

BACHELOROPPGAVE

Kjerneprobeanalyser – Øvre Bjørnøyrenna

av

100 Are Hoff

101 Øyvind Hole

120 Aslak Bøygard

Core sample analysis – Upper Bear Island Trough

Geologi og geofarar

GE491

Juni 2014



Avtale om elektronisk publisering i Høgskulen i Sogn og Fjordane sitt institusjonelle arkiv (Brage)

Jeg gir med dette Høgskulen i Sogn og Fjordane tillatelse til å publisere oppgaven (Skriv inn tittel) i Brage hvis karakteren A eller B er oppnådd.

Jeg garanterer at jeg er opphavsperson til oppgaven, sammen med eventuelle medforfattere. Opphavsrettslig beskyttet materiale er brukt med skriftlig tillatelse.

Jeg garanterer at oppgaven ikke inneholder materiale som kan stride mot gjeldende norsk rett.

Ved gruppeinnlevering må alle i gruppa samtykke i avtalen.

Fyll inn kandidatnummer og navn og sett kryss:

100 Are Hoff

JA NEI

101 Øyvind Hole

JA NEI

120 Aslak Bøygard

JA NEI

1 Forord

Denne bacheloroppgaven ble startet sommeren 2013, på et tokt i Barentshavet med forskningsskipet Helmer Hansen. Oppgaven er basert på sedimentkjerneprøver som ble tatt i 2010, og bruker disse kjerneprøvene til å undersøke hvordan isen har beveget seg under deglasiasjonen av istiden Weichsel, samt sedimentasjon i Øvre Bjørnøyrenna i Barentshavet. Oppgaven gir 20-studiepoeng per student, og er avslutningen på et 3-årig bachelorstudium i Geologi og geofarer ved Høgskulen i Sogn og Fjordane (HiSF).

Denise Christina Rüter har vært veileder, og får en stor takk for god veiledning og oppfølging.

Vi vil takke Universitetet i Tromsø (UiT), ved Karin Andreassen, for å få fått lov å bli med på et lærerikt tokt.

En takk til bachelorgruppen med Tove Knutsen, Brit Vatne og Monica Hultin som har arbeidet med de samme kjerneprøvene, og som vi har samarbeidet en del med i analyseprosessen.

Takk også til Mariana Esteves for å ha analysert og gitt oss diverse data og tips.

Og takk til Helge Henriksen og Matthias Paetzel for hjelp med analyse og bestemmelse av ITM.

Innhold

1	Forord	1
2	Sammendrag	4
3	Innledning	5
4	Studieområde	6
4.1	Oversikt.....	6
4.2	Undersøkellesområde	7
4.3	Tidligere undersøkelser	9
5	Metoder	11
5.1	Gravitycorer.....	11
5.2	Røntgenbilde.....	12
5.3	Visuell beskrivelse.....	12
5.4	Klastetelling.....	13
5.5	Våtsikting	13
5.6	Tørresikting	14
5.7	Sedigrafi.....	14
5.8	Particle size analyser (PSA)	15
5.9	Skjærfasthet	16
5.10	Vanninnhold.....	17
5.11	ITM-analyse.....	17
6	Resultat og tolkning	18
6.1	Kjerneprøver med tolkning av enkeltresultat.....	18
6.1.1	JM10-354-GC:	20
6.1.2	JM10-356-GC:	21
6.1.3	JM10-357-GC:	23
6.1.4	JM10-358-GC:	25
6.1.5	JM10-359-GC:	26
6.1.6	Tolkning av diamikt-facie.....	27
6.2	ITM-analyse	28

7	Diskusjon	31
7.1	I hvilke miljø er de ulike faciene avsatt?	31
7.2	Hva er grunnen til endringer av de ulike egenskapene til sedimentene nedover i diamikt-facien?	32
7.3	Med utgangspunkt i ITM-analysen; finnes det noen forskjeller i diamikt-facien i de ulike kjerneprøvene? Kan eventuelle forskjeller forklares?	33
7.4	Hva er de mest sannsynlige kildeområdene til diamikten?.....	33
8	Konklusjon	37
9	Referanser	38
10	Vedlegg	
	Vedlegg 1: Kornstørrelsesfordeling	
	Vedlegg 2: Antall klaster.....	
	Vedlegg 3: Vanninnhold	
	Vedlegg 4: Skjærfasthet	
	Vedlegg 5: ITM-analyse	

2 Sammendrag

I denne oppgaven er det analysert 5 sedimentkjerneprøver fra Øvre Bjørnøyrenna i Barentshavet. Kjerneprøvene er tatt med gravitycorer, og det er utført analyser ved Universitet i Tromsø (UiT) og ved Høgskulen i Sogn og Fjordane (HiSF).

Kornstørrelsesfordeling, antall klaster, vanninnhold, skjærfasthet, røntgenbilder og fotografi har blitt brukt som grunnlag i analysene. I tillegg har ITM (istransportert materiale) >2 mm i diamikt-facien, nederst i kjerneprøvene, blitt analysert, og brukt til å finne kildeområde.

Resultat og analyser av egenskapene til kjerneprøvene viser at de består av 3 ulike facier, som også er funnet i kjerneprøver i andre områder av Barentshavet. Nederste facie er subglasial diamikt, over er en glasimarin avsetning, og på toppen en holosen marin avsetning.

Diamikten er funnet å være morenemateriale som er deformert av isbreen, og kildeområdet til ITM er funnet å være mellom Hinlopenstretet på Svalbard og studieområdet.

3 Innledning

“The debris source controls the lithology of the particles in a sediment” (Benn og Evans, 2010). Med grunnlag i dette vet man at for å finne isbevegelsen kan sedimentenes litologi undersøkes. Denne oppgaven tar utgangspunkt i fem kjerneprøver som er hentet fra Øvre Bjørnøyrenna i Barentshavet. Kjerneprøvene ble tatt på undervisningstokt i regi av Universitetet i Tromsø (UiT), med skipet R/V Jan Mayen i 2010. Kjerneprøvene er navngitt etter skipets navn (fork.), årstall, prøvenummer og metode for prøvetaking. Prøvenavnene blir da JM10- ### -GC. Denne oppgaven baserer seg som regel på en forkortelse med kun prøvenummer (354, 356, 357, 358 og 359).

Kjerneprøvene ble først åpnet av Denise Rütger i 2012. Det ble da gjort en visuell beskrivelse, røntgenbilder ble tatt og klasteinnholdet ble telt utfra disse røntgenbildene. I tillegg ble det plukket tre marine mollusker til datering, som ble identifisert utfra røntgenbildene. Videre ble det tatt høyoppløselige foto, og skjærfastheten ble målt. Det ble tatt sedimentprøver til kornstørrelsesanalyse og måling av vanninnhold. Under denne analysen ble det funnet ut at de fem kjerneprøvene kjennetegnes av 3 facier; en leire-rik facie øverst, med en sand-rik facie under og en diamikt-facie nederst.

Denne oppgaven tar utgangspunkt i de tidligere undersøkelsene av kjerneprøvene, og nye grundige analyser som har blitt utført. Det har blitt tatt nye sedimentprøver til analyse av vanninnhold og kornstørrelse. Prøvene består av 1 cm utsnitt, og prøveintervallet er 10 cm, samt 1 cm for utvalgte dybder. En manuell kornstørrelsesfordeling ble utført på laboratorium ved Høgskulen i Sogn og Fjordane for totalt 75 sedimentprøver. Arbeidet ble fordelt mellom to studentgrupper à 3 personer. I tillegg er det for oppgaven gjort en grundig analyse av det istransporterte materialet (ITM) i diamikt-facien. Undersøkelsene skal brukes til å finne ut hvilken del av kjerneprøven som er transportert av is, hvor sedimentene er fraktet fra, som igjen enten bekrefter eller avkrefter tidligere teorier/hypoteser om isbevegelsen.

Oppgavens problemstilling er å (a) gjøre en generell facieanalyse, samt tolkning av avsetningsmiljø; og (b) undersøke diamikt-facien nærmere, blant annet med tanke på forskjeller i de ulike kjerneprøvene. Videre skal mulige kildeområder diskuteres.

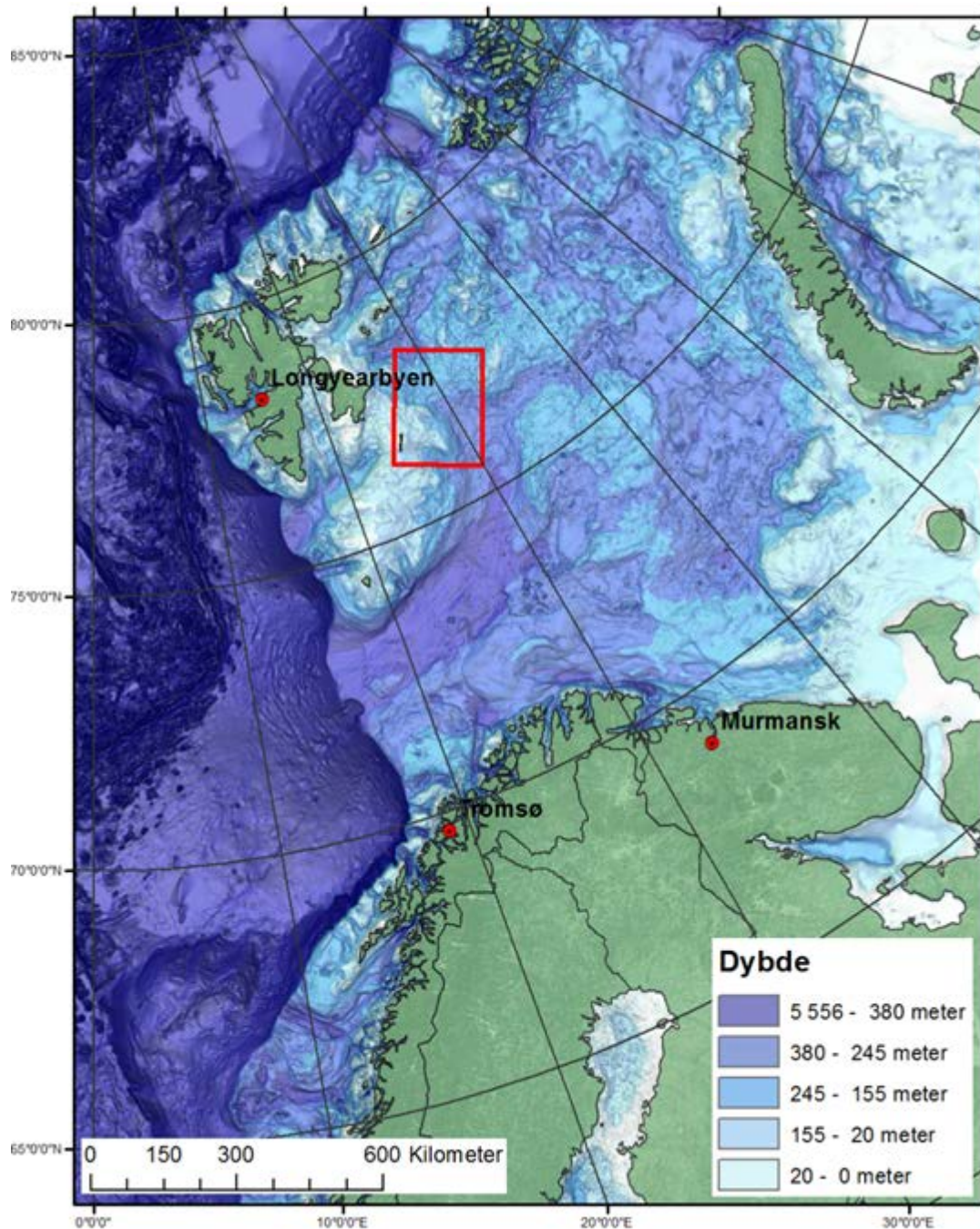
4 Studieområde

4.1 Oversikt

Kjerneprøvene er hentet fra Øvre Bjørnøyrenna (N77°02' Ø27°56' → N77°21' Ø31°10'), nordvest i Barentshavet. Barentshavet er et sokkelhav, der store deler er grunnere enn 300 meter, og gjennomsnittsdypden er 230 meter (Havforskningsinstituttet, 2014). Havet er avgrenset av Norge og Russland i sør, Novaja Semlja i øst, Franz Josef Land og Svalbard i nord, og Bjørnøya og Norskehavet i vest (Figur 4.1).

Bjørnøyrenna er en undersjøisk dal som strekker seg østover fra sørvest i Barentshavet, svinger nordover, og strekker seg nesten opp til Nordaustlandet på Svalbard. Renna er 750 kilometer lang, 150-200 km bred og 300-500 meter dyp (Andreassen et al., 2008).

Bjørnøyrenna, med studieområdet, var dekket av Barentshavet-Svalbard iskjoldet i LGM (20000 år BP) (Svendsen et al., 2004). Bjørnøyrenna var da hovedutløpsområde for isen (Andreassen et al., 2014). Gjennom gjentatte istider har isen erodert vekk opp mot 1100 m havbunn (Laberg et al., 2011). Det er også observert en spredt forekomst av glasiøle sedimenter, som i hovedsak er avsatt under avsmeltingen av iskjoldet (Andreassen et al., 2008).



