

Deglasial isdynamikk på Vesterålenmarginen

Kristine Steinsland



Mastergradsoppgave i geovitenskap

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2019

Sammendrag

Hvordan marinbaserte isdekker og isstrømmer responderer på endringer i miljø og klima er et stort usikkerhetsmoment i klimaforskning. Derfor er det viktig å studere hvordan tidligere isdekker og isstrømmer responderte på et varmere klima under den siste deglasiasjonen. I denne studien presenteres resultatene fra detaljerte sedimentologiske analyser av seks marine sedimentkjerner lokalisert i et langsgående transekt på øvre del av kontinentalskråningen utenfor Vesterålen, Nord-Norge. Kjernene er lokalisert c. 8 km nordvest for eggakanten og 40-50 km sør for utløpet til paleoisstrømmen som eksisterte i Andfjorden. Sedimentologiske tolkninger baserer seg på høyoppløslige tredimensjonale CT-avbildninger, kornstørrelsesanalyser ved Mastersizer 3000, element geokjemiske analyser ved XRF kjerneskaning samt radiokarbondatering av planktoniske foraminiferer. Nye dateringer, samt dateringer fra tidligere publisert litteratur, har blitt kalibrert med en ny kalibreringskurve for Norskehavet. Hovedformålet med studien er å rekonstruere og tidfeste ismarginfluktuasjonene og isstrømaktiviteten på kontinentalsokkelen utenfor Vesterålen. Et delmål er å diskutere de paleoseanografiske faktorene som kan ha bidratt til fluktuasjoner i ismargin og isstrømaktivitet, samt deglasiasjonen av isdekket fra kontinentalsokkelen.

Sedimentkjernene fra kontinentalskråningen oppbevarer signaturer av sedimentære prosesser avsatt de siste 18,0–12,0 ka BP fra havbunnstrømmer, glasisene debrisstrømmer, isdroppet materiale fra isfjell og suspensjonsavsetning fra sedimentmettede smeltevannsplumer. Det Fennoskandiske isdekket rykket ut til eggakanten ved c. 16,8 ka BP (Heinrich hendelse 1.1) og 15,5 ka BP (Heinrich hendelse 1.2). Mellom disse fremrykkene, c. 16,5 ka BP, trakk ismarginen på Vesterålensokkelen seg tilbake, samtidig som Andfjordenisstrømmen var lokalisert ved eggakanten. Reaksjonene indikerer at det lokale isdekket på Vesterålenmarginen var mer sensitivt ovenfor miljø- og klimaendringer enn de omkringliggende isstrømmene som drenerte hovedisdekket. Fremrykkingen av isdekket under Heinrich stadial 1 er tolket til å ha foregått samtidig med etableringen av en stratifisert vannsøyle og et ekstensivt sjøisdekke i de nordiske hav. Deglasiasjonen av sokkelen og tilbaketrekningen av hovedisdekket på Vesterålenmarginen skjedde i begynnelsen av bøllingvarmingen, c. 14,8 ka BP. Tilbaketrekningen fant sted omtrent samtidig med at sjøisdekket ble redusert og atlantisk vann strømmet inn i Norskehavet ved en sterk AMOC. Disse overenstemmelsene tyder på at det er en sterk sammenheng mellom ismarginfluktuasjoner og dannelse av en stratifisert vannsøyle og sjøis, samt den endelige deglasiasjonen av isen på kontinentalsokkelen.

Forord

Jeg vil først rette en takk til min hovedveileder Jo Brendryen ved Institutt for geovitenskap for svært god oppfølging, veiledning og gjennomlesning av oppgaven. Jeg setter stor pris på at du har tatt deg tid, vært tilgjengelig og holdt ut med mine mange spørsmål de siste to årene. Jeg vil takke medveileder Haflidi Haflidason ved Institutt for geovitenskap for hjelp på laboratoriet, gjennomlesning og tips i oppgaveskrivingen. Videre vil jeg takke min medveileder Kristian Haaga ved Institutt for geovitenskap for kræsjkurs i R og for formidabelt god tålmodighet ovenfor mine manglende kodekunnskaper. Jeg vil også takke medveileder Bjarte Hannisdal ved Institutt for geovitenskap for norskopplæring og gode skrivetips. Oppgaven ville heller ikke vært den samme uten hjelp fra mesteren på Earth lab, Eivind Støren, som jeg må takke for hjelp og opplæring i Mastersizer 3000, CT-skanning og AVIZO. Takk for at jeg har fått lov til å arbeide med et så spennende prosjekt. Det har vært to utfordrende, lærerike og utrolig kjekke år.

Takk til alle mine medstudenter på geologi for å ha gjort de siste fem årene så gode. En spesielt takk til gjengen på datalaben, Amalie Klette for gjennomlesning og kommentering av oppgaven og Magnus for gode diskusjoner. Takk også til mor, far, og Lars Henrik, for gjennomlesning og oppmuntring. Takk til alle venner på Midtrommet, sofagjengen i 3. og til GOT-IL for fine mandagskvelder.

Bergen, juni 2019

Kristine Steinsland

Innholdsfortegnelse

1 Introduksjon	1
2 Geologisk Rammeverk	5
2.1 Områdebeskrivelse	5
2.2 Glasiasjonshistorie	8
2.3 Sedimentære prosesser	12
2.3.1 Smeltevannsplumer	12
2.3.2 Isdroppet materiale	14
2.3.3 Glasigene debrisstrømmer.....	15
2.3.4 Konturstrømmer	16
2.3.5 Turbiditetsstrømmer.....	16
2.4 Hydrografi	18
3 Materiale og metode	21
3.1 Kjernemateriale	21
3.2 Forskningsfartøy	21
3.3 Innsamling av kjernemateriale	21
3.4 Laboratoriemetoder	23
3.4.1 Procon CT-skanner.....	23
3.4.2 ITRAX XRF element kjerneskaner	24
3.4.3 Multisensor kjernelogger (MSCL)	25
3.4.4 Mastersizer	26
3.4.5 Prøvetakning.....	28
3.4.6 Radiokarbondatering.....	29
3.4.7 Kalibrering	30
3.6 Aldersmodell	31
4 Resultater	33
4.1 Litostratigrafi	33
4.2 Kornstørrelsesanalyser	49
4.3 Korrelasjon av elementforhold - Ca/Ti	50
4.3.1 Relativ sedimentfluks	52
4.4 Kronologi	53
4.4.1 Aldersmodell	55
4.4.2 Kronologi for andre kjerner.....	56
5 Diskusjon	57
5.1 Sedimentære prosesser på kontinentalskråningen	57
5.1.1 LGM – tidlig deglasiasjon.....	57
5.1.2 Heinrich stadial 1	60
5.1.3 Bølling.....	68
5.2 Sammenstilling av stratigrafier	69
5.2.1 Ismarginfluktuasjoner og isstrømaktivitet.....	70
5.2.2 Dateringer, aldersmodeller og uteliggende dateringer	74
5.3 Paleoseanografi i Norskehavet	76
6 Konklusjon	83
7 Referanser	86
Vedlegg	95

1 Introduksjon

Tidfesting av deglasiasjonen og isdynamikken av de marinbaserte sektorene til det Fennoskandiske isdekket under den siste deglasiasjonen, er omdiskutert. Gjennom sen weichsel, den siste glasiale maksimumsperioden og deglasiasjonen, var det Fennoskandiske isdekket dynamisk. Ismarginen på Vesterålensokkelen rykket flere ganger ut på eggakanten, samtidig som isstrømmene på marginen hadde varierende aktivitet. Fluktuasjonene har etterlatt seg spor i form av morfologiske trekk og sedimentære avsetninger på kontinentalsokkel og øvre skråning (f. eks. Vorren et al., 1988; 2013; 2015; Vorren & Plassen, 2002; Knies et al., 2007; Rørvik et al., 2010; Rise et al., 2013; Rydningen et al., 2013; Amundsen et al., 2015., Brendryen et al., 2015). Klimaproksier som magnetisk susceptibilitet, isdroppet materiale (Dokken & Jansen., 1999, Brendryen et al., 2019) samt sjøisindikatorer fra det sørlige Barentshavet (Knies et al., 2018) viser at de paleoseanografiske forholdene under deglasiasjonen var svært variable med flere intrusjoner av atlantisk havvann til Norskehavet. Den nære sammenhengen mellom sedimentært miljø og glasial isdynamikk på sokkelen gjør den sedimentære stratigrafien her ideell for studier av det Fennoskandiske isdekket. Godt daterte maringeologiske arkiver er viktig for å forstå dynamikken av marinbaserte isdekker og hvordan disse responderer på endringer i miljø og klima (Brendryen et al., 2015).

I motsetning til det Fennoskandiske isdekket, overlevde isdekkene på Grønland og Antarktis oppvarmingen som fulgte siste glasiale syklus. Deglasiasjonen av det Fennoskandiske isdekket kan dermed brukes som en analog for å studere forløpet til en hypotetisk avsmelting av dagens isdekker (Brendryen et al., 2019). Stor usikkerhet er knyttet til fremtidig stabilitet og raten av desintegrering av de moderne isdekkene på Grønland og Antarktis i varmere atmosfære og høyere havtemperatur. Dette fører til stor usikkerhet rundt prediksjon av fremtidig havnivåstigning (Church et al., 2013). En grunn til denne usikkerheten er vår mangelfulle forståelse av prosessene som virker når et isdekke forsvinner, samt mangelfull forståelse over hvordan isdekker interagerer med prosesser i havet og atmosfæren.

I likhet med det Fennoskandiske isdekket, er isdekkene på Vest-Antarktis og Grønland kjennetegnet ved å ha en plassering av henholdsvis store deler av grunningslinjen under havnivå og terminering av isstrømmer i dype fjorder. Ismarginer som terminerer i havet fører til at isdekkene blir ekstra sensitive for klimaendringer ved et varmere hav (Jacobs et al., 2011). Isstrømmene som eksisterer i isdekkene er områder kjennetegnet av hurtigstrømmende is

omringet av saktestrømmende is (Stokes & Clark, 2001; Dowdeswell et al., 2004). Dynamikken til slike isstrømmer er av spesiell interesse fordi isstrømmene var kritiske for stabiliteten til det Fennoskandiske isdekket (Knies et al., 2007). I sen weichsel eksisterte isstrømmer i omtrent 20 krysskuttende traue langs den vestlige marginen til det Fennoskandiske og Svalbard-Barentshavet isdekket (Ottesen et al., 2005). Slike isstrømmer drenerer i dag mellom 80-90 % av ismassene på Grønland og Antarktis (Bamber et al., 2000). Derfor er det kritisk med kunnskap om hvordan de marinbaserte sektorene til de tidligere isdekkene og isstrømmene reagerte på et varmere klima i fortiden, for å kunne bedre forstå og predikere endringer i dagens isdekker på Grønland og Antarktis, nå og i fremtiden.

Bølling var en mild interstadial i siste deglasiasjon. Starten av bølling er, som andre interstadialer, karakterisert ved en brå temperaturøkning. Denne ble initiert c. 14,7 tusen år før nåtid (ka BP) da temperaturen på Grønland steg med mellom 9-14 °C (Buizert et al., 2014) over noen tiår. Tidligere studier av de marinbaserte sektorene til det Fennoskandiske isdekket har konkludert med at disse ble deglasiert før bøllingvarmingen (f.eks. Hughes et al., 2016; Carlson & Clark, 2012). Begynnelsen av siste deglasiasjon i Vesterålenområdet startet c. 17,8 ka BP, og isdekket hadde trukket seg tilbake c. 80 km fra eggakanten mellom 16,0-15,0 ka BP (Vorren & Plassen, 2002; Rydningen et al., 2013; Vorren et al., 2013). Denne konklusjonen ble trukket på bakgrunn av dateringer av deglasiasjonen kalibrert med globale kalibreringskurver slik som f.eks. Marine13 (Reimer et al., 2013) og med antagelsen om at ^{14}C reservoaralderen var stabil på rundt 400 år gjennom deglasiasjonen. Lave verdier av $\delta^{18}\text{O}$ i Norskehavet har også blitt brukt som argumentasjon for en tidlig deglasiasjon av kontinentalsokkelen (f.eks. Jones & Keigwin, 1988; Clark et al., 1996; Carlson & Clark, 2012; Knies et al., 2018).

Hovedformålet med denne studien er å gjøre en ny rekonstruksjon og tidfesting av isdynamikken og deglasiasjonshistorien til Andfjordenisstrømmen og det Fennoskandiske isdekket utenfor Vesterålen basert på sedimenter og sedimentære prosesser fra kontinentalskråningen. Rekonstruksjonen og tidfestingen gjøres ved hjelp av detaljerte sedimentologiske analyser av sedimentkjerner, nye ^{14}C AMS dateringer, samt rekalkibrering av tidligere publiserte dateringer med en ny regional marin kalibreringskurve, Normarine18 (Brendryen et al., 2019). De sedimentologiske dataene danner grunnlaget for analyser der sammenhengen mellom kjernelokalitet, kornfordeling, sedimentstrukturer visualisert med CT-skanning, samt element geokjemiske data vil bli belyst og tolket. Til slutt vil isdynamikken på

Vesterålenmarginen sammenstilles med de paleoseanografiske forholdene som dominerte i Norskehavet under deglasiasjonen. Sammenstillingen gjøres for å kunne få en bredere forståelse av de klimatiske faktorene som kan påvirke stabiliteten av et isdekke og potensielt føre til en deglasiasjon. Oppgaven vil med dette bidra med en mindre brikke i et større puslespill om isdynamikk og interaksjon mellom isdekker og havsirkulasjon, for å bedre forstå hvordan tidligere marinbaserte isdekker reagerte på et varmere klima under den siste deglasiasjonen.

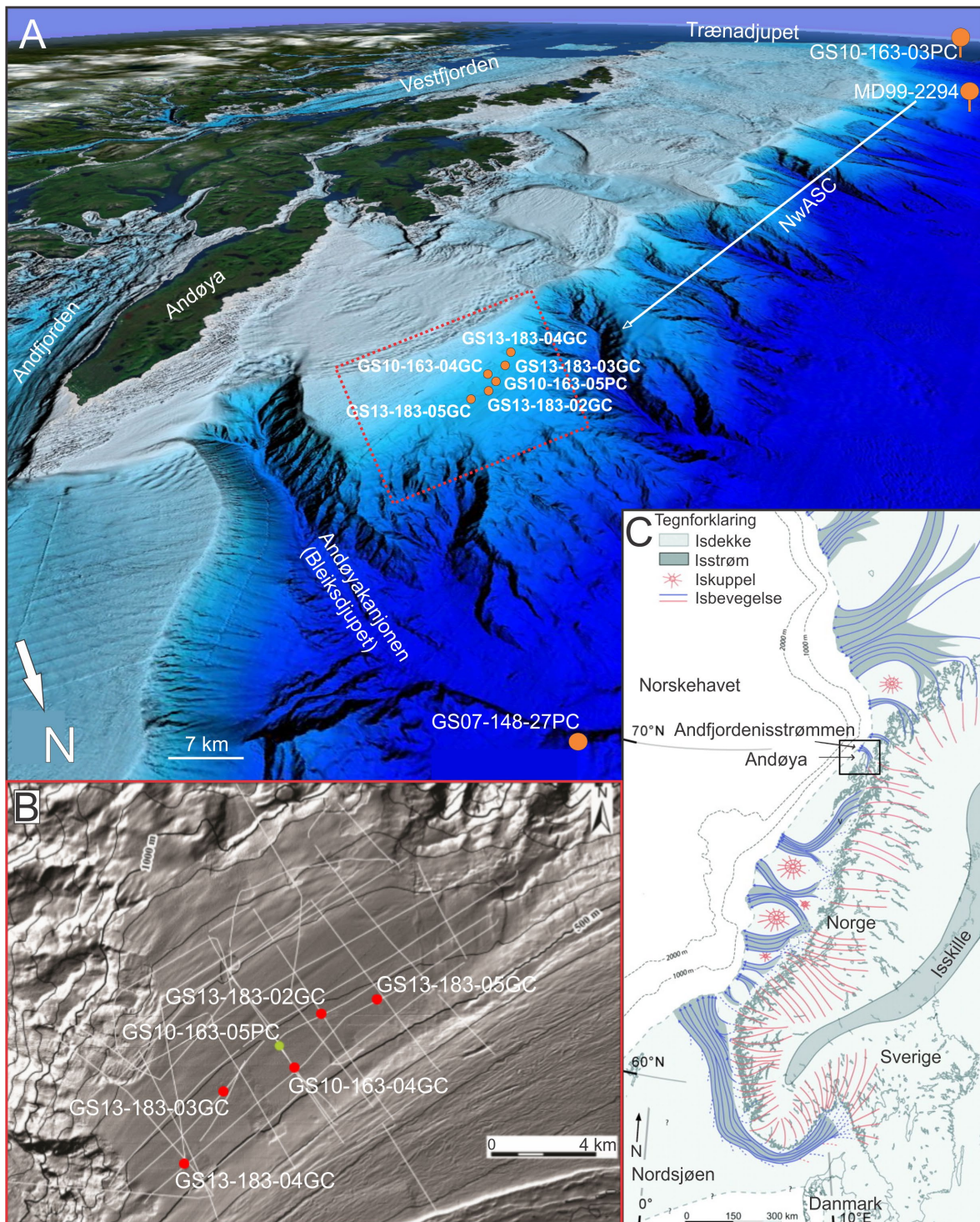
2 Geologisk Rammeverk

I følgende kapittel gis en presentasjon av studieområdets geologiske settinger, deglasiasjonsforløpet på Lofoten- og Vesterålenmarginen, og sedimentære prosesser relatert til ismarginfluktuasjoner og isstrømaktivitet på kontinentalsokkelen.

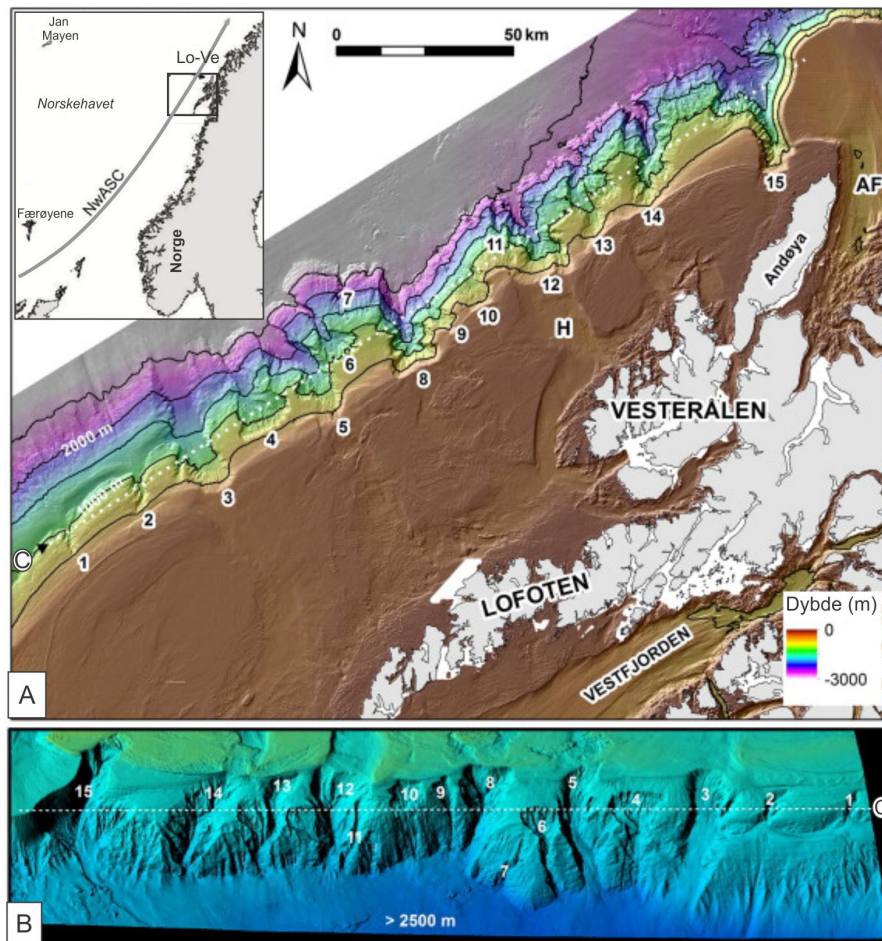
2.1 Områdebeskrivelse

Kontinentalmarginen utenfor Vesterålen kjennetegnes ved å være relativt smal og grunn med bredde og vanndybde på henholdsvis 30 km og 50-100 m vest for Andøya. Dette står i kontrast til marginen lengre sør der bredde og vanndybde øker til henholdsvis 90 km og 100-200 m utenfor Midt-Norge. Lofoten og Vesterålen er øygrupper som strekker seg 100 km fra kystlinjen til fastlands-Norge, der Andfjorden i nordøst og Vestfjorden i sørvest separerer øygruppene fra fastlandet. Disse fjordene er glasialt eroderte traue som krysskutter kontinentalhyllen og som huset marinbaserte isstrømmer i sen weichsel (Ottesen et al., 2005; Rørvik et al., 2010) (Figur 2.1c). Det største trauet sør for studieområdet, Trænadjupet, er 150 km langt med vanndybder mellom 200-500 m; en fortsettelse av Vestfjorden. Nord for studieområdet ligger Andfjorden med en maksimal vanndybde på 505 m. Denne studien baserer seg på et transekt av kjerner fra et platå på øvre del av kontinentalskråningen (Figur 2.1a). Transektet er lokalisert c. 40-50 km sør for utløpet til paleoistrømmen som eksisterte i Andfjorden, og Andøyakanjonen skiller transektet fra Andfjorden. Kjernene er lokalisert like under 500 m isobasen på skråningen, som er kjennetegnet ved jevn morfologi på havbunns-overflaten (Figur 2.1b).

Lofoten- og Vesterålenmarginen kjennetegnes ved en rekke dype kanjoner (Figur 2.2a & b) (Rise et al., 2013) som trolig ble dannet før påbegynnelsen av de store deglasiasjonene i området (Amundsen et al., 2015). Andøyakanjonen, også kjent som Bleiksdjupet (Figur 2.1a), er den største (Buhl-Mortensen et al., 2012), og ligger mellom kjernelokalitetene og Andfjorden. Kanjonen danner et 9 km bredt og 1100 m dypt V-formet snitt mellom 150 og 2200 m vanndybde og har bratte kanjonvegger, opp mot 20° (Amundsen et al., 2015).



Figur 2.1: A) Studieområdet (rød boks) lokalisert på kontinentalskråningen vest for Andøya, med plassering av sedimentkjerner fra denne studien. NwASC = den norske atlantehavsstrømmen på kontinentalskråningen. Figuren er modifisert fra Brendryen et al. (2015). B) Kjernene fra denne studien lokalisert i et transekt langs 500 m isobasen på øvre kontinentalskråning. Røde markeringer illustrerer kjerner tatt med fallkjernepøvetaker, grønn markering illustrerer kjernen tatt med kalypso-stempelprøvetaker. Figuren er modifisert fra Hafliðason & Monsen. (2013). C) Paleoisstrømmer som eksisterte på den norske marginen under sen weichsel, med fokus på Andfjordenisstrømmen. Figuren er modifisert fra Ottesen et al. (2005).



Figur 2.2: A) Kanjoner på Lofoten- og Vesterålen-kontinentalmarginen, nummerert fra 1-15. Nr. 15 = Andøyakanjonen, AF = Andfjorden B) Tredimensjonal illustrasjon av innskårede kanjoner, sett fra nordvest. Den stiplede linjen, C, markerer 1000 m dybdekvoten. Figuren er modifisert fra Rise et al. (2013).

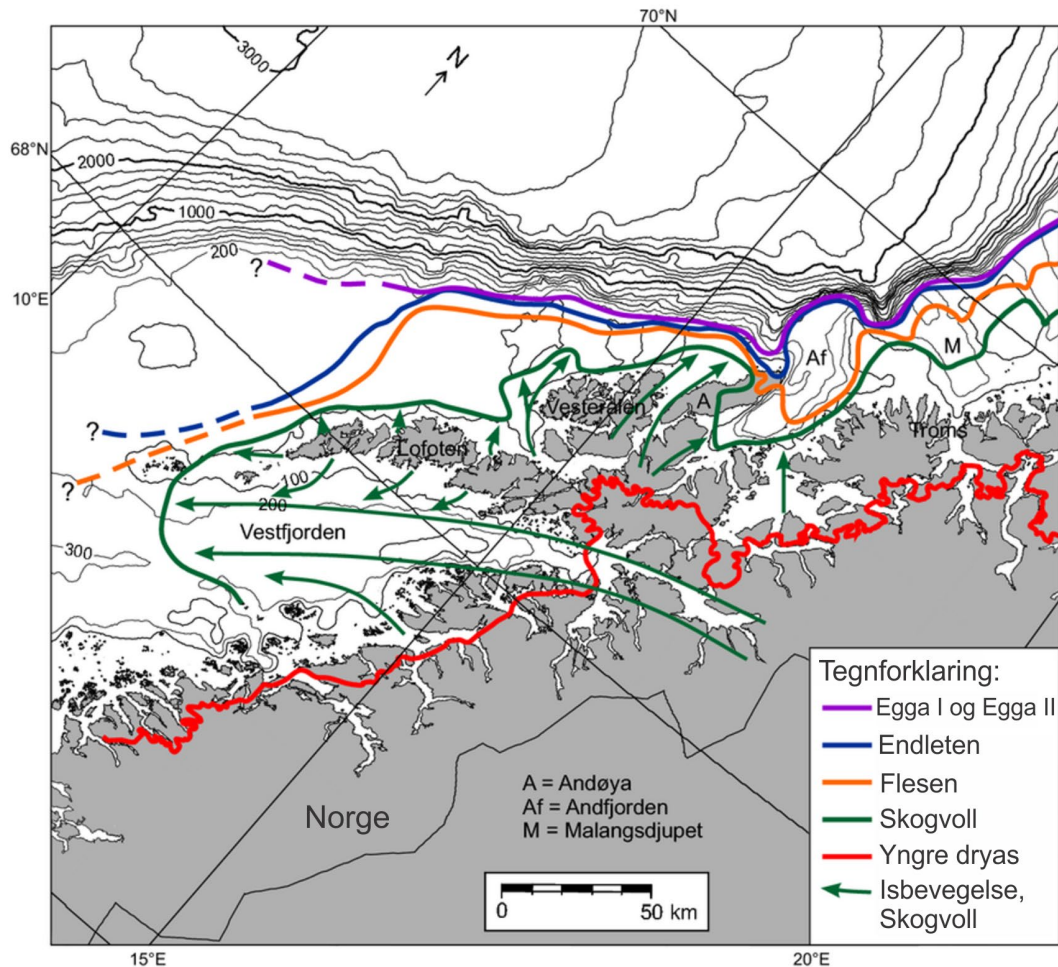
Alpine fjell med topper på 500-1000 m dominerer topografien i Lofoten og Vesterålen. Grunnfjellet på øyene består hovedsakelig av prekambriske krystalline bergarter (Bergh et al., 2007). Bergartene på Vesterålensokkelen består av prekambrisk grunnfjell og sedimentære bergarter fra jura til kritt (Henningsen & Tveten, 1998). Øverst i stratigrafien ligger kvartære sedimenter avsatt under flere glasiære sykluser (Ottesen et al., 2002, 2005). Den øvre skråningen vest for Andøya har en svak helning på 1° - 2° fra 150 m vanddyb ved eggakanten ned til omlag 350 m. Fra 350 m til 550 m vanddyb blir skråningen brattere og jevnere med en skråningsvinkel på 3° - 8° . Under 500 m vanddyb minker helningen til mindre enn 1° ned til omlag 700 m, der helningsvinkelen igjen øker (Rise et al., 2012).

2.2 Glasiasjonshistorie

Det Fennoskandiske isdekkets utbredelse og kronologiske hendelsesforløp utenfor Lofoten og Vesterålen under siste deglasiasjon, er omdiskutert. Tidligere arbeider som omhandler dette er blant annet diskutert av Vorren & Plassen (2002), Baeten et al. (2014), Amundsen et al. (2015), Brendryen et al. (2015), og Vorren et al. (2015). Tolkingene baserer seg på sedimentologiske undersøkelser fra kontinentalhylle og -skråning, samt morfologiske data fra seismiske undersøkelser. I dette kapittelet vil glasiasjonshistorien diskuteres hovedsakelig på bakgrunn av Vorren et al. (2015) sin kronologiske tolkning, som også vil sammenliknes med noen av de andre overnevnte artiklene. Nye sedimentologiske data fra denne studien har ført til en tolkning som skiller seg fra Vorren et al. (2015) sin kronologiske tolkning, og vil gjøres rede for i resultat- og diskusjonskapitlene.

Glasiasjonene i sen weichsel begynte for om lag 35,0 ka BP siden (Mangerud, 1981;1991; Baumann et al., 1995), mens det globale isdekket nådde sitt maksimum (LGM) for omtrent 21,0 ka BP siden (Mix et al., 2001). Det Fennoskandiske isdekket rykket ut på eggakanten utenfor Lofoten og Vesterålen c. 26,0 ka BP (Dahlgren & Vorren, 2003) og i tidsintervallet mellom fremrykket og den siste tilbaketrekningen, for omlag 10 ka BP siden, var isdekket fluktuerende og dynamisk. Arkiver av det sedimentære miljøet utenfor Vesterålen viser at isdekket flere ganger vokste og avtok på kontinentalsokkelen. Samtidig som Vorren et al. (2015) viser et isdekke som kan ha nådd eggakanten 2 eller 3 ganger i løpet av denne perioden, mener de også at isdekket aldri rykket ut på eggakanten på sørlige del av Lofoten- og Vesterålenmarginen under LGM. Brendryen et al. (2015) har imidlertid en litt annen tolkning av utbredelsen. De viser at isdekket kan ha rykket ut på eggakanten på Lofoten- og Vesterålenmarginen hele 5 ganger i løpet av denne perioden.

Basert på en sammenlikning av nye og gamle sedimentære og morfologiske observasjoner delte Vorren et al. (2015) den lokale siste glasiere maksimumsperioden (engelsk: "Local last glacial maximum" - LLGM) og deglasiasjonshistorien på Andøya inn i 5 hovedglasiere hendelser (fra eldst til yngst): (i) Egga I (ii) Egga II (iii) Endleten (iv) Flesen, og (v) Skogvoll (Figur 2.3).



Figur 2.3: Rekonstruerte ismarginer av det Fennoskandiske isdekket på Lofoten- og Vesterålenmarginen der tolkningen er basert på, og figuren er modifisert fra Vorren et al. (2015). Tolkningen deres er at isdekket aldri rykket ut på eggakanten på sørlige del av Lofotensokkelen (Røstbanken) under LLGM.

Den tidlige glasiiale hendelsen, Egga I, fant sted før 23,5 ka BP (Vorren et al., 2013; Vorren et al., 2015). Hendelsen ble etterfulgt av Andøya interstadial, dokumentert ved fossiler fra Nedre Æråsvatn som er karakteristiske for å ha levd i et lavt til middels arktisk miljø (Vorren et al., 1988). Innsjøen ble deretter overkjørt av Egga II-isdekket mellom 23,5 ka BP og 22,2 ka BP (Vorren et al., 2013). De to glasiiale hendelsene representeres ved de to ytterste parallelle moreneryggene langs eggakanten (Figur 2.3), også tolket til å representere den absolutte laterale maksimale utbredelsen av isdekket under LLGM (Rydningen et al., 2013). Morenene er ikke tydelig nok til å skilles mellom, men de danner en sammenhengende rygg og kan kartlegges langs eggakanten over flere titalls km vest for Andøya.

Tidlig i perioden fra 22,2 til 18,7 ka BP trakk marginen av Andfjordenisstrømmen seg tilbake til Kjølhaugenmorenen og kort tid etter til Endletenmorenen (Vorren et al., 2013), der

ismarginen ble liggende i 4000 år. Vorren et al. (2015) spekulerer i om isdekket nådde ut til eggakanten også i løpet av denne perioden, men med unntak av den sørvestlige delen av Lofotenmarginen (Røstbanken) (Figur 2.3). De foreslår dermed at den ytre av de to parallelle moreneryggene på Røstbanken representerer Endletenmorenen, og ikke Egga I- eller Egga II-morenene som er representert ved de ytterste morenene utenfor Vesterålen. Hovedgrunnen for dette argumentet er at sedimenter fra Lofotenkonturitten kun inneholder noen små debrisstrømvsetninger. De mener at fraværende eller små debrisstrømvsetninger er et argument for at isdekket ikke kan ha nådd eggakanten i dette området, og konkluderer med at Røstbanken var isfri under hele LLGM.

En 16 m lang kjerne fra Lofotenkonturitten ble imidlertid analysert av Baeten et al. (2014). Denne består hovedsakelig av uforstyrret massiv og laminert, IRD-rik leire. De foreslår at to smeltevannsplumer, datert til 25,5 og 22,2 ka BP, tilsvarer Egga I- og Egga II- hendelsene. Den yngste av disse plumittene (22,2 ka BP) ble avsatt omtrent samtidig som deglasiasjonen av den nordlige tuppen på Andøya, der deglasiasjonen er dokumentert fra lakustrine sedimenter datert til 22,0 ka BP. Dateringene indikerer parallell smelting/deglasiasjon i de to områdene. Omlag 200 år senere ble en 0,9 m tykk debrisstrøm avsatt, mulig som en årsak av at isdekket hadde rykket ut til eggakanten. Denne avsetningen ble ikke funnet i den nærliggende kjernen MD99-2294 (Laberg & Vorren 2004; Rørvik et al. 2010) og derfor argumenterer Vorren et al. (2015) at debrisstrømvsetningen fra Baeten et al. (2014) ikke er diagnostisk for et grunnet isdekke på eggakanten. Dette begrunner de med at debrisstrømhendelsen var et lokalt fenomen som kan ha blitt trigget av isostatiske justeringer som følge av deglasiasjonen, eller andre mekanismer. Debrisstrømvsetningen samsvarer imidlertid med en tilsvarende avsetning funnet i kjerne GS10-163-05PC på kontinentalskråningen utenfor Andøya (Brendryen et al., 2015).

Brendryen et al. (2015) mener at debrisstrømvsetningene på den øvre skråningen på Lofoten- og Vesterålenmarginen har en tendens til å være relativt tynne og lokalt avgrenset. De lokalt avgrensede avsetningene er dokumentert ved at det mangler tydelig tegn til debrisstrømmer i kjerne GS10-163-04GC samtidig som kjerne GS10-163-05PC, lokalisert like nedenfor på kontinentalskråningen (Figur 2.1.b), inneholder en debrisstrømvsetning. Derfor argumenterer de med at manglende debrisstrømvsetning i en kjerne, ikke er godt nok bevis for at det ikke var et grunnet isdekke tilstede på eggakanten. Selv konkluderer de med at isdekket nådde ut til eggakanten i hele området under både Egga II og Endleten, med unntak av nordspissen på Andøya.

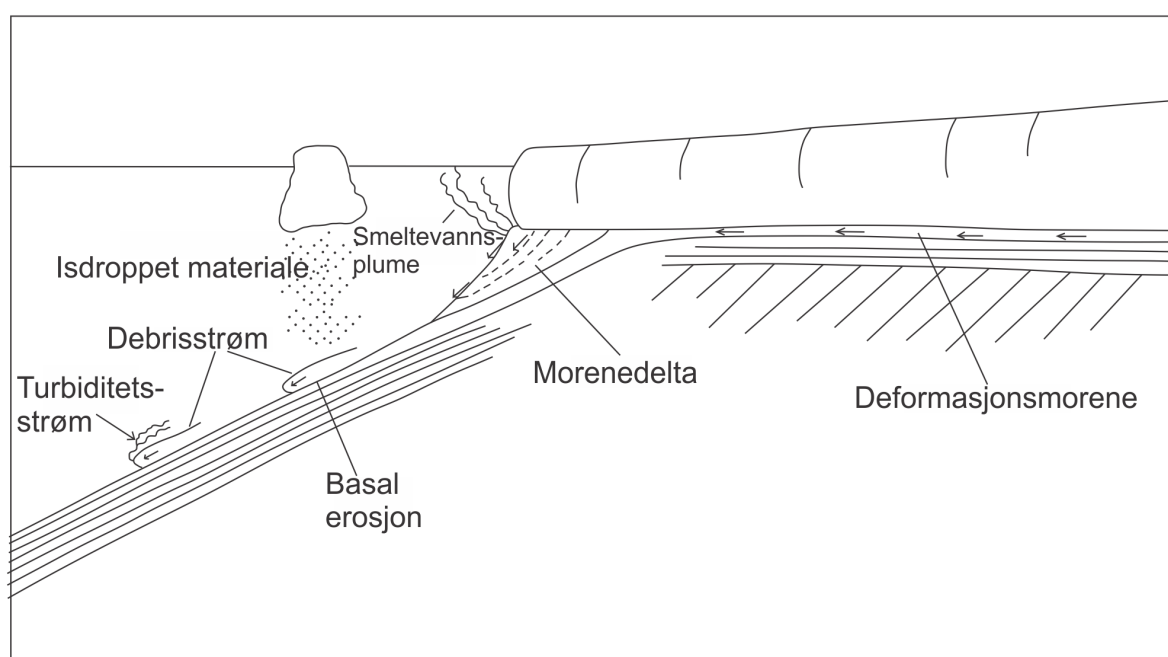
Det Fennoskandiske isdekket trakk seg raskt tilbake med opphold og fremrykk fra omlag 18,0 ka BP (Dahlgren & Vorren, 2003). Fra 17,8 ka BP startet tilbaketrekningen av Andfjordenisstrømmen fra eggakanten (Vorren & Plassen, 2002; Amundsen et al., 2015). Flesenhendelsen representeres ved den submarine Flesenmorenen i Andfjorden som er datert til 17,5 ka BP av Vorren & Plassen. (2002), og etterfølges av Skogvollhendelsen som fant sted fra 16,9 til 16,3 ka BP. Sistnevnte kan korreleres til D-hendelsen som er definert ved et maksimum av isdroppet materiale og kaldt vann, nær glasial fauna i sedimentkjerner fra Andfjorden. Det største skiftet i isbevegelsesregime skjedde mellom disse to hendelsene. I overgangen hadde ismarginen trukket seg lengre tilbake på østsiden enn vestsiden av Andøya og førte til at isen beveget seg fra hyllen og opp på land på Andøya (Vorren et al., 2015).

Små endringer i gjennomsnittlig temperatur på Andøya (0-2,5 °C) i juli gjennom perioden 22,0-16,0 ka BP (Vorren et al., 2013), kan ha resultert i massebalanseendringer som påvirket den deglasiale isdynamikken (Vorren et al., 2015). Relativt havnivå lå stabilt på om lag 35-38 m over dagens havnivå frem til omlag 18,5 ka BP, da det relative havnivået sank til omtrent 15 m på grunn av isostatisk oppløft (Vorren et al., 1988). Relativt havnivå var dermed sannsynligvis ikke er årsak for ismarginens tilbaketrekning i området og et varmere klima i perioden mellom 19 og 18 ka BP, kan ha initiert deglasiasjonen (Vorren et al., 2015).

Den siste disintegrasjonen av det marinbaserte nordvestlige Fennoskandiske isdekket er karakterisert ved flere opphold og fremrykk. Fremrykkene inkluderer hendelsene eldre dryas stadial (14,3-14,0 ka BP), yngre dryas stadial (12,8-11,7 ka BP) og preboreale hendelser (11,7-10,2 ka BP) (f.eks. Vorren & Plassen, 2002; Knies et al., 2007., Laberg et al., 2007).

2.3 Sedimentære prosesser

Store kontraster i glasiale, oseanografiske og atmosfæriske parametere, både gjennom glasialer/interglasialer og på geografisk skala har ført til et spekter av forskjellige sedimentære prosesser og avsetninger i ispåvirkede hav (Dowdeswell et al., 1998). Sedimenter kan preservere høyoppløslige arkiv av disse glasiale fluktuasjonene. Det glasiale sedimentære miljøet er komplekst, mens dagens sedimentære miljø er dominert av den sterke norske atlantehavsstrømmen på kontinentalskråningen (NwASC) (Brendryen et al., 2015). I dette kapitlet vil fokuset være på sedimentære prosesser på kontinentalmarginen og -skråningen under glasial påvirkning, og resulterende sedimentære avsetninger (Figur 2.4).

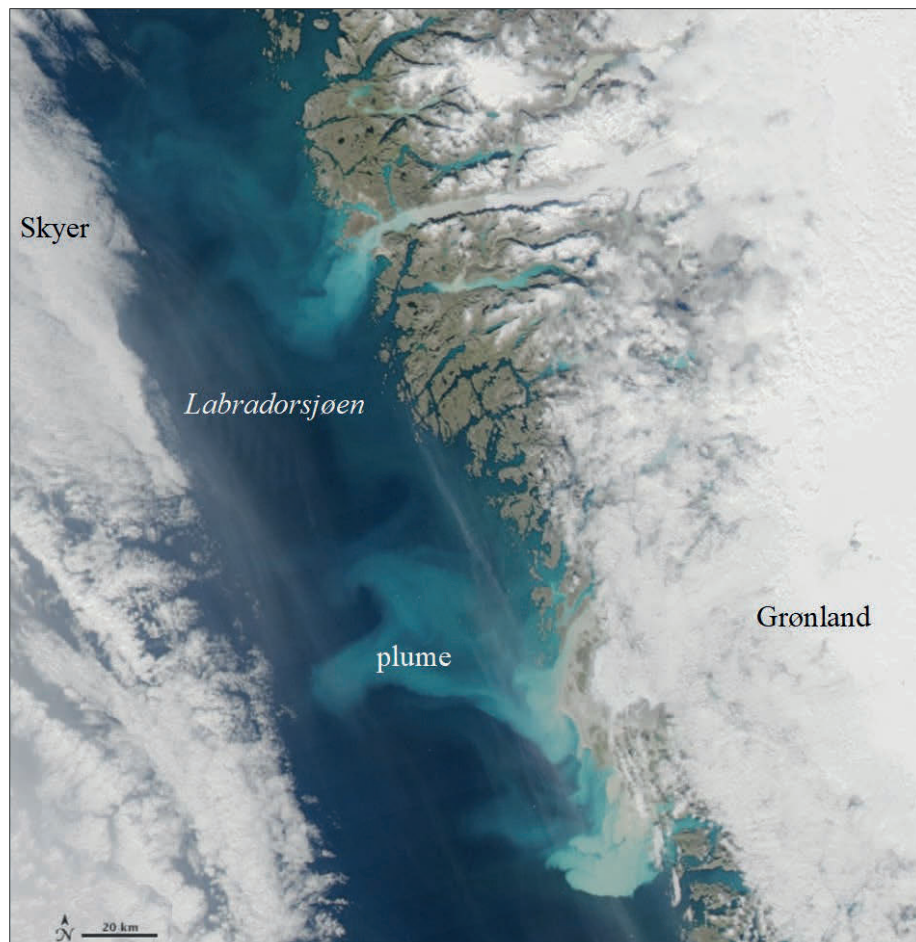


Figur 2.4: Sedimentære prosesser tilknyttet ismargin- og/eller isstrømaktivitet på eggkanten. Figuren er modifisert fra Laberg & Vorren. (1995).

