forsvinner de fra overflaten etter kun få dager etter åpningen av kjernen, men er likevel markert inn på loggene. Fossiler og fossilfragmenter blir heretter betegnet som skjell og skjellfragmenter. Områder med skjell og skjellfragmenter samt tilstedeværelse av bioturbasjon er også indikert.

5.1.2 Kornfordelingsanalyse

Resultatene fra kornfordelingsanalysen er presentert i forhold til dybde og er gitt i volumprosent av sediment fraksjonene leire, silt og sand. De tre kjerneprøvene HH13-041, 042 og 043 er i hovedsak dominert av silt. Gjennomsnittsandelen for silt ligger på 63-67 %. Leire har en gjennomsnittsandelen på rundt 13 % og har en tendens til å øke nedover i kjernen med økende dybde. Sand fraksjonen forekommer i forholdsvis tynne lag og linser og en gjennomsnittsandelen på 18-23 %. Denne andelen gjenspeiler ikke konsentrasjonen av sand gjennom hele kjernen. Den relativt høye andelen av sand fraksjoner skyldes enkelte intervaller med svært høy andel sand, som vil bidra til å øke gjennomsnittet. Dette gjelder spesielt i toppen av kjernene hvor andelen sand kan komme opp i over 50 %. Et unntak finnes i kjerneprøve HH13-043 der det er et intervall fra 348-340 cm som har økende andel sand fra 25-40 % (Fig. 5.2). Generelt er sand konsentrasjonen i de nedre del av kjerneprøvene på 10-15 %.

Sediment korn større enn sand fraksjonen (> 2,0 mm) er utelatt fra kornfordelingsanalysen, men er markert inn som klaster på den litologiske loggen. Korn over 2,0 mm blir i denne studien ansett som is-transportert eller massetransportert materiale. Se tabell 5-1 for minimum, maksimum og gjennomsnittsverdier fra kornfordelingsanalysen.

5.1.3 Fysiske egenskaper

I denne studien ble sedimentene analysert og målt for følgende fysiske egenskaper; P-bølge amplitude, P-bølge hastighet (m/s), akustisk impedans ($\text{g}\cdot\text{m}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{S}^{-1}$), våt massetetthet (g/cm^3), magnetisk mottakelighet (10^{-5} SI (m^3/kg)) og fraksjonsporøsitet. Resultatet for alle kjernene er presentert som grafer. Tabellene 5-4 og 5-5 viser minimums og maksimumsverdier, samt gjennomsnittsverdiene for de ulike egenskapene både for kjernene og innad i hver enhet.

De fysiske egenskapene målt av MSCL viser et generelt sikksakk mønster rundt konstante verdier, med klar økning eller minking i områder rundt litologiske grenser. Sedimentenes grad av kompaktering som følge av vekten fra overliggende sediment ser man igjen som en generell trend i de fysiske egenskapene, som enten en økning eller minking i verdi. Resultater fra MSCL viser ofte store utslag ved seksjonsgrensene. Disse unormale verdiene er et resultat av forstyrrelser under målingene og blir derfor fjernet fra de ferdigstilte grafene. P-bølge amplituden påvirkes av kontakten mellom plastsylinderen og sedimentene. Som man ser av grafen for P-bølge amplituden (Fig. 5.4, 5.9 og 5.12) er den flere steder lavere enn 80 %, noe som indikerer dårlig kontakt. I de områdene kontakten er dårlig vil målingene av P-bølge hastighet og akustisk impedans være upålitelige. I disse intervallene er data for P-bølge hastighet og akustisk impedans utelatt ved beregning av min, maks og gjennomsnittsverdier. P-bølge amplituden er ikke inkludert i tabellene 5-4 og 5-5. Fraksjonsporøsitet er en egenskap som er avhengig av tettheten til sedimentet. I resultatet fra de fysiske egenskapene vil man derfor se at fraksjonsporøsitet speiler resultatet fra tetthetsmålingene. De målte fysiske egenskapene er beskrevet i forhold til den generelle trenden i kjernene.

5.1.4 Element geokjemi (XRF kjerneskaning)

Resultatet fra XRF kjerneskaningen viser gode verdier for de samme elementene i alle tre kjerner. For skanningen med 10 kV viste elementene Si, Cl, K, Ca, Ti, Fe og Rh god respons, mens Al verdiene var moderate. For 30 kV viste elementene Sr og Zr moderat respons, noe også elementet Ba gjorde i skanningen med 50 kV. Element geokjemien er uttrykt i element/element forhold og element/total sum og presenteres i grafer (Fig. 5.5, 5.10 og 5.13). Resultatene som er inkludert for 10 kV er forholdene Fe/Ca, Ca/Sum, Fe/Sum, Si/Sum, Ti/Sum, Al/Sum og K/Sum. For 30 kV er Zr/Sum inkludert og Ba/Sum for 50 kV.

Gjennomsnittsverdien for de ulike elementene er oppgitt i tabellene 5-4 og 5-5. Endringer i elementforholdene er beskrevet relativt til den generelle trenden i kjernene.

5.1.5 Radiokarbondatering

Totalt åtte prøver med dateringsmateriale fra de tre sedimentkjernene ble sendt til analyse. Resultatet fra AMS radiokarbondateringen og de kalibrerte aldrene er presentert i Tabell 5.1. De kalibrerte aldrene er basert på gjennomsnittet for 1 σ rekkevidden. For å få et best mulig aldersestimat av sedimentkjernene ble det tatt ut materiale til datering fra den øvre delen og en prøve fra lengst mulig ned i kjernen. I tillegg ble dateringsmateriale tatt ut like under interessante litologiske grenser om dette var mulig. Tilgangen på dateringsmaterialet dypt nede i kjernen var begrenset.

Resultatet av radiokarbondateringen fra kjerne HH13-043-GC-MF ga en reversert aldersmodell med en estimert alder på 11 213 kal. år BP (kalibrerte år før nåtid) ved et dyp på 131 cm og 6428 kal. år BP ved et dyp på 451,5 cm (Tabell 5-1). Den daterte prøven på 451 cm inneholdt en bentisk foraminifer og den på 131 cm var et skjell (*Astarte elliptica*). Slike bentiske foraminiferer kan ifølge Grossman (1987) være påvirket av vitale effekter som kan resultere i feil aldersdatering. En annen mulig forklaring er at sedimentene har blitt omarbeidet og det eldste laget blir på toppen (Forsberg et al. 2007). Ved å sammenligne dateringen på 11 213 kal. år BP med dateringen på 11 231 kal. år BP fra kjerne HH13-042 er det mange likheter i litologisk sammensetning av sedimentene ved funnstedene. Trolig representer de samme type miljø og dateringen blir på 11 213 kal. år BP ses på som troverdig. Dateringen på 6428 kal. år BP viser trolig feil alder og er ikke tatt med i beregninger av sedimentasjonsrate for kjerne HH13-043-GC-MF. Dateringen er også utelatt fra videre diskusjon. Sedimentene i enheten hvor dateringen på 6428 kal. år BP er hentet ut har mange likheter med enheten som har en datering på 18 788 kal. år BP fra kjerne HH13-041. Mulig skulle dateringen vært på 16 428 og ikke 6428 kal. år BP, noe som bare blir spekulasjoner. I kjerne HH13-041 ble det foretatt radiokarbondatering på to store individer av foraminiferer fra et dyp på 228 cm. Resultatet fra denne dateringen er tatt med i videre diskusjon, men kan som nevnt over vise noe usikker alder.

5.1.6 Sedimentasjonshastighet

De kalibrerte aldrene fra radiokarbondatering benyttes for å beregne sedimentasjonshastigheten for de tre sedimentkjernene. Sedimentasjonshastighetene er beregnet basert på en konstant og lineær sediment akkumulering mellom de daterte intervallene. Sedimentasjonshastigheten beregnet fra den ene dateringen og til toppen av kjernen baserer seg på at den moderne havbunnen er bevart. For disse dataene er det lagt 63 år til de kalibrerte årene (kal.år BP). Dette representerer aldersintervallet fra BP til året sedimentkjernene ble hentet opp fra havbunnen (1950-2013 = 63 år). Det er viktig å huske på at de øverste lagene kan være forstyrret under prøvetaking og de beregnede verdiene for sedimentasjonshastigheten i dette intervallet må anses som minimums hastigheter. Sedimentasjonshastighetene for de ulike intervallene for hver kjerne er presentert i Tabell 5-3.

5.1.7 Litofacies

Litofacies kodene for sand, silt og leire tar utgangspunkt i klassifiseringssystemet til Folks (1954). I dette klassifiseringssystemet deles sedimentene inn i ti grupper, basert på prosentandelen av sand og forholdet mellom silt og sand: Sand (S), leirete sand (lS), muddy sand (mS), siltig sand (siS), sandig leire (sL), sandig mud (sM), sandig silt (sSi), leire (L), mud (M) og silt (Si). Resultatet av denne klassifiseringen gav sandig silt (Ssi) for alle enhetene i de forskjellige kjernene. Baseres resultatet fra kornfordelingsanalysen på det «norske» klassifiseringssystemet av mineraljord basert på Sveistrup (1984), vil klassifiseringen deles inn i fem grupper med flere undergrupper basert på prosentandelen mellom de ulike sediment fraksjonene. I figur 3.3 er de fem gruppene representert, med undergruppene til leire:

Sand (S)- inneholder 85 % eller mer sand, og mindre enn 10 % leire. Deles inn i de tre undergruppene finsand, mellomsand og grovsand.

Siltig sand (siS)- inneholder mindre enn 10 % leire, mellom 40-85 % sand og mindre enn 50 % silt. Deles inn i de tre undergruppene siltig finsand, siltig mellomsand og siltig grovsand.

Sandig silt (sSi)- 50-80 % silt, mer enn 8 og opptil 50 % sand, og mindre enn 12 % leire

Silt (S)- 80 % eller mer silt, og mindre enn 12 % leire. Deles inn i tre undergrupper.

Leire (L)- Hvis det er mindre enn 50 % silt må det være mer enn 10 % leire, ellers mer enn 12 % leire. Deles inn i åtte undergrupper; Sandig lettleire (sIL), lettleire (IL), siltig lettleire (scIL), sandig mellomleire (smL), mellomleire (mL), siltig mellomleire (scmL), stiv leire (stL) og svært stiv leire (svstL)

De tre sedimentkjernene er dominert av siltfraksjoner med en gjennomsnittandel på 63-67%. Den dominerende litofacies etter Folks (1954) klassifisering er sandig silt (Ssi), mens den basert på klassifiseringen av Sveistrup (1984) er siltig lettleire (silL). I denne oppgaven er det klassifiseringen til Sveistrup (1984) som vil bli presentert i resultatene. Dette skyldes den finere inndelingen og derfor muligheten for å skille mellom de ulike enhetene ved hjelp av litofacies.

	Ytre Kaldfjorden		Indre Kaldfjorden
Kornfordeling	HH13-043-GC-MF	HH13-042-GC-MF	HH13-041-GC-MF
Leire (< 3.9 μm)			
Minimum	6	7	6
Maksimum	23	22	16
Gjennomsnitt	13	13	13
Silt (3.9-63 μm)			
Minimum	46	44	38
Maksimum	82	76	74
Gjennomsnitt	67	64	68
Sand (63-2000 μm)			
Minimum	4	9	12
Maksimum	45	49	56
Gjennomsnitt	20	23	19

Tabell 5-1: Resultatet av kornfordelingsanalysen for de ulike kjernene.

Lab referanse	Kjerne	Dybde (cm)	Art	¹⁴ C alder BP	Kal. år BP Calib 7.0.4 1σ	Kal. år BP Calib 7.0.4 2σ	Kal.år BP Calib 7.0.4 1σ Gjennomsnitt
UBA-29857	HH13-041-GC	9 cm	<i>Astarte sulcata</i>	745 ± 25	315-419	283-460	369
UBA-29858	HH13-042-GC	8 cm	<i>Colus islandicus</i> eller <i>Colous Sp</i>	1159 ± 28	651-728	620-787	697
UBA-29860	HH13-042-GC	130 cm	<i>Nuculana minuta</i>	10 245 ± 53	11 147-11 281	11 066-11 428	11231
UBA-29861	HH13-042-GC	213 cm	<i>Yoldia hyperborea?</i>	10 945 ± 44	12 411-12 583	12 235-12 621	12530
UBA-29862	HH13-043-GC	131 cm	<i>Astarte elliptica</i>	10 234 ± 50	11 142-11 266	11 065-11 379	11213
ETH-62265	HH13-041-GC	228 cm	<i>Silicosigmolina groenlandica?</i>	15 955 ± 120	18 667-18 908	18527-19050	18788
ETH-62266	HH13-043-GC	18 cm	<i>Yoldiella lenticular</i>	3730 ± 60	3538-3732	3453-3822	3636
ETH-62267	HH13-043-GC	451 cm	<i>Yoldiella Sp</i>	6025 ± 70	6320-6503	6273-6614	6428

Tabell 5-2: Resultater fra radiokarbondatering med ¹⁴C alder og kalibrerte aldre

Kjerne	Dybde intervall (cm)	Kal. år BP (1 σ) gjennomsnitt	Alder (år)	Sedimentasjonshastighet (mm/år)	Sedimentasjonshastighet (cm/ka)
HH13-041-GC	9-0	369-0	432	0.21	21
	228-9	18 788-369	18 419	0.12	12
HH13-042-GC	8-0	697-0	760	0.11	11
	130-8	11 231-697	10 534	0.12	12
	213-130	12 530-11 231	1299	0.64	64
HH13-043-GC	18-0	3636-0	3699	0.05	5
	131-18	11 213-3636	7577	0.15	15

Tabell 5-3: Estimerte sedimentasjonshastigheter for kjerneprøvene basert på resultatet fra radiokarbondatering (Tabell 5-2).

	Ytre Kaldfjorden HH13-043-GC-MF	HH13-042-GC-MF	Indre Kaldfjorden HH13-041-GC-MF
Fysiske egenskaper			
P-bølge hastighet (m/s)			
Minimum	1431	1495	1432
Maksimum	1694	1575	1566
Gjennomsnitt	1539	1524	1529
Massetetthet våt (g/cm³)			
Minimum	0.42	0.10	1.32
Maksimum	2.28	1.73	2.00
Gjennomsnitt	1.67	1.60	1.85
Akustisk impedans (g²m⁴cm⁻²s⁻¹)			
Minimum	2299	2326	2523
Maksimum	3478	2656	2985
Gjennomsnitt	2650	2455	2770
Fraksjonsporøsitet			
Minimum	0.27	0.59	0.43
Maksimum	0.94	0.88	0.83
Gjennomsnitt	0.63	0.67	0.52
Magnetisk susp. (10⁻⁵SI(m³/kg))			
Minimum	8	9	62
Maksimum	79	87	123
Gjennomsnitt	28	42	95
Element Geokjemi			
Fe/Ca			
Gjennomsnitt	1.81	2.29	2.16
Ca/Sum			
Gjennomsnitt	0.21	0.17	0.19
Fe/Sum			
Gjennomsnitt	0.38	0.39	0.41
Si/Sum			
Gjennomsnitt	0.11	0.12	0.11
Ti/Sum			
Gjennomsnitt	0.03	0.04	0.04
Al/Sum			
Gjennomsnitt	0.01	0.01	0.01
K/Sum			
Gjennomsnitt	0.11	0.11	0.12
Zr/Sum			
Gjennomsnitt	0.32	0.33	0.39
Ba/Sum			
Gjennomsnitt	0.03	0.03	0.03

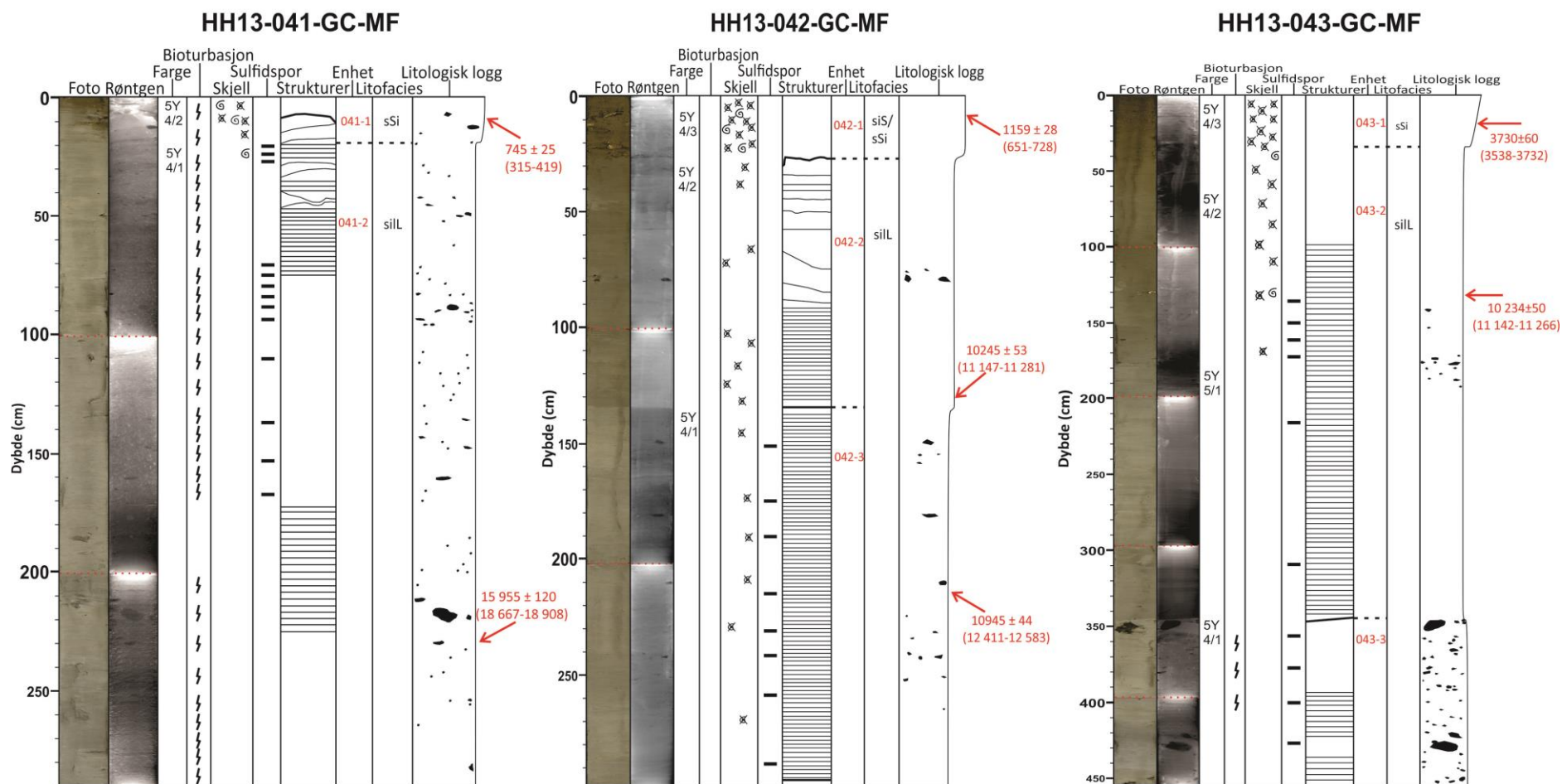
Tabell 5-4: Gjennomsnittsverdier for de målte fysiske egenskapene og element geokjemi.

Enhet Dybde (cm) Fysiske egenskaper	043-1 (0-32)	043-2 (32-348)	043-3 (348-453)	042-1 (0-26)	042-2 (26-134)	042-3 (134-296)	041-1 (0-19)	041-2 (19-290)
P-bølge hastighet (m/s)								
Minimum	0	1494	1431	0	1513	1495	1526	1432
Maksimum	0	1689	1694	0	1575	1540	1566	1566
Gjennomsnitt	0	1533	1554	0	1531	1519	1537	1528
Massetetthet våt (g/cm³)								
Minimum	1.28	1.13	1.45	1.50	1.23	1.23	1.73	1.32
Maksimum	1.56	2.05	2.28	1.68	1.66	1.73	1.99	2.00
Gjennomsnitt	1.43	1.64	1.85	1.56	1.57	1.62	1.93	1.85
Akustisk impedans (g*m³*cm⁻²*S⁻¹)								
Minimum	0	2299	2728	0	2326	2330	2651	2523
Maksimum	0	3456	3478	0	2592	2656	2985	2895
Gjennomsnitt	0	2564	2874	0	2408	2493	2733	2774
Fraksjonsporøsitet								
Minimum	0.69	0.40	0.27	0.62	0.63	0.59	0.44	0.43
Maksimum	0.85	0.94	0.75	0.73	0.88	0.81	0.59	0.83
Gjennomsnitt	0.76	0.65	0.52	0.69	0.69	0.65	0.53	0.52
Magnetisk susp. (10⁻⁵SI(m³/kg))								
Minimum	8	9	67	9	10	16	62	71
Maksimum	22	187	170	24	46	87	90	123
Gjennomsnitt	13	45	110	15	14	64	78	96
Element geokjemi								
Fe/Ca Gjennomsnitt	0.48	2.05	2.41	0.48	2.05	3.31	1.94	2.33
Ca/Sum Gjennomsnitt	0.46	0.19	0.17	0.44	0.18	0.13	0.18	0.18
Fe/Sum Gjennomsnitt	0.22	0.39	0.41	0.21	0.37	0.43	0.35	0.42
Si/Sum Gjennomsnitt	0.05	0.11	0.12	0.05	0.12	0.13	0.10	0.12
Ti/Sum Gjennomsnitt	0.019	0.035	0.038	0.02	0.03	0.04	0.037	0.04
Al/Sum Gjennomsnitt	0.0034	0.011	0.014	0.004	0.012	0.014	0.008	0.014
K/Sum Gjennomsnitt	0.049	0.111	0.124	0.05	0.12	0.13	0.123	0.125
Zr/Sum Gjennomsnitt	0.21	0.32	0.35	0.24	0.32	0.35	0.38	0.40
Ba/Sum Gjennomsnitt	0.018	0.031	0.032	0.02	0.028	0.033	0.028	0.032

Tabell 5-5: Min-, maks- og gjennomsnittsverdier for de målte fysiske egenskapene i hver enhet. Gjennomsnittsverdier for element geokjemi er også inkludert. Kjerne HH13-043 enhetene (blått), HH13-042 enhetene (brunt) og HH13-041 enhetene (grå).

Indre Kaldfjorden

Ytre Kaldfjorden



Tegnforklaring

- | | | |
|--------------------|----------------------|-------------------------------|
| ⊗ Skjell | — Skarp grense | ⊠ Klaster/isdroppet materiale |
| ⊗ Skjellfragmenter | - - - Enhetsgrense | ▨ Laminasjon |
| ⚡ Bioturbasjon | ~ Erosjonsgrense | |
| — Sulfidspor | • • • Seksjonsgrense | |

Litofacies kode

- sSi = Sandig silt
 silL = Siltig lettleire
 siS = Siltig sand

Figur 5.2: Litologisk logg fra de tre kjerneprøvene HH13-041, HH13-042 og HH13-043 vist fra innerst til ytterst i Kaldfjorden. Fargebilde av sediment overflaten, røntgenbilde, fargekode, bioturbasjon, skjell, sulfidspor, struktur, enhet, litofacies og fordeling av klaster er representert i kolonnene. Dybden til de daterte intervallene er markert med rød pil. Radiokarbon aldre er presentert i ¹⁴C år BP og kalibrerte år BP i parentes.

5.2 Kjerneprøve HH13-041-GC-MF

Kjerne HH13-041-GC-MF er hentet opp fra sub-basseng₂₋₃ i sørlige deler av det sentrale hoved-basseng₂ (69°43.434' N, 18°40.975' Ø) (Fig 5.1). Den er samlet inn fra havbunnen sentralt i bassenget, like sør for sub-terstel₃ (Fig. 4.2 og 4.6). Kjernen er hentet opp fra et vanddyb på 113 meter og har en totallengde på 290 cm (Tabell 3-1). Sedimentene i kjernen er delt inn i to litologiske hovedenheter, 041-1 og 041-2. Enhetene representerer litofacies kodene sSi (sandig silt) og silL (siltig leire) (Fig. 5.2). Kjerneprøvens litologiske logg og kornfordeling er plottet opp mot fysiske egenskaper og element geokjemi i figurene 5.4 og 5.5.

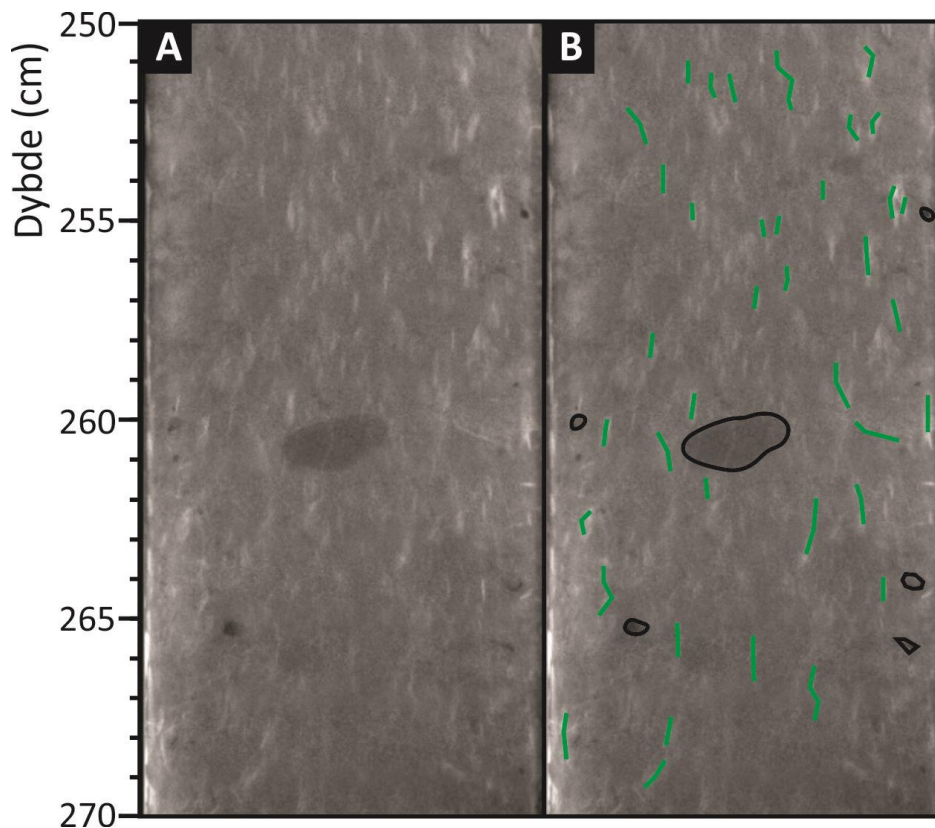
5.2.1 Enhet 041-2 (290 - 19 cm)

5.2.1.1 Litologi og stratigrafi

Enhet 041-2 er den mest dominerende av de to enhetene og utgjør nærmere 93 % av total kjernelengde. Enhetens generelle litofacies er siltig leire. Bunnen av enheten er ikke representert i kjerne og kjernens bunn blir sett på som enhetens nedre grense. Enheten kan derfor være noe mektigere enn det som kommer fram av kjerneprøven. Enhetens øvre grense er definert ved endring i kornstørrelse, tetthet og fraksjonsporøsitet (Fig. 5.4). Grensen mellom de to enhetene er også representert ved en fargeforandring på sediment overflaten. Enhet 041-2 har en karakteristisk lysegrå farge som er klassifisert til 5Y 4/1 på Munsells fargeskala.

Kornfordelingen i enheten viser silt som den dominerende fraksjonen med en gjennomsnittandel på 71 %. Andelen leire og sand er relativt jevnt med henholdsvis 14 og 15 % (Tabell 5-5). Flere steder i enheten viser kornfordelingen flere «topper» der andelen sand har økning i prosent. Den tydeligste toppen utgjør intervallet 255-250 cm der andelen sand øker til 21 %. I andre mindre intervaller er gjennomsnittandelen sand på 18-19 %. Økningene gir ingen endring i litofacies. Klaster er representert i hele enheten der enkelte intervaller har høyere konsentrasjon. Dette gjelder spesielt intervallet 95-85 cm. Svak laminasjon er tilstede i store deler av enheten. Men på grunn av sterk påvirkning av bioturbasjon er enkelte intervaller så gjennomarbeidet at det ikke er mulig å observere mulig laminasjon (Fig. 5.3). I områder som er mindre påvirket av bioturbasjon er det observert laminasjon (220-170 cm og 75-19 cm). Det er ikke observert andre strukturer i enheten. Skjell og skjellfragmenter er kun observert øverst i enheten på grensen til overliggende enhet. Sulfidspor er observert i øvre del

av enheten og forekommer mer hyppig i intervallene 30-20 cm og 90-70 cm.



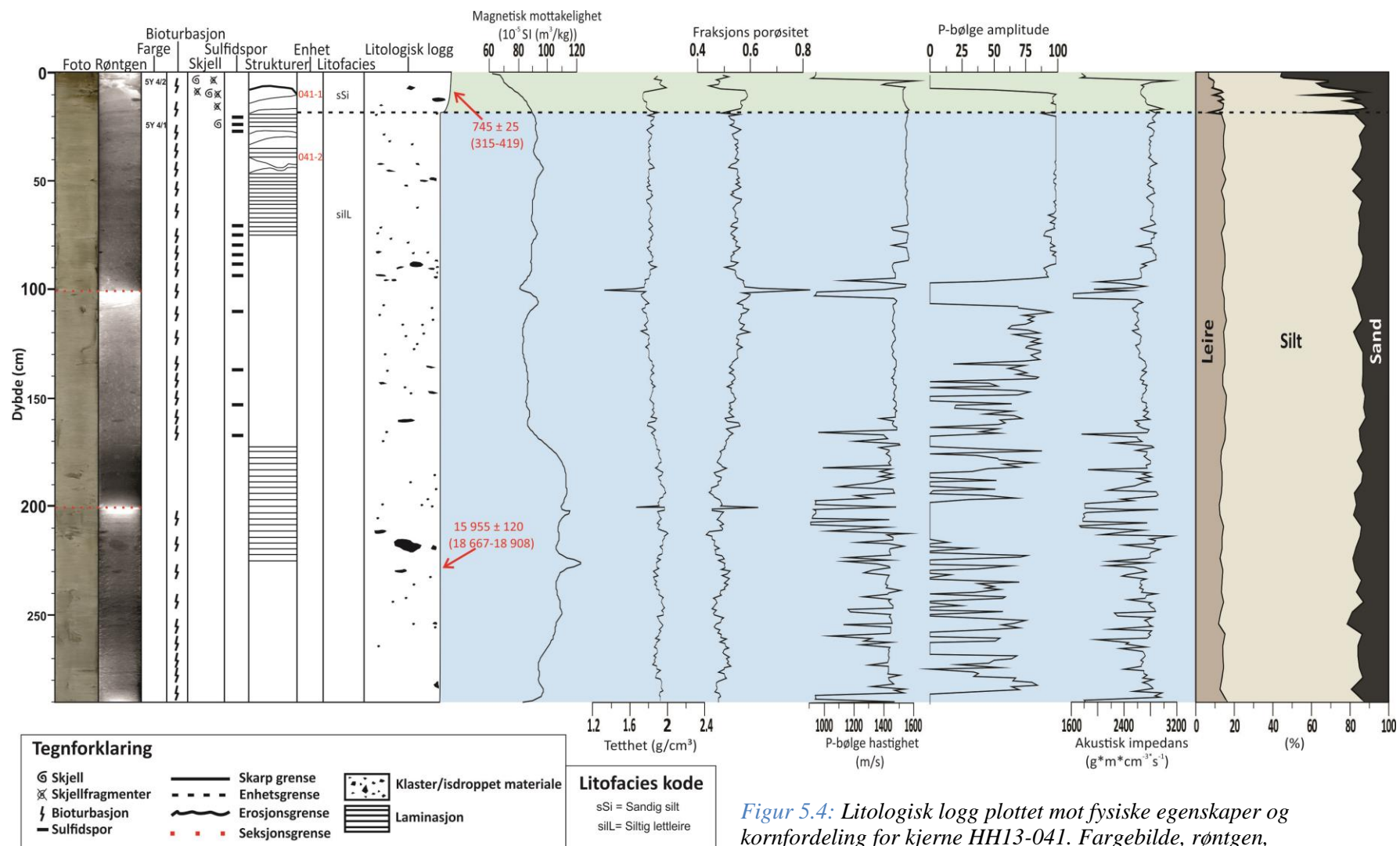
Figur 5.3: A) Røntgenbilde som illustrerer et område preget av bioturbasjon i enhet 041-2. B) Tolket røntgenbilde med klaster (svart) og enkelte bioturbasjon (grønn) markert inn. Intervallet er så sterkt preget av bioturbasjon at ingen strukturer er mulig å observere.