Figur 4.1 Oversiktskart over Barentshavet, samt Nordkalotten, Svalbard og Novaja Semlja

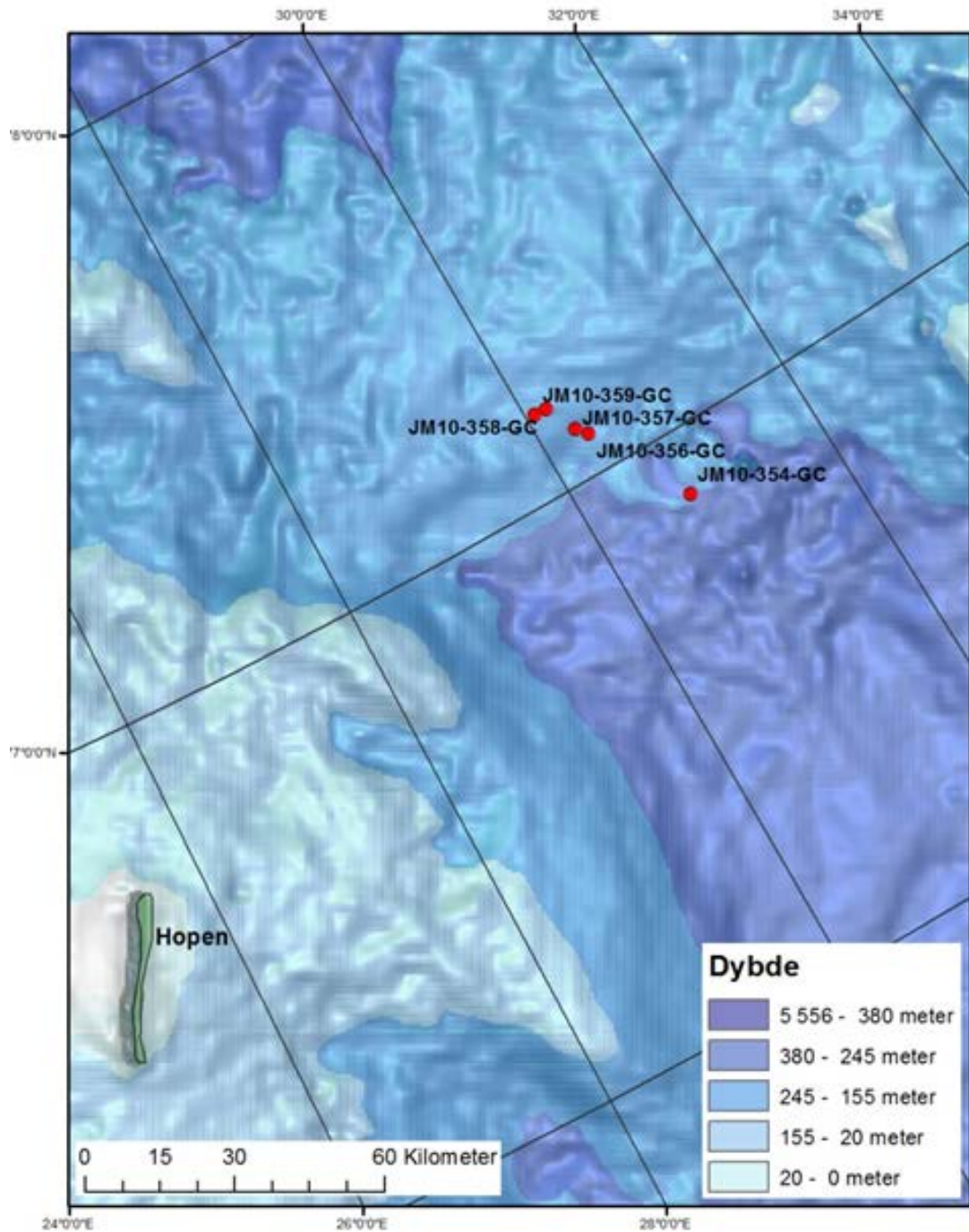
4.2 Undersøkellesområde

Kjerneprøvene er tatt i et forholdsvis spredt område ca. 130 km øst-nordøst for Hopen. Kjerneprøvene med størst avstand (ca. 35 km) er 354 og 358 (Figur 4.2).

354 (N76° 53,125' Ø30°50,337') er tatt på 234 meters dyp, et stykke unna de andre kjerneprøvene, og er plassert på en stor langstrakt rygg med lineasjoner.

356 (N77° 04,324' Ø30°22,964') er tatt på 226 meters dyp, og er plassert inne i et bredt isfjellpløyemerke. 357 (N77° 05,510' Ø30°18,489') er tatt like oppstrøms for 356, på en

vifteformet avsetning, 215 meters under havoverflaten. 358 (N77° 08,975' Ø30°11,083') er plassert på lineasjoner i morenemateriale, der havet er 195 meter dypt. 359 (N77° 08,975' Ø30°11,083') er plassert like ved 358, i et området med sprekkefyllrygger (crevasse squeeze ridges); havbunnen ligger her 199 meter under havoverflaten.

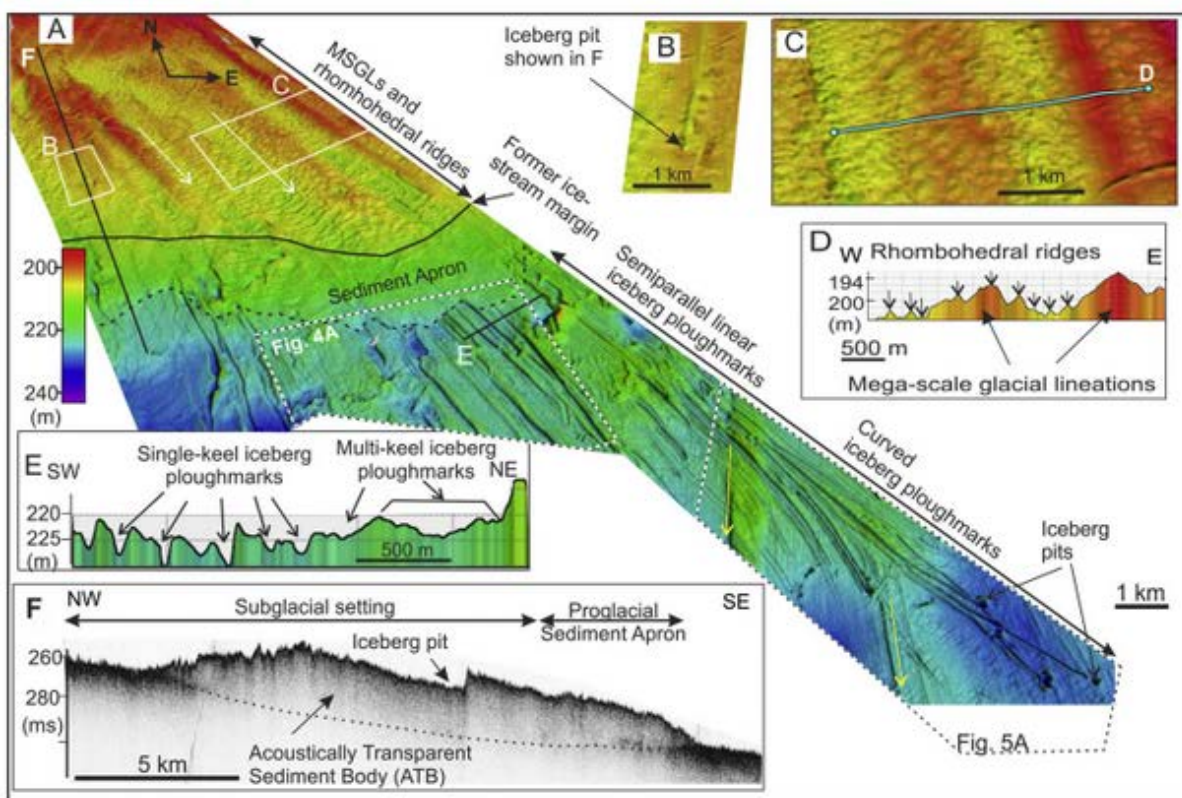


Figur 4.2 Øvre Bjørnøyrenna, med kjerneprøvelokasjoner. Hopen er med som referansepunkt.

4.3 Tidligere undersøkelser

I de senere år har det blitt gjennomført flere studier av havbunns morfologien i Barentshavet, også i oppgavens studieområde. Karin Andreassen og hennes arbeidsgruppe ved UiT har vært toneangivende i studiet av glisiale landskapsformer i området. Det er sett på tilbaketrekingen av det vestlige og sentrale Barentshavisdekket (Andreassen et al., 2008; Bjarnadóttir et al., 2014), og hvordan dette kan forme havbunnen (Andreassen et al., 2014). Undersøkelsene som er gjort, viser at det nordlige Barentshavet har godt bevarte undersjøiske glisiale landformer. Overliggende landformer gjør at de ulike formasjonene kan gis relativ alder i forhold til hverandre.

Det er to lineasjonsretninger, som markerer to tidligere isstrømmer. En isstrøm fra nord-nordøst, estimert til å være fra rundt LGM og frem til en tidlig fase av deglasiasjonen (Andreassen et al., 2014). Den andre isstrømmen kommer fra nord-nordvestlig retning, fra en isdome over sørlige del av Hinlopenstretet, mellom Spitsbergen og Nordaustlandet (Figur 4.4) (Hogan et al., 2010; Dowdeswell et al., 2010).

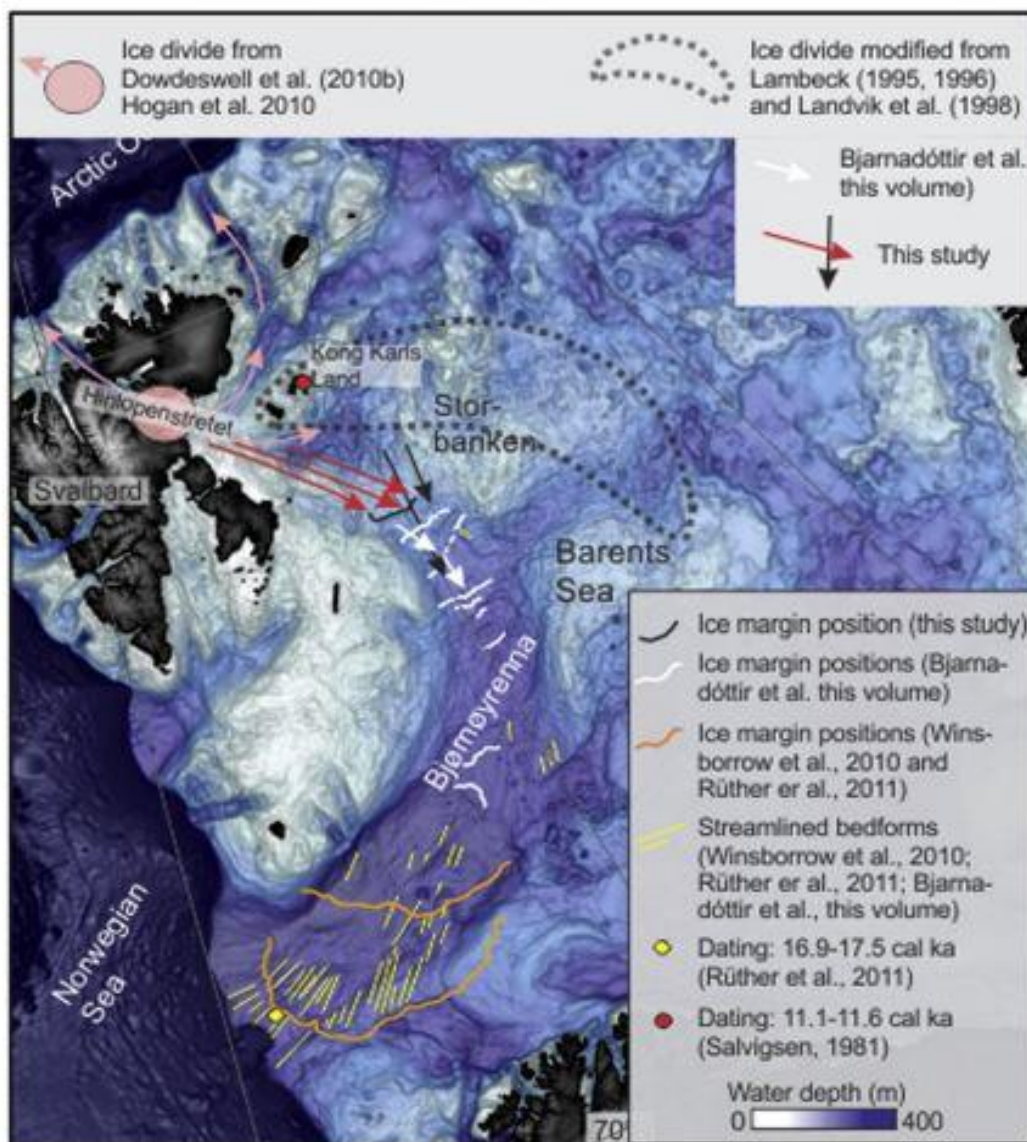


Figur 4.3 OLEX-kart som detaljert viser formasjonene i studieområdet, og ulike tverrsnitt fra viktige strukturer. Figuren er hentet fra Andreassen et al. (2014).