2.3.1 Smeltevannsplumer

Aktive isstrømmer og isdekker i subpolare miljø inneholder ofte store mengder sedimentrikt smeltevann. Der dette smeltevannet møter havet via subglasiale eller englasiale smeltevannskanaler kan smeltevannsplumer dannes (Cofaigh & Dowdeswell, 2001). Smeltevannet fra isdekket har en lavere tetthet enn det omkringliggende havvannet så lenge sedimentkonsentrasjonen ikke overgår $30 \text{ kg} \times \text{m}^{-3}$ (Syvitski, 1989). På grunn av tetthetsforskjellene mellom ferskt smeltevann og salt havvann, vil smeltevannet stige opp i vannsøylen og danne en plume ved vannoverflaten. Deretter vil plumen bevege seg horisontalt bortover i vannsøylen på grunn av "momentum"-kreftene til smeltevannet. Til slutt vil oppdrift

og momentum avta og partiklene spres lateralt (Cofaigh & Dowdeswell, 2001). Gjennom suspensjon kan det ferske smeltevannet transportere materiale opp til fin sand. Dette materialet gir et karakteristisk utseende på vannoverflaten som en melkeliknende eller grumsete sedimentplume (Figur 2.5) (Boulton, 1990; Pfirman & Solheim, 1989).



Figur 2.5: Smeltevannsplumer på havoverflaten sett ovenfra. Plumene dannes av tidevannsbreer som terminerer i dype fjorder på Grønland. Foto: NASA, 2014.

Transport av suspendert materiale samt avsetning av partikler til havbunnen bestemmes hovedsakelig av daglige tidevannfluktasjoner og fluktasjoner i smeltevannsføring fra isdekket som følge av sesong- og døgnvariasjoner. Dette pulserende avsetningsmønsteret fører til en sterk syklisk signatur og vises som lamineringer i suspensjonsavsatte sedimenter. (Cowan & Powell, 1990). Det groveste suspenderte materialet, sand og grov silt, faller raskest ut av suspensjon og fører til at avsetningene ofte blir sortert. Sand/slam av en proksimal avsetning vil derfor være høy, mens sand/slam av en distal avsetning være lav (Mackiewicz et al., 1984). Finere partikler kan imidlertid falle ut av suspensjon til enhver tid fordi leirpartikler koagulerer da de naturlige frastøtende kreftene mellom dem forsvinner. Denne prosessen forsterkes ved

økende temperatur og salinitet. De fineste partiklene kan dermed alltid avsettes sammen med de groveste partiklene. Dette produserer en dårligere sortering i de basale grovere lamineringene på grunn av det bredere spekteret av kornstørrelser som kan avsettes (sand-leire) (Cowan & Powell, 1990).

Med økt distanse fra ismarginen/isstrømmen vil sedimentasjonsraten ofte minke med en distribusjon som tilnærmet følger en potenslovfunksjon (Mugford & Dowdeswell, 2011). Et høyenergi-sedimentasjonsmiljø ved ismarginen vil forhindre bioturbasjon som ofte kan ødelegge finkornede sedimentære strukturer som lamineringer. En økning i distanse fra ismarginen, og lavere sedimentasjonsrate, kan dermed føre til økt bioturbasjon som produserer homogen slam av de originale lamineringene (Gilbert, 1982). Den raske reduksjonen av sedimentasjonsrate med økende distansen fra kilden resulterer også i en korresponderende reduksjon i tykkelse på avsetningen, kornstørrelse og frekvens av lamineringene (Cowan et al., 1999).

2.3.2 Isdroppet materiale

Lav atmosfærisk- og vanntemperatur i polare glasimarine settinger fører til mindre påvirkning av sedimentasjon ved smeltevann og en økende påvirkning av sedimentasjon fra isfjell, og isbremmer (Dowdeswell et al., 1998). I dagens setting er fjordene på Øst-Grønland et godt eksempel, der rasktflytende isstrømmer drenerer enorme mengder av isdekket og produserer store mengder isfjell (Dowdeswell et al., 1998). Sedimentholdige isfjell er en viktig mekanisme for transport og avsetning av glasiale sedimenter til dyphavet ved utsmelting og dumping av isdroppet materiale (engelsk: "ice rafted detritus" - IRD). Resultatet er avsetninger bestående av massiv eller stratifisert diamikton (Dowdeswell et al., 1994) der sedimentene er dårlig sortert med heterogene kornstørrelser (Dowdeswell & Dowdeswell, 1989). Den ofte massive forekomsten av disse avsetningene kan også skyldes isfjell som pløyer gjennom ikke-konsoliderte sedimenter og homogeniserer bunnsedimentene i fjord- og hyllesettinger (Dowdeswell et al., 1994).

Effekten av isdroppet material på kontinentalskråning og dyphav avhenger av driftsmønster, fluks, og debrisinhold av isfjellene gjennom tid. Sporadiske isfjell som transporterer og frigjør materiale til dyphavet produserer isolerte grovkornede "dumpstrukturer" og individuelle droppsteiner i en generelt finere matriks (Dowdeswell et al., 1998). Lateralt og vertikalt mer

omfattende lag av grovkornede, hovedsakelig sandstørrelsesedimenter relateres ofte til ekstensive Heinrich lag der kuldeperioder førte til kortlevde ekstreme utløsninger av isfjell (Bond et al., 1992). Forekomst av isdroppet materiale i den sen-kenozoiske marine stratigrafien blir brukt som en indikator for initial vekst av ismasser i Arktis og påfølgende oppbygningen av isdekker med ekstensive marine marginer (Dowdeswell et al., 1989).

2.3.3 Glasigene debrisstrømmer

Termen glasigen debrisstrøm (engelsk: "glacigenic debris flow" - GDF) blir brukt om en type massestrøm som involverer bevegelse av heterogene, ikke-konsoliderte sedimenter nedover en skråning, og kobles ofte til isstrømmer/isdekker som rykker over kontinentalsokkelen til eggakanten (Wilken & Mienert, 2006). De store isdekkene på den polare nord-atlantiske marginen huset isstrømmer i krysskuttende traue (Dowdeswell et al., 1998). Under isstrømmene blir sedimenter fra hovedsakelig fjord og kontinentalhylle fraktet og levert til iskanten ved eggakanten. Etter hvert som isdekket rykker over kontinentalhyllen blir sedimentene under isen omarbeidet til deformerte subglasiale sedimenter. Deformasjonen av disse sedimentene kan være en hovedårsak til den raske strømningshastigheten i isstrømmene (Alley et al., 1989). De glasialtilførte sedimentene blir bygget opp ved eggakanten og beveger seg deretter nedover kontinentalskråninger som debrisstrømtunger eller -lober. Isstrømmer har en høy sedimentfluks av materiale til eggakanten og dette fører til oppbygning av karakteristiske viftesystemer av debrisstrømtunger på kontinentalskråningen. I områdene mellom isstrømmene beveger isen seg flere størrelsesordener langsommere, selv under maksimale glasielle forhold. Dette fører til at levering av subglasiale sedimenter blir sterkt redusert, og fører kun til enkelte debrisstrømmer (Dowdeswell et al., 1998).

Utløsningsårsaker for glasigene debrisstrømmer er omdiskutert. Blant annet kan mulige årsaker være rask sedimentasjon i fronten av isdekket som gir økt poretrykk og redusert sedimentstyrke, i tillegg til økt skråningsstress (Hampton et al. 1996), siving av grunn gass, ustabilitet ved jordskjelv (Elverhøi et al., 1997), og økt poretrykk ved isbelastning som destabiliserer skåningsedimenter under glasiasjoner som når frem til eggakanten (Mulder & Moran, 1995).

2.3.4 Konturstrømmer

Konturitter er sedimenter som er avsatt eller betraktelig bearbeidet av langvarig aktivitet fra havbunnstrømmer (Rebesco et al., 2014). Konturstrømmer er viktige mekanismer for transport av sedimenter i dyphavet, og påvirker mye av sedimentasjonen på havbunnen. Konturstrømmene er assosiert med vannmasser som fører til avsetninger i dyphavet (Uenzelmann-Neben & Gohl, 2012), på kontinentalskråninger (Roque et al., 2012), og på grunne marginer (Vandorpe et al., 2011).

Konturstrømmer strekker seg fra kontinentalsokkel/øvre skrånning og ned til dyphavsslettene (Rebesco et al., 2014). Type konturitt og konturstrøm bestemmes i stor grad av havbunns morfologien, og havstrømmenes interaksjon med den (Rebesco et al., 2014). Corioliseffekten fra jordens rotasjon styrer havstrømmer mot høyre i den nordlige hemisfære og har en tendens til å styre bunnstrømmer parallelt til storskala batymetri, som kontinentalmarginer. Undersjøiske fjell, rygger, sund, hauger, banker og kanjoner kan forstyrre og akselerere hastigheten på strømmene (Rebesco et al., 2014). Når strømhastigheten blir høy nok vil havbunnsedimentene eroderes, og når hastigheten senere minker vil sedimentene sorteres under avsetning. Disse fluktuationene i strømstyrke fører til en syklisk alterasjon i sedimenttilførsel, og til lamineringer i konturittene (Stow et al., 2002, 2008).

Konturitter har bred variasjon i litologi og kan inneholde kornstørrelser fra leire til grus med en sammensetning bestående av alt fra terrigent, biogent og vulkansk materiale (Stow & Faugères, 2008). I noen settinger består konturittene av en relativ homogen sammensetning. På høye breddegrader kan >90% bestå av glasimarint hemipelagisk materiale, med grove kornstørrelser av grus. I de fleste settinger består avsetningene imidlertid av en mer eller mindre heterogen komposisjon (Stow et al., 2008).

2.3.5 Turbiditetsstrømmer

Undersjøiske tetthetsstrømmer beveger seg nedover kontinentalskråningen som følge av gravitasjonskrefter og tetthetsforskjeller mellom strømmene og det omkringliggende havvannet. Den høye tettheten til strømmene kan komme som følge av kalde temperaturer, høy salinitet eller suspenderte sedimenter. Der den høye tettheten kommer som følge av suspenderte sedimenter, kalles tetthetsstrømmen for en turbiditetsstrøm (Walker, 1992), og er en svært viktig mekanisme for frakt av sedimenter til dyphavet. Sedimenter i

turbiditetsstrømmer holdes i suspensjon ved at massen som beveger seg nedover skråningen danner høy turbulens (Leeder, 1983).

Turbiditetsstrømmer assosiert med glasiøse hendelser og glasiøse sedimentasjon på kontinentalsokkelen kan dannes på flere måter. En "understrøm" kan dannes i vannsøylen da smeltevann med høye konsentrasjoner av sedimenter, $>30 \text{ kg x m}^{-3}$ (Syvitski, 1989), tilføres direkte fra subglasiøse smeltevannskanaler. Da understrømmer kan forekomme i glasiøse miljøer, er det imidlertid uvanlig med slike høye sedimentkonsentrasjoner i smeltevannet (Syvitski, 1989). I isproksimale settinger kan tykke avsetninger av ustabile sedimenter som er dannet av høy sedimentasjonsrate fra sedimentplumer på vannoverflaten, rase ut og danne debrisstrømmer (Mackiewicz et al., 1984). Etter hvert som debrisstrømmene blir progressivt mer utvannet og turbulente ved miksing med omkringliggende havvann, kan turbiditetsstrømmer utvikle seg (Hampton, 1972).

Avsetningsproduktet av en turbiditetsstrøm refereres til som en turbiditt. Turbiditter dannes når strømmen begynner å bremse. Redusert strømhastighet resulterer i lavere turbulens som videre gjør at strømmen ikke er sterk nok til å holde de grove kornene i suspensjon, og de avsettes mot bunnen av strømmen. Disse kornene holdes videre i bevegelse under strømmen som følge av skjærstyrken til turbiditetsstrømmens kropp. Når skjærstyrken minker vil laget til slutt fryse i posisjon, med avsetning av en Bouma sekvens A; et tykt lag av massiv eller normalgradert sand. En klassisk turbiditetsstrøm fortsetter å bremse for så å avsette parallell laminert sand (Bouma sekvens B), rifle krysslaminert sand/silt (Bouma sekvens C), parallell laminert silt og slam (Bouma sekvens D) og til slutt massiv leire (Bouma sekvens E) (Walker, 1992). Dette er den ideelle Bouma sekvensen, men mange variasjoner finnes imidlertid der sekvenser ofte mangler eller gjentas.

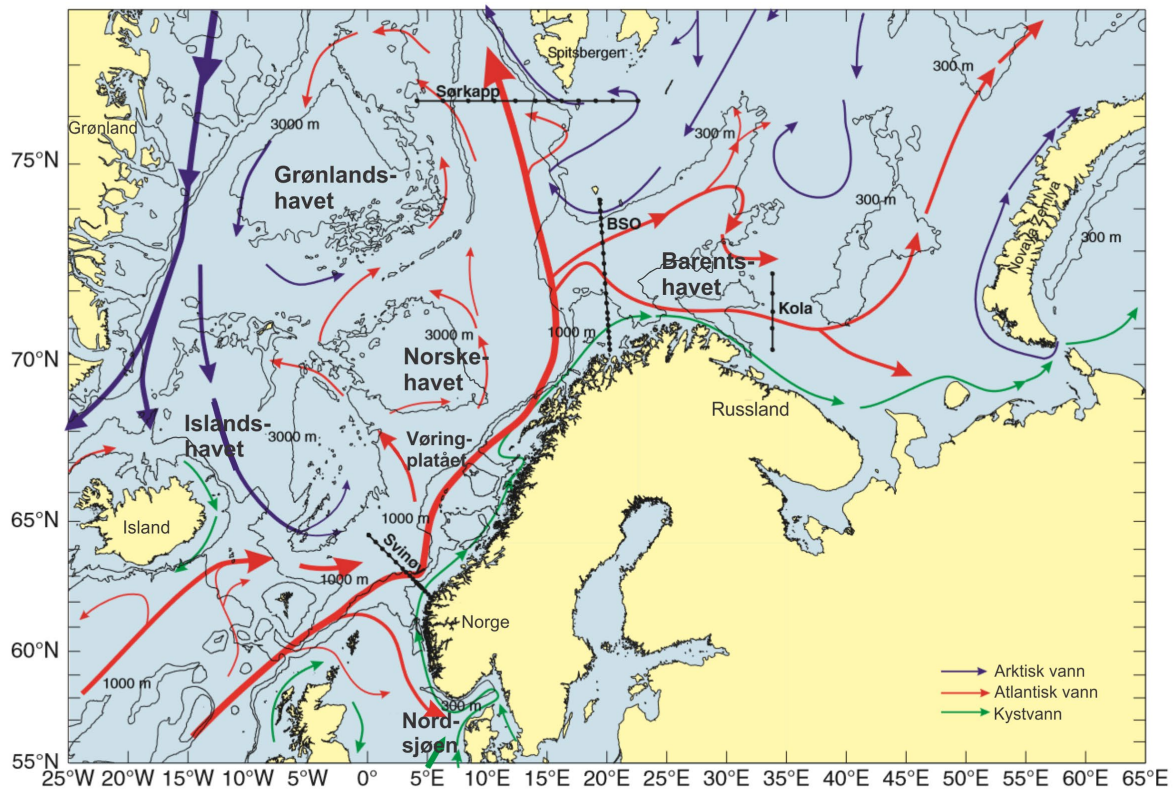
2.4 Hydrografi

Den norske kontinentalmarginen er i dag påvirket av tre forskjellige vannmasser og havstrømmer; 1) Den norske kyststrømmen (engelsk: “Norwegian Coastal Current” - NCC), 2) den norske atlanterhavsstrømmen på kontinentalskråningen (engelsk: “Norwegian Atlantic Slope Current” - NwASC) og 3) Norskehavet, arktisk intermediært vann (Figur 2.6).

Øverst i vannsøylen ligger NCC som frakter det relativt kalde og mindre saline norske kystvannet nordover. Disse vannmassene varierer både lateralt og vertikalt med sesongvariasjoner. Om vinteren er NCC smal og dyp (200 m) og om sommeren er den bred og grunn (50 m) (Sundby, 1976). Hastigheten til NCC er variabel og ligger på omtrent 0,5 m/s i gjennomsnitt, men kan ofte komme opp i hastigheter på 1 m/s (Ersdal, 2001).

NwASC den mest dominerende havstrømmen på kontinentalskråningen. NwASC representerer den østlige av to forgreininger som frakter med seg varmt og salint nord-atlantisk vann som en ekstensjon av Golfstrømmen på sin ferd mot Arktis. Havstrømmen som frakter det varme vannet fra tropene til Nord-Atlanteren er kjent som den omveltende sirkulasjonen i det nordlige Atlanterhavet (engelsk: ”The North Atlantic Meridional Overturning Circulation” – AMOC). NwASC starter som en strøm over den irsk-skotske kontinentalhyllen, og etter passering gjennom Færøy-Shetlandkanalen fortsetter den videre nordover langs den norske kontinentalskråningen mot Arktis, med en forgreining inn i Barentshavet (Orvik et al. 2001). NwASC er en smal (30-50 km bred), topografisk fanget, barotropisk havstrøm som påvirker kontinentalskråningen mellom 200 og 900 m. Den sterkeste strømmen finner sted der skråningsgradienten er høyest ned til omlag 700 m med en maksimumshastighet på 117 cm/s og et årlig gjennomsnitt på 30 cm/s (Orvik et al, 2001). Vannmassene blir topografisk styrt langs 500 m isobasen (Amundsen et al., 2015) og har en temperatur på 5-10 °C og en salinitet på 35,0-35,5 psu (Orvik et al., 2001).

Vannmassene under 800-900 m vanndybde okkuperes av det kalde (-0,5 °C) og mindre saline (34,9 psu) intermediære vannet (Orvik et al., 2001). Her avtar strømhastigheten og muliggjør avsetning av fint materiale.



Figur 2.6: Havstrømmer i Nord-Atlanteren, og langs norskekysten (Skagseth et al., 2007).

Konturitter på kontinentalskråning og -sokkel utenfor Vesterålen viser at et høyenergimiljø eksisterer idag som følge av styrken på NwASC og ACC. Finere materiale blir erodert og fraktet vekk, samtidig som grove sedimenter av grus ligger igjen (Bøe et al., 2009). I glasier ble forekomsten av atlantisk vann til Norskehavet, og styrken på NwASC kraftig redusert. Lav strømstryke førte til avsetning av finkornede sedimenter på kontinentalskråningen. Generelt varierer NwASC med glasier og interglasialer. Strømmen er svak under glasier og sterk, som dagens tilstand, under interglasialer (Brendryen et al., 2015).

3 Materiale og metode

3.1 Kjernemateriale

Denne studien baserer seg på seks marine sedimentkjerner fra kontinentalmarginen vest for Andøya, hentet inn under tokt nr. 163 og 183 med forskningsfartøyet F/F G.O. SARS. To av kjernene, GS10-163-05PC og GS10-163-04GC, ble hentet opp under tokt nr. GS10-163. Førstnevnte er en 11,9 m lange kalypsokerne, mens den andre er en 3 m lang fallkjerneprove. Under tokt nr. GS13-183 ble de resterende fire fallkjerneprovne samlet inn; GS13-183-02GC, GS13-183-03GC, GS13-183-04GC og GS13-183-05GC. Tidligere er den lange kalypsokjernen, samt fallprøvekjernen fra samme tokt (GS10-163), beskrevet og tolket av Brendryen et al. (2015). Kjernene ble da delt inn i 25 litologiske enheter som strekker seg tilbake til 25 590 ¹⁴C år BP. I denne studien er hovedfokuset på den siste deglasiasjonen, tilsvarende de øverste 3 m av kjernene. Følgende delkapittelet vil ta for seg metodene som ligger til grunn for datainnsamlingen av og fra kjernene.

3.2 Forskningsfartøy

F/F G.O. SARS er et forskningsfartøy eid av Havforskningsinstituttet og Universitetet i Bergen. Skipet har en lengde på 77,4 m, bredde på 16,4 m, en tonnasje på 4067 tonn og en topphastighet på 17,5 knop. Motorene er støyreducerende med 99% i forhold til andre konvensjonelle forskningsfartøy. Hovedoppgavene ligger innenfor områder av fiskeri, akustisk, miljø og geologi (Haflidason et al., 2013). En stor miljøhangar med seks vinsjer, hver med inntil 6000 m lange kabler, er plassert midtskips. Dette tillater nedsenkning av ulike instrumenter til de dypeste områdene i Norskehavet for miljø og geologiske studier (Havforskningsinstituttet, 2018).

3.3 Innsamling av kjernemateriale

Til sammen fem av seks sedimentkjerner ble innhentet av fallkjernepøvetaker. Slike prøvetakerne kan ta opptil 5 m lange sedimentkjerner med en diameter på 110 mm. På toppen av fallprøvetakeren er det montert et lodd som kan gi en maksimalvekt av prøvetakeren på c. 500 kg (Universitetet i Bergen, 2017a). Én kerne ble hentet opp med en kalypso-stempelprøvetaker. Denne prøvetakeren kan ta kjerner opp til 21,5 m og har en maksimalvekt på 3000 kg (Universitetet i Bergen, 2018). Kjernelokalitetene ble bestemt ved hjelp av

høyoppløselig TOPAS, grunnseismikk. På dekk ble plastrørene som inneholder de marine sedimentene delt opp i 1,5 m lange seksjoner og markert. Hver av seksjonene ble deretter splittet i to deler der den ene halvdel lagres i et arkiv, og den andre brukes til videre fysiske og kjemiske analyser på laboratoriet.

Tabell 3.1: Sedimentkjerner med lengde, vandndyp de er hentet fra, kjerneprøvetaker og koordinater på kjernelokaliteter.

Kjerne	Lengde (m)	Vann-dyp (m)	kjerneprøvetaker	lokalitet
GS10-163-04GC	3,00	552	fallprøvetaker	69° 22.9749'N, 15° 10.4442'E
GS10-163-05PC	11,9	586	stempelprøvetaker	69° 23.4092'N, 15° 09.5731'E
GS13-183-02GC-HIV2	3,00	578	fallprøvetaker	69° 23.9860'N, 15° 11.9730'E
GS13-183-03GC	1,92	588	fallprøvetaker	69° 22.6510'N, 15° 05.6320'E
GS13-183-04GC	3,00	546	fallprøvetaker	69° 20.9550'N, 15° 03.3100'E
GS13-183-05GC	2,60	559	fallprøvetaker	69° 24.2070'N, 15° 15.2650'E

Feilkilder

De største feilkildene knyttet til kjerneprøvetakere er relatert til dybdeskala av sedimentene. En korrekt dybdeskala er kritisk for tolkning og nøyaktige kalkulasjoner av sedimentasjonsrate- og fluks. Feilkilder knyttet til fallkjerneprøvetakere er at for lite sedimenter blir prøvetatt som fører til tynning og komprimering av sedimentene. Feilkilder knyttet til kalypso-stempelprøvetakere er at for mye sedimenter kan bli prøvetatt, og kan føre til tykning eller strekning av sedimentene sammenliknet med den faktiske lengden. For mye sedimenter blir prøvetatt i den øvre delen av en kalypsokjernen som følge av sprøyteeffekt (engelsk: "syringe effect"). Denne effekten skyldes at etter løslatelsen av en tung kjerneprøvetaker, kan elastisiteten av prøvetakerkabelen trekke stampelet oppover. Denne bevegelsen vil drenere ekstra sidemateriale inn i prøverøret mens prøvetakeren penetrerer øvre del av sedimentene (Széreméta et al., 2004).

3.4 Laboratoriemetoder

3.4.1 Procon CT-skanner

Computed tomography (CT-skanning) er en ikke-destruktiv, høyoppløselig, tredimensjonal skannemetode (best kjent fra helsesektoren, men også som en eksepsjonell metode for studier av sedimenter). De tre splittene kjernene GS13-183-04GC, GS13-183-02GC og GS13-183-03GC ble skannet ved Earthlab på Universitetet i Bergen av ProCon X-ray CT-ALPHA Computed Tomography (CT) skanner. Denne kjerneskanteren er utstyrt med en 240 kV mikrofokustube og en 3000x3000 piksel-detektor som skanner opptil 150 cm lange sedimentkjerner med en diameter på opptil 125 mm i en kontinuerlig heliksbevegelse. Oppløsningen er avhengig av prøvestørrelsen. En prøvediameter på 100 mm kan rekonstrueres ned til 30 µm voxelstørrelse, mens en 30 mm i diameter prøve kan rekonstrueres ned til 15 µm voxelstørrelse (Universitetet i Bergen, 2017b).

En CT-skanner viser romlig distribusjon av absorpsjonskoeffisienter gjennom kjernen. Absorpsjonskoeffisienten avhenger blant annet av tetthet og kjemisk sammensetning av sedimentene, i tillegg til styrken på røntgenstrålen. Jo høyere tetthet og atomnummer, jo mer svekket blir røntgenstrålen. CT-skanneren produserer bilder der absorpsjonskoeffisienten visualiseres som gråskalabilder. Individuelle røntgenbilder refereres til som skiver eller snitt (engelsk: "slices"). Ved å stable skivene oppå hverandre vil det dannes et komplett tredimensjonalt volum (Tanaka et al., 2011). På denne måten kan man studere blant annet sedimentære strukturer, bioturbasjon og størrelse på klaster ved tetthetsforskjellene i kjernene. Analysene gjøres i datahåndteringsprogrammet AVIZO på Universitetet i Bergen.

Feilkilder

Lavenergisk stråling blir lettere dempet enn høyenergisk stråling. Den lavenergiske strålingen kan føre til falsk informasjon i forbindelse med CT-skanning da det kan forekomme en overestimering av gråskalaverdier i ytterkantene av kjernen, samtidig som effekten av strålingen vil avta innover, og detaljer innover i kjernen forsvinner (Brooks & Di Chiro., 1976). Denne effekten, såkalt stråle-hardningseffekt (engelsk: "Beam-hardening") kan reduseres ved å plassere en tynn aluminiumsplate, eller annet metall, mellom røntgenstrålen og kjernen. Metallplaten reduserer mengden lavenergisk eller "myk" stråling, og fører til at det gjenstår en høyere andel høyenergisk eller hard stråling. Ved å bruke denne metoden blir det rekonstruerte

bildet mindre påvirket av stråle-hardningseffekt ettersom den lavenergiske strålingen blir dempet av metallplaten.

3.4.2 ITRAX XRF element kjerneskaner

ITRAX XRF element kjerneskaner er en ikke-destruktiv metode som samler inn høyoppløslige fysiske og kjemiske data fra splittede kjerner. Skanneren produserer optisk- og røntgenbildefiler for fysiske analyser og mikro-røntgen fluorescens spektrale data (XRF) for geokjemisk analyse (Rothwell & Croudace, 2015). XRF er basert på prinsippet om at individuelle atomer kan støte fra seg et elektron fra det indre skallet når det blir påvirket av innkommende røntgenstråling. Den resulterende tomme posisjonen i det indre skallet fylles da av et elektron som faller tilbake fra det ytre skallet, og energiforskjellen mellom disse to skallene blir strålt ut som elektromagnetisk stråling. Bølgelengden til denne strålingen (fluorescens) er karakteristisk for et hvert element og gjør det mulig for detektoren å identifisere de kjemiske elementene i sedimentene (Richter et al., 2006).

Kjerner opptil 1750 mm i lengde og mellom 60-120 mm i diameter kan skannes med oppløsning ned til 200 μm (Universitetet i Bergen, 2017c). I denne studien ligger fokuset på kalsium (Ca) og titan (Ti) elementforholdet i de ulike kjernene. XRF-skanning av marine sedimentkjerner kan brukes for å bestemme klimadrevne endringer i sedimentsammensetning gjennom glasier og interglasialer. Interglasialer representerer en høyere konsentrasjon av Ca, relatert til biogen produksjon i vannsøylen. Ti brukes ofte som en indikator for terrestrisk opprinnelse og representerer glasier, der isdekker tilførte materialet fra land til havet. Kortere perioder av iskalving markeres ofte i marine sedimentkjerner ved å inneholde topper i signal av Ti. Elementforholdet må likevel brukes med varsomhet da Ca variasjon ikke nødvendigvis representerer endringer i biogen produktivitet i vannsøylen, men signalet kan bli dominert av terrestrisk tilført CaCO_3 (Rothwell & Croudace, 2015). Dette forekommer spesielt i kyst eller marginnære settinger. På grunn av dette vil elementforholdet i studien hovedsakelig brukes relativt for sammenlikne kjernene i transektet.

Feilkilder

Stråling kan enten absorberes eller spres som følge av variabiliteter nedover i kjernen, og XRF element kjerneskaning er derfor betegnet som en semikvantitativ analyse. Feilkilder kan skyldes variabilitet i vanninnhold, kornstørrelse, kompaksjon, mineralogi og overflateruhet.

Sistnevnte faktor forekommer hvis røntgenstråledetektoren ikke er i korrekt posisjon i forhold til kjernen, da det alltid må være samme avstand mellom dem. Ved ujevne overflater og sprekker er dette spesielt vanlig (Croudance et al., 2006). Det er derfor viktig å gjennomføre den minimale prøvepreparasjonen som må til. Dette inkluderer forsiktig rensing og flatning av overflaten, og tildekning kjernen med en tynn plastfilm som forminske overflateruhet og forhindrer kontaminering (f.eks. Richter et al., 2006).

3.4.3 Multisensor kjernelogger (MSCL)

En multisensor kjernelogger er en ikke-destruktiv metode for målinger av geofysiske karakteristikk i hele eller splittede kjerner og er av verdifull hjelp i kjernelogging. Sensoren måler P-bølgehastighet, gammatetthet og magnetisk susceptibilitet. Disse fysiske egenskapene reflekterer sedimentsammensetning, som type mineral tilstede og kornstørrelsesdistribusjon. Dette er av fundamental interesse i paleomiljø og paleoklimatiske studier (Weber et al., 1997).

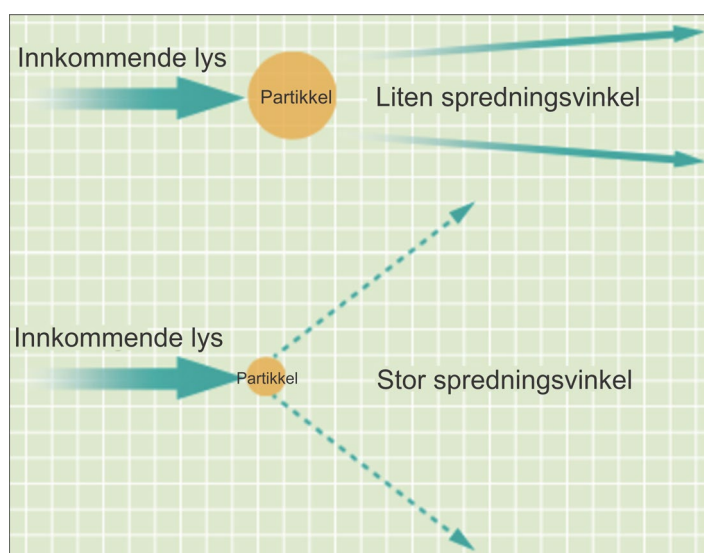
Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet er et mål på hvor lett et mineral lar seg magnetisere som respons på et magnetfelt (Dearing, 1994). Dette blir målt ved at en oscillator krets i sensoren produserer et lavintensitets, alternerende magnetisk felt. Ethvert materiale i nærhet av sensoren som har magnetisk susceptibilitet vil forårsake en endring i oscillatorfrekvensen. Frekvensinformasjonen blir så konvertert til magnetisk susceptibilitetsverdier. Magnetisk susceptibilitetsmålinger er temperatursensitive, og dermed er det viktig å opprettholde en stabil temperatur under målingene (Geotek, 2016).

Magnetisk susceptibilitet kan brukes som en prokxy for litologiske variasjoner som skyldes klimavariasjoner i pleistocene sedimenter. Signalet avhenger blant annet av variasjon i avsetning av isdroppet materiale (IRD). Dette kan komme som respons på de pleistocene glasiasjonene, og spesielt som følge av de ekstensive episodene av isdropping under Heinrich hendelser (Robinson et al., 1995). Magnetisk susceptibilitet i sedimenter fra Norskehavet kan også brukes som en prokxy for styrken til det varme atlantiske havvannet som beveger seg over den basaltiske Island-Skottlandryggen og eroderer med seg magnetiske mineraler som blir avsatt i Norskehavet (Kissel et al., 1999). Styrken til det atlantiske havvannet er i sin tur relatert til nord-atlantiske klimavariasjoner (Rasmussen et al., 1996).

3.4.4 Mastersizer

Mastersizer 3000 er en maskin der laserdiffraksjon brukes for målinger av kornstørrelsesdistribusjoner med korn i størrelsesorden fra 0,01-3500 μm . I en laserdiffraksjonsmåling passerer en laserstråle gjennom en spredt partikkeldistribusjon der enkeltkorn refrakterer lyset videre i spesifikke vinkler karakteristisk for størrelsen på kornene. Store partikler sprer lys i små vinkler relativ til laserstrålen, og små partikler sprer lyset i store vinkler (Figur 3.1). Lysintensiteten til vinkelvariasjonene blir så analysert for å kalkulere størrelsen til partiklene, som skaper et spredningsmønster. Dette gjøres ved bruk av Mie-teorien for lysspredning. Partikkelstørrelser blir gitt som volumet til den ekvivalente sfærens diameter (Malvern Instruments, 2017a).



Figur 3.1: Prinsipp bak laserdiffraksjon. Figuren er modifisert fra Malvern Instruments (2015).

Analyser av kornstørrelsesdistribusjoner ble gjennomført på prøver fra hver andre cm i kjerne GS13-183-02GC og GS13-183-04GC (totalt 316 prøver), i tillegg til 10 prøver fra nedre del av GS13-183-03GC. 12-13 stikkprøver ble i ettertid tatt fra de to førstnevnte kjernene innenfor et bestemt tidsrom for å sikre at drift i maskinen over tid ikke påvirket resultatene mellom testing av de ulike kjernene. I maskininnstillingene ble fin-medium kornstørrelse spesifisert og en refraksjonsindeks for vann på 1,33. Rørehastighet ble satt til 2500 rpm. Hastigheten må være høy nok til at kornene holdes i suspensjon og at de groveste ikke faller til bunnen. Før selve målingene ble gjennomført ble 60 sekunder med ultralyd på 100% styrke kjørt, for å sikre total adskillelse av mineralkornene.

Før prøvene ble tilsatt maskinen ble bakgrunnsmålinger satt i gang for å observere om prøvevannet og maskinen var rent nok til at prøven ikke ville bli kontaminert. Hvis målingene ikke var innenfor fastsatte krav måtte cellevinduet vaskes, eller vannet i maskinen fylles på nytt. En analyse som dette krever lite materiale (c. 0,2 g) og marginen mellom for mye eller for lite prøvemateriale er smal. Tilsøring (engelsk: "obscuration") er et mål på prosentandelen av laserlyset som blir mistet når lyset går igjennom prøven (Malvern Instruments, 2017a), og kan brukes som en hjelp for å tilsette riktig konsentrasjon av sedimenter. Tilsøring ble holdt mellom 7-10% for finere sedimenter, mens for mer grovkornede prøver ble det forsøkt å holde tilsøring opp mot 10-12%. Da sedimentene inneholder lite organisk materiale kunne det direkte tilsettes maskinen etter fullstendig oppløsning i 0,05 % argonblanding. Etter tilsetning av prøven ble maskinen tilført 5% argonblanding slik at leirfraksjonene ikke skulle koagulere.

For å kunne bruke Mie-teorien for utregning av kornstørrelsesdistribusjon må refraksjonsindeksen for materialet bestemmes. Denne komplekse refraksjonsindeksen består av en reell og en imaginær del. Den reelle delen av refraksjonsindeksen trengs for å predikere diffraksjonen fra partikkeloverflaten. Den imaginære refraksjonsindeksen, også referert til som absorpsjonsindeksen, redegjør for dempingen av lyset ettersom det passerer gjennom partikkelen. Generelt vil transparente prøver ha lav eller null absorpsjon, mens fargede eller svarte prøver vil ha en høyere verdi (Malvern Instruments, 2017b). Bestemmelse av riktig refraksjonsindeks og absorpsjonsindeks er viktig for presisjonen og nøyaktigheten til prøvene, og forskjellige indeksverdier gir store utslag i kornfordelingen, spesielt for de små kornfraksjoner under 1 μm .

Det viste seg å være vanskelig å bestemme representative indeksverdier ettersom de indeksverdiene som er realistiske å bruke, med bakgrunn i type materiale og hvordan dette ser ut, ikke passet best overens med utfallet på kornstørrelsesdistribusjonen og vektet residual. Vektet residual er et mål på hvor godt de kalkulererte dataene passer med de målte dataene. En refraksjonsindeks på rundt 1,55 vil være naturlig for en prøve som hovedsakelig inneholder kvarts. Ved å bruke denne indeksen ble imidlertid kornfordelingene bimodale i kombinasjon av mange ulike absorpsjonsindekser. Ved å velge en høy absorpsjonsindeks forsvant den bimodale kurven, men andel korn under 1 μm ble høy. Korn under 1 μm er små og vanskelig å måle, selv for en maskin. En høy topp i korn av denne størrelsen er derfor trolig lite reell. Valget falt til slutt på en refraksjonsindeks på 2 og absorpsjonsindeks på 0,001 der toppen av korn under 1 μm ble så liten som mulig. Realistisk sett er en refraksjonsindeks på 2 for høy, og

en absorpsjonsindeks på 0,001 for lav, men basert på et samlet inntrykk av både kornfordelingskurven samt vektet residual, ble dette utfallet bestemt som mest reelt.

Feilkilder

Bobler i systemet kan gi utslag som partikler med en størrelse rundt 100 μm (Malvern Instruments, 2017a). Derfor er det svært viktig å være klar over årsakene som kan føre til bobler i systemet. Det kan blant annet skyldes tilsetning av dispergeringsmiddel til maskinen og for høy rørehastighet. Derfor er det viktig å tilføre dispergeringsmiddel før bakgrunnsmålinger blir satt i gang for å kunne observere mulige bobler. Bobler kan også tilføres systemet om vannet som fyller maskinen ikke er rolig og romtemperert. Dermed er det lurt å fylle vanntanken, som tilfører vann til maskinen, full kvelden før maskinen skal brukes.

Det er viktig at materialet er fullstendig skilt fra hverandre og spredt, noe som ikke alltid er tilfellet. Tilsløring kan gi en indikasjon på dette. Oppløste prøver, som forblir oppløst i suspensjon, vil ikke gi endringer i tilsløring etter at prøven er tilsatt. Om tilsløring imidlertid synker kan dette tyde på at partiklene i prøven blir større enten ved at korn koagulerer, eller at kornene sveller opp. Store partikler kan falle ut av suspensjon om rørehastigheten er for liten og vil føre til endret tilsløring. Om tilsløring øker raskt kan det skyldes partikler som fester seg til cellevinduet som fører til kontinuerlig stråling og viser tilsynelatende økning i tilsløring. Ultralyd må brukes med forsiktighet der skjøre partikler er tilstede da det kan forekomme knusing av partikler til mindre deler og dermed til usann kornstørrelsesdistribusjon (Malvern Instruments, 2017a).

3.4.5 Prøvetakning

For sikting og datering ble det til sammen tatt 32 prøver, delt på 7 dybdeintervaller der 4-5 prøver ble tatt for hver cm i intervallene. Prøvene ble tatt ved hjelp av spatel, tørket i tørkeskap på 50°C i 2 døgn og veid for tørrvekt. Deretter ble prøvene løst opp i destillert vann og forsiktig ristet på ristebrett i 5 minutter før de ble våtsiktet på 150, 106 og 63 μm . Prøvene ble igjen tørket i tørkeskap på 50°C i 2 døgn og alle fraksjonene veid. Da det ble liggende igjen en del større korn i 150 μm fraksjonen ble disse tørrsiktet og veid igjen på 1 mm, 500 μm og 250 μm .

Alle de 96 nye siktede prøvene ble brukt videre til sammenlikning av kornstørrelsesdistribusjon mot Mastersizer 3000. Tre av dybdeintervallene (til sammen 45 prøver) ble valgt ut for å

gjennomføre 3 dateringer. I utgangspunktet skulle foraminiferer plukkes fra så få prøver som mulig innen et dybdeintervall for å få minst mulig usikkerhet på dateringene, og hovedsakelig fra 150 μm fraksjonen. På grunn av et lite antall foraminiferer i hver enkeltprøve ble imidlertid nesten alle prøvene innad i intervallene plukket fra, og i både 106 og 150 μm fraksjonen for å møte minstekravet for radiokarbondatering på 2mg. Det ble kun plukket planktoniske foraminiferer av typen *Neogloboquadrina pachyderma* for å få mest mulig representative dateringer med lik reservoareffekt. Disse ble sendt videre til Beta Analytic for AMS radiokarbondateringer.