5.2.1.2 Fysiske egenskaper og element geokjemi

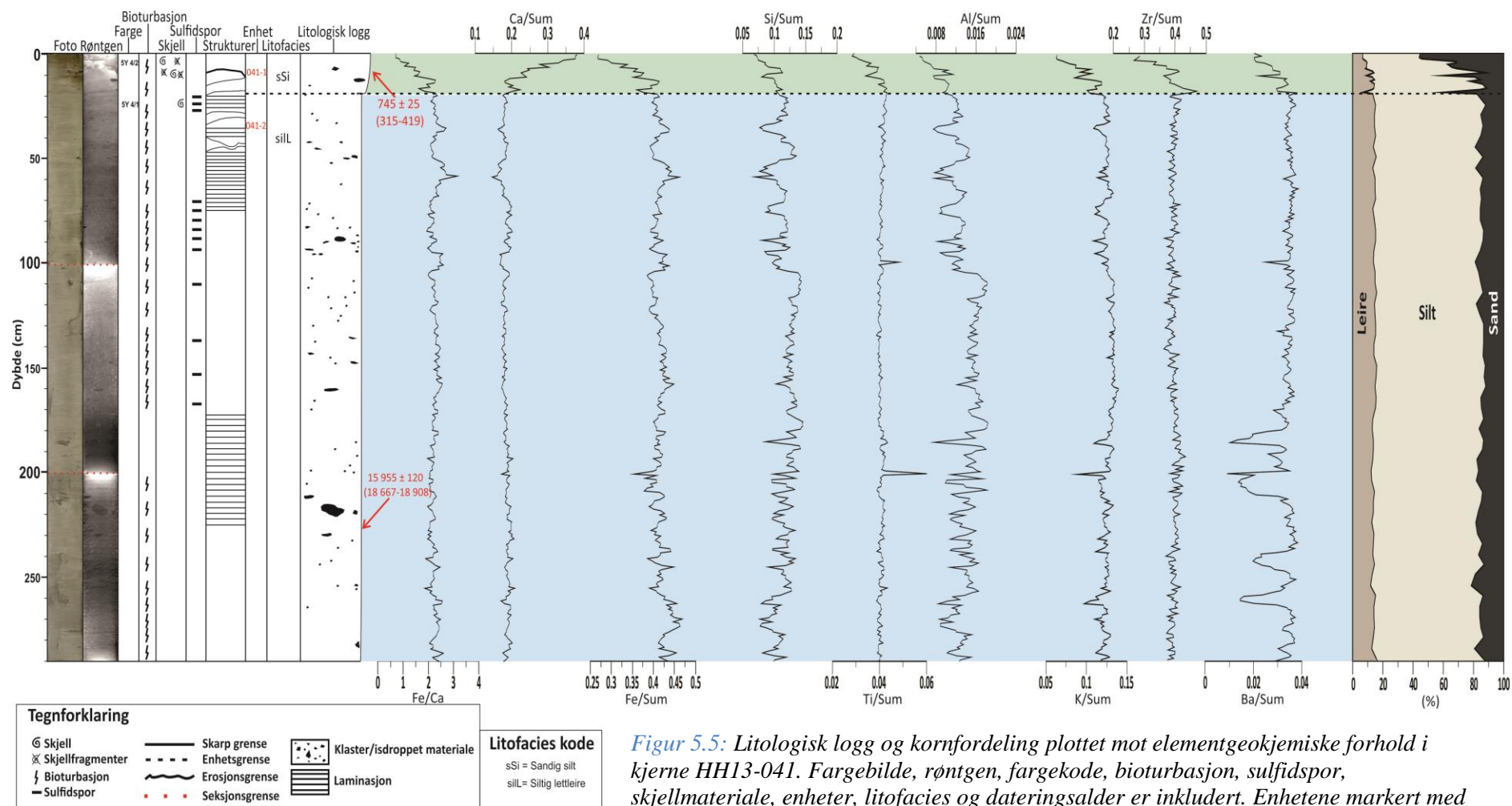
Den generelle trenden i enheten viser en relativt stabil tetthet uten større utslag. Fra bunn mot topp viser tettheten en svak gradvis nedgang. Fraksjonspørøsiteten speiler tetthetsgrafene og er gradvis økende fra bunn mot topp i enheten (Fig 5.4). Områder med noe grovere sediment slår ut som små positive toppe på tetthetsgrafene. Dette gjelder blant annet intervallet 255-250 cm. I nedre del av enheten er magnetisk mottakelighet jevnt over $100 (10^{-5} \text{SI} (\text{m}^3/\text{kg}))$. Fra bunnen av enheten øker verdien gradvis de første 20 cm før den stabiliserer seg på høye verdier i intervallet 270-180 cm. Mellom 180-160 cm avtar sedimentenes magnetiske mottakelighet før den stabiliserer seg mot toppen av enheten. Fra 160 cm og til toppen er verdien rundt $90 (10^{-5} \text{SI} (\text{m}^3/\text{kg}))$. P-bølge amplituden er som nevnt tidligere (Kap 5.1.3) veldig varierende, noe som også er tilfelle i denne enheten. Resultatene for P-bølge hastighet og akustisk impedans er

derfor kun pålitelige i øvre del av enheten (90-19 cm). I dette intervallet holder verdiene seg relativt stabilt med unntak av små økninger i akustisk impedans ved intervaller med noe grovere materiale. Overgangen mellom enhetens øvre grense og den overliggende enheten markeres med svak endring i tetthet.

Elementforholdene i enheten holder seg relativt stabilt i forhold til gjennomsnittsverdiene. Elementene Fe og Ca har et reversert forhold, der økende innhold av Fe i sedimentene gir en minkende konsentrasjon av Ca (Fig. 5.4). En trend for kjernen er at elementforholdet Ca/Sum øker i intervaller med høyere andel sand. Elementforholdet Fe/Sum er generelt høyt i hele kjernen. De andre elementforholdene Si/Sum, Ti/Sum, Al/Sum, K/Sum og Ba/Sum har relativt lave verdier og følger samme trend som elementforholdet Ca/Sum. Elementforholdet Zr/Sum holder seg stabilt gjennom hele enheten. Tabell 5-5 viser interne forskjeller i fysiske og geokjemiske egenskaper.



Figur 5.4: Litologisk logg plottet mot fysiske egenskaper og kornfordeling for kjerne HH13-041. Fargebilde, røntgen, fargekode, bioturbasjon, sulfidspor, strukturer, skjellmateriale, enheter, litofacies og dateringsalder er inkludert. De ulike enhetene markert inn; 041-2 (blå) og 041-1 (grønn).



Figur 5.5: Litologisk logg og kornfordeling plottet mot elementgeokjemiske forhold i kjerne HH13-041. Fargebilde, røntgen, fargekode, bioturbasjon, sulfidspor, skjellmateriale, enheter, litofacies og dateringsalder er inkludert. Enhetene markert med farge; 041-2 (blå) og 041-1 (grønn).

5.2.2 Enhet 041-1 (19-0 cm)

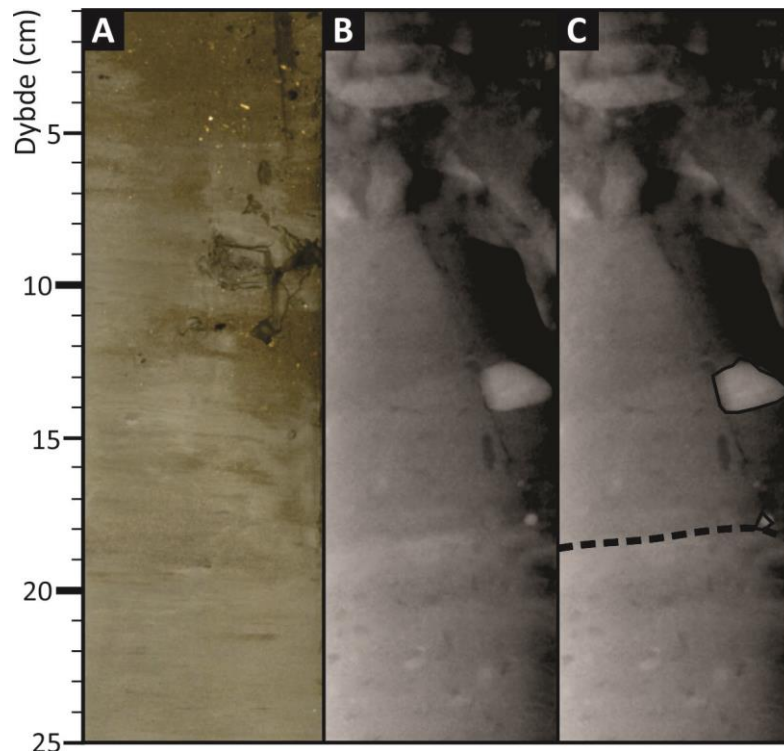
5.2.2.1 Litologi og stratigrafi

Enhet 041-1 utgjør kun 7 % av hele kjernen og ligger i de øverste 19 cm (Fig 5.2) Enheten representerer litofacies sSi (sandig silt). Bunnen av enheten er representert med grensen til underliggende enhet 041-2. Denne grensen er karakterisert med endringer i kornstørrelse og farge. Grensen gir også utslag på de fysiske egenskapene og element geokjemien. Enhetens øvre grense er toppen av kjernen og representerer trolig dagens havbunn. Øvre del av enheten har en karakteristisk oliven-grønn farge, klassifiser til 5Y 4/2 på Munsells fargeskala. I nedre del av enheten veksler fargen mellom oliven grønn og den mer lysegrå fargen som er karakteristisk for enheten under (041-2).

Kornfordelingsanalysen viser at enheten domineres av silt med en gjennomsnittandel på nærmere 60 %. I motsetning til enheten 041-2 der leire og sand andelen er relativt lik, er sandfraksjonen i denne enheten nærmere 30 %. Andelen leire er kun 10 % (Tabell XX). Nedre del av enheten er en slags overgangssone mellom de to enhetene der det forekommer intervaller med lav andel sand (11-12 %) som ligner mye på sedimentene indentifisert i enhet 041-2. I mellom disse finner man intervaller med en andel sand på opptil 39 % som ligner på øverste del av enheten. I øvre del av enheten dominerer sand med intervaller på opptil 55 %. Klaster er kun representert med noen få eksemplarer helt nede i enheten i den såkalte «overgangssonen».

Sedimentene i nedre del av enheten er svakt laminert, mens øvre del er mer massiv og kaotisk orientert. Den kaotiske øvre delen kommer godt fram på røntgenbildet (Fig 5.6).

Grenseovergangen mellom enhetene er karakterisert som gradvis. Skjell og skjellfragmenter er observert i hele enheten med økende konsentrasjon mot toppen. Det er observert bioturbasjon i nedre del av enheten. Sulfidspor er ikke blitt indentifisert.



Figur 5.6: A) Fargebilde av sediment overflaten som viser «overgangssonen» (enhet 041-1). B) Røntgenbilde som avslører en kaotisk øvre del. C) Enhetsgrensen markert inn. Røntgenbilder vist som «negativ» for å få framheve den kaotiske delen øverst i kjernen.

5.2.2.2 Fysiske egenskaper og element geokjemi

Overgangen mellom enheten og underliggende enhet kan ses ut ifra endringer i de fysiske egenskapene og element geokjemien. Fra bunn mot topp i enheten ses en økning i tetthet og følgelig nedgang i fraksjonsporøsitet (Fig 5.4). I nedre del av enheten hvor lagene veksler mellom finkornete og mer grovkornete intervaller er tettheten mye lik som enhet 041-2. I øvre del av enheten som domineres av sand er tettheten høyere sammenlignet med nedre del. Magnetisk mottakelighet minker gradvis fra bunn til topp i enheten, og går fra 90 til 60 (10^{-5} SI (m^3/kg)). I nedre del av enheten er verdiene for P-bølgehastighet og akustisk impedans pålitelige. Trenden er en svak nedgang fra grenseovergangen og oppover i enheten.

Elementforholdene i denne enheten er ikke like stabil som for enheten under og viser en gradvis økende eller minkende trend mot toppen av enheten (Fig 5.5). Andelen sand øker som nevnt oppover i enheten noe som gir utslag på Fe/Ca forholdet som minker gradvis. Det reverserte forholdet mellom elementene Fe og Ca kommer tydelig fram også i denne enheten. Fe/Sum avtar gradvis fra bunn mot topp, mens Ca/Sum øker. De andre elementforholdene Si/Sum, Ti/Sum, Al/Sum, K/Sum, Zr/Sum og Ba/Sum viser en generell trend med gradvis minkende innhold. De vekslende lagene av finkornet og grovkornet materiale i bunnen av

enheten slår ut som små svingninger på grafene for de nevnte elementforholdene. Min-, maks- og gjennomsnittsverdier for enheten er presentert i tabell 5-5.

5.2.3 Sedimentasjonshastighet

Det ble plukket ut to prøver fra kjerne HH13-041-GC-MF som ble sendt til radiokarbondatering, et skjell og to store individer av foraminiferer (Tabell 5-2). Skjellet ble hentet ut fra et dyp på 9 cm og viste en alder på 369 kal. år BP (745 ± 25 ^{14}C år BP). De to foraminiferene ble tatt ut fra et dyp på 228 cm og gav en alder på 18 788 kal. år BP ($15\,955 \pm 120$ ^{14}C år BP). Som nevnt tidligere (se Kap 5.1.5 «Radiokarbondatering») kan datering av foraminiferer gi unøyaktige aldre. Forutsatt at sedimentasjonshastigheten har vært lineær og at toppen av kjernen representerer den moderne havbunnen, er det beregnet følgende to sedimentasjonshastigheter for kjernen; 1) I intervallet 228-9 cm som representerer tiden mellom 18788-369 kal. år BP er sedimentasjonsraten på 12 cm/ka (ka = per tusen år). 2) Raten for intervallet 9-0 cm som representerer 432 år er beregnet å være 21 cm/ka. 0 cm gjenspeiler havbunnen da kjerneprøvene ble hentet opp i 2013. (Tabell 5-3).

På grunn av begrenset tilgang på dateringsmateriale ble det derfor prioritert å finne materiale for datering som gjorde det mulig å beregne en sedimentasjonshastighet som gjenspeiler kjernen på best mulig måte. En sedimentasjonshastighet for de ulike enhetene i kjernen har ikke vært mulig å beregne uavhengig av hverandre. Trenden viser en høyere rate i enhet 041-1 sammenlignet med 041-2. Resultatene blir videre diskutert i kap 6.2.

5.2.4 Tolkning

Kjernen kan deles inn i to ulike enheter som indikerer endringer i materiale og avsetningsprosess. Sedimentene i kjernen domineres av laminert og massiv siltig lettleire og sandig silt. Det høye innholdet av klaster i enhet 041-2 er tolket å representere is-transport debris avsatt fra isfjell. Den dominerende fin kornete matriksen er antatt å være et resultat av suspensjons-utfall (Forwick og Vorren 2009, 2010). Sedimentene er sterkt preget av bioturbasjon, noe som indikerer gunstige levevilkår for organismer. Tilstedeværelse av laminasjon i deler av enheten viser ulik mektighet som kan være et resultat av sesongvise endringer. De fysiske egenskaper og elementgeokjemiske forhold gir kun små utslag fra gjennomsnittet og representerer små interne litologiske endringer. Det er ingen markante

trender noe som indikerer et fysisk regime uten store variasjoner. Enheten 041-2 tolkes å representere et glasimarin miljø.

Enheten i toppen av kjernen tolkes å representere en overgangssone som har forhold påvirket av det glasimarine miljø i nedre del og en øvre del dominert av et åpent marint miljø. Den kaotiske vekslingen mellom lagene uten noe definert grense indikerer forstyrrelser av enheten. Trolig har enheten blitt påvirket under prøvetaking eller andre forstyrrelser som bunn-tråling i fjorden.

5.3 Kjerneprøve HH13-042- GC-MF

Kjerne HH13-042-GC-MF er tatt opp fra sub-basseng₂₋₂ i den sentrale delen av basseng₂ i Kaldfjorden (69°45.148' N, 18°40.348' Ø) (Fig. 4.2, 4.5 og 5.1). Kjernen er hentet opp den dypeste delen av sub-bassenget fra et vanddyp på 176 meter og hadde en totallengde på 296 cm (Tabell 3-1). Sedimentene i kjernen deles inn i de tre litologiske enhetene 042-1, 042-2 og 042-3. Enhetene representerer litofacies kodene siS/sSi (siltig sand/sandig silt) og sill (siltig leire) (Fig 5.2). Kjerneprøvens litologiske logg og kornfordeling er plottet opp mot fysiske egenskaper og element geokjemi i figurene 5.9 og 5.10. Minimum, maksimum og gjennomsnittsverdier for de fysiske egenskapene og element geokjemien er presentert i tabell 5-4.

5.3.1 Enhet 042-3 (296 – 134 cm)

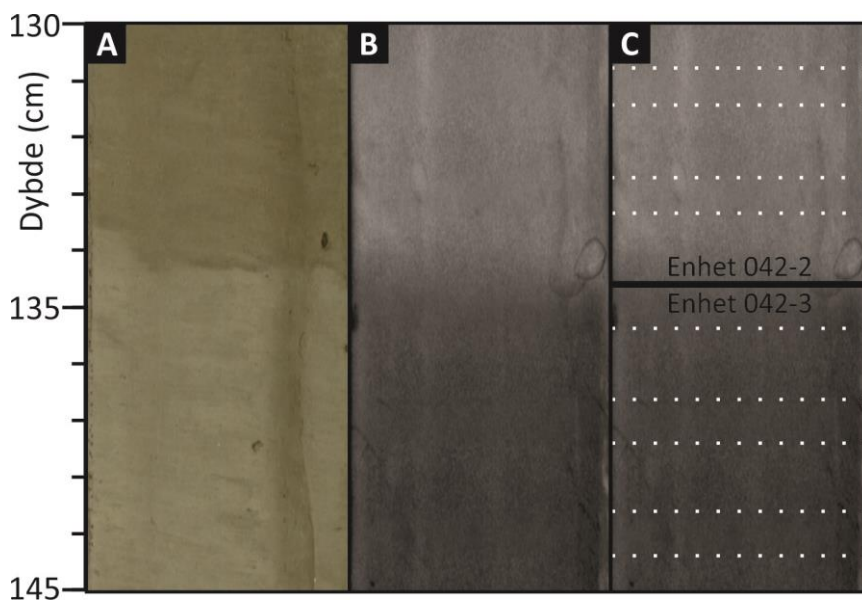
5.3.1.1 Litologi og stratigrafi

Enhet 042-3 er den mest dominerende av de tre definerte enhetene og utgjør nærmere 55 % av kjernen. Enheten representerer nedre del av kjernen og er kjennetegnet med litofacies kode sill. Bunnen av enheten er ikke representert i kjernen og kjernen bunn blir dermed enhetens nedre grense. Trolig er enheten mektigere enn det som vises i kjerneprøven. Enhetens øvre grense er definert med en markert endring i tetthet (Fig 5.9). Grensen er også representert med en fargeforandring i forhold til enheten over. Enhet 042-3 har en lysegrå farge, klassifisert til 5Y 4/1 på Munsells fargeskala.

Kornfordelingsanalysen viser at enheten er dominert av silt (69 %), med leire og sand fraksjoner på henholdsvis 17 og 14 % i gjennomsnitt (Tabell XX). Kornfordelingen holder seg relativt stabilt, men det er antydninger til en svak trend med gradvis grovere matriks

oppover i enheten. I bunnen av enheten (296- 265 cm) er andelen leire over 20 %. Enhetens øvre grense vises tydelig på de fysiske egenskapene men komme ikke like klart fram av kornfordelingen. En svak økning i andelen leire er eneste indikator. Klaster er representert i store deler av enheten med unntak av intervallet med relativt høy andel leire (296-265 cm). Det er observert noe høyere konsentrasjon av klaster i intervallet 250-220 cm.

Sedimentene i hele enheten er laminert og det er ikke observert andre sedimentære strukturer. Enhetens øvre grene er markert med en skarp grense som både observeres ved fargeforandring på sediment overflaten og på røntgenbilder. Det er gjort funn av enkelte skjell/skjellfragmenter spredt rundt i enheten. Sulfidspor er identifisert i hele enheten, mens bioturbasjon ikke har blitt observert.



Figur 5.7: A) Fargebilde av sediment overflaten ved grensen mellom enhet 042-3 og 042-2. B) Grensen sett på røntgenbilde. C) Tolket røntgenbilde med den skarpe enhetsgrensen i svart. Hvite stiplede linjer markerer laminasjon

5.3.1.2 Fysiske egenskaper og element geokjemi

Den generelle trenden i enheten er en økende tetthet fra bunn mot topp. Motsatt trend er da observert for fraksjonsporøsitet. I øvre del av enheten følger tetthetsgrafene små endringer i kornfordelingen. Grensen mot overliggende enhet er markert med en markant nedgang i tetthet og utslag på grafen for akustisk impedans (Fig 5.9). I de områder hvor P-bølge amplituden er over 80 og dermed gir troverdige resultater, er P-bølgehastigheten relativt stabil. Fra bunnen og opp til rundt 240 cm er det en gradvis økende akustisk impedans. I øvre del følger grafen samme trend som tetthetsgrafene. I intervallet 240-200 cm er verdiene ikke pålitelige på grunn av lave P-bølge amplitude verdier. Magnetisk mottakelighet har en svak økning fra bunnen av enheten og opp til 260 cm. Deretter stabiliserer den seg noe, før den

minker kraftig i øvre del av enheten. I intervallet 174-134 cm synker verdien fra 80 ned til 15 ($10^{-5}\text{Sl (m}^3/\text{kg)}$).

Elementforholdet Fe/Ca er svakt økende i intervallet 290-240 cm og minkende i øvre del av enheten. Forholdet Ca/Sum og Fe/Sum er relativt stabilt uten store utslag. Fe/Sum avtar gradvis fra bunnen og gjenspeiler den noe grovere matriksen oppover i enheten. Fe/Ca forholdet styres mest av endringene i Fe/Sum og er følgelig avtakende mot toppen av enheten (Fig 5.10). For de andre elementforholdene viser den generelle trenden en gradvis økning fra bunnen av enheten og opp til 250 cm. Deretter stabiliserer verdien seg med en antydning til en svak gradvis nedgang mot toppen. Si/Sum, Al/Sum og Ba/Sum viser samme svingninger i bunnen av enheten, hvor det slår ut negative topper i intervaller med noe finere materiale. K/Sum og Ti/Sum er relativt stabil i hele enheten, med kun en svak økning for Ti/Sum i bunnen. Den svake økningen i bunnen vises også på elementforholdet Zr/Sum. Tabell 5-5 viser resultatet av målingene for fysiske egenskaper og element geokjemi.

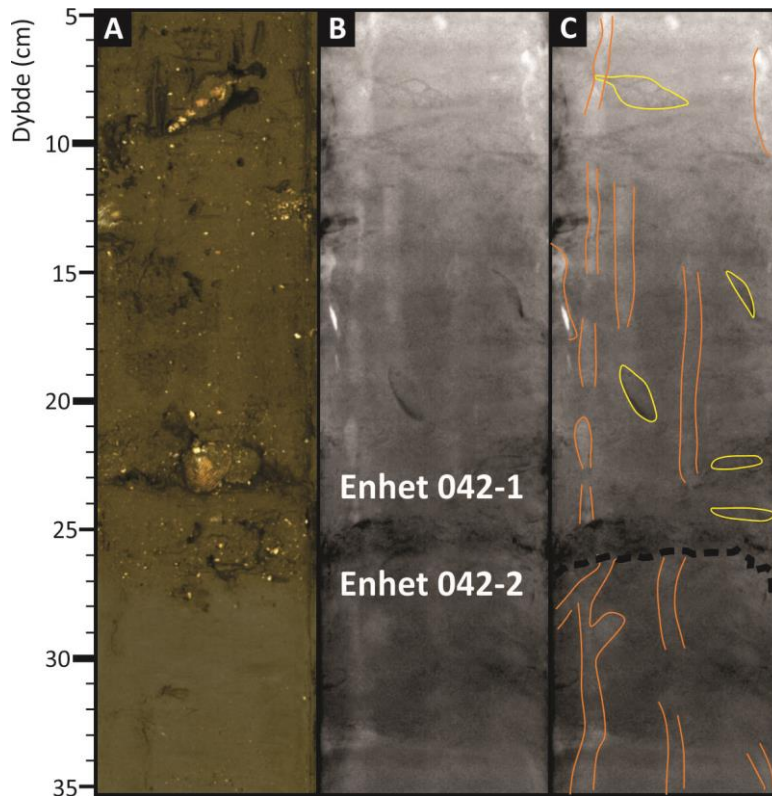
5.3.2 Enhet 042-2 (134 – 26 cm)

5.3.2.1 Litologi og stratigrafi

Enhet 042-2 er den midterste enheten og utgjør 36 % av kjernen. Enheten representerer samme litofacies kode som enheten 042-3 (silL). Bunnen av enheten er markert med grensen til 042-3 som er beskrevet tidligere (Fig. 5.7). Enhetens øvre grense er representert med grensen til den øverste enheten i kjernen (042-1). Denne grensen kommer tydelig fram fra kornfordelingsanalysen der andelen sand er mye høyere for enheten over. Grensen kan også ses tydelig ved endringer i elementforhold og på overflatebildet i form av karakteristikk fargeforandring (Fig. 5.8). Enheten har en svak olivengrønn farge, klassifisert til 5Y 4/2 på Munsells fargeskala.

Kornfordelingen i enheten viser silt som den dominerende fraksjonen med en andel på 69 %. Leire og sand har henholdsvis 13 og 18 % i gjennomsnitt. Den generelle trenden viser en gradvis minkende andel leire fra bunnen i enheten og oppover. I øvre del av enheten kan man basert på kornfordelingskurven se en økning i andelen sand. Disse intervallene drar opp gjennomsnittet for sand i hele enheten. I det gjeldende intervallet (36-28 cm) er sandinnholdet på over i overkant av 20 % med enkelte topper på over 30 %. I intervallene 62-58 cm og 52-48 cm skjer det motsatte og andelen sand er nede i 11 %. Klaster er kun representert mellom 80-75 cm. Sedimentene i nedre del av enheten i intervallet 134-90 cm er laminert, mens

sedimentene lengre opp består av irregulære lagpakker. Enhetens nedre grense er skarp, mens grensen i toppen av enheten er karakterisert som en erosjonsgrense. Disse er lett observerbar visuelt, både på overflate bilder og røntgen (Fig. 5.7 og 5.8). Enheten inneholder en rekke skjell/skjellfragmenter som er funnet spredt i hele enheten. Bioturbasjon og sulfidspor er ikke observert i enheten.



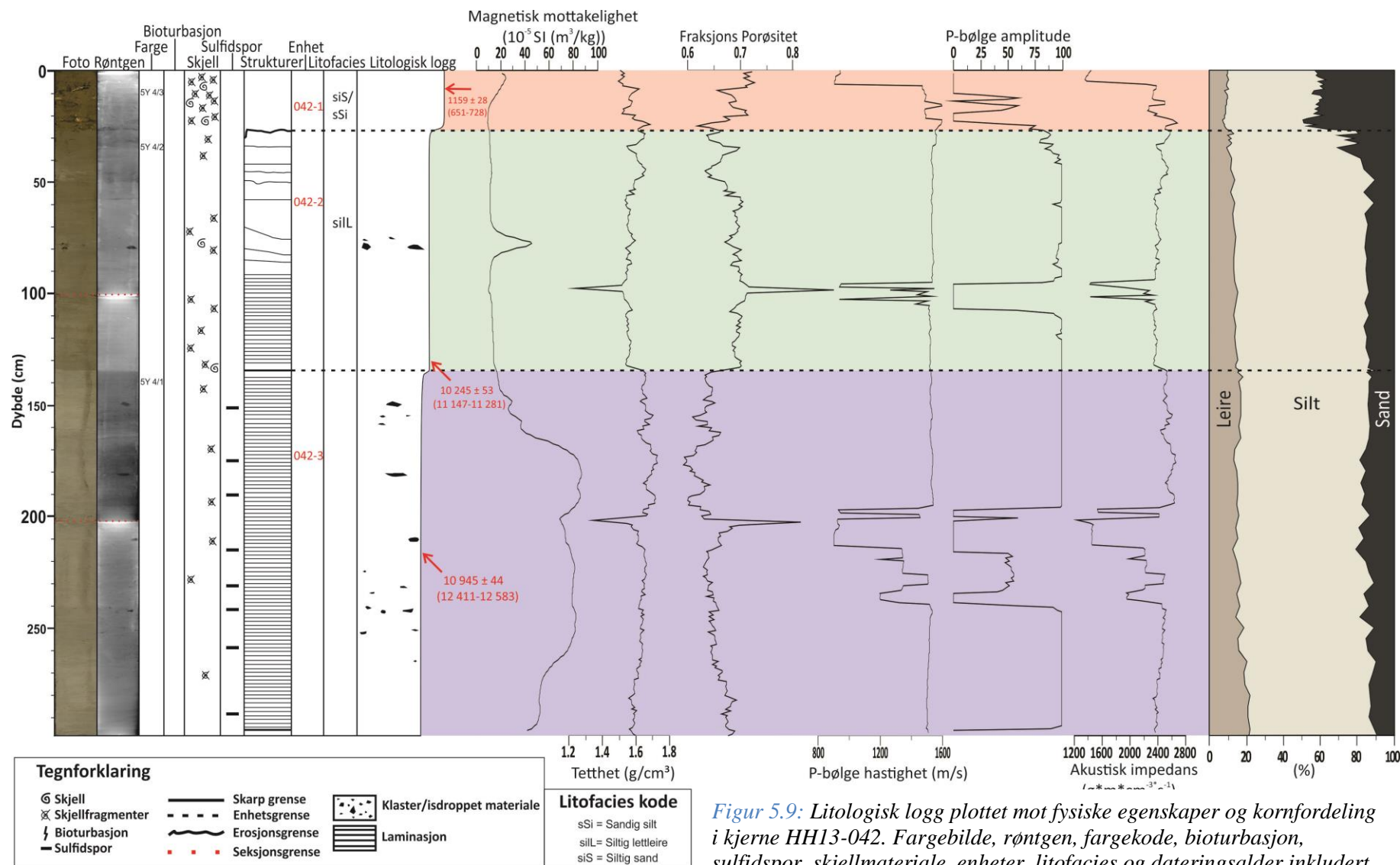
Figur 5.8: A) Fargebilde av sediment overflaten i grensen mellom enhet 042-2 og 042-1. B) Røntgenbilde av samme enhetsgrensen. C) Røntgenbilde med markert erosjonsgrense mellom enhetene. Observerte skjell (gul) og artefakter/forstyrrelser (oransje) er markert inn.

5.3.2.2 Fysiske egenskaper og element geokjemi

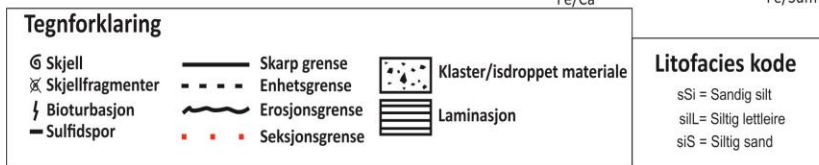
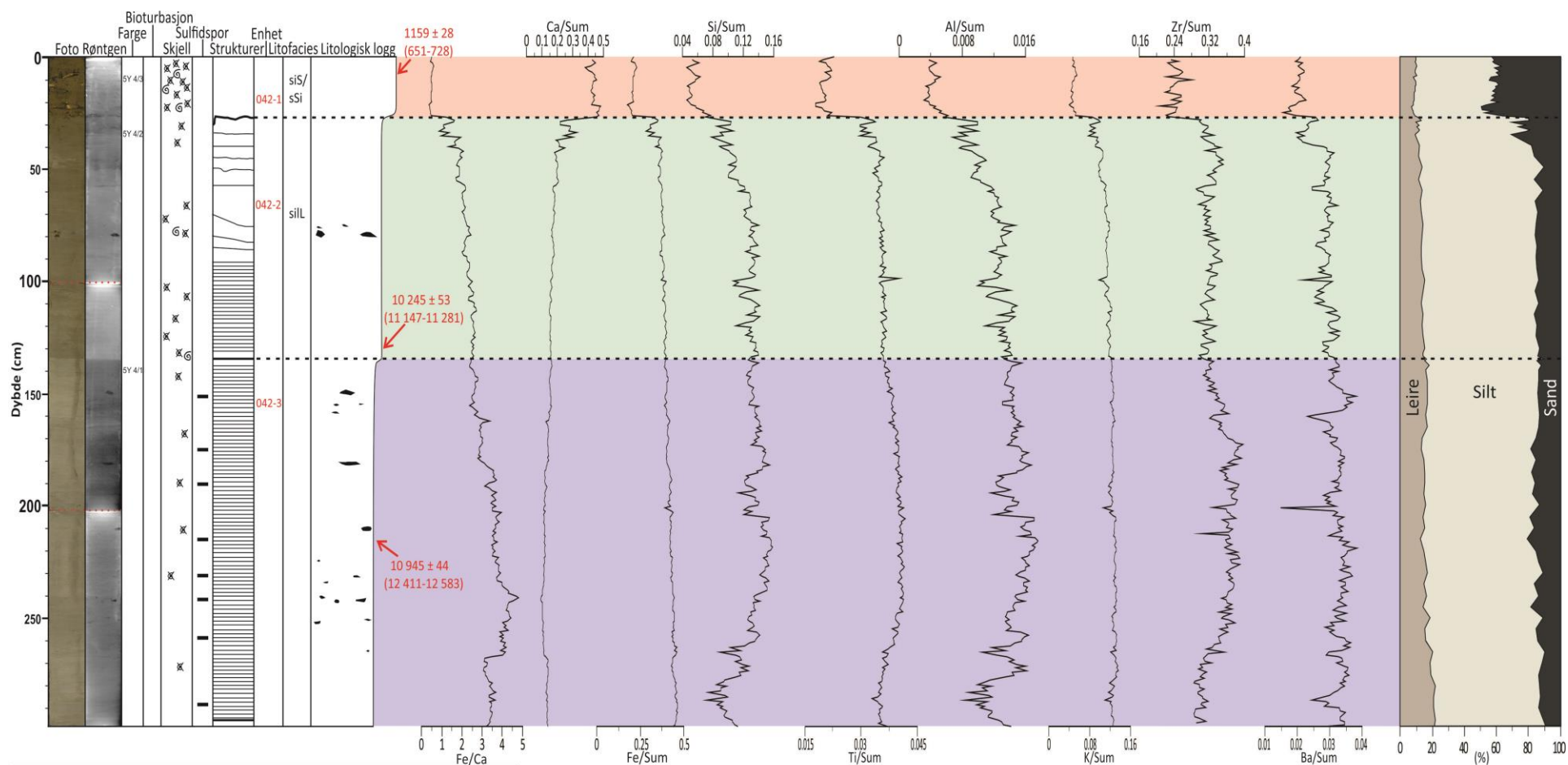
Enhetens nedre grenser er markert med endringer i sedimentenes fysiske egenskaper (Fig. 5.9). Tettheten synker i grenseovergangen i bunnen av enheten, men øker gradvis mot toppen innad i enheten. I intervallene med høyere andel sand synker tettheten noe, og fraksjonsporøsiteten øker (36-28 cm). Enhetens øvre grense er ikke like tydelig markert, men avtar noe på selve enhetsgrensen. P-bølge amplituden har tilfredsstillende verdier i store deler av enheten. P-bølge hastigheten og akustisk impedans holder seg stabilt rundt gjennomsnittet i hele enheten. Små endringer i sediment matriks vises som svake utslag på grafen for akustisk

impedans. Magnetisk mottakelighet holder seg stabilt lavt gjennom enheten med unntak av det intervallet hvor klastene er observert. Her øker verdien til over 40 (10^{-5} SI (m^3/kg)), mot gjennomsnittet på 14.