Landformene viser også at det er et system der isstrømmen har hatt en maksimal utbredelse. På figur 4.3 er marginen til denne isstrømmen markert, med en lobeformasjon i fremkant, og lineasjoner nedstrøms for loben. 358 og 359 er hentet bak isstrømmmarginen, og

sedimentene vil derfor ha blitt avsatt under breen i denne perioden. 357 er tatt på loben foran breen, 356 er tatt på lineasjonene foran loben, og 354 er tatt langt fremfor isstrømmarginen. Undersøkelsene viser også at dette systemet har store likheter med galopperende breer på land. Lignende geomorfologiske former er det flere forekomster av nedstrøms i Bjørnøyrenna. Det er derfor sannsynlig at dette systemet er dannet av en galopperende bre. (Andreassen et al., 2014)

Glasiale og postglasiale sedimenter har blitt undersøkt, både lenger sørvest (f.eks. Vorren et al., 1984) og lenger øst for undersøkelsesområdet (Polyak og Mikhailov, 1996; Murdmaa et al., 2006). Men det har ikke blitt publisert oppgaver med undersøkelser av kjerneprøver i umiddelbar nærhet.



Figur 4.4 Svarte piler viser isstrømsretningen rundt LGM, røde piler viser isstrømsretningen sent i deglasiasjonen. Det er denne isstrømmen som har dannet formasjonene i studieområdet. Denne isstrømmen har utspring fra en isdome over Hinlopenstretet. Figuren er hentet fra Andreassen et al. (2014).

5 Metoder

5.1 Gravitycorer

Kjerneprøver er et viktig verktøy for å studere sedimenttyper. Kjerneprøvene som er blitt analysert er tatt med en gravitycorer (Figur 5.2).

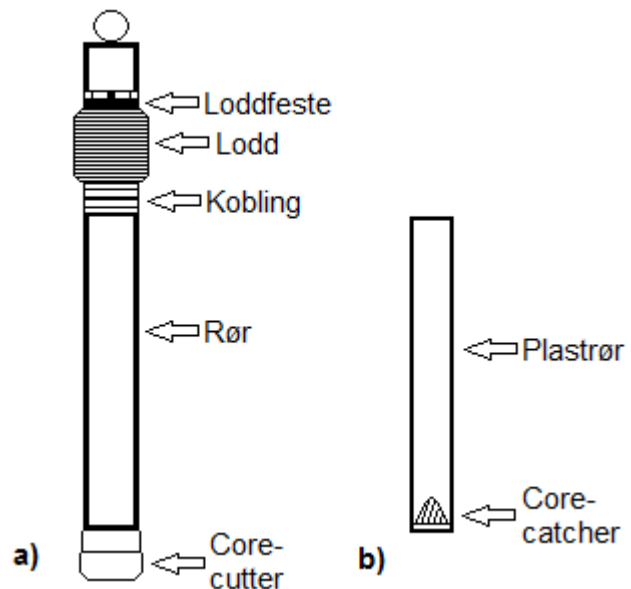
Gravitycoreren består av et 6 meter langt stålrør, med vekter festet på toppen av røret. Den veier omtrent 2 tonn, med rør og vekter. Inne i gravitycoreren er et plastrør med en diameter på 11 cm (indre diameter er 10,2 cm). Plastrøret samler sedimentene når kjerneprøvene blir tatt opp. Nederst på gravitycoreren er det festet en corecutter som kutter sedimentene, penetrasjon skjer dermed lettere. Fremst i plasrøret er en corecatcher, som hindrer sedimentene å skli ut på vei opp fra havbunnen.

Gravitycoreren blir heist ned til ca. 50 meter over havbunnen. Der blir den sluppet, penetrerer havbunnen og fanger sedimenter i plastrøret. Den blir heist tilbake på dekk, plastrøret blir tatt ut og delt i metersseksjoner, og sedimentene i corecatcher og corecutter samles opp.

Mulige feilkilder ved denne metoden er kompresjon av sedimentene ved penetrering. Dette fører til at sedimentene komprimeres, og viser mindre dybder enn det som er realiteten.



Figur 5.1 Corecutter og corecatcher (Schmoker, 2010)



Figur 5.2 Gravitycorer.

a) Utsiden av gravitycorer, øverst er loddet med vekt på nesten to tonn, røret som penetrerer sedimentene og corecutter nederst.

b) Innsiden av gravitycorer. Plastrør som samler opp sedimentene, og corecatcher som hindrer at

5.2 Røntgenbilde

Røntgenfotografering ble utført på kjerneprøvene. Dette ble gjort for å finne informasjon om facieinndeling, struktur, klasteinhold og annet som ikke er mulig å finne ved visuell beskrivelse. Dette er en bra metode fordi den er billig, og prøvematerialet blir ikke ødelagt.

Røntgenstråler er elektromagnetiske stråler med kort bølgelengde. Bølgelengden er rundt 10^{-10} meter, og ligger mellom ultrafiolett lys og gammastråler i det elektromagnetiske spekteret. Røntgenstråler beveger seg med lysets hastighet i rette linjer, og kan bare avbøyes ved hjelp av krystallgitter. Gjennomtrengeligheten varierer på ulike stoffer, der objektets egenvekt spiller en stor rolle. Et stoff med høy egenvekt vil ha lavere gjennomtrengelighet enn et stoff med lav egenvekt. Den er også avhengig av atommassen til stoffet strålingen skal gjennom. Et stoff med høy atommasse absorberer mer stråling enn et stoff med lav atommasse.

Røntgenfotograferingen blir utført ved at røntgenstråler blir sendt gjennom kjerneprøven, og treffer en røntgenfilm. Denne filmen fungerer som en fotografifilm, og blir mørk der det har truffet mye røntgenstråling og lys der det har truffet lite. Det vil da bli hvitt der det er lav gjennomtrengelighet, og svart der det er høy gjennomtrengelighet. For kjerneprøvene viser røntgenbildet tydelig klaster av en viss størrelse, tetthetsforskjellen i ulike facier og andre strukturer i kjerneprøvene. (Hanken, 2001)

En feilkilde i fremstillingen av røntgenbildene er variasjon i strålestyrke, som gjør at de sammensatte bildene har enkelte brå overganger, som kan gi inntrykk av grenser mellom facier.

5.3 Visuell beskrivelse

Kjerneprøvene har blitt beskrevet visuelt. Det vil si at studentgruppen har brukt geologiske kunnskaper for å beskrive kjerneprøvene så objektivt som mulig. Kjerneprøvene er kløyvd for å se et tverrsnitt av sedimentene, og det er dette tverrsnittet som er beskrevet.

For å få frem de opprinnelige strukturene som kan ha blitt ødelagt og/eller flyttet nedover ved kløyvingen av kjerneprøvene, har ca. en millimeter av sedimentene blitt skrapet bort.



Figur 5.3 Visuell beskrivelse av kjerneprøver, utføres av studenter.

Hver kjerneprøve har blitt delt inn i facier, der hver facie er forsøkt beskrevet med kornstørrelse, farge og andre karakteristiske faktorer. Det er også markert større klaster i overflaten.

Feilkildene her er mange, og da særlig med utrente øyne og subjektive vurderinger gjør denne analysemetoden en smule upålitelig.

Denne visuelle beskrivelsen skulle brukes sammen med bilder og resultater i en generell beskrivelse av kjerneprøvene. Beskrivelsen avviker så mye fra andre metoder, at den ikke er brukt som grunnlag for tolkning av resultater.

5.4 Klastetelling

Antall klaster i kjerneprøvene ble telt utfra røntgenbilde, der klaster >1 mm innenfor intervaller på 2 cm ble observert og notert. Denne analysen ble utført av veileder, Denise Rütter.

Feilkilder knyttet til klastetellingen kan være menneskelige feil, og mindre klaster som ikke har blitt med på røntgenbildene.

5.5 Våtsikting

Våtsikting ble gjort for å analysere

kornstørrelsesfordeling.

Prøvene som ble brukt er utsnitt fra kjerneprøvene, som ble tatt ut ved UiT for å analysere kornstørrelse og vanninnhold. Disse ble siktet gjennom en sikt på 1 mm og en på 63 μm . Store partikler i 63 μm sikten vil blokkere de fine sedimentene, og potensielt ødelegge den fine sikten; dermed er det viktig at 1 mm sikten er tilstede.



Figur 5.4 Instrument brukt til våtsikting, bestående av 3 deler. Sikt med 1 mm diameter øverst, og 63 μm i midten. Nederste del samler opp vannet med sediment <63 μm i et begerglass.

Prøvene ble skylt gjennom begge siktene, slik at det som er har en diameter >63 μm blir igjen i sikten, mens det som er <63 μm blir skylt ned i et begerglass (Figur 5.4). Det var her

et poeng å begrense vannbruken siden prøven skulle tørkes etterpå. Sedimentene i siktene ble helt over i en liten skål, før både skålen og begerglasset ble satt i tørkeskap (ca 70 °C). Etter tørking var $>63 \mu\text{m}$ klar for tørrsiktning. Da prøvene var tørre ble begerglassene tatt ut av tørkeskapene og innholdet i glassene ble skrapet ut. Innholdet ble lagt i poser og vegd, før de ble brukt videre i sedigraf og PSA.



Figur 5.5 Materiale $<63 \mu\text{m}$ skrapet ut av begerglass.

Feilkilder knyttet til våtsiktingen er tap av materiale. Dette gjelder særlig små kornstørrelser, da de vil bli igjen i begerglasset ved skraping.

5.6 Tørrsiktning

Tørrsiktning ble gjennomført på kornstørrelser $>63 \mu\text{m}$. Sedimentene ble siktet gjennom sikter på henholdsvis 2 mm, 1 mm, 500 μm , 250 μm , 125 μm og 63 μm . Det hadde lønt seg å bruke en mekanisk ristemaskin for å få et så standardisert resultat som mulig. Dette ble ikke brukt grunnet høyt støynivå. Det ble ristet godt for hånd med alle siktene koblet sammen. Deretter ble hver enkelt sikt ristet over et papir, for å få gjennom alle sedimentene i aktuell kornstørrelse. Det anbefales å ha godt verktøy som egner seg for å pirke ut små partikler som kan sette seg i sikten, da siktene må rengjøres for hver prøvetaking.

Prøvene ble vegd, og sortert etter kornstørrelse og prøvenummer i merkede glass.

Korn $<63 \mu\text{m}$ ble sluppet i tilhørende begerglass, som fortsatt stod til tørking. Siktene ble vasket og rensset før ny prøve ble siktet.

Feilkilder ved tørrsiktning er finkornete sediment som ligger igjen i siktene.

5.7 Sedigraf

For å måle innholdet av partikler $<63 \mu\text{m}$ ble SediGraph 5100 kornstørrelsesanalyse-system fra Micromeritics prøvd brukt. (Figur 5.6) Instrumentet er gammelt, bruker veldig lang tid og gir data med varierende grad av pålitelighet. Det ble derfor tidlig avgjort at dette instrumentet ikke kunne brukes i analyse av alle prøvene. Hver prøve tok i snitt 2 timer og med totalt 39 prøver ville det tatt mangfoldige timer.

Sedigrafen baserer seg på Stokes lov, som beskriver forholdet mellom kornstørrelse og sedimentasjonshastighet i en viskøs væske.

Tettheten av suspensjonen endrer seg etter hvert som partiklene sedimenteres og konsentrasjonen ved et gitt dyp, etter en viss tid, registreres. Kornstørrelsesfordelingen i suspensjonen beregnes ut fra røntgestråler som sendes gjennom det suspenderte prøvematerialet. (Rise og Brendryen, 2013)

Sedigrafen kan analysere fraksjoner fra 0,1 μm til 100 μm . Instrumentet egner seg best til materiale uten sand (Coats og Hylse, 1985).

Jern er en sterk absorbent av røntgenstråler og vil derfor påvirke tolkningen av partikkeltettheten i suspensjonen. Sedimenter med mye jern i leir-/fin silt-fraksjonen vil derfor kunne vise for høyt innhold av disse partikkelstørrelsene. (Buchan et al., 1993)



Figur 5.6 Sedigraf er et instrument som bruker mekaniske analysemetoder

5.8 Particle size analyzer (PSA)

PSA er et instrument som måler innholdet av ulike kornstørrelser opp til 1 mm diameter. PSA-en som er brukt er UiT sin Beckman Coulter LS 13 320 (Figur 5.7). Den måler kornstørrelsesfordelingen i prøvene med utgangspunkt i de fysiske prinsippene bak Fraunhofer diffraksjon og Mie teorien om lysbrytning. En lysstråle blir sendt gjennom prøven, maskinen tolker lysstrålens brytning og refleksjon for å beregne de forskjellige kornstørrelsene. Dette beregnes med hjelp av diffraksjon, refleksjon, brytning og absorpsjon. Avhengig av bølgelengden til lyset og de optiske egenskapene til partikkelen, vil lyset bli brutt

på en unik måte for hver enkelt partikkels størrelse. Resultatene ble fremstilt i en excelfil som danner grunnlaget for grafisk fremstilling, der resultatene fra tørrsiktingen legges til.

(Beckman-Coulter, 2011)

En teskje prøvemateriale ble tatt fra hver prøve med kornstørrelse <63 µm, og PSA erstatter dermed sedigrafen.