Feilkilder

Sikting av mange prøver på laboratoriet kan føre til at korn forsvinner i prosessen, eller at korn fra en prøve blander seg og kontaminerer en annen prøve. Dette kan føre til følgefeil i den senere dateringsprosessen ettersom foraminiferer fra et dybdeintervall blander seg inn med et annet dybdeintervall. Mikroskoperingen kan gi samme feil om ikke rensing av brett og koster er grundig gjennomført mellom prøvene. Feil i plukking av art kan også oppstå. Plukking av feil art som lever et annet sted i vannsøylen kan inneholde et ukjent opptak av gammelt karbon, i tillegg til at det kan være forskjeller i reservoaralder mellom bunn og overflatevann (Brendryen et al., 2015). Dette vil forskyve aldrene.

3.4.6 Radiokarbondatering

Radiokarbondateringene ble gjennomført med en akselerator massespektrometer (engelsk: "Accelerator mass spectrometry" - AMS) fra Beta Analytic. Metoden baserer seg på at elementet karbon har tre naturlig forekommende isotoper, der ^{14}C er ustabil og radioaktiv, mens ^{12}C og ^{13}C er stabile. En levende organisme vil kontinuerlig ta opp ^{14}C og dermed være i likevekt med omgivelsene. Etter ens død stopper opptaket av nytt ^{14}C og den radioaktive nedbrytning vil fungere som en klokke som forteller når organismen døde (Olsson, 1968). En AMS teller antall ^{14}C atomer som er tilstede i prøven ved å identifisere elementet ut ifra den spesifikke atommassen. For at radiokarbondateringene skal være presise og nøyaktige må også de stabile isotopene, ^{13}C og ^{12}C , telles. Forholdet mellom dem måles for å bestemme og korrigere for isotopfraksjoneringen som foregår i naturen (Beta Analytic).

Feilkilder

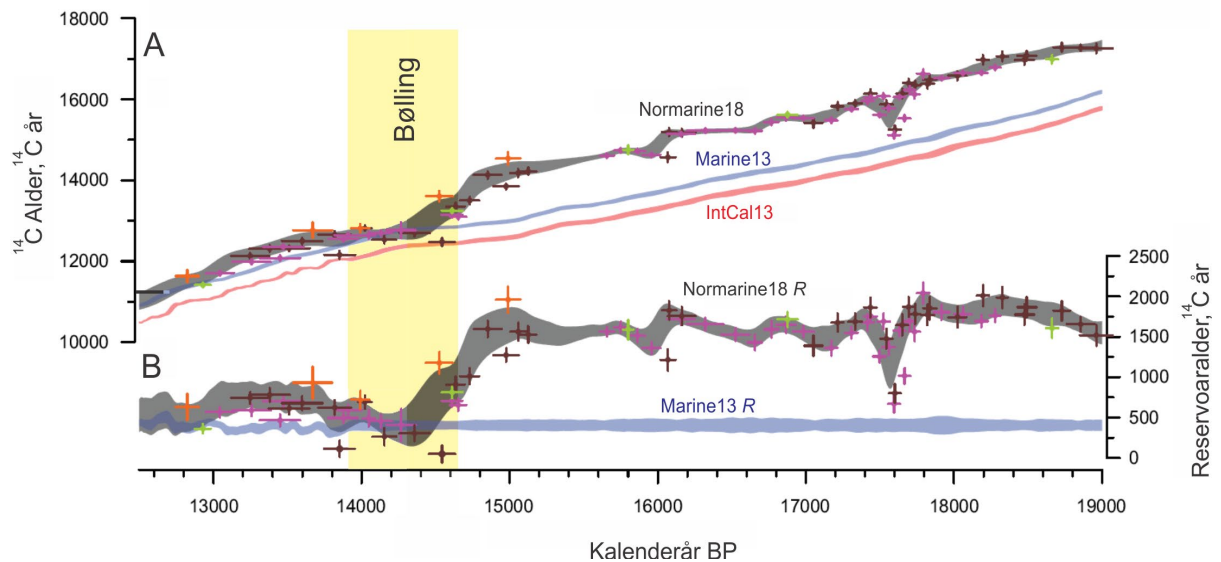
Feilkilder kan skyldes kontaminering av prøver ved enten nytt eller gammelt karbon. Dette kan forekomme i alle steg i prosessen fra prøven ble avsatt, begravd, innhentet, lagret og analysert på laboratoriet. Det er derfor svært viktig å være bevisst over forhold og miljø som eksisterer og har eksistert rundt prøven for å forstå dateringene best mulig, og kunne evaluere prøvens troverdighet.

^{14}C konsentrasjonen i atmosfæren har variert signifikant over tid og fører til et gap mellom radiokarbonaldre og kalenderår. Styrken på jordens geomagnetiske felt og endringer i solaktivitet (Stuiver et al., 1991), samt menneskelig industriell- og atombombepåvirkning har ført til variasjoner i ^{14}C i atmosfæren over tid. I havet oppstår reservoareffekt da ^{14}C blir overført fra atmosfæren til havet via overflatevann, og en videre overføring av ^{14}C til dypere vann er svært langsom prosess. Dette fører til at ^{14}C brytes ned, uten at nytt ^{14}C blir tilført, og havet får en tilsynelatende alder, såkalt reservoareffekt, på rundt 400 år i Nord-Atlanteren (Bard et al., 1991). For å korrigere for de overnevnte effektene og for å konvertere radiokarbonår til kalenderår trengs kalibreringskurver (Reimer et al. 2013).

3.4.7 Kalibrering

I denne studien er kalibrering av aldre gjennomført ved hjelp av programmet Oxcal og en regional kalibreringskurve, Normarine18, for Norskehavet (Brendryen et al., 2019). Tidligere rekonstruksjoner av det Fennoskandiske isdekket baserer seg på en reservoaralder for Norskehavet på typisk 400 år. Det er imidlertid et anerkjent problem at denne reservoaralderen medbringer stor usikkerhet til de kalibrerte dateringene. Denne manglende forståelsen av endringer av reservoaralder over tid har forhindre en mer detaljert rekonstruksjon av deglasiasjonen (Brendryen et al., 2019). Nye ^{14}C data fra Norskehavet og reservoareffekt (R) presenteres av Brendryen et al. (2019). De knytter det nære forholdet mellom nord-atlantisk klima og asiatiske monsuner for å korrelere paleoseanografiske forhold i Norskehavet med en U/Th-datert speleothemsekvens fra Hulu Cave, Kina. Denne korreleringen korresponderer med et tefrakronologisk markørlag funnet både i sedimenter fra Norskehavet og iskjerner på Grønland. Resultatene fra deres studie viser at før bølling, hadde Norskehavet en gjennomsnittlig R på 1620 ^{14}C år. Ved bøllingovergangen blir R raskt mindre med c. 1500 ^{14}C år over et tidsrom på 400 kalenderår. Gjennomsnittlig R etter bølling er 420 ^{14}C år. Figur 3.2a viser forskjellene som oppstår mellom aldre kalibrert med IntCal13, Marine13, og Normarine18. Figur 3.2b viser forskjellen i reservoaralder i Norskehavet mellom

kalibreringskurvene Normarine18 og Marine13. Forskjellene i Norskehavets reservoaralder før bølling, mellom kalibreringskurvene, fører til forskjellige tolkninger av isdynamikk og glasiasjons- og deglasiasjonshistorie. Implikasjonene av dette vil vises ved den nye tolkningen av deglasiasjonsforløpet på Vesterålenmarginen i diskusjonskapittel 5.



Figur 3.2: A) Forskjellene i ^{14}C alder og kalenderår mellom IntCal13, Marine13, og Normarine18. Horisontale usikkerhetsintervaller representerer 68,2% prosentiler for avsetningsmodellen. Den grå Normarine18 kurven representerer $\pm 1\sigma$ av sannsynlighetsdistribusjonene fra Monte Carlo simulering. B) Forskjellene i reservoaralder mellom Marine13, og Normarine18. Reservoaralderen representerer forskjellen mellom konvensjonell ^{14}C aldre for Normarine18 og IntCal13, atmosfærisk ^{14}C kurven (Reimer et al., 2013). Marine13 er med som referansekurve. Figuren er modifisert fra Brendryen et al. (2019).

3.6 Aldersmodell

En aldersmodell for kjerne G13-183-04GC er laget ved bayesiansk avsetningsmodellering i programvaren Oxcal (Ramsey, 2008; Ramsey, 2009a, b; Ramsey & Lee, 2013). Som priorinformasjon i modellen brukes seks ^{14}C AMS dateringer, kalibrert med den regionale Normarine18 kurven og $\Delta R=0$, samt relative aldre for prøvene (representert med sedimentdypet i kjerne GS13-183-04GC). I tillegg er det i modellen lagt inn informasjon om sedimentdyp der det ut i fra stratigrafien er sannsynlig at sedimentasjonsraten har endret seg. Sedimentasjonen blir så modellert i Oxcal (versjon 4.3) ved bruk av Poisson-prosess (P_Sequence) (Ramsey, 2008). Ved P_Sequence genererer programmet et stort antall (flere millioner) realiseringer av aldersmodellen ved Markov Chain Monte Carlo simulering (Ramsey, 2008). Ut ifra disse realiseringene blir det generert sannsynlighetsdistribusjoner for aldre for spesifikke dyp i kjernen (Figur 4.18). Da det er vanskelig å vite hvor mye som

mangler fra toppen av kjernen, er det dannet en "Top-Hat" funksjon for denne delen ved å definere et maksimumsintervall for alderen, og en antar at alle dateringene innenfor intervallet er like sannsynlige. Resultatene av aldersmodelleringene presenteres i delkapittel 4.4, kronologi.

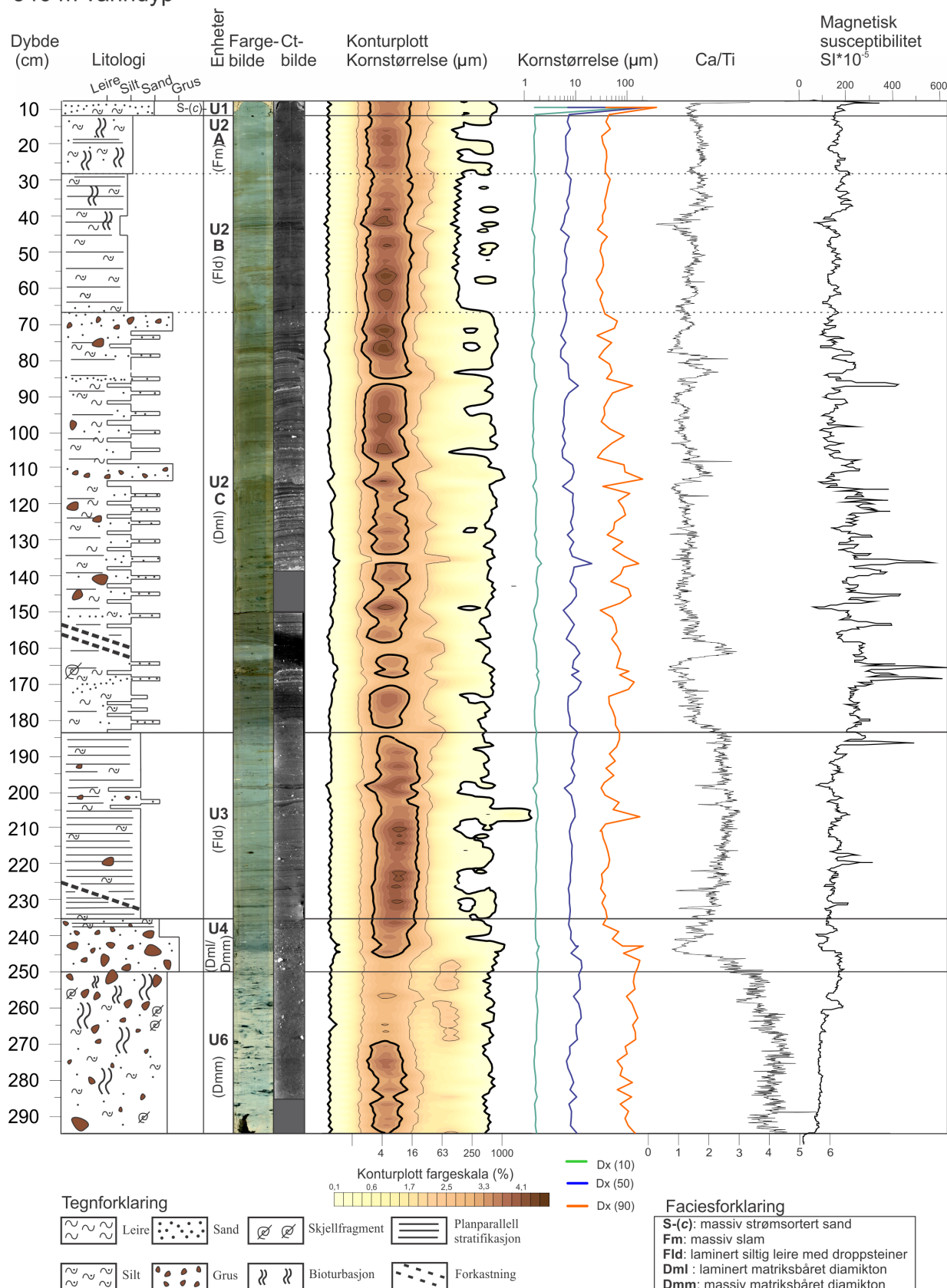
4 Resultater

Av kjernene i transektet som er undersøkt i denne studien er resultater fra GS10-163-05PC og GS10-163-04GC tidligere presentert i Brendryen et al. (2015). Resultatene presentert i følgende kapittel fra ytterlige fire kjerner, bidrar med ny og mer detaljert sedimentologisk informasjon for å forbedre forståelsen av den øvre sedimentstratigrafien på Vesterålenskråningen. Kjernene med de mest komplette stratigrafiene, GS13-183-04GC og GS13-183-02GC (Figur 4.1 & 4.2), er valgt ut for detaljerte analyser og representerer den sørligste og nest-nordligste av kjernene i transektet med en avstand på c. 10 km mellom kjernene (Figur 2.1b). Den sørligste kjernen, GS13-183-04GC, er valgt til referansekjerne som de andre kjernene korreleres til. På denne måten kan ulikheter mellom de samme enhetene i de ulike kjernene fra sør til nord i transektet beskrives. De litologiske enhetene presenteres og beskrives innledningsvis med fokus på tekstur, struktur og kornfordeling. Videre er de seks kjernene korrelert basert på litologisk beskrivelse og Ca/Ti elementforhold. Deretter presenteres en relativ sedimentfluks dannet basert på Ca/Ti elementforhold og kronologi. Til slutt vil kronologi med AMS ^{14}C dateringer og sedimentasjonsrater beskrives for referansekjernen GS13-183-04GC. På grunn av at alle kjernen er innhentet på samme tokt (GS13-183) med unntak av GS10-163-05PC og GS10-163-04GC (GS10-163) blir kjernene referert til videre i teksten som "183-04", "183-02", eller 163-05, "163-04" osv.

4.1 Litostratigrafi

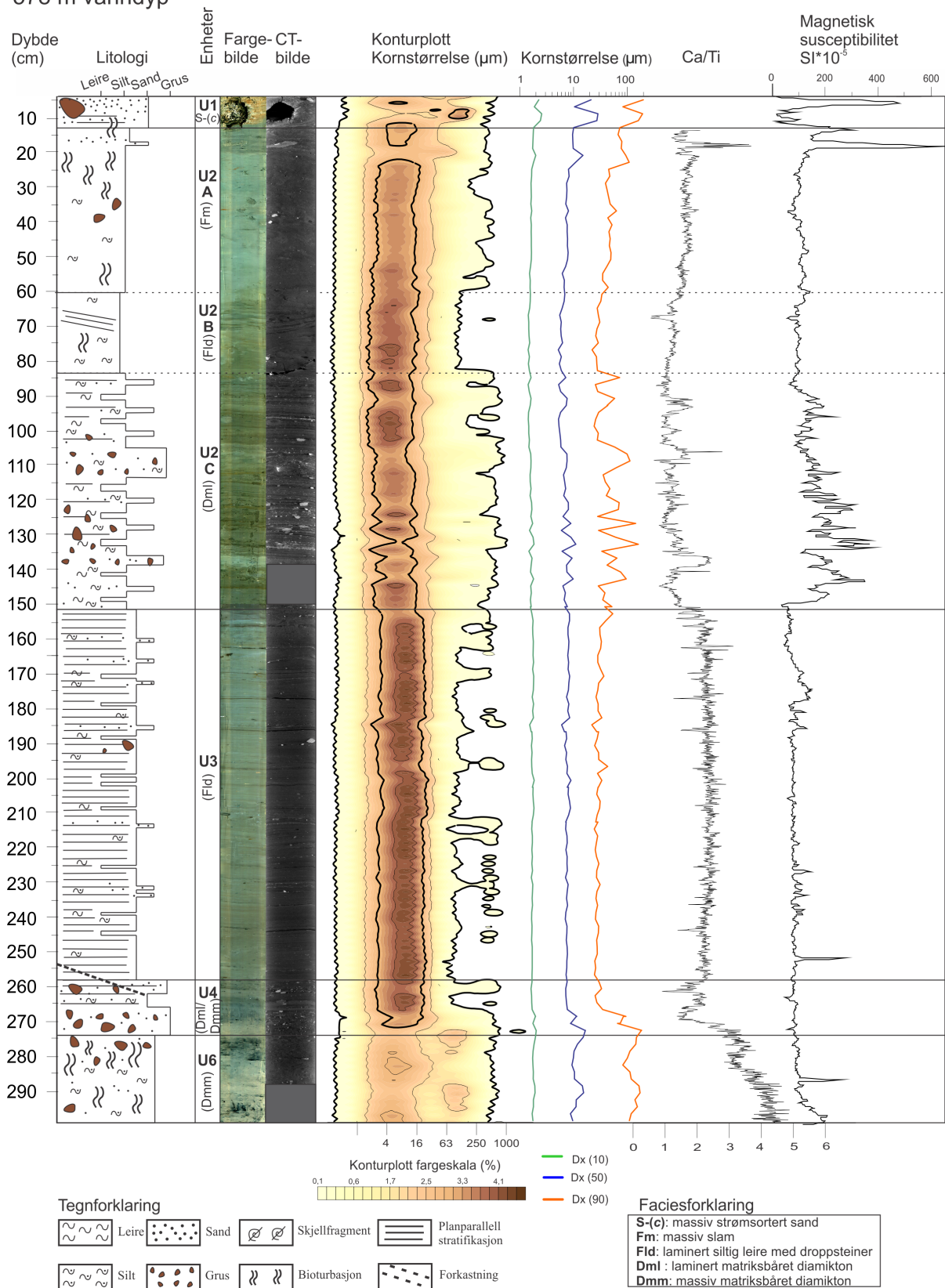
Basert på visuelle beskrivelse av kjernene, kornstørrelsesfordelinger, CT-avbildning og XRF geokjemiske analyser er kjernestratigrafien delt inn i seks hovedenheter fra enhet U1 øverst og til enhet U6 nederst. En av enhetene, U2, er videre delt inn i tre underenheter (Figur 4.1 & 4.2). Enhetene sammenfaller i stor grad med de øverste seks enhetene i kjernene 163-05 og 163-04 fra samme område, beskrevet av Brendryen et al. (2015). Kjernene er også delt inn i 6 ulike facies basert på tekstur og struktur med bakgrunn i inndeling fra Brendryen et al. (2015), og klassifikasjon fra Evans et al. (2005). En oversikt over de ulike enhetene presenteres i Tabell 4.1, og en oversikt over kornstørrelsesfordelingene i enhetene presenteres i Figur 4.3. Alle hovedenhetene (med unntak av enhet U5 og underenhetene i U2) er representert i alle kjernene i transektet. Beskrivelsene av litostratigrafien er gjort på referansekjernen 183-04 samt på kjernene 183-02 og 183-03. De resterende kjernene vil representere en variasjon av disse kernebeskrivelsene.

GS13-183-04GC
546 m vandndyp



Figur 4.1: Kjerne GS13-183-04GC med resultater fra litostratigrafisk logg, enhets- og faciesinndeling, fargebilde, CT-avbildning, konturplott av kornstørrelser, kornstørrelsesprosentiler, Ca/Ti og magnetisk susceptibilitet.

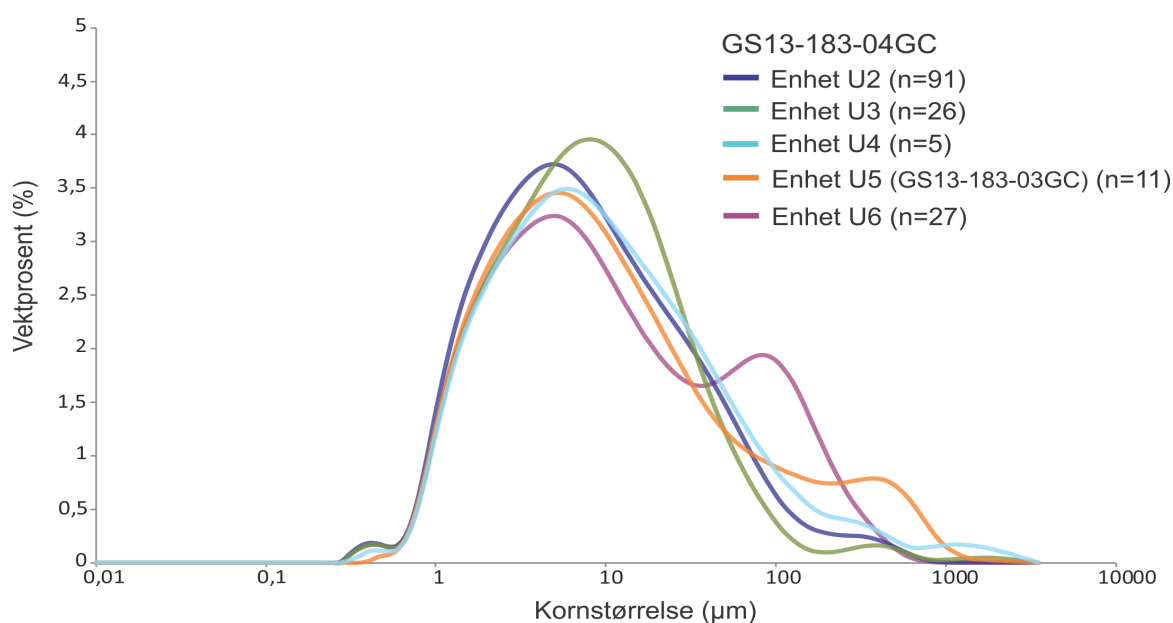
GS13-183-02GC
578 m vanddyb



Figur 4.2: Kjerne GS13-183-02GC med resultater fra litostratigrafisk logg, enhets- og faciesinndeling, fargebilde, CT-avbildning, konturplott av kornstørrelser, kornstørrelsesprosentiler, Ca/Ti og magnetisk susceptibilitet.

Tabell 4.1: Oversikt over de 6 litologiske hovedenhetene og facies, og de 3 underenhetene i enhet U2 i forhold til struktur, tekstur, samt genetisk tolkning. Videreutviklet fra på Brendryen et al. (2015). S-(c)- massiv strømsortert sand; Fm- massiv slam; Fld- laminert siltig leire med droppsteiner; Dml- laminert matriksbåret diamikton; Dmm- massiv matriksbåret diamikton; Dmm(r)- omarbeidet massiv matriksbåret diamikton.

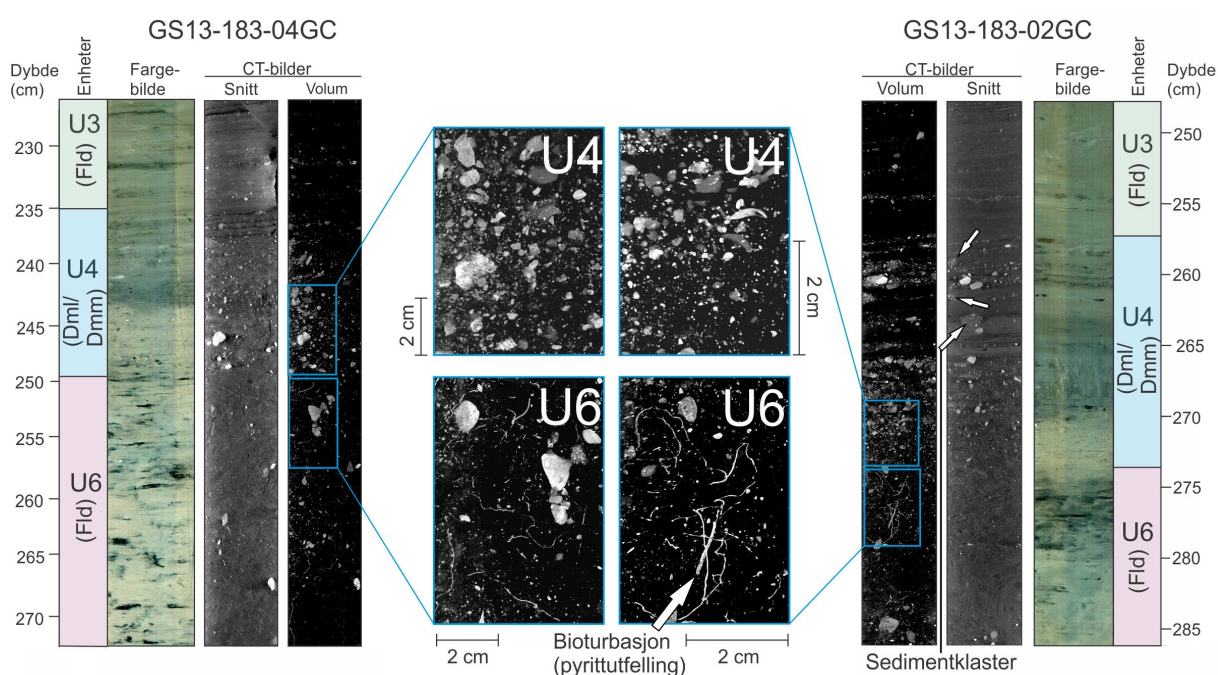
Enhet	Tekstur	Struktur	Facies	Farge (Munshell)	Tolkning
U1	Godt sortert sand. Enkelte større klaster ~5 cm.	Massiv matriks. Strukturløs med enkelte stratifiseringer.	S-(c)		Konturitt
U2	A Leirig silt. Noe sand og få grusklaster.	Bioturbert. Tegn til leirholdige stratifiseringer.	Fm	2,5Y 4/1 (Mørk grå)	Hemipelagisk avsetning
	B Leirig silt, god sortering	Diffuse lamineringer. Noe bioturbasjon	Fld	5Y 3/2 (Mørk olivengrå)	Plumitt
	C Leirig silt. Laminering vekslende mellom leire og sand. Mange grusklaster	Tydlig laminering. Ingen bioturbasjon	Dml	5Y 3/2 (Mørk olivengrå)	Plumitt og utsmelting fra isfjell/isbrem
U3	Fin-silt matriks, få grusklaster. Vekslende lamineringer av siltrike og leirrike lag.	Godt sortert med mange fine, rytmiske lamineringer	Fld	5Y 3/1 (Mørk grå)	Plumitt
U4	Fin-silt matriks, høy tetthet av sand og grus.	Dårlig sortert, massiv matriks/noe laminering. Ingen bioturbasjon	Dml/Dmm	5Y 3/2 (Mørk olivengrå)	Plumitt og utsmelting fra isfjell/isbrem
U5	Leirig silt matriks med sand og grus	Dårlig sortert, massiv	Dmm-(r)	5Y 4/1 (Mørk grå)	Glasigen debrisstrøm
U6	Leirig silt og fin sand med noe grus	Massiv. Mye bioturbasjon. Inneholder større grusklaster og skjell.	Dmm	2,5Y 4/2 (Mørk grå-brun)	Hemipelagisk IRD diamikton



Figur 4.3: Oversikt over gjennomsnittlige kornstørrelsesfordelinger i alle hovedenhetene i kjerner 183-04 og 183-03, basert på kornstørrelsesanalyser fra Mastersizer 3000.

Enhet U6

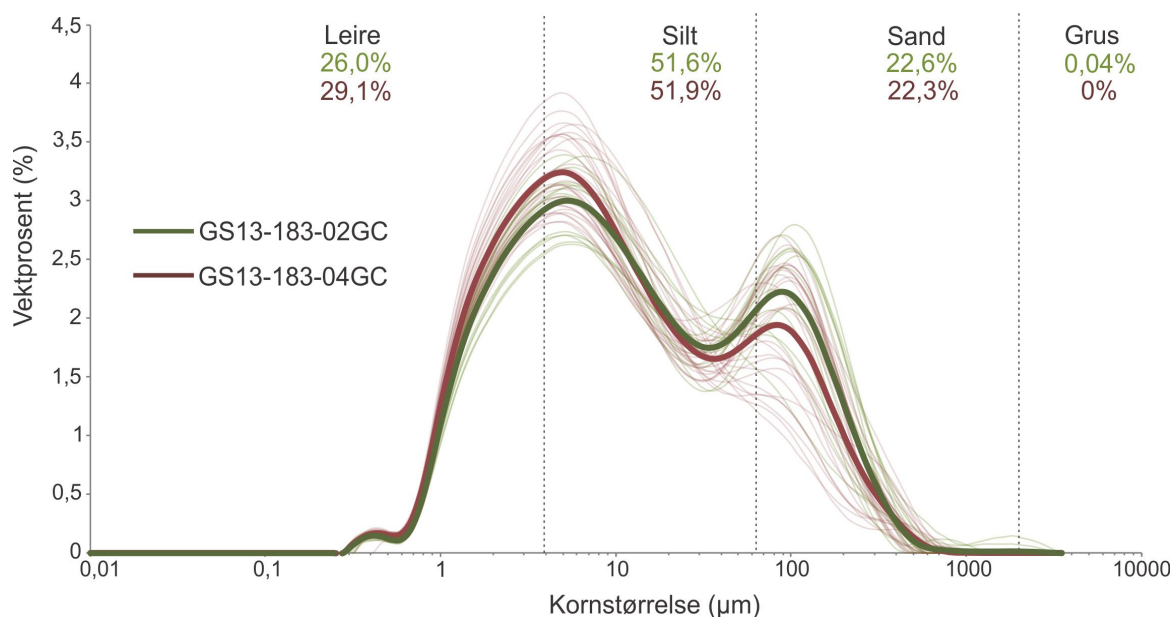
Enhet U6 (Dmm) representerer de nederste stratigrafiske delene i kjerner 183-04 (250-273 cm) og 183-02 (274-297 cm) (Figur 4.1 & 4.2). Enheten består av massiv sandig og siltig leire med enkelte større klaster, opp mot c. 2 cm i diameter. Fargen på enheten er hovedsakelig mørk gråbrun (2,5Y 4/2) og skiller seg fra de yngre delene av kjernen. Enhet U6 er bioturbert, synlig på CT-skanninger som pyrittufylte gravespor av høy tetthet, og på fargebildene som mørke flekker (Figur 4.4). Bioturbasjonen øker i frekvens mot toppen av enheten.



Figur 4.4: Inndelingen av de nederste enhetene i kjerner 183-04 og 183-02 illustrert med fargebilde, og CT-avbildning. CT-avbildningen er representert ved snittbilde på langs av kjernen og volumbilde der områder bestående av en høyere tetthet blir fremhevet, og områder med lavere tetthet fjernes. Figuren illustrerer overgangen fra bioturbasjonsdominerte enhet U6, til enhet U4 uten bioturbasjon, markant i begge kjerner. Hvite piler peker på bioturbasjon med pyrittutfelling i enhet U6 og sedimentklaster i enhet U4.

Variasjonen i kornstørrelser kommer frem ved kornstørrelsesprosentilene og konturplottet (Figur 4.1 & 4.2). For kjerne 183-04 er kornstørrelsesmedianen, $D_x(50)$, mellom 6,6-13,2 μm (fin silt), mens for kjerne 183-02 er medianen litt grovere på mellom 8,8-16,4 μm (fin silt). Det grovere materialet i enheten vises fra $D_x(90)$ som varierer mellom 63,8-176 μm (grov silt-medium sand) i kjerne 183-04 og mellom 83,2-186 μm (fin- medium sand) i kjerne 183-02. Prosentilene viser at enhetene inneholder et bredt spekter av kornstørrelser, og dårlig sortering. Kornstørrelsesfordelingen er bimodal (Figur 4.5) noe som indikerer at to ulike avsetningsprosesser påvirker sedimentene. Den modale kornstørrelsen i kjerner 183-04 og 183-

02 er på henholdsvis 5,3 og 5,8 μm (fin-silt). Analysene viser at det for begge kjernene er stor variabilitet i kornfordeling i enhet U6. Det er derfor ingen tydelig systematisk forskjell i kornfordelingen mellom kjernene. Brendryen et al. (2015) har tolket enheten til å representere hemipelagisk sedimentasjon (fin-silt) der den groveste toppen i kornstørrelsesdistribusjonen (fin-medium sand) er tolket som isdroppet materiale fra isfjell.

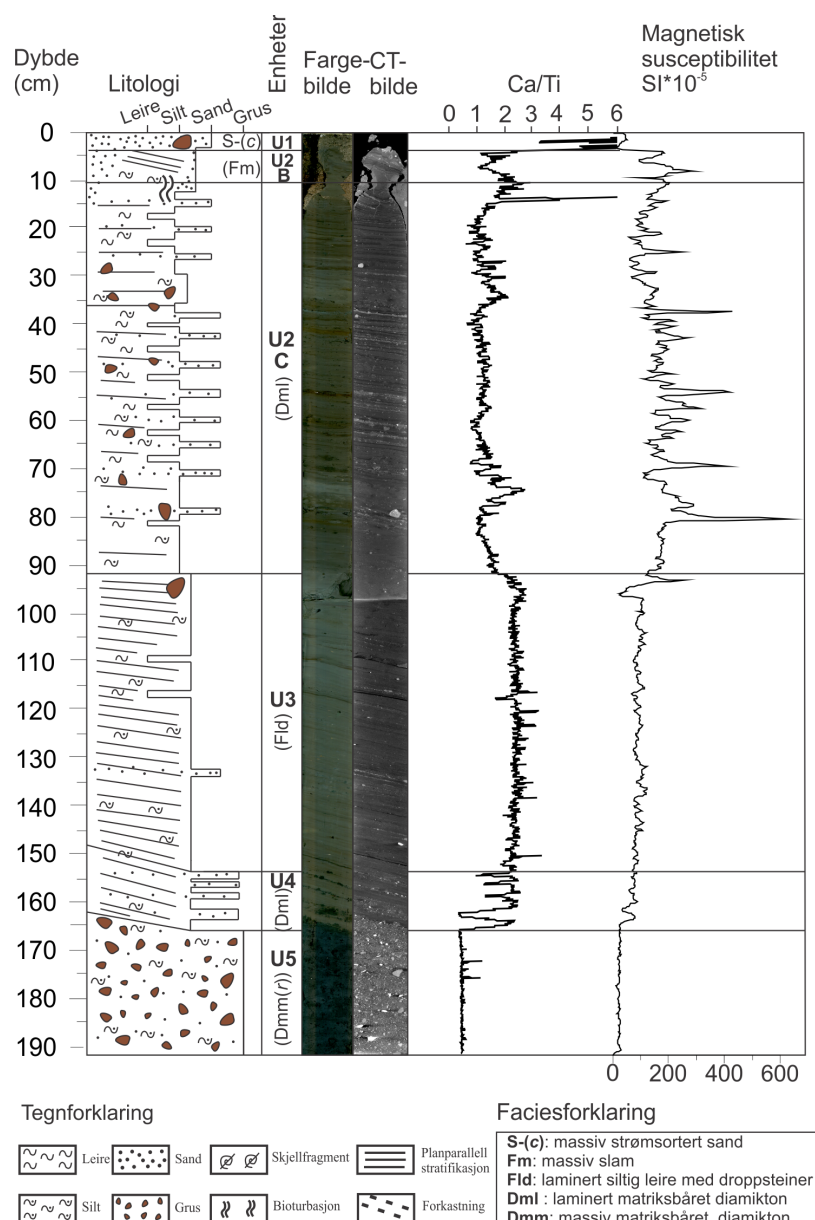


Figur 4.5: Kornstørrelsesdistribusjon for enhet U6 i kjerne 183-04 (27 prøver) og 183-02 (15 prøver). Tynne linjer representerer gjennomsnitt av prøver.

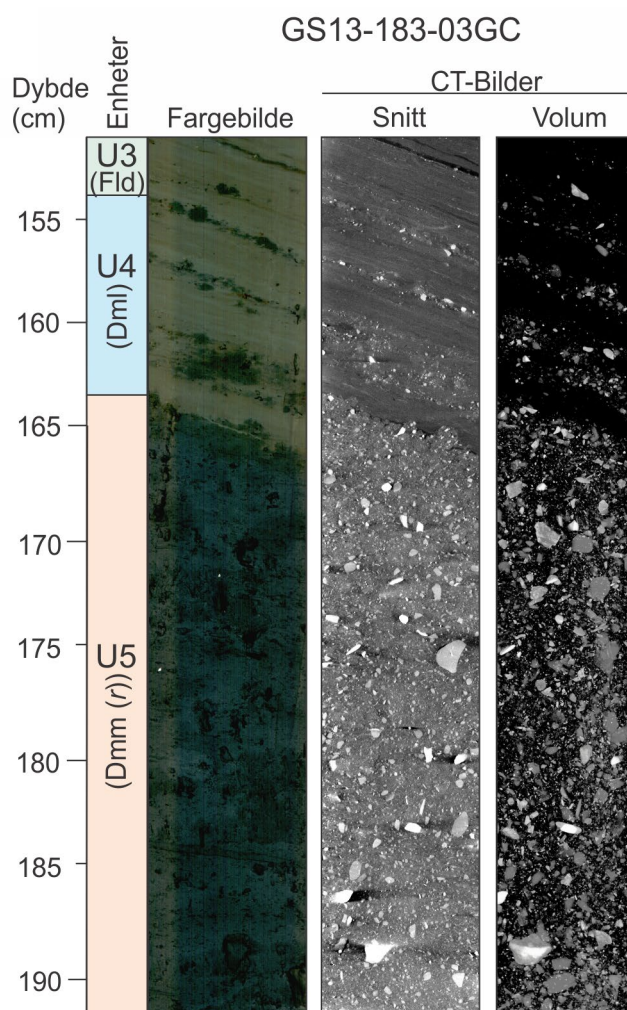
Enheten har en relativt høy Ca/Ti verdi på c. 4, og synkende verdier mot toppen (Figur 4.1 & 4.2). Forholdet peker på sedimentasjon dominert av en høyere andel biogen produktivitet relativ til tilførsel av terrestrisk materiale. Det synkende elementforholdet kan tyde på et jevnt endrende sedimentasjonsmiljø mot toppen av enheten. Magnetisk susceptibilitetsverdier er lave (mellom 0 – 100 $\text{SI} \times 10^{-5}$), der kjerne183-04 har et stigende signal gjennom enheten, og kjerne 183-02 har et synkende signal mot toppen, før det flater ut. De ulike trendene, dog lave verdier, tyder på at magnetisk susceptibilitet reflekterer små forskjeller i sedimenttilførsel av isdroppet og hemipelagisk materiale mellom den nordlige og sørlige kjernen.

Enhet U5

Enhet U5 (Dmm(r)) er kun identifisert i kjernene 183-03 og 163-05, og kan stratigrafisk plasseres mellom enhet U6 og U4 i de andre kjernene i transektet. Enheten er svært markant og skiller seg fra overliggende (og stratigrafiske underliggende) enheter ved tekstur, struktur og farge, i tillegg til fysiske og kjemiske karakteristikk. Den er definert fra kjernens bunn til 162 cm dyp. I kerne 183-03 (Figur 4.6) består teksturen av dårlig sortert sand og grusrik slam med svært mørk grå farge (5Y 4/1), og en massiv struktur. CT-bildene (Figur 4.7) viser at enheten har en høy tetthet.

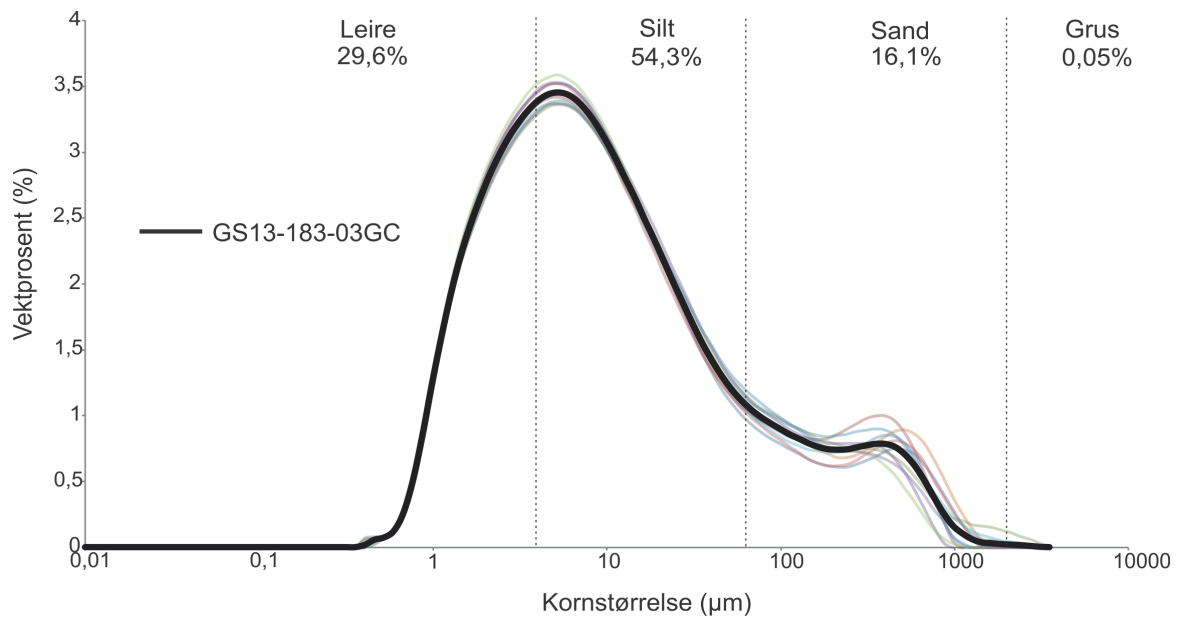


Figur 4.6: Kjerne **GS13-183-03GC** med resultater fra litostratigrafisk logg, enhets- og faciesinndeling, fargebilde, CT-avbildning, Ca/Ti og magnetisk susceptibilitet.