Elementforholdene viser generelt liten variasjon fra gjennomsnittet. De største svingningene skjer i øvre del av enheten i intervallet med noe høyere innhold av sand. Enhetens øvre grense markeres ved betydelig endring i sedimentenes geokjemi. Fe/Ca forhold avtar kraftig som en respons til en kraftig økning i elementforholdet Ca/Sum og tilsvarende nedgang i Fe/Sum (Fig 5.10). Denne endringen skjer også for de andre elementforholdene (Si/Sum, Ti/Sum, Al/Sum, K/Sum, Zr/Sum og Ba/Sum) som opplever en kraftig nedgang. Min-, maks- og gjennomsnittsverdier for enheten er presenter i tabell 5-5.



Figur 5.9: Litologisk logg plottet mot fysiske egenskaper og kornfordeling i kjerne HH13-042. Fargebilde, røntgen, fargekode, bioturbasjon, sulfidspor, skjellmateriale, enheter, litofacies og dateringsalder inkludert. Enhetene markert med farge; 042-3 (blå), 042-2 (lilla) og 042-1 (rød).



Figur 5.10: Litologisk logg plottet mot elementgeokjemi og kornfordeling av kjerne HH13-042. Fargebilde, røntgen, fargekoder, bioturbasjon, sulfidspor, skjellmateriale, enheter, litofacies og dateringsaldre inkludert. Enhetene markert i farger; 042-3 (blå), 042-2 (lilla) og 042-1 (rød).

5.3.3 Enhet 042-1 (26 – 0 cm)

5.3.3.1 *Litologi og stratigrafi*

Enhet 042-1 utgjør kun 9 % av kjernens totale lengde og ligger i de øverste 26 cm (Fig 5.2). Enheten er i grensesjiktet mellom litofacies kode siS og sSi (siltig sand ogsandig silt). Bunnen av enheten er representert med grensen til enhet 042-2 (Fig 5.8). Endring i farge, kornfordeling og element geokjemi markerer denne grenseovergangen. Den øvre grensen er markert som toppen av kjernen og representerer trolig havbunnen. Enheten har en mørk oliven-grønn farge som er klassifisert til 5Y 4/3 på Munsells fargeskala.

Resultatet fra kornfordelingsanalysen viser en andel på 49 % silt, 42 % sand og 9 % leire. Den dominerende fraksjonen er silt, men sammenlignet med underliggende enheter (042-3 og 042-2) er andelen silt betydelig redusert. Innholdet av sand er betydelig høyere i denne enheten. Kornfordelingen viser en svak nedgang i sand fra bunnen av enheten til toppen av kjernen, og en motsatt trend for leire. Det er ikke gjort funn av klaster i enheten.

Sedimentene i enheten er massiv, men røntgenbildene viser likevel mulig svak laminasjon. Den nedre grensen i enheten er irregulær og blir klassifisert som en erosjonsgrense. Enheten inneholder svært høy konsentrasjon av skjell og skjellfragmenter. Enkelte skjell er svært godt bevart. Bioturbasjon og sulfidspor er ikke observert.

5.3.3.2 *Fysiske egenskaper og element geokjemi*

Enhetens nedre grense er markert med en svak endring i sedimentenes fysiske egenskaper der tettheten avtar noe. Dette gir en nedgang i fraksjonsporøsitet (Fig 5.9). Tettheten er gradvis avtakende gjennom enheten. P-bølgehastighet og akustisk impedans målingene er upålitelige. Sedimentenes magnetiske mottakelighet er generelt lav, men har en gradvis økning fra 10 til 20 (10^{-5} SI (m^3/kg)) mot toppen av enheten.

Elementforholdene Si/Sum, Ti/Sum, Al/Sum, K/Sum, Zr/Sum og Ba/Sum er avtakende i bunnen av enheten og viser en markert endring i forhold til enheten under. Mot toppen av kjernen stabiliserer forholdene seg på generelt lave verdier. Fe/Ca forholdet holder seg stabilt gjennom enheten og gjør kun et markert utslag ved enhetsgrensen. Elementforholdet Ca/Sum er stabilt høyt og Fe/Sum er tilsvarende lavt gjennom enheten. Verdier for de målte fysiske egenskapene og element geokjemien er presentert i tabell (5-5).

5.3.4 Sedimentasjonshastighet

Det ble plukket ut tre prøver fra kjerne HH13-042-GC-MF som ble sendt til radiokarbondatering, en snegle og to skjell (Tabell 5-2). Sneglen av typen «*Colus islandicus* eller *Colus Sp*» ble tatt ut fra et dyp på 8 cm og ble datert til 697 kal. år BP (1159 ± 28 ^{14}C år BP). Det første skjellet («*Nuculana minuta*») ble tatt ut fra et dyp på 130 cm og viste en alder på 11 231 kal. år BP ($10\,245 \pm 53$ ^{14}C år BP). Det andre skjellet («*Yolida hyperborea*») ble hentet ut fra et dyp 213 cm og ga en alder på 12 530 kal. år BP ($10\,945 \pm 44$ ^{14}C år BP).

Forutsatt en lineær sedimentasjonshastighet og at toppen av kjernen representerer den moderne havbunnen, er det beregnet en sedimentasjonsrate for følgende intervaller; 1) Intervallet 213-130 cm er sedimentasjonshastigheten 64 cm/ka. 2) Fra 130-8 cm er den beregnet til 12 cm/ka og 3) på 11 cm/ka i intervallet som representerer kjernens øverste 8 cm (Tabell 5-3).

5.3.5 Tolkning

Det er identifisert tre ulike enheter i kjernen noe som indikerer variasjoner i avsetningsprosesser. Den nederste enheten (042-3) domineres av et innhold med laminert siltig leittleire. De spredte klastene observert er tolket å være et resultat av is-transportert debris fra isfjell. Den dominerende finkornete sediment matriksen er antatt å være avsatt gjennom suspensjon-utfall (Forwick & Vorren 2009). Tettheten i enheten følger en generell trend, med små endringer som kan relateres til intern variasjoner i kornstørrelse. Høyere tetthet sammenlignet med resten av kjernen indikerer større kompaktering nedover i kjernen (Forwick & Vorren 2007). Laminasjon med varierende mektighet er observert i hele enheten og kan skyldes sesongvise endringer. Slike repeterende lag med ulik mektighet dannes som følge av tidevanns kontrollerte utslipp av partikler fra smeltevannsskyer (Cowan & Powell 1990, Cai et al. 1997, Cowan et al. 1997). Den avtagende trenden i magnetisk mottakelighet kan indikere mindre tilførsel av terrigent materiale. Det er ingen markante hovedtrender for de elementgeokjemiske forholdene og de små endringene registrert, er relatert til små litologiske endringer. Dette indikerer et miljø i fjorden med små variasjoner. Lite og ingen tilstedeværelse av bioturbasjon indikerer at det ikke var veldig gunstige levevilkår for organismer da sedimentene ble avsatt. Basert på resultatene tolkes den nederste enheten å representere et glasimarint miljø.

Enhet (042-2) domineres av delvis massiv og laminert siltig lettleire. Intervallet med klaster kan være avsatt i form av is-transport relatert til perioder med hav-is i deler av Kaldfjorden. Det at sedimentene ikke er like tydelig laminert i øvre del av enheten kan skyldes rask avsetning av fluvialt materiale (Bjørlykke 2001). Hurtig sedimentasjonsrater i tidlig holocen er observert i fjordområder som opplever høy sedimenttilførsel som et resultat av smeltingen av det Fennoskandiske isdekket (Vorren et al 1984, Plassen & Vorren 2002). En eventuelt høy sedimentasjonsrate i Kaldfjorden i tidlig holocen vil i så henseende relateres til smeltingen av lokale plata- og botnbreer i området. Dateringen fra kjernen viser ingen bemerkelsesverdige verdier og er generelt veldig lav (Tabell 5-3). Dette kan likevel skyldes få dateringer og små variasjoner blir derfor ikke registrert. Ingen store endringer i elementgeokjemiske forhold sammenlignet med enheten under støtter opp om relativt høy tilførsel av terrigent materiale fra tilstøtende elver. Enheten tolkes å representere en slags overgangssone tidlig i holocen. Fjorden er dominert av et åpent marint miljø, med relativt høy tilførsel av fluvialt materiale.

Den øverste enheten (042-1) har høyt innhold av skjellmateriale noe som indikerer gode levevilkår for marine organismer. Det høye Ca/Sum innholdet bekrefter dette. Enheten domineres av en matriks med siltig sand/sandig silt, noe som er betydelig grovere enn enhetene under. Dette kan trolig relateres til endring i havstrømshastighet. Bunnstrømsregimet endret seg i overgangen til holocen og er relatert til inntrengningen av Atlantisk vann (Vorren et al. 1984, Plassen & Vorren 2002). Enhetens øvre grense representerer havbunnen, noe som gir grunnlag for å tolke enheten til å være avsatt i et åpent marint miljø.

Dominerende prosesser har vært suspensjonsavsetning i relativt stabile forhold og tilførsel av materiale fra sterke havstrømmer.

5.4 Kjerneprøve HH13-043-GC-MF

I nordlige deler av sub-basseng₂₋₁ lokalisert ytterst i basseng₂ i sentrale deler av Kaldfjorden er kjerne HH13-043-GC-MF hentet opp (69°47.360' N, 18°42.097'). Den er hentet opp like sør for terskel T2 og like vest for utløpet til fjordarmen Skulsfjorden (Fig. 4.2, 4.4 og 5.1).

Kjernens totale lengde var 455 cm og ble tatt opp fra et vandyp på 186 meter (Tabell 3-1). Sedimentene i kjernen er delt inn i tre litologiske enheter, 043-1, 043-2 og 043-3. Enhetene representerer litofacies kodene sSi og silL (Fig. 5.2). Litologisk logg og kornfordeling for kjerneprøven er plottet opp mot fysiske egenskaper og element geokjemi i figurene 5.12 og

5.13. Minimum, maksimum og gjennomsnittsverdier for de fysiske egenskapene og sedimentenes element geokjemi er presentert i tabell 5-4.

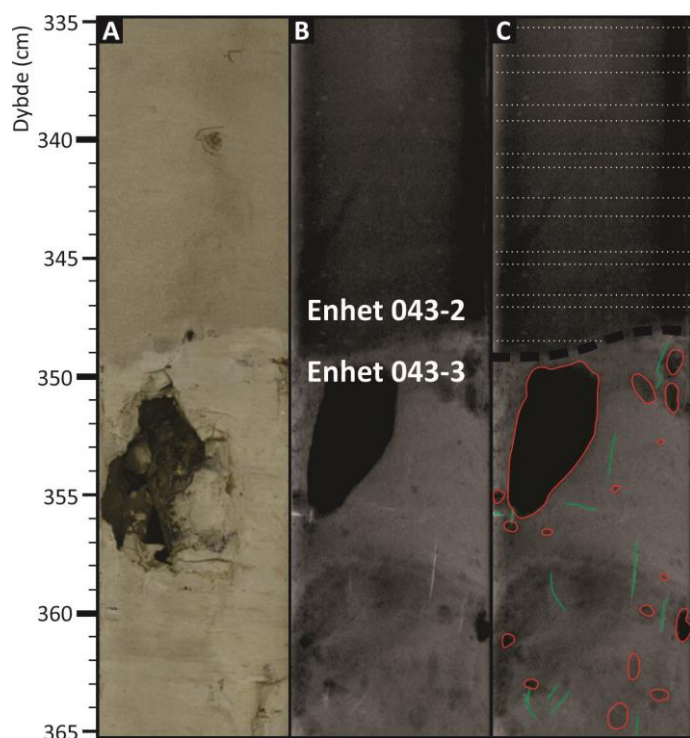
5.4.1 Enhet 043-3 (453 – 348 cm)

5.4.1.1. Litologi og stratigrafi

Enhet 043-3 utgjør 23 % av den totale kjernen og utgjør de nederste 105 cm. Sedimentene er klassifisert å tilhøre litofacies kode silL. Bunnen av enheten er ikke representert i kjernen og kjernens bunn utgjør derfor enhetens nedre grense. Det er sannsynlig at enheten er mektigere enn det som kommer fram i kjerneprøven. Enhetens øvre grense er en skarp grense som er tydelig markert på røntgenbildet og på sediment overflaten i form av en svak fargeforandring (Fig. 5.11). Grensen er også markert ved endring i element geokjemi, fysiske egenskaper og kornfordeling (Fig. 5.12 og 5.13). Enheten har en lysegrå farge og er klassifisert til 5Y 4/1 basert på Munsells fargeskala.

Kornfordelingsanalysen viser at enheten domineres av silt (66 %). Andelen sand og leire speiler hverandre i enheten og utgjør henholdsvis 20 og 14 %. På grensen mellom enheten og enheten over (043-2) utgjør sand fraksjonen over 40 %. I intervallene 448-443 cm, 435-425 cm, 415-405 cm, 399-397 cm, 390-385 cm, 367-360 cm, 353-352 cm og 350 cm er andelen sand over gjennomsnittet for enheten (>20 %). I samme intervaller er dermed andelen silt og leire noe lavere enn gjennomsnittet. Enheten består av en relativt høy konsentrasjon av klaster (sammenlignet med andre enheter i fjorden) som fordeler seg jevnt i hele enheten. To av klastene er av betydelig størrelse (>64mm).

Sedimentene i nedre del av enheten i intervallet 453-435 cm og 420-390 cm er laminert. Mellom de to intervallene (435-420 cm) finner man den ene av de to store klastene som forstyrrer laminasjonen. Intervallet fra slutten av lamineringen og til enhetsgrensen (390-348 cm) preges av bioturbasjon og laminasjon er mindre tydelig. Like under enhetsgrensen ligger den andre store klasten som er observert. Enhetens øvre grense er skarp men noe skråstilt. Det er begrenset med skjell/skjellfragmenter i enheten og det er kun gjort funn av foraminiferer til datering. Alderen til foraminiferene viste seg å være feil i forhold til dybden (se kapittel 5.1.5). Sulfid spor er funnet spredt i enheten.

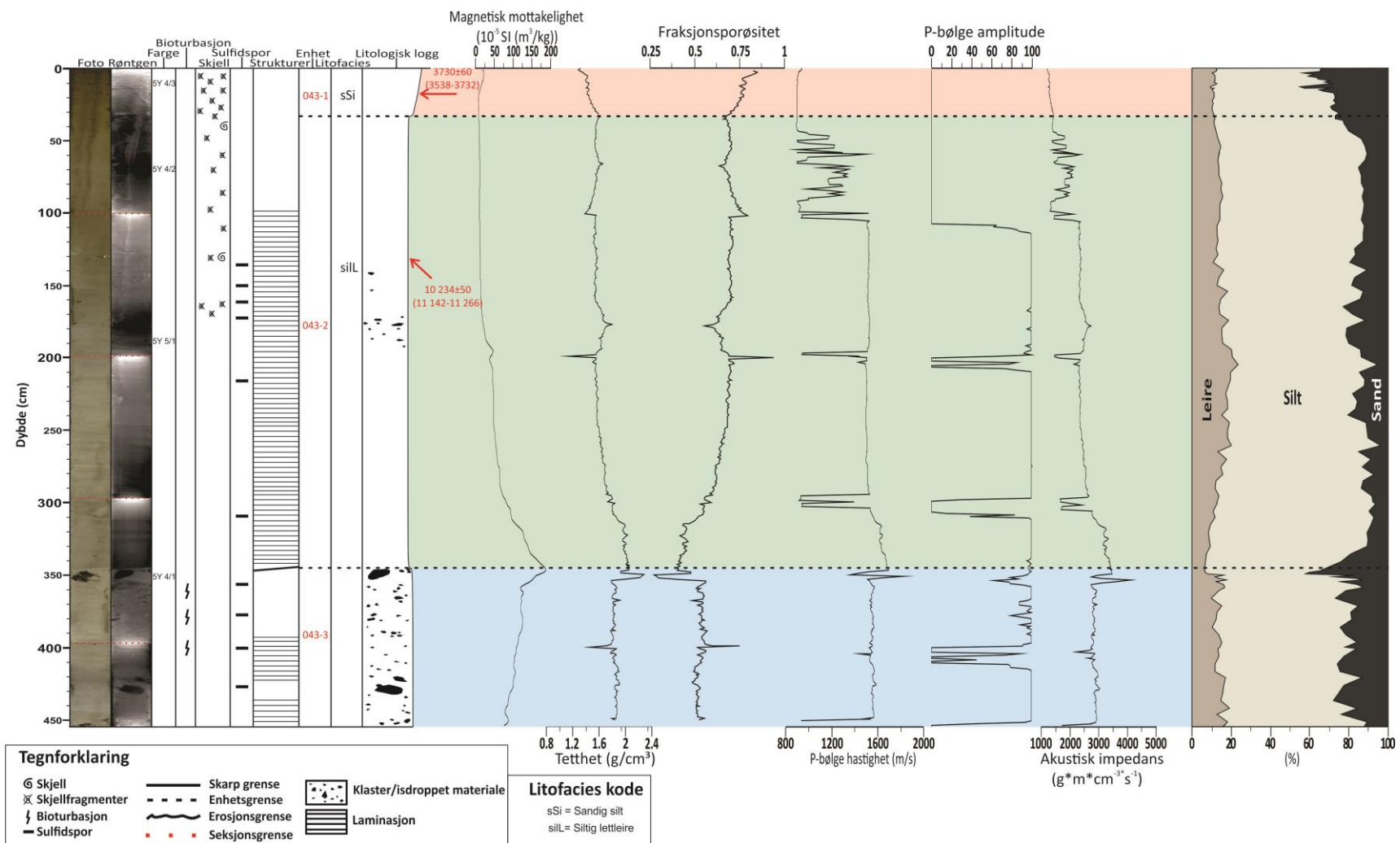


Figur 5.11: A) Sediment overflaten på fargebilder. Viser enhetsgrensen mellom 043-3 og 043-2. B) Røntgenbilde av grensen. C) Tolkning som viser klaster (rød), bioturbasjon (grønn) og laminasjon (hvit-stiplet linje).

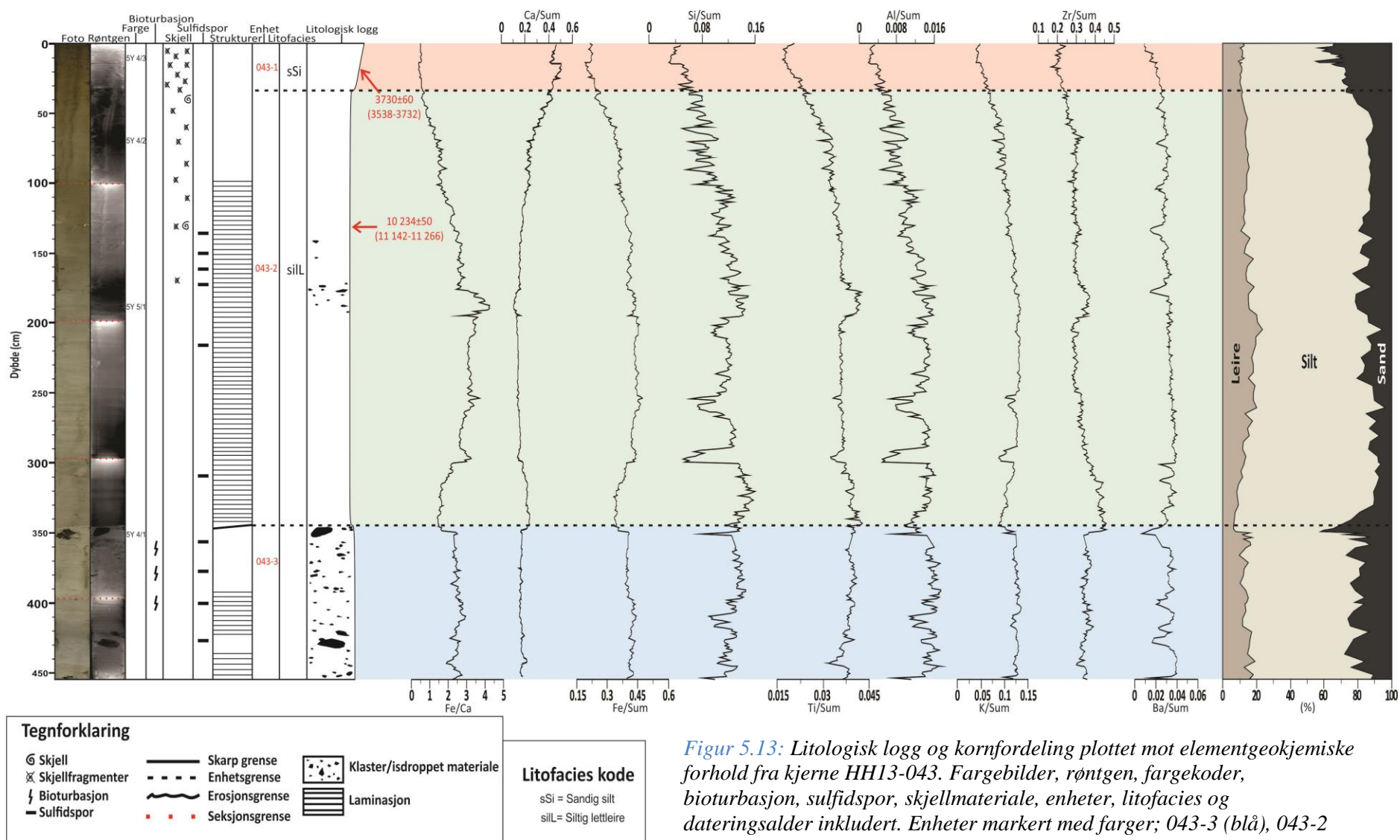
5.4.1.2 Fysiske egenskaper og element geokjemi

Enheten viser kun små svingninger i de fysiske egenskapene i forhold til gjennomsnittet (Fig 5.12). Tettheten er relativt stabil men øker noe i toppen av enheten. Den store steinen like nedenfor enhetsgrensen slår ut som en kraftig positiv topp på tetthetsgrafene. P-bølgehastigheten og akustisk impedans viser også utslag i samme intervall, men siden P-bølge amplituden er noe lav er disse målingene usikre. Den magnetiske mottakeligheten øker gradvis fra 80 (10^{-5} SI (m^3/kg)) i bunnen til 120 like under enhetsgrensen. Helt i toppen av enheten øker den kraftig fra 120 til over 160 (10^{-5} SI (m^3/kg)) på bare noen cm mot grensen av enheten.

Kornfordelingsanalysen avslørte at enheten består av vekslende intervaller med noe grovere kornstørrelse og intervaller med finere kornstørrelse. Dette ses også på sedimentenes geokjemi, der elementforholdene varierer rundt gjennomsnittet (Fig 5.13). Elementforholdene Si/Sum, Al/Sum, K/Sum og Ba/Sum følger samme trend og avtar noe (negative topper) i områder med grovere korn og motsatt i intervaller med finere korn. Fe/Ca forholdet holder seg relativt stabilt, med kun en svak positiv endring ved enhetsgrensen. Ti/Sum og Zr/Sum følger stort sett samme trend og viser motsatte topper av Si/Sum, Al/Sum, K/Sum og Ba/Sum. Verdier for enhetens fysiske egenskaper og element geokjemi er presentert i tabell 5-5.



Figur 5.12: Litologisk logg og kornfordeling plottet mot fysiske egenskaper for kjerne HH13-043. Fargebilde, røntgen, fargekode, bioturbasjon, sulfidspor, skjellmateriale, enheter, litofacies og dateringsalder inkludert. Enheter markert inn med farge; 043-1 (blå), 043-2 (grønn) og 043-3



Figur 5.13: Litologisk logg og kornfordeling plottet mot elementgeokjemiske forhold fra kjerne HH13-043. Fargebilder, røntgen, fargekoder, bioturbasjon, sulfidspor, skjellmateriale, enheter, litofacies og dateringsalder inkludert. Enheter markert med farger; 043-3 (blå), 043-2 (grønn) og 043-1 (rød).

5.4.2 Enhet 043-2 (348 – 32 cm)

5.4.2.1 Litologi og stratigrafi

Enhet 043-2 er den største enheten i kjernen og utgjør totalt 70% (Fig. 5.2). Enheten representerer samme litofacies kode som enhet 043-3, silL. Bunnen av enheten er representert med grensen til enhet 043-3, som viser tydelige endringer både i fysiske egenskaper og element geokjemi (Fig 5.12 og 5.13). Skillet kan også observeres visuelt med endring i farge på overflaten og tydelig grense på røntgenbildet. Den øvre grensen representeres av overgangen til enhet 043-1. Denne grensen er ikke like tydelig visuelt, men avgrenses av endringer i sedimentenes fysiske egenskaper og element geokjemi. Kornfordelingen viser også en markant endring mellom de to enhetene i toppen av kjernen. Enheten har en gradvis fargeforandring, der toppen er lys oliven-grønn klassifisert til 5Y 4/2 på Munsells fargeskala. Nedover i enheten blir den lyse oliven-grønne fargen stadig mer grålig, men har likevel noe grønnskjær i seg. Fargen i nedre del er klassifisert til 5Y 5/1.

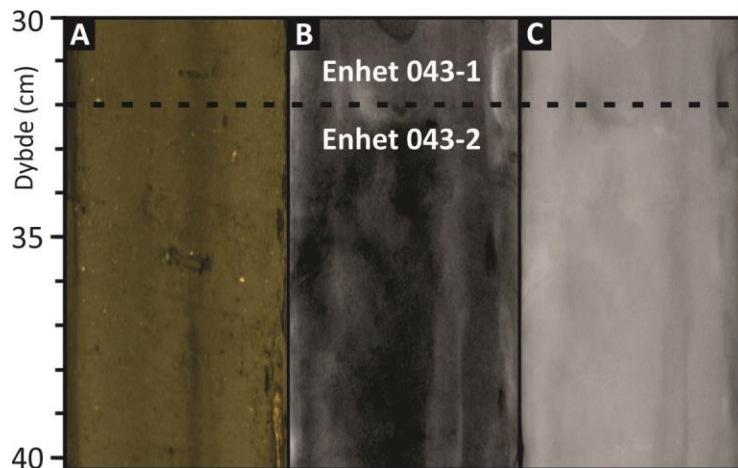
Kornfordelingen viser at enheten domineres av silt (70 %). Leire og sand er relativt jevnt fordelt med henholdsvis 14 og 16 %. Mengden leire og sand varierer veldig i enheten. En generell trend for leire, er en gradvis økning i nedre del av enheten (348-200 cm). I intervallet 200-32 cm avtar mengden leire. Innholdet av sand er høyere enn gjennomsnittet for et intervall i nedre del (348-340 cm) og et i øvre del (45-32 cm) av enheten (> 20 %). I intervallet 300-120 cm ser man vekselvise endringer i kornfordelingen, med enkelte intervaller av grovere materiale og enkelte med finere materiale. I de grove intervallene utgjør sand over 20 %, mens andelen sand er under 10 % i de intervallene med finere materiale. Klaster er kun representert i intervallet 190-140 cm med noe høyere konsentrasjon i intervallet 190-170 cm.

Store deler av sedimentene i enheten er laminert (348-100 cm). Øvre deler av enheten er trolig massiv eller viser svak laminasjon, men er noe vanskelig å bestemme på grunn av forstyrrelser på røntgenbildene. Om det er laminasjon er det i alle fall mindre synlig enn for resten av enheten. Skjell/skjellfragmenter er observert spredt i øvre del av enheten (170-32 cm) med høyere konsentrasjon av fossilt materiale nærmere toppen. Sulfid spor er observert i intervallet 170-130 cm og enkelte spredt i nedre del av enheten. Bioturbasjon er ikke observert. Nedre enhetsgrense er skråstilt og skarp, mens øvre grense ikke lar seg definere ut i fra røntgenbildet. Grensen karakteriseres derfor som gradvis.

5.4.2.2 Fysiske egenskaper og element geokjemi

Sedimentenes fysiske egenskaper viser lite variasjoner gjennom enheten. Den generelle trenden viser gradvis lavere tetthet fra bunnen og oppover i enheten. I intervallet med de observerte klastene øker tettheten noe (190-170 cm). Fraksjonsporøsiteten viser motsatt trend av tettheten (Fig. 5.12). I nedre del av enheten avtar P-bølgehastighet og akustisk impedans. Magnetisk mottakelighet avtar fra over 160 (10^{-5} SI (m^3/kg)) i bunnen av enheten til rundt 70 ved en dybde på 294 cm. I øvre del av enheten er den magnetiske mottakeligheten til sedimentene svært lav (< 10).

I intervallet 348-200 cm blir sediment matriksen gradvis finere, mens det i intervallet 200-32 cm blir gradvis grovere. Denne trenden gjenspeiles i element geokjemien. Elementforholdet Fe/Sum øker i det første intervallet og avtar i det siste. De fysiske egenskapene viste en akselerasjon i økning eller minking i den nederste delen av enheten, noe som også gjenspeiles i element geokjemien. Fe/Sum øker kraftigere i dette intervallet (348-300 cm). Ca/Sum speiler trenden til Fe/Sum gjennom hele enheten. De andre elementforholdene Si/Sum, Ti/Sum, Al/Sum, K/Sum, Zr/Sum og Ba/Sum har en gradvis avtagende trend fra bunnen av enheten og opp. Enkelte variasjoner forekommer. Min-, maks- og gjennomsnittsverdier er presentert i tabell 5-5.



Figur 5.14: A) Fargebilde som viser sediment overflaten mellom enhetsgrensen 043-2 og 043-1. B) «Positivt» røntgenbilde som viser forstyrrelser som gjør det vanskelig å se eventuelle strukturer C) «Negativt» røntgenbilde er ikke noe bedre og skaper samme problemer. Enhetsgrensen er vanskelig å identifisere

5.4.3 Enhet 043-1 (32 – 0 cm)

5.4.3.1 Litologi og stratigrafi

Enhet 043-1 er den øverste enheten og utgjør de øverste 32 cm av kjernen (Fig 5.2). Enheten representerer litofacies kode sSi. Bunnen av enheten er markert med grensen til enhet 043-2 (se Kap 5.4.2). Øvre grense er representert som toppen av kjernen. Enheten har en oliven-grønn farge klassifisert til 5Y 4/3 på Munsells fargeskala.

Kornfordelingsanalysen viser at enheten domineres av silt (56 %). Sand og leire utgjør henholdsvis 33 og 11 %. Sammenlignet med de to andre enhetene beskrevet er andelen sand betydelig høyere i denne enheten. Mengde sand i matriksen øker fra under 30 % ved bunnen av enheten til over 30 % i øvre del. Dette gir en svak inversgradering av enheten. Klaster er ikke observert.

Det er ikke observert noen strukturer i enheten og sedimentene kan klassifiseres som massiv. Enhetsgrensen er gradvis og vanskelig å identifisere (Fig 5.14). Det er høy konsentrasjon av skjell/skjellfragmenter gjennom hele enheten. Sulfidspor og bioturbasjon er ikke observert.

5.4.3.2 Fysiske egenskaper og element geokjemi

Tettheten i sedimentene synker gradvis fra bunnen av enheten og oppover til kjernens topp. Denne motsatte trenden gjelder for fraksjonsporøsitet (Fig 5.12). Magnetisk mottakelig er generelt lav gjennom hele enheten. P-bølge amplituden er null for hele enheten og gjør verdien P-bølgehastighet og akustisk impedans feilaktige.

Elementforholdet Ca/Sum viser en gradvis økning, mens Fe/Sum viser motsatt trend. Forholdet Fe/Ca er derfor avtagende fra bunn til topp i enheten. I intervallet 15-14 cm er sandinnholdet i matriksen over 40 %. Dette gir et utslag i form av økning i Fe/Sum og nedgang i Ca/Sum. De andre elementforholdene viser en svak nedgang gjennom enheten (Fig. 5.13). Tabell 5-5 viser målte verdier for enheten.

5.4.4 Sedimentasjonshastighet

Totalt tre prøver fra kjerne HH13-043-GC-MF ble plukket ut og sendt til radiokarbondatering, en snegle og to skjellhalvdeler (Tabell 5-2). Sneglen ble tatt ut fra kjernen på et dyp på 18 cm og viste en alder på 3636 kal. år BP (3730 ± 60 ^{14}C år BP). Den første skjellhalvdelen («*Astarte elliptica*») lå på 131 cm og ble datert til 11 213 kal. år BP ($10\,234 \pm 50$ ^{14}C år BP).

Halvdelen «*Yoldiella sp*» ble tatt ut ved kjernens bunn (452 cm) og datert til 6428 kal. år BP (6025 ± 70 ^{14}C år BP). Denne er trolig feil og er utelatt ved beregning av sedimentasjonshastighet.

Følgende sedimentasjonshastigheter er beregnet basert dateringene; 1) Intervallet 131-18 cm har en sedimentasjonsrate på 15 cm/ka. 2) Intervallet fra 18 cm til havbunnen (kjernens topp) er på 5 cm/ka. (Tabell 5-3). Alder og sedimentasjonshastighet for nedre deler av kjernen og spesielt enhet 043-3 er ukjent.