Figur 5.7 Particle size analyzer (Kilde: Beckman-Coulter, 2011)

5.9 Skjærfasthet

Skjærfasthet ble målt med ett konusapparat (Figur 5.8). Målingene ble utført ved UiT av veileder.

Skjærstyrken måles ved å plassere kjerneprøven under kjeleholderen, så tuppen av kjeglen berører overflaten. Kjeglen slippes og penetrasjonen måles.

Skjærstyrken (s) til et sediment er proporsjonal med vekten (Q) av kjeglen i konusapparatet, og invers av kvadratet til penetrasjonen (h).

Skjærstyrken er da gitt ved formel:

$$s = \frac{K * Q}{h^2}$$

Konstanten (K) avhenger i hovedsak av vinkelen på kjeglen, og sensitiviteten til sedimentene. (Geonor, 2014)

Skjærstyrken av det ufordelte materialet kan leses av i tabeller som følger med apparatet. Målinger ble gjort hver 10. cm nedover i hver kjerneprøve.

Feilkilder ved måling av skjærfasthet kan være innslag av grove partikler som påvirker resultatet.



Figur 5.8 Konusapparatet i aksjon på 357

5.10 Vanninnhold

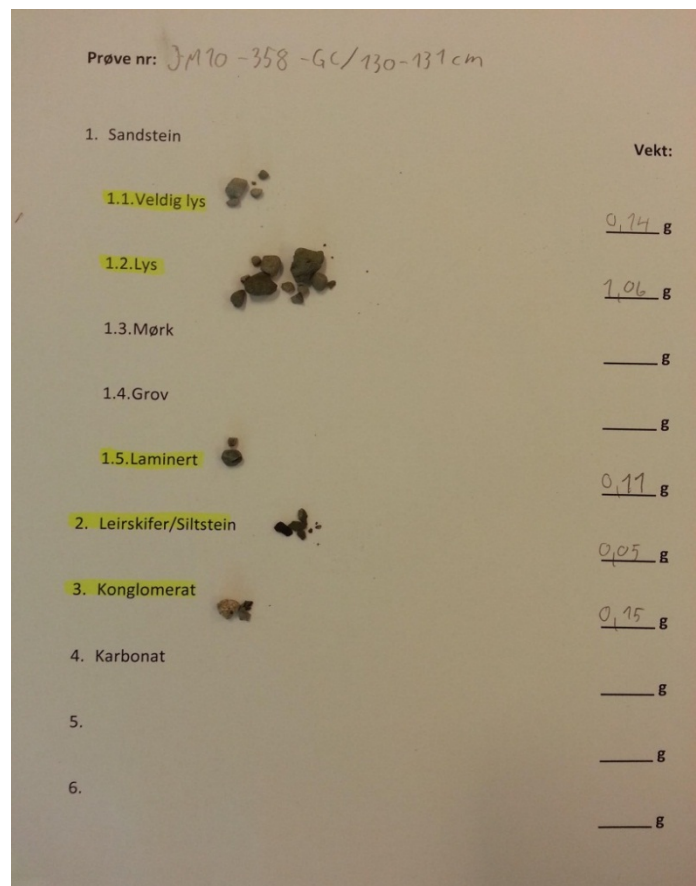
Vanninnhold ble målt ved UiT av veileder, ved at våt- og tørrvekt av prøvene ble sammenlignet. Prøvene ble tørket i frysetørker, som baserer seg på å utsette prøvemateriale for svært lavt trykk. Dette medfører at vannet i prøven fordamper, uten at sedimentene tar samme skade som de hadde gjort om prøvene ble varmetørket. Resultatet av våt og tørrvekt ble registrert og ført inn som % av totalvekt i en excelfil som senere ble bearbeidet og fremstilt grafisk.

Feilkilder ved måling av vannmengde kan være at kjerneprøvene har ligget for lenge før tørking, og vann dermed har fordampet under oppbevaring. Dette er relevant siden halvparten av prøvene ble tatt kort tid etter åpning av sedimentkjernene i 2012, mens andre halvparten ble tatt ett år senere.

5.11 ITM-analyse

Istransportert materiale (ITM) er løsmasser som har blitt fraktet med is. I motsetning til det etablerte begrepet Ice Rafted Debris (IRD), omfatter dette i tillegg til transport med havis og isfjell, også isbretransport. ITM-analyse ble utført ved at hvert enkelt sedimentkorn ble analysert og klassifisert utfra litologi. På små korn ble lupe benyttet for å finne konturer, som gjør det lettere å klassifisere sedimentkornene.

ITM finnes i alle størrelser, men analysen omfattet kun sedimenter med diameter >2mm (Figur 5.9). Finere sedimentkorn er så små at det er vanskelig å klassifisere, og bergartene har gjerne blitt brutt ned til mineralkorn.



Figur 5.9 Skjema som ble brukt for å klassifisere ITM. Med ITM fra prøve 358/ 130-131cm.

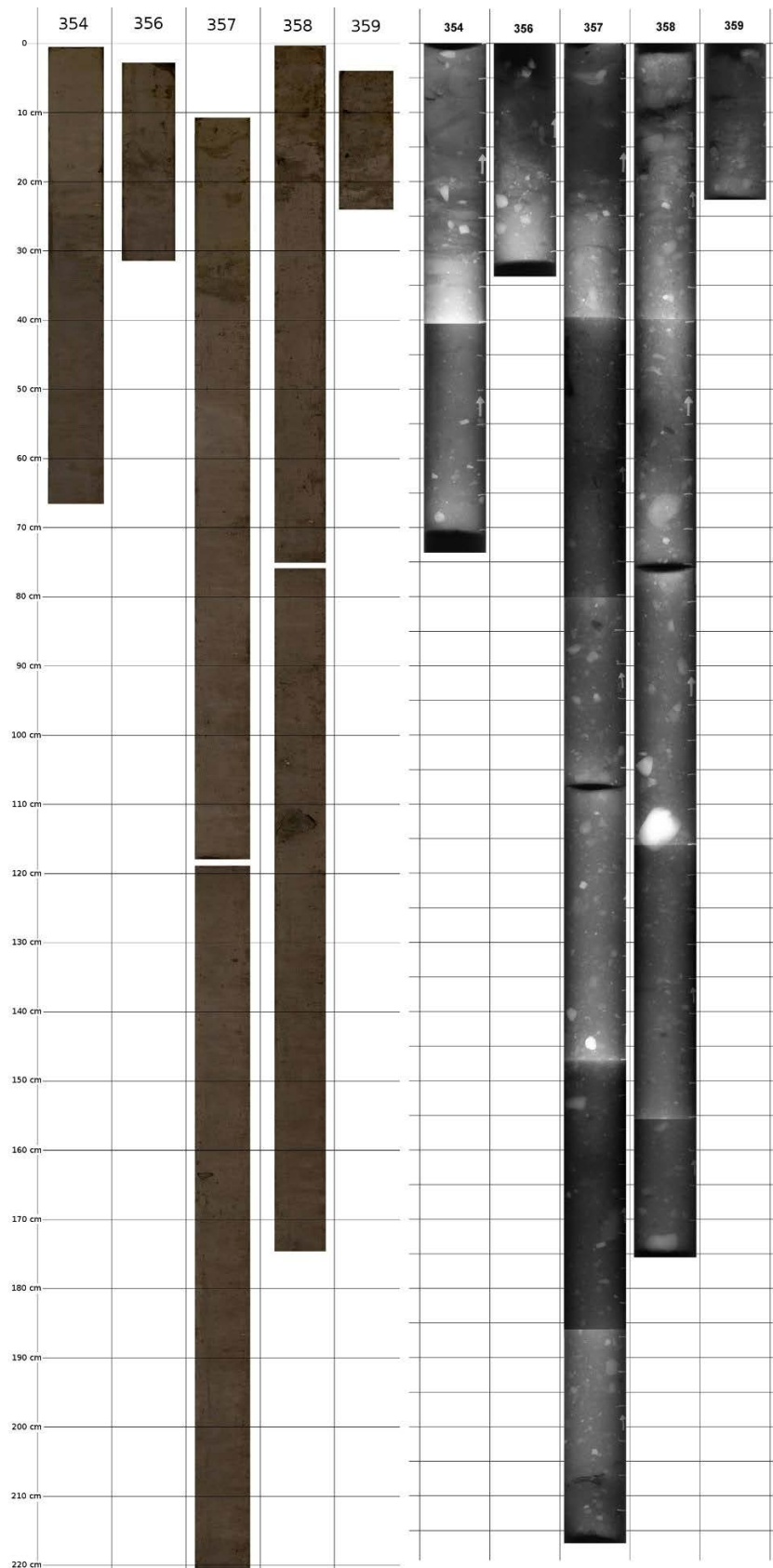
Potensielle feilkilder kan være manglende kunnskap om aktuelle bergarter.

6 Resultat og tolkning

6.1 Kjerneprøver med tolkning av enkeltresultat

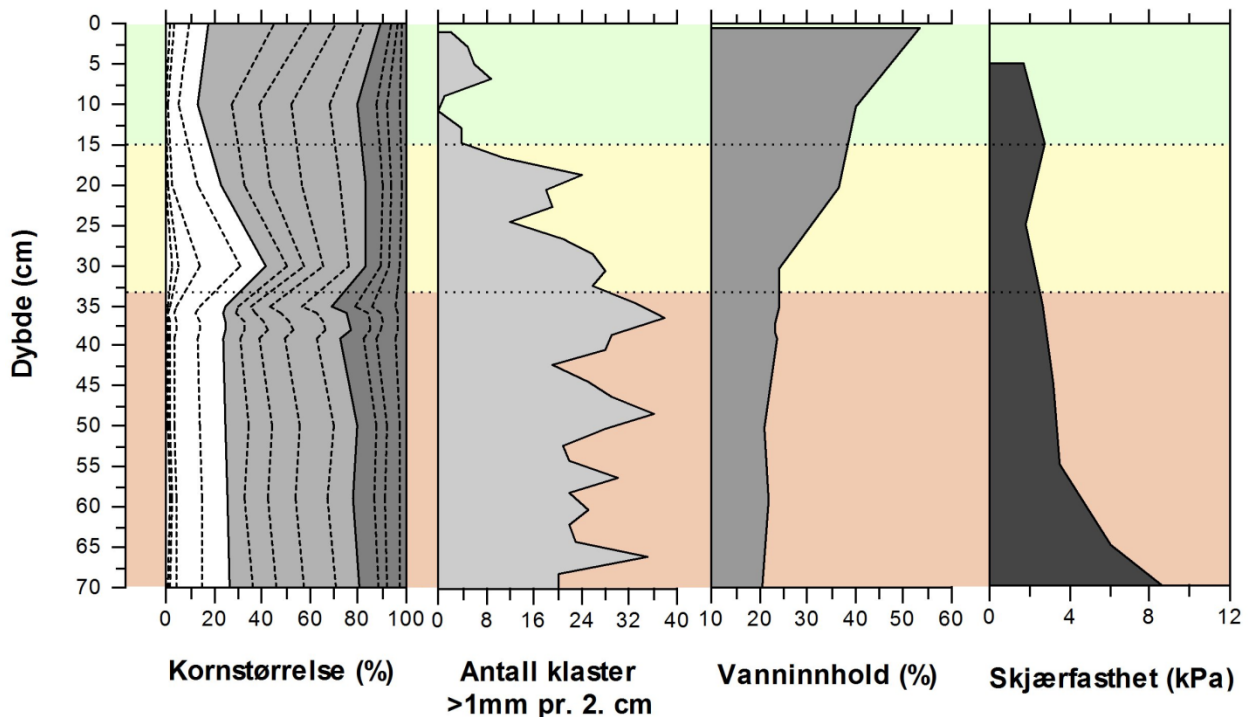
Kjerneprøvene har blitt analysert og tolket utfra kornstørrelse, vanninnhold, skjærfasthet og klasteinnehold. Disse egenskapene er fremstilt grafisk, og brukt som utgangspunkt til å dele sedimentene inn i facier. Grafene er fremstilt i dataprogrammet C2, og etterbehandlet i bildebehandlingsprogrammet GIMP. C2 brukes til å fremstille grafer. Dette er en gratis programvare, og har derfor en del begrensninger, som for eksempel mengden data som kan behandles.

Både fotografiene og røntgenbildene ble tatt for ulike deler av kjerneprøvene, så hver kjerneprøve består av flere bilder. Bildene ble satt sammen i GIMP, så hver kjerneprøve fremstår i sin helhet. Foto mangler helt i toppen av de fleste kjerneprøvene, og mellom seksjonene i 357 og 358. *Bildene av sedimentprøvene og røntgenbilder (Figur 6.1) ligger under, men kvaliteten ble dårlig ved utskrift. Dette er desverre ikke noe å gjøre med.*



Figur 6.1: Fotografi og røntgenbilder av kjerneprøvene. På fotografiene er det mangel på foto i toppen av alle kjerneprøvene, og mellom seksjonene i 357 og 358. Røntgenbildene har blitt tatt med varierende strålestyrke, som tydelig kom frem da bildene ble satt sammen.

6.1.1 JM10-354-GC:



Figur 6.2: Grafisk fremstilling av JM10-354-GC med tolkning av facieinndeling. Grønn representer silt-rik facie, gul sand-rik facie og brun diamikt.