Figur 4.7: Fargebilde og CT-bilder av enhet U5; kun tilstedeværende i kjerne 183-03 (og 163-05). CT-avbildningen er representert ved snittbilde på langs av kjernen og volumbilde der områder bestående av en høyere tetthet blir fremhevet, og områder med lavere tetthet fjernes.

Kornforedlingsanalysene viser at enheten er homogen da det er svært små variasjoner mellom enkeltmålinger. Medianen, $D_x(50)$, ligger mellom 9,2-8,0 μm , mens $D_x(90)$ ligger mellom 113-112 μm . Kornstørrelsesfordelingen til enheten har en markant topp med modal kornstørrelse på 5,6 μm (fin silt). Enhet U5 har en høyreskjev distribusjon med en høy andel sand på 16%, særlig i kornfraksjonene fra 63-600 μm (Figur 4.8), og sedimentene er dårlig sortert. Dette kommer tydelig frem i røntgenbildene (Figur 4.7) som viser et spekter av grov sand og større klaster i ulike størrelser. Brendryen et al. (2015) har tolket tilsvarende enheter i kjerne 163-05 til å være avsatt som glasigene debrissstrømmer som stammer fra materiale som er forskjellig fra hemipelagiske avsetninger på den øvre skråning (representert ved enhet U6). Debrisstrømvsetningen blir transportert nedover skråningen som en kohesiv kropp med begrenset inkorporering av underliggende sedimenter.



Figur 4.8: Kornstørrelsesdistribusjon for enhet U5 i kjerne 183-03 (11 prøver). Tykk svart linje markerer gjennomsnitt av prøvene.

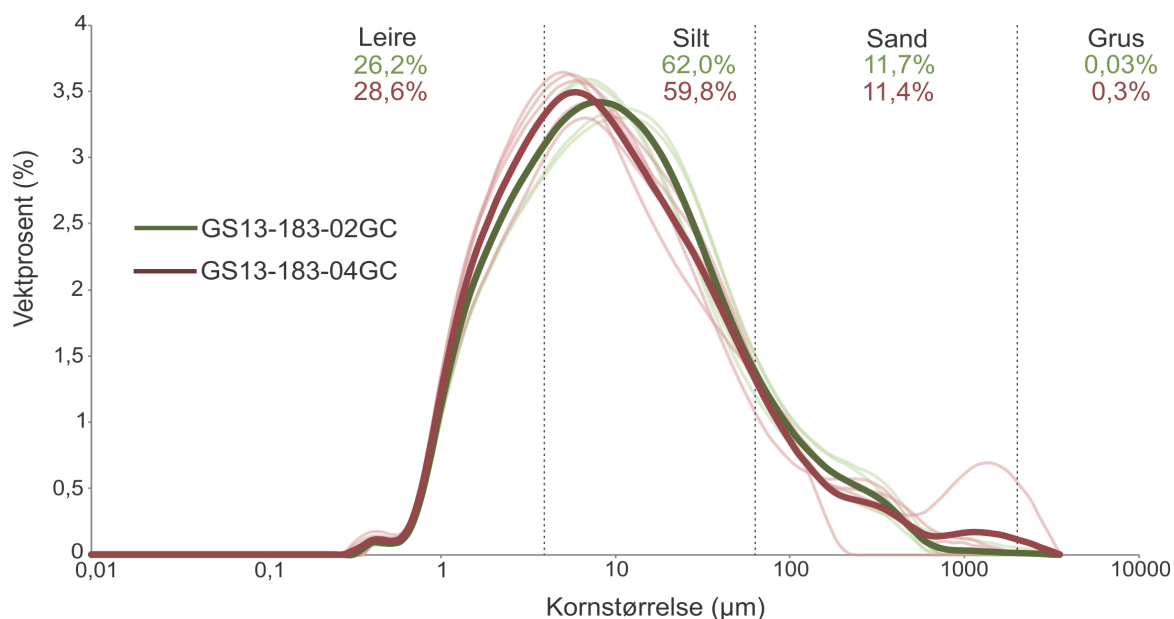
Ca/Ti verdiene i kjernen ligger flatt på 0, med noen få topper opp til verdier på 1. De lave verdiene viser at materialet er dominert av titan, og svært lite kalsium. Magnetisk susceptibilitet har de samme lave verdiene, flatet ut på c. $0 \text{ SI} \times 10^{-5}$.

Enhet U4

Enhet U4 er definert i dybdeintervallene 249-235 cm og 274-257 cm i henholdsvis kjerner 183-04 og 183-02 (Figur 4.1 & 4.2). Størstedelen av enheten er massiv (Dmm) fin-silt dominert, kjennetegnet ved mange større klaster (1–2 cm) og fraværende bioturbasjon. De øverste 3-4 cm er derimot laminert (Dml) og inneholder en noe lavere andel større klaster. Overlatefargen er mørk olivengrå (5Y 3/2). Enheten grenser til underliggende enhet U6 der grensen er markant og representeres ved en hiatus da enhet U5 mangler. I motsetning til enhet U6 som er bioturbert, viser enhet U4 en drastisk minking i bioturbasjon i kombinasjon med økt forekomst av klaster (Figur 4.4), og indikerer at det har vært en drastisk endring i biologisk miljø mellom enhetene. Det må også merkes at enhetsgrensen mellom U6 og U4 ikke samsvarer med fargeendringsgrensen mellom enhetene, som finner sted først omlag 5 cm over bioturbasjonsgrensen.

Kornfordeling i henholdsvis 4 og 5 prøver er analysert fra kjerner 183-02 og 183-04. Det begrensede antall målinger må tas i betraktning for dataanalysene. Dx (90) for kjerne 183-04 og 183-02 er henholdsvis mellom 205-51,6 (grov silt – medium sand) og 95-66 µm (fin sand).

Medianen, $D_x(50)$, ligger mellom 11,2-8,0 μm og 11,6-8,8 μm . Da medianen er relativt lik mellom kjernene, er spredningen i de grove kornstørrelsene stor mellom kjernene. Dette kan imidlertid skyldes at få målinger har ført til at en ufullstendig distribusjon blir presentert. Den modale kornstørrelsen i den unimodale distribusjonen (Figur 4.9) for kjerner 183-04 og 183-02 er på henholdsvis 6,4 μm (fin silt) og 9,6 μm (fin silt). Kjerne 183-04 viser dermed et høyere innhold av fin-silt samtidig som kjerne 183-02 er dominert av en grovere kornstørrelse i fin-silt fraksjonen. Brendryen et al. (2015) har tolket enheten som en avsetning fra smeltevannsplumer og utsmelting fra isfjell eller basalsonen til en isbrem.



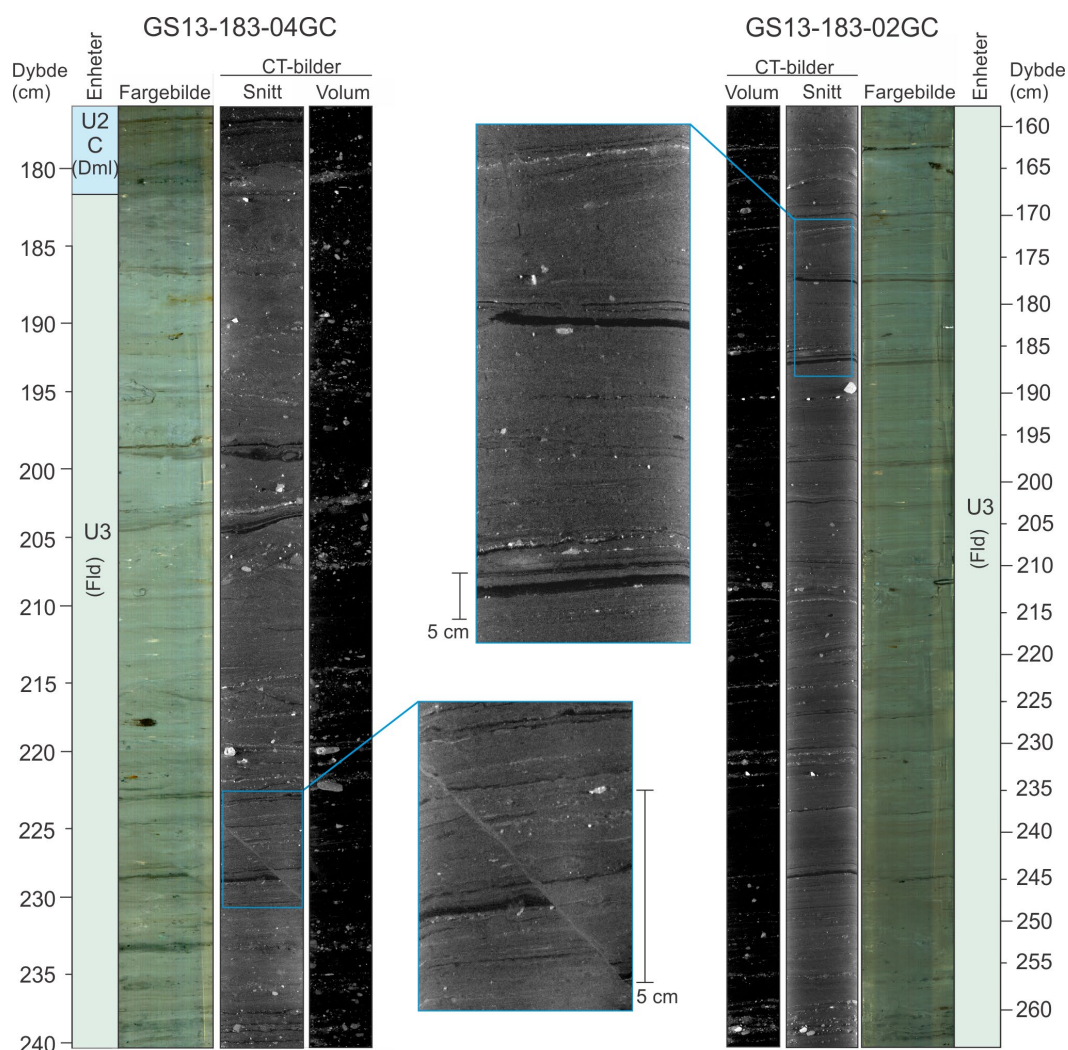
Figur 4.9: Kornstørrelsesdistribusjon for enhet U4 i kjerne 183-04 (5 prøver) og 183-02 (4 prøver). Tykke linjer markerer gjennomsnitt av prøvene.

Ca/Ti verdiene viser et markant dropp i fra c. 3,5 til 1,5, og peker på sedimenter med høy konsentrasjon av Ti relativt til Ca (Figur 4.1 & 4.2). De lave verdiene av magnetisk susceptibilitet i kjerne 183-02 viser liten eller ingen endring i forhold til underliggende enhet (U6). Magnetisk susceptibilitet har i kjerne 183-04 en økende trend, der lave verdier samsvarer med lave verdier av Ca/Ti.

Enhet U3

Enhet U3 (Fld) representerer dybdeintervallene fra 183-24 cm og 266-152 cm i kjernene 183-04 og 183-02 (Figur 4.1 & 4.2). Enheten kjennetegnes ved mange fine, parallelle og rytmiske lamineringer bestående av lyse, siltrike og mørke leirelag, c. 1-2 mm tykke. Matriksen består av fin-medium silt, inneholder få store klaster (0,5-1 cm) og har en mørk grå overflatefarge

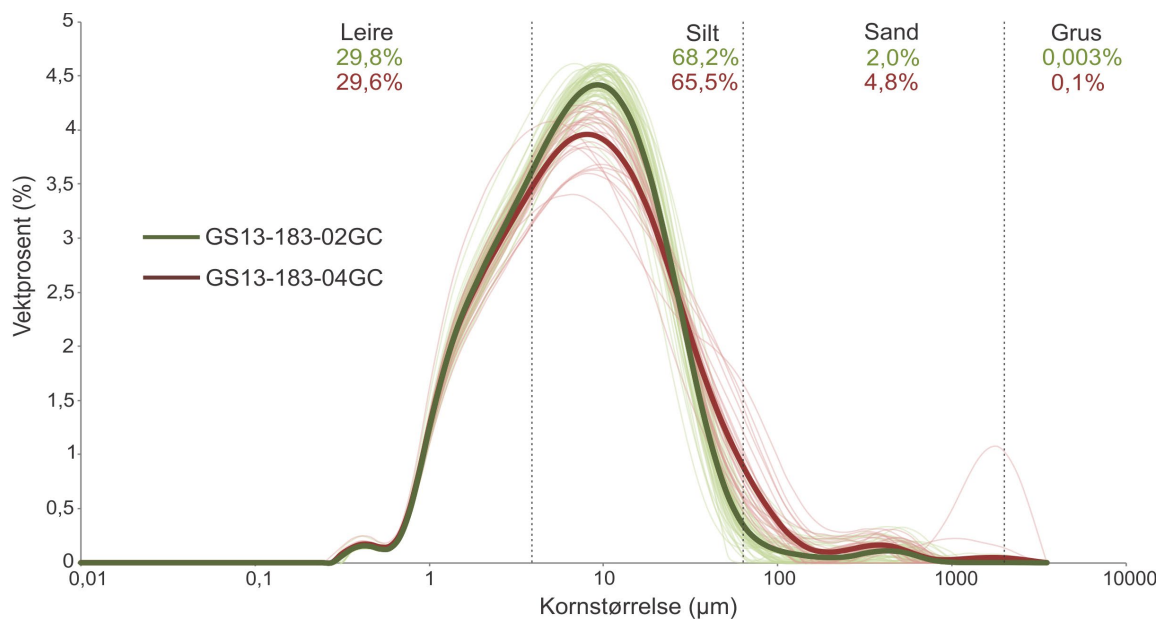
(5Y 3/1). CT-skanningen viser høyere tetthet av større klaster i kjerne 183-04 enn i kjerne 183-02 (Figur 4.10). Grensen mellom enhet U3 og underliggende enhet U4 er gradvis.



Figur 4.10: Enhet U3 kjerner 183-04 og 183-02. Illustrert med fargebilde, og CT-bilder. CT-avbildningen er representert ved snittbilde på langs av kjernen og volumbilde, der områder bestående av en høyere tetthet blir fremhevet, og områder med lavere tetthet fjernes. Enheten kjennetegnes ved tynne, fine lamineringer og fraværende bioturbasjon.

Enhet U3 er godt sortert som vist fra små variasjon i enkeltmålinger (Figur 4.11). Kjerne 183-04 har en kornstørrelsesspredning i Dx (90) og Dx (50) på henholdsvis 30,0-69,6 μm og 9,7-6,0 μm . De samme prosentilene i kjerne 183-02 utgjør intervaller på 43,5-22,0 μm og 9-6 μm . Kornstørrelsesprosentilene viser således at det er et bredere spekter og grovere kornstørrelser i kjerne 183-04 enn kjerne 183-02. Det må imidlertid trekkes frem at en distinkt sandlaminering i kjerne 183-04 er årsaken til det høye utslaget i Dx (90). Forskjellen mellom kjernene blir litt mindre om denne lamineringen sees bort fra, der den nest-høyeste kornfraksjonen er 60 μm .

Den modale kornstørrelsen på 9,9 μm i kjerne 183-02 mot 8,8 μm i 183-04 viser at kjerne 183-02, nord i transektet, inneholder en grovere kornstørrelse blant sedimentene i fin-medium silt fraksjonen enn kjerne 183-04, sør i transektet. I tillegg til dette inneholder kjerne 183-02 en høyere andel sedimenter av fin-medium silt. Forskjellene kan indikere at sedimentene stammer fra en kilde som ligger nord for studieområdet på Vesterålenskråningen. En slik hypotese kan føre til forskjeller fra nord til sør i et transekt av kjerner, og vil diskuteres senere i kapittel 5.1.2. Brendryen et al. (2015) har tolket enheten til å være en plumitt; avsatt fra utfelling fra en suspensjonsplume.

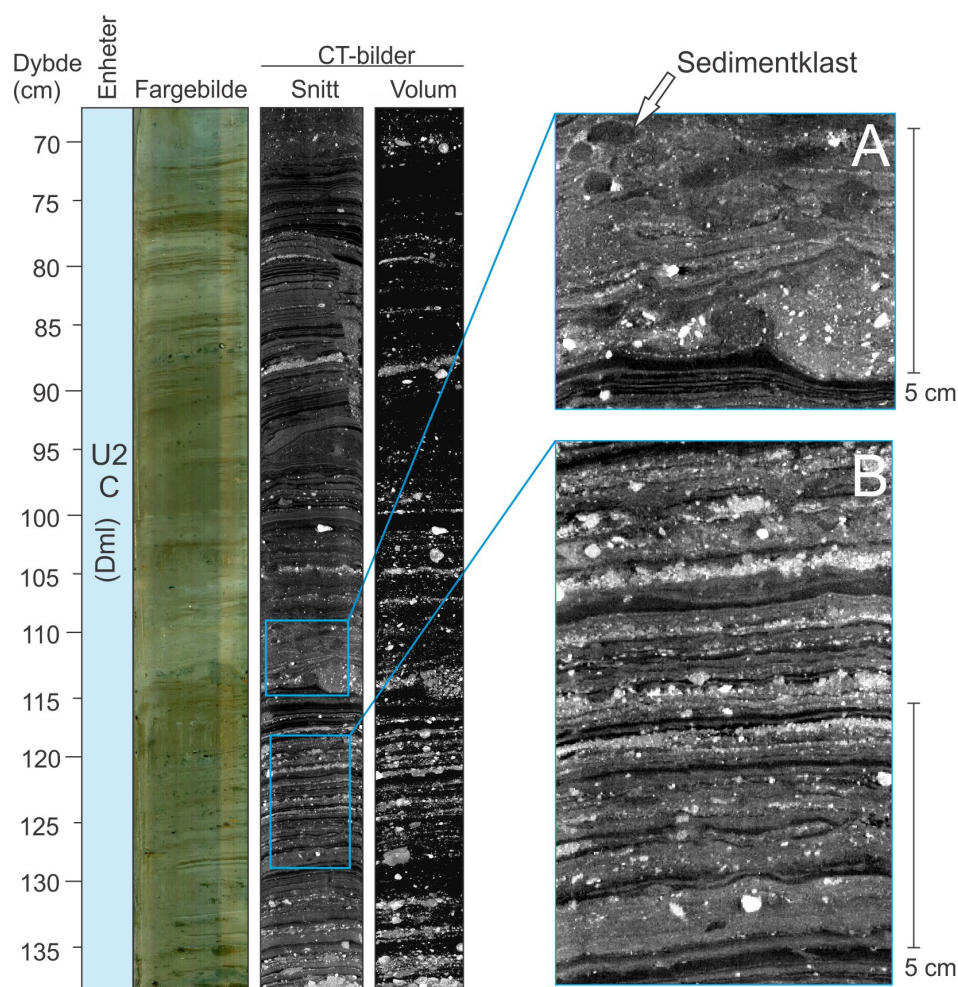


Figur 4.11: Kornstørrelsesdistribusjon for enhet U3 i kjerne 183-04 (26 prøver) og 183-02 (60 prøver). Tykke linjer markerer gjennomsnitt av prøvene.

Ca/Ti elementforholdet kommer frem som en jevn, slak kurve med stigende verdier i nedre del av enheten og synkende verdier i øvre del av enheten (Figur 4.1 & 4.2). Jevnt over ligger verdiene mellom 2,5-3, der kjerne 183-04 er i den høye enden av skalaen og kjerne 183-02 i nedre del, samtidig som kjerne 183-03 har verdier på c. 2. Magnetisk susceptibilitet viser samme trender som Ca/Ti i begge kjernene; en økende kurve oppover i kjerne 183-04 og et relativt jevnt, flatt signal i kjerne 183-02.

Enhet U2

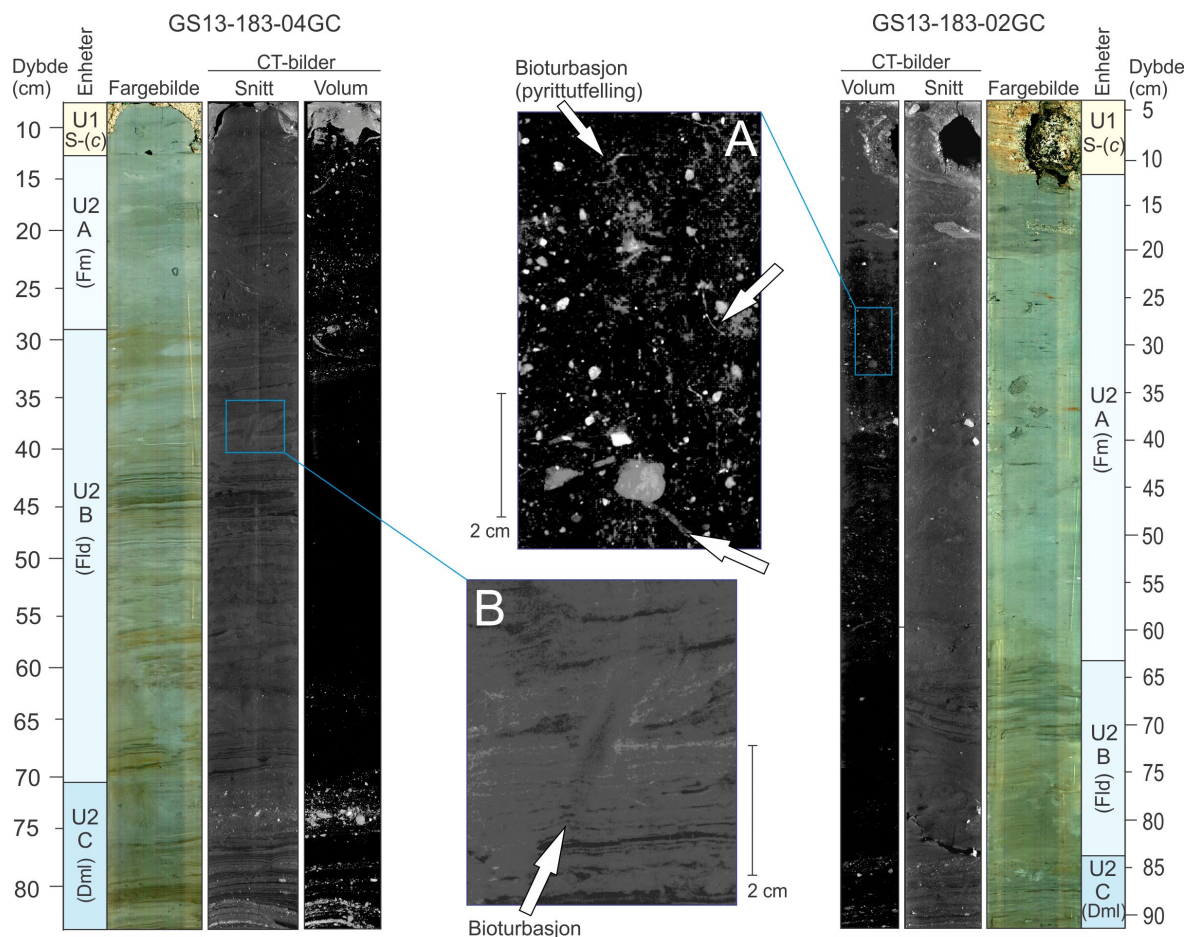
Enhet U2, opprinnelig definert i Brendryen et al. (2015) er her delt inn i tre underenheter, U2C, U2B, og U2A, på bakgrunn av endringer i tekstur, struktur og farge. Nederste underenhet U2C (Dml) representeres i dybdeintervallene fra 184-66 cm og 151-84 cm i henholdsvis kjerne 183-04 og 183-02. Vekslinger mellom grove, tykke og fine, tynne lamineringer, c. 3-10 mm tykke, kjennetegner underenheten (Figur 4.12b). Hyppige større klaster opptil 2 cm i diameter observeres. Fargen er mørk olivengrå (5Y 3/2), og overflaten inneholder flere skjellfragmenter og sedimentklaster. Ved flere dybder avbrytes lamineringene av mer kaotiske sandrike partier med tykkelse på c. 5 cm (Figur 4.12a). Ca/Ti elementforholdet har verdier på c. 1,5 som et bakgrunnssignal, med store variasjoner utover dette (Figur 4.1 & 4.2).



Figur 4.12: Oversikt over underenhet U2C i kjerne 183-02. Illustrert med fargebilde, og CT-bilder. CT-avbildning representeres ved et snittbilde på langs av kjernen og volumbilde, der områder bestående av en høyere tetthet blir fremhevet og matriks av lavere tetthet er fjernet. A) Tykk kaotisk sanddominert pakke med sedimentklaster. B) Alternierende fine leirdominerte og grove sanddominert lag, med innhold av grus.

Kornstørrelsesanalyser viser at det er stor variasjon i underenheten. Kjerne 183-04 har variasjoner i prosentilene Dx (90) og Dx (50) mellom 200-26 μm og 20,5-5,1 μm . De samme prosentilene variere i kjerne 183-02 mellom 162-24,3 μm og mellom 11,1-5,3 μm . Variasjonene reflekterer de alternerende fine og grove lamineringene observert i kjernene. Forskjellene mellom kjernene viser at den sørligste 183-04 kjernen har både et større spekter av kornstørrelser, samt dominans av grovere kornstørrelser enn den nordlige 183-02 kjernen.

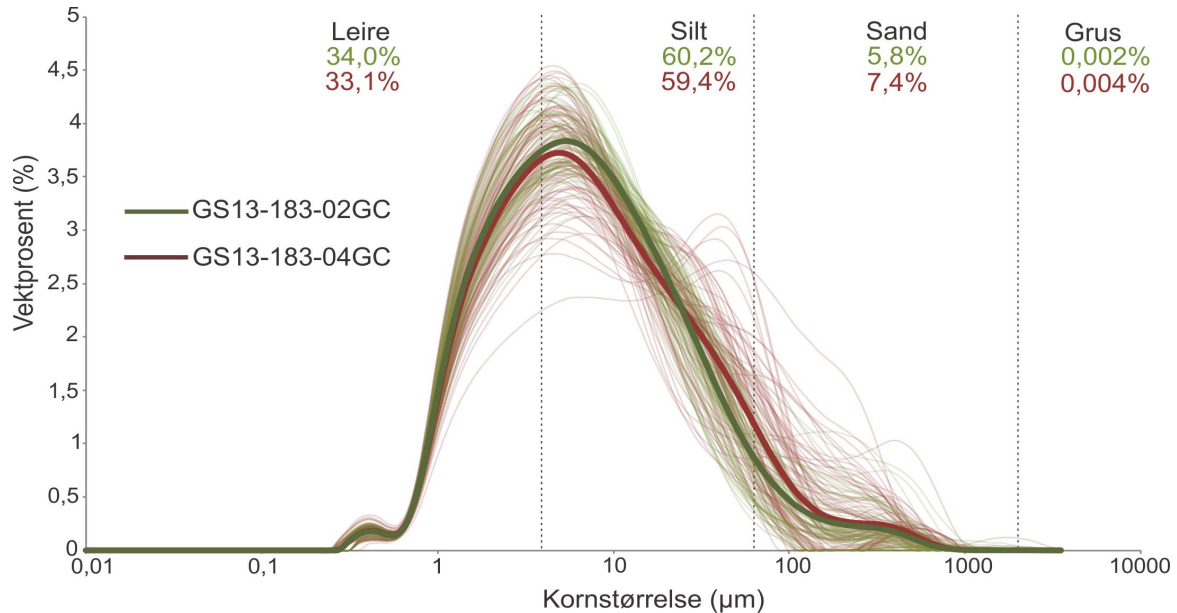
Overgangen til underenhet U2B (Fld) er gradvis og markeres ved opphold av grove sandlamineringer og større klaster, samt innhold av mer diffuse lamineringer. Enheten inneholder bioturbasjon, fremstilt både som høytetthets (pyrittutfylte) graveganger i sedimentene (Figur 4.13a) og som forstyrrede sedimenter fra graveganger på overflaten av kjernen (Figur 4.13b). Ca/Ti elementforholdet har, i likhet med U2C, verdier på c. 1,5. Verdiene holder seg imidlertid mer stabile i underenhet U2B enn i underliggende U2C.



Figur 4.13: Oversikt over de øverste underenhetene i kjerne 183-04 og 183-02. Illustrert med fargebilde, og CT-bilder. CT-avbildning representeres ved et snittbilde på langs av kjernen og volumbilde, der områder bestående av en høyere tetthet blir fremhevet, og matriks av lavere tetthet er fjernet. Gradvis overganger markerer endringer i sortering, tetthet, lamineringer og bioturbasjon.

Underenhet U2B skiller seg fra resten av enheten og kjernen ved å ha bedre sortering, da enheten ikke inneholde noe grovere sedimenter av grov silt-sand. Dette observeres både fra konturplottet, og ved små variasjoner i kornstørrelsesprosentilene (Figur 4.1 & 4.2). Grensen til overliggende enhet U2A (Fm) markeres ved slutt på laminering og økning i innhold av sandkorn med noen, men få større klaster (0,5-1 cm). Underenheten har en lysere, mer grålig farge (2,5Y 4/1). Bioturbasjon er tilsted, og økende oppover i enheten. I kjerne 183-02 er en distinkt sandlinse tolket til å representere bioturbasjon.

Alle underenhetene av U2 er dominert av leirig silt (Figur 4.14). Den modale kornstørrelsen er liten i forskjell mellom kjernene 183-04 og 183-02 på henholdsvis 5,9 og 6,6 μm . Det er imidlertid stor variasjon i enkeltmålingene, spesielt i kjerne 183-04. Dette gjenspeiler det store spekteret av kornstørrelser som beskrevet for underenhet U2C, relativt til f.eks. overliggende enhet U3. Distribusjonen av kornstørrelser for enheten har en svært lik form som distribusjonen for enhet U4 (Figur 4.9) og er med det tolket til å representere avsetning fra samme prosess. Brendryen et al. (2015) har tolket begge enhetene til å være avsatt av en smeltevannsplume og utsmelting fra isfjell eller basalsonen til en isbrem.

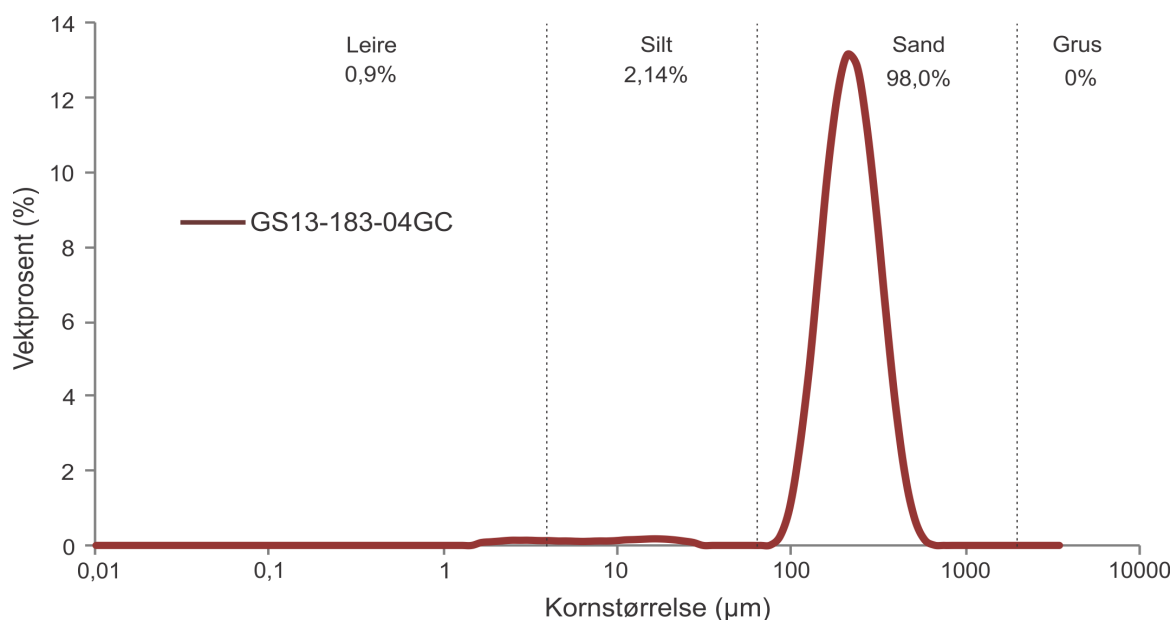


Figur 4.14: Kornstørrelsesdistribusjon for enhet U2 i kjerne 183-04 (91 prøver) og 183-02 (67 prøver). Tykke linjer markerer gjennomsnitt av prøvene.

Enhet U1

Den øverste enheten i kjernen kjennetegnes som en godt sortert sanddominert enhet (S(c)), hovedsakelig massiv med svake tendenser til stratifisering. Enkelte store klaster observeres, den største opp mot 7 cm. Grensen til underliggende enhet U2A er brå. I kjerne 183-04 er sanden distribuert langs marginene av kjernen, rundt sedimenter fra enhet U2A, og dette tyder på at det er fallprøvetakingen som har ført til en blanding av enhetene. I kjerne 183-02 er grensen til underliggende U2A flat. Tegn etter bioturbasjon, samt et høyere sandinnhold og dårligere sortering av U2A tyder på at organismer har fraktet sand med seg fra enhet U1 til U2A.

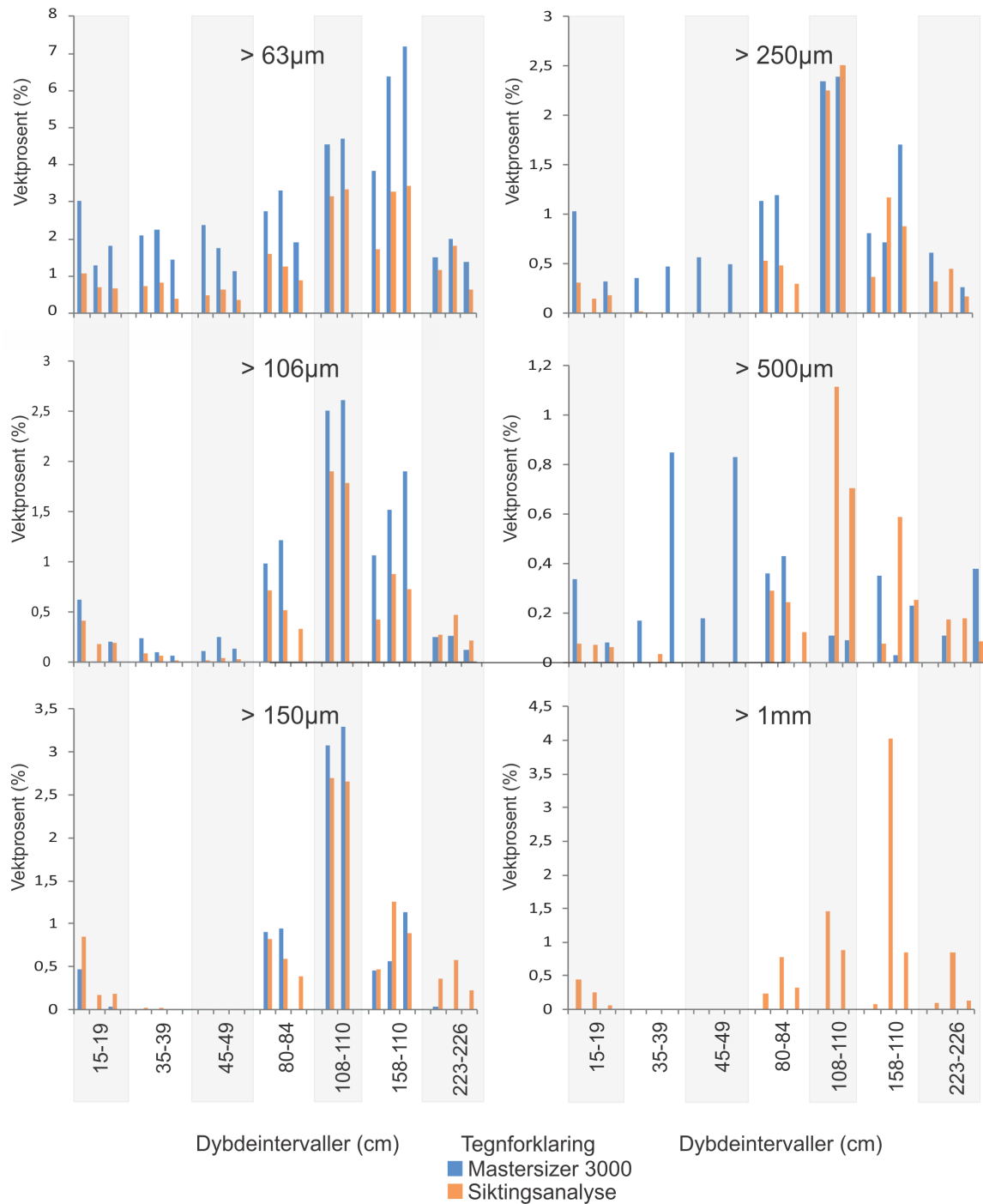
Kornstørrelsesfordelingen bestående av 98% sand, med en modal kornstørrelse på 232 μm viser ytterligere at enheten er godt sortert, sanddominert (Figur 4.15). Sandinnholdet kobles til høye verdier av magnetisk susceptibilitet med topper på 400-600 $\text{SI} \times 10^{-5}$. I likhet med sistnevnte kobles sandinnholdet til høye verdier av Ca/Ti. Enheten er tolket av Brendryen et al. (2015) til å representere dagens sedimentære miljø der den sterke NwASC eroderer og frakter med seg finere partikler og legger igjen et lag av sand og grus.



Figur 4.15: Kornstørrelsesdistribusjon for enhet U1 i kjerne 183-04 (1 prøve).

4.2 Kornstørrelsesanalyser

I følgende delkapittel vil kornstørrelsesanalysene fra laserdiffraksjonen (Mastersizer 3000) sammenliknes med siktingsanalyser. En slik sammenlikning av resultatene er viktig for å forsikre at kornstørrelsesfordelingene presentert i delkapittel 4.1 er reelle, da de har betydning for videre tolkninger.



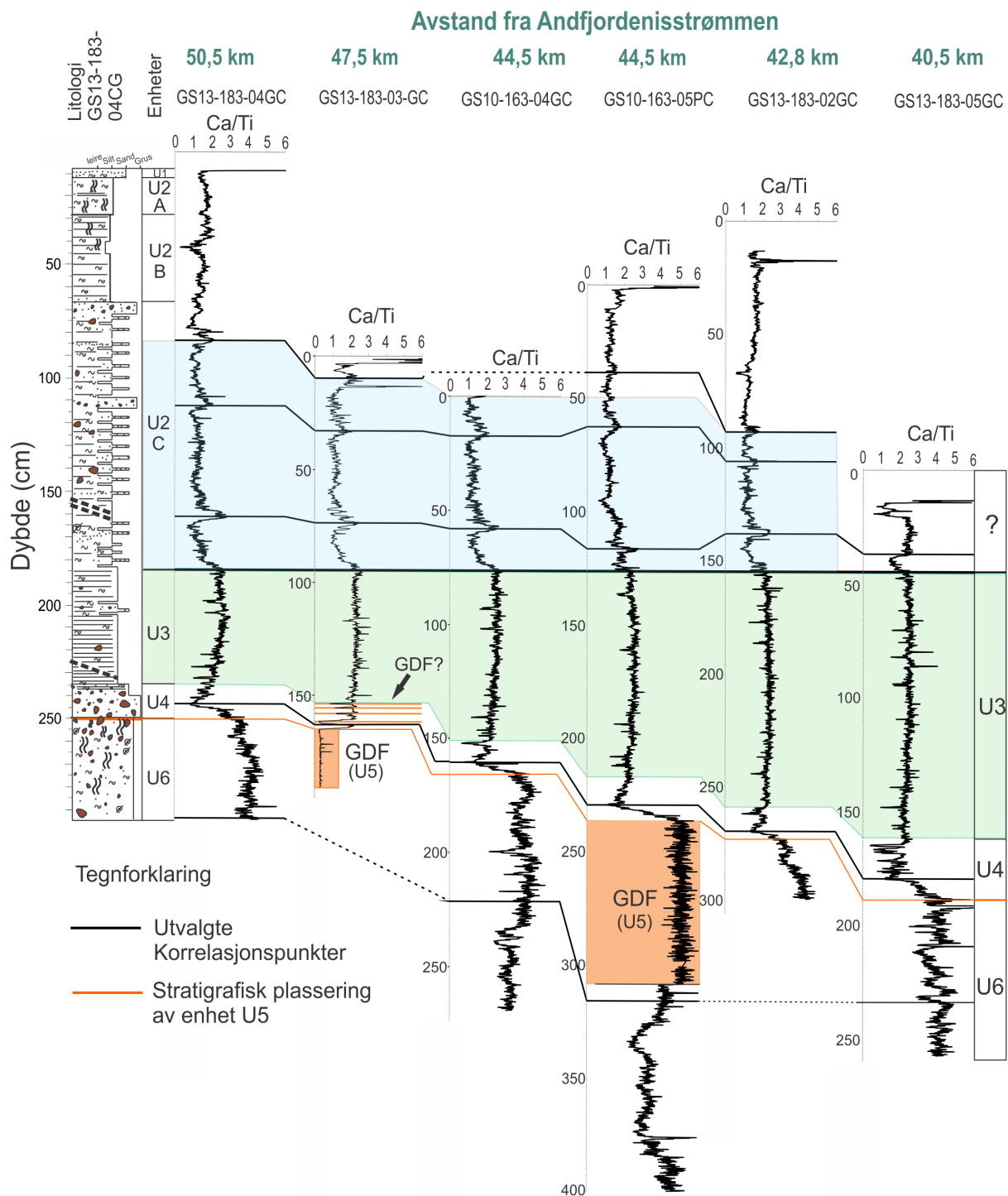
Figur 4.16: Sammenlikning av kornfordelinger ved bruk av Mastersizer 3000 og sikting. Oransje søyler representerer vektprosent av korn fra siktete prøver og blå søyler representerer vektprosent av korn fra Mastersizer 3000.