5.4.5 Tolkning

Den underste enheten er dominert av delvis massiv til laminert siltig leire. Den høye konsentrasjonen av klaster er tolket å representere is-transportert debris fra isfjell, mens den dominerende finkornete sediment-matriksen anses å være avsatt gjennom suspensjonsutfall (Forwick og Vorren 2009). Det er observert bioturbasjon i enheten, noe som tyder på at sedimentene ikke har blitt omarbeidet (Forwick & Vorren 2007). De små interne tetthetsforskjellene relateres til interne forskjeller i kornstørrelse. Dette støttes av resultatene fra kornfordelingsanalysen som viser varierende innhold av sand i forhold til silt og leire. Endringene kan relateres til ulike sedimentkilder, forskjellige sediment-transport eller bunnstrøms variasjoner. Høyt Fe/Ca forhold indikerer tilførsel av mye terrigent materiale i forhold til biogent karbonat (Croudace et al. 2006). Dette støttes også opp av den relativt høye magnetiske mottakeligheten. Basert på analysen av kjernen kan sedimentasjonsmiljøet i enhet tolkes å representere et glasimarint miljø der hoved-prosessene var suspensjon og is-transportert debris.

Bunnen av enhet 043-2 er representert med laminasjon av vekslende mektighet som trolig relateres til sesongvise endringer i utfelling fra tidevannskontrollerte smeltevannsskyer (Cowan & Powell, Cowan et al. 1997). Nedre del av enheten er lyse grå i fargen med et høyt Fe/Sum innhold og tilsvarende lav Ca/Sum. Magnetisk mottakelighet er også relativt høy i nedre del men avtar gradvis oppover i kjernen. En gradvis endring ser man også på fargen som blir stadig mer oliven-grønn oppover i enheten. Fe/Sum innholdet avtar og Ca/Sum øker mot toppen av enheten. Innholdet av skjellmateriale er størst i toppen. Av de gitte betingelsene tolkes enheten til å representere en overgangssone som er påvirket av et glasimarint miljø i nedre del og et mer åpent marint miljø i øvre del. En klar grense har ikke vært mulig å observere. Trolig er grensen ovenfor intervallet med klaster, som trolig

representerer is-transportert debris fra isfjell (Forwick & Vorren 2009). Dateringen på 11 213 kal. år BP (Tabell 5-2), fra arten *Astarte elliptica* kan indikere et sannsynlig nivå for denne grensen. Arten er funnet i marine sedimenter fra blant annet Malangen (Hald et al. 2003).

Den øverste enheten er karakterisert med massiv sandig silt og høyt innhold av skjellmateriale. Høyt innhold av skjellmateriale og dermed høye Ca/Sum verdier indikerer gode levevilkår for marine organismer. Enheten har en grovere matriks enn de underliggende enhetene noe som kan relateres et sterke bunnstrøms-regime. Inntrengingen av Atlantisk vann i overgangen til holocen er trolig årsaken til økning i strømhastigheten (Vorren et al. 1984, Plassen & Vorren 2002). Den generelle oppgrovningstrenden i enheten indikerer en økning i strømhastighet fram mot nåtid. Havbunnen er representert som enhetens øvre grense og er tolket å være avsatt i et åpent marint miljø med relativt stabile forhold. Suspensjonsavsetning og tilførsel av materiale fra havstrømmer er de dominerende sedimentære avsetningsprosessene.

6. Diskusjon

Resultatene fra de to foregående kapitlene vil i dette kapittelet bli samlet og sammenlignet for å kunne gi en tolkning av sedimentære prosesser og paleo-miljø i fjordsystemet. De litologiske dataene fra de tre sedimentkjernene HH13-041-GC-MF, HH13-042-GC-MF og HH13-043-GC-MF skal først korreleres med de seismostratigrafiske enhetene fra chirp-profilet. Deretter vil sedimentasjonshastighet bli diskutert med hensyn på endringer både tids- og arealmessig. De forskjellige sedimentasjonshastighetene avdekket innad i Kaldfjorden vil bli sammenlignet med hverandre og deretter satt i sammenheng med akkumuleringsrater fra andre nord-norske fjorder. Sedimentasjonshastighetene vil bli diskutert i forhold til klimatiske endringer fra starten av deglasiasjonen og gjennom holocen.

Det vil bli avklart hvilke sedimentære prosesser og miljø som dominerer i Kaldfjorden, sett i sammenheng med endringer i ytre eksterne krefter og deglasiasjons-dynamikk.

Deglasiasjonshistorien til Kaldfjorden blir diskutert basert på resultatene oppnådd i dette studiet. Videre vil Kaldfjorden ses i sammenheng med nabofjorden Ersfjorden, hvor likhetstrekk og ulikheter blir trukket fram og diskutert. Til slutt vil deglasiasjonshistorien til Kaldfjorden bli satt i sammenheng og diskutert med relevans til studier fra andre fjorder i Nord-Norge.

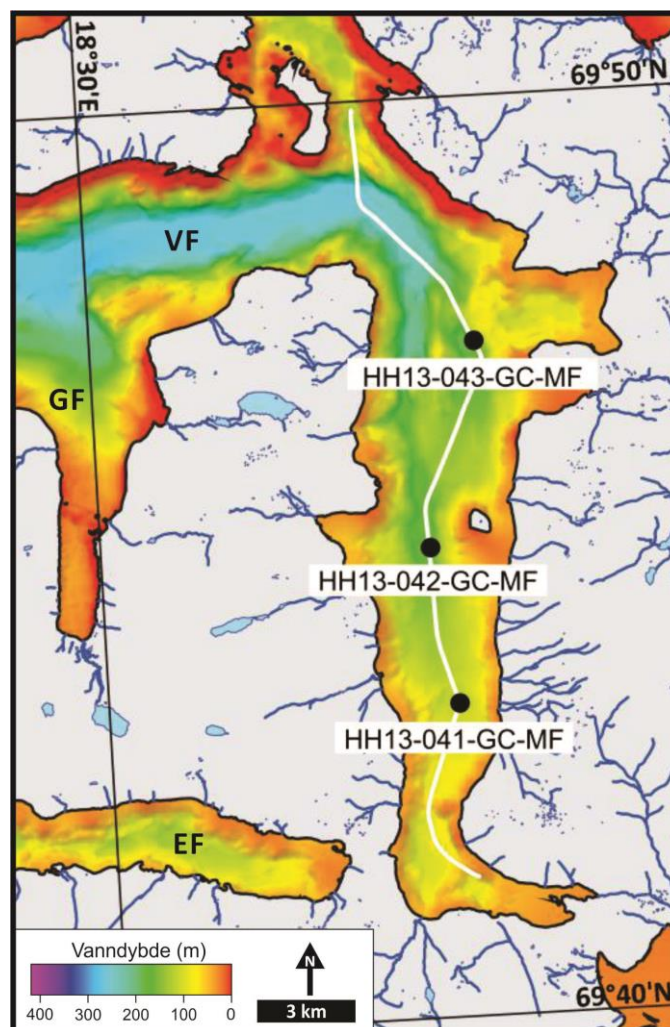
6.1 Korrelering av akustisk data og sedimentkjerner

I dette kapittelet vil resultatene fra analysen av de seismiske data beskrevet i kapittel 4 bli korrelert med resultater fra analysen av kjerneprøvene beskrevet i kapittel 5. Det å korrelere litostratigrafi og seismostratigrafi med hverandre gir et nyttig verktøy for å skape en kronostratigrafisk oversikt over store områder. Det gir også muligheten for å rekonstruere deglasiasjonshistorien mer detaljert. Korrelering kan også brukes til å beregne sedimentasjonshastighet og sediment flukser mer nøyaktig.

Ved korrelering av litostratigrafi med seismostratigrafi er kjerneforkortning (Core shortening) et fenomen som kan gi unøyaktige korreleringer. Kjerneforkortning resulterer i en kortere kjernelengde enn det faktiske sediment intervallet som kjernen penetrerer og kan oppstå ved kjerneprøvetaking av ukonsoliderte marine sedimenter. Det er flere prosesser som kan forårsake kjerneforkortning, blant annet fysisk komprimering, sediment tynning og sediment bypass (Morton & White 1997). Den enkleste formen for kjerneforkortning er forårsaket av sediment komprimering som involverer utblåsning av vann eller luft fra hulrommene og

mulig omorganisering av sediment korn. Den vanligste formen er tynning av sediment kolonnen i det kjernesylindren presses nedover i sedimentene (Morton & White 1997). I de tre sedimentkjernene som ble analysert i dette studiet er det ikke funnet noen tydelige tegn til kjerneforkorting. Sediment tynning kan likevel oppstå uten at det etterlates spor som kan tolkes å representere kjerneforkorting (Morton & White 1997).

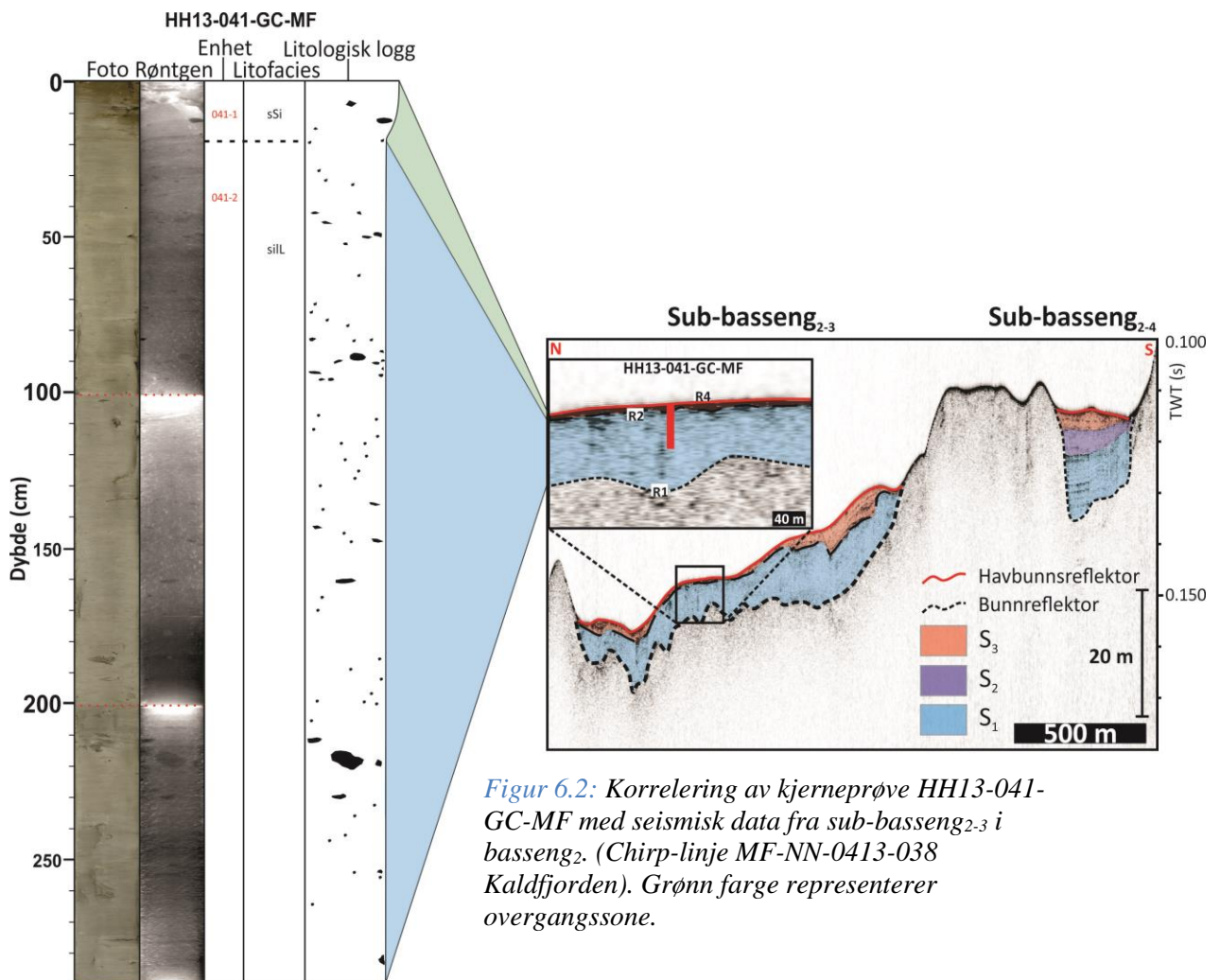
De tre kjerneposisjonene er lokalisert langsmed eller like i nærheten av chirp-linjen 1-1' (Fig. 6.1). For å projisere sedimentkjernene på chirp-linjen ble det benyttet en P-bølgehastighet på 1530 m/s, basert på gjennomsnittverdiene målt med MSCL (se kapittel 3.3.2 Fysiske egenskaper).



Figur 6.1: Batymetri kart over Kaldfjorden som viser de tre kjerneposisjonene langs den seismiske linjen (MF-NN-0413-038). EF = Ersfjorden, GF = Grøtfjorden og VF = Vengsøyfjorden

6.1.1 Kjerne HH13-041-GC-MF

Kjerneprøve HH13-041-GC-MF er hentet opp fra sub-basseng₂₋₃ som ligger sør i hovedbasseng₂ i sentrale deler av Kaldfjorden (Fig. 4.2, 4.6 og 6.1). Kjernen er 290 cm lang og penetrerer de seismiske enhetene S₁ og S₃. P-bølge amplituden i kjernen var svært varierende og i store deler for lav til å kunne benyttes. Målingene for P-bølge hastighet og akustisk impedans ble derfor påvirket og ansett som for unøyaktige til videre bruk. Det er kun i øvre del av kjernen målingene gir pålitelige verdier. Store akustiske forskjeller gjennom sedimentene kan danne refleksjoner som er synlige i seismikken. Mangel på troverdige verdier gjør at refleksjoner sett i seismikken ikke like enkelt kan korreleres med endringer i sediment sammensetningen sett i kjernen. Dette gjør korreleringen av sedimentkjernen med den seismiske linjen noe mer problematisk. Ved å sammenligne resultatene fra analysen av kjernen og den tolkete seismiske linjen er det gjort følgende korrelering for kjerne HH13-041-GC-MF (Fig. 6.2).



Figur 6.2: Korrelering av kjerneprøve HH13-041-GC-MF med seismisk data fra sub-basseng₂₋₃ i basseng₂. (Chirp-linje MF-NN-0413-038 Kaldfjorden). Grønn farge representerer overgangssone.

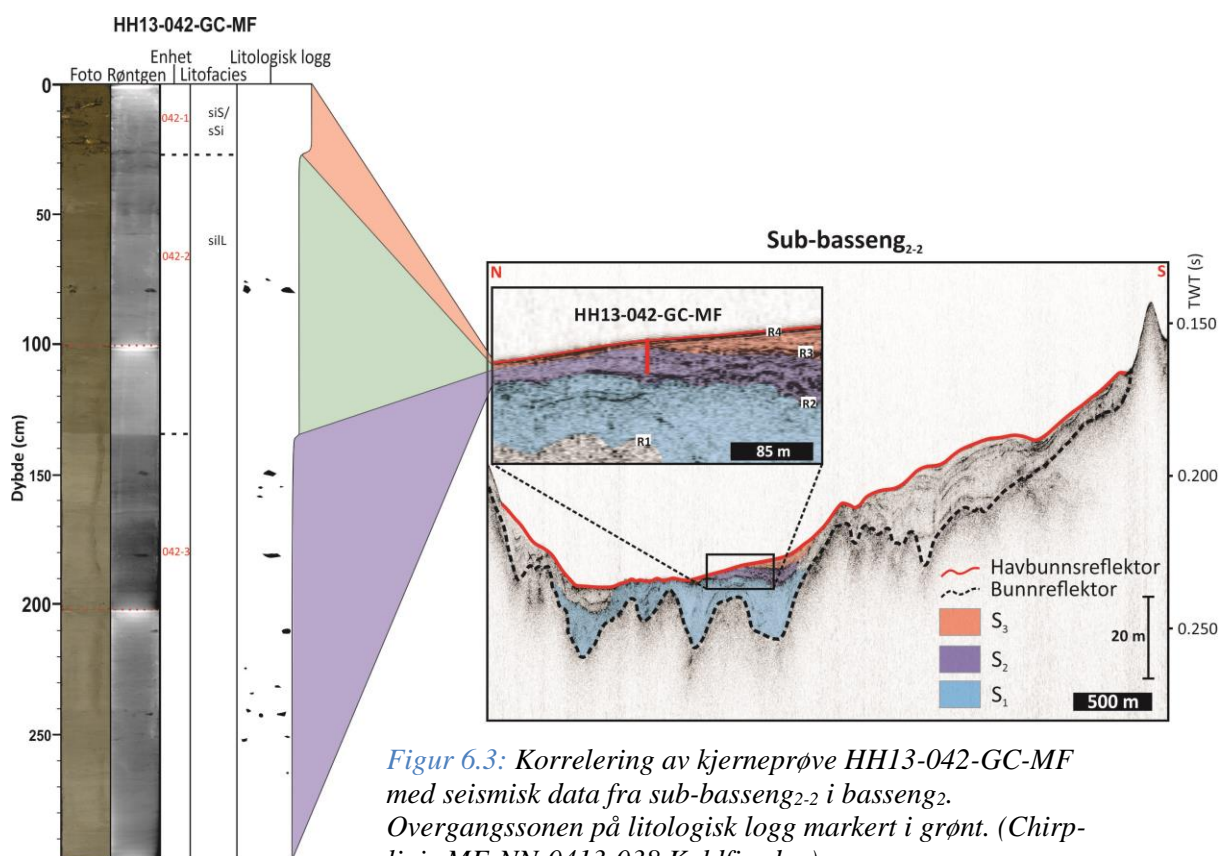
Den litologiske enheten 041-1 er tolket å representere en overgangssone fra det glasimarine til det marine miljø. Overgangssonen har en sediment sammensetning som gradvis blir mer glasimarint nedover i enheten. Dette gjør at den litologiske sammensetningen ved grenseovergangen er relativt lik enheten under. Resultatet blir en svak endring i akustisk impedans (Fig 5.4). Svake akustiske impedans forskjeller er ikke alltid mulig å indentifisere i seismikken. Grensen mellom enhet 041-1 og 041-2 er derfor i beste fall representert som en svak refleksjon på den seismiske linjen. Den kaotiske lagpakken øverst i kjerne HH13-041 er enhet 041 og korrelerer med seismisk enhet S_3 på chirp-profilet (Fig. 4.6 og 6.2). Enhet S_3 har varierende mektighet i bassenget, noe som påvirker refleksjonskonfigurasjonen. I området hvor kjerneprøven er hentet opp er mektigheten til S_3 svært liten og enheten er kun representert med en forholdsvis tykk reflektor. I sørlige deler av bassenget er mektigheten større og enheten er karakteristisk som akustisk transparent. Samme akustiske signal er identifisert for S_3 enhetene i de andre bassengene i Kaldfjorden.

Det kan forekomme interne refleksjoner i S_3 enheten som relateres til små endringer i kornstørrelse, eller tilstedeværelse av små klaster. I de øverste 3 cm av enhet 041-1 tyder resultatene fra kornfordelingen og fargebildene av sediment overflaten på at overgangssonen er i ferd med å gå over i den marine sonen. Men på grunn av liten mektighet er det vanskelig å konkludere med dette. Om dette er tilfellet vil mektigheten til laget være for liten til å skape en egen refleksjon sett i seismikken. Den blir da sett som en del av den noe tykkere havbunnsrefleksjonen som ses i bassenget.

Litologisk enhet 041-2 er tolket å representere et glasimarint miljø og er korrelert med seismisk enhet S_1 (Fig. 4.6 og 6.2). Enheten har en varierende sammensetning av laminasjon og klaster, noe som reflekteres i refleksjonskonfigurasjonen som i hovedsak er akustisk transparent. Det høye innholdet av klaster i enheten kan slå ut som interne refleksjoner på chirp-profilet. Bunnen av S_1 er ikke representert i kjernen. Seismisk enhet S_2 og S_{3a} som ligger stratigrafisk mellom de to beskrevne enhetene i sub-basseng₂₋₂ lengre nord i fjorden (Fig. 4.4), er ikke representert i kjerne HH13-041. Om disse er representert i sub-bassenget hvor kjerneprøven er hentet opp er vanskelig å slå fast. Disse kan være erodert bort eller ha så lav mektighet at de ikke gir utslag på seismikken.

6.1.2 Kjerne HH13-042-GC-MF

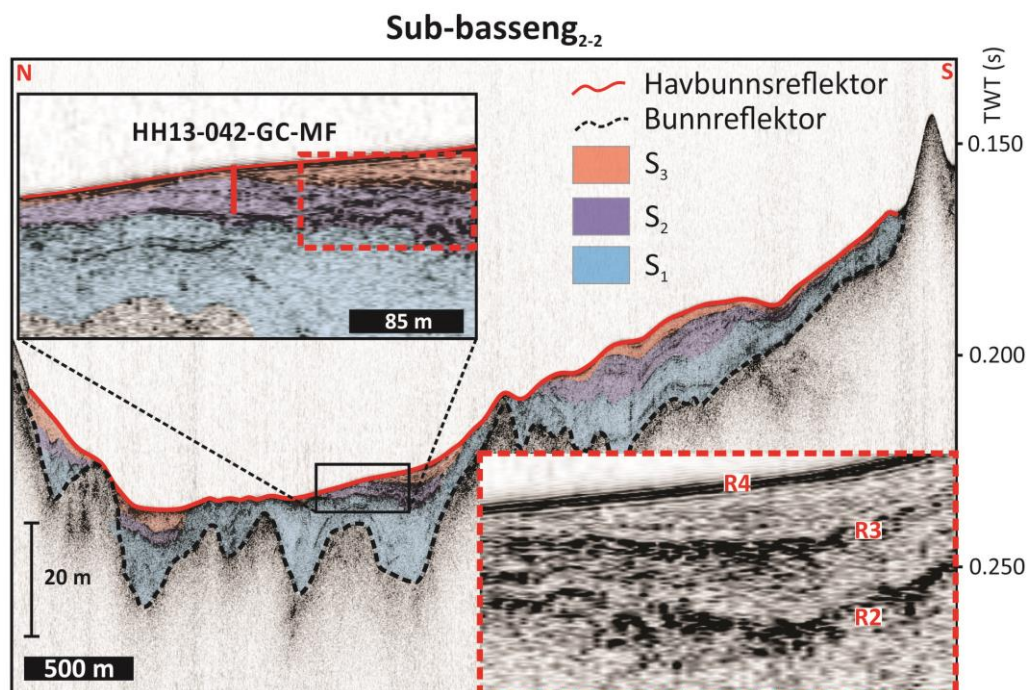
Kjerneprøve HH13-042-GC-MF er hentet opp fra sub-basseng_{2.2} i sentrale deler av hovedbasseng₂ (Fig. 4.2, 4.5 og 6.1). Kjernen har en total lengde på 296 cm og penetrerer de seismiske enhetene S₂ og S₃. Basert på en sammenligning av resultatene fra kjernen og tolkningen av den seismiske linjen er det gjort følgende korrelering (Fig. 6.3). Enhet 042-1 korrelerer med den øverste seismiske enheten i sub-bassenget (S₃). Grensen mellom enhet 042-1 og 042-2 er markert med en endring i element geokjemi, farge og kornstørrelse (Fig. 5.10). En slik tydelig grense er ikke observert i seismikken. Den relativt homogene enheten 042-2 er tolket å representere en mulig overgangssone i det åpne marine miljøet. Den korreleres derfor som en del av seismisk enhet S₃. Seismisk enhet S₃ er karakterisert som akustisk transparent, noe som korrelerer godt med den homogene sammensetningen i sedimentene fra enhet 042-1 og 042-2. Like sør for kjerneposisjonen i sub-bassenget er enheten påvirket av interne refleksjoner. Disse kan representere klaster eller mulige massetransportavsetninger (Fig. 6.4). Det lille intervallet av klaster observert i enhet 042-1 gir ingen observerbare utslag i den seismiske enheten.



Figur 6.3: Korrelering av kjerneprøve HH13-042-GC-MF med seismisk data fra sub-basseng_{2.2} i basseng₂. Overgangssonen på litologisk logg markert i grønt. (Chirp-linje MF-NN-0413-038 Kaldfjorden).

Overgangen mellom litologisk enhet 042-2 og 042-3 er karakterisert med endring i de fysiske egenskapene som sammenfaller med fargeforandringen (Fig. 5.9). En endring i akustisk impedans er også registrert. Den akustiske impedans kontrasten mellom de to enhetene kan observeres som en middels sterk refleksjon på chirp-profilet. Refleksjonen utgjør øvre grense av seismisk enhet S_2 . Enheten karakteriseres som en akustisk transparent lagpakke med enkelte interne refleksjoner. Også denne enheten viser kaotiske refleksjoner like sør for kjerneposisjonen. Disse refleksjonene kan representere mulige massetransportavsetninger (Fig. 6.4). Seismisk enhet S_2 kan korreleres med litologisk enhet 042-3, som har en varierende sammensetning av laminasjon og klaster.

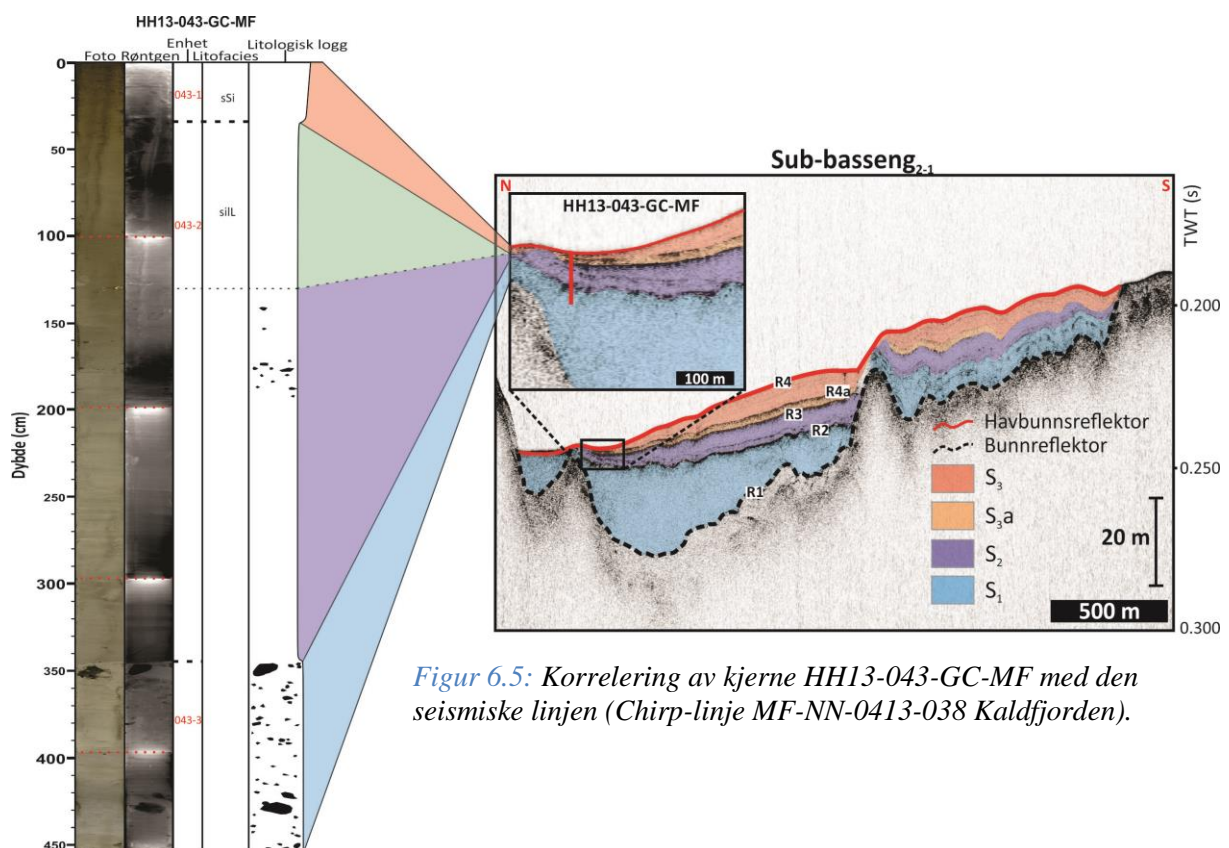
Den seismostratigrafiske inndelingen av sub-basseng₂₋₂ viser tilstedeværelse av seismisk enhet S_1 (Fig. 4.5). Enheten er akustisk transparent med interne refleksjoner og har stedvis stor mektighet (>10 m). Ved kjerneposisjonen er lagpakken S_2 og S_3 så tykk at kjerneprøven ikke penetrerer ned i S_1 sedimentene. Bunnen av S_2 er ikke representert i kjernen.



Figur 6.4: Tolkning av den seismiske linjen i sub-basseng₂₋₂. Svart boks viser kjerneposisjon til HH13-041-GC-MF. Rød-stiplet boks viser området med irregulære interne refleksjoner som tolkes å representere mulige massetransportavsetning

6.1.3 Kjerne HH13-043-GC-MF

Kjerneprøven er 453 cm lang og er hentet opp fra sub-basseng₂₋₁ i nordlige deler av basseng₂ (Fig. 4.2, 4.4 og 6.1). Kjernen penetrerer de seismiske enhetene S₃, S_{3a}, S₂ og S₁. Det er gjort følgende korrelering mellom kjernen og den seismiske linjen (Fig. 6.5). Seismisk enhet S₃ er i likhet med de andre S₃ enhetene i fjorden tolket å bestå av marine sedimenter avsatt fra suspensjon i et åpent marint miljø. Mektigheten til enheten er liten i området hvor kjerneprøven er hentet opp, men øker sørover i sub-bassenget. Sammenlignet med den marine delen i de andre bassengene, er mektigheten størst i dette sub-bassenget. Enheten kan korreleres med litologisk enhet 043-1 i kjerne HH13-043-GC-MF. På den litologiske loggen er grensen mellom enhet 043-1 og 043-2 veldig diffus og er tolket representerer en gradvis grense. Denne grensen er også vanskelig å observere i seismikken. P-bølge amplituden er lav og P-bølge hastigheten er derfor ikke pålitelig. Den akustiske impedansen blir forstyrret og grensen mellom de to enhetene gir derfor ingen utslag på grafene (Fig. 5.12).

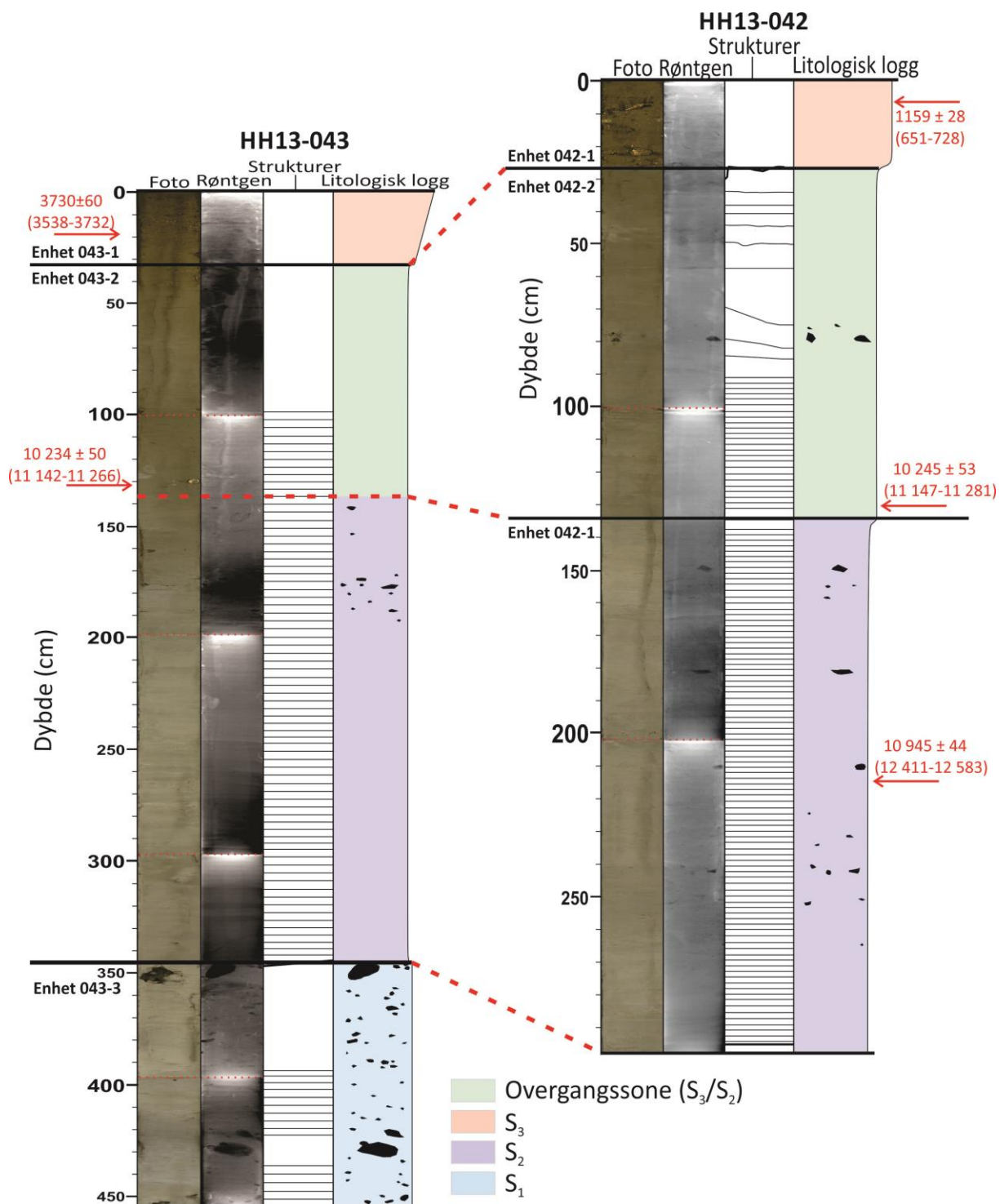


Figur 6.5: Korrelering av kjerne HH13-043-GC-MF med den seismiske linjen (Chirp-linje MF-NN-0413-038 Kaldfjorden).