Kjerneprøve 354 er 71 cm dyp. Det er tatt ut en prøve for analyse av kornstørrelsesfordeling og vanninnhold hver tiende cm i hele kjerneprøven, og hver cm mellom 35-40 cm dyp. Antall klaster er telt i intervaller på 2 cm gjennom hele kjerneprøven. Skjærfasthet er målt hver femte cm, med start på 5 cm dyp.

Øverst i kjerneprøven er kornfordelingen 13-20% sand, 60-70% silt og 10-20% leire. Dette endrer seg mellom 10-20 cm dyp. Her øker sandinnholdet gradvis ned til 30 cm dyp, der det er 41.9% sand, 41.4% silt og 16.7% leire. Under 30 cm synker sandinnholdet kraftig, og på 35 cm dyp er sandinnholdet på 24.5%, siltinnholdet er 44.1% og leirinnholdet øker til 31.3%. Videre endrer innholdet seg lite. Sandinnholdet holder seg jevnt rundt 25%, siltinnholdet øker gradvis nedover til 54.4% ved 70 cm dyp, leirinnholdet minker med tilsvarende grad, og er på 19.3% på 70 cm dyp.

Klasteinnholdet øverst i kjerneprøven er veldig lavt. Mellom 15-20 cm øker mengden klaster kraftig. Klasteinnholdet varierer mye nedover i kjerneprøven, men er jevnt høyere nedover fra 30 cm enn mellom 20-30 cm.

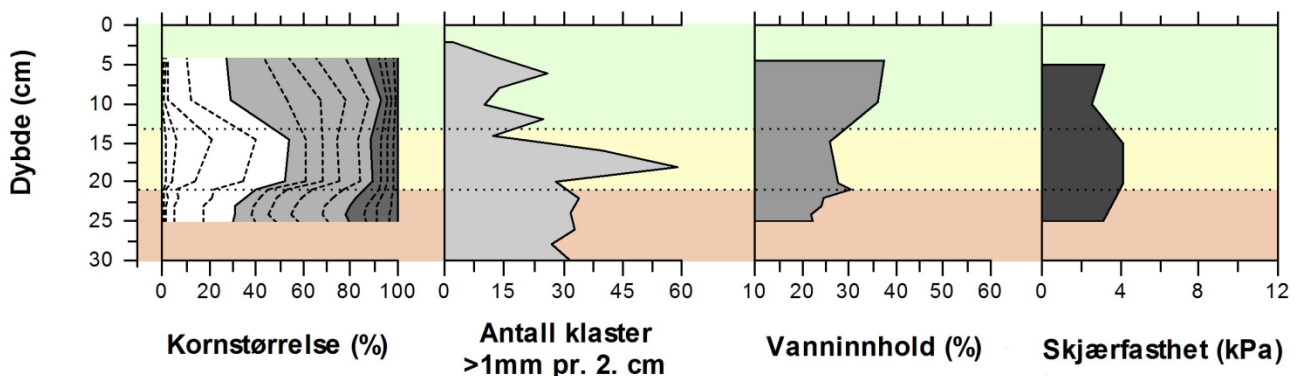
Vanninnholdet øverst i kjerneprøven er veldig høyt, 53.4% på 1 cm dyp. Det synker raskt, men gradvis, og på 30 cm dyp er vanninnholdet 24.3%. Under dette minker vanninnholdet

fortsatt gradvis nedover, men ikke like kraftig som over, og på 70 cm dyp er vanninnholdet 20.7%.

Skjærfastheten er lav øverst i kjerneprøven, og ligger på rundt 2 kPa ned til 25 cm, med én måling på 15 cm, som viser 2.8 kPa. Fra 25 cm øker den gradvis nedover, og ligger på 3.6 kPa på 55 cm. Nedover fra 55 cm øker skjærfastheten kraftig, og på 70 cm dyp er skjærfastheten 8.6 kPa.

Kjerneprøven er delt inn i tre facier. Fra 0-15 cm er en silt-rik facie, som skiller seg ut ved et lavere sand-innhold, færre klaster og høyt vanninnhold. Det er en sand-rik facie mellom 15-33 cm med høyere sandinnhold, flere klaster og litt lavere vanninnhold enn i silt-rike facie. Fra 33-70 cm er sandinnholdet lavere enn i sand-rik facie. Det er et høyere innhold av klaster, lavere vanninnhold og stigende skjærfastheten nedover i facien. Det kan minne mye om diamikt. Grensen mellom silt-rik og sand-rik facie går, ifølge kornstørrelsesanalysen, mellom 10-20 cm, og antall klaster gjør det tydelig at denne grensen går på 15 cm. Grensen mellom sand-rik og diamikt-facie er satt på 33 cm, ifølge analysene går denne grensen mellom 30-35 cm, fotografi og røntgenbildet gjør det tydelig at grensen går på 33 cm.

6.1.2 JM10-356-GC:



Figur 6.3: Grafisk fremstilling av JM10-356-GC med tolkning av facieinndeling. Grønn representer silt-rik facie, gul sand-rik facie og brun diamikt.

Kjerneprøve 356 er 32 cm dyp. Det er tatt ut en prøve for analyse av kornstørrelsesfordeling og vanninnhold hver femte cm i hele kjerneprøven, og hver cm mellom 19-24 cm dyp. Antall klaster er telt i intervaller på 2 cm gjennom hele kjerneprøven. Skjærfasthet er målt hver femte cm, med start på 5 cm dyp og slutter på 25 cm.

Øverst i kjerneprøven er kornfordelingen 27-29% sand, 59-64% silt og 7-13% leire. Dette endrer seg mellom 10-14 cm dyp. På 14 cm er sandinnholdet 54.3%, siltinnholdet 34.4% og leirinnholdet 11.3%. Kornstørrelsesfordelingen holder seg stabil ned til 20 cm dyp.

Sandinnholdet synker kraftig mellom 20-21 cm, og ligger rett over 30% resten av kjerneprøven. Både leire og silt øker. Siltinnholdet ligger mellom 45-50%, og leireinnholdet er såvidt over 20%.

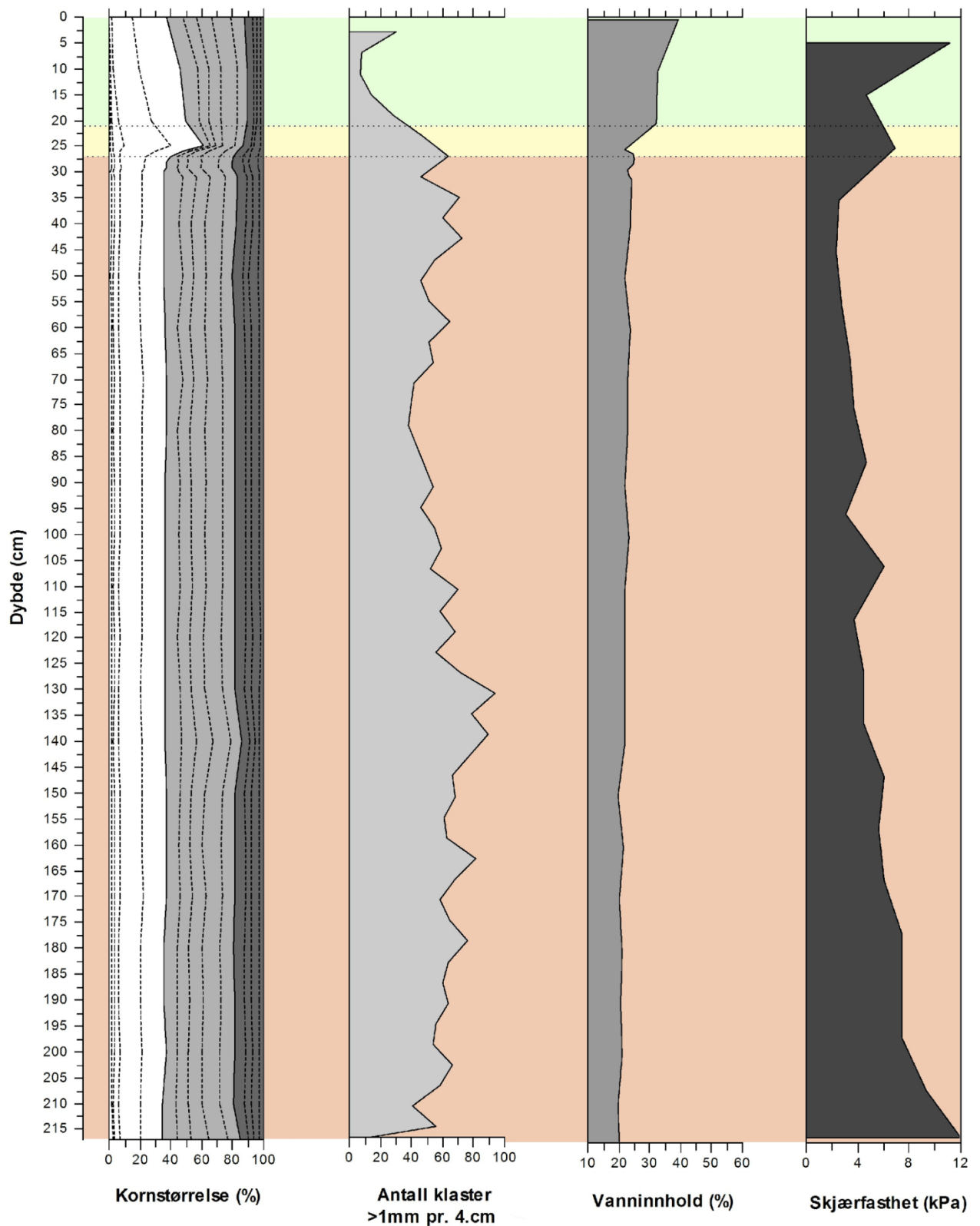
Klasteinnholdet øverst er ganske lavt. Mellom 14-16 cm dyp øker klasteinnholdet kraftig, før det går litt ned igjen rundt 20 cm, og holder seg jevnt på dette nivået helt ned.

Vanninnholdet er mellom 36-38% fra 5-10 cm dyp. Det synker raskt til 25.9% på 15 cm dyp, og øker gradvis ned til 20 cm, der vanninnholdet er på 30.6%. Synker gradvis igjen ned til 22.4% på 25 cm dybde.

Skjærfastheten ligger jevnt mellom 2.6 og 4.2 kPa i hele kjerneprøven, med de høyeste målingene på 15-20 cm dyp.

Kjerneprøven er delt inn i de tre samme faciene som 354. Silt-rik facie mellom 0-13 cm, sand-rik facie mellom 13-21 cm, og diamikt-facie mellom 21-30 cm. Grensen mellom silt-rik og sand-rik facie går, ifølge analysene, mellom 10-15 cm, og fotografi og røntgenbilde viser at grensen er på 13 cm dyp. Grensen mellom sand-rik og diamikt-facie er satt på 21 cm fordi det er stor forskjell i kornstørrelsefordelingen over og under grensen, samtidig er det synlig at det skjer endringer både i antall klaster og skjærfasthet. Diamikt-facie er lite penetrert, så det er vanskelig å se om facien fortsetter nedover.

6.1.3 JM10-357-GC:



Figur 6.4: Grafisk fremstilling av JM10-357-GC med tolkning av facieinndeling. Grønn representer silt-rik facie, gul sand-rik facie og brun diamikt.

Kjerneprøve 357 er 228 cm dyp. Det er tatt ut en prøve for analyse av kornstørrelsesfordeling og vanninnhold hver tiende cm i hele kjerneprøven, og hver cm

mellom 25-32 cm dyp. Antall klaster er telt i intervaller på 2 cm gjennom hele kjerneprøven, men på grunn av for mye data i C2 ble det slått sammen til 4 cm intervaller. Skjærfasthet er målt hver tiende cm, med start på 5 cm dyp og slutter på 215 cm.

Øverst i kjerneprøven er det 37.1% sand, 50.4% silt og 12.5% leire. Sandinnholdet stiger gradvis nedover, og er 49.9% på 20 cm dyp. Siltinnholdet synker nedover, og er 39.5%, mens leirinnholdet holder seg jevnt på 10.6% på 20 cm dyp. Under 20 cm stiger sandinnholdet kraftig, og på 25 cm dyp er det 61.4%. På samme intervall synker siltinnholdet til 25.7% og leirinnholdet stiger til 12.9%. Under 25 cm dyp synker sandinnholdet kraftig igjen, og på 27 cm dyp er sandinnholdet nede i 40.0%. Siltinnholdet stiger til 40.3%, og leirinnholdet stiger til 19.8% på samme intervall. Sandinnholdet synker til 35.5% på 30 cm, og siltinnholdet stiger til 45.5%, ingen endring i leirinnholdet. Videre er kornstørrelsesfordelingen jevn i resten av kjerneprøven.