Prøvestørrelsen av sedimenter som tilføres Mastersizer 3000 (kapittel 2) består av lite materiale (c. 0,2 g). Med en slik prøvestørrelse vil det være vanskelig å få en fullstendig representativ kornfordeling da større korn har lett for å ikke bli representert i prøven. I tillegg til dette blir distinkte større korn > 2mm fjernet før tilsettelse av prøven til maskinen. Figur 4.16 viser resultatene av prosentandelen korn fra Mastersizer 3000 innenfor representerte kornstørrelsesintervaller, mot vektprosenten av korn innenfor samme størrelsesintervaller. Prøvene fra de to metodene er tatt fra nøyaktig samme dybde i kjerne 183-04, og fra 1 cm brede intervaller. Som forventet følger størrelsesandelene fra de to ulike metodene hverandre frem til >250 µm fraksjonen. For de høyere kornstørrelsene, >500 µm og >1 mm fraksjonen, begynner andelene å vike fra hverandre. Dette viser at Mastersizer 3000 ikke klarer å representere kornandelene av disse størrelsene. Kornfordelingsmålingene fra Mastersizer 3000 vil derfor underestimere andelen grovere korn i prøven, og spesielt sedimentasjon fra isdroppet materiale kan bli undervurdert.

4.3 Korrelasjon av elementforhold - Ca/Ti

Stratigrafisk kartlegging av forholdet mellom elementene kalsium og titan har vist seg å kunne brukes som et korreleringsverktøy mellom kjerner i samme område. Forholdet reflekterer type avsetningsmiljø hovedsakelig påvirket av samspillet mellom biogen produktivitet og influks av terrestrisk materiale (Rothwell & Croudace, 2015). Ca/Ti elementforholdet viser karakteristiske trekk for hver enkelt enhet i alle de 6 kjernene som gjør det mulig å trekke korrelasjonslinjer mellom like verdier av Ca/Ti elementforhold fra kjerne til kjerne (Figur 4.17). På grunn av at kjerne 183-04 er valgt som referansekjerne, er alle kjernene korrelert til denne.

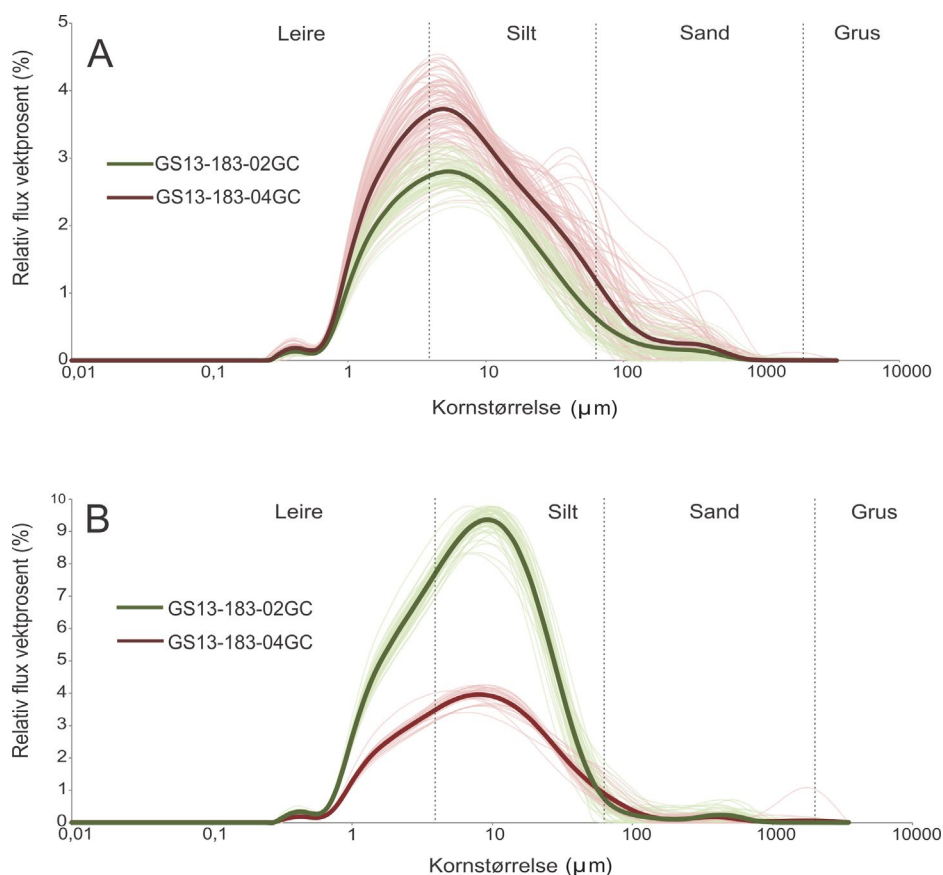
To viktige observasjoner avslører seg fra Ca/Ti kjernekorreleringen. Den første observasjonen er at enhet U3 tynnes systematisk fra nord mot sør med økende avstand fra Andfjordenisstrømmen. Den andre observasjonen viser et motsatt, svakere, signal i enhet U2 som blir tykkere fra sør mot nord. Da 163-05-PC er en kalypsokjerne kan strekking av sedimentene i toppen være årsaken til at denne kjernen ikke viser samme trend i tykkelsesendring som de andre. De systematiske endringene i enhetstykkelsen fra de resterende 5 kjernene kan imidlertid tyde på sedimentasjon fra to ulike kilder. Enhet U3 tilføres sedimenter fra en kilde lokalisert nord for studieområdet, mens enhet U2 kan være påvirket fra tilførsel av sedimenter som stammer fra sør for studieområdet.



Figur 4.17: Ca/Ti elementforhold for alle de seks kjernene i transektet. Kjernene er ordnet med økende avstand fra Andfjordenisstrømmen. Kjerne 183-04 er lokalisert lengst borte fra isstrømmen, og kjerne 183-05 nærmest isstrømmen. Grønt område representerer enhet U3. Blått område representerer deler av underenhet U2C. Orange linjer representerer stratigrafisk plassering av enhet U5, og de orange boksene markerer glasigene debrisstrømmer av enhet U5.

4.3.1 Relativ sedimentfluks

Den systematiske endringen i sedimenttykkelse av enhetene kan sees i sammenheng med endringer i sedimenttilførsel. En relativ fluks av sedimentasjonen vises i Figur 4.18a- og b, der kornfordelingen til enhet U3 og U2 i kjerne 183-04 er vist med de opprinnelige verdiene, mens kornfordelingen til enhetene i kjerne 183-02 er reskalert i forhold til tykkelsen av de to enhetene. Resultatene av reskaleringen viser at sedimentfluksen for alle kornstørrelsene i enhet U2 er høyere for den sørlige kjernen (183-04) enn den nordligste kjernen (183-02), (Figur 4.18a). Dette viser igjen tegn til at sedimenter kan ha blitt tilført studieområdet fra en lokalitet sør for studieområdet. Sedimenttykkelsen i enhet U3 (Figur 4.17) viser at den nordligste kjernen (183-02) har en over dobbelt så høy fluks av sedimenter enn den sørligste kjernen (183-04), med unntak av de grovere kornfraksjonene (grov silt-sand) (Figur 4.18b). Sedimentfluksen kan tyde på at sedimentasjonen i enheten er dominert av sedimenter med kildeområde nord for studieområdet, og støtter hypotesen dannet fra kornstørrelsesdistribusjonen, delkapittel 4.1. Kildene til disse sedimentene vil videre diskuteres i diskusjonskapittel 5.1.



Figur 4.18: A) Relativ fluks av sedimenter for enhet U2. B) Relativ fluks av sedimenter for enhet U3. A og B figurene illustreres ved at enhet U2 og U3 i kjerne 183-02 er normalisert med forholdet for sedimenttykkelse. Enhetene i kjerne 183-04 representerer den originale vektprosenten.

4.4 Kronologi

For å generere en felles aldersmodell for kjernene i studieområdet er Ca/Ti brukt for å identifisere felles korrelasjonspunkter (Tabell 4.2; Figur 4.17) mellom kjernene ved bruk av Analyserie 2.0.8 programvaren (Paillard et al., 1996). Dette gjør det mulig å knytte resultatene fra AMS ^{14}C dateringer i referansekjernen 183-04 og sammenligne de med resultatene fra kjerner 163-05 og 163-04 tidligere publisert av Brendryen et al. (2015) fra samme område. Dette danner grunnlaget for å generere en aldersmodell for alle kjernene i studieområdet. Dateringer og aldre som videre presenteres og diskuteres, er gitt ved den modale alderen av sannsynlighetsfordelingen. De 95,4 % kredible intervallene for dateringene fra bayesiansk aldersanalyse er oppgitt i Tabell 4.3.

Tabell 4.2: Korrelasjonspunkter mellom kjerne 183-04 og de resterende 5 kjernene i transektet. Verdiene representerer dybde i cm for hver av kjernene.

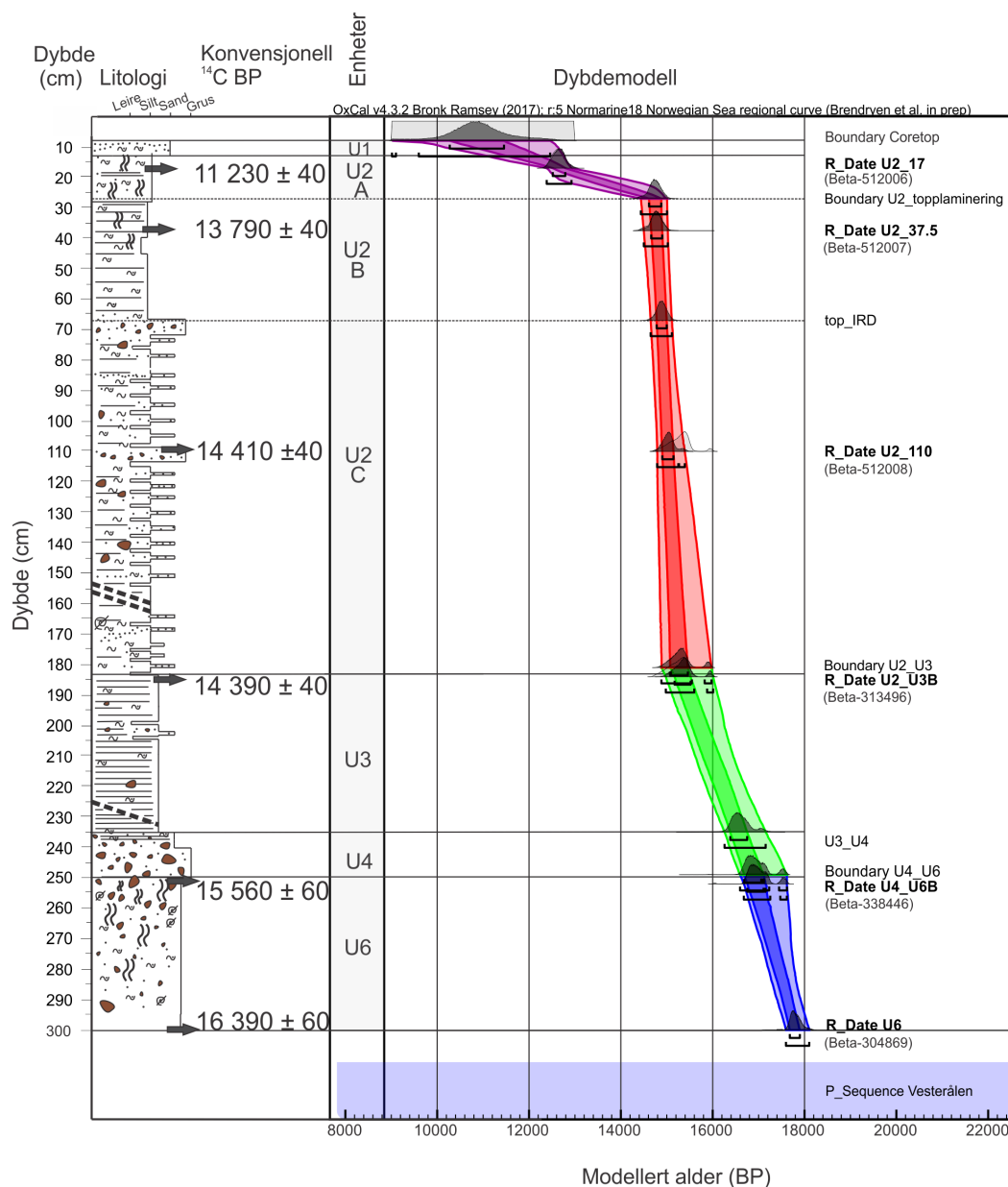
GS13-183-04GC	GS13-183-03GC	GS10-163-05PC	GS10-163-04PC	GS13-183-02GC	GS13-183-05PC
19,70				20,60	
42,21				66,78	
83,18	9,90	38,60		93,22	
93,29				99,95	
111,95	33,00	62,69	17,60	105,95	
128,80			31,90		
139,59	56,48				
147,80		95,43			
160,79	73,84		58,10	138,13	
169,26				145,20	
184,43	94,57	126,90	76,67	154,92	21,00
196,45					37,01
198,03			93,27	177,28	
199,79					44,85
203,32			101,94	186,41	
239,40	163,42				
243,44		229,48	160,35	269,74	179,91
246,11		234,18			
246,11		308,54			
252,77			173,70		188,71
257,49				282,11	
273,20			204,54		207,77
284,04					224,77
289,56					231,47
290,28			220,88		
293,81		316,07			

Tabell 4.3: Resultat av AMS ¹⁴C dateringer for kjerner 183-04GC, 163-05PC og 163-04GC. Aldrende er representert ved konvensjonelle ¹⁴C dateringer, kalibrerte marin13 aldre, og kalibrerte, samt modellerte Normarin18 aldre for sammenlikningsgrunnlag mellom ny og eldre litteratur. Dateringer fra kjernene 163-05, og 163-04 er fra Brendryen et al. (2015). Np= *Neogloboquadrina pachyderma*.

Kjerne nr.	Lab. ID nr.	Dybde i kjerne (cm)	Dybde i GS13-183-04GC (cm)	Datert materiale	Konvensjonell ¹⁴ C alder (BP)	± 1σ	Kalibrert Marine 13 (median)	Kalibrert Normarine 18 (median)	Modellert Normarine 18 (Pmax)	Modellert BP (95,4% prosentil)	Enhet
GS13-183-04GC	Beta-512006	15-19		Planktonisk foram, Np	11 230	40	12 716	12 644	12 661	12 930 - 12 391	U2
GS13-183-04GC	Modellert alder U2A/U2B	27							14 765	15 010 - 14 432	U2A/U2B
GS13-183-04GC	Beta-512007	35-40		Planktonisk foram, Np	13 790	40	16 098	14 769	14 785	15 029 - 14 499	U2
GS13-183-04GC	Modellert alder U2B/U2C	67							14 870	15 114 - 14 652	U2B/U2C
GS13-183-04GC	Beta-512008	108-112		Planktonisk foram, Np	14 410	40	16 986	15 296	15 043	15 401 - 14 796	U2
GS13-183-04GC	Modellert alder U2C/U3	181							15 325	15 974 - 14 891	U2C/U3
GS10-163-05PC	Beta-313496	128-130	184	Pl. Foram, mest Np	14 390	60	16 980	15 273	15 366	16 016 - 14 986	U2/U3
GS13-183-04GC	Modellert alder U3/U4	238							16 530	17 161 - 16 265	U3/U4
GS13-183-04GC	Modellert alder U4/U6	249							16 840	17 616 - 16 602	U4/U6
GS10-163-04GC	Beta-338446	168-170	252	Planktonisk foram, Np	15 560	60	18 423	16 979	16 968	17 618 - 16 686	U4/U6
GS10-163-05PC	Beta-304868	316-318	293	Planktonisk Foram, Np	16 390	60	19 294	17 803	17 798	18 095 - 17 603	U6

4.4.1 Aldersmodell

Den etablerte aldersmodellen viser at stratigrafien fra alle kjernene i studieområdet dekker hele den siste deglasiasjonsperioden, tilsvarende tidsintervallet mellom c. 18 000 og 11 000 år. De siste c. 11 000 år er ikke representert i kjernene da utviklingen av den sterke nordgående NwASC strømmen i holocen har ført til erosjon og dannelse av et lag av tynne, sandige sedimenter i toppen av kjernen (Enhet U1).



Figur 4.19: Dybdemodell for kjerne 183-04 illustrerer konvensjonelle ¹⁴C dateringer fra Tabell 4.3 med stratigrafisk plassering. Resulterende aldersmodell fra bayesiansk modellering med Normarine18 kurven representeres ved sannsynlighetsfordelingene for de modellerte dateringene, sammen med skyggelagte områdene der er 95,4% og 68,2% prosentilene vises. De modellerte dateringene representeres ved den modale alderen på sannsynlighetsfordelingene (Pmax). Funksjonene som er brukt for å legge inn alder og/eller dyp er vist til høyre i figuren.

Fra aldersmodellen (Figur 4.19) går det tydelig frem at den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten i alle enhetene frem til U2B/U2A-grensen er høy, for deretter å avta drastisk mot toppen av kjernen. Raten for enhet U6 er regnet til 0,56 mm/år. Enhet U3 har en lavere sedimentasjonsrate på 0,45 mm/år. Deretter øker raten i enhet U2C til 2,5 mm/år og i U2B litt til 3,8 mm/år. Sedimentasjonsraten avtar så drastisk til 0,05 mm/år der lamineringene stopper i grensen til enhet U2A. Enhet U2C- og B har dermed høyeste sedimentasjonsrate i kjernen, mens toppen av kjernen, enheter U2A og U1, har de laveste sedimentasjonsratene.

4.4.2 Kronologi for andre kjerner

For å kunne sammenlikne dateringsresultatene fra Tabell 4.3 med andre kjerner i området, er aldre på stratigrafi fra nedre del av Andøyakanjonen (Amundsen et al., 2015) og ytre del av Andfjorden (Vorren & Plassen, 2002) samt en aldersmodell fra Knies et al. (2018) recalibrert med Normarin18 kurven og modellert i Oxcal (Tabell A1, A2, A3 & Figur A2, A3, A4 i Vedlegg). Implikasjonene av dette vil diskuteres i diskusjonskapitlene, 5.2.1 og 5.2.2. På bakgrunn av at Vorren og Plassen. (2002) har oppgitt ^{14}C aldrene med en korreksjon for reservoaralder, er 440 år lagt på aldrene før de blir recalibrert i Oxcal.

5 Diskusjon

De sedimentære prosessene og avsetningene på kontinentalskråningen utenfor Vesterålen ble under den siste deglasiasjonen særlig påvirket av isstrømaktivitet, ismarginen sin posisjon og havstrømmer koblet til styrken av NwASC (kapittel 2.4). Disse faktorene er videre koblet til miljø- og klimaforhold over tid. Dermed er det er kritisk å tilegne seg kunnskap om hvilke miljø- og klimaprosesser som dominerer gjennom glasier og deglasier for å få en bedre forståelse av hvordan disse prosessene som kan påvirke isdynamikk og potensielt trigge en deglasiasjon. Følgende diskusjonskapittel starter med en tolkning av de sedimentære prosessene som har ført til avsetning av enhet U6–U1 på kontinentalskråningen. De sedimentære prosessene vil videre sammenstilles med studier av sedimentstratigrafier fra nedre del av Andøyakanjonen (Amundsen et al., 2015), og fra ytre del av Andfjorden (Vorren & Plassen, 2002). Til slutt vil stratigrafien fra Vesterålen sees i sammenheng med hav- og klimaprosessene som dominerte i Norskehavet fra slutten av LGM, c. 17,5 ka BP, og frem til i dag.

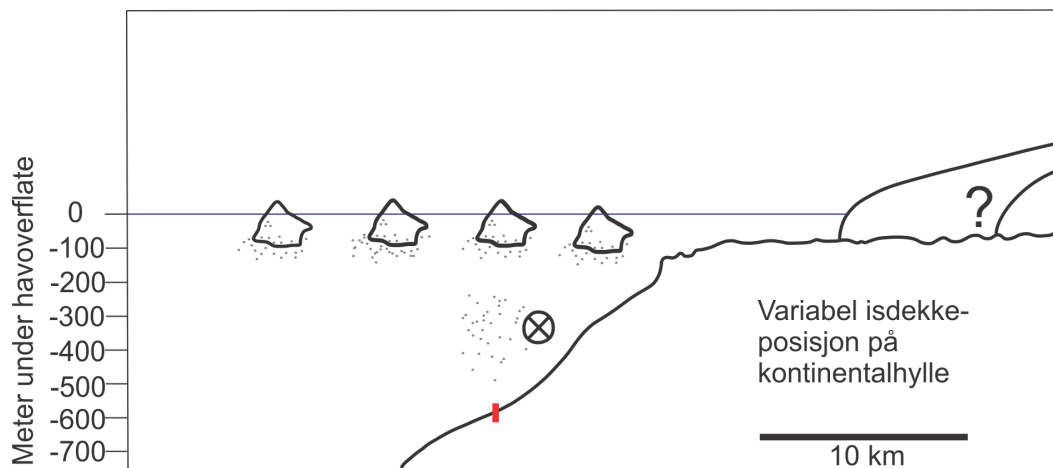
5.1 Sedimentære prosesser på kontinentalskråningen

Tidligere er stratigrafien fra kjernene GS10-163-04GC og GS10-163-05PC diskutert og tolket av Brendryen et al. (2015). I denne studien er disse stratigrafiene satt inn i et større perspektiv ved analyser av ytterligere 4 kjerner fra kontinentalskråningen på Vesterålenmarginen. Det er dermed dannet grunnlag for en videreføring, samt re-tolking av de eksisterende enhetene med ny sedimentologisk informasjon. Dette delkapitlet vil ta for seg en tolkning av enhet U6-U1 på grunnlag av resultatene i kapittel 4.

5.1.1 LGM – tidlig deglasiasjon

Enhet U6 representerer den siste del av LGM og tidlig deglasiasjon. Denne fasen er karakterisert ved kalde og variable oseanografiske forhold der ismarginen på kontinentalsokkelen flere ganger rykket ut til eggakanten (Vorren & Plassen, 2002; Dahlgren & Vorren, 2003; Brendryen et al., 2015). De variable oseanografiske forholdene er blant annet vist ved flere intrusjoner av atlantisk vann i Norskehavet (Dokken & Jansen, 1999). Det medium-lave innholdet av IRD i enhet U6 (Figur 4.4) viser at isdekket påvirket det sedimentære miljøet på skråningen med en tilbaketrukket ismargin på kontinentalsokkelen. IRD ble således tilført gjennom moderat kalving av isfronten. Det kan imidlertid ikke utelukkes

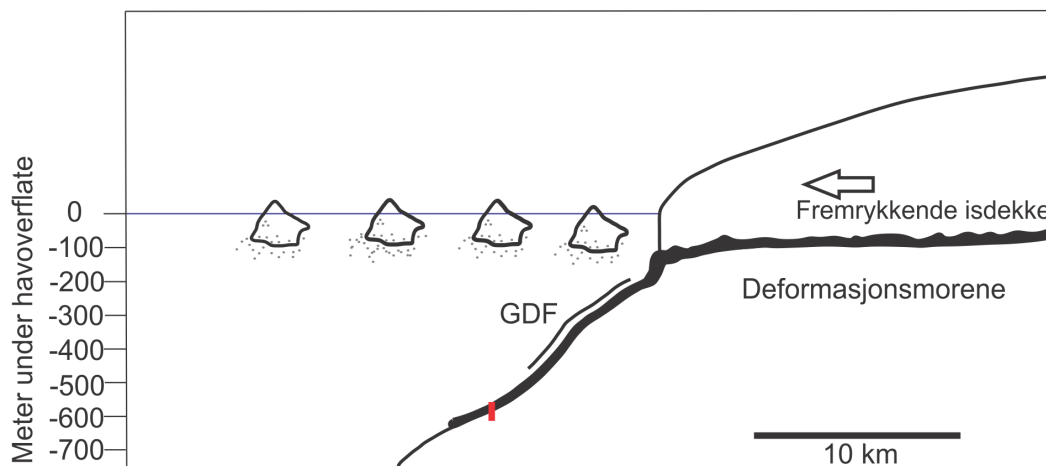
at IRD ble fraktet med isfjell som stammet fra kalvende isdekker lengre sør på Norskemarginen, og deretter avsatt på Vesterålenmarginen. Om dette er tilfellet kan isdekket ha vært fullstendig tilbaketrukket fra kontinentalsokkelen under avsetning av enhet U6. Bioturbasjon av sedimentene (Figur 4.4) i kombinasjon med relativt høye Ca/Ti verdier på c. 4 (Figur 4.1 og 4.2) viser at det var gode ventileringsforhold og høy oksygenkonsentrasjon i vannsøylen. Slike forhold legger til rette for biologisk aktivitet og produksjon både på havbunnen og i vannsøylen. Dette indikerer at havforholdene var sesongvis åpne, uten sjøis. Brendryen et al. (2015) har tolket enheten til å representere IRD-rikt hemipelagisk materiale, der isdekket sin posisjon fluktuerte på kontinentalsokkelen (Figur 5.1). Den bimodale kornfordelingen (Figur 4.5) til enhet U6 støtter tolkningen om to ulike avsetningsprosesser. Hemipelagisk materiale fra vannsøylen representeres i fin-silt fraksjonen (modalverdi 5,5 μm), samtidig som fin-sand fraksjonen (modalverdi 86,5 μm) representerer IRD fra isfjell. De høye, men minkende verdiene av Ca/Ti mot toppen av enheten samt økende IRD tyder på at isdekket rykket langsomt utover på kontinentalsokkelen fra sin tilbaketrukne posisjon. Isdekket nådde til slutt eggakanten i en klimatisk nedkjølingsfase c. 16 840 BP (Enhet U5/U4).



Figur 5.1: Isdekket sin posisjon under avsetning av enhet U6. De dominerende avsetningsprosessene er hemipelagisk sedimentasjon fra vannsøylen og IRD fra isfjell. Figuren er modifisert fra Brendryen et al. (2015).

Enhet U6 avløses av enhet U5 i kjernene 163-05 og 183-03 (Figur 4.6, 4.7 & 4.17). Enheten er av Brendryen et al. (2015) tolket til å representere en glasisen debrisstrømhendelse som markerer tidspunktet da isdekket rykket ut på eggakanten, i denne studien datert til 16 840 BP (Figur 5.2). Enhet U5 har en kornstørrelsesfordeling som skiller seg fra de andre enhetene og som i stor grad likner på sedimenter tolket som glasisene debrisstrømmer av King et al. (1998). Sedimentenes homogenitet tolker de til å skyldes ekstensiv og komplett blanding av

sedimentene etter hvert som de fraktes som deformasjonsmorene på undersiden av et fremrykkende isdekke eller isstrøm. Den distinkte kornfordelingen (Figur 4.8) og den homogene sammensetningen av enheten (Figur 4.7) støtter tolkningen av enhet U5 som en glasisgen debrisstrøm og ikke en ”vanlig debrisstrøm” avsatt som følge av f.eks. jordskjelv som skyldes isostatisk justeringer, foreslått av Vorren et al. (2015). Debrisstrømmen består av materiale som har blitt fraktet med isdekket fra en posisjon som inneholder sedimenter med annet kildemateriale enn de hemipelagiske sedimentene i enhet U6 fra øvre skråning (Brendryen et al., 2015).



Figur 5.2: Isdekket sin posisjon på kontinentalsokkelen under avsetning av enhet U5. Enheten representerer en glasisgen debrisstrøm dannet av sedimenter som fraktes foran og under det fremrykkende isdekket og som svikter på eggakanten. Figuren er modifisert fra Brendryen et al. (2015).

Ca/Ti verdiene i kjerne 183-03 er svært lave på c. 0. Verdiene skiller avsetningen i denne enheten fra debrisstrømmen i kjerne 163-05, som viser høye verdier av Ca/Ti på c. 5 (Figur 4.17). Brendryen et al. (2015) har funnet liknende kontraster i Ca/Ti verdier mellom glasisgene debrisstrømmer fra eldre deler av kalypsokjernen 163-05 (enhet U11 og U15). Debrisstrømvsetningene som inneholder lave Ca/Ti verdier har de tolket til å stamme fra den krystalline berggrunnen fra Lofoten- og Vesterålenøyene, der sedimentene har blitt transportert englasialt eller subglasialt til eggakanten. Enhetene de beskriver med lave Ca/Ti verdier har imidlertid også et høyt magnetisk susceptibilitetssignal. Dette skiller disse avsetningene fra avsetningen i kjerne 183-03, der magnetisk susceptibilitet er svært lav (c. 0). Debrisstrømvsetningen med høye Ca/Ti verdier (enhet U5 i 163-05, Figur 4.17) indikerer at den inneholder en høy andel CaCO₃. Dette tyder på at sedimentene hadde sin kilde fra kontinentalsokkelen (Brendryen et al., 2015), der sedimentære bergarter fra kritt ligger under kvartære sedimenter (Henningsen & Tveten, 1998). Avsetningsmekanismen er tolket å ha vært isdekket som ”bulldoset” sedimenter foran seg, og fraktet sedimenter i basalsonen, etter hvert

som det rykket utover på kontinentalsokkelen. På eggakanten bygget sedimentene seg opp. Et økt poretrykk i massene, som følge av belastningen fra isen, kan ha ført til at massen ble ustabil og sviktet. Sedimentmassen, som deretter beveget seg nedover kontinentalskråningen, førte til dannelse av glasigene debrisstrømmer (Mulder & Moran, 1995). En alternativ prosess som kan føre til dannelse av disse avsetningene er de høye sedimentasjonsratene i fronten av en isstrøm/ismargin. Den raske pålagringen av sedimenter kan medføre at porevannstrykket blir kritisk høyt slik at sedimentene svikter (Hampton et al., 1996). En kombinasjon av de to prosessene kan også være en årsak til avsetningen av de glasigene debrisstrømmene.

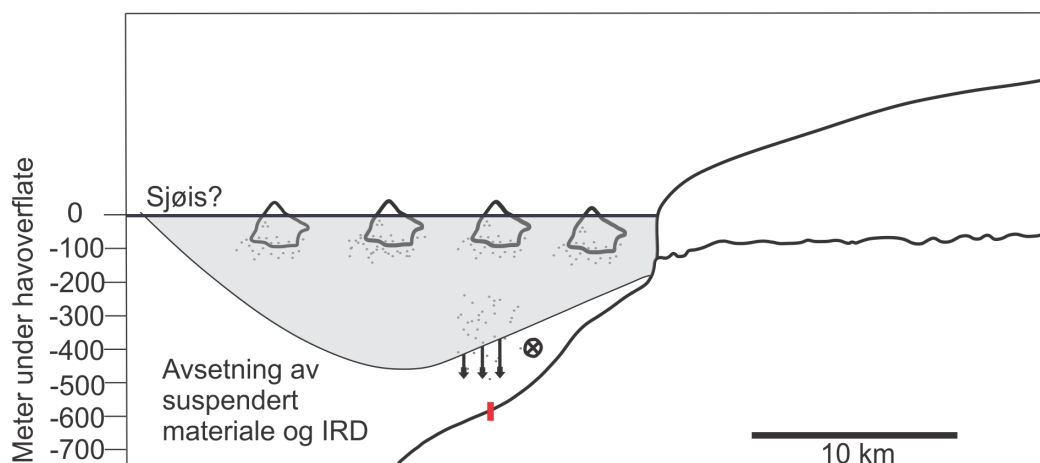
I denne studien korreleres fremrykkingen av isdekket til eggakanten og avsetningen av enhetene U5 og U4 med Endletenhendelsen. Ifølge Vorren et al. (2015) var dette siste gang isdekket er antatt å ha rykket ut på eggakanten i perioden mellom 22,2 til 18,7 ka BP. Aldersmodellen fra denne studien (Figur 4.19 & Tabell 4.3) daterer imidlertid hendelsen til 16 840 BP. Dette impliserer at Endletenhendelsen er 2000 år yngre enn tidligere antatt.

5.1.2 Heinrich stadial 1

Grensen mellom enhetene U5 og U4 markerer starten på Heinrich stadial 1 og slutten på LGM. Isdekket ble liggende ved sin maksimale posisjon på eggakanten i om lag 300 år etter at de glasigene debrisstrømmene ble avsatt i enhet U5 (Figur 5.3). En teori for avsetning er at høyenergiske smeltevannsplumer, dannet av isdekket om sommeren, førte til avsetning av grove (sandig silt) og tykke lamineringer. Fravær av smeltevannsplumer på vinteren, som følge av stopp i smeltevannstilførsel, førte til avsetning av tynne, finkornede lamineringer (leirig silt). Samtidig økte kalving av isdekket som følge av at ismarginen var lokalisert ved eggakanten og utsmelting av materiale fra isfjellene førte til en kontinuerlig tilførsel av grovt materiale. Med unntak av fire distinkte, fine lamineringer i toppen av enheten, er lamineringer vanskelig å identifisere og IRD dominerer i CT-bilder (Figur 4.4). Dette kan skyldes at den høye tilførselen av IRD relativt til suspensjonsavsatt materiale, forstyrret og visket ut lamineringene. Den høye andelen IRD i enheten kan skyldes at et ekstensivt sjøisdekke førte til at isfjellene ble fanget i havet over studieområdet. Dermed kan sjøisen ha tvunget materialet til å avsettes her. Isfjellene kan alternativt ha inneholdt mer materiale som en konsekvens av at økt nedbør førte til en raskere gjennomstrømning i isen og på den måten til raskere frakt av sedimenter til ismarginen (Pudsey, 2000). Andelen IRD indikerer at isdekket lå i en proksimal posisjon til kjernelokalitetene. Da sedimentasjon fra isfjell minker med økende avstand fra

isdekket vil en kort transportdistanse tillate frakt og avsetning av en totalt høyere andel materiale og grovere sedimenter. Enhet U4 viser like sedimentære kjennetegn som avsetninger i Antarktisområdet, beskrevet av f.eks. Evans et al. (2005). Disse sedimentene har de tolket til å være avsatt fra basalsonen til en isbrem. Det kan dermed ikke utelukkes at enhet U4 er avsatt fra en svært kortlevd (300 år) isbrem, og at de grove sedimentene ikke stammet fra kalvede isfjell. En diskusjon om dette vil legges frem under tolkning av enhet U2, der avsetningen er tolket til å stamme fra samme prosess.

Aldersmodellen for enhet U4 viser en relativt middels rate av sedimentasjon på c. 0,45 mm/år (Figur 4.19). Sedimentasjonsraten for underliggende enhet U6 er liknende, med en rate på 0,56 mm/år. Grunnlaget for å sette en enhetsgrense mellom U6 og U4 baserer seg i stor grad på den brå endringen fra en høy andel bioturbasjon i enhet U6 til en drastisk reduksjon i enhet U4 (Figur 4.4). Da sedimentasjonsratene mellom enhetene er relativt like, indikerer det at det ikke er endringer i sedimentasjon som har ført til den drastiske overgangen i biologisk miljø. Derimot kan redusert bioturbasjon skyldes drastisk skiftende oseanografiske forhold på enhetsgrensen. Slike forhold kan for eksempel skyldes lite oksygentilførsel eller næringstilførsel til havet. Basert på tolkningen om at isdekket var lokalisert ved eggakanten er en naturlig implikasjon at det må ha vært svært kalde klimatiske forhold tilstede. Disse klimatiske forholdene kan ha ført til rask dannelse av et ekstensivt sjøisdekke, som kan ha forhindret ventilasjon av vannsøylen, ført til lave oksygenkonsentrasjoner og sådan ugunstige forhold for biologisk aktivitet. De lave Ca/Ti verdiene (c. 1,5-2) støtter denne hypotesen (Figur 4.1 & 4.2).



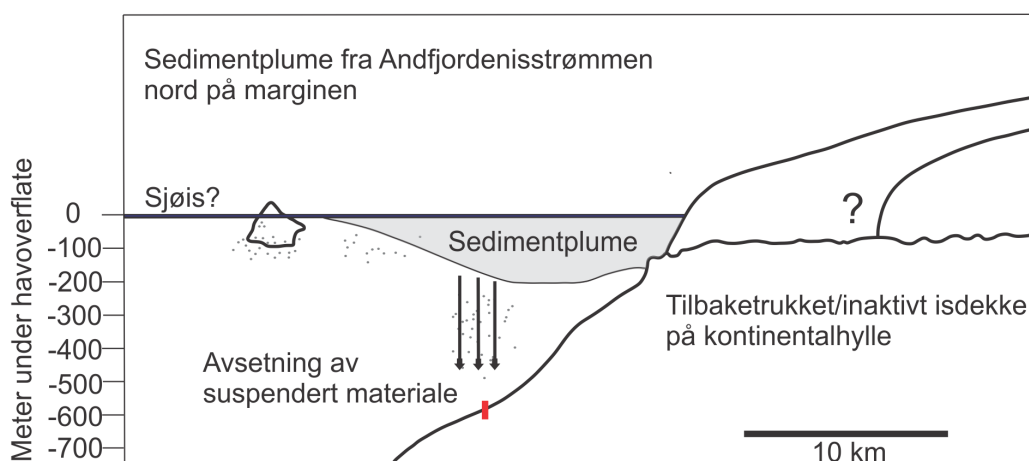
Figur 5.3: Isdekket sin posisjon under avsetning av enhet U4 (og U2). Sedimentene ble avsatt av smeltevannsplumer fra isdekket og avsetning fra kalvede isfjell eller fra undersiden av en isbrem, i et mulig flerårig sjøisbelagt hav. Figuren er modifisert fra Brendryen et al. (2015).

Kornstørrelsesanalysene fra enhet U4 er basert på relativt få prøver (4 og 5 prøver). Grunnlaget for å sammenlikne forskjellene mellom distribusjonene er derfor dårlig. Matriksen inneholder et stort spekter av kornstørrelser, og en høy andel grove klaster. Sannsynligheten er da stor for at ikke hele distribusjonen blir representert med kun et fåtall prøver tilsatt Mastersizer 3000. Dette er tydelig da distribusjonen fra kornstørrelsesanalysene viser at enheten inneholder lite IRD (Figur 4.8), samtidig som det går frem av CT-røntgenavbildningen at en høy andel IRD er tilstede (Figur 4.4). Den modale kornstørrelsen i kjerne 183-02 (nordlig kjerne) er 3,2 μm større enn i kjerne 183-04 (sørlige kjerne). På grunn av dette kunne en hypotese vært at sedimentene ble påvirket av en kilde nord for studieområdet, men målingene er for få til å evaluere dette. Det konkluderes med at hovedsedimentasjonen stammet direkte fra isdekket på Vesterålenmarginen.

I overgangen til enhet U3, datert til 15 325 BP, skifter sedimentene karakter. Enhet U3 inneholder fine, tynne lamineringer (1-2 mm tykke) og viser at sedimentkilden sannsynligvis hadde en distal plassering til kjernelokalitetene (Cowan et al., 1999) i forhold til underliggende enhet U4. Fraværende bioturbasjon (Figur 4.10) indikerer, i likhet med enhet U4, at oksygenkonsentrasjonen og ventilasjonen i vannsøylen var lav, mulig som følge av et ekstensivt sjøisdekke. En nedgang i innhold av IRD i enheten indikerer at kalving fra isdekket, og tilførsel av isfjell, ble sterkt redusert. Varmere klimatiske forhold, eller mindre akkumulasjon som følge av et tørrere klima, kan ha ført til reduksjonen av IRD ved at isdekket trakk seg tilbake fra eggakanten, eller ble inaktivt. I følge Dowdeswell et al. (1996) kan tilbaketrekning av sakteflytende isdekker på grunne banker, føre til at ytre kontinentalsokkel og skråning tilføres svært lite materiale fra isdekket, selv under maksimale glasiale forhold. Sedimentasjonsraten på 0,45 mm/år (Figur 4.19) viser imidlertid at kontinentalskråningen fikk tilført sedimenter, men da fra en annen kilde enn det lokale isdekket på Vesterålenmarginen. Dette støttes av enhetens relativt høye Ca/Ti verdier (c. 2,5-3) sammenliknet med underliggende enhet U4 og overliggende enhet U2 (Figur 4.1 & 4.2). De høye verdiene kan i utgangspunktet tyde på mer gunstige oseanografiske forhold og mer biologisk aktivitet. Da bioturbasjon imidlertid er fraværende er det mer trolig at endringen i Ca/Ti verdi mellom enhetene peker på en ulik sedimentkilde for enhet U3, der kilden inneholder en høyere andel kalsium (eller lavere andel titan), enn kilden for overliggende og underliggende enhet.