Litologisk enhet 043-2 er en mektig enhet på over 300 cm som består av en overgangssone mellom glasimarine og marine sedimenter. Ved å korrelere litostratigrafien med seismostratigrafien ser man at den litologiske enheten 043-2 representerer de to seismiske

enhetene S_2 og S_3 . Grensen mellom de to seismiske enhetene er tydelig markert med en middels sterk reflektor. En slik tydelig grense er ikke observert på litologien. P-bølge amplituden varierer i toppen, men holder seg så stabilt nedover i enheten, og verdiene for P-bølgehastighet og akustisk impedans i dette intervallet kan derfor regnes som troverdig. En svak endring i akustisk impedans er observert rundt intervallet med klaster på 190-170 cm. Likevel er det ingen markert endring som kunne avslørt en slik grense.

Hvis man sammenligner resultatene fra kjerne HH13-043 med kjerne HH13-042 kan man utføre en korrelering mellom kjernene (Fig. 6.6). En slik korrelering gjør det mulig å trekke en provisorisk grense på den litologiske loggen som markerer grensen mellom de seismiske enhetene S_3 og S_2 (Fig. 6.5). Enhet 042-3 består av en varierende sammensetning med laminasjon og innhold av spredte klaster. En slik beskrivelse korrelerer godt med nedre del av enhet 043-2. Radiokarbondatering på $10\,245 \pm 53$ ^{14}C år BP (11 253 kal. år BP) (Tabell 5-2) er tatt rett over grensen mellom enhetene 042-3 og 042-2 (Fig. 5.2). En datering fra kjerne HH13-043 viser en sammenlignbar alder på $10\,234 \pm 50$ ^{14}C år BP (11 213 kal. år BP). De to kjerneprøvene er tatt ut i henholdsvis sub-basseng₂₋₂ og sub-basseng₂₋₁ med en distanse på rundt 4 km mellom dem (Fig. 4.2). Det er derfor mulig å anta at radiokarbondateringen på 11 213 kal. år BP fra kjerne HH13-043 kan representere bunnen av den seismiske enheten S_3 og dermed dele den litologiske enheten 043-2 i to deler, slik det er gjort i kjerne HH13-042-GC-MF. Den stiplede linjen på figur 6.5 markerer den omtrentlige grensen for S_3 og S_2 markert inn i den litologiske enheten 043-2.



Figur 6.6: Korrelering av litologiske enheter mellom kjerne HH13-043 og HH13-043. Rød-stiplet linje markerer den provisoriske grensen markert i enhet 043-2 som tilsvarer seismisk enhet S_2 og S_3 . Grensen baserer seg på inndelingen av kjerne HH13-042, der enhet 042-3 samsvarer godt med nedre del av enhet 043-2. Enhet 042-2 samsvarer godt med øvre del av enhet 043-2.

S_3 enheten er en akustisk transparent lagpakke som korrelerer med øvre del av den litologiske enheten 043-2, som har en relativt homogen matriks (Fig 6.5). Nedre del av enheten har en middels sterk refleksjon som kan skyldes endringer i kornstørrelse eller tilstedeværelse av klaster. Denne refleksjonen er som nevnt tidligere ikke mulig å observere i kjernen. Dette kan skyldes at kjerneprøven er tatt i et område hvor sediment lagene tynner ut. S_2 enheten har en refleksjonskonfigurasjon som ligner mye på enhet S_3 . Det er også tolket en seismisk enhet S_{3a} som representerer en mulig massetransportavsetning (Fig 4.4 og 6.5). Denne enheten er ikke observert på de litostratigrafiske dataene fra området. Kjerneprøve HH13-043 er tatt helt nord i sub-bassenget hvor lagpakke tynner ut. Den mulige massetransportavsetningen kan dermed ha tynnet ut i området og er derfor ikke observert.

Litostratigrafisk enhet 043-3 korrelerer med seismisk enhet S_1 . Lagpakken S_1 er akustisk transparent med interne refleksjoner som gjenspeiler det relativt høye innholdet av klaster observert i den litologiske enheten. Kjerneprøven penetrerer kun øvre del av S_1 enheten, som har en maksimal mektighet på over 20 m i den delen av sub-bassenget. Grensen er tydelig markert både i kjernen og på den seismiske linjen (Fig 6.5).

6.2 Sedimentasjonshastighet

Sedimentasjonsraten i norske fjorder kan betraktes som generelt lav, der gjennomsnittlig sedimentasjon er på mindre enn 1 mm i året for hele fjordbassenget (Syvitski et al. 1987). I resultatdelen (kap 5) ble det beregnet sedimentasjonsrater for de tre sedimentkjernene HH13-041-GC-MF, HH13-042-GC-MF og HH13-043-GC-MF. I dette kapittelet blir de beregnede sedimentasjonshastigheter diskutert og deretter sammenlignet med tidligere studier fra andre fjorder i Nord-Norge, samt fjorder på Svalbard og Grønland.

Sedimentasjonshastighetene er blitt beregnet basert på en lineær og konstant sedimentakkumulasjon mellom hvert dateringsintervall. Det antas at sedimentene er avsatt under suspensjonsutfall og ikke er blitt omarbeidet av massetransport hendelser. For de sedimentasjonsrater som er estimert til toppen av kjernen er det lagt til 63 år i beregningene (se kap. 5.1.6). På grunn av få dateringsresultater og dermed et stort aldersspenn mellom hver sikre datering, blir beregningene av sedimentasjonshastigheter for hver av de tre sedimentkjernene svært unøyaktig og dermed en feilkilde man må ta i betraktning. I beregningene er det heller ikke tatt i betraktning eventuell erosjon, kjerne forkortning og/eller

usikkerheter relatert til dateringsmetodene. Sedimentasjonshastighetene blir derfor betraktet som minimums hastigheter. Figur 6.7 illustrerer sedimentasjonshastighetene i Kaldfjorden basert på utregning gjort i tabell 5-3.

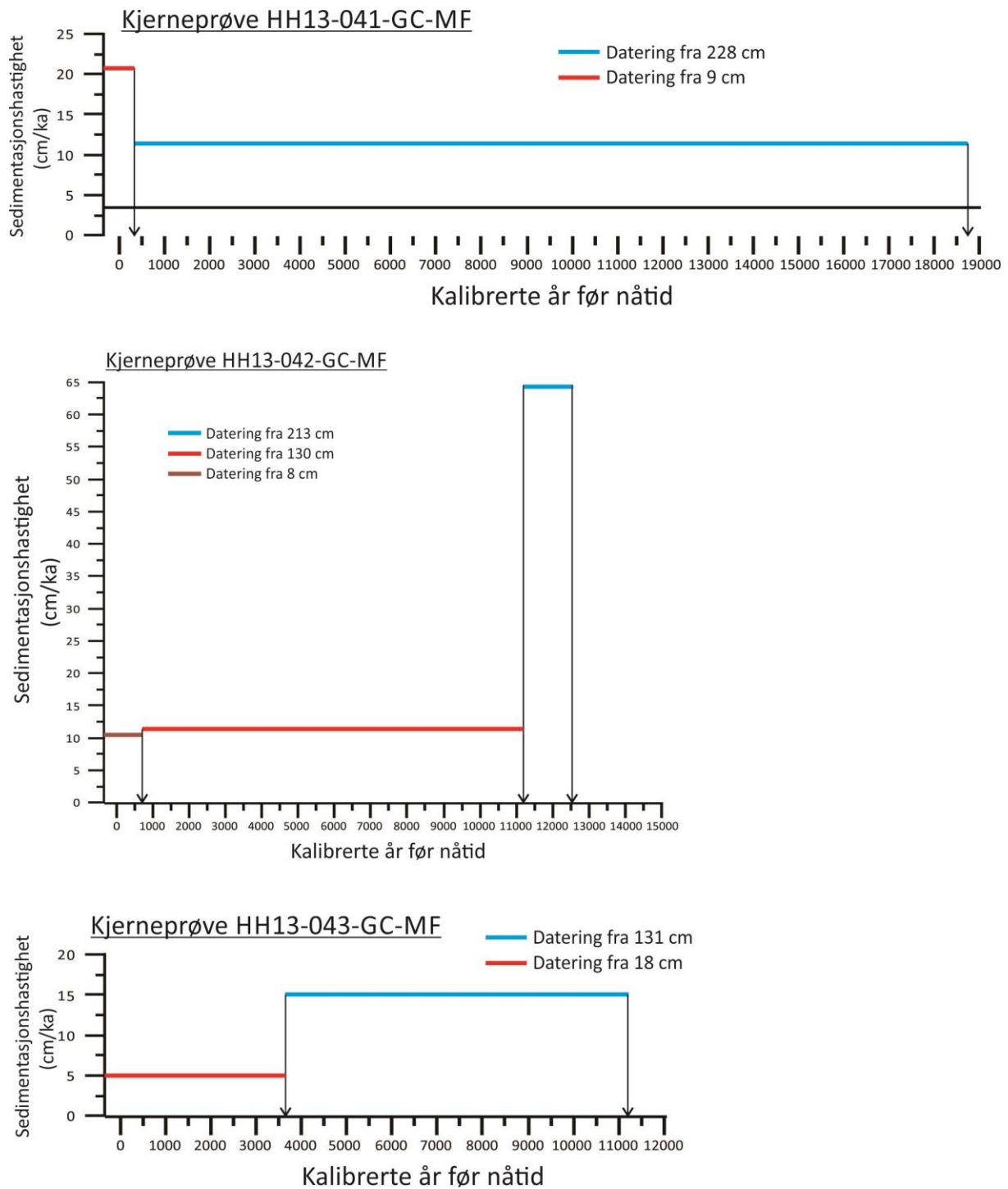


Fig 6.7: Illustrasjon av sedimentasjonshastighetene beregnet for kjerneprøve HH13-041, HH13-042 og HH13-043.

6.2.1 Kjerneprøve HH13-041-GC-MF

Sedimentasjonshastighetene for kjerne HH13-041 er regnet ut basert på resultatet fra to dateringer (Tabell 5-2). En presentasjon og beskrivelse av resultater er gitt i resultatkapittelet for kjernen (se 5.2.3 «Sedimentasjonshastighet»). Basert på dateringene ble det beregnet sedimentasjonshastighet for to nivåer; 1) Sedimentasjonsraten var 12 cm/ka i tidsrommet 18 788- 369 kal. år BP og 2) 21 cm/ka i perioden fra 369 kal. år BP fram til kjernen ble hentet opp (Tabell 5-3).

De estimerte sedimentasjonshastighetene øker mot toppen. Sammenligner man resultatet med tidligere studier fra fjorder i Nord-Norge, ser man at de estimerte sedimentasjonshastighetene i denne kjernen viser en motsatt trend av resultatene fra tidligere studier fra blant annet Ullsfjorden (Plassen & Vorren 2003b). En forklaring på dette kan være mangel på dateringsmaterialet som gjør aldersintervallet mellom dateringene svært stor. Dateringen på 369 kal. år BP er fra subatlantisk tid som representerer et åpent marint miljø med generell lav sedimentasjonshastighet.

Enhet 041-2 (290-19 cm) er tolket å representere et glasimarint miljø og utgjør store deler av det intervallet som sedimentasjonshastigheten er beregnet for (228-9 cm). Plassen & Vorren (2003b) har beregnet en sedimentasjonshastighet i Ullsfjorden på i overkant av 8 cm i året i perioden 14 000-11 000 kal. år BP. Deretter faller hastigheten til 0,03 cm i året for i perioden fra 11 000 kal. år BP fram til 0 kal. år BP. Det er derfor mulig å anta at store deler av intervallet 228-9 cm er avsatt i perioden 18 788 kal. år BP til 11 000 kal. år BP og representerer enhet 041-2 (228-19 cm). Den øverste delen av intervallet (19-9 cm) som representerer bunnen av enhet 041-1 er trolig avsatt i perioden 11 000-0 kal. år BP.

Sedimentasjonshastigheten vil da være mye høyere i perioden 18788-11 000 kal. år BP i forhold til perioden 11 000-0 kal. år BP. Denne antakelsen stemmer godt overens med resultatene fra de to andre kjernene i Kaldfjorden og fra andre studier fra nord-norske fjorder.

De få dateringene fra kjernen gjør at endringer i sedimentasjonshastigheten gjennom tiden ikke blir markert. Økningen av sedimentasjonsrate i de øverste 9 cm kan være et resultat av økt tilførsel av sediment i form av en massetransport hendelse eller i form av økt innputt av fluvialt materiale. De spredte klastene funnet i den marine sonen kan indikere dette. En annen mulig forklaring er at det øverste laget er blitt forstyrret. De kaotiske lagene som veksler mellom oliven-grønn til mer lysegrå farge er orientert så kaotisk at det trolig ikke representerer en naturlig prosess. Røntgenbilder av toppen støtter også beskrivelsen av

enheten som svært kaotisk (Fig. 5.6). Trolig har toppen av kjernen blitt forstyrret under prøvetaking eller blitt påvirket under bunntråling av fjorden. Dateringen på 369 kal. år BP kan derfor ha vært dypere enn det den egentlig tilhører stratigrafisk. Dermed blir beregningen av sedimentasjonsraten påvirket og viser høyere verdier enn det som trolig var tilfelle.

6.2.2 Kjerneprøve HH13-042-GC-MF

I kjerneprøve HH13-042 er det blitt beregnet sedimentasjonshastighet basert på totalt tre dateringer (Tabell 5-2). For presentasjon og beskrivelse av resultater se kap 5.3.3 «Sedimentasjonshastighet». Det er beregnet sedimentasjonshastigheter fra tre nivåer; 1) En sedimentasjonshastighet på 64 cm/ka i tidsrommet 12 530 – 11 231 kal. år BP. 2) Hastighet på 12 cm/ka i perioden 11 231-697 kal. år BP og 3) 11 cm/ka fra 697 kal. år BP til kjerneprøven ble tatt opp (Tabell 5-3).

Sedimentasjonshastigheten i kjerne HH13-042 viser en trend der hastigheten avtar mot toppen. Størst sedimentasjonsrate finner sted i tidsrommet 12 530- 11 231 kal. år BP (64 cm/ka). Dette indikerer at deler av nivået ble avsatt under yngre dryas perioden datert til 10 900- 10 300 ¹⁴C år BP (Vorren & Plassen 2002). Minst sedimentasjonsrate i perioden fra 697 kal. år BP fram til kjernen ble hentet opp. Nivået representerer den subatlantiske perioden (Jørgensen et al 1997). Resultatene korrelerer godt med sedimentasjonsrater fra andre nord-norske fjorder. I både Andfjorden-Vågsfjorden (Plassen & Vorren 2002) og Ullsfjorden (Plassen & Vorren 2003), Andfjorden-Vågsfjorden (Plassen & Vorren 2002) og det registrert relativt høye sedimentasjonsrater gjennom deglasiasjonen, før en kraftig nedgang gjennom holocen. Basert på kjerneprøve og seismisk data er tidsperioden 12 530 - 11 231 kal. år BP tolket å representere et glasimarint miljø. Det glasimarine miljøet representerer også bunnen av kjernen og sedimentene her er blitt avsatt før yngre dryas, trolig i perioden allerød (ca. 14 000- 12800 kal. år BP). Tidsrommet 11 231-697 kal. år BP er representert med lav sedimentasjonshastighet og er tolket å gjenspeile et åpent marint miljø i perioden etter yngre dryas.

Basert på de beregnede sedimentasjonsratene er det mulig å anta en omtrentlig alder for sedimentene i bunn av enheten. Sedimentasjonsraten for enheten 042-3 er på 64 cm/ka basert på dateringene mellom 10 945 og 10 245 ¹⁴C år BP. Fra den siste kjente dateringen og ned til kjernens bunn er det 83 cm. Antar man en lik sedimentasjonsrate i denne delen av enheten vil sedimentene rundt bunnen av kjernen ha en alder på rundt 11 945 ¹⁴C år BP. Det er viktig å

huske på at dette kun er en mulig alder for sedimentene avsatt i bunnen av kjernen.

6.2.3 Kjerneprøve HH13-043-GC-MF

Det er beregnet en sedimentasjonshastighet for kjerneprøve HH13-043 basert på to dateringer (Tabell 5-2). Se kapittel 5.4.3 for beskrivelse og presentasjon av resultatene. Følgende sedimentasjonshastigheter ble beregnet; 1) I tidsrommet 11 213- 3636 kal. år BP var hastigheten 15 cm/ka og 2) 5cm/ka i perioden fra 3636 kal. år BP fram til kjernen ble hentet opp (Tabell 5-3).

Sedimentasjonshastigheten som er beregnet gjenspeiler kun den øvre delen av kjernen og representerer overgangen mellom perioden yngre dryas og preboreal. Den generelle trenden viser en gradvis avtakende sedimentasjon oppover i kjernen. Det vil si at sedimentasjonshastigheten avtar gjennom holocen. Basert på kjerneprøven og seismisk data representerer de estimerte intervallene et åpent marint miljø, og gjenspeiler toppen av litologisk enhet 043-2 og hele 043-1.

6.2.4 Oppsummering og sammenligning med andre fjorder på høye breddegrader

Sedimentasjonsrater for deglasiasjonen av det Fennoskandiske isdekket og holocen perioden fra Andfjorden og Vågsfjorden er beregnet og presentert i Plassen & Vorren (2002). For perioden 17 500- 11 900 kal. år BP har de estimert en gjennomsnittlig sedimentasjonsrate på 173 cm/ka for Andfjorden og 456 cm/ka for Vågsfjorden. Sedimentasjonsraten for Andfjorden er lavest i bassenget helt ytterst og høyest i det midterste bassenget. Gjennom holocen er sedimentasjonsraten estimert til henholdsvis 15 cm/ka i Andfjorden og 35 cm/ka i Vågsfjorden.

I Ullsfjorden er det beregnet en sedimentasjonsrate på 2180 cm/ka for perioden 12 200-12 100 ¹⁴C år BP som er kalibrert til 14 000-13 900 kal. år BP og representerer deglasiasjonen etter breframrykket under Skarpnestrinnet (Plassen & Vorren 2003). I perioden 13 900-11 800 kal. år BP som både omfatter tilbaketrekningen av isdekke i allerød og framrykket i yngre dryas er sedimentasjonsraten beregnet til 1900 cm/ka. Gjennom holocen perioden var Ullsfjorden dominert av et normalt åpent marint miljø, der sedimentasjonsraten ble estimert til 30 cm/ka (Plassen & Vorren 2003).

I McBride innløpet i Alaska er det et moderne, temperert smeltevanns dominert glasialt regime med en registrert sedimentasjonsrate på 2000 cm/år (200 000 cm/ka). Denne sedimentasjonshastigheten er ekstrem sammenlignet med andre fjorder (Powel & Molnia 1989, Plassen & Vorren 2003). I fjorder på Spitsbergen er det registrert sedimentasjonsrater på 5000-10 000 cm/ka i Kongsfjorden (Elverhøi et al. 1983) og en gjennomsnittlig sedimentasjonshastighet på 1700 cm/ka de siste 130 årene i Tempelfjorden (Plassen et al. 2004). Forwick et al (2010) registrerte store variasjoner i sedimentasjonsrate i fjordene Sassenfjorden og Tempelfjorden. Ratene varierte fra 27 000 cm/ka i Sassenfjorden til 3 800 000 cm/ka (3800 cm/ka^{-1}) i nærheten av dagens brefront i Tempelfjorden.

Ved å sammenligne resultater fra forskjellige fjordstudier kan man oppsummere med at sedimentasjonsratene varierer mye i glasimarine miljøer. Kaldfjordens sedimentasjonshastigheter gjennom holocen er veldig lav, noe som også kjennetegner Ullsfjorden, Andfjord-Vågsfjord området og andre vestlige norske fjorder (Aarseth 1997, Plassen & Vorren 2002, 2003). De lave sedimentasjonsratene gjennom holocen perioden skyldes få aktive sedimentasjonsprosesser. Kaldfjordens glasimarine avsetninger er mektigere enn de holocene avsetningene, men likevel nokså liten sammenlignet med de andre nord-norske fjordene nevnt ovenfor. Det at Ullsfjorden og Andfjord-Vågsfjord området inneholder mektigere glasimarine avsetninger enn Kaldfjorden skyldes nok at innlandsisen stoppet opp i lengre perioder i disse områdene. Dette skjedde blant annet under Skarpnes-trinnet og Tromsø-Lyngen trinnet. Under disse periodene var trolig Kaldfjorden helt isfri eller kun påvirket av breframstøt av lokale dalbreer. Den relativt beskjedne mektigheten på lagpakkene kan indikere en tilnærmet kontinuerlig tilbaketrekning av isdekket fra starten av hoveddeglasasjonen og til Skarpnes-trinnet.

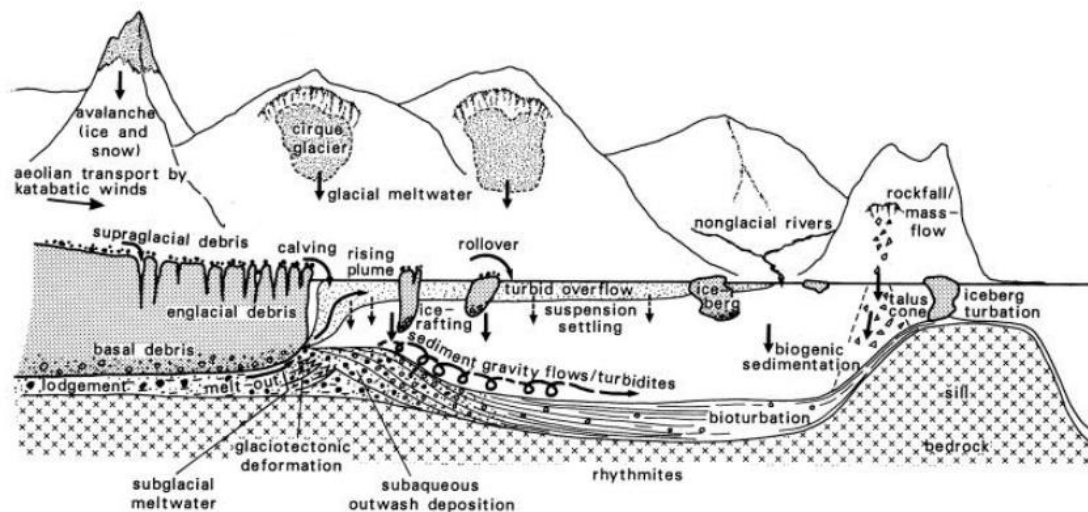
Innad i Kaldfjorden varierer sediment mektigheten mellom de ulike bassengene. Sub-basseng₂₋₂ i nordlige deler av basseng₂ og basseng₁ i ytre del av Kaldfjorden har størst mektighet (> 30 m). De andre bassengene innover i fjorden har rimelig lik mektighet på mellom 20-25 m på sitt største. Grunnen til høyest mektighet ytre del av fjorden er nok sammensatt, men kan muligens forklares med tilførsel av sedimenter fra Skulsfjorden og Lyfjorden. I dag er elvene som renner ned i disse to fjordarmene veldig små, men har trolig vært større under deglasasjonen. En annen mulig forklaring er at isen har stoppet opp eller bremsset tilbaketrekningen noe i området rundt sub-basseng₂₋₁ slik at mer glasimarint materiale er blitt avsatt. Deretter har isen trukket seg raskt tilbake til fjordbotn og dermed avsatt mindre

materiale i bassengene innover i fjorden. De grunne delen av fjorden kan ha opplevd erosjon som følge av sterkere bunnstrøms-systemer i overgangen fra sen-weichsel og holocen (Vorren et al. 1984, Plassen & Vorren 2003).

6.3 Sedimentære prosesser og miljø

Basert på resultatene fra analysen av akustisk data og de tre sedimentkjernene kan man slå fast at i perioden fra starten av hoved-deglasiasjonen og fram til moderne tid er Kaldfjorden dominert av to miljøregimer; *det glasimarine miljø* og *det åpne marine miljø*. Det som menes med "*glasimarin*" i denne oppgaven er når en isbre er lokalisert i fjorden og kalver slik at det avgis isfjell. "*Åpent marint*" indikerer et miljø der isfronten har mistet sin direkte kontakt med fjorden og har trukket seg helt tilbake til fastlandet. Likevel kan vannmassene i fjorden fortsatt bli påvirket av smeltevann som fraktes til fjorden av elver. Havis i fjorden kan forekomme på vinteren. I dag kan man klassifisere Kaldfjorden som en temperert fjord som betyr at det ikke forekommer isdannelse (Howe et al. 2010). Under selve deglasiasjonen da det glasimarine miljøregime regjerte i Kaldfjorden var fjorden derimot en såkalt glasiert fjord. De moderne sedimentære prosessene og sediment kildene som påvirker Kaldfjorden i dag er beskrevet i kap. 2.7.

Sedimentfordelingen i et fjordmiljø er påvirket av tidevannsaktivitet, bølger og Coriolis effekten (hydrografisk regime) samt fjordens batymetri og distansen fra sediment kilden (Syvitski et al. 1987, Howe et al. 2010). Sedimentene som transporteres til en brepåvirket fjord blir distribuert innad i fjorden av fire typer transportmekanismer; 1) is-kontaktprosesser, 2) fluviale prosesser, 3) transport av isfjell og havis, og 4) dypvannsstrømmer. Etter at sedimentene er avsatt for første gang, er det vanlig at det skjer en omfordeling gjennom massetransport og bølge/tidevannsaktivitet (Fig. 6.8), (Syvitski 1989).



Figur 6.8: Hovedprosesser og avsetninger i en glasiert fjord (Hambrey 1994).

Det er foreslått at de sedimentære hovedprosessene som regjerte i Kaldfjorden fra starten på siste deglasiasjon var suspensjons-utfall, is-transport, massetransport og «cavity infill». Disse er beskrevet og diskutert videre i dette kapittelet.

6.3.1 Suspensjons-utfall i et glasimarin og marint miljø

Alle de tre sedimentkjernene er dominert av massiv eller laminert sandig silt, siltig lettleire og siltig sand basert på klassifiseringen til Sveistrup (1984). Den glasimarine delen av kjernene er dominert av laminert siltig lettleire, mens den marine delen er mer massiv og dominert av siltig sand/sandig silt. I den glasimarine delen er det derfor foreslått at hovedprosessen er suspensjonsutfall av finkornete sedimenter fra sediment fylte smeltevannsstrømmer (plumes). De mer grovkornete fraksjonene av suspensjonsmaterialet er avsatt rett ved brefronten, da de faller ut av suspensjon umiddelbart. De finere fraksjonene holdes lengere i suspensjon og fraktes videre utover i fjordbassenget før de avsettes (Syvitski et al. 1987). Disse sediment ladete ferskvannsstrømmene entrer fjordene gjennom smeltevannstuneller enten subglasialt eller englasialt i fronten av isdekket.

I den marine delen av kjernen ble det suspensjonsavsatte materialet fraktet til fjorden ved hjelp av elver. Mengde sediment tilført av elver avhenger av elvens vannføring, som har både daglige, sesongvise og årlige variasjoner. Elvene har generelt lav avrenning i vintersesongen og små elver kan fryse. Avrenning fra elver vil derfor være størst i sommersesongen.

Tilførselen av sedimenter fra elver er minimal i Kaldfjorden, da ingen større elver har sitt

utløp i fjorden. Det er kun små elver (bekker) som renner ned i fjorden og bidrar til suspensjons-utfall.

Funn av foraminiferer i sedimentene gjør det mulig å slå fast tilstedeværelse av biologisk aktivitet i fjorden. Observasjoner av en økende mengde fossiler/fossilfragmenter i øvre del av kjernene indikerer bedre levevilkår for organismer. Dette ses også på element geokjemien hvor mengde Ca/Sum øker etter deglasiasjonen av Kaldfjorden. Organisk materiale kan bli tilført fjorden enten ved primærproduksjon av organismer i fjorden, gjennom elvetransport fra land eller fra innstrømming av Atlantisk vann. Påvirkning av elvetransport ser ut til å ha liten betydning på tilførsel av organisk materialet (Wassmann et al. 1996). Studier fra Balsfjorden konkluderer med at bidraget av organisk materiale til fjordsedimentene er dominert av primærproduksjon, da påvirkningen av Atlantisk vann i fjorden er begrenset (Wassmann et al. 1996, Wassmann et al. 2000).

I Kaldfjorden hvor ingen større elver er tilstede, støtter de antagelser gjort av Wassmann et al. (1996) at elvetransport har liten betydning for tilførsel av organisk materiale. Fjorden er heller ikke i direkte kontakt med det åpne havet og vil derfor ha begrenset påvirkning fra Atlantisk vann. Det er derfor foreslått at primærproduksjon av organismer er hovedkilden for organisk materiale i Kaldfjorden.

Chirp-linjen som er tatt i Kaldfjorden går gjennom midtre deler av fjorden og gjenspeiler sediment tykkelsen i midtre deler av bassengene. Mangel på flere chirp-linjer som går parallelt med fjorden og linjer som går på tvers av bassengene gjør at det er vanskelig å beregne tykkelses variasjoner i sediment lagene gjennom de ulike bassengene. Forskjeller i sediment tykkelse som observeres på den ene chirp-linjen fra Kaldfjorden gir indikasjoner på at sediment avsetningen er avhengig av distansen fra en større sediment-kilde, men også i stor grad er kontrollert av topografien i fjorden. Sediment lagpakkene er tynne over terskelhøyder og tykkere i bassengene, noe som kan relateres til havstrømmer og sirkulasjonsmønstre i fjordsystemer (Syvitski et al. 1987). Den øverste enheten i alle de tre analyserte kjerneprøvene viser en økende kornstørrelse sammenlignet med de enhetene nedover i kjernene. Dette indikerer en generell økning i vannstrøms hastighet etter deglasiasjonen.

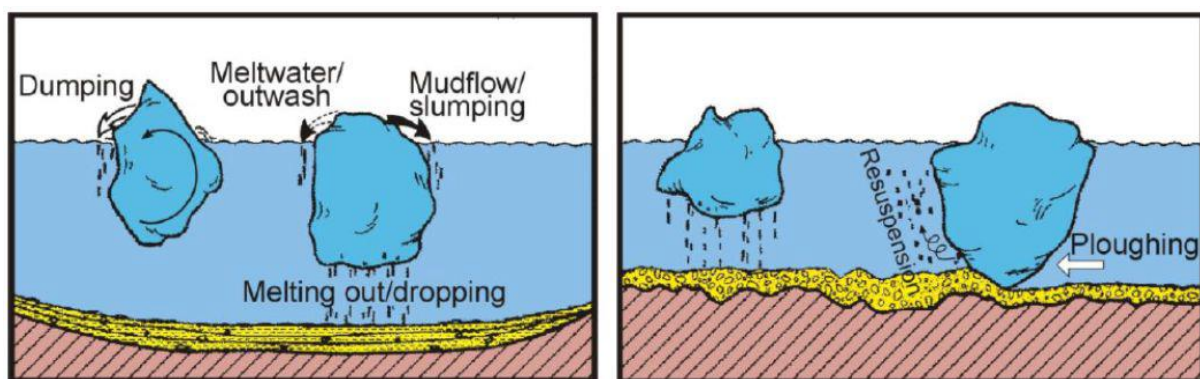
6.3.2 Is-transportert materiale

Kalving av isfjell fra fronten av en tidevanns dominert bre er viktig for transport av is-transportert materiale til det marine miljø (Dowdeswell & Dowdeswell 1989). Isfjell som

kalver fra fronten av breen blir transportert utover i fjorden hvor sedimentene i isfjellet blir løst ut og avsatt. Dette skjer i hovedsak ved tre prosesser som utsmelting, dumping og utvasking/nedfall (Fig XX), (Vorren et al. 1983, Dowdeswell & Dowdeswell 1989).

Sedimenter som er fast inne i isfjellet vil gradvis frigjøres etter hvert som isfjellet smelter bort. Dumping av sedimenter kan forekomme når isfjellet velter rundt som følge av smelting. Dette fører til at sedimenter på toppen av isfjellet raser ut og avsettes. Økt mengde smeltevann oppå isfjellet kan også bidra til å vaske ut en del sedimenter. Store isberg som skraper/pløyer ned i havbunnen kan føre til omarbeiding av materiale som tidligere er avsatt (Vorren et al. 1983).

Sedimenter kan også bli transportert og avsatt av havis på samme måte som for isfjell. Størrelsen på det avsatte materialet brukes ofte som indikator for transportmekanisme, der de største partiklene mest trolig er avsatt av isfjell (Knies et al. 2001, Forwick & Vorren 2009). Kornform kan også brukes som parameter, der havis transportert debris ofte er rundere enn isfjell transportert debris (Forwick & Vorren 2009). Det å definere forskjellen mellom disse is-transport prosessene er viktig men også veldig utfordrende (Polyak et al. 2010). I vintersesongen kan havis i front av tidevannsbreer fange opp de kalvende isfjellene. Isfjellene frigis ikke til fjorden før havisen sprekker opp (Dowdeswell & Dowdeswell 1989). Sedimentene blir inkorporert inn i havisen når havisen fryser fast til land eller når suspensjonsmateriale fryser fast i havisen.



Figur 6.9: Avsetningsprosesser fra is-transport. (Modifisert fra Vorren et al. 1983)

Det er observert klaster i alle de tre undersøkte sedimentkjernene. Dette tyder på at den dominerende prosessen for distribuering av grove sedimenter i fjorden under deglasiasjonen var is-transport. Isfjellene kalvet fra fronten av tidevannsbreen som lå i Kaldfjorden. Kalving

fra lokale isbreer på begge sider av fjorden har trolig også bidratt. Lokale breer i Ordalen og Blåmannsvika (for lokalisering Fig 2.1), på vestsiden av fjorden har kalvet i fjorden ved flere breframstøt under de såkalte lokalglasiasjonsfasene (Larsen 1983). Havis-debris er trolig avsatt under de kalde periodene eldre og yngre dryas da havisen sannsynligvis la seg i Kaldfjorden.