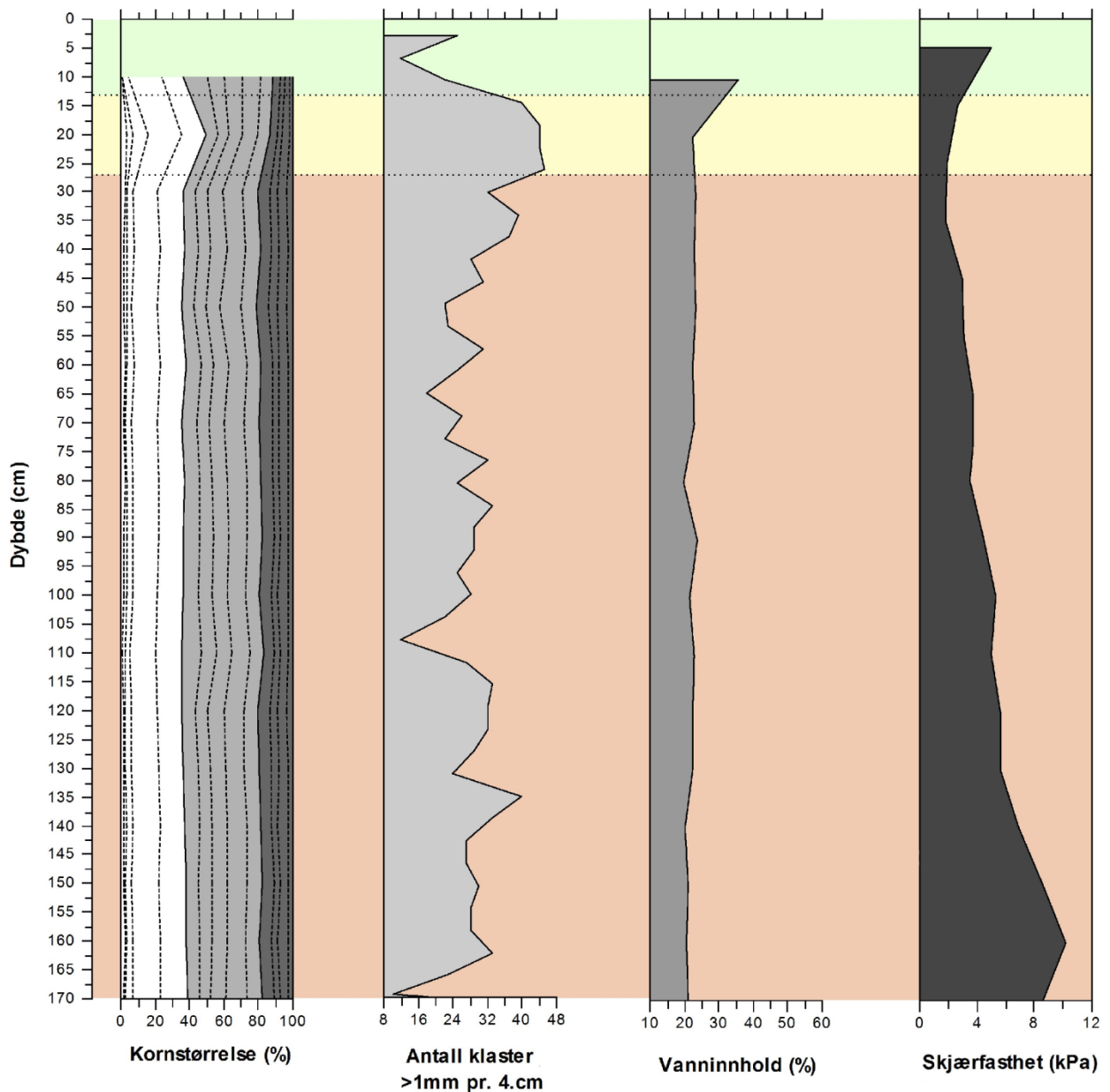
Klasteinholdet i toppen av kjerneprøven er lite, øker jevnt ned til 30 cm og holder seg relativt jevnt i resten av kjerneprøven.

Vanninnholdet i toppen er 39.3% og minker nedover til 32.2% på 20 cm dyp. Minker kraftig fra 20 cm, og er på 22.2% på 25 cm dyp. Nedover herfra minker det gradvis, og på 217 cm dyp er vanninnholdet 20.1%.

Skjærfastheten er høy i toppen av kjerneprøven, med 11.2 kPa på 5 cm dyp. Det synker gradvis nedover kjerneprøven til 2.3 kPa på 45 cm dyp, før det stiger sakte til 7.4 kPa på 195 cm dyp. I bunnen øker det kraftig, og på 215 cm dyp er skjærfastheten 12.2 kPa.

Kjerneprøve 357 er også delt inn i de samme tre facier. Silt-rik facien går ned til 21 cm, sand-rik ned til 27 cm, og diamikt helt ned. Grensen mellom silt-rik og sand-rik facie går, ifølge analysene, mellom 20-25 cm, fotografi og røntgenbilder viser at grensen går ved 21 cm dyp. Grensen mellom sand-rik og diamikt-facie er tydelig på kornfordelingsanalysen, siden målingene er tette i dette området.

6.1.4 JM10-358-GC:



Figur 6.5: Grafisk fremstilling av JM10-358-GC med tolkning av facieinndeling. Grønn representer silt-rik facie, gul sand-rik facie og brun diamikt.

Kjerneprøve 358 er 175 cm dyp. Det er tatt ut en prøve for analyse av kornstørrelsesfordeling og vanninnhold hver tiende cm i hele kjerneprøven. Antall klaster er telt i intervaller på 2 cm gjennom hele kjerneprøven, men på grunn av for mye data i C2 ble det slått sammen til 4 cm intervaller. Skjærfasthet er målt hver tiende cm fra 5-75 cm, og fra 80-170 cm.

Kornfordelingen er relativt jevnt fordelt i hele kjerneprøven. Sandinnhold 35-40%, siltinnhold 43-47% og leirinnhold mellom 17-20%. Det eneste som skiller seg litt ut er at prøvene er tatt ut på 10 og 20 cm. I prøven for 20 cm dyp er sandinnholdet 49.8%, siltinnholdet 36.7%, og

leirinnholdet 13.5%. Ved 10 cm dyp er sandinnholdet 36.6%, siltinnholdet 52.0%, og leirinnholdet 11.4%.

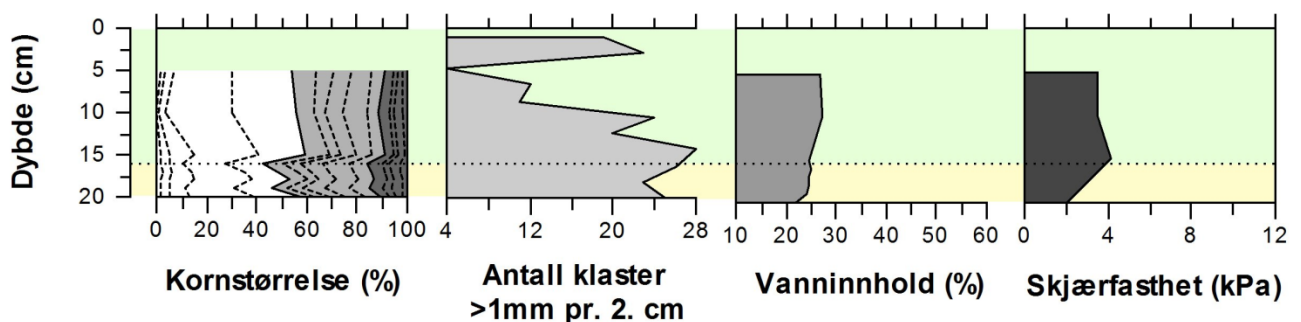
Klasteinnholdet varierer gjennom hele kjerneprøven, men det kan se ut som det er relativt jevnt fordelt, bortsett fra mellom 15-25 cm dyp der klasteinnholdet er noe høyere.

Vanninnholdet er størst øverst i kjerneprøven, med 35.7% på 10 cm dyp. Det synker nedover kjerneprøven og på 20 cm dyp er det 22.4%. Under 20 cm er vanninnholdet rett over 20% hele veien ned til 170 cm dyp.

Skjærfastheten er på 5.0 kPa på 5 cm dyp, og synker gradvis nedover til 25 cm dyp, der skjærfastheten er 1.9 kPa. Deretter øker skjærfastheten til 10.2 kPa på 160 cm dyp, før den minker til 8.6 kPa på 170 cm dyp.

Kjerneprøven er delt inn i de samme facier som tidligere. Silt-rik facie ned til 13 cm, sand-rik facie ned til 27 cm og diamikt helt ned. Ifølge analysene skal grensen mellom silt-rik og sand-rik facie være mellom 10-15 cm, og fotografi av kjerneprøven viser 13 cm dyp. Grensen mellom sand-rik og diamikt-facie ligger, ifølge analysene, på 27 cm. Fotografiet antyder også denne grensen.

6.1.5 JM10-359-GC:



Figur 6.6: Grafisk fremstilling av JM10-359-GC med tolkning av facieinndeling. Grønn representer silt-rik facie og gul sand-rik facie.

Kjerneprøve 359 er 23 cm dyp. Det er tatt ut en prøve for analyse av kornstørrelsesfordeling og vanninnhold hver femte cm fra 5-15 cm, og hver cm mellom 15-20 cm dyp. Antall klaster er telt i intervaller på 2 cm gjennom hele kjerneprøven. Skjærfasthet er målt hver femte cm, med start på 5 cm dyp og slutter på 20 cm.

Øverst har kjerneprøven 53.8% sand, 37.5% silt og 8.8% leire. Mellom 15-16 cm synker sandinnholdet til 42.3%, siltinnholdet øker til 42.1% og leirinnholdet øker til 15.6%. Denne

kornstørrelsefordelingen holder seg jevn helt til bunn av kjerneprøven, men varierer med ± 5 prosentpoeng.

Klasteinnholdet er høyt i toppen av kjerneprøven, men synker de første 5 cm. Mengden klaster øker ned til 12 cm, med litt høyere nivå enn i toppen. Dette holder seg jevnt i resten av kjerneprøven.

Vanninnholdet er ganske likt i hele kjerneprøven på rundt 25%, men synker litt fra topp til bunn.

Skjærfastheten ligger mellom 3.6-4.2 kPa fra toppen til 15 cm, og går ned til 2.0 kPa i bunn.

Kjerneprøven er delt inn i to facier. Øverste facie, fra 0-16 cm, er lik den silt-rike som finnes i de andre kjerneprøvene. Nederste facie, fra 16-23 cm, er lik den sand-rike. Analysene viser tydelig at det er en grense mellom 15-16 cm, som også bekreftes av fotografi.

6.1.6 Tolkning av diamikt-facie

Diamikt-facie finnes ikke i 359; og 356 har for kort diamikt-facie til å kunne tolke eller trekke slutninger. Når diamikt-facien skal tolkes sees det dermed nøyere på 354, 357 og 358, og eventuelle trender som går igjen.

Kornstørrelsefordelingen er så godt som konstant gjennom hele facien, med små ikke-signifikante variasjoner.

Klasteinnholdet i facien har store variasjoner, men det tenderer likevel til små endringer nedover facien. En liten gjennomsnittlig reduksjon i øverste del av facien, med en liten gjennomsnittlig økning i påfølgende del, og en gjennomgående reduksjon i mengden klaster i nedre del av 357 og 358.

Vanninnholdet har en svakt synkende trend, uten signifikante variasjoner.

Skjærfastheten har en tydelig svakt stigende trend. Utover dette observeres også små variasjoner som gir en ikke-lineær trend. Mot bunnen er det en markant økning.

6.2 ITM-analyse

Det er gjennomført analyse av ITM >2 mm. Analysen ble utført i diamikt-facien, i fire av de fem kjerneprøvene. I 354 er den utført nedover fra 50 cm dyp, i 356 fra 23 cm, i 357 fra 50 cm, og i 358 fra 20 cm. I 359 er det ingen diamikt, så her har ikke analysen blitt utført.

I analysen ble klastene klassifisert i 9 grupper utfra utseende og egenskaper. Tabell 6.1 viser i hvilke kjerneprøver de ulike gruppene opptrer.

Gruppe 1:

Denne gruppen består av sedimentære bergartsfragmenter sammensatt av sandkorn. Fargen varierer fra nesten helt hvit, til mørk grå. Noen fragmenter er sammensatt av grovere sandkorn enn andre, og noen har tydelig laminasjon. Disse fragmentene ble først delt inn i fem ulike grupper utfra farge, kornstørrelse og laminasjon. Gruppene ble senere slått sammen, da det ikke var noen grunn for å skille mellom disse.

Bergartsfragmentene i denne gruppen er bestemt til å være sandstein.

Dette er den største gruppen, og finnes i større mengder i samtlige prøver.

Gruppe 2:

Denne gruppen består også av sedimentære bergartsfragmenter. Disse er satt sammen av silt- og leirkorn som bare er synlige i lupe/mikroskop. De fleste kornene er mørke, med unntak av enkelte fragmenter med lysere farge. Mange av de mørke kornene er skifrige, mens de lyse kornene har homogen struktur.

Bergartsfragmentene i denne gruppen er bestemt til å være leirskifer/siltstein.

Denne gruppen er veldig utbredt, og finnes i alle prøvene, med unntak av prøven på 110 cm dybde i 358.

Gruppe 3:

Denne gruppen består av sedimentære bergartsfragmenter med grove sandkorn og en matriks av fin silt og leire. Fargen varierer litt, men er for det meste brun og mørk grå.

Bergartsfragmentene i denne gruppen er bestemt til å være konglomerat.

Denne gruppen er den av de sedimentære bergartene som opptrer sjeldnest.

I 358 ble den funnet på 130 cm og 150 cm dyp, i 357 på 80 cm, 170 cm og 210 cm, og i 356 på 24 cm.