Kornstørrelsesfordelingen til enhet U3 er svakt venstreskjev, dominert av fin-medium silt (Figur 4.11). Den unimodale distribusjonen viser at kjerne 183-02 har en høyere modal

kornstørrelse (9,9 μm) enn kjerne 183-04 (8,8 μm). Av korn som kan fraktes i suspensjon i vannsøylen fra en smeltevannsplume, vil de groveste kornene avsettes før finere korn (Mackiewicz et al., 1984). Den nordligste kjernen (183-02), som er lokalisert nærmest Andfjordenisstrømmen, vil dermed bli dominert av de grovere kornene i finfraksjonen (leire-medium silt) og resulterer i en høyere modal kornstørrelse. I tillegg til dette inneholder kjerne 183-02 en høyere andel sedimenter i finfraksjonene. Dette kan sees i sammenheng med de systematiske forskjellene i sedimenttykkelse fra nord til sør i kjernetransektet (Figur 4.17). Sammen med resultatene fra aldersmodelleringen, vises det at kjerne 183-02 (nord) har en relativ sedimentfluks i enhet U3 som er over dobbelt så høy som i kjerne 183-04 (sør). Dette kan skyldes at sedimentfluksen minker med en distribusjon etter potenslovfunksjonen, med økende avstand fra kilden (Mugford & Dowdeswell., 2011), og peker på en sedimentkilde som stammer fra nord for studieområdet. Et sammensatt inntrykk av at enheten inneholder svært fine lamineringer i kombinasjon med kornstørrelseskjennetegnene og sedimentfluks, fører til en tolkning av at enheten er avsatt av sedimenter som fraktes i suspensjon sørover fra en smeltevannsplume. Denne plumen er dannet av Andfjordenisstrømmen da ismarginen lå ved eggkanten, og forekom samtidig som det lokale isdekket var tilbaketrukket eller inaktivt på kontinentalsokkelen (Figur 5.4).



Figur 5.4: Isdekket sin posisjon under avsetning av enhet U3, tilbaketrukket eller inaktivt på kontinentalsokkelen. Sedimentasjon stammet fra smeltevannsplumer dannet av isstrømmen i Andfjorden, lokalisert 40-50 km nord for studieområdet. Figuren er modifisert fra Brendryen et al. (2015).

Sedimentene i enhet U3 fra kjerne 183-04 og kjerne 183-02 ble prøvetatt på nytt ved et senere tidspunkt for å undersøke om drift i Mastersizer 3000 kunne være en årsak til forskjellene i andelen fin-medium silt og modal kornstørrelse mellom kjernene. Figur A1 i Vedlegg viser at

enhet U3 i kjerne 183-02 har svært marginale forskjeller i kornfordeling mellom de to prøvetakingene. Dette viser at Mastersizer 3000 sannsynligvis ikke ble utsatt for feilkilder under prøvetaking. Kjerne 183-04 viser derimot at det kan ha forekommet noe drift i maskinen mellom de to prøvetakingene. Ved målinger av 12 nye prøver fra kjerne 183-04, viser den reproduserte distribusjonen at det blir en noe mindre forskjell i andel fin-medium silt mellom den sørlige (183-04) og den nordlige (183-02) kjernen. Samtidig øker den modale kornstørrelsen for den reproduserte kjerne 183-04, som også bidrar til en mindre forskjell i modal kornstørrelse mellom kjernene. Da dette kan være et resultat av drift i maskinen, kan det også være et resultat av at det er tatt færre prøver av sedimentene i retestingen. Selv om distribusjonen endres noe mellom de forskjellige prøvetakingene, er likevel de reproduserte distribusjonene i stor grad lik de originale distribusjonene. Kornstørrelsesdistribusjonenes troverdighet styrkes på denne måten, da de viser at resultatene i høy grad kan reproduseres. Etter reproduksjonen er forskjellene i distribusjonene mellom den sørlig og nordlig kjernen fortsatt stor nok til at tolkningen av enhet U3 ikke påvirkes. Flere prøver bør imidlertid tas for å undersøke avviket videre.

Liknende avsetninger til enhet U3 er funnet på Lofotenkonturritten (Laberg & Vorren, 2004), lenger sør på Lofoten- og Vesterålenmarginen. Lamineringene i sedimentene er imidlertid tolket til å skyldes fluktuasjoner i styrken til nordgående bunnstrømmer. Hastighet og styrke av konturstrømmer kan altereres av småskala batymetri på skråningen og havbunnen (Rebesco et al., 2014). Når strømhastigheten blir høy nok vil havbunnsedimentene eroderes, og når hastigheten senere minker vil sedimentene avsettes. Overflatemorfologien på kontinentalskråningen i området er relativt jevn. Få indikasjoner fra batymetrien indikerer at strømhastigheten kan altereres og reduseres i så stor grad at enhet U3 i de nordlige kjernene får en over 50% økning i sedimenttykkelse fra de sørlige kjernene. Dette ville implisert at konturstrømmene måtte blitt drastisk, og systematisk svekket fra sør mot nord. Det er dermed lite sannsynlig at enhet U3 er et resultat av endret strømstyrke langs transektet på grunn av de systematiske og store forskjellene i sedimenttykkelsene fra nord til sør.

På kontinentalstigningen i Antarktis er det observert lateralt utbredte, finlaminerte leire- og siltavsetninger, uten tegn til bioturbasjon (Lucchi et al., 2002), i likhet med enhet U3 fra Vesterålenskråningen. De bevarte fin-lamineringene er tolket fra Lucchi et al. (2002) til å være relatert til fraværende bioturbasjon som følge av et ugjestemildt glasialt miljø som forhindrer biologisk aktivitet. Lamineringene tolker de således til ikke å være et resultat av høy-energi

konturstrømmer på havbunnen (Lucci et al., 2002). Dette samsvarer med tolkningen av enhet U3 fra Vesterålen der miljøet er tolket til å være ugunstig for biologisk aktivitet, med kun en liten påvirkning på sedimentene fra havbunnstrømmer. Tilstedeværelse av IRD, dog lite, innad i lamineringene er videre en indikator på at lamineringene ikke ble dannet som følge av turbiditetsstrømmer. Dette begrunner Wang & Hesse (1996) med at turbiditetsstrømprosessene skjer så raskt at de ikke klarer å inkorporere IRD. På denne måten støttes tolkningen om suspensjonsavsatte sedimenter fra smeltevannsplumer, da andre avsetningsprosesser som kan ha ført til fine lamineringer, elimineres.

Mellom juni 2007 og oktober 2008 ble det gjennomført strømmålinger ved 580 m dyp på kontinentalskråningen utenfor Grimsøysand, Lofoten (68°51'09"N 13°15'10"Ø) (Øystein Skagseth, upubliserte data). Disse målingene viser at det i vintermånedene utvikles en sterk og vedvarende bunnstrøm langsmed skråningen med retning nordøst. Strømstyrken på bunnen avtar imidlertid dramatisk om sommeren, da den periodevis også snur. Da smeltevannsplumer fra isdekket hovedsakelig forekommer om sommeren, er transport av suspenderte sedimenter sørover derfor sannsynlig, selv om den generelle strømretningen utenfor Norskekysten fortsatt er nordover, også under glasielle forhold (Risebrobakken et al., 2006).

Skiftet i sedimentasjonen observert ved overgangen til enhet U2C tyder på at isdekket på kontinentalsokkelen igjen rykket ut på eller i nærheten av eggakanten og avsatte fine, og grove rytmisk alternerende lamineringer (Figur 4.12b). Denne overgangen er datert til 15 325 BP. En økning i andel grovt IRD, samt overgang til tykkere og mer diffuse lamineringer, viser at studieområdet lå i proksimal distanse fra ismarginen. Enhet U2C har i likhet med enhet U4, en unimodal kornstørrelsesfordeling dominert av fint-silt. (Figur 4.9 & 4.14). De to enhetene er tolket av Brendryen et al. (2015) til å være avsatt av samme prosess, suspensjonsavsatte sedimenter fra smeltevannsplumer, og IRD fra isfjell med mulighet for avsetning av IRD fra undersiden av en isbrem (Figur 5.3). Fine og grove lamineringer skyldes sesongvariasjoner i isdekket der grovere sedimenter representerer et høyenergisk smeltevannsmiljø som frakter sandstørrelseskorn om sommeren. Finere sedimenter av leire og silt representerer et lavere energimiljø om vinteren.

Resultatene av Ca/Ti korrelasjonen (Figur 4.17) og aldersmodelleringen, viser en relativ sedimentfluks som er noe høyere i 183-04 kjernen (sør) enn i 183-02 kjernen (nord) (Figur 4.18a). Dette kan bety at en andel av sedimentene som ble tilført studieområdet stammet fra

sør på marginen. Da marginen er karakterisert av mange krysskuttende traue som huset både store og små isstrømmer (Ottesen et al, 2005) kan suspenderte sedimenter fra plumer ha blitt fraktet nordover til studieområdet. Det er imidlertid ikke slik at den systematiske forskjellen i sedimenttykkelsen i enhet U2 er et dominerende aspekt i kjernene. Hovedsedimentasjonen stammet sannsynligvis dermed fra det lokale isdekket som tilførte sedimenter direkte via plume og isdropping, slik som enhet U4.

Mens enhet U2C er tolket til å representere sedimentasjon både fra plume og isdropping, minker forekomsten av IRD drastisk i overgangen til enhet U2B (Figur 4.13). Dette kan bety at isdekket hadde trukket seg så langt tilbake på kontinentalsokkelen at kalving fra ismarginen ikke var en påvirkende faktor for sedimentasjon på kontinentalskråningen. En slik tilbaketrekning indikerer at den endelige deglasiasjonen av isdekket var blitt initiert, datert til c. 14 870 BP. En sedimentasjonsrate på 3,8 mm/år (Figur 4.19) som er den høyeste raten, relativt til resten av enheten og kjernen, viser at store mengder sedimentmettet smelte vann ble tilført skråningen fra det tilbakesmeltende isdekket.

I en studie fra kontinentalsokkelen i Rosshavet, Antarktis (Domack et al., 1999) observeres sedimenter med likhetstrekk til de grove og fine alternerende lamineringene i underenhet U2C. Finkornede, hovedsakelig leirlamineringer, tolker de til å være avsatt fra periodiske plumer av sedimentmettet vann. Leirlamineringene ligger mellom grove lamineringer dominert av sand og større klaster. Dette tolker de til å bety at det er en kontinuerlig påvirkning fra utsmelting av materiale lokalisert i den basale sonen til en isbrem, avsatt i proksimal avstand fra grunningslinjen til isdekket. En alternativ tolkning av enhet U2C er basert på denne forklaringen om avsetning fra undersiden av en isbrem. Et kjennetegn på en slik subisbremsetting er observert både i enhet U2C og U4 fra Vesterålenmarginen, og i sedimentene fra Rosshavet; såkalte sedimentklaster (engelsk: "pellets") (Figur 4.4 & 4.12a). Slike sedimentklaster er tolket til å stamme fra morenemateriale under isdekket på kontinentalsokkelen som inkorporeres i en eventuell isbrem, og avsettes som koagulerte myke sedimentklaster. I tillegg til Domack et al. (1999), bruker flere studier slike sedimentklaster til å underbygge tolkninger om avsetning av sedimenter fra undersiden av en isbrem (f.eks. Evans et al. 2005). Sedimentene fra Rosshavet kjennetegnes ved å inneholde en høyere andel leire enn enhet U2C fra Vesterålenmarginen og tyder på at konturstrømmer også spilte en liten rolle for avsetningen på Vesterålenmarginen. Svake, men tilstedeværende havbunnstrømmer kan ha ført til erodering av det fineste materialet som ble avsatt av plumen.

Flere kjerner fra Rosshavet beskrives ved å inneholde en overgang fra alternerende grove- og finlaminerte sedimenter til strukturløs siltig leire med spor etter bioturbasjon og fraværende grovt materiale (Domack et al., 1999). Dette likner i stor grad på overgangen mellom underenhet U2C og U2B. Fra røntgenbilder viser underenhet U2B en drastisk reduksjon i grovt materiale, god sortering og spor etter bioturbasjon (Figur 4.13). Domack et al. (1999) tolker slike sedimenter til å indikere en sub-isbremsetting som er lokalisert så langt borte fra grunningslinjen til isdekket, at havbunnen ikke blir påvirket av basal utsmelting av grovt materiale fra isbremmen. Tolkningen indikerer at under avsetning av enhet U2B trakk grunningslinjen seg tilbake samtidig som ytterkanten av isbremmen var lokalisert over studieområdet. En isbrem som er "uttømt" for grovt materiale på denne måten, vil kunne skjerme kjernelokalitetene for avsetning fra eventuelle sporadiske isfjell som dannes av det tilbaketrekkende isdekket. Dermed kan observasjonen om fraværende grovt materiale i underenhet U2B underbygge en tolkning om en tilstedeværende isbrem. Tilbaketrekkingen førte til at finkornede sedimenter ble avsatt som følge av svært høye mengder sedimentmettet smeltevann. De høye sedimentasjonsratene i kombinasjon med økende bioturbasjon førte til diffuse lamineringer. Bioturbasjonen indikerer også at oksygenkonsentrasjonen økte, sannsynligvis som følge av at sjøisdekket ble redusert i kombinasjon med den mer distale plasseringen av grunningslinjen.

Hypotesen om at underenhetene U2C og U2B er avsatt på havbunnen fra undersiden av en isbrem, styrkes av at de litologiske beskrivelsene og den stratigrafiske rekkefølgen i stor grad likner på avsetningene funnet i Rosshavet. Hypotesen er imidlertid usikker, da avsetning av materiale fra isfjell også kan vise samme sedimentkonfigurasjon. Usikkerhetene rundt isbrem som avsetningsmekanisme blir ikke mindre ved at observasjoner av avsetningsmønstre fra isbremmer er ulike. En studie fra Powell et al. (1996) viser for eksempel at alt materiale fra isbremmen til Mackay Glacier var smeltet ut innen 1,5 km fra grunningslinjen til isdekket. Et scenario som dette ville føre til at grovt materiale ikke hadde hatt mulighet å nå kjernelokalitetene 8 km fra grunningslinjen. En studie fra Kilfeather et al. (2011) viser imidlertid at grovt materiale kan avsettes lengre enn 70 km ut fra grunningslinjen til isdekket.

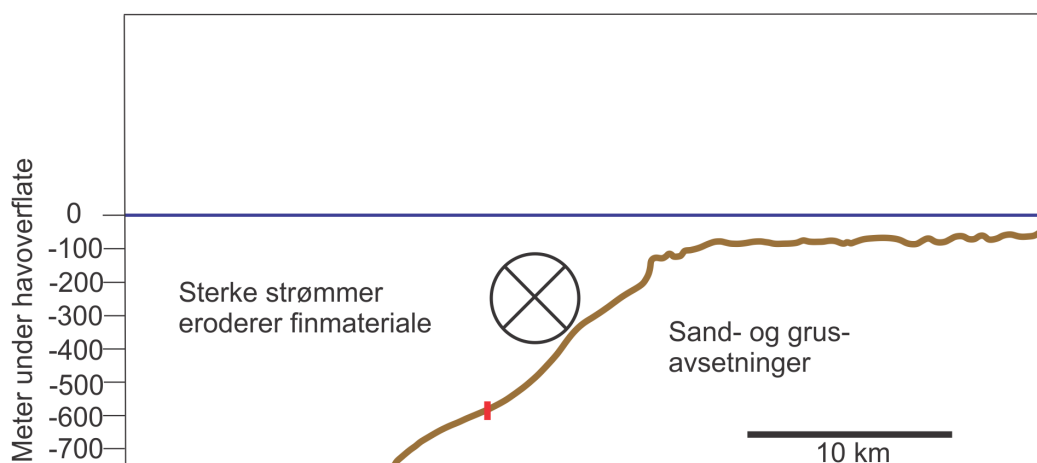
Siden marginen av det tidligere Fennoskandiske isdekket var karakterisert av mange rasktflytende isstrømmer, ville disse kunne føre til dannelse av en isbrem. I tillegg vil tolkning om et miljø som kan føre til dannelse av sjøis, også indikere et miljø som kan ha mulighet for å danne en isbrem, der sjøisen kan ha stabilisert isbremmen på en ellers utsatt margin. En

tydelig konklusjon kan derimot ikke trekkes fra denne studien. I det minste kan det konkluderes at enhet U2A og U4 ble avsatt under glasielle maksimumsforhold i et kaldt, ugunstig klima, med avsetning både fra plumer fra isdekket og fra isfjell eller en isbrem.

5.1.3 Bølling

Ved overgangen til enhet U2A, datert til 14 765 BP, forsvinner lamineringene samtidig som bioturbasjonen blir mer intens (Figur 4.13a). Økningen i bioturbasjon kan skyldes god ventilasjon mellom hav og atmosfære, og viser at både sjøisdekket og en eventuell isbrem var fraværende. Bioturbasjonen kan videre ha skyld i fraværende lamineringer. Sedimentasjonsraten på kun 0,05 mm/år (Figur 4.19) viser at svært lite sedimenter ble tilført skråningen, sannsynligvis som følge av en ekstensivt tilbaketrukket grunningslinje. Sedimentasjonen tolkes til å stamme fra hemipelagisk avsetning fra vannsøylen. De fineste sedimentene kan også ha blitt omarbeidet og erodert ved økende tilførselen av atlantisk vann til Norskehavet ved bøllingovergangen.

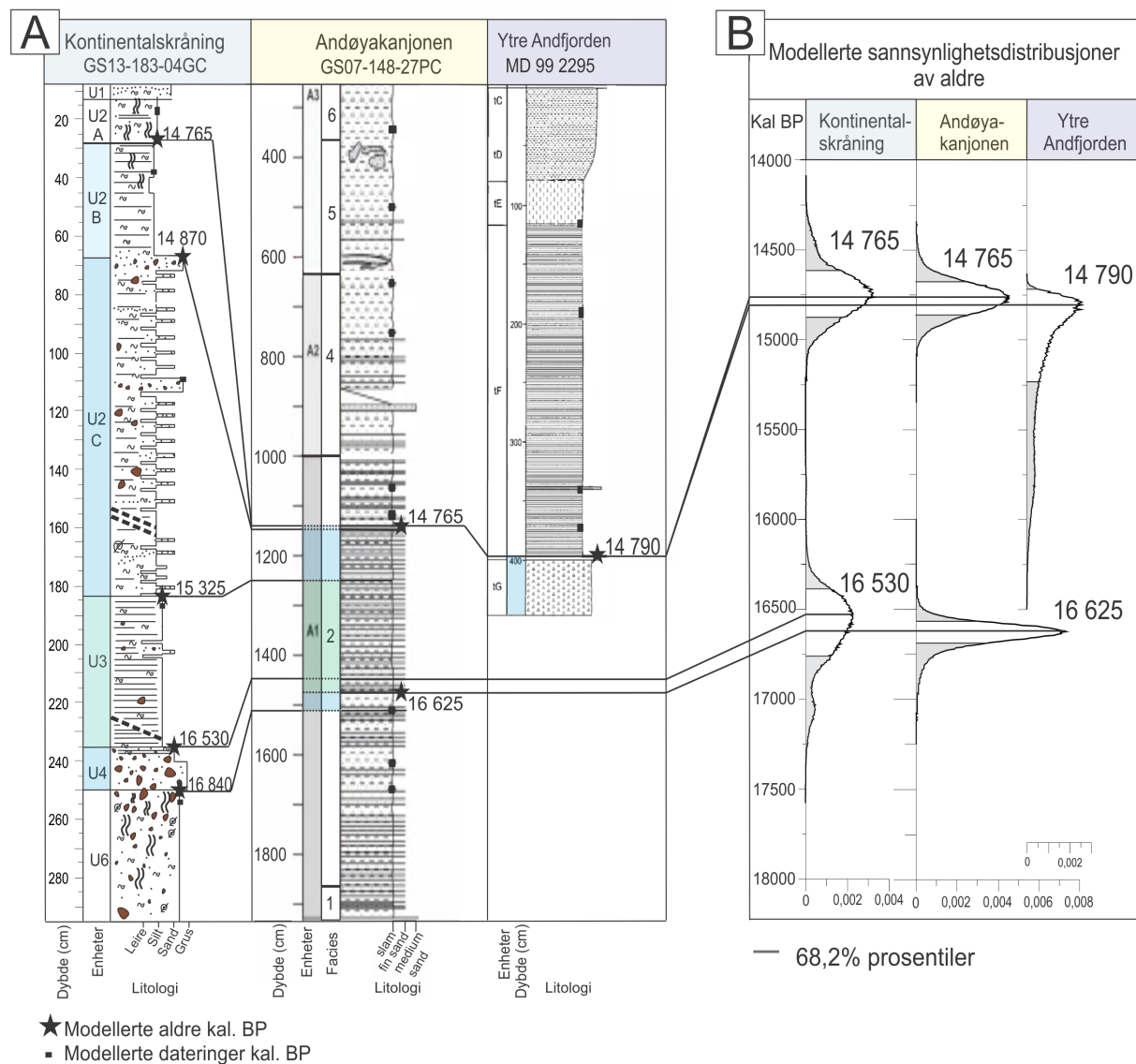
Enhet U1, øverst i kjernen, er dominert av en sandandel på 98% (Figur 4.15). Enheten er tolket til å representere dagens sedimentære miljø der den sterke bunnstrømmen forårsaket av NwASC er etablert (Brendryen et al., 2015). Strømmen eroderer de fineste sedimentene og legger igjen et lag godt sorterte, grovere sedimenter av sand og grus. Den sterke bunnstrømmen forårsaker at få sedimenter avsettes i dagens miljø og resulterer i en tilsvarende lav sedimentasjonsrate, på linje med raten til underliggende enhet U2A.



Figur 5.5: Kontinentalskråningen påvirket av den sterke NwASC under avsetning av enhet U1. Havbunnstrømmene eroderer det fineste sedimentene og legger igjen sand og grus. Figuren er modifisert fra Brendryen et al. (2015).

5.2 Sammenstilling av stratigrafier

I dette delkapitlet vil stratigrafien fra kontinentalskråningen utenfor Vesterålen, kjerne 183-04, sammenliknes med stratigrafien fra nedre del av Andøyakanjonen, kjerne GS07-148-27PC (Amundsen et al., 2015), og ytre del av Andfjorden, kjerne MD99-2295 (Vorren & Plassen, 2002). Korrelasjonen mellom disse kjernene vises i Figur 5.6a.



Figur 5.6: A) Stratigrafisk korrelasjon mellom kjerner 183-04, GS07-148-27PC (Amundsen et al., 2015) (Tabell A1 & Figur A2 i Vedlegg), og MD 99-2295 (Vorren & Plassen, 2002) (Tabell A2 & Figur A3 i Vedlegg). Punkter markerer posisjon for ¹⁴C dateringer. Stjerner representerer modellerte aldre på de stratigrafiske grensene i hver stratigrafi. B) Modellerte aldersfordelinger for utvalgte stratigrafiske grenser, med markerte 68,2% prosentiler.

5.2.1 Ismarginfluktuasjoner og isstrømaktivitet

Et varierende klima i siste del av LGM førte til en tilbaketrukket posisjon av isdekket på Vesterålensokkelen under avsetningen av enhet U6. Samtidig kan lamineringer i stratigrafien fra nedre del av Andøyakanjonen (enhet A1), tolket som turbiditter (Amundsen et al., 2015), tyde på at Andfjordenisstrømmen rykket hyppig frem og tilbake fra eggakanten i sen-LGM (Figur 5.6a). En klimatisk nedkjøling mot Heinrich stadial 1 førte sannsynligvis til at isdekket rykket ut mot eggakanten og avsatte debrisstrømmer, enhet U5, og påfølgene glasimarine enhet, U4, datert til 16 840 BP. I samsvar med dette tidspunktet (16 820 BP) viser sedimenter fra Andøyakanjonen, at Andfjordenisstrømmen fortsatt hadde en fluktuerende ismargin på sokkelen, med fremrykk og tilbaketrekninger. Isstrømmen beveget seg imidlertid mot en stabil posisjon på eggakanten som markeres ved en påbegynnelse av høyfrekvente lamineringer i kjernen omtrent 200 år senere (16 625 BP). Amundsen et al. (2015) tolket de høyfrekvente lamineringene til å være turbiditter som ble avsatt når isstrømmen i Andfjorden var aktiv på eller ved eggakanten og tilførte sedimenter direkte til kanjonen. Ettersom sedimenter raskt bygger seg opp og blir ustabile på eggakanten, kan episodisk utrasing føre til slike turbiditetsstrømmer. Liknende laminerte turbiditter er rapportert fra kontinentalstigningen i Antarktis (Pudsey, 2000). Her tolkes de til å være dannet av et isdekke med grunningslinje på kontinentalsokkelen under glasiale maksimumsforhold. De mange små turbiditetsstrømmene ble dannet som følge av at sedimenter ble transportert i den basale isen, eller som deformasjonsmorene (Hart, 1998), ført til eggakanten og utsatt for hyppig svikt. Det konkluderes at både isdekket på kontinentalsokkelen vest for Andøya og isstrømmen i Andfjorden nådde eggakanten utenfor Vesterålen omtrent samtidig (innenfor usikkerhetene i aldersmodellen) for c. 16,8 ka BP siden.

Ved 16 600 BP ble ismarginen til Andfjordenisstrømmen liggende i en stabil posisjon ved eggakanten og forårsaket kontinuerlig avsetning av høyfrekvente turbiditter over et tidsrom på c. 1900 år (Figur 5.6a). Alderen på isstrømaktiviteten korresponderer i stor grad med starten på enhet U3 (16 530 BP), da det lokale isdekket trakk seg tilbake eller ble inaktivt. Sedimentasjonsmiljøet både i Andøyakanjonen og i studieområdet på kontinentalskråningen sør for Andøya ble på dette tidspunktet dominert av Andfjordenisstrømmen. De tilhørende dateringene til disse to hendelsene er representert ved sannsynlighetsdistribusjoner (Figur 5.6b). Distribusjonene overlapper hverandre med god margin innenfor 68,2% prosentilene. Dette styrker aldrene, og en tolkning om at Andfjordenisstrømmen rykket ut på eggakanten

omtrent samtidig som det lokale isdekket trakk seg tilbake på kontinentalsokkelen, eller ble inaktivt. Forskjellen mellom dateringene på U5/U4-grensen og U4/U3-grensen er imidlertid liten, kun på c. 300 år. Usikkerhetene til dateringene medfører dermed at dateringen fra Anøyakanjonen også sammenfaller, innenfor usikkerheten av alderen, med U4/U5 grensen (16 840 BP), der isdekket ble tolket til å ha rykket ut på eggakanten. Dermed kan en tolkning også være at Andfjordenisstrømmen og isdekket på sokkelen rykket ut samtidig i perioden rundt 16 600 BP.

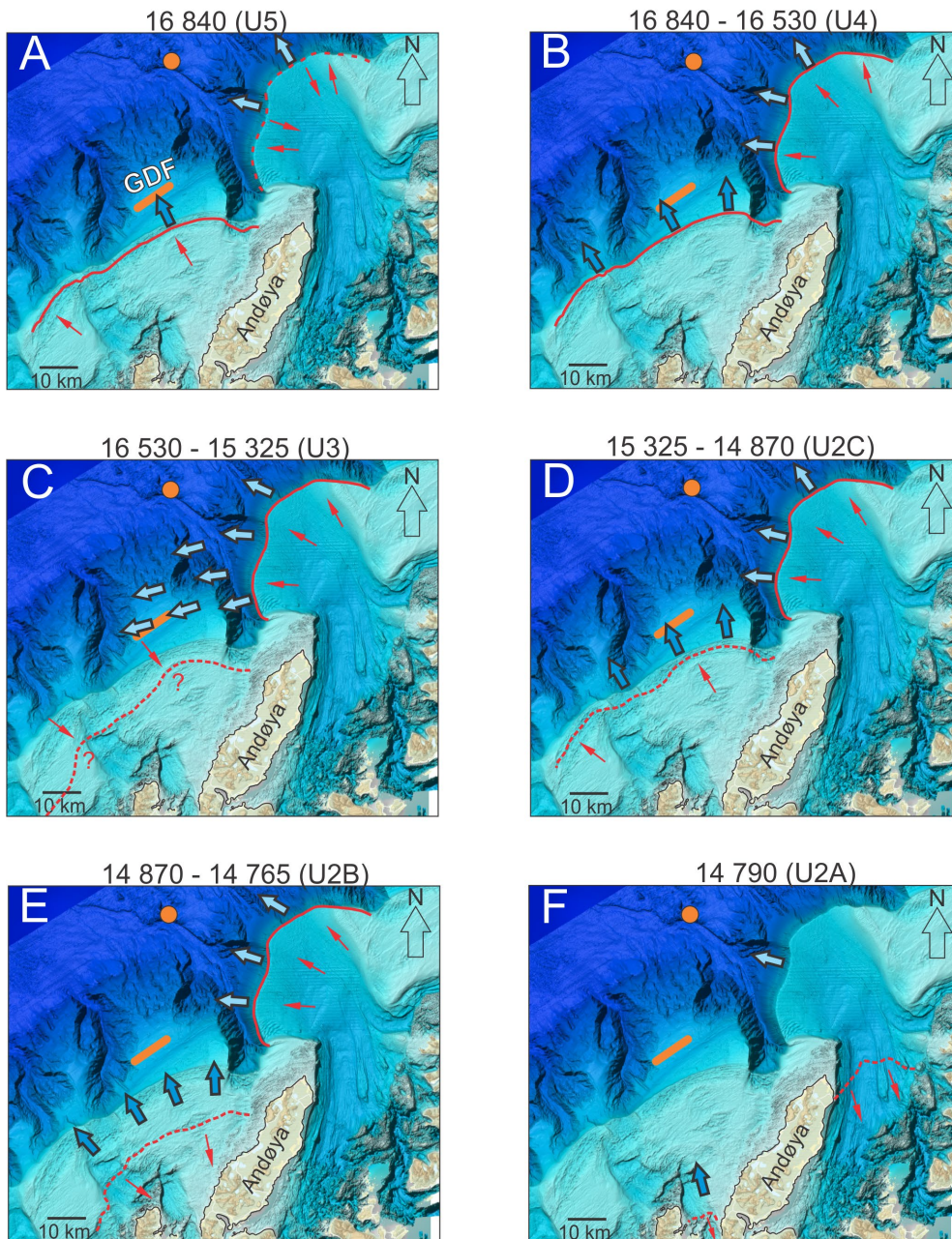
Det lokale isdekket på kontinentalsokkelen vest av Andøya lå i den tilbaketrukne/inaktive posisjonen frem til 15 325 BP. Her indikerer endringen i sedimentasjonen ved overgangen fra enhet U3 til enhet U2C, at isdekket igjen ble aktivt og overtok som dominerende sedimentasjonskilde til kjernetransektet. De høyfrekvente turbidittene fra nedre del av Andøyakanjonen viser imidlertid ingen tegn til at posisjonen av isstrømmen sin ismargin endret seg før omtrent 600 år senere, c. 14 756 BP. Enhet tG, diamikton, fra ytre del av Andfjorden (Vorren & Plassen, 2002) er tolket som morene avsatt på undersiden av Andfjordenisstrømmen. Dette peker, i likhet med turbidittene, på en maksimal posisjon av isstrømmen ved eggakanten på denne tiden.

De ulike reaksjonene mellom isdekket og Andfjordenisstrømmen viser at lokale isdekket reagerte på miljøendringer som isstrømmen ikke reagerte på. Dermed kan det ha forekommet et skifte i isdynamikk i studieområdet. Raskere reaksjoner i det lokale isdekket tilsier at det var mer sensitivt ovenfor miljø- og klimaendringer enn Andfjordenisstrømmen. Forskjellen i isdynamikk kan skyldes at det lokale isdekket på øyene i Lofoten, Vesterålen, og på kontinentalsokkelen, forble skjermet fra hovedisdekket ved at de store isstrømmene i Andfjorden og Vestfjorden ledet hovedisen vekk fra dette området (Brendryen et al., 2015). Iskappen over Lofoten og Vesterålen hadde således et mindre og lavereliggende akkumulasjonsområde enn hovediskappen. Dermed var posisjonen til ismarginen sannsynligvis mer sensitiv for endringer i temperatur og akkumulasjon enn marginene til hovedisdekket.

Deglasiasjonen av det lokale isdekket er tolket til å ha blitt initiert ved overgangen mellom enhetene U2C og U2B, c. 14 870 BP. Tolkningen baserer seg på observasjoner av minkende IRD, høyere sedimentasjonsrate samt mer diffuse lamineringer. Samtidig viser sedimentene fra nedre del av Andøyakanjonen at Andfjordenisstrømmen sin ismargin fortsatt var posisjonert

ved eggkanten (Figur 5.6a). De ulike reaksjonene mellom isdekket og isstrømmen viser igjen at det lokale isdekket var mer sensitivt ovenfor miljø- og klimaendringer enn isstrømmen i Andfjorden. Omtrent 100 år senere begynte imidlertid de høyfrekvente turbidittene i Andfjorden å stagnere. Færre turbiditter observert i stratigrafien tolkes til å bety at isstrømmarginen trakk seg raskt tilbake fra eggkanten. Dette samsvarer i alder med grensen mellom enhet U2B/U2A, og enhet tG/tF fra ytre Andfjorden (14 765-14 790) (Figur 5.6a). Vorren og Plassen. (2002) tolket grensen mellom enhetene tG og tF i ytre del av Andfjorden til å markere starten på deglasiasjonen i Andfjorden.

Aldrene på de tolkede deglasiasjonsgrensene, fra de tre ulike stratigrafiene, overlapper hverandre innenfor aldersusikkerhetene vist ved 68,2% prosentiler (Figur 5.6b). Tre uavhengige stratigrafier, med uavhengige aldersmodeller som har overlappende sannsynlighetsdistribusjoner, styrker dateringene fra aldersmodelleringene. Dermed styrkes også tolkningen om deglasiasjonsforløpet, isdynamikken, og en deglasiasjon av den marine sektoren til det Fennoskandiske isdekket utenfor Vesterålen, ved bøllingvarmingen. Figur 5.7 oppsummerer ismargin- og isstrømfluktuasjonene til det Fennskandiske isdekket fra sen-LGM til den siste desintegrasjonen av isen fra Vesterålensokkelen.



Tegnforklaring

- Kjernetrasekt med kjerner fra dette studiet
- GS-07-148-27PC (Amundsen et al., 2015)
- Bevegelsesretning til ismargin
- Bevegelsesretning sedimenter fra lokalt isdekket
- Bevegelsesretning sedimenter fra Andfjordenisstrømmen



Figur 5.7: Isdynamikken til det Fennoskandiske isdekket på Vesterålenmarginen. A) Avsetning av en glasi gen debrisstrøm i enhet U5 viser at det lokale isdekket rykket ut på eggkanten samtidig som Andfjordenisstrømmen hadde variabel posisjon å sokkelen. B) Andfjordenisstrømmen rykket ut til eggkanten der det lokale isdekket allerede er posisjonert. C) Det lokale isdekket trakk seg tilbake/ble inaktivt, samtidig som Andfjordenisstrømmen var aktiv og tilførte suspenderte sedimenter sørover til studieområdet. D) Det lokale isdekket rykket ut på eggkanten og dominerte sedimentasjonsmiljøet på kontinentalskråningen, samtidig som Andfjordenisstrømmen fortsatt var aktiv. E) Det lokale isdekket startet sin tilbaketrekning og tilførsel av IRD stopper opp, Andfjordenisstrømmen var aktiv F) Det lokale isdekket hadde trukket seg langt tilbake på kontinentalsokkelen og Andfjordenisstrømmen startet sin tilbaketrekning. Kart hentet fra Mareano (2019).

5.2.2 Dateringer, aldersmodeller og uteliggende dateringer

Tolkningen av isdynamikken (kapittel 5.2.1) er basert på en sammenstilling av stratigrafier som i stor grad er avhengig av at dateringer og tilhørende aldersmodeller, er pålitlige. Bakgrunn og diskusjon for disse aldersmodellene vil presenteres i følgende delkapittel.

Basert på en alder for deglasiasjonen av isdekket ved 17,8 ka BP (14,6 ^{14}C år) (Vorren og Plassen, 2002) som representerer tidspunktet da isdekket trakk seg tilbake fra eggakanten, har Amundsen et al. (2015) en litt annen tolkning av stratigrafien fra Andøyakanjonen enn det som er fremstilt her. Amundsen et al. (2015) bruker alderen på deglasiasjonen som et argument for at toppen på enhet A1, inkludert de høyfrekvente turbidittene (Figur 5.6a), ble dannet som følge av påbegynnelsen av den siste deglasiasjonen. Turbidittene ble dannet som følge av at glasisgene sedimenter sviktet fra de øvre delene av kanjonen, etter at isen hadde trukket seg tilbake fra eggakanten (og ikke som følge av en aktiv isstrøm på eggakanten). Denne dateringen for deglasiasjon bør imidlertid revurderes. Ifølge Vorren og Plassen. (2002) var det vanskelig å få en pålitelig ^{14}C datering fra den laminerte deglasiasjonsenheten, tF, fordi ingen makrofossiler og få mikrofossiler ble funnet i enheten. 7 AMS ^{14}C dateringer ble hentet fra enheten, men disse varierer i alder fra 18,6 til 12,8 ^{14}C år BP og er stratigrafisk inkonsekvente. Dette begrunnet de med to forskjellige årsaker; 1) dateringer av Miliolia foraminiferer fører til for gamle aldre, og 2) for små prøver av karbon fører til for unge aldre. Da de mener at tD/tE grensen fra ytre Andfjorden er godt datert med ^{14}C datering (13,8 ka BP konvensjonell ^{14}C), har de telt seg tilbake til bunnen på enhet tF ved de c. 800 lamineringene i enheten, tolket som varv. Dette danner grunnlaget for alderen på deglasiasjonen, 14 600 ^{14}C år BP.

I aldersmodellen som er utarbeidet i denne studien stilles det spørsmål ved tolkingen av lamineringene i enhet tF som varv. Da aldersmodellen for stratigrafien i ytre Andfjorden her gir en sedimentasjonsrate på 21 cm/år (Figur A3 i Vedlegg), og lamineringene i enhet tF beskrives som 1-2 mm tynne (Vorren & Plassen, 2002), er det trolig at lamineringene representerer døgnvariasjoner/tidevannsvariasjoner i sedimenttilførsel, og ikke kun årsvariasjoner. Høye sedimentasjonsrater vil forventes proksimalt til en isstrøm. En studie av den marinbaserte tidevannsbreen, McBride Inlet, Alaska, viser at den hadde en maksimal isproksimal sedimentasjonshastighet på 22 m/år (Mugford & Dowdeswell, 2011), nesten 100 ganger høyere enn sedimentasjonsraten i aldersmodellen fra ytre del av Andfjorden. Samtidig viser laminerte sedimenter fra Norskehavet, som mest sannsynlig relateres til

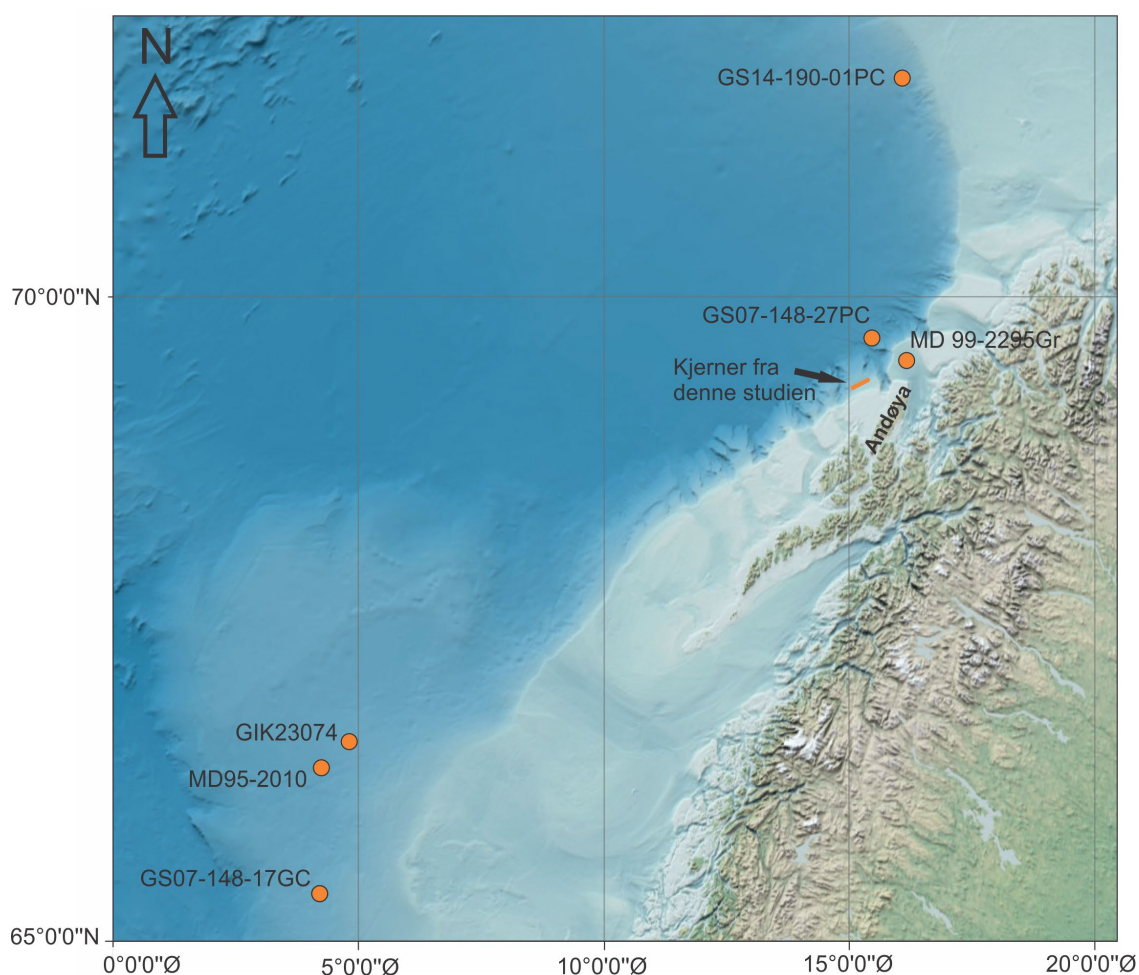
smeltevannsplumer fra Norskerennaisstrømmen på kontinentalsokkelen, en sedimentasjonsrate på 2,13 cm/år (Lekens et al., 2005). En tredje studie gjennomført i Disko Fjord på kysten av Vest-Grønland viste sedimentasjonsrater opp mot 29 cm/år fra tidevannsbreen relatert til smelteperioder (Gilbert et al., 2002). Vorren & Plassen. (2002) indikerer ved å tolke pakken til å inneholde 800 varv, at sedimentasjonsraten er på rundt 0,35 mm/år. En lav rate som dette passer ikke inn i et deglasiasjonsscenario.