6.3.3 Massetransport avsetninger

Avsetninger fra massetransport hendelser i form av gravitasjonsstrømmer er vanlig å finne i fjorder. Slike avsetninger er omarbeidet materiale som gjør at massetransport hendelser spiller en sentral rolle i omarbeidingen av sediment i fjordene (Syvitski et al. 1987, Forwick & Vorren 2007, 2011, Howe et al. 2010) I fjorder med omfattende massetransport aktivitet kan fjordstratigrafien bestå av opptil 50 % omarbeidet materiale (Holtedahl 1975). De viktigste faktorene som kontrollerer skråningsstabiliteten i fjorden er fjordens topografi, sedimenttilførselen til fjorden og sedimentenes fysiske egenskaper. De fleste skrånings svikt som fører til massestrømninger er relatert til høy sedimenttilførsel og sediment lasting i tilknytning til brefronter eller deltaområder (Syvitski et al. 1987, Syvitski 1989, Forwick & Vorren 2002, 2007, 2011, Howe et al. 2010). Andre faktorer som påvirker skråningsstabiliteten og dermed kan fungere som utløsningsmekanismer er; seismisk aktivitet i form av jordskjelv relatert til postglasial isostatisk heving, klimatiske endringer, havnivå svingninger, bølger relatert til storm, tilstedeværelse av gasshydrater og menneskelig aktivitet (Syvitski et al. 1987, Forwick & Vorren 2007, Howe et al. 2010) Trigging av gravitasjonsstrømmer er ofte en kombinasjon av flere faktorer, snarere enn resultatet av en enkelt faktor (Bøe et al. 2000, Forwick & Vorren 2002).

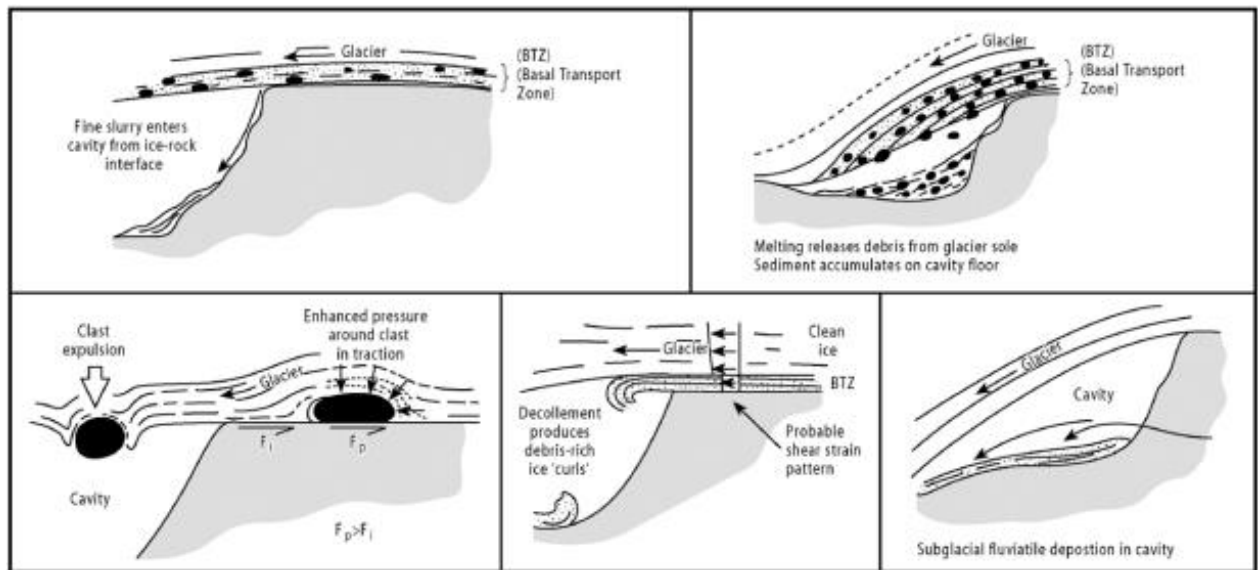
Massetransport aktivitet har blitt dokumentert i form av massetransport avsetninger i flere av fjordene i Nord-Norge (Forwick & Vorren 2002, Hald et al. 2003, Plassen & Vorren 2003a). Basert på tilgjengelig data fra Kaldfjorden er det ingen klare indikasjoner på massetransport hendelser. Likevel er det på chirp-linjen observert lagpakker som kan være mulige massetransport avsetninger. Øvre del av sub-basseng₂₋₁ består av postglasiale sedimenter med relativt stor mektighet. I bunnen av enheten er det identifisert et tynnere lag som ligger mellom S₂ og S₃. Dette laget representerer trolig avsetninger fra en massetransport hendelse. Bassenget ligger lokalisert like vest for terskelen ved fjordmunningen til Skulsfjorden. Fjordarmen Skulsfjorden var trolig et dreneringsområde som har bidratt til sedimenttilførsel i

nordlige deler av basseng₂ både gjennom deglasiasjonen og holocen. De mektige lagpakkene i bassenget sammenlignet med bassengene innover i fjorden støtter dette. En høy sedimenttilførsel og sediment lasting på terskelskråningen til Skulsfjorden under deglasiasjonen kan ha ført til skråningsvikt i overgangen mellom det glasimarine laget og det marine laget.

Kjerne HH13-043-GC-MF er tatt helt nord i basseng₂ (sub-basseng₂₋₁) hvor sediment lagene tynner ut (Fig. 4.2 og 4.4). Det finnes ingen klare indikasjoner på massetransport hendelser i kjernen og det er derfor vanskelig å foreslå hvilken prosess som har ført til disse avsetningene. Massetransport avsetningen kommer tydeligst fram i midtre deler av sub-bassenget og blir mer diffus sørover. Mot nord tynner laget noe ut som kan skyldes erosjon i det havstrømmen går over terskelen og ned i bassenget. Det er også observert mulige massetransportavsetninger i sub-basseng₂₋₂ like sør for posisjonen til kjerne HH13-042 (Fig. 6.4). Sedimentene fra sentrale deler av fjorden og innover er svært kaotiske og det er vanskelig å definere noe tydelige seismiske enheter. Noe av dette kan være forbundet med massetransporthendelser eller andre forstyrrelser.

6.3.4 Hulroms innfyllinger («cavity infills»).

«Cavity infills» er avsetninger der sedimentene avsettes på lesiden av nedsynkninger/ hulrom som oppstår på en uregelmessig basement. Slike typiske hulroms innfyllinger dannes når brefronten blir så tynn at den går fra å være fast i berggrunnen og begynner å flyte i fjorden. Da vil et tynt isdekke flyte over bergartshindringer mens det avsettes materiale i hulrommet mellom isen og undergrunnen. En slik type avsetning innebærer en rekke ulike prosesser, disse er blitt belyst av blant annet Peterson (1970), Vivan (1975), Boulton og Paul (1976) og Boulton (1982) basert på observasjoner fra subglasiale miljøer (Fig. 6.10).



Figur 6.10: Illustrasjoner som representerer observasjoner av sediment akkumulasjon i subglasiale hulrom (fra Boulton 1982).

Prosessene som er involvert ved innfylling av hulrommene gjør at avsetningene representerer et bredt spekter av sedimentære egenskaper. Avsetningene inkluderer fint slam som entrer hulroms lesiden fra grensekant mellom isbreen og berggrunnen, debris utsmelting fra bresålen, debris rike is-krøller, klast utstøting og subglasiale fluviale avsetninger. Hulroms innfyllinger er essensiell i utjevningen av undergrunnen som ofte er svært irregulær (Evans et al. 2006).

I Kaldfjorden kan en slik type prosess ha avsatt det som er beskrevet som seismisk enhet S₁. Enheten er den med størst mektighet og er lokalisert i typiske nedsynkninger og hulrom på den irregulære bunnen. Mektigheten er størst i basseng₁ ytterst i Kaldfjorden og minker innover i fjorden. Dette indikerer at isen har bremsset tilbaketrekningen i ytre deler av fjorden eller stagnert, før den så har akselerert igjen innover mot fjordbotn. En annen mulighet er ekstra sedimenttilførsel fra brearmene ut av Skulsfjorden og Lyfjorden.

6.3.5 Sedimentenes opprinnelsessted

Avsetningene i Kaldfjorden består av sedimenter avsatt fra sen-weichsel og holocen. Lagpakken fra sen-weichsel er tolket til å være dominert av glasiale og glasimarine sedimenter som i hovedsak er avsatt gjennom suspensjonsutfall, is-transport, hulroms innfylling («cavity fills») og massetransport. Avsetningene fra holocen til moderne tid er avsatt i et åpent marint miljø, hvor suspendert materiale fra elver og hav dominerer.

Sedimentene i Kaldfjorden anses i hovedsak å ha sin opprinnelse fra omkringliggende landområder, spesielt fra fjellområdene i vest hvor lokalbreer transporterer sedimenter til fjorden. På østsiden har trolig nedslagsfeltet til både Skulsfjorden og Lyfjorden bidratt med sedimenter til basseng₁. Fra sør har sedimenter blitt transportert til fjorden i det hovedisdekket rykket fram og ut i Kaldfjorden. For å bestemme og tolke sedimentenes opprinnelsessted benyttes de utførte målingene av sedimentenes magnetiske mottakelighet og geokjemiske elementforhold.

Når man sammenligner sedimentenes evne til å bli magnetisert i kjerneprøvene HH13-041, HH13-042 og HH13-043 viser resultatet en avtakende trend retning fjordmunningen i nord (Tabell 5-4). Det er også interne endringer i hver kjerne som viser endringer i sedimentenes opprinnelsessted gjennom tiden. Den nederste enheten i alle de tre kjernene er tolket å representere samme avsetningsmiljø og viser relativt høye verdier, fra $64-110 \cdot 10^{-5}$ SI (Tabell 5-5). Sedimentene stammer trolig i hovedsak fra granittiske bergarter, nærmere bestemt Ersfjordgranitten som omkranser store deler av fjorden på både øst og vestsiden. Den generelle trenden for de tre kjernene er en avtakende magnetisk mottakelighet oppover i kjernen. Det betyr at sedimentene som er avsatt gjennom holocen har en annen sammensetning enn sedimentene avsatt under deglasiasjonen.

Elementforholdet Fe/Ca er antatt å registrere variasjoner i den relative mengden av terrigent materiale og biogent karbonat. Ved å sammenligne de tre kjerneprøvene ser man at kjerne HH13-043 og HH13-041 har svært lik gjennomsnittsverdi for Fe/Ca forholdet, mens HH13-042 har en del høyere (Tabell 5-4 og 5-5). Innad i hver kjerne varierer forholdet mellom de ulike enhetene med en avtakende trend oppover for Fe/Ca forholdet. Mellom de ulike kjernene er det en korrespondanse mellom enhetene som er tolket å ha likt avsetningsmiljø. Når Fe/Ca forholdet avtar oppover i kjernen betyr det at andelen terrigent materiale avtar, mens biogent karbonat mengden øker. Dette kan man også se i sedimentkjernene hvor konsentrasjonen av skjell/skjellfragmenter øker oppover i kjernen. Det at HH13-042 har høyere gjennomsnittsverdi enn de to andre kjernene kan forklares med noe høyere konsentrasjon av skjell/skjellfragmenter (Fig. 5.2).

I områder med høyere Ca/Sum innhold har sedimentene en olivengrønn farge mens sedimentene med en grålig farge har høyere Fe/Sum innhold. Dette gjenspeiles også i avsetningsmiljøene hvor høyt Ca/Sum innhold representerer marine forhold, mens det glasimarine miljø er dominert av høyt Fe/Sum innhold. Den generelle trenden i alle kjernene

fra Kaldfjorden viser et høyere Fe/Sum innhold sammenlignet med Ca/Sum. Dette indikerer en sedimentasjon der terrigent materiale er hovedkomponenten. Unntaket finner man i enhet 043-1 og 042-1 øverst i de to kjernene hvor Ca innholdet er høyere enn Fe innholdet, noe som indikerer en sedimentasjon med mest biogent materiale. På grunn av Fe sine magnetiske egenskaper vil magnetisk mottakelighet øke i de intervallene med høyt Fe innhold.

Innholdet av andre elementer slik som Ti, Al, K, Si, Zr og Ba er veldig lav men fungerer likevel som viktige indikatorer. I kjerne HH13-042 viser elementet Si en kraftig økning fra enhet 042-1 til 042-2. Dette indikerer en økning i terrigent materiale og dermed en nedgang i biogent materiale. Elementet Si brukes ofte som en terrigen eller produktivitets indikator (Croudace et al. 2006, Rothwell et al. 2006). Zr og Ti elementene er ofte å finne i tunge motstandsdyktige mineraler og kan forsterkes i bunnen av turbiditetsavsetninger. Det er ikke observert noen kraftige økninger i elementforholdene Zr/Sum og Ti/Sum som ville kunne relateres til massetransport hendelser i fjorden. Økningen i terrigent materiale for enhet 042-2 beskrevet ovenfor ses også på økning for elementeforholdene Zr/Sum og Ti/Sum, i tillegg til Al/Sum, K/Sum og Ba/Sum. Elementet K er assosiert med leirmineraler og reflekterer endringer i mengde leire nedover i kjernen. Økning i K kan også indikere turbiditets slam eller indikere økt porøsitet (Croudace et al 2006, Rothwell et al. 2006). De glasimarine avsetningene inneholder mer leire og har dermed høyere verdi for elementforholdet K/Sum. I marine sedimenter vil en økning av elementet Ba kunne indikere økt biologisk produktivitet og tilstedeværelse av mineralet barytt. Bruken av Ba som proxy for paleo-produktivitet er likevel forbundet med usikkerhet (McManus et al. 1998, Croudace et al. 2006).

6.4 Kaldfjordens deglasiasjonshistorie og utvikling av sedimentære miljø

Første del av kapittelet omhandler deglasiasjonen av Kaldfjorden basert på resultatene fra dette studiet. Til slutt vil fjordens deglasiasjonshistorie bli sett i sammenheng og sammenlignet med publiserte data fra andre nordnorske fjorder. Deglasiasjonshistorien blir presentert i ulike faser, da det er for få dateringer til å fastslå ulike hendelser til bestemte tidsperioder. Totalt sju radiokarbondateringer fra kjernene HH13-041, HH13-042 og HH13-043 danner grunnlaget for rekonstruksjonen av deglasiasjons-kronologien i Kaldfjorden (Tabell 5-2).

6.4.1. Fase I (> 18 788 kal. år BP)

En datering med alder $15\,955 \pm 120$ ^{14}C år BP (18 788 kal. år BP) fra glasimarine sedimenter indikerer at isfronten i Kaldfjorden lå proksimalt i forhold til posisjonen til kjerne HH13-041. Kjerneposisjonen tatt i betraktning antyder at brefronten har trukket seg tilbake til indre deler av fjorden. Store mengder is-droppet materiale observert i de glasimarine sedimentene indikerer perioder med kalving fra brefronten. Disse observasjonene indikerer at deglasiasjonen av Kaldfjorden startet før $15\,955 \pm 120$ ^{14}C år BP. Lokale brearmer fra blant annet Blåmannsvikdalen og Ordalen (Fig. 2.1) var trolig en del av den store innlandsisen da fjorden var fullstendig dekket av is. Under starten av deglasiasjon da isen trakk seg tilbake fra Eggakanten og til indre deler av fjorden, har de lokale breene tilført sedimenter til fjorden i form av is-transportert debris og suspensjons-utfall.

Sedimentene i kjerneprøven som ligger over dateringsintervallet viser ingen tegn til forstyrrelser som kan indikere et senere breframstøt. Det er derfor mulig å anta en rask tilbaketrekning av innlandsisen fra Eggakanten og inn til Kaldfjorden uten registrerbare breframstøt i perioden før bølling (12 000- 13 000 ^{14}C år BP). Det er likevel viktig å huske på at observasjonen kun er basert på en datering fra Kaldfjorden, og det er derfor knyttet usikkerhet rundt dette.

De eldste sedimentene identifisert i fjordbassengene stammer trolig fra starten av deglasiasjonen. Prosesser som subglasial hulroms-innfylling, is-transport og suspensjons-utfall var dominerende i første fase av deglasiasjonen. Avsetninger fra tidligere glasiasjoner er ikke blitt identifisert, likevel kan avsetninger av bunnmorene som relateres til breframrykket i sen-weichsel være tilstede, slik det er observert i fjorder på Svalbard (Forwick & Vorren 2009, 2010). En annen mulighet er at deler av de eldste lagene er avsatt i form av hulroms-innfylling («cavity infill») i det innlandsisen rykket fram mot Eggakanten.

6.4.2 Fase II (18 788 - 11 231 kal. år BP).

Neste sikre datering fra fjorden er tatt i glasimarine sedimenter fra kjerne HH13-042 og viser en alder på $10\,945 \pm 44$ ^{14}C år BP (12 530 kal. år BP). Det forholdsvis store spranget mellom dateringene gjør at rekonstruksjonen av deglasiasjonshistorien i denne tidsperioden er representert med flere potensielle feilkilder. En sammenligning av sedimentene i kjerne HH13-041 og HH13-042 viser at begge dateringene representerer et nivå med glasimarine

sedimenter. Likevel er sedimentene i HH13-042 noe mer homogen og inneholder betydelig færre klaster (Fig 5.2). Dette tyder på et skifte i det sedimentære avsetningsmiljøet i fjorden.

Bunnen av kjerneprøve HH13-042 har en antatt alder på rundt 11 945 ^{14}C år BP, basert på beregnet sedimentasjonsrate fra 10 945-10 245 ^{14}C år BP (Tabell 5-2). Se kapittel 6.2.2 for beskrivelse og diskusjon. Alderen er altså en indikasjon på at det mulige miljøskifte har skjedd i tiden før 11 945 ^{14}C år BP. Det vil si under bølling perioden (12 000- 13 000 ^{14}C år BP) eller enda tidligere. Dette kan muligens relateres til miljøendringene observert under bølling perioden. I tiden før 13 000 ^{14}C år BP dominerte middels til høy arktiske forhold i havet. Dette endret seg i løpet av bølling perioden da norskestrømmen med varmt atlantisk vann strømmet inn i fjordene og endret miljøet til lav arktisk (Vorren & Elvsborg 1979, Vorren et al 1988, Vorren & Plassen 2002). Oppvarmingen av havet kan ha innledet den atmosfæriske oppvarmingen som fant sted 12 900- 12 800 ^{14}C år BP (Vorren & Plassen). Det er dokumentert fra blant annet Andfjord-Vågsfjord området at innlandsisen trakk seg ytterligere tilbake under denne klimaforbedringen (Vorren & Plassen 2002).

Den kraftige nedgangen i is-transportert materiale observert i sedimentene etter 10 945 ^{14}C år BP og muligens så tidlig som 11 945 ^{14}C år BP indikerer at innlandsisen har forlatt Kaldfjorden før dette. Et miljø dominert av prosesser relatert til tidevannsbreen som tidligere lå i indre deler av fjorden ble nå skiftet ut med et miljø dominert av sedimenttilførsel fra breelver som transporterte materiale fra lokale botn og dalbreer. Den høye sedimentasjonsraten funnet i kjerne HH13-042 kan relateres til økt innputt av smeltevann. Den generelle økningen i tilførsel av smeltevann i nord-norske fjorder resulterte i avkjøling av havet og en klimaforverring som resulterte i breframstøtet referert som Skarpnes-trinnet (Vorren & Plassen 2002). Under Skarpnes-trinnet var Kaldfjorden dominert av et glasimarint miljø. Dette til tross for at det Fennoskandiske isdekket trolig hadde trukket seg ut av fjorden tidligere. Forklaringen på dette kan være dannelse av sesongvis havis i deler av Kaldfjorden. Det glasimarine miljøet tyder også på at fjorden var påvirket av flere lokale breer.

Fase II av deglasiasjonen i Kaldfjorden avsluttes før 11 231 kal. år BP (10 245 \pm 53 ^{14}C år BP) som er en datering fra bunnen av et marint lag. Den høye sedimentasjonsraten mellom 12 530-11 231 kal. år BP (10 945-10 245 ^{14}C år BP) fra kjerne HH13-042 kan relateres til slutten av yngre dryas og starten av Preboreal perioden da klimaet ble forverret og innlandsisen samt lokale breer vokste fram igjen (blant annet; Andersen 1968, Vorren & Plassen 2002, Eilertsen et al 2005). Funn av is-transportert debris i nivået mellom de to

dateringene i kjerne HH13-042 indikerer tilstedeværelse av havis eller tilførsel av isfjell fra lokale breer i området. Et intervall med klaster funnet like nedenfor $10\,234 \pm 50$ ^{14}C år BP (11 213 kal. år BP) dateringene i kjerne HH13-043 er trolig også fra samme hendelse.

6.4.3 Fase III (10 245 ^{14}C år BP-nåtid)

Fra slutten av yngre dryas og inn i holocen perioden var Kaldfjorden dominert av et åpent ikke-glasialt marint miljø. Karakteristisk for miljøet gjennom holocen er lav sedimenttilførsel og asymmetrisk distribusjon av sedimentene innad i fjordbassengene. Det siste indikerer et bunnstrøms dominert sedimentært regime (Plassen & Vorren 2003). Dateringene fra kjerne HH13-042 på $10\,245 \pm 53$ ^{14}C år BP (11 231 kal. år BP) i bunnen av det marine laget er tolket å representere overgangen fra det glasimarine til det marine miljø. Dateringene indikerer at miljøskiftet har skjedd før 11. 231 kal. år BP og etter 12 530 kal. år BP. Mest trolig like før 11 231 kal. år BP.

6.4.4 Kaldfjordens deglasiasjonshistorie sett i sammenheng med andre nordnorske fjorder

På kontinentalhyllen utenfor Troms er det identifisert morenerygger som er blitt tolket å representere framstøtet til Eggakanten av det Fennoskandiske isdekket (Andersen 1968, Vorren et al. 1983, Vorren & Plassen 2002). Framstøtet representerer Egga I hendelsen som er gitt en minimumsalder på 22 000 ^{14}C år BP (Vorren & Plassen 2002). I denne perioden var Kaldfjorden fullstendig dekket av innlandsisen.

Den eldste dateringene fra Kaldfjorden på 18 788 kal. år BP gir indikasjoner på en tidlig start av deglasiasjonen av fjorden. Indikasjonen er interessant med tanke på at i samme periode var isdekket over Andfjorden-Vågsfjorden lokalisert langt ute på kontinentalhyllen (se Kap. 2.5.3). Hoved-deglasiasjonen startet trolig i dette området rundt 14 600 ^{14}C år BP (Vorren & Plassen 2002). Rydningen et al. 2013 presenterte en mulig isfront posisjon under Flesen hendelsen på ytre deler av kysten i øvre del av Malangsdjupet og Rebbenedjupet. Basert på observasjonene om en tidlig deglasiasjon i Kaldfjorden vil Flesen hendelsen mest sannsynlig ikke være representert på yttersiden av Kaldfjorden området. Det er heller ikke identifisert spor etter breframrykk inne i fjorden som kunne representert en re-avansering relatert til Flesen-hendelsen. Det er likevel viktig å presisere at denne observasjonen kun er basert på en datering fra Kaldfjorden, og det er derfor knyttet usikkerhet rundt dette. Resultatene indikerer en relativt hurtig tilbaketrekning av innlandsisen fra Eggakanten og inn til Kaldfjorden i

perioden før bølling. En rask tilbaketrekning av innlandsisen uten større breframstøt og stagnasjoner kan også forklares med den relativt beskjedne sediment mektigheten observert i fjorden sammenlignet med fjorder som Balsfjorden, Andfjorden-Vågsfjorden og Ullsfjorden (Forwick & Vorren 2002, Plassen & Vorren 2002, 2003). Andfjorden-Vågsfjord området opplevde hurtig tilbaketrekning i perioden 13 200- 12 200 ¹⁴C år BP, der hele Vågsfjord bassenget ble deglasert. Dette er relatert til klimaforbedringen som skyldes innstrømming av Atlantisk havvann til området (Vorren et al. 1984).

Klimaforbedringen førte til økt kalving og smeltevannstilførsel, som tilslutt kulminerte i en klimatisk tilbakegang og et breframstøt (Skarpnes-trinnet). Isfrontens eksakte posisjon i Tromsø området er forsøkt kartlagt, men mangel på avsetninger fra breframrykket gjør posisjonen usikker og til dels unøyaktig. Andersen (1968) beskriver flere mulige morener knyttet til Skarpnes-trinnet på flere lokaliteter rundt om i Troms (se Kap. 2.5.3). Vorren & Elvsborg (1979) kartla Skarpnes-trinnet på Krakneset utenfor Tromsø (Fig. 2.1). I Ullsfjorden ble hendelsen først beskrevet av Homes & Andersen (1984). Der rykket brefronten fram ved Nakken-Svensby (Plassen & Vorren 2003). I Malangen er det identifisert morener tilhørende Skarpnes på sørlige deler av Kvaløya (Eilertsen et al 2005). Lengre sør i fylket lå isfronten langt inne i Vågsfjorden under Skarpnes-trinnet (Vorren & Plassen 2002). Larsen (1983) foreslo en mulig posisjon på fronten av innlandsisen under Skarpnes-trinnet basert på sine undersøkelser av lokaliteter langs Kaldfjorden (Fig. 2.11). Det er ikke blitt identifisert avsetninger i fjordbassengene i Kaldfjorden som kan støtte opp om disse observasjonene. Det glasimarine miljøet observert i Kaldfjorden skyldes trolig dannelse av sesongvis havis eller påvirkning av lokale breer fra blant annet Ordalen og Blåmannsvika (Fig. 2.1) som trolig har rykket fram og avsatt materiale i fjorden under både Skarpnes og Tromsø-Lyngen trinnet (Larsen 1983).

Under klimaforverringen i yngre dryas vokste de lokale breene og det dannet seg trolig havis på Kaldfjorden. Lokalglasiasjonen hadde trolig samme utbredelse som under Skarpnes-trinnet, noe som antyder et tilnærmet likt klima (Andersen 1968, Larsen 1983). De spredte klastene observert i kjernene kan stamme fra is-transport relatert til havisen eller relatert til kalving fra lokale breer. I denne perioden rykket det Fennoskandiske isdekket fram og avsatte Tromsø-Lyngen morenen (blant annet; Andersen 1968, Corner 1980, Fimreite et al. 2001, Vorren & Plassen 2002, Forwick & Vorren, Plassen & Vorren 2003). Tromsø-Lyngen morenen ligger flere steder like innenfor morenen avsatt under Skarpnes-trinnet. Beskrivelse

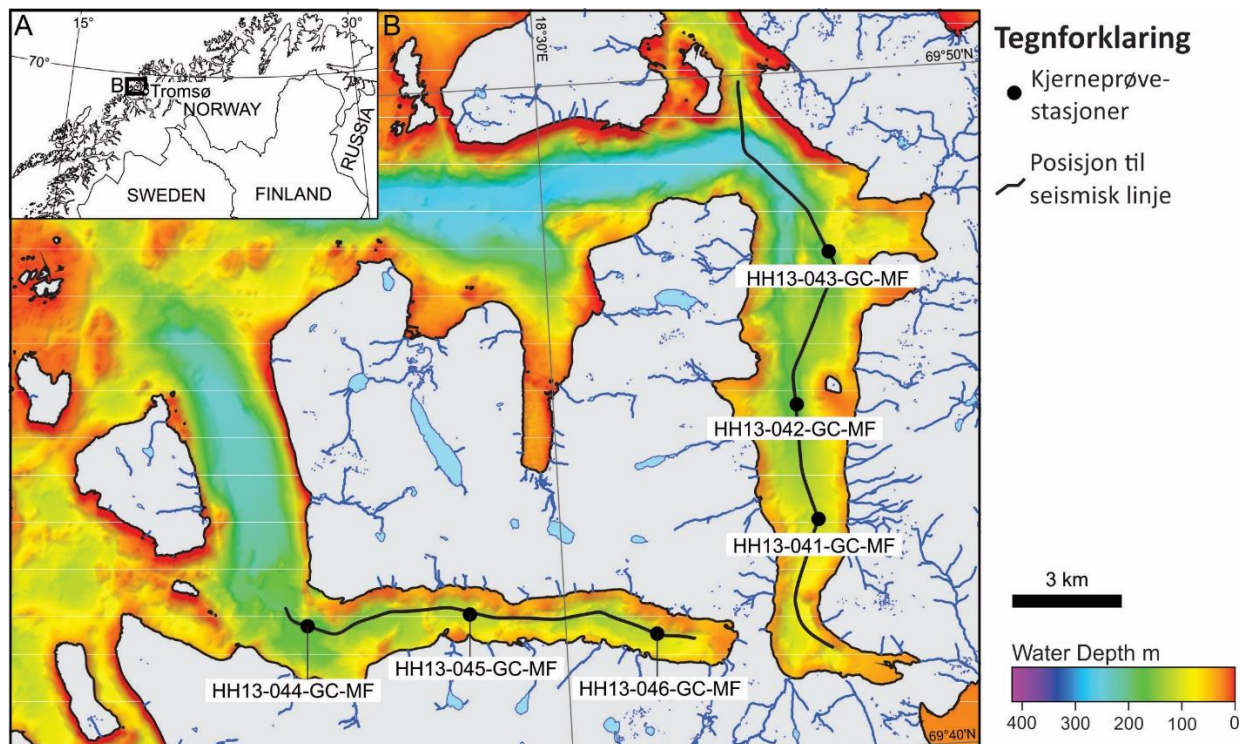
av hendelsen og isutbredelsen på forskjellige lokaliteter under denne perioden er nærmere beskrevet i kapittel 2 og illustrert på figur 2.8.

Dateringer av mollusker fra Andfjorden-Vågsfjorden indikerer en tilbaketrekning fra Tromsø-Lyngen morenen før 10 100 ¹⁴C år BP. Isdekket nådde indre fjord områder før 9 700 ¹⁴C år BP (Vorren & Plassen 2003). I Ullsfjorden er det gjort funn av yngre dryas/preboreal overgangs indikatoren *Bathyarca glacialis* i et intervall avsatt mellom 10 025 og 9865 ¹⁴C år BP. Mangel på is-transportert materiale i øvre del av den undersøkte kjernen indikerer isfjell frie forhold rundt 9 800 ¹⁴C år BP i Ullsfjorden (Plassen & Vorren 2003). I Kaldfjorden indikerer dateringer et normalt marint miljø en gang etter 10 245 ± 53 ¹⁴C år BP (11 231 kal. år BP). I Ullsfjorden er det indikert marine forhold rundt 9 500 ¹⁴C år BP (Plassen & Vorren 2003). Forwick & Vorren (2002) foreslår at isen forsvant fra Balsfjord området før 9 600 ¹⁴C år BP.

Sedimentasjonsratene gjennom holocen er betydelige lavere sammenlignet med raten gjennom deglasiasjonen. Denne trenden er både dokumentert i Andfjorden-Vågsfjorden og i Ullsfjorden (Plassen & Vorren 2002, 2003). Trenden er også observert i Kaldfjorden, der sedimentasjonsraten er svært liten i det moderne miljø. Dette skyldes få aktive sedimentasjonsprosesser og ingen direkte kontakt med store sedimentkilder. I de nevnte fjordene er det også gjort observasjoner som indikerer etablering av et sterk bunnstrøms-regime i overgangen sen-weichsel-holocen. Bunnstrømmene forårsaket erosjon av sen weichsel avsetninger og en asymmetrisk distribusjon av sedimentfordeling gjennom holocen (Vorren et al. 1984, Plassen & Vorren 2002, 2003). En slik situasjon er også observert i Kaldfjorden, der formen på avsetningene er asymmetriske og øvre del av kjernene har en grovere fraksjonssammensetning.

6.5 Likheter og forskjeller mellom Kaldfjorden og Ersfjorden

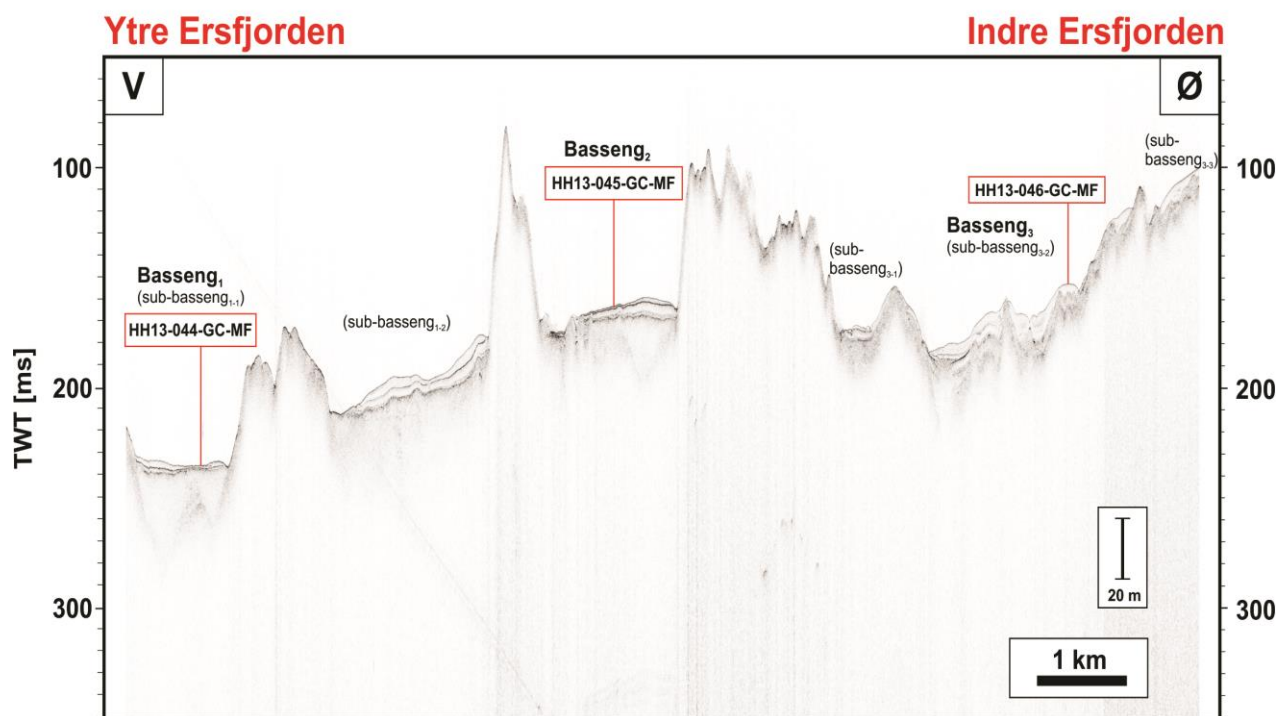
I dette kapittelet skal de oppnådde resultatene fra Kaldfjorden sammenlignes med resultater fra studiet av Ersfjorden (Olsen 2015). Først presenteres resultatene fra seismostratigrafien hvor likheter og forskjeller mellom de to fjordene blir diskutert. Deretter vil den konstruerte litostratigrafien basert på de tre kjerneprøvene fra hver fjord bli belyst. Figur 6.11 illustrerer kjerneprøveposisjonene og posisjonen til den seismiske linjen fra hver av fjordene.