Gruppe 4:

Denne gruppen består av mørke grå og brune bergartsfragmenter som reagerer med saltsyre.

Bergartsfragmentene i denne gruppen er bestemt til å være bergarter som inneholder karbonat. I 358 er denne gruppen funnet på dybde 40 cm og 140 cm.

Gruppe 5:

Denne gruppen består av fragmenter med bare ett mineral, der alle kornene er av samme mineral. Mineralet er hvitt, reagerer ikke med saltsyre og har en hardhet på 7.

Mineralet i denne gruppen er bestemt til å være kvarts.

Kvartskornene opptrer i 358 på 70 cm og 120 cm dyp, og i 357 på 217 cm.

Gruppe 6:

Denne gruppen består av ett metamorft bergartsfragment som er laminert med svarte og hvite lag. Det hvite kan være en form for feltspat eller kvarts, og det mørke kan være en variant av amfibol, med et lite innslag av biotitt.

Bergartsfragmentet i denne gruppen er bestemt til å være gneis.

Det er funnet ett fragment i 358 på 20 cm dyp.

Gruppe 7:

Denne gruppen består av ett korn med tydelige magmatiske krystaller. Det består av både mørke og lyse mineraler, der de lyse mineralene er tydelig kvarts og feltspat. De mørke mineralene er vanskeligere å definere, men det kan være biotitt, amfibol og/eller pyroksen. Bergartsfragmentet i denne gruppen er bestemt til å være granitt.

Det er funnet i 358 på 80 cm dyp.

Gruppe 8:

Denne gruppen består av helt svarte bergartsfragmenter uten synlige konturer. Med bruk av mikroskop, og hjelp fra Assoc. Prof. Dr. Matthias Paetzel, ble det trukket en konklusjon.

Bergartsfragmentene i denne gruppen er bestemt til å være kull. Ett alternativ kan være antrasitt, men det er ikke sikkert siden kornene er for små til å bestemme kulltype.

De finnes i 358 på 30 cm, 100 cm, 110 cm og 120 cm dyp, og i 357 på 160 cm og 200 cm.

Gruppe 9:

Denne gruppen består av ett fragment med hvit farge og tydelige lineære krystaller. Hardheten er målt til 4, det bruser ikke i kald fortynnet saltsyre (10%), men litt brusing når saltsyren er varm (70°C).

Fragmentet i denne gruppen er bestemt til å være mineralet dolomitt.

Det er funnet i 354 på 70 cm dyp.

Tabell 6.1: Oversikt over hvor de ulike ITM-gruppene opptrer.

	354	356	357	358
Sandstein	X	X	X	X
Leirskifer/Siltstein	X	X	X	X
Konglomerat		X	X	X
Karbonat				X
Kvarts			X	X
Gneis				X
Granitt				X
Kull			X	X
Dolomitt	X			

7 Diskusjon

Oppgavens problemstilling er å (a) gjøre en generell facieanalyse, samt tolkning av avsetningsmiljø; og (b) undersøke diamikt-facien nærmere, blant annet med tanke på forskjeller i de ulike kjerneprøvene. Videre skal mulige kildeområder diskuteres. For å finne svar på problemstillingen må da fire spørsmål besvares:

7.1 I hvilke miljø er de ulike faciene avsatt?

Sedimentene i kjerneprøvene kan sammenlignes med andre kjerneprøver i Barentshavet. Polyak og Mikhailov (1996) har boret sedimentprøver i den sørvestlige delen av Barentshavet, mellom Kola og Novaja Semlja. Og Murdmaa, et al (2006) har kjerneprøver fra gravitycorer i hele det østlige Barentshavet, spesielt langs kysten av Novaja Semlja, langs sørkysten av Franz Josef Land, og nordover fra Sentraldypet. Begge disse undersøkelsene har glasial diamikt i bunn, glasimarint materiale i midten, og holosene marine avsetninger øverst.

Den glasiiale diamikten er beskrevet som en stiv diamikt med en ikke-stratigrafisk miks av alle kornstørrelser, fra grov grus til fin leire (Murdmaa et al., 2006). Det er også blokker av mesozoisk berggrunn i diamiktisk matriks nederst i facien (Polyak og Mikhailov, 1996). Med unntak av de mesozoiske blokkene, er dette veldig likt diamikt-facien i kjerneprøvene i denne oppgaven. De mesozoiske blokkene kan heller ikke utelukkes at finnes i denne oppgavens diamikt siden gravitycoren ikke fanger opp blokker.

Det glasimarine materialet har både i Polyak og Mikhailov (1996) og Murdmaa, et al (2006) blitt delt inn i to facier. Den nederste facien (unit IIB) har i Polyak og Mikhailov (1996) blitt beskrevet som rytmisk vekslende brun og grå silt og leire. Den øverste facien (unit IIA) har blitt beskrevet som sandig silt og leire, med dropsteiner, kalkrike mikrofossil og jernsulfider. Murdmaa har beskrevet den nederste av disse faciene (Unit III) som grå til mørk grå sandig-siltig leire, med grus og spredte klaster. Det er også funnet bentiske og planktiske foraminifera. Den øverste av disse faciene (unit II) har Murdmaa beskrevet som ekstremt finkornet mørk brun leire, med opp til 92% leire.

Sand-rik facie i denne oppgaven ligner veldig på Murdmaas unit III, og minner noe om Polyak og Mikhailovs unit IIA. Det kan derfor se ut til at oppgavens sand-rike facie er avsatt i et glasimarint miljø.

De øverste holosene marine avsetningene er beskrevet som homogene silt- og leiravsetninger (Polyak og Mikhailov, 1996), med et lavt sandinnhold (Murdmaa et al., 2006).

Dette ligner på silt-rik facie i denne oppgaven, som da kan karakteriseres som en holosen marin avsetning.

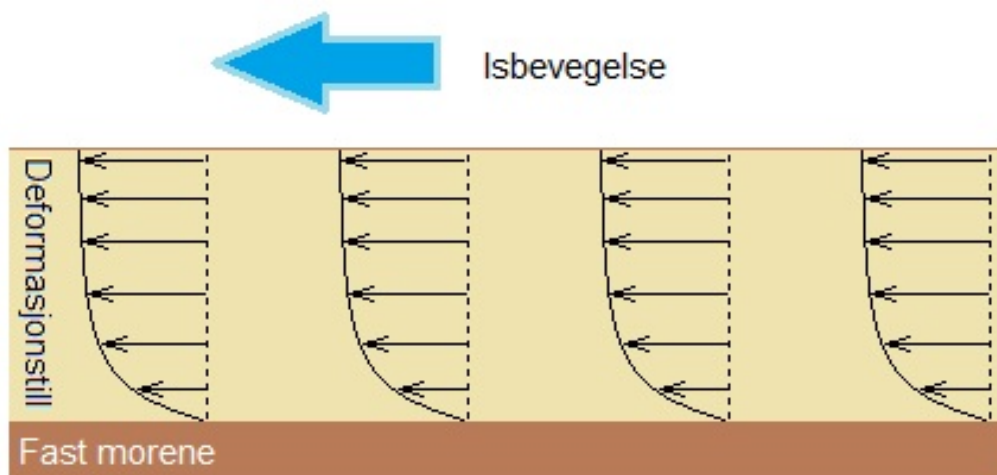
7.2 Hva er grunnen til endringer av de ulike egenskapene til sedimentene nedover i diamikt-facien?

Trenden som viser et svakt synkende vanninnhold nedover i diamikt-facien skyldes overleiring. Mer vekt komprimerer sedimentene og fører til mindre porerom. Det blir da mindre plass til vann, og vanninnholdet synker nedover i facien.

Den svake økningen i skjærfasthet nedover i facien kan også begrunnes med overleiring. Komprimering fører til tettere pakkede sedimenter, som gjør at skjærfastheten øker. De små variasjonene i skjærfastheten kan skyldes flere ting.

Måling av skjærfasthet er mest pålitelig i leire. Større klaster og grov sand i diamikt kan gi utslag i målingene. Av den grunn er det utregnet et gjennomsnitt av tre målinger per nivå. Dette utelukker ikke muligheten for at kjeglen på konusapparatet treffer klaster som forårsaker variasjoner i skjærfasthet.

Den kraftige økningen i skjærfastheten nederst i facien kan skyldes grensesonen mellom deformasjonstill og fast morenemateriale. Deformasjonstill er løst morenemateriale som er deformert av breens bevegelse (Figur 7.1). Fast morenemateriale er udeformert og godt komprimert av isen (Benn og Evans, 2010).



Figur 7.1 Breens bevegelse deformerer det øverste morenematerialet. Deformasjonen er størst øverst, og avtar nedover. Langt nok nede vil ikke breen forskyve materialet og det vil være fast morene.

Udeformert morenemateriale vil ha en markant høyere skjærfasthet enn deformert morenemateriale. Samtidig har de likt innhold, så det vil ikke være noen endringer i kornstørrelsesfordelingen. Deformasjonstill vil øke porerommet ved skjærbevegelser, kjent

som *dilation*. (Benn og Evans, 2010) At skjærfastheten er så høy i bunnen kan også være grunnen til at gravitycoreren ikke har penetrert dypere.

Den lokale variasjonen i antall klaster ser ut til å være tilfeldig. Trenden med synkende antall klaster øverst, som øker nedover, før det igjen synker mot bunn, er det ingen teorier, hypoteser eller beviser som underbygger. Dette er heller ikke nødvendig å utdype for å besvare problemstillingen.

7.3 Med utgangspunkt i ITM-analysen; finnes det noen forskjeller i diamikt-facien i de ulike kjerneprøvene? Kan eventuelle forskjeller forklares?

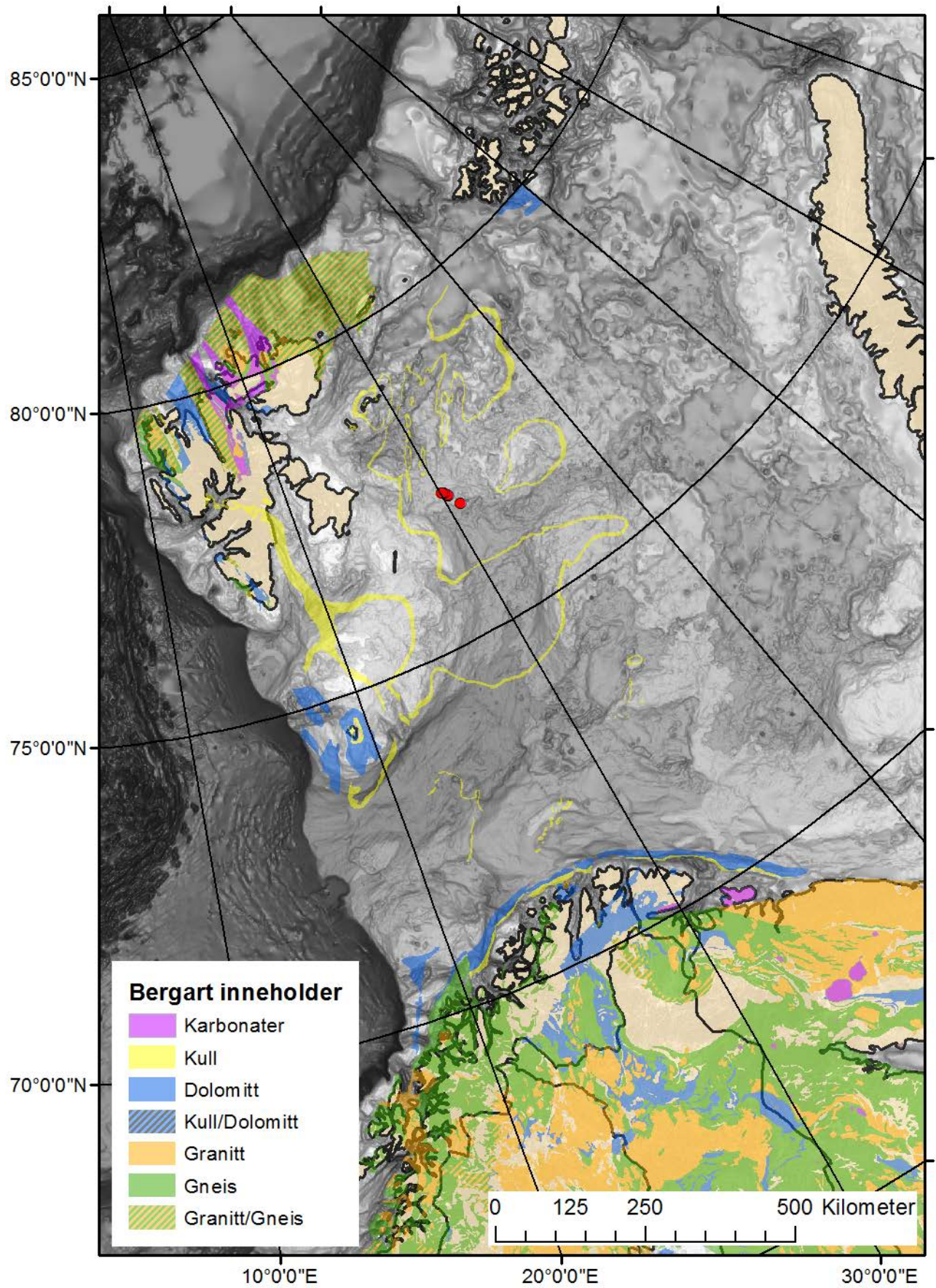
Tabell 6.1 viser hvor de ulike ITM-gruppene forekommer. I 354 opptrer sedimentære bergartsfragmenter og ett korn dolomitt, og i 356 opptrer kun sedimentære bergarter. Disse sedimentkjernene har henholdsvis 3 og 2 prøver der ITM er analysert. Dette er ikke tilstrekkelig data for å finne forskjeller i diamikt-facien. 358 inneholder flest ulike ITM-grupper, tre flere enn 357. Det er viktig å påpeke at det er snakk om få forekomster av de ulike bergartene, to fragmenter karbonat, ett fragment granitt og ett fragment gneis. Sannsynligvis er det en ren tilfeldighet at det er flere ITM-grupper i 358 enn i 357.