Det må tas hensyn til at dateringene som danner grunnlag for aldersmodellen i denne studien, og tilsvarende sedimentasjonsrater, har høy usikkerhet. Derfor er aldersmodellen for stratigrafien fra ytre Andfjorden utarbeidet ved hjelp av en uteliggermodell i Oxcal (Ramsey, 2009b). Flere av dateringene publisert i Vorren & Plassen (2002) er ekskludert fra aldersmodellen, og en ny aldersmodell presenteres i Tabell A2 og Figur A3 i Vedlegg. Alle prøvene som består av eller inneholder foraminiferer i orden Milioidia er ekskludert da disse gir for gamle aldre (Vorren & Plassen, 2002; Ezat et al., 2017). Dette fører til at tre dateringer er fjernet fra enhet tD og tE. Av de syv dateringene ble tatt fra enhet tF beholdes kun tre i modellen for denne studien. Av de tre beholdte dateringene, er to av dateringene (KIA 10813 og KIA 10942) ansett som for unge da prøvene består av en liten andel karbon (0,19-0,17 mg). Dermed er den eneste troverdige dateringen igjen KIA 10941 (14,3 ¹⁴C ka BP) som ikke inneholder Milioidia. Denne dateringen er imidlertid også relativ liten (0,2 mg karbon) og kan derfor være litt for ung.

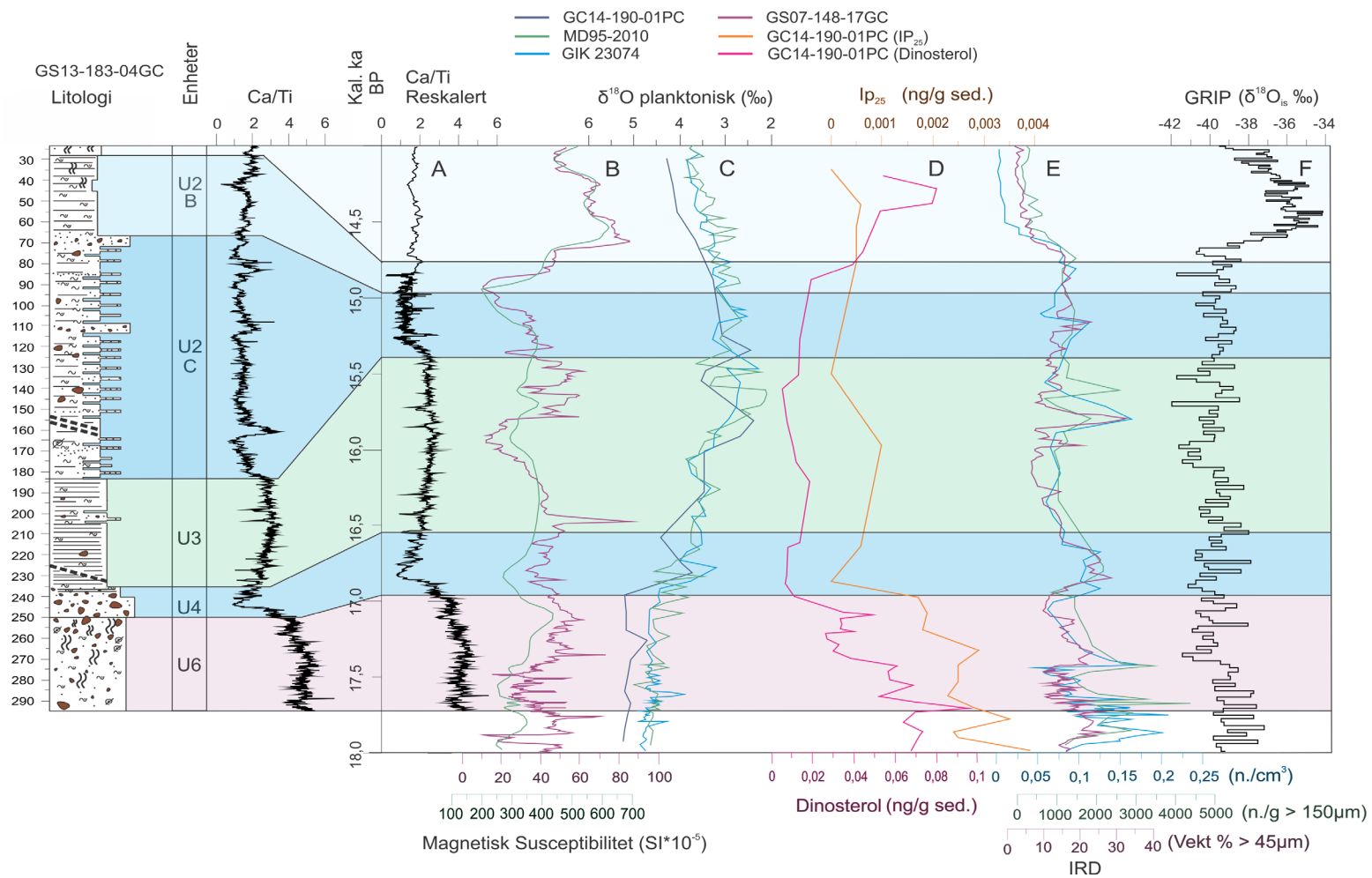
Uteliggermodellen beregner hvor mye den aktuelle dateringen avviker fra en alder som passer inn i aldersmodellen gitt de omkringliggende aldrene. Dersom uteliggeren avviker mye, vil den bli vektet ned og ha mindre påvirkning på den endelige aldersmodellen (Ramsey, 2009b). Med en kalibrering ved Normarine18 kurven i Oxcal finner modellen en ny alder ved bunnen av tF på 14 790 BP, betydelig yngre enn antatt av Vorren & Plassen. (2002). Da aldersmodellen likevel er basert på mange usikre dateringer og uteliggere, er det stor usikkerhet i denne alderen. Som støtte for alderen brukes korreleringen av de tolkede deglasiasjonsgrensene fra nedre del av Andfjorden og kontinentalskråningen utenfor Vesterålen, der aldrene overlapper hverandre innenfor 68,2 % prosentilene (Figur 5.6b). Dateringene som danner grunnlag for aldersmodellene fra nedre del av Andøyakanjon og kontinentalskråningen utenfor Vesterålen vurderes som troverdige, og alle dateringene er tatt i bruk.

5.3 Paleoseanografi i Norskehavet

I dette delkapittelet vil tolkningene av sedimentære prosesser på Vesterålenmarginen og aktiviteten av isdekket sammenstilles med klima- og havprosesser i Norskehavet fra sen LGM, og gjennom den siste deglasiasjonen. En sammenstilling er gjennomført basert på stratigrafien og aldersmodellen i kjerne 183-04, og klimaproksier fra Norskehavet, Vøringplatået og sørlige Barentshavet (Figur 5.8). Alle aldersmodeller for kjerner (Figur 5.8) og proksy-tidsserier som blir brukt i følgende diskusjon er basert fra Brendryen et al. (2019). I denne studien er det også utarbeidet en ny aldersmodell for en proksy-tidsserie fra kjerne GS14-190-01PC (Knies et al., 2018). Her er de publiserte ^{14}C dateringene recalibrert med Normarine18 kurven (Tabell A3 & Figur A4 i Vedlegg).



Figur 5.8: Oversikt over kjerner som brukes i diskusjonskapitlet. Fra Vøringplatået; GS07-148-17GC (Brendryen et al., 2015), MD95 2010 (Dokken & Jansen, 1999) og GIK 23074 (Dokken & Jansen, 1999). Fra Vesterålenmarginen; kjernene fra denne studien, GS07-148-27PC (Amundsen et al., 2015), MD 99-2295Gr (Vorren & Plassen, 2002). Fra det sørlige Barentshavet; GS14-190-01PC (Knies et al., 2018).



Figur 5.9: Sammenlikning av stratigrafien til kjerne 183-04 fra Vesterålenmarginen med paleoseanografiske proksier fra Norskehavet og det sørlige Barentshavet. A) Ca/Ti elementforhold fra kjerne 183-04 skalert på alder. B) Magnetisk susceptibilitet fra Vøringplataet C) δ¹⁸O i planktoniske foraminiferer fra Vøringplataet og det sørlige Barentshavet D) Sjoisproksiene IP₂₅ og dinosterol fra det sørlige Barentshavet E) Isdroppet materiale fra Vøringplataet og det sørlige Barentshavet. E) δ¹⁸O av is fra GRIP kjernen (Grønland). Dataene er basert på følgende kjerner: MD 95-2010, GIK 23 074 (Dokken & Jansen, 1999), GC14-190-01PC (Knies et al., 2018), GS07-148-17GC (Brendryen et al., 2019).

Proksiene som brukes i diskusjonen (Figur 5.9a-f) gir blant annet informasjon om innstrømmende atlantiske vannmasser (magnetisk susceptibilitet), temperatur og salinitet av nær-overflatevann ($\delta^{18}\text{O}$), forekomst av sjøis (IP₂₅ og dinosterol), forekomst av isfjell (IRD), og atmosfæriske temperaturforandringer over Grønland ($\delta^{18}\text{O}$) fra iskjerner.

Magnetisk susceptibilitet kan brukes som en indikator på styrken til innstrømmende atlantisk havvann til Norskehavet, da vannmassene frakter med seg eroderte magnetiske mineraler fra den basaltiske Island-Skottlandryggen (Dokken & Jansen, 1999; Dokken et al., 2013; Kissel et al., 1999; Ballini et al., 2006). Kjernene GS07-148-17GC (Brendryen et al., 2019) samt MD95-2010 (Dokken og Jansen, 1999) fra Vøringplatået (Figur 5.9b) viser at det var variabel tilførsel av de magnetiske sedimentene til Norskehavet i sen LGM og gjennom den siste deglasiasjonen. Dette signalet tyder på at Norskehavet opplevde varierende innstrømming av atlantisk havvann i denne perioden.

Magnetisk susceptibilitet representerer variasjoner i NwASC som sannsynligvis også er knyttet til endringer i dypvannsdannelse i sammenheng med Dansgaard-Oeschger (D-O) og Heinrich hendelser (Kissel et al., 1999). D-O hendelser kjennetegnes ved en rask oppvarming til interstadiale forhold på 10-årig skala, etterfulgt av en langsom avkjøling til stadiale forhold (Bond et al., 1992; Rasmussen et al., 1996). Noen av de kaldeste stadialene i D-O hendelser inneholder Heinrich hendelser, kjennetegnet ved store mengder IRD i marine sedimentkjerner fra Nord-Atlanteren (Heinrich, 1988). Hva som forårsaker D-O- og Heinrich hendelser er omdiskutert. Det er sannsynlig at stratifisering av overflatevannet og utbredelse av sjøis i Norskehavet er viktig i forhold til transport og overføring av varme fra havet til atmosfæren ved en D-O hendelse (Dokken et al., 2013; Sadatzki et al., 2019). Varmeoverføringen fra havet til atmosfæren er en nøkkelprosess som er viktig for å forklare både den brå oppvarmingen av atmosfæren (Buizert et al., 2014) og igangsettingen av dypvannsdannelse og AMOC (kapittel 2.4) i starten av bølling (McManus et al., 2004). Lave magnetisk susceptibilitetsverdier er koblet til kalde perioder med lite tilførsel av atlantisk havvann (svak AMOC), og varme perioder koblet til høy tilførsel av atlantisk vann (sterk AMOC).

En studie fra Hodell et al. (2017) viser at Heinrich stadial 1 er en kompleks stadial. En varmere periode karakterisert av lite IRD forekom mellom to distinkt kaldere perioder karakterisert av mye IRD, referert til som Heinrich hendelse 1; H1.1, og H1.2. Den førstnevnte, H1.1, var den største av de to hendelsene og startet mellom 15,5-17,1 ka BP, da den polare Nord-Atlanteren

allerede var kald og AMOC svak. Den yngste av hendelsene, H1.2, forekom mellom 15,9-14,3 ka BP og var en svakere hendelse av nedkjøling. Slike hendelser kan også forekomme i Norskehavet og på Vesterålenmarginen. Dette er indikert fra isaktiviteten på kontinentalsokkelen. Det fremrykkende isdekket og den aktive isstrømmen på Vesterålenmarginen under avsetning av enhet U4 og U2 førte til kalving av ismarginen og avsetning av IRD til kontinentalskråningen. Lave magnetisk susceptibilitetsverdier og høy tilførsel av IRD (Figur 5.9b & e) fra Norskehavet, Vøringplataet (Dokken & Janssen, 1999; Brendryen et al., 2019), korresponderende til disse to hendelsene. Proksiene samsvarer med kalde glasiale forhold og lite tilførsel av atlantisk havvann til Norskehavet, i samsvar med Hodell et al. (2017) sin studie av H1.1 og H1.2. Oppvarmingsperioden mellom dem reflekteres i det tilbaketrukkne/inaktive isdekket under avsetning av enhet U3. Isdekket tilførte da svært lite IRD til skråningen, samtidig som Andfjordenisstrømmen tilførte finlaminerte plumesedimenter. Magnetisk susceptibilitet og IRD viser høy variabilitet i Norskehavet i denne perioden. Dette kan tyde på komplekse forhold og et varmere klima med økt tilførsel av atlantisk havvann til Norskehavet samtidig som isdekket var tilbaketrukket/inaktivt. De oseanografiske forholdene kan således ha vært en årsak til den skiftende isdynamikk i studieområdet på U3/U2C-grensen.

Minkende $\delta^{18}\text{O}$ verdier gjennom Heinrich stadial 1 (Figur 5.9c) fra Vøringplataet (Dokken & Jansen, 1999) samt det sørlige Barentshavet (Knies et al., 2018) tyder på at smeltevann ble tilført Nord-Atlanteren i Heinrich stadial 1. En studie fra Knies et al. (2018) argumenterer for at de minkende verdiene skyldes smeltevann fra kollaps av Svalbard-Barentshavet isdekket (SBIS) etter c. 17,6 ka BP. Brendryen et al. (2019) har en alternativ tolkning der isdekket rykket frem igjen mot eggakanten og oppholdt seg der til c. 14,71 ka BP. Dette tyder på at de minkende verdiene av $\delta^{18}\text{O}$ kom fra en annen kilde til ferskvann enn kollaps av isdekket; isfjell fra kalvende isdekker. Hodell et al. (2017) foreslår at oppvarmingen av overflatehavet under sen H1.1 er relatert til nedbrytningen av vannstratifiseringen, som ble etablert av det tilførte ferskvannet, da fluksen av isfjell ble redusert mellom de to kalvingsfasene.

Stratifisering av vannkolonnen dannes som følge av at ferskvann tilføres øvre del av vannkolonnen. I tillegg til dette blir overflaten avkjølt på grunn av den latente varmen som kreves for smelting av isfjell, og kan føre til dannelse av sjøis (Jongma et al., 2013). En kombinasjon av stratifisering av overflatehavet og et ekstensivt sjøisdekke fører til redusert hav-atmosfære varmefluks, og oppvarming av nær-overflatevann. Sadatzki et al. (2019) viser

at nær-overflatevannet i D-O hendelser gjennomgår en langsom oppvarming, under et ferskt og kaldt vannlag i overflaten, som følge av den forhindrede hav-atmosfære varmekraften. Når sjøisen forsvinner, gjenopprettes varmekraften mellom hav og atmosfære og overflatetemperaturen blir varmere mens nær-overflatetemperaturen viser en drastisk avkjøling. Oppvarmingsfasen som foregår under D-O hendelsene kan på den måten hemme eller trigge en kollaps av AMOC, og varmetransport til Norskehavet (Sadatzki et al., 2019).

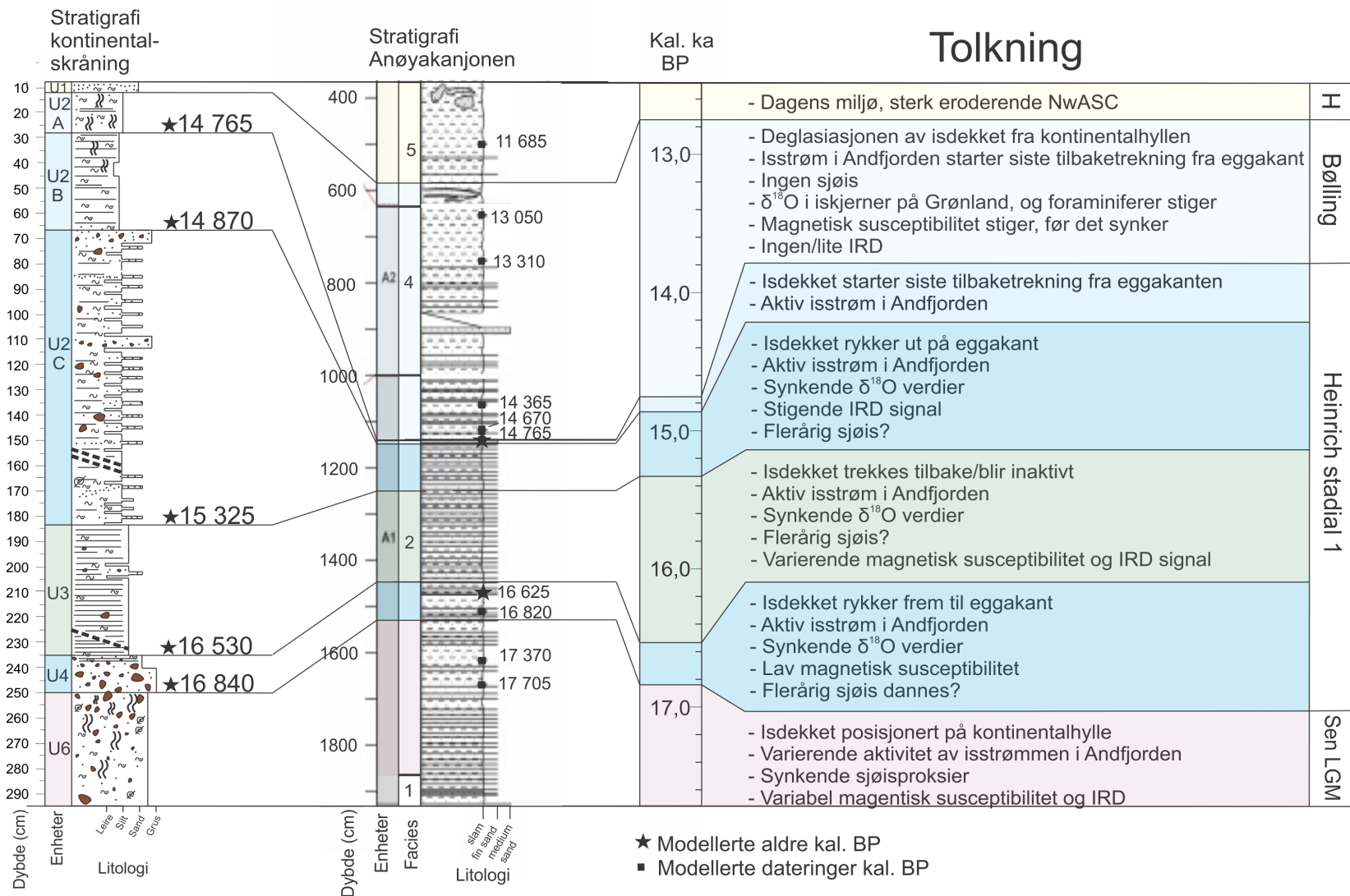
Responser av smeltevannet fra kalvende isdekker samtidig som det Fennoskandiske isdekket rykket ut på eggakanten (U5/U4) var umiddelbar og vises ved sjøisproksiene dinosterol og IP₂₅ fra det sørlige Barentshavet (Knies et al., 2018). Sjøisproksiene baserer seg på forekomst av phytoplankton biomarkøren dinosterol, dannet under åpne havforhold, og isalge biomarkøren IP₂₅. Dinosterol produseres i vår og/eller sommersesong ved dinoflagellater som lever i åpne havforhold (Volkman et al., 1986). Sjøisproksien IP₂₅ produseres kun av sjøisdiatomeer om våren (Belt et al., 2007). Ved å se på forekomsten av disse proksiene i sammenheng kan det gi en indikasjon på eksisterende sjøisforhold. Både dinosterol og IP₂₅ verdier er lave gjennom Heinrich stadial 1 (Figur 5.9d). Dette tyder på en nesten fullstendig stopp i åpenhav produksjonen av phytoplankton, samtidig som lave IP₂₅ verdier viser lite isalgeproduktivitet. Dette kan tolkes som at et flerårig sjøisdekke er dannet, som er så tykt og ekstensivt at isalge- og phytoplanktonvekst stoppet da tilførsel av lys og næring stoppet (Xiao et al., 2015).

Etableringen av et permanent/nær permanent sjøisdekke samt den brå nedgangen i $\delta^{18}\text{O}$ verdier i Norskehavet (Figur 5.9c) skjer samtidig med at isdekket på Vesterålensokkelen rykket ut til eggakanten. Fremrykket er indikert fra studieområdet ved økning av IRD, avsetning av glasigene debrisstrømmer (enhet U5) og laminerte plumitter i enhet U4. Starten på turbidittene i Andøyakanjonen forekommer også samtidig (Figur 5.6a), noe som tyder på at isstrømmen i Andfjorden ble aktiv. Dette kan tyde på at det er en sammenheng mellom etablering av stratifiserte vannmasser i Heinrich stadial 1 i de nordiske hav, og framrykket av det Fennoskandiske isdekket til eggakanten.

Lave $\delta^{18}\text{O}$ verdier, indikasjoner på sjøis, og lavt magnetisk susceptibilitetssignal fra Norskehavet (Figur 5.9a, b, c) frem til grensen på bølling (enhet U2A/B), viser at smeltevann fra isfjell kan ha ført til dannelse av sjøis, og en redusert AMOC og dermed redusert tilførsel av atlantisk vann til Norskehavet i denne perioden. På bøllinggrensen, som samsvarer med tilbaketrekningen og deglasiasjon av isdekket og Andfjordenisstrømmen, forekommer det et

skifte i proksyinformasjonen fra Norskehavet. Sjøisen forsvinner samtidig som magnetisk susceptibilitet viser høyere tilførsel av atlantisk havvann. Når sjøisen forsvinner blir ventilasjonen gjenopprettet mellom hav og atmosfæren og det skjer en markant nedkjøling av nær-overflatevannet. Dette fører videre til en sterk AMOC ved at de nedkjølte vannmassene blir tunge nok til at de kan synke og danne dypvann. En videre oppvarming av Nord-Atlanteren skjer som følge av at AMOC frakter med seg varmt og salint vann til Norskehavet ved Golfstrømmen. Det svakt økende $\delta^{18}\text{O}$ signalet etter bølling (U2A) kan forårsakes av at to motsatte signaler virker samtidig; 1) brå avkjøling av nær-overflatevannet, som i utgangspunktet fører til høye $\delta^{18}\text{O}$ verdier, og 2) store mengder smeltevann som følge av deglasiasjonen som i utgangspunktet fører til minkende $\delta^{18}\text{O}$ verdier. I tillegg til dette indikeres deglasiasjonen ved en brå stopp i tilførsel av IRD (Figur 5.9e), og varmere temperaturer på Grønland ved økende $\delta^{18}\text{O}$ verdier fra GRIP iskjernen (Figur 5.9f).

Et sjøisdekke gjennom Heinrich stadial 1 i det sørlige Barentshavet og Norskehavet kan tyde på at det er en sterk kobling mellom dannelse av sjøis og isdynamikk på Vesterålsmarginen. Lav oppløsning av sjøisproksiene gjør det imidlertid vanskelig og trekke noen sikre koblinger mellom dem. Da deglasiasjonen i stratigrafien likevel samsvarer i stor grad med proksier som viser både høy tilførsel av atlantisk havvann og redusert sjøis, konkluderes det at et samspill mellom disse faktorene kan ha spilt en viktig rolle for deglasial isdynamikk, og den endelige deglasiasjonen av isdekket på Vesterålenmarginen. Figur 5.10 gir en oppsummerende tolkning av de sedimentære enhetene knyttet til paleoklimatiske forhold i Norskehavet.



Figur 5.10: Oppsummerende tolkningen av de sedimentære enhetene fra kontinentalskråningen vest for Andøya og nedre del av Andøyakanjonen. H= holocene.

6 Konklusjon

Denne studien har hatt som formål å rekonstruere og tidfeste ismarginfluktuasjonene og isstrømaktiviteten til det Fennoskandiske isdekket på Vesterålenmarginen. Basert på resultater fra dateringer og sedimentologiske analyser av et kjernetransekt lokalisert proksimalt til ismarginen og Andfjordenisstrømmen, samt recalibrering av tidligere publiserte ^{14}C dateringer, er følgende konklusjoner trukket:

- I tidsperioden fra sen LGM, 16 840 BP, gjennom Heinrich stadial 1 og den siste deglasiasjonen, var isdekket på Vesterålenmarginen dynamisk med en ismargin som flere ganger rykket ut mot eggakanten, samtidig som isstrømmen i Andfjorden var aktiv.
- Isdekket rykket frem til eggakanten ved 16 840 BP (17 616-16 602 BP gitt ved 95,4 % kredibilitetsintervall) og avsatte glasiogene debrisstrømmer på skråningen. Framrykket til eggakanten skjedde samtidig med at Andfjordenisstrømmen ble aktiv, indikert ved avsetning av høyfrekvente turbiditter i Andøyakanjonen. Hendelsen kobles til den klimatiske nedkjølingen av Nord-Atlanteren rundt Heinrich hendelse 1.1, dannelse av en stratifisert vannsøyle og et ekstensivt sjøisdekke i Norskehavet.
- Isdekket på sokkelen trakk seg tilbake fra eggakanten, eller ble inaktivt rundt 16 530 BP (17 161-16 265 BP). Tilførsel av suspenderte sedimenter fra Andfjordenisstrømmen nord for kjernelokalitetene, dominerte sedimentasjonen i studieområdet. Dette viser at det var et skifte i isdynamikken på Vesterålenmarginen der isstrømmen i Andfjorden fortsatte å være aktivt selv om isdekket på kontinentalsokkelen vest for Andøya trakk seg tilbake. Hendelsen kobles til en varmere periode mellom de to nedkjølingsfasene, H1.1 og H1.2.
- Forskjellene i isdynamikken mellom isdekket på Vesterålenmarginen og Andfjordenisstrømmen kan skyldes at de store isstrømmene i Andfjorden og Vestfjorden ledet hovedisen vekk fra Vesterålensokkelen. Dette medførte at det lokale isdekket over Lofoten og Vesterålen kunne ha vært mer sensitivt ovenfor endringer i miljø og klima enn Andfjordenisstrømmen.
- Isdekket på kontinentalsokkelen vest for Andøya rykket ut mot eggakanten igjen ved c. 15 325 BP (15 974-14 891 BP) og ble liggende stabilt i nærheten av eggakanten i om lag 450 år. Fremrykket er koblet til nedkjølingsfasen Heinrich hendelse 1.2, en stratifisert vannsøyle og ekstensivt sjøisdekke.

- Ved 14 870 BP (15 114-14 652 BP) startet tilbaketrekningen av isdekket fra Vesterålenmarginen, og ved 14 765 (15 010-14 432 BP) startet deglasiasjonen av Andfjordenisstrømmen, korresponderende med bøllingvarmingen.

Sammenfallet mellom endringene i isdynamikk på marginen, stratifisering av vannkolonnen og sjøisdannelse i de nordiske hav tyder på at det er en sammenheng mellom disse. Isdekkets fremrykk til eggakanten på Vesterålenmarginen under Heinrich stadial 1 skjedde samtidig som etableringen av en stratifisert vannsøyle og sjøisdannelse i Norskehavet. Deglasiasjonen av Vesterålenmarginen skjedde samtidig med atmosfærisk oppvarming, oppbrudd av sjøisdekket og etablering av dypvannsdannelse i de nordiske hav ved bøllingovergangen.

Forslag til videre arbeid

For videre arbeid kan det være av interesse å gjennomføre kornstørrelsesanalyser for de resterende kjernene i transektet i like stor detalj som fra kjerner 183-04 og 183-02. Dette gjøres for å undersøke om trender i kornstørrelsesfordeling, som observeres i blant annet enhet U3, kan følges gjennom alle kjernene i transektet fra nord til sør. Dette vil kunne teste tolkningen om avsetning av enhet U3 fra Andfjordenisstrømmen.

For videre tolkning av enhet U3 vil det være nyttig å ta flere kjerner på kontinentalskråningen mellom kjernelokalitetene og Andfjorden, eller fra plataer på skråningen lengre sør for kjernelokalitetene. Dette gjøres for å undersøke om de samme trendene i kornstørrelsesfordeling og sedimenttykkelse er lateralt utbredt. Flere kjerner, som representerer et lengre avstandsintervall langs marginen, vil gjøre det mulig å modellere og ekstrapolere trendene i sedimenttykkelse for enhet U3 frem til ytre del av Andfjorden. Dette er for å kunne undersøke om en modellert sedimentasjonshastigheten samsvarer med sedimentasjonshastigheten utregnet for ytre Andfjorden. En samsvarelse mellom sedimentasjonsratene vil ytterligere støtte enhetstolkningen av U3. Flere kjerner fra ytre del av Andfjorden bør tas, og nye dateringer, da dateringene for deglasiasjonen fra Vorren og Plassen. (2002) er svært usikre. Flere dateringer bør også tas fra kjernene utenfor Vesterålen, spesielt i grensen til den tolkede bøllingovergangen, for å sikre en så god datering som mulig slik at det ikke er nødvendig å modellere en alder på grensen.

Videre bør prøver av spesielt sjøisproksiene, IP₂₅ og dinosterol, tas fra kjernene i studieområdet og fra kjerner mange flere steder langs norskekysten og i Barentshavet. For å kunne videre undersøke koblingen mellom sjøis, klima, og isdynamikk er det svært viktig med bedre rekonstruksjoner av sjøis.

7 Referanser

- Alley, R. B., Blankenship, D. D., Rooney, S. T. & Bentley, C. R. 1989: Sedimentation beneath ice shelves- the view from Ice Stream B. *Marine Geology* 85, 101-120.
- Amundsen, H. B., Laberg, J. S., Vorren, T. O., Haflidason, H., Forwick, M. & Buhl-Mortensen, P. 2015: Late Weichselian-Holocene evolution of the high-latitude Andøya submarine Canyon, North-Norwegian continental margin. *Marine Geology*, 363, 1-14.
- Baeten, N. J., Laberg, J. S., Vanneste, M., Forsberg, C. F., Kvalstad, T. J., Forwick, M., Vorren, T. O. & Haflidason, H. 2014: Origin of shallow submarine mass movements and their glide planes- Sedimentological and geotechnical analyses from the continental slope off northern Norway. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119, 2335-2360.
- Ballini, M., Kissel, C., Colin, C. & Richter, T. 2006: Deep-water mass source and dynamic associated with rapid climatic variations during the last glacial stage in the North Atlantic: a multiproxy investigation of the detrital fraction of deep-sea sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7, Q02N01.
- Bamber, J. L., Vaughan, D. G. & Joughin, I. 2000: Widespread complex flow in the interior of the Antarctic ice sheet. *Science* 287, 1248-1250.
- Bard, E., Arnold, M. & Duplessy, J. -C. 1991: Reconciling the sea level record of the last deglaciation with $\delta^{18}\text{O}$ spectra from deep sea cores. I Lowe, J. J. (red.), *Radiocarbon dating: recent applications and future potential*. London: Quaternary Research Association, 67-73.
- Baumann, K-H., Lackschewitz, K. S., Mangerud, J., Spielhagen, R. F., Wolf-Welling, T. C. W., Henrich, R. & Kassens, H. 1995: Reflection of Scandinavian ice sheet fluctuations in Norwegian sea sediments during the past 150,000 Years. *Quaternary Research* 43, 185-197.
- Belt, S. T., Massé, G., Rowland, S. J., Poulin, M., Michel, C. & LeBlanc, B. 2007: A novel chemical fossil of palaeo sea ice: IP₂₅. *Organic Geochemistry* 38, 16-27.
- Bergh, S. G., Eig, K., Kløvjan, O. S., Henningsen, T., Olesen, O. & Hansen, J. A. 2007: The Lofoten-Vesterålen continental margin: a multiphase Mesozoic-Palaeogene rifted shelf as shown by offshore-onshore brittle fault-fracture analysis. *Norwegian Journal of Geology* 87, 29-58.
- BetaAnalytic. *Accelerator Mass Spectrometry (AMS) Dating*. Tilgjengelig fra: <https://www.radiocarbon.com/accelerator-mass-spectrometry.htm>. [Hentet: 29.01.2019].
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W. S., Laberyie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantscik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. & Ivy, S. 1992: Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature* 360, 245-249.
- Boulton, G. S. 1990: Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture. I Dowdeswell, J. A. & Scourse, J. D. (red.), *Glacial marine Environments: Processes and Sediments*. Vol. 53, London: Geological Society London, 15-52.
- Brendryen, J., Haflidason, H., Rise, L., Chand, S., Vanneste, M., Longva, O., L'Heureux, J. S. & Forsberg, C. F. 2015: Ice sheet dynamics on the Lofoten- Vesterålen shelf, north Norway, from Late MIS-3 to Heinrich Stadial 1. *Quaternary Science Reviews* 119, 136-156.
- Brendryen, J., Haflidason, H., Yokoyama, Y., Haaga, K. A. & Hannisdal, B. 2019: *Collaps of Eurasian ice sheets 14,600 years ago was a major source of global Meltwater Pulse 1a*. Sendt utgiver, under vurdering.
- Brooks, R. A. & Dichiro, G. 1976: Beam hardening in X-ray reconstructive tomography. *Physics in Medicine and Biology* 21, 390-398.
- Buhl-Mortensen, L., Bøe, R., Dolan, M. F. J., Buhl-Mortensen, P., Thorsnes, T., Elvenes, S. &

- Hodnesdal, H. 2012: Banks, troughs and canyons on the continental margin off Lofoten, Vesterålen, and Troms, Norway. I Harris, P. T. & Baker, E. K. (red.), *Seafloor Geomorphology as Benthic Habitat*. Elsevier, 703-715.
- Buizert, C., Gkinis, V., Severinghaus, J. P., He, F., Lecavalier, B. S., Kindler, P., Leuenberger, M., Carlson, A. E., Vinther, B., Masson, D. V., White, J. W. C., Liu, Z., Otto, B. B. & Brook, E. J. 2014: Greenland temperature response to climate forcing during the last deglaciation. *Science* 345, 1177-1180.
- Bøe, R., Bellec, V. K., Dolan, M. F. J., Buhl-Mortensen, P., Buhl-Mortensen, L., Slagstad, D. & Rise, L. 2009: Giant sand waves in the Høla glacial trough off Vesterålen, North Norway. *Marine Geology* 267, 36-54.
- Carlson, A. E. & Clark, P. U. 2012: Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation. *Reviews of Geophysics* 50, RG4007.
- Church, J. A., Clark, P. U., Cazenave, A., Gregory, J. M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M. A., Milne, G. A., Nerem, R. S., Nunn, P. D., Payne, A. J., Pfeffer, W. T., Stammer, D. & Unnikrishnan, A. S. 2013: Sea Level Change. I Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. -K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. & Midgley, P. M. (red.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, New York: Cambridge University Press, 1137-1216.
- Clark, P. U., Alley, R. B., Keigwin, L. D., Licciardi, J. M., Johnsen, S. J. & Wang, H. 1996: Origin of the first global meltwater pulse following the last glacial maximum. *Paleoceanography* 11, 563-577.
- Cofaigh, C. Ó. & Dowdeswell, J. A. 2001: Laminated sediments in glacial marine environments: diagnostic criteria for their interpretation. *Quaternary Science Reviews* 20, 1411-1436.
- 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. I Dowdeswell, J. A. & Scourse, J. D. (red.), *Glacial Marine Environments: Processes and Sediments*. Vol. 53, London: Geological Society London, 75-89.
- Cowan, E. A., Seramur, K. C., Cai, J. & Powell, R. D. 1999: Cyclic sedimentation produced by fluctuations in meltwater discharge, tides and marine productivity in an Alaskan fjord. *Sedimentology* 46, 1109-1126.
- Croudace, I. W., Rindby, A. & Rothwell, G. 2006: ITRAX: Description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. I Rothwell, R. G (red.), *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Vol. 267, London: Geological Society of London, 51-63.
- Dahlgren, K. I. T. & Vorren, T. O. 2003: Sedimentary environment and glacial history during the last 40 ka of the Vøring continental margin, mid-Norway. *Marine Geology* 193, 93-127.
- Dearing, J. 1994: *Environmental Magnetic Susceptibility: Using the Bartington MS2 system*. Kenilworth, England: Chi Publishing.
- Dokken, T. M. & Jansen, E. 1999: Rapid changes in the mechanism of ocean convection during the last glacial period. *Nature* 401, 458-461.
- Dokken, T. M., Nisancioglu, K. H., Li, C., Battisti, D. S. & Kissel, C. 2013: Dansgaard-Oeschger cycles: Interactions between ocean and sea ice intrinsic to the Nordic seas. *Paleoceanography* 28, 491-502.
- Domack, E. W., Jacobson, E. A., Shipp, S. & Anderson, J. B. 1999: Late Pleistocene-Holocene retreat of the West Antarctic Ice-Sheet system in the Ross Sea: part 2 Sedimentologic and stratigraphic signature. *GSA Bulletin* 111, 1517-1536.
- Dowdeswell, J. A. & Dowdeswell, E. K. 1989: Debris in icebergs and rates of glacial marine

- sedimentation: observations from Spitsbergen and a simple model. *Journal of Geology* 97, 221-231.
- Dowdeswell, J. A., Elverhøi, A. & Spielhagen, A. 1998: Glacimarine sedimentary processes and facies on the polar north atlantic margins. *Quaternary Science Reviews* 17, 243-272.
- Dowdeswell, J. A. & Evans, S. 2004: Investigations of the form and flow of ice sheets and glaciers using radio-echo sounding. *Reports on Progress in Physics* 67, 1821-1861.
- Dowdeswell, J. A., Kenyon, N. H., Elverhøi, A., Laberg, J. S., Hollender, F. J., Mienert, J. & Siegert, M. J. 1996: Large-scale sedimentation on the glacier-influenced Polar North Atlantic margins: long-range side-scan sonar evidence. *Geophysical Research Letters* 23, 3535-3538.
- Dowdeswell, J. A., Whittington, R. J. & Marienfeld, P. 1994: The origin of massive diamicton facies by iceberg rafting and scouring, Scoresby Sund, East Greenland. *Sedimentology* 41, 21-35.
- Elverhøi, A., Norem, H., Andersen, E. S., Dowdeswell, J. A., Fossen, I., Haflidason, H., Kenyon, N. H., Laberg, J. S., King, E. L., Sejrup, H. P., Solheim, A. & Vorren, T. 1997: On the origin and flow behavior of submarine slides on deep-sea fans along the Norwegian-Barents Sea continental margin. *Geo-Marine Letters* 17, 119-125.
- Ersdal, G. 2001: *An overview of ocean currents with emphasis on currents on the Norwegian continental shelf*. NPD Preliminary Report. 1-40.
- Evans, J., Pudsey, C. J., Ócofaigh, C., Morris, P. & Domack, E. 2005: Late Quaternary glacial history, flow dynamics and sedimentation along the eastern margin of the Antarctic Peninsula Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 24, 741-774.
- Ezat, M. M., Rasmussen, T. L., Thornalley, D. J., Olsen, J., Skinner, L. C., Hönisch, B. & Groeneveld, J. 2017: Ventilation history of Nordic Seas overflows during the last (de) glacial period revealed by species-specific benthic foraminiferal ¹⁴C dates. *Paleoceanography* 32, 172-181.
- Geotek ltd. 2016: Multi-sensor Core-logger Manual, Northamptonshire: Storbritannia.
- Gilbert, R. 1982: Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, N.W.T., Canada: glaciomarine processes in fjords of eastern Cumberland Peninsula. *Arctic and Alpine Research* 14, 1-12.
- Gilbert, R., Nielsen, N., Möller, H., Desloges, J. R. & Rasch, M. 2002: Glaciomarine sedimentation in Kangerdluk (Disko Fjord), West Greenland, in response to a surging glacier. *Marine Geology* 191, 1-18.
- Haflidason, H. & Monsen, S. 2013: *Marine Geological Cruise Report from Vesterålen margin, North Norway*. Report No. 100-06/13, Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, Norway.
- Hampton, M. A. 1972: The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 42, 775-793.
- Hampton, M. A., Lee, H. J. & Locat, J. 1996: Submarine landslides, *Reviews of Geophysics* 34, 33-59.
- Hart, J. 1998: The deforming bed/debris-rich basal ice continuum and its implications for the formation of glacial landforms (flutes) and sediments (melt-out till). *Quaternary Science Reviews* 17, 737-754.
- Havforskningsinstituttet. 2018: *G.O. Sars*. Tilgjengelig fra: <https://www.hi.no/hi/om-oss/fasiliteter/vare-fartoy/g.o.-sars> [Hentet: 30.01.2019].
- Heinrich, H. 1988: Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, 142-152.
- Henningsen, T. & Tveten, E. 1998: Berggrunnskart Andøya, M 1:250 000. Norges Geologiske Undersøkelse, Trondheim.
- Hodell, D. A., Nicholl, J. A., Bontognali, T. R. R., Danino, S., Dorador, J., Dowdeswell, J. A., Einsleg,

- J., Kuhlmann, H., Martrat, B., Mleneck-Vautravers, M. J., Rodríguez-Tovar, F. J. & Röhl, U. 2017: Anatomy of Heinrich Layer 1 and its role in the last deglaciation. *Paleoceanography* 32, 284-303.
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. 2016: The last Eurasian Ice Sheets - a chronological database and time-slice reconstruction. *Boreas* 45, 1-45.
- Jacobs, S. S., Jenkins, A., Claudia, F., Giulivi, C. F. & Dutrieux, P. 2011: Stronger ocean circulation and increased melting under Pine Island Glacier ice shelf. *Nature Geoscience* 4, 519-523.
- Jones, G. A. & Keigwin, L. D. 1988: Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation. *Nature* 336, 56-59.
- Jongma, J. I., Renssen, H. & Roche, D. -M. 2013: Simulating Heinrich event 1 with interactive icebergs. *Climate Dynamics* 40, 1373-1385.
- Kilfeather, A. A., Cofaigh, C. Ó., Lloyd, J. M., Dowdeswell, J. A., Xu, S. & Moreton, S. G. 2011: Ice-stream retreat and ice-shelf history in Marguerite Trough, Antarctic Peninsula: Sedimentological and foraminiferal signatures, *The Geological Society of America Bulletin* 123, 997-1015.
- King, E. L., Haflidason, H., Sejrup, H. P. & Løvlie, R. 1998: Glacigenic debris flows on the North Sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima. *Marine Geology* 152, 217-246.
- Kissel, C., Laj, C., Labeyrie, L., Dokken, T., Voelker, A. & Blamart, D. 1999: Rapid climatic variations during marine isotopic stage 3: magnetic analysis of sediments from Nordic Seas and North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 489-502.
- Knies, J., Köseoğlu, D., Rise, L., Baeten, N., Bellec, V. K., Bøe, R., Klug, M., Panieri, G., Jernas, P. E. & Belt, S. T. 2018: Nordic Seas polynyas and their role in preconditioning marine productivity during the Last Glacial Maximum. *Nature Communications* 9, 3959.
- Knies, J., Vogt, C., Matthiessen, J., Nam, S. I., Ottesen, D., Rise, L., Bargel, T. & Eilertsen, R. S. 2007: Re-advance of the Fennoscandian Ice Sheet during Heinrich Event 1. *Marine Geology* 240, 1-18.
- Laberg, J. S. & Vorren, T. O. 1995: Late Weichselian debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan. *Marine Geology* 127, 45-72.
- Laberg, J. S. & Vorren, T. O. 2004: Weichselian and Holocene growth of the northern high-latitude Lofoten Contourite Drift on the continental slope of Norway. *Sedimentary Geology* 164, 1-17.
- Laberg, J. S., Eilertsen, R. S., Salomonsen, G. R. & Vorren, T. O. 2007: Submarine push moraine formation during the early Fennoscandian Ice Sheet deglaciation. *Quaternary Research* 67, 453-462.
- Leeder, M. R. 1983: On the dynamics of sediment suspension by residual Reynolds stresses-configuration of Bagnolds' s theory. *Sedimentology* 30, 485-491.
- Lekens, W. A. H., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Petersen, G. Ø., Hjelstuen, B. & Knorr, G. 2005: Laminated sediments preceding Heinrich event 1 in the Northern North Sea and Southern Norwegian Sea: Origin, processes and regional linkage. *Marine Geology* 216, 27-50.
- Lucchi, R. G., Rebesco, M., Camerlenghi, A., Busetti, M., Tomadin, L., Villa, G., Persico, D., Morigi, C., Bonci, M. C. & Giorgetti, G. 2002: Mid-late Pleistocene glacimarine sedimentary processes of a high-latitude, deep-sea sediment drift (Antarctic Peninsula Pacific margin). *Marine Geology* 189, 343-370.
- Mackiewicz, N. E., Powell, R. D., Carlson, P. R. & Molnia, B. F. 1984: Interlaminated ice-proximal glacimarine sediments in Muir Inlet, Alaska. *Marine Geology* 57, 113-147.
- Malvern Instruments Ltd. 2017a: *Malvern Mastersizer 3000 brukermanual*. Worcestershire, United Kingdom.