Figur 6.11: A) Lokaliseringen av Ersfjorden og Kaldfjorden i nordlige Skandinavia. B) Posisjonen til kjerneprøvestasjoner og seismisk linje i Kaldfjorden, og nabofjorden Ersfjorden.

Nabofjorden Ersfjorden er omtrent 12,5 km lang og har en maksimal bredde på 2,5 km.

Fjorden har samme øst-vest orientering som indre deler av Kaldfjorden, og kan deles inn i tre hovedbasseng. Basseng₁ er det ytterste bassenget ved fjordmunningen i vest og deles inn i to sub-basseng. Basseng₂ utgjør midten av Ersfjorden og basseng₃ er det innerste bassenget som igjen deles inn i tre sub-basseng (Fig. 6.12).



Figur 6.12: Seismisk linje som viser inndelingen av de tre hoved-bassengene i Ersfjorden. Kjerneposisjon for HH13-044, HH13-045 og HH13-046 er markert inn (Olsen 2015).

6.5.1 Seismostratigrafisk sammenligning

Basert på den seismiske linjen fra Kaldfjorden er det identifisert og tolket opptil fire ulike seismiske enheter som avgrenses av opptil fem seismiske refleksjoner (Fig. 4.2). Enheten S_1 har generelt størst mektighet og ligger dypest i bassengene. De seismiske karakteristikkene for enheten er kjennetegnet som akustisk transparent med enkelte interne refleksjoner. Lagpakken tolket som enhet S_1 i Kaldfjorden er også observert i Ersfjorden. Der er lagpakken mektigst i de to ytterste bassengene, spesielt i sub-bassenget helt vest ved ytterterskelen (Fig. 6.12).

Over S_1 i Ersfjorden ligger det som er tolket som enhet S_{2a} med unntak av det ytterste sub-bassenget i basseng₁. Her ligger S_2 enheten direkte over S_1 . I Kaldfjorden er det samme trend hvor mektigheten til S_1 øker utover i fjorden, med størst mektighet i sub-bassenget helt nord i basseng₂ ved utløpet til Skulsfjorden (Fig. 4.2, 4.4).

S_2 enheten i Kaldfjorden er i hovedsak akustisk transparent med enkelte interne refleksjoner. I sub-bassenget helt nord i basseng₂ er bunnen av enheten delvis akustisk stratifisert til semi-transparent. Bunnen av enheten i dette sub-bassenget ligner mye lagpakken som er tolket som enhet S_{2a} i Ersfjorden. På grunn av vanskeligheter med å spore denne mulige sub-enheten i de andre bassengene i Kaldfjorden er den ikke blitt tolket som en egen enhet. S_2 enheten kan på grunnlag av de seismiske karakteristikkene sammenlignes med S_2 enheten identifisert i Ersfjorden. S_{3a} enheten i Kaldfjorden er tolket å representere en mulig

massetransporthendelse og er observert i sub-bassenget helt nord i basseng₂ (Fig. 4.4). På grunn av diffuse og diskontinuerlige refleksjoner i de andre bassengene er det vanskelig å dele lagpakke inn i seismiske enheter. S_{3a} enheten er derfor kun tydelig observert i det nevnte sub-bassenget. Seismisk enhet S_3 representerer den øverste lagpakke og er kjennetegnet som akustisk transparent til delvis stratifisert. Lagpakkens mektighet varierer gjennom fjorden. Enheten kan korreleres med S_3 enheten identifisert i Ersfjorden.

En generell trend som er observert i begge fjordene er at de forskjellige lagpakke tynner ut i retning fjordmunningen. Dette betyr uttynning i nord for bassengene i Kaldfjorden og mot vest i Ersfjorden. Dette skyldes trolig erosjon fra havstrømmene som strømmer over tersklene i fjordene. Den asymmetriske distribusjonen av sedimentene og den karakteristiske uttynningen kan relateres til bunnstrøms-erosjon som spesielt tiltok i overgangen av sen-weichsel-holocen (Vorren et al. 1984, Plassen & Vorren 2002). En annen mulig forklaring kan være avstanden fra sedimentkilder som øker utover fjorden.

6.5.2 Litostratigrafisk sammenligning

Det er i likhet med Kaldfjorden hentet opp tre kjerneprøver fra Ersfjorden, HH13-044, 045 og 046. Disse er hentet opp fra hvert sitt basseng fra ytterst til innerst i fjorden (Fig. 6.12).

Generelt er kjerneprøvene fra Ersfjorden noe lengre enn de fra Kaldfjorden. Resultatene fra den litologiske analysen i Kaldfjorden avslørte to dominerende miljøer; glasimarinert og åpent marint. Overgangen mellom disse miljøene er markert som en overgangssone eller en skarp grense. En slik hovedtrend kan også ses i kjerneprøvene fra Ersfjorden. Figur 6.13 sammenligner fargebildene av sediment overflaten fra de ulike kjernene i Kaldfjorden og Ersfjorden.

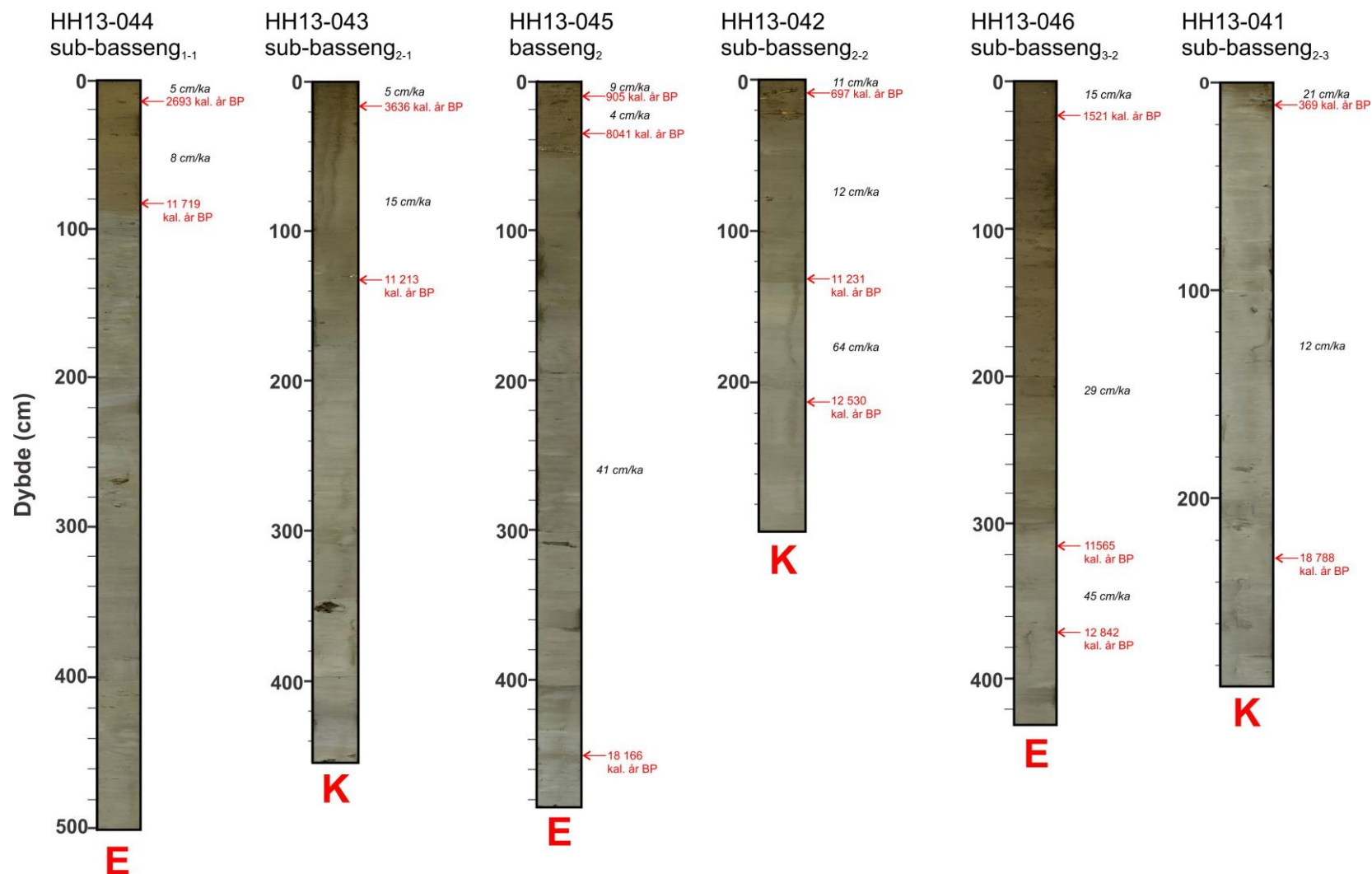
Den marine delen fra de to fjordene kjennetegnes med olivengrønn farge og en generelt homogen sediment sammensetning. Sedimentenes litofacies ligger i sjiktet siltig sand til sandig silt (siS og sSi) med unntak av kjerne HH13-044 ytterst i Ersfjorden som er dominert av siltig lettleire til lettleire. Den glasimarine delen kjennetegnes med mørk til lysegrå farge med en varierende sammensetning av laminasjon og klast materiale. Sedimentenes litofacies varierer mellom siltig lettleire og sandig silt. I motsetning til Kaldfjorden er det avdekket flere mulige massetransportavsetninger i de litologiske loggene fra Ersfjorden. De mulige massetransportavsetningene observert på seismikken fra Kaldfjorden er ikke avdekket i kjerneprøvene.

6.5.3 Sammenligning av sedimentasjonsrate, fysiske egenskaper og element geokjemi

Den generelle trenden for sedimentasjonsratene beregnet for Kaldfjorden og Ersfjorden viser en høyere rate under deglasiasjonen sammenlignet med perioden etterpå (Fig. 6.13). I likhet med Kaldfjorden er sedimentasjonsratene i Ersfjorden beregnet med utgangspunkt fra radiokarbondateringer. Sammenlignet med andre nordnorske fjorder er likevel sedimentasjonsraten i de to fjordene under deglasiasjonen lav (Plassen & Vorren 2002, 2003). I Kaldfjorden har sub-basseng₂₋₂ høyest sedimentasjonsrate og det er ikke registrert en spesiell trend, slik det er observert i Ersfjorden. Der øker raten innover i fjorden. Det at det ikke er registrert en spesiell trend i Kaldfjorden kan skyldes problemer relatert til beregning av sedimentasjonsrater diskutert i Kap 6.2. Problemene kan også relateres til Ersfjorden hvor kjerne HH13-044 kun har dateringer fra den marine delen av kjernen. Beregning av sedimentasjonsrate for den glasimarine delen blir derfor utfordrende. I den marine delen av kjerne HH13-041 øker sedimentasjonsraten i toppen av kjernen, noe som også er tilfelle i kjerne HH13-045 fra Ersfjorden. Det at Ersfjorden har høyest sedimentasjonsrate i indre deler er blitt relatert til avstanden til sedimentkilden. I den glasimarine delen var sedimentkilden tidevannsbreen som lå i indre deler av fjorden. I den marine delen har Ersfjordelva bidratt.

Den eldste dateringene i Kaldfjorden er på 18 788 kal. år. BP basert på datering av arten *Silicosigmolina groenlandica* (Tabell 5-2). Samme art er funnet i en mulig massetransportavsetning i Ersfjorden og er datert til 18 166 kal. år. BP. Selv om den er funnet i det som er tolket som en mulig massetransportavsetning korresponderer den såpass med datering fra Kaldfjorden at den må anses som troverdig. Dateringene indikerer at isfronten lå lengre inn i fjorden i forhold til posisjonen til kjerneprøve HH13-041 i Kaldfjorden og HH13-045 i Ersfjorden, noe som skapte et glasimarint miljø. Dette indikerer en tidlig start på deglasiasjonen i begge fjordene (Kap. 6.4.1). En minimumsalder for deglasiasjonens slutt er datert til 11 231 kal. år BP i Kaldfjorden. En nokså lik alder er funnet for Ersfjorden hvor minimumsalder er datert til 11 565 kal. år BP. Arten *Astarte elliptica* er også funnet og datert i begge fjordene. I Kaldfjorden er den datert til 11 213 kal. år BP og til 8041 kal. år BP i Ersfjorden. Dette tyder på marine forhold i Kaldfjorden rundt 11 213. kal. år BP og samsvarer godt med minimumsalderen for deglasiasjonen datert til 11 231 kal. år BP.

YTRE DEL AV FJORD



Figur 6.13: En sammenligning av fargebildene fra sediment overflaten i de ulike kjerneprøvene fra Kaldfjorden og Ersfjorden. Rød pil markerer dateringsaldre i kalibrerte år før nåtid. Sedimentasjonsrate er også indikert.

Element geokjemien i Ersfjorden viser et Fe/Ca forhold som er høyest i basseng₂ i sentrale deler av Ersfjorden (Kjerne HH13-045). Forholdet er 2.0 basert på Fe/Sum (0.38) og Ca/Sum (0.19). I sub-basseng₁₋₁ ytterst i Ersfjorden (Kjerne HH13-044) er Fe/Ca forholdet 1.6, derav Fe/Sum (0.36) og Ca/Sum (0.22). For kjerne HH13-046 i sub-basseng₃₋₂ er Fe/Ca forholdet 1.4, fra en Fe/Sum på 0.34 og Ca/Sum på 0.24. Resultatene fra Ersfjorden gjenspeiler den generelle trenden som er observert i Kaldfjorden. Fe/Ca forholdet er høyest i den midterste kjernen for både Ersfjorden og Kaldfjorden. Den glasimarine delen i kjernene er karakterisert med et lavt Ca/Sum innhold og høyt Fe/Sum, noe som gjenspeiler den generelt lave konsentrasjonen av skjellfragmenter. Motsatt trend gjelder i den marine delen. Det er observert noe høyere Fe-innhold i Kaldfjorden og lavere Ca-innhold sammenlignet med Ersfjorden. Forklaringen på dette kan være at Kaldfjorden ligger mer skjermet for storhavet og vannsirkulasjonen er derfor noe sterkere i Ersfjorden. Dette gjør at tilførselen av Ca-rikt materiale er høyere i Ersfjorden. Kaldfjorden får trolig mer tilførsel av land derivert materiale, derav høyere Fe-innhold. Lokale endringer i berggrunnens sammensetning i området kan også påvirke.

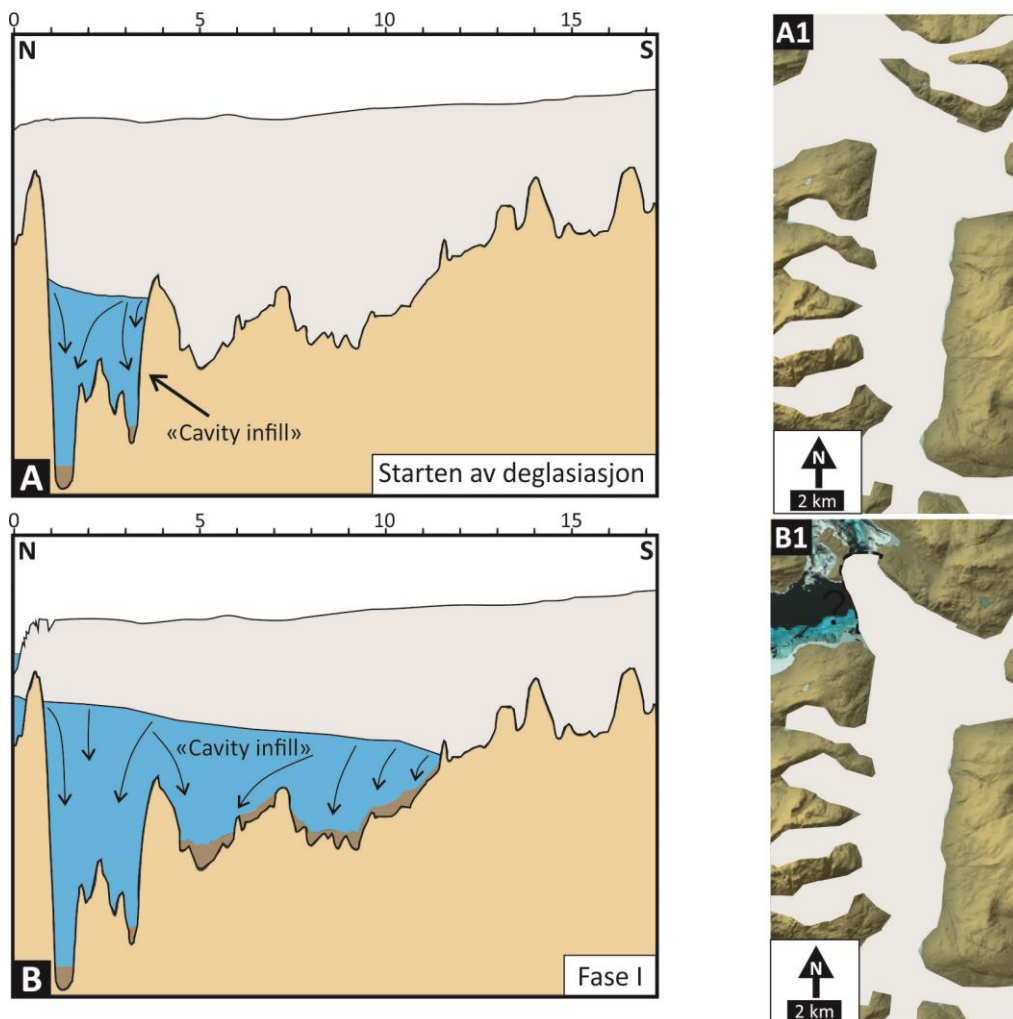
Sedimentenes magnetiske mottakelighet øker gradvis utover i Kaldfjorden. I Ersfjorden er trenden lik som for Fe/Ca forholdet. Det vil si høyest verdi for kjerne HH13-045 i sentrale deler av fjorden, deretter det ytterste bassenget (HH13-044) og minst i det innerste (HH13-046). Magnetisk mottakelighet er størst i den glasimarine delen og kan brukes som en indikator for økt tilførsel av terrigent materiale. Sedimenter med høyt Fe-innhold har større evne til å bli magnetisert og derav høye verdier i magnetisk mottakelighet for glasimarine sedimenter. Det at trenden øker utover i Kaldfjorden kan skyldes at kjerne HH13-041 trolig er forstyrret under prøvetaking og ikke inneholder en ren marin del. Dette vil påvirke gjennomsnittet for magnetisk mottakelighet. De lokale forskjellene i de ulike bassengene kan skyldes lokale forskjeller i tilførsel fra land-derivert materiale.

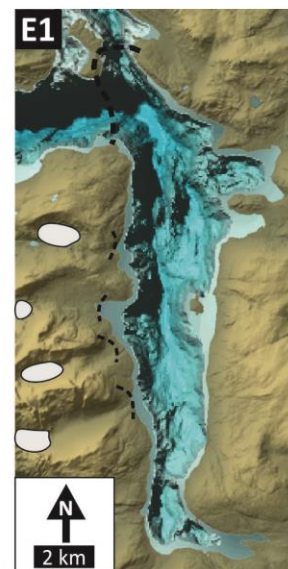
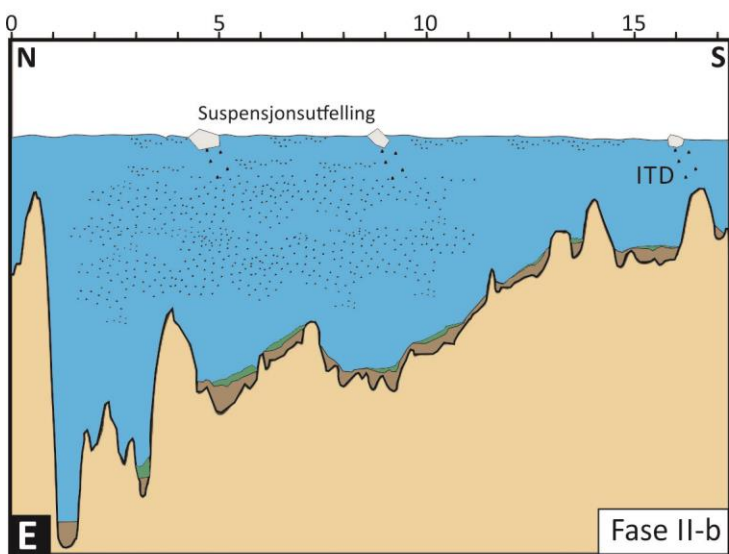
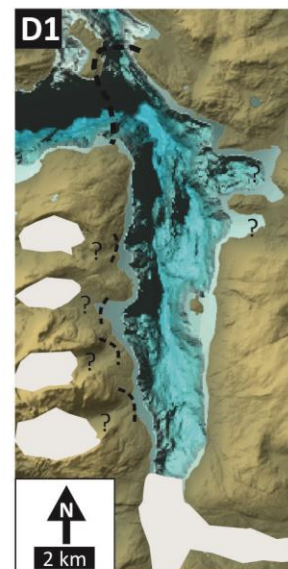
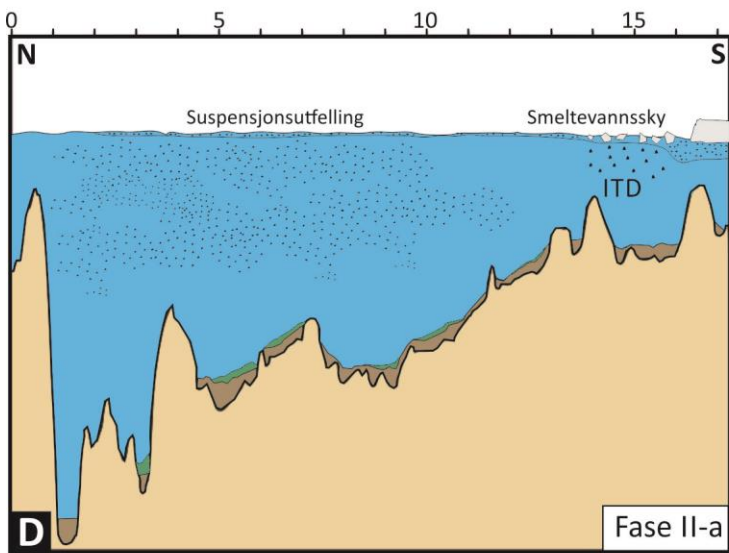
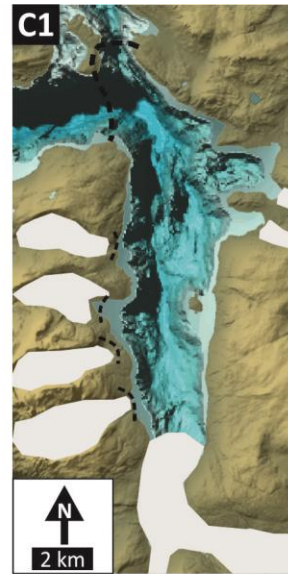
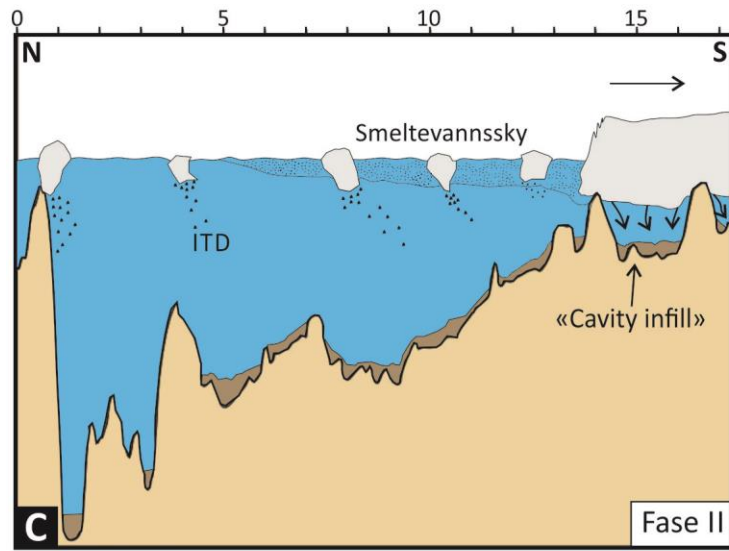
6.6 Oppsummering av deglasiasjonshistorien og utviklingen av sedimentære miljø i Kaldfjorden

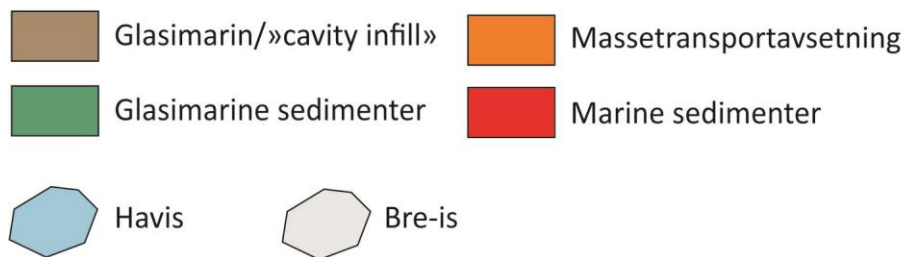
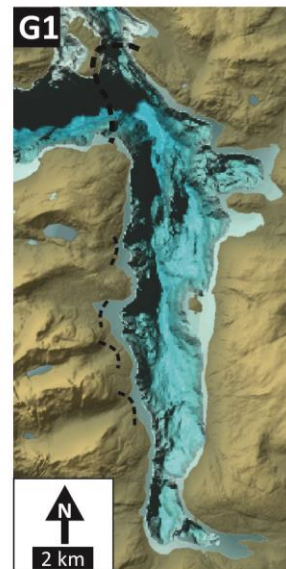
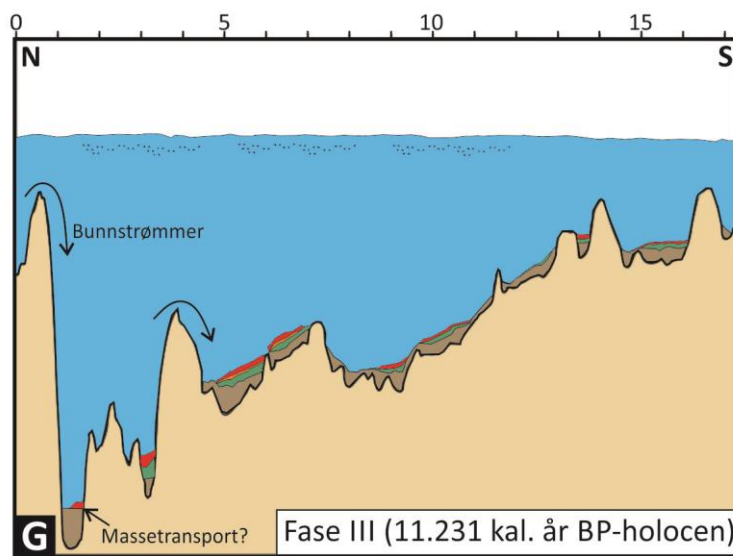
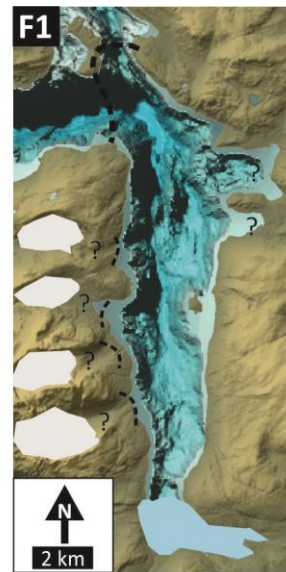
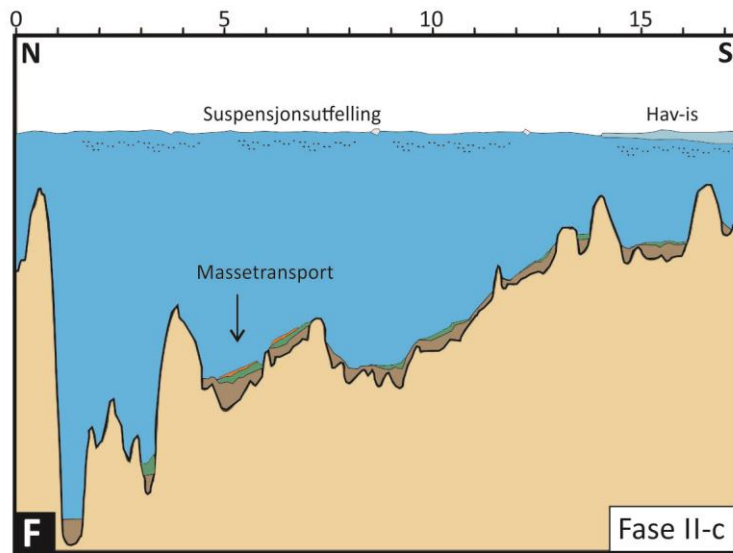
Figur 6.14 (A-G og A1-G1) illustrerer en forenklet og kortfattet deglasiasjonshistorie i Kaldfjorden presentert gjennom faser. Under siste istids maksimum var Kaldfjorden fullstendig dekket av is (A-A1). I tidlig del av deglasiasjonen da isdekket startet sin tilbaketrekning fra Eggakanten, var Kaldfjorden fortsatt dekket av is. Men isdekket ble tynnere og trolig har det løftet seg opp skapt et hulrom i det dypeste bassenget ytterst i

fjorden. Som et resultat av dette kan det ha forekommet hulroms-innfylling (B-B1). Isen ble stadig tynnere og deglasiasjonen startet for alvor (Fase I) (C-C1). Fase II markerer minimumsalder for glasimarint miljø (18 788 kal. år BP). De dominerende sedimentære prosessene proksimalt for breffronten var trolig smeltevannsskyer, suspensjonsutfelling og is-transportert debris. Videre fulgte en periode dominert med suspensjonsutfelling og ITD (Fase II-a) (D-D1). Fase II-b markerer et glasimarint miljø med suspensjonsutfelling og smeltevannstilførsel (E-E1). Videre fulgte en periode med mulige massetransportaktivitet og trolig dannelse av hav-is i indre deler av Kaldfjorden (Fase II-c) (F-F1) Slutten av deglasiasjonen er markert til 11. 231 kal. år BP. Perioden som fulgte var dominert av marine og til dels fluviale avsetninger, med sterkere bunnstrømmer i overgangen til holocen (Fase III).

Figur 6.14: Sekvens A-G illustrerer utviklingen av det sedimentære miljøet i Kaldfjorden under sen-weichsel og holocen. Sekvens A1-G1 viser en trolig utvikling av innlandsisen og lokale breer gjennom samme periode.







7. Konklusjon

Tre sedimentkjerner og en seismisk linje fra Kaldfjorden har blitt analysert, tolket og korrelert for å kunne belyse utviklingen av sedimentære prosesser og rekonstruere deglasiashistorien og paleo-miljø i fjorden.

- Kaldfjorden kan deles inn i fire hoved-basseng med varierende størrelse og dybde. Bassengene avgrenses av totalt fire terskler. Sediment-mektigheten er opptil 40 m.
- Basert på den seismiske linjen er det blitt identifisert totalt fem regionale refleksjoner og definert fire seismiske enheter. Refleksjons-amplitude varierer lateralt i fjorden og veksler fra diskontinuerlig til kontinuerlig. De seismiske enhetene er i hovedsak akustisk transparent med varierende interne refleksjoner. Noen av de interne refleksjonene indikerer mulige massetransportavsetninger og andre representerer endringer i kornstørrelse. De seismiske enhetene tynner ut retning fjordmunningen.
- Enhet S₁ representerer et sub-glasialt miljø med dominerende «cavity infill» og mulig tilstedeværelse av bunnmorene. Enheten er klart mektigst. S₂ representerer et proksimalt glasimarint miljø med dominerende prosesser som suspensjonsavsetning og is-transport. S₃ representerer et åpent marint miljø dominert av fluvial tilførsel og marin sedimentasjon, forstyrret av avsetning fra mulig massetransport aktivitet (S_{3a}).
- Totalt tre litologiske enheter har blitt definert. Den dypeste enheten representerer litofacies siltig leire og inneholder spredte klaster. Avsetningene er tolket som glasimarine sedimenter. Øverste enhet representerer litofacies sandig silt eller siltig sand og tolket som marine sedimenter. Enheten mellom disse to er tolket å representere en overgangssone mellom glasimarint og marint miljø.
- Sedimentasjonshastigheten i fjorden har vært høyere under deglasiasjonen, enn under postglasial tid. Sammenlignet med andre fjordsystemer har den glasimarine sedimentasjonen likevel vært lav (Plassen & Vorren 2002, 2003).
- De glasimarine sedimentene har høyt Fe-innhold som gjenspeiles i høy magnetisk mottakelighet. En indikasjon på høy tilførsel av terrigent materiale. De marine sedimentene viser motsatt trend og har høyere Ca-innhold noe som gjenspeiler økt tilførsel av organisk materiale.
- Deglasiasjonen i de innerste delene av Kaldfjorden begynte trolig før 18 790 kal. år BP. Dette indikerer en tidligere start på deglasiasjonen sammenlignet med deglasiasjonen i Andfjord-Vågsfjord området (Vorren & Plassen 2002). Det er ikke

gjort funn på den seismiske linjen eller i sedimentkjernene som indikerer breframstøt eller større opphold i fjorden. Den relativt lave sediment-mektighet i bassengene støtter opp om dette.

- Høy sedimentasjonsrate mellom 12 530-11 230 kal. år BP kan relateres til deler av yngre dryas perioden og indikerer økt sedimenttilførsel, trolig fra lokale breframstøt. Funn av is-transportert debris i intervallet støtter observasjonen.
- Dateringen på 11 230 kal. år BP i marine sedimenter markerer slutten på deglasiasjonen og overgangen fra et glasimarint til et åpent marint miljø i fjorden.
- Ujevn fordeling av de øvre sedimentlagene relateres til økt bunnstrøms-regime i overgangen fra sen-weichsel-holocen.
- De postglasiale sedimentene i fjorden er avsatt fra suspensjonsutfall eller som omarbeidet materiale i form av massetransport. Hoved-sedimentkilder i dagens fjord er materiale avsatt fra tilstøtende elver og materiale fraktet med havstrømmene i det de strømmer inn i fjordbassengene.
- En tidlig oppstart og slutt av deglasiasjonen i Kaldfjorden, korrelerer godt med nabofjorden Ersfjorden.
- Kaldfjorden har et høyere Fe-innhold og lavere Ca-innhold sammenlignet med Ersfjorden. Lavere Ca-innhold kan skyldes at Kaldfjorden ligger mer skjermet for storhavet og ikke er eksponert for like sterk vannsirkulasjon og derav mindre tilgang på organisk materiale eller næringsstoffer som fører til bedre leveforhold for organismer. Høyere land-derivert tilførsel kan forklare høyere Fe-innhold.
- Det er ikke observert massetransportavsetninger i sedimentkjernene slik det er fra Ersfjorden. Mulige massetransportavsetninger er likevel identifisert på seismikken.

8. Anbefalt videre arbeid

Resultatene fra denne studien har gitt ny informasjon om sedimentære prosesser, paleo-miljø og deglasiasjonshistorie i Kaldfjorden området. Studien indikerer tilbaketrekning av innlandsisen i fjorden og dermed starten på deglasiasjonen til før 18 790 kal. år BP. Denne observasjonen er interessant med tanke på at dette indikerer en tidligere start på deglasiasjonen av Kaldfjorden området sammenlignet med arbeider fra de større fjordsystemene som Andfjorden-Vågsfjorden. Studien har fremhevet en rekke interessante områder der videre forskning anbefales for å tilegne seg en bedre forståelse basert på fullstendige og mer nøyaktige resultater. De anbefalte retningene av det videre arbeidet er:

- Batymetri data fra fjordbassengene som gjør det mulig å utforske havbunnens overflate, med tanke på sedimenttyper og deres fordeling.
- Samle inn mer høy-oppløselig seismikk med tanke på bedre kartlegging av seismostratigrafien i fjorden. Både flere langsgående seismiske linjer og ikke minst krysslinjer for å studere sediment distribusjonen og mektigheten i fjordbassengene.
- Flere sedimentkjerner som kan gi en mer nøyaktig litostratigrafi. Kjerneprøver som går inn i de eldste lagene slik at starten på deglasiasjonen blir bedre forstått og om den mulige tidlige deglasiasjons starten i Kaldfjorden området er reell. Flere kjerner som penetrerer glasimarine sedimenter burde bli analysert for å kunne avgrense overgangen fra et glasimarinert til et åpent marint miljø mer nøyaktig.
- Muligheten for flere kjerneprøver fra hele fjorden som kan bidra til å bestemme postglasial massetransportaktivitet. Avsetningene burde dateres og korreleres med seismiske profiler slik at deres utbredelse og kildeområde kan bli kartlagt.
- Sedimentkjernene burde også bli analysert for mikro og makro fauna samlinger for å kunne dokumentere miljøvariasjoner slik som temperatur, salinitet, vannsirkulasjon og bunnstrøms-regime. Flere dateringer vil gi muligheten til å registrere kortvarige miljøvariasjoner.
- De nye dateringene gir også mulighet for å beregne flere sedimentasjonsrater som gjør at små variasjoner kan registreres. Dette er interessant med tanke på sedimenttilførselen fra lokale breer og deres påvirkning på fjorden.

9. Referanser

- Aarseth, I., Lønne, Ø. & Giskeødegaard, O.**, 1989: Submarine slides in glaciomarine sediments from some western Norwegian fjords. *Marine Geology* 88, p 1-21.
- Aarseth, I.**, 1997: Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles: *Marine geology*, v. 143, p 39-53.
- Andersen, B. G.**, 1968: Glacial geology of western Troms, North Norway. *Norges geologiske Undersøkelse*. 256. 160 p.
- Andersen, B. G., Manglerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M., and Bergstrøm, B.**, 1995, Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway: *Quaternary International*, v. 28, p 147-169.
- Andreassen, K.**, 2009: Marine Geophysics, lecture notes for Geo-3123, University of Tromsø.
- Bergh, S.G., Corfu, F., Myhre, P.I., Kullerud, K., Armitage, P. E. B., Zwaan, K.B., Ravna, E. J. K., Holdsworth, R.E., Chattopadhyaya, A.**, 2012: Was the Precambrian Basement of Western Troms and Lofoten-Vesterålen in Northern Norway linked to the Lewisian of Scotland? A comparison of crustal components, tectonic evolution and amalgamation history, Chapter 11 (<http://dx.doi.org/10.5772/48257>).
- Bergh, S. G., Kullerud, K., Armitage, P.E.B., Zwaan, K.B., Corfu, F., Ravna, E.J.K & Myhre, P.I.**, 2010: Neoproterozoic through Svecofennian tectonomagmatic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology*. Vol 90, p 21-48.
- Bard, E., Tuna, T., Fagault, Y., Bonvalot, L., Wacker, L., Fahrni, S., & Synal, H.-A.**, 2015: AixMICADAS, the accelerator mass spectrometer dedicated to ¹⁴C recently installed in Aix-en-Provence, France. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*.
- Batchelor, C.L., Dowdeswell, J.A. & Hogan, K.A.**, 2011: Late Quaternary ice flow and sediment delivery through Hinlopen Trough, Northern Svalbard margin: Submarine landforms and depositional fan. *Marine Geology*, 284, p 13-27,
- Bowman, S.**, 1990: *Radiocarbon dating*. Berkley and Los Angeles: University of California Press.
- Boulton, G.S., Paul, M.A.**, 1976: The influence of genetic processes on some geotechnical properties of tills. *Journal of Engineering Geology* 9, p 159–194.
- Boulton, G.S.**, 1982: Subglacial processes and the development of glacial bedforms. In: Davidson-Arnott, R., Nickling, W., Fahey, B.D. (Eds.), *Research in Glacial, Glacio-fluvial and Glaciolacustrine Systems*. Geo Books, Norwich, p 1–31.
- Boulton, G.S., van der Meer, J.J.M., Hart, J., Beets, D., Ruegg, G.H.J., van der Wateren, F.M. & Jarvis, J.** 1996: Till and moraine emplacement in a deforming bed surge – an example from a marine environment. *Quaternary Science Reviews* 15, p 961-987.
- Bjørlykke, K.**, 2001: *Sedimentologi og petroleumsgologi*. Gyldendal Norsk Forlag.
- Bøe, R., Rise, L., Blikra, L.H., Longva, O. & Eide, A.** 2003: Holocene mass-movement processes in Trondheimsfjorden, Central Norway. *Norwegian Journal of Geology* 83, p 3-22.
- Cai, J., Powell, R. D., Cowman, E. A., and Carlson, P. R.**, 1997: Lithofacies and seismic-reflection interpretation of temperate glaciomarine sedimentation in Tarr Inlet, Glacier Bay, Alaska.: *Marine Geology*, Vol. 143, p 5-37.
- Clark, C. D. and C. R. Stokes.** 2001. Extent and basal characteristics of the M'Clintock Channel palaeo ice stream. *Journal of Quaternary Science*, Vol 86, p 81-101.

- Corfu, F., Armitage, P.E.B., Kullerud, K & Bergh, S.G.** 2003: Preliminary U-Pb geochronology in the Western Troms Basement Complex, North Norway: Archaean and Paleoproterozoic events and younger overprints. *Geological Survey of Norway Bulletin*, 441, p 61-72.
- Corner, G.D.**, 1980. Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen-Storfjord area, Troms, North Norway. *Boreas*, Vol 9, p 239-249.
- Corner, G. D.**, 2005: a) Atlantic Coast and Fjords, b) Scandes Mountains. *Geography of Fennoscandia*: Oxford University Press, 432 p, ISBN 0-19-924590-8.
- Corner, G.D.**, 2006: A transgressive-regressive model of fjord-valley fill: stratigraphy, facies and depositional controls: *Society of Sedimentary Geology*, Vol. 85.
- Cowan, E.A., Powell, R.D.**, 1990: Suspended sediment transport and deposition of cyclically interlaminated sediment in a temperate glacial fjord, Alaska, U.S.A. In: Dowdeswell, J.A., Scourse, J.D. (Eds.), *Glacimarine Environments: Processes and sediments*. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 53, p 75-89.
- Cowan, E.A., Cai, J., Powell, R.D., Clark, J.D., Pitcher, J.N.**, 1997: Temperate glacimarine varves: An example from Disenchantment Bay, Southern Alaska. *J. Sediment. Res.* 67 (3) p 536-549.
- Croudace, I. W., Rindby, A., and Rothwell, R. G.**, 2006: ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 267, no. 1, p. 51-63.
- Dannevig, P.**, 2009, Troms:klima: <http://snl.no/Troms/klima>.
- Dehls, J. F., Olesen, O., Olsen, L., and Harald Blikra, L.**, 2000: Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuoragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults: *Quaternary Science Reviews*, v. 19, no. 14, p. 1447-1460.
- Domack, E., & McClennen, C.** 1996: Accumulation of glacial marine sediments in fjords of the Antarctic Peninsula and their use as late Holocene paleoenvironmental indicators. In R. Ross, E. Hofmann, L. Quetin, R. Ross, E. Hofmann, & L. Quetin (Eds.), *Foundations for ecological research west of the Antarctic Peninsula*. (Vol. 70, p. 135-154). *Antarctic Research Series*.
- Dowdeswell, J. A., & Dowdeswell, E. K.** 1989: Debris in icebergs and rates of glaci-marine sedimentation: observations from Spitsbergen and a simple model. *Journal of Geology*, 97, 221-231.
- Eilertsen, R., Corner, G.D., Aasheim, O.**, 2005: Deglaciation chronology and glaciomarine successions in the Malangen-Målselv area, northern Norway. *Boreas*, Vol 34, 233-251.
- Elverhøi, A., Lønne, Ø. & Seland, R.** 1983: Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen. *Polar Research* 1 n.s., p 127-149.
- Elverhøi, A.** 1984: Glacigenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitsbergen and the Barents Sea: a review. *Marine Geology* 57, p 53-88.
- Elverhøi, A., Svendsen, J.I., Solheim, A., Andersen, E.S., Milliman, J., Mangerud, J. & Hooke, R. LeB.** 1995: Late Quaternary sediment yield from the High Arctic Svalbard area. *The Journal of Geology* 103, 1-17.
- Ersdal, G.**, 2001: An overview of ocean currents with emphasis on currents on the Norwegian continental shelf: NPD (preliminary version), p 40.
- Evans, D.J.A., Philips, E.R., Hiemstra, J.F., Auton, C.A.**, 2006: Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews* 78, pp 115-176.
- Faleide, J.I., Tsikalas, F., Breivik, A.J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, Ø., Wilson, J., Edholm, O.**, 2008: Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea.
- Fimreite, S., Vorren, K.-D. and Vorren, T.O.**, 2001: Vegetation, climate and ice-front oscillations in the Tromsø area, northern Norway during the Allerød and Younger Dryas. *Boreas*, Vol 30, p 89-100.

- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J. F., and Fjeldskaar, I.,** 2000: Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia: *Quaternary Science Reviews*, vol 19, no. 14, p. 1413-1422.
- Folk, R.** 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *The Journal of Geology*, 62(4), 344-359.
- Forsberg, C. F., Solheim, A., & Kvalstad, T. J.** 2007: Slope instability and mass transport deposits on the Godavari river delta, east indian margin from a regional geological perspective. In V. Lykousis, D. Sakellariou, & J. Locat, pp. 19-28. Springer.
- Forwick, M.** 2001. Development of the sedimentary environment in Balsfjord, northern Norway. Cand. Scient. Thesis in geology. Department of Geology, University of Tromsø.
- Forwick, M & Vorren, T. O.,** 2002: Deglaciation History and Postglacial Sedimentation in Balsfjord (North Norway): *Polar Research* 2002, Vol. 21, pp. 259 - 266.
- Forwick, M & Vorren, T.O.** 2007: Holocene mass-transport activity and climate in outer Isfjorden, Spitsbergen: marine and subsurface evidence: *The Holocene*, 17(6), pp. 707-716.
- Forwick, M & Vorren, T.O** 2009: Late Weichselian and Holocene sedimentary environments and ice rafting in Isfjorden, Spitsbergen: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280, pp. 258-274.
- Forwick, M. & Vorren, T.O.,** 2010: Stratigraphy and deglaciation of the Isfjorden area, Spitsbergen. *Norwegian Journal of Geology* 90, 163-179.
- Forwick, M. & Vorren, T.O.,** 2011: Mass wasting in Isfjorden, Spitsbergen: In Y.Yamada, K. Kawamura, K. Ikehara, Y. Ogawa, R. Urgeles, D. Mosher, J. Chaytor & M. Strasser (Eds.), *Submarine mass movements and their consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research* (Vol. 31, pp. 711-722). Netherland: Springer-Verlag, New York.
- Forwick, M., Dijkstra, N., Fabian, C., Faust, J., Franek, P., Iversen, S., Jernas, P., Kneis, K., O'Regan, M., Preto, P., Sauer, S., and Velle, J.,** 2013: CRUISE REPORT; Marine-geological cruise to north Norwegian fjords and the continental shelf off northern Norway on R/V Helmer Hanssen, April 15th - 24th 2013; Department of Geology, University of Tromsø.
- Forwick, M.,** 2013: *How to use XRF core scanner data aquired with the Aavatech XRF core scanner at the Department of Geology, University of Tromsø.* Tromsø: Department of Geology.
- Friedman, G.M., Sanders, J.E. and Kopaska-Merkel, D.C.,** 1992: Principles of sedimentary deposits - stratigraphy and sedimentology. Maximillan Publishing Company, New York, 717 pp.
- Fujifilm.** 2014: *Fujifilm Technical Handbook: The Fundamentals of Industrial Radiography.* Tokyo: Fujifilm Corporation.
- Gade, H. G.,** 1986: Features of fjords and ocean interaction: In: B.G. Hurdle (Editor), *The Nordic Seas.* Springer Verlag, New York, p. 183-189.
- GEOTEK,** 2000: Geotek Multi-Sensor Core Logger (MSCL) Manual; version November 2000.
- GEOTEK.** 2014: Fra "Manual; Multi-Sensor Core Logger":
<http://www.geotek.co.uk/sites/default/files/MSCLmanual.pdf>. b) *GEOTEK X-ray Core Imaging with CT MSCL-XCT: Linear images & 3D reconstruction of sediment and rock cores.*
http://www.geotek.co.uk/sites/default/files/Geotek_MSCL-XCT.pdf
- Grossmann, E. L.** 1987: Stable isotopes in modern benthic foraminifera: a study of vital effects. *Journal of Foraminifera Research*, 17, 48-61.
- Hald, M & Vorren, T.O.,** 1983: A shore displacement curve from the Tromsø district North Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, Vol. 63, pp 103-110.

- Hald, M. and Vorren, T.O.**, 1984: Modern and Holocene foraminifera and sediments on the continental shelf off Troms, North Norway. *Boreas*, 13: 133-154.
- Hald, M., Husum, K., Vorren, T.O., Grøsfjeld, K., Jensen, H.B., Sharapova, A.**, 2003: Holocene climate in the subarctic fjord Malangen, northern Norway: a multi-proxy study. *Boreas*, Vol 32, pp 543-559.
- Hambrey, M.** 1994: *Glacial environments*. UCL Press, London.
- Hjelstuen, B.O., Sejrup, H.P., Haflidason, H., Nygård, A., Ceramicola, S., Bryn, P.**, 2005: Late Cenozoic glacial history and evolution of the Storegga Slide area and adjacent slide flank regions, Norwegian continental margin.
- Hjelstuen, B.O., Haflidason, H., Sejrup, H.P. & Lyså, A.** 2009: Sedimentary processes and depositional environments in glaciated fjord systems – Evidence from Nordfjord, Norway. *Marine Geology* 258, 88-99.
- Holmes GW, Andersen BG.** 1964: Glacial chronology of Ullsfjord, northern Norway. United States Geological Survey Professional Paper 475D: 159–163
- Holtedahl, H.**, 1975. The geology of the Hardangerfjord, West Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 323: 1-87.
- Hopkins, T. S.**, 1991, The GIN Sea - A synthesis of its physical oceanography and literature review 1972-1985: *Earth-Science Reviews*, v. 30, p. 175-318.
- Howe, J. A., Austin, W. E. N., Forwick, M., Paetzel, M., Harland, R., and Cage, A. G.**, 2010, Fjord systems and archives: a review: Geological Society, London, Special Publications, v. 344, no. 1, p. 5-15.
- Høgaas, F., Hansen, L., Rindstad, B.I., Sveian, H., Olsen, L.**, 2012: Database for registrering av marin grense (MG) i Norge. Rapport 2012. 063, ISSN 0800-3416, Norges geologiske undersøkelse.
- Indrevær, K., Bergh, S.G., Koehl, J.-B., Hansen, J.-A., Schermer, E. & Ingebrigtsen, A.** 2013. Post-Caledonian brittle fault zones on the hyperextended SW Barents Sea Margin: New insights into onshore and offshore margin architecture. *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 93, pp 167–188.
- Indrevær, K., Stunitz, H & Bergh, S.G.**, 2014: On Palaeozoic- Mesozoic brittle normal faults along the SW Barents Sea margin: fault processes and implications for basement permeability and margin evolution. *Journal of the Geological society*, Vol 171, pp 831-846.
- Jørgensen, P., Sørensen, R., Haldorsen, S.**, 1997: *Kvartærgeologi*. Tun-forlag, 2. utgave.
- Knies, J., Kleiber, H.-P., Matthiessen, J., Müller, C., Nowaczyk, N.**, 2001: Marine ice-rafted debris records constrain maximum extent of Saalian and Weichselian ice-sheets along the northern Eurasian margin. *Glob. Planet. Change* 31, 45–64.
- Kukla, G.J., Bender, M.L., Beaulieu, J.L., Bond, G., Broecker, W.S., Cleveringa, P., Gavin, J.E., Herbert, T.D., Imbrie, J., Jouzel, J., Keigwin, L.D., Knudsen, K.L., McManus, J.F., Merkt, J., Muhs, D.R., Müller, H., Poore, R.Z., Porter, S.C., Seret, G., Shackleton, N.J., Turner, C., Tzedakis, P.C., Winograd, I.J.**, 2002: Last interglacial climates. *Quaternary research*, Vol 58, pp 2-13.
- Kullerud, K., Corfu, F., Bergh, S., Davidsen, B., & Ravna, E.** 2006a. U-Pb constraints on the Archaean and Early Proterozoic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway. *Geological Society of Finland Bulletin, Special Issue 1*.
- Kullerud, K., Skjerlie, K.P., Corfu, F., de la Rosa, J. D.**, 2006b: The 2.40 Ga Ringvassøy mafic dykes, West Troms Basement Complex, Norway: The concluding act of early Palaeoproterozoic continental breakup. *Precambrian Research*, Vol 150, pp 183-200.
- Laberg, J.-S., & Vorren, T. O.** 1995: Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan. *Marine Geology*, Vol 127, pp 45-72.

- Laberg, J. S., Vorren, T.O., Kenyon, N.H., Ivanov, M., Andersen, E.S.** 2005a: A modern canyon-fed sandy turbidite system of the Norwegian Continental Margin. *Norwegian journal of geology*, Vol 85, pp 267-277.
- Laberg, J.S., Stoker, M.S., Dahlgren, K.I.T., de Haas, H., Hafflidason, H., Hjelstuen, B.O., Nielsen, T., Shannon, P.M., Vorren, T.O., van Weering, T.C.E., Ceramicola, S.**, 2005b. Cenozoic along-slope processes and sedimentation on the NW European Atlantic margin. *Marine and Petroleum Geology*, Vol 22, 1069-1088.
- Larsen, V.**, 1983: Den geologiske utviklingen under sen-weichsel på nordvestlige del av Kvaløya, Troms. Hovedfagsoppgave i eksogen geologi, Institutt for biologi og geologi, Universitetet i Tromsø, våren 1983.
- Larsen, E., Kjær, K.H., Demidov, I.N., Funder, S., Grøsfjeld, K., Nielsen, M.H., Jensen, M., Linge, H., Lyså, A.**, 2006: Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*, Vol 35, pp 394-424.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E.**, 2005: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, Vol 20.
- Lysa, A. & Vorren, T.O.** 1997: Seismic facies and architecture of icecontact submarine fans in high-relief fjords, Troms, northern Norway-. *Boreas* 26, 309-328.
- Mangerud, J., and Gulliksen, S.**, 1975: Apparent radiocarbon ages of Recent marine shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada. *Quaternary Research* 5:236-237.
- Mangerud, J.**, 1989: Correlation of the Eemian and the Weichselian with deep sea oxygen isotope stratigraphy. *Quaternary international* Vol 34, pp 1-4.
- Mangerud, J.**, 1992: Naturlige klimavariasjoner (II). Årsakene til istider og mellomistider. *Naturen* 3, pp 115-123.
- Mangerud, J., Dokken, T., Hebbeln, D., Heggen, B., Ingolfsson, O., Landvik, J.Y., Mejdahl, V., Svendsen, J.I., Vorren, T.O.**, 1998: Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea ice sheet during the last 150 000 years. *Quaternary Science Reviews*, Vol 17, pp 11-42.
- Mangerud, J.**, 2004: Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. *Quaternary glaciations-Extent and Chronology*. Elsevier, pp 271-294.
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Karin Hufthammer, A., and Høisæter, T.**, 2006: Marine 14C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic: *Quaternary Science Reviews*, v. 25, no. 23-24, p. 3228-3245.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø., Svendsen, J.I.**, 2011. Glacial history of Norway. In: Ehlers, J., Gibbard, P., Hughes, P. (Eds.), *Quaternary Glaciations Extent and Chronology*. Elsevier, Amsterdam.
- Mareano**, 2015, <http://www.mareano.no/>.
- McManus, J., Berelson, W.M., Klinkhammer, G.P., Johnson, K.S., Coale, K.H., Anderson, R.F., Kumar, N., Burdige, D.J., Hammond, D.E., Brumsack, H.J., McCorkle, D.C., Rushidi, A.**, 1998: Geochemistry of barium in marine sediments: Implications for its use as a paleoproxy. Volume 62 pp 3453-3473. Elsevier.
- Meteorologisk institutt** 2015, www.met.no
- Morton, R. A., and White, W. A.**, 1997: Characteristics of and Corrections for Core Shortening in Unconsolidated Sediments: Coastal Education & Research Foundation.
- Olsen, J.A.**, 2015. Sedimentære avsetningsmiljøer og deglasiasjonshistorie i Ersfjorden, Kvaløya, Troms fylke. Masteroppgave November 2015, Fakultetet for naturvitenskap og teknologi, institutt for geologi, Universitetet i Tromsø.

- Ottesen, D., Dowdeswell, J.A., Rise, L.,** 2005a: Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: the 2500-km-long Norwegian–Svalbard margin (57–801N). *Geological Society of America Bulletin* 117, 1033-1050.
- Ottesen, D., Rise, L., Knies, J., Olsen, L., Henriksen, S.,** 2005b: The Vestfjorden-Trænadjupet palaeo-ice stream drainage system, mid-Norwegian continental shelf. *Marine Geology* 218, 175–189.
- Ottesen, D., Stokes, C.R., Rise, L., Olsen, L.,** 2008: Ice-sheet dynamics and ice streaming along the coastal parts of northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, Vol 27, pp 922-940.
- Peterson, D.N.,** 1970: Glaciological investigations on the Casement Glacier south-east Alaska. Ohio State University, Institute of Polar Studies, p. 36.
- Plassen, L. & Vorren, T.O.,** 2002: Late Weichselian and Holocene sediment flux and sedimentation rates in Andfjorden and Vågsfjorden, North Norway. *Journal of Quaternary Science*, Vol 17, pp 161-180.
- Plassen, L & Vorren, T.O.,** 2003: Sedimentary processes and the environment during deglaciation of a fjord basin in Ullsfjorden, North Norway. *Norwegian Journal of Geology*, Vol 83, pp. 23-26.
- Plassen, L., Vorren, T.O. & Forwick, M.** 2004: Integrated acoustic and coring investigation of glacial deposits in Spitsbergen fjords. *Polar Research* 23, 89-110.
- Polyak, L., Alley, R.B., Andrews, J.T., Grette, J.B., Cronin, T.M., Darby, D.A., Dyke, A.S., Fritzpatrick, J.J., Funder, S., Holland, Marika., Jennings, A.E., Miller, G.H., O'Reagan, M., Savelle, J., Serreze, M., St John, K., White, J.W.C., Wolff, E.** 2010: History of sea ice in the Arctic. Vol, 29, pp 1757-1778. Elsevier
- Quinn, R., Bull, J. M. & Dix, J. K.,** 1998: Optimal processing of marine high-resolution seismic reflection (Chirp) data. *Marine Geophysical Researches*, 20, pp. 13-20, doi: 10.1023/A:1004349805280.
- Richter, T. O., van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H. C., De Haas, H., and van Weering, T. C. E.,** 2006: The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments: Geological Society, London, Special Publications, v. 267, no. 1, p. 39-50.
- Rise, L., Bøe, R., Riis, F., Bellec, V.K., Laberg, J.S., Eidvin, T., Elvenes, S., Thorsnes, T.,** 2013: The Lofoten-Vesterålen continental margin, North Norway: Canyons and mass-movement activity. *Marine and Petroleum geology*, Vol 45, pp 134-149.
- Rothwell, R. G., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I. W., and Frenz, M.,** 2006: Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1–3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis: Geological Society, London, Special Publications, v. 267, no. 1, p. 79-98.
- Rydningen, T.A., Vorren, T.O., Laberg, J.S., Kolstad, V.,** 2013: The marine-based NW Fennoscandian ice sheet: glacial and deglacial dynamics as reconstructed from submarine landforms. *Quaternary science reviews*, Vol 68, pp 126-141.
- Siegert, M., Dowdeswell, J. A., Hald, M. & Svendsen, J. I.** 2001: Modelling the Eurasian Ice Sheet through a full (Weichselian) glacial cycle. *Global and Planetary Change*, Vol 31, 367-385.
- Stewart, F.S. & Stoker, M.S.** 1990: Problems Associated with Seismic Facies Analysis of Diamicton-Dominated, Shelf Glacial Sequences. *Geo-Marine Letters* 10, 151-156.
- Stoker, M.S., Pheasant, J.B., Josenhans, H.** 1997: Seismic methods and interpretation.
- Stuiver, M., and Reimer, P. J.,** 1986-2015: CALIB Radiocarbon Calibration; <http://calib.qub.ac.uk/calib/>.
- Sundby, S.,** 1984: Influence of bottom topography on the circulation at the continental shelf off northern Norway: Fiskeridirektoratets Skrifter Serie Havforskningsundersøkelser, v. 17, p. 501-519.

- Sveian, H., 2004**, Isen kom - og forsvant: IN: Ka dokker mein førr stein! (R.Dahl & H. Sveian Eds.): Norges geologiske undersøkelse.
- Sveian, H & Bergstrøm, B** 2004: Storbrens holdeplass i Sør-Troms og Isens fotefar i Nord-Troms (In: Ka dokker mein førr stein!) (R. Dahl & H. Sveian Eds.): Norges geologiske undersøkelse.
- Sveian, H., Bergstrøm, B., Blikra, L. H., and Dahl, R., 2004**, Og landet steg. In: Ka dokker mein førr stein! (R.Dahl & H. Sveian Eds.): Norges geologiske undersøkelse.
- Sveian, H., and Corner, G., 2004**, Lyngens isbreer før og nå: IN: Ka dokker mein førr stein! (R.Dahl & H. Sveian Eds.): Norges geologiske undersøkelse.
- Sveistrup, T.E., 1984**: Retningslinjer for beskrivelse av jordprofil. *Jord og myr*, 2/84, 30-77.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingo´lfsson, O´., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lysa, A., Mangerud, J., Matioushkov, A., Murray, A., Mo´ller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F. & Stein, R.** 2004: Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* 23, 1229-1271.
- Syvitski, J. M. P., Burrell, D. C., and Skei, J. M., 1987**, Fjords: processes and products: Springer-Verlag, New York, p. 379.
- Syvitski, J. M. P., 1989**: On the deposition of sediment within glacier-influenced fjords: Oceanographic controls. *Marine Geology*, Vol 85, pp 301-329.
- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M., & Bickert, T.** 2007: Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(2), 1-12.
- Udden, J.** 1914: Mechanical composition of clastic sediments. *The Geological Society of America Bulletin*, 25, 543-548.
- Vivian, R., 1975**: Les Glaciers des Alpes Occidentales. Allier, Grenoble.
- Vorren, T.O., 1979**: Pre-Late Weichselian fossils at Kvalsundet near Tromsø, North Norway. *Norges geologiske tidsskrift* 59, pp 101-105.
- Vorren, T.O. and Elvsborg, A., 1979**. Late Weichselian deglaciation and paleoenvironment of the shelf and coastal areas of Troms, north Norway - a review. *Boreas*, Vol 8, pp 247-253.
- Vorren, T.O., Corner, G.D., Nagy, J., 1981**: Weichselian sediments containing redeposited interstadial/interglacial fossils at Slettaelva, North Norway. *Boreas*, Vol. 10, pp. 477-484.
- Vorren, T.O., Edvardsen, M., Hald, M. and Thomsen, E., 1983a**: Deglaciation of the Continental Shelf off Southern Troms, North Norway. *Norges geologiske Undersøkelse*, 380, pp 173-187
- Vorren, T.O., Hald, M., Edvardsen, M. and Lind-Hansen, O.-W., 1983b**: Glacigenic sediments and sedimentary environments on the continental shelves: General principles with a case study from the Norwegian Shelf. In: J. Ehlers (Editor), *Glacial deposits in North-West Europe*. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 61-73.
- Vorren, T.O., Hald, M. and Thomsen, E., 1984**: Quaternary sediments and environments on the continental shelf off northern Norway. *Marine Geology*, Vol 57: 229-257.
- Vorren, T. O., Vorren, K.-D., Alm, T., Gulliksen, S. & Løvlie, R.** 1988: The last deglaciation (20 000–11 000 BP) on Andøya, northern Norway. *Boreas* Vol 17, pp 41–77.

Vorren, T.O., Laberg, J.S., Blaume, F., Dowdeswell, J.A., Kenyon, N.H., Mienert, J., Rumohr, J., Werner, F., 1998: The Norwegian-Greenland sea continental margins: Morphology and late Quaternary sedimentary processes and environment. *Quaternary Science Reviews*, Vol 17, pp 273-302.

Vorren, T.O & Plassen, L. 2002: Deglaciation and paleoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*. Vol. 31, pp. 97-125.

Vorren, T.O. 2003: Subaquatic Landsystems: Continental Margins. In: Evans, D.J.A. (ed.): *Glacial Landsystems*. Hodder Arnold, London, 289-312.

Vorren, T. O., and Mangerud, J., 2007, Istider kommer og går: In: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangsnes, K. (Eds.) *Landet blir til Trondheim*, Norsk geologisk forening, Chapter. 15, p. 478-531.

Vorren, T. O., Mangerud, J., Blikra, L. H., and Torsvik, T. H., 2007, Norge av i dag trer fram: In: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangsnes, K. (Eds.) *Landet blir til Trondheim*, Norsk geologisk forening. Chapter 16, p. 532-555.

Wacker, L., Lippold, J., Molnár, M., & Schulz, H. 2013. Towards radiocarbon dating of single foraminifera with a gas ion source. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 294, 307-310.

Walker, M., 2005: *Quaternary dating methods*. John Wiley & Sons, Ltd.

Wassmann, P., Svendsen, H., Keck, A., and Reigstad, M., 1996: Selected aspects of the physical oceanography and particle fluxes in fjords of northern Norway: *Journal of Marine Systems*, vol 8, p. 53-71.

Wassmann, P., Reigstad, M., Øygarden, S. and Rey, F., 2000: Seasonal variation in hydrography, nutrients, and suspended biomass in a subarctic fjord: applying hydrographic features and biological markers to trace water masses and circulation significant for phytoplankton production. *Sarsia*, 85: 237-249.

Weber, M. E., Niessen, F., Kuhn, G., and Wiedicke, M., 1997: Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger: *Marine Geology*, v. 136, no. 3-4, p. 151-172.

Wentworth, C. 1922: A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392.