- Malvern Instruments Ltd. 2015: *A basic guide to particle characterization*. Worcestershire, United Kingdom.
- Malvern Instruments Ltd. 2017b: *Selecting an appropriate particle absorption for laser diffraction particle size calculations*. Tilgjengelig fra: <https://www.malvernpanalytical.com/en/learn/knowledge-center/technical-notes/TN101104SelectingParticleAbsorbtionLaserDiffractio.html> [Hentet: 27.3.2019].
- Mangerud, J. 1981: The early and middle Weichselian in Norway; a review. *Boreas* 10, 381–393.
- Mangerud, J. 1991: The Scandinavian Ice Sheet through the last interglacial/glacial cycle, *Paläoklimaforschung* 1, 307-330.
- Mareano. 2019: Havbunn skyggerelieff. Tilgjengelig fra: <http://www.mareano.no/kart/mareano.html#maps/3192> [Hentet: 13.5.2019]
- McManus, J. F., Francois, R., Gherardi, J. -M., Keigwin, L. D. & Brown-Leger, S. 2004: Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428, 834.
- Mix, A., Bard, E. & Schneider, R. 2001: Environmental processes of the Ice age: land, ocean, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20, 627-658.
- Mugford, R. I. & Dowdeswell, J. A. 2011: Modeling glacial meltwater plume dynamics and sedimentation in high-latitude fjords. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 116, F01023.
- Mulder, T. & Moran, K. 1995: Relationship among submarine instabilities, sea level variations, and the presence of an ice sheet on the continental shelf; an example from the Verrill Canyon area, Scotian Shelf. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 10, 137-154.
- Nasa: Earth Observatory 2014: *Sediment plumes around Greenland*. Tilgjengelig fra: <https://earthobservatory.nasa.gov/images/84464/sediment-plumes-around-greenland> [Hentet: 01.02.2019].
- Olsson, I. U. 1968: Modern aspects of radiocarbon datings. *Earth-Science Reviews* 4, 203-218.
- Orvik, K. A., Skagseth, O. & Mork, M. 2001: Atlantic inflow to the Nordic Seas: current structure and volume fluxes from moored current meters, VM-ADCP and SeaSoar-CTD observations, 1995-1999. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 48, 937-957.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A., Rise, L., Rokoengen, K. & Henriksen, S. 2002: Large-scale morphological evidence for past ice-stream flow on the Norwegian continental margin. I Dowdeswell, J. A. & Cofaigh, C. O' (red.), *Glacier-Influenced Sedimentation on High-Latitude Continental Margins*. Vol. 203, London: Geological Society of London Special Publications, 245-258.
- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A. & Rise, L. 2005: Submarine landforms and the reconstruction of fast-flowing ice streams within a large Quaternary ice sheet: The 2500-km-long Norwegian-Svalbard margin (57°–80°N). *Geological Society of America Bulletin* 117, 1033–1050.
- Paillard, D., Labeyrie, L. & Yiou, P. 1996: Macintosh Program performs time-series analysis, *Eos, Transactions American Geophysical Union* 77, 379-379.
- Pfirman, S. L. & Solheim, A. 1989: Subglacial meltwater discharge in the open-marine tidewater glacier environment: observations from Nordaustlandet, Svalbard archipelago. *Marine Geology* 86, 265-281.
- Powell, R. D., Dawber, M., McInnes, J. N. & Pyne, A. R. 1996: Observations of the grounding-line area at a floating glacier terminus: *Annals of Glaciology* 22, 217-223.
- Pudsey, C. 2000: Sedimentation on the continental rise west of the Antarctic Peninsula over the last three glacial cycles. *Marine Geology* 167, 313-338.

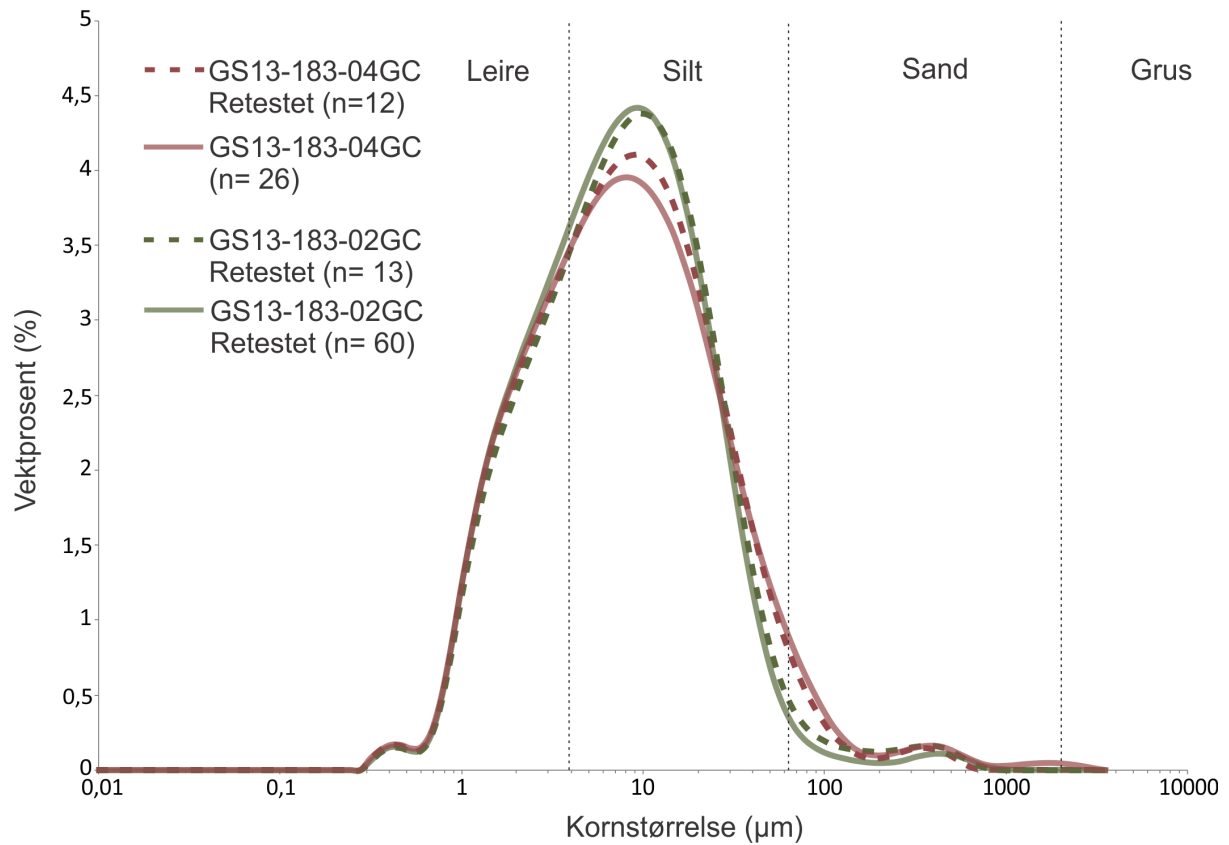
- Ramsey, C. B. 2008: Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews* 27, 42-60.
- Ramsey, C. B. 2009a: Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51, 337–360.
- Ramsey, C. B. 2009b: Dealing with Outliers and Offsets in Radiocarbon Dating. *Radiocarbon* 51, 1023-1045.
- Ramsey, C. B. & Lee, S. 2013: Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon* 55, 720-730.
- Rasmussen, T. L., Thomsen, E., Van Weering, T. C. E. & Labeyrie, L. 1996: Rapid changes in the surface and deep water conditions at the Faeroe Margin during the last 58,000 ka. *Paleoceanography* 11, 757-771.
- Rebesco, M., Hernández-Molina, J., Van Rooij, D. & Wåhlin, A. 2014: Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations, *Marine Geology* 352, 111-154.
- Reimer, P., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Blackwell, P., Ramsey, C. B., Buck, C., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hoffmann, D., Hogg, A., Hughen, K., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S., Niu, M., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Staff, R., Turney, C. & van der Plicht, J. 2013: IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869-1887.
- Richter, T. O., Van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H. C., De Haas, H. & Van Weering, T. C. E. 2006: The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. I Rothwell, R. G. (red.), *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Vol. 267, London: Geological Society Special Publications, 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* 45, 134-149.
- Rise, L., Chand, S., Hafliðason, H., L'Heureux, J. S., Hjelstuen, B. O., Bellec, V., Longva, O., Brendryen, J., Vanneste, M. & Bøe, R. 2012: Investigations of Slides at the Upper Continental Slope Off Vesterålen, North Norway. I Yamada, Y., Chaytor, J., Ikehara, K., Kawamura, K., Mosher, D., Ogawa, Y., Strasser, M. & Urgeles, R. (red.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research*. Vol. 34, Sveits: Springer, 167-176.
- Risebrobakken, B., Balbon, E., Dokken, T., Jansen, E., Kissel, C., Labeyrie, L., Richter, T. & Senneset, L. 2006: The penultimate deglaciation: High-resolution paleoceanographic evidence from a north–south transect along the eastern Nordic Seas. *Earth and Planetary Science Letters* 241, 505-516.
- Robinson, S. G., Maslin, M. A. & McCave, N. I. 1995: Magnetic susceptibility variations in Upper Pleistocene deep-sea sediments of the NE Atlantic: Implications for ice rafting and paleocirculation at the last glacial maximum. *Paleoceanography* 10, 221-250.
- Roque, C., Duarte, H., Terrinha, P., Valadares, V., Noiva, J., Cachão, M., Ferreira, J., Legoinha, P. & Zitellini, N. 2012: Pliocene and Quaternary depositional model of the Algarve margin contourite drifts (Gulf of Cadiz, SW Iberia): seismic architecture, tectonic control and paleoceanographic insights. *Marine Geology* 303-306, 42-62.
- Rothwell, R. G & Croudace, I. W. 2015: Twenty Years of XRF Core Scanning Marine Sediments: What Do Geochemical Proxies Tell us? I Rothwell, R. G & Croudace, I. W. (red.), *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*. Vol 17, Nederland: Springer, 25-102.
- Rydningen, T. A., Vorren, T. O., Laberg, J. S. & Kolstad, V. 2013: The marine-based Fennoscandian

- Ice Sheet: glacial and deglacial dynamics as reconstructed from submarine landforms. *Quaternary Science Reviews* 68, 126-141.
- Rørvik, K. L., Laberg, J. S., Hald, M., Ravna, E. K. & Vorren, T. O. 2010: Behavior of the northwestern part of the Fennoscandian Ice Sheet during the Last Glacial Maximum- a response to external forcing. *Quaternary Science Reviews* 29, 2224-2237.
- Sadatzki, H., Dokken, T. M., Berben, S. M. P., Muschitiello, F., Stein, R., Fahl, K., Meniel, L., Timmermann, A. & Jansen, E. 2019: Sea ice variability in the southern Norwegian Sea during glacial Dansgaard-Oeschger climate cycles. *Science Advances* 5, Eaa6174.
- Skagseth, Ø. 2008: Upubliserte data.
- Skagseth, Ø., Furevik, T., Ingvaldsen, R., Loeng, H., Mork, K. A., Orvik, K. A. & Ozhigin, V. 2008: Volume and Heat Transports to the Arctic Ocean Via the Norwegian and Barents Seas. I Dickson, R. R., Meincke, J. & Rhines, P. (red.), *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes: Defining the Role of the Northern Seas in Climate*. Nederland: Springer, 45-64.
- Stokes, C. & Clark, C. 2001: Palaeo-ice streams, *Quaternary Science Reviews* 20, 1437-1457.
- Stow, D. A. V & Faugères, J. C. 2008: Chapter 13 Contourite Facies and the Facies Model. I Rebesco, M. & Camerlenghi, A. (red.), *Contourites: Developments in Sedimentology*. Vol 60, Oxford: Elsevier Science & Technology, 223-256.
- Stow, D. A. V., Hunter, S., Wilkinson, D., Hernández-Molina, F. J. 2008: Chapter 9 The Nature of Contourite Deposition. I Rebesco, M., & Camerlenghi, A. (red.), *Contourites: Developments in Sedimentology*. Vol 60, Oxford: Elsevier Science & Technology, 143-156.
- Stow, D. A. V., Kahler, G. & Reeder, M. 2002: Fossil contourites: type example from an Oligocene palaeoslope system, Cyprus. I Stow, D. A. V., Pudsey, C. J., Howe, J. A., Faugères, J. C. & Viana, A. R. (red.), *Deep-water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. Vol. 22, London: Geological Society London, Memoir, 443-455.
- Stuiver, M., Braziunas, T. F., Becker, B. & Kromer, B. 1991: Climatic, Solar, Oceanic, and Geomagnetic Influences on Late-Glacial and Holocene Atmospheric ¹⁴C/¹²C Change. *Quaternary Research* 35, 1-24.
- Sundby, S. 1976: *Oseanografiske forhold i området Malangsgrunnen-Fugløybanken- Tromsøflaket: En oversikt*. Vol. 1976:1, Bergen: Fisker og Havet.
- Syvitski, J. P. M. 1989: On the deposition of sediment within glacier-influenced fjords: oceanographic controls. *Marine Geology* 85, 301-329.
- Székely, N., Bassinot, F., Balut, Y., Labevrie, L. & Pagel, M. 2004: Oversampling of sedimentary series collected by giant piston corer: Evidence and corrections based on 3.5-kHz chirp profiles. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 19, 1-8.
- Tanaka, A., Nakano, T. & Ikehata, K. 2011: X-ray computerized tomography analysis and density estimation using a sediment core from the Challenger Mound area in the Porcupine Seabight, off Western Ireland. *Earth, Planets and Space* 63, 103-110.
- Uenzelmann-Neben, G. & Gohl, K. 2012: Amundsen Sea sediment drifts: archives of modifications in oceanographic and climatic conditions, *Marine Geology* 299-302, 51-62.
- Universitetet i Bergen 2018: *Calypso corer*. Tilgjengelig fra: <https://www.uib.no/geo/111814/calypso-corer> [Hentet: 28.1.2019].
- Universitetet i Bergen 2017a: *Gravity corer*. Tilgjengelig fra: <https://www.uib.no/en/geobio/57828/gravity-corer> [Hentet: 28.1.2019].
- Universitetet i Bergen, 2017b: *ProCon X-ray CT-ALPHA Computed Tomography (CT) skanner*. Tilgjengelig fra: <https://www.uib.no/geo/111537/ct-laboratorium> [Hentet: 28.01.2019].

- Universitetet i Bergen, 2017c: *Skanner-lab*. Tilgjengelig fra: <https://www.uib.no/geo/111535/scanner-lab> [Hentet: 28.1.2019].
- Vandorpe, T., Van Rooij, D., Stow, D. A. V. & Henriët, J. P. 2011: Pliocene to recent shallow- water contourite deposits on the shelf and shelf edge off south-western Mallorca, Spain. *Geo-Marine Letters* 31, 391-403.
- Volkman, J. K. 1986: A review of sterol markers for marine and terrigenous organic matter. *Organic Geochemistry*, 9, 83-99.
- Vorren, T. O. & Plassen, L. 2002: Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas* 31, 97-125.
- Vorren, T. O., Rydningen, T. A., Baeten, N. J. & Laberg, J. S. 2015: Chronology and extent of the Lofoten-Vesterålen sector of the Scandinavian Ice Sheet from 26 to 16 cal. ka BP. *Boreas* 44, 445-458.
- Vorren, T. O., Vorren, K. D., Aasheim, O., Dahlgren, K. I. T., Forwick, M. & Hassel, K. 2013: Palaeoenvironment in northern Norway between 22.2 and 14.5 cal. ka BP. *Boreas* 42, 876-895.
- Vorren, T. O., Vorren, K. D., Alm, T., Gulliksen, S. & Løvlie, R. 1988: The last deglaciation (20 000 to 11 000 B.P.) on Andøya, northern Norway. *Boreas*, 17, 41-77.
- Walker, R. G. 1992: Turbidites and submarine fans. I Walker, R.G. & James, N. P. (red.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Stittsville, Ontario: Geological Association of Canada, 239-263.
- Wang, D. & Hesse, R. 1996: Continental slope sedimentation adjacent to an ice-margin. II. Glaciomarine depositional facies on labrador slope and glacial cycles. *Marine Geology* 135, 65-96.
- Weber, M. E., Niessen, F., Kuhn, G. & Wiedicke, M. 1997: Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. *Marine Geology* 136, 151-172.
- Wilken, M. & Mienert, J. 2006: Submarine glacial debris flows, deep-sea channels and past ice-stream behaviour of the East Greenland continental margin. *Quaternary Science Reviews* 25, 784-810.
- Xiao, X., Fahl, K., Müller, J. & Stein, R. 2015: Sea-ice distribution in the modern Arctic Ocean: Biomarker records from trans-Arctic Ocean surface sediments. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 155, 16-29.

Vedlegg

Vedlegg 1: Resultater fra retesting av kornstørrelsesdistribusjon for enhet U3.



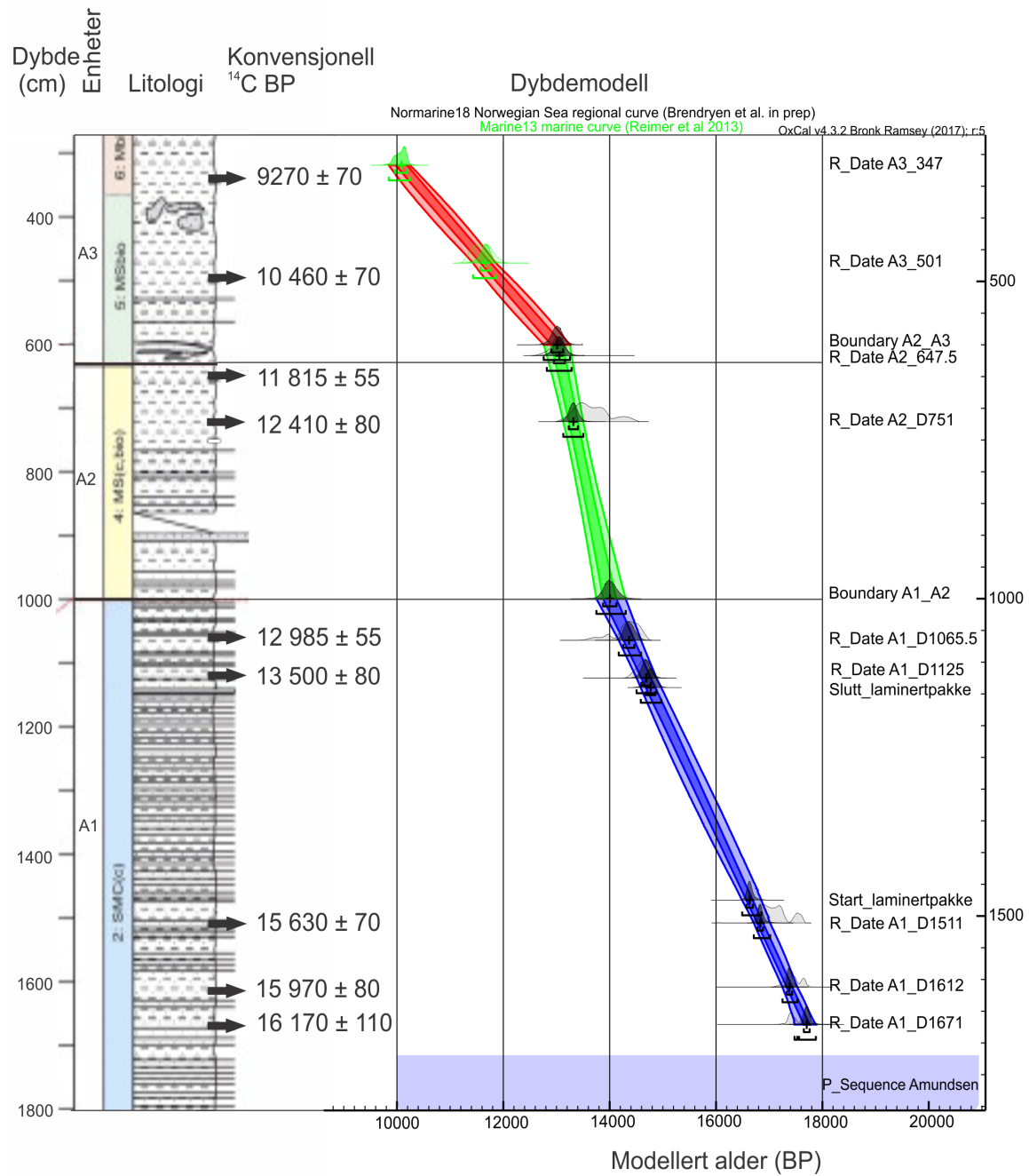
Figur A1: Kornstørrelsesdistribusjon for enhet U3 fra kjerner 183-04 og 183-02, før og etter retesting av prøver ved Mastersizer 3000.

Vedlegg 2: Dateringsdata fra (Amundsen et al., 2015).

Tabell A1: Konvensjonelle ¹⁴C AMS dateringer fra Amundsen et al. (2015). Dateringene er representert ved kalibrerte Marin13 aldre, samt kalibrerte og modellerte Normarine18 aldre.

Kjerne nr.	Lab. ID nr.	Dybde i kjerne	Datert materiale	Konvensjonell ¹⁴ C alder BP	± 1σ	Kalibrert Marin 13 (median)	Kalibrert Normarine 18 (median)	Modellert Normarine 18 (Pmax)	Modellert BP (95,4% prosentil)	Enhet
GS07-148-27PC	Poz-37832	346-348	<i>N. Pachyderma (sin)</i>	9270	70	10 087	10 083	10 145	10244 - 9847	A3
GS07-148-27PC	Poz-37831	500-502	<i>N. Pachyderma (sin)</i>	10 460	70	11 667	11 598	11 675	11861 - 11432	A3
	Modellert alder	600						13 010	13254 - 12760	A2/A3
GS07-148-27PC	TUa-7652	647-648	<i>N. Pachyderma (sin)</i>	11 815	55	13 640	13 015	13 056	13285 - 12819	A2
GS07-148-27PC	Poz-37830	750-752	<i>N. Pachyderma (sin)</i>	12 410	80	13 810	13 621	13 319	13504 - 13128	A2
	Modellert alder	1000						13 990	14302 - 13750	A1/A2
GS07-148-27PC	TUa-7653	1065-1066	<i>Portlandia arctica</i> + <i>Yoldiella lucida</i>	12 985	55	15 110	14 363	14 365	14591 - 14171	A1
GS07-148-27PC	Poz-37829	1124-1126	<i>N. Pachyderma (sin)</i>	13 500	80	15 240	14 628	14 686	14881 - 14506	A1
	Modellert alder	1140						14 765	14970 - 14585	A1
	Modellert alder	1475						16 625	16852 - 16492	A1
GS07-148-27PC	Poz-37828	1510-1512	<i>N. Pachyderma (sin)</i>	15630	70	18 160	17 069	16 834	17018 - 16710	A1
GS07-148-27PC	Poz-37827	1611-1613	<i>N. Pachyderma (sin)</i>	15970	80	18 510	17 409	17 382	17530 - 17250	A1
GS07-148-27PC	Poz-37826	1670-1672	<i>N. Pachyderma (sin)</i>	16 170	110	18 700	17 645	17 704	17878 - 17477	A1

Vedlegg 3: Aldersmodell basert på Tabell A1, Vedlegg 2



Figur A2: Aldersmodell tilhørende dateringene til Amundsen et al. (2015), rekalisert med Normarine18.

Vedlegg 4: Dateringsdata fra Vorren & Plassen. (2002).

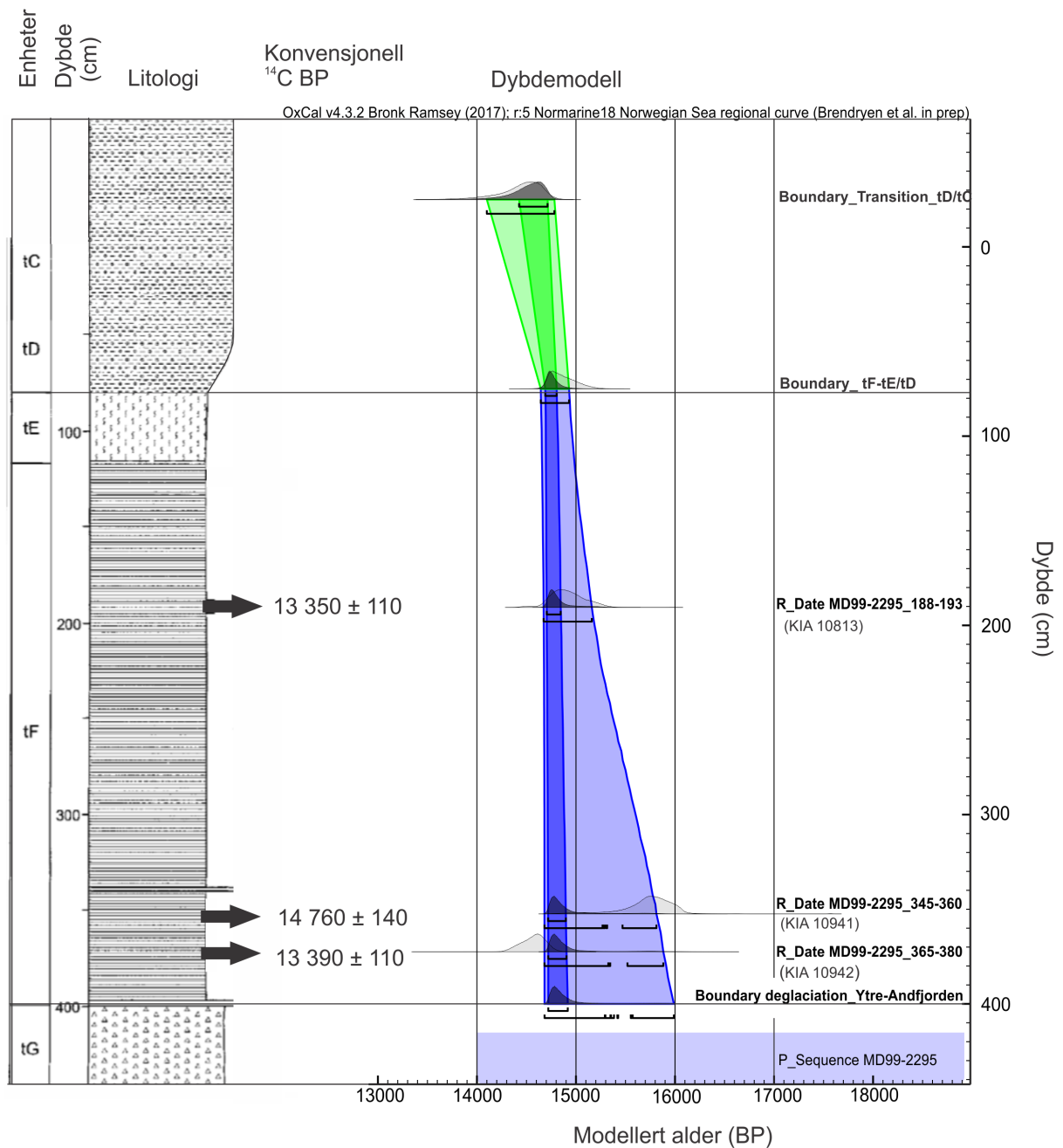
Tabell A2: Konvensjonelle ¹⁴C AMS dateringer fra Vorren & Plassen. (2002). Dateringene er representert ved kalibrerte Marin13 aldre, samt kalibrerte og modellerte Normarine18 aldre.

Kjerne nr.	Lab. ID nr.	Dybde (cm)	Datert materiale	Konvensjonel ¹⁴ C alder	± 1σ	Kalibrert marin 13 (median)	Modellert Marin 13 (median)	Modellert Marin 13 (Pmax)	Modellert BP (95,4% prosentil)	Enhet
T79-51-2	TUa-1119	2	<i>Yoldiella sp.</i>	905	65	518	558	510	9165- -401	tA
T79-51-2	TUa-948	60	<i>Yoldiella sp.</i>	4195	65	4282	4305	4280	9297-3936	tA
T79-51-2	TUa-949	98	<i>Yoldiella sp.</i>	8570	65	9213	9210	9225	9398-9014	tA
T79-51-2	TUa-950	148	<i>Yoldiella sp.</i>	9335	100	10 164	9824	9925	10173-9282	tB
T79-51-2	TUa-1120	134	<i>Bathyarca pectunculoides</i>	9000	80	9686	9918	10065	10237-9546	tA
T79-51-2	TUa-1705	178	<i>Yoldiella sp.</i>	9430	65	10 280	10285	10 235	10479-10149	tB
T79-51-2	TUa-951	226	<i>Yoldiella sp.</i>	9995	95	10 968	10967	11 020	11190-10704	tB
T79-51-2	TUa-952	252	<i>Yoldiella lenticula</i>	10405	95	11 523	11450	11 390	11787-11196	tB
T79-51-2	TUa-1121	288	<i>Yoldiella sp.</i>	10560	90	11 804	11759	11 775	12052-11391	tB
T79-25-1, 2, 4 & 5	T-3641		Molluscs fragments (>1 mm)	8270	210	8822	8827	8820	9404-8329	tA
T79-51-1	T-3640	215	<i>N. tumidula, Y. lucida, A. nitida, P. minimum, B. pectunculoides, Thyasira sp., A. sulcata, P. septemradiatum</i>	10110	180	11 109	11105	11 120	11752-10625	tB
T79-25-3	T-3639	170	<i>P. minimum, A. nitida, N. cf. tumidula, Thyasira sp</i>	10060	260	11 074	11058	11 065	11881-10401	tB
T79-25-3	T-3637	270	<i>A. cf. crenata, B. glacialis, Y. lenticula, N. minuta, N. pernula, Ophiura sp.</i>	10680	510	11 956	12500	12 420	13441-11795	tC
T79-51-2	NSRL-2057	318	<i>Nuculana sp</i>	10620	70	11 937	12117	12 010	13515-11743	tB
T79-31-1	T-4031		<i>Bathyarca glacialis</i>	11520	380	13 016	13044	13 065	13855-12238	tC
T79-33-1	T-4030	60-70	<i>Bathyarca glacialis</i>	11750	280	13 223	13229	13 260	13822-12675	tC
T79-33-2	T-4034	73-92	<i>Bathyarca glacialis</i>	11680	430	13 187	13195	13 205	14137-12373	tC
T79-51-4	T-3636		<i>Bathyarca glacialis</i>	11380	390	12 868	12925	12 935	13713-12065	tC

Tabell A.2 fortsettelse.

Kjerne nr.	Lab. ID nr.	Dybde (cm)	Datert materiale	Konvensjonell ¹⁴ C alder	± 1σ	Kalibrert NorMarine 18(median)	Modellert NorMarine 18(median)	Modellert NorMarine 18 (Pmax)	Modellert BP (95,4% prosentil)	Enhet
T79-51-3	T-3635		<i>Bathyarca glacialis</i>	12760	350	13 978	13862	14 020	14513-13156	tC
T79-33-1,3	T-4033		<i>B. glacialis, N. pernula</i>	12640	350	13 891	13798	13 715	14475-13103	tC
T79-33-1	T-4029	100	<i>Bathyarca glacialis</i>	12580	310	13 852	13775	13 570	14451-13105	tC
T79-33-5	T-4032		<i>Bathyarca glacialis</i>	12360	280	13651	13609	13 440	14384-13012	tC
T79-33-4, 2	T-4035		<i>Bathyarca glacialis</i>	13490	350	14635	14230	14 415	14688-13455	tC
T79-15-1, 2, 3, 4 & 5	T-3634		<i>Ophiura sp., Yoldia sp., B. glacialis, N. pernula, Lunatia sp.</i>	13350	420	14511	14063	14 385	14662-13365	tC
JR96-8-1	TUa-1512	81	<i>Nuculana minuta</i>	13745	140	14754	14639	14 665	14854-14390	tD
T79-15-1, 2, 3, 4 & 5	T-3633		<i>Y. intermedia, Y. lenticula</i>	13350	420	15622	14715	14 705	14966-14476	tD
T79-33-2	AA-420	377	<i>Yoldiella intermedia</i>	11680	430	15252	14785	14 740	15065-14585	tD
Md 99 2295	KIA 10813	188-193	<i>Pectenidae</i>	13350	110	14902	14 915	14 785	15294-14693	tF
Md 99 2295	KIA 10941	345-360	Blandet foraminiferer	14760	140	15761	14 978	14 785	15762-14706	tF
Md 99 2295	KIA 10942	365-380	Blandet foraminiferer	13390	110	14581	14 985	14 780	15826-14706	tF
	Modellert alder	400					14995	14790	15901-14707	tf/tg

Vedlegg 5: Aldersmodell basert på tabell A2, Vedlegg 4



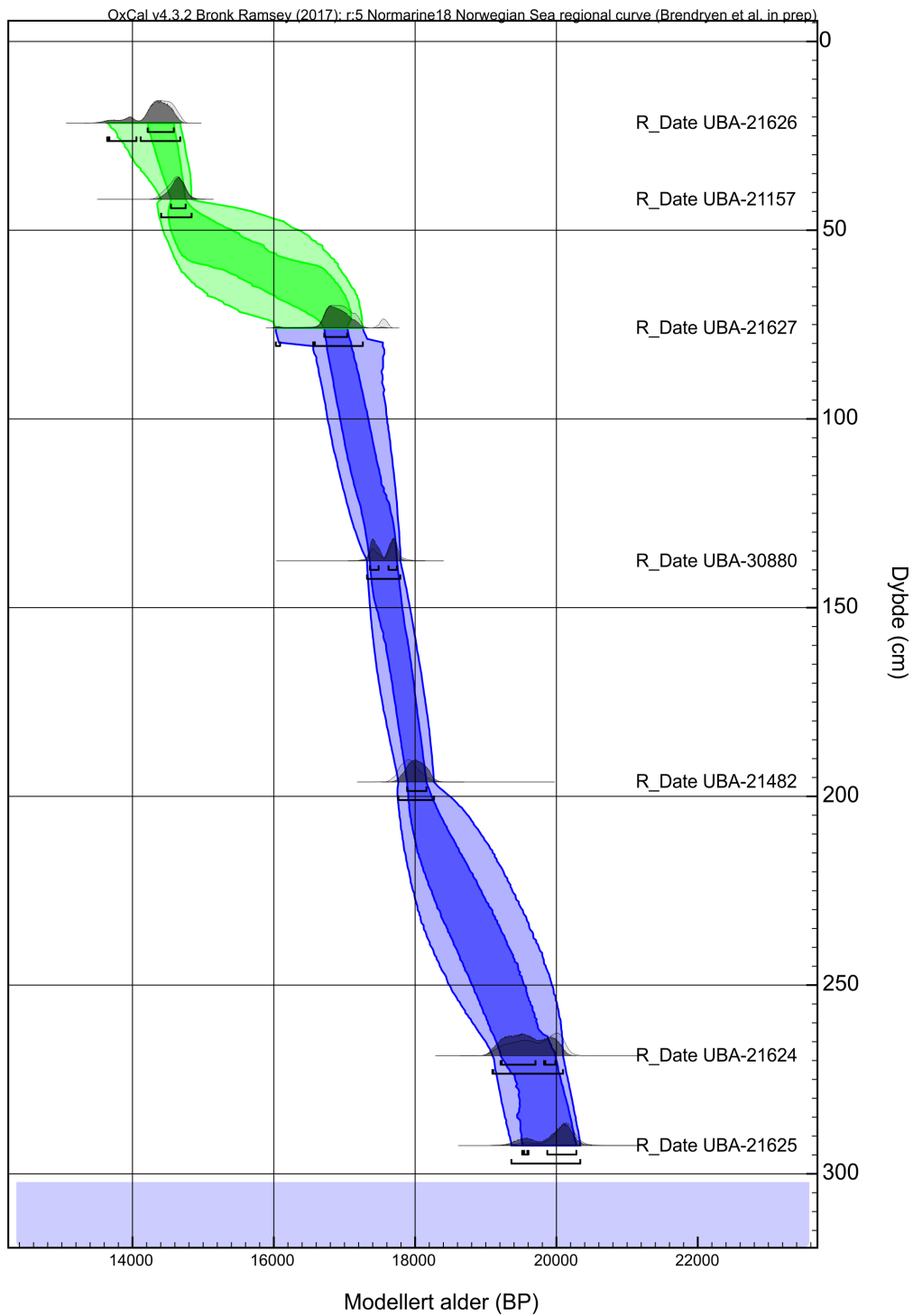
Figur A3: Aldersmodell tilhørende dateringene til Vorren & Plassen. (2002), recalibrert med Normarine18.

Vedlegg 6: Dateringsdata fra Knies et al. (2018).

Tabell A3: Konvensjonelle ¹⁴C AMS dateringer fra Knies et al. (2018). Dateringene er representert ved kalibrerte Marin13 aldre, samt kalibrerte og modellerte Normarine18 aldre.

Kjerne nr.	Lab. ID nr.	Dybde (cm) original	Dybde korrelert til GS14-190	Datert materiale	Konvensjonell ¹⁴ C alder	± 1σ	Kalibrert marin13 (median)	Kalibrert Normarine 18 (median)	Modellert Normarine 18 (median)	Modellert BP (95,4% prosentil)
33-GC8	UBA-21626	17,5	21,6	Blandet bentisk/ planktonisk	13007	65	14800	14386	14353	14676-13642
33-GC8	UBA-21157	35	41,8	<i>Thyasira sp.</i>	13447	49	15514	14610	14642	14837-14406
33-GC8	UBA-21627	64,5	75,9	Blandet bentisk/ planktonisk	15510	82	18272	16954	16883	17261-16029
GS14-190, kjerne B	UBA30880	137,6	137,6	Planktonisk foraminiferer	16183	108	18966	17659	17550	17791-17319
33-GC8	UBA21482	169	196,2	Blandet bentisk/ planktonisk	16516	84	19360	17916	18018	18267-17763
33-GC8	UBA-21624	227	268,7	Blandet bentisk/ planktonisk	17776	94	20870	19721	19573	20093-19094
33-GC8	UBA-21625	244	292,5	Blandet bentisk/ planktonisk	17990	82	21164	20102	20026	20338-19363

Vedlegg 7: Aldersmodell basert på tabell A3, Vedlegg 6



Figur A4: Aldersmodell tilhørende dateringene til Knies et al. (2018), recalibrert med Normarine18.