Det kan også virke som det er tilfeldig hvor i kjerneprøven man finner de ulike bergartsgruppene og mengden av disse. Morenemateriale er godt blandet under transport og deformasjon (Benn og Evans, 2010), så små variasjoner i forekomst av ulike bergarter overrasker ikke.

7.4 Hva er de mest sannsynlige kildeområdene til diamikten?

Sedimentære bergarter er den mest dominerende bergartstypen i Barentshavet, så å bestemme kildeområde utfra gruppe 1, 2 og 3 blir for upresist. Kvarter er et mineral som finnes i de fleste bergarter, så gruppe 5 kan komme fra hele Barentshavområdet. Da står gruppene 4, 6, 7, 8 og 9 igjen som grunnlag for kartlegging av diamiktens kildeområde.

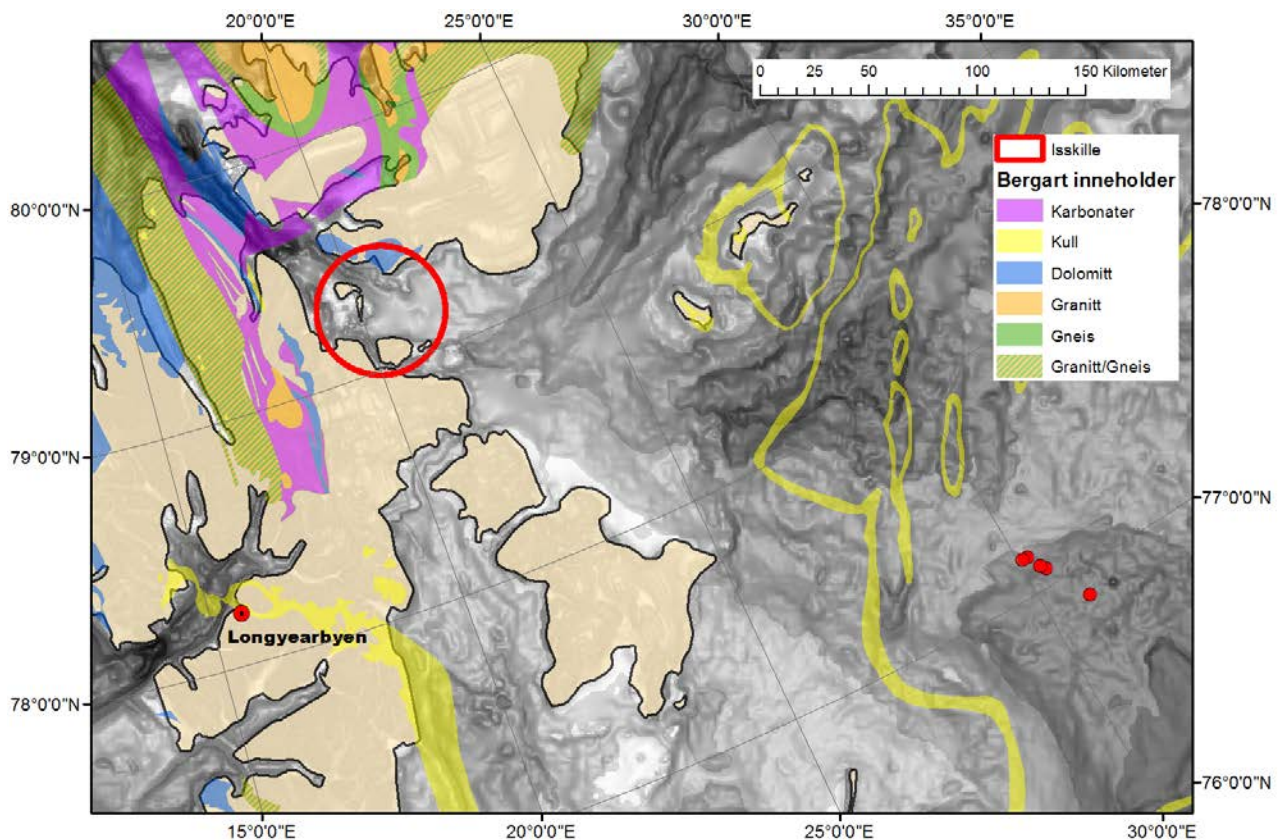
Figur 7.2 viser bergarter med innhold av en eller flere ITM-grupper, som er grunnlag for kartleggingen. På kartet i figuren er det to områder som inneholder alle fem gruppene; fastlandet sør for Barentshavet, og området nord på Svalbard.



Figur 7.2: Kart som viser bergarter med innhold av ITM-gruper som er interessante for å kartlegge kildeområdet for diamikten.

I kapittel 4.3 er det introdusert teorier om isstrømning i Barentshavet. Ut fra figur 4.4 kan det antas at kildeområdet er i nordvestlig retning fra Øvre Bjørnøyrenna. Området sør for Barentshavet er derfor utelukket.

Dowdeswell et.al. (2010) og Hogan et. al. (2010) har begge argumentert for en isdome sør i Hinlopenstretet under deglasiasjonen av Weichsel. (Figur 4.4 og 7.3) Ut ifra isdomen vil breen strømme i ulike retninger, og isdomen defineres som et isskille (Benn og Evans, 2010).



Figur 7.2: Aktuelle ITM-grupper ligger på andre siden av isskillet i forhold til Øvre Bjørnøyrenna.

Kull ligger mellom Øvre Bjørnøyrenna og isskillet i Hinlopenstretet. De fire andre gruppene ligger i området nord på Svalbard, som er nord og vest for isskillet som er beskrevet i Dowdeswell et.al. (2010) og Hogan et. al. (2010). Dette er på feil side av isskillet, da isen her strømmer mot nord og vest. Dette området kan likevel være kildeområde for diamikten. Årsaker som underbygger dette, kan være:

1. Dowdeswell et.al. (2010) og Hogan et al. (2010) sitt beregnede isskille er feil.

Andreassen et al. (2014) og Bjarnadóttir et al. (2014) bekrefter teorien til Dowdeswell og Hogan. Denne oppgaven har ingen argumenter som motbeviser hypotesen om plasseringen av dette isskillet, og tar dermed utgangspunkt i at tidligere beskrevet isskille stemmer.

2. Forekomstene av bergartene er så små at de ikke viser i figur 7.2 og 7.3.

Dette er en reell årsak, da den geologiske kartleggingen av berggrunnen i Barentshavet og omkringliggende områder er for lite detaljert, og kan dermed ikke avvises. Figur 7.2 og 7.3 er så lite detaljert, at det kan være dokumentert små forekomster av gruppene 4, 6, 7, 8 og 9, som ikke har kommet med på kartene.

3. Berggrunnen er erodert så mye at bergartene ikke lenger finnes i dette området.

Isen har formet landskapet på Svalbard og det omkringliggende havområdet i store perioder i Pleistosen. I løpet av denne prosessen er store mengder materiale erodert vekk (Benn og Evans, 2010). Berggrunnskartet vil da ikke vise at bergartene finnes i berggrunnen, da de er erodert helt vekk.

4. Sedimentene har blitt resedimentert.

Det er mulig å anta at ITM kan være transportert over flere etapper, og dermed blitt resedimentert. I løpet av denne prosessen kan breen ha endret strømningsmønster, som danner grunnlag for et langt mer komplisert transportløp. Opprinnelig kildeområde kan være nord og vest for isskillet. Sedimentene kan ha blitt fraktet herfra, avsatt og fraktet videre ved en senere anledning. Kilden kan da være løsmasser mellom isskillet og avsetningsområdet.

Det er vanskelig å skjønne at punkt 2 kan stemme. Mer detaljerte undersøkelser må gjøres for å bekrefte eller avkrefte dette. Det er fire bergarter som må forekomme i dette området, og selv med grov kartlegging er det lite sannsynlig at det bommes så mye.

Det er også vanskelig å skjønne at punkt 3 kan stemme. Fragmentene som er funnet i diamikten må ha blitt erodert sent i deglasiasjonen, så at fire bergarter har forsvunnet fra området i løpet av få tusen år er lite sannsynlig.

En kombinasjon av punkt 2 og 3, der det er restene av tidligere berggrunn som har blitt erodert, kan ikke utelukkes.

Utfra vurderingene av påstandene er punkt 4 helt klart mest sannsynlig, så sant ingenting er oversett.

8 Konklusjon

(a) Det er tre facier i kjerneprøvene, med unntak av 359, som kun har to. Silt-rik facie øverst; den er en holosen avsetning fra et marint miljø. Under er en sand-rik facie, som er avsatt i et glasimarint miljø sent i deglasiasjonen av Weichsel. Nederst er en diamikt-facie; denne finnes ikke i 359, og er avsatt som glasial-diamikt i deglasiasjonen av Weichsel.

(b) Diamikt-facien er definert til å være subglasial deformasjonstill, uten signifikante forskjeller mellom de ulike kjerneprøvene. Kilden til sedimentene er mest sannsynlig berggrunn og resedimenterte avsetninger med kildeområde mellom Hinlopenstretet og studieområdet.

9 Referanser

- ANDREASSEN, K., LABERG, J. S. & VORREN, T. O. 2008. Seafloor geomorphology of the SW Barents Sea and its glaci-dynamic implications. *Geomorphology*, 97, 157-177.
- ANDREASSEN, K., WINSBORROW, M. C. M., BJARNADÓTTIR, L. R. & RÜTHER, D. C. 2014. Ice stream retreat dynamics inferred from an assemblage of landforms in the northern Barents Sea. *Quaternary Science Reviews*, 92, 246-257.
- BECKMAN-COULTER, I. 2011. *LS 13 320 Laser Diffraction Particle Size Analyzer Instructions For Use* [Online]. Tilgjengelig: <https://www.beckmancoulter.com/wsrportal/techdocs?docname=B05577AB.pdf> [Funnet 13.03.2014 2014].
- BENN, D. I. & EVANS, D. J. A. 2010. *Glaciers & glaciation*, London, Hodder Education.
- BJARNADÓTTIR, L. R., WINSBORROW, M. C. M. & ANDREASSEN, K. 2014. Deglaciation of the central Barents Sea. *Quaternary Science Reviews*, 92, 208-226.
- BUCHAN, G., GREWAL, K., CLAYDON, J. & MCPHERSON, R. 1993. A comparison of sedigraph and pipette methods for soil particle-size analysis. *Soil Research*, 31, 407-417.
- COATS, G. F. & HYLSE, C. A. 1985. A comparison of four methods of size analysis of finegrained sediments. *New Zealand journal of geology and geophysics*, 28, 369-380.
- DOWDESWELL, J. A., HOGAN, K. A., EVANS, J., NOORMETS, R., Ó COFAIGH, C. & OTTESEN, D. 2010. Past ice-sheet flow east of Svalbard inferred from streamlined subglacial landforms. *Geology*, 38, 163-166.
- GEONOR. 2014. *Fall Cone Apparatus* [Online]. Tilgjengelig: http://www.geonor.no/index.php?option=com_docman&task=doc_download&gid=15&Itemid=38&lang=no [Funnet 22.05.2014.]
- HANKEN, L.-M. 2001. Laboratorieøvelser i sedimentologi. Universitetet i Tromsø.
- HAVFORSKNINGSINSTITUTTET. 2014. Barentshavet [Online]. Tilgjengelig: www.imr.no/barentshavet/barentshavet [Funnet 02.06.2014.]
- HOGAN, K. A., DOWDESWELL, J. A., NOORMETS, R., EVANS, J., Ó COFAIGH, C. & JAKOBSSON, M. 2010. Submarine landforms and ice-sheet flow in the Kvitøya Trough, northwestern Barents Sea. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3545-3562.
- LABERG, J. S., ANDREASSEN, K. & VORREN, T. O. 2011. Late Cenozoic erosion of the high-latitude southwestern Barents Sea shelf revisited. *Geological Society of America Bulletin*.
- MURDMAA, I., IVANOVA, E., DUPLESSY, J.-C., LEVITAN, M., KHUSID, T., BOURTMAN, M., ALEKHINA, G., ALEKSEEVA, T., BELOUSOV, M. & SEROVA, V. 2006. Facies system of the Eastern Barents Sea since the last glaciation to present. *Marine Geology*, 230, 275-303.
- POLYAK, L. & MIKHAILOV, V. 1996. Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence. *Geological Society, London, Special Publications*, 111, 323-337.

RISE, L. & BRENDRYEN, J. 2013. Leirinnhold i jordarter-en sammenlignende studie med vekt på metodene Coulter Laser 200 og Sedigraph, og forslag til beregning av ekvivalent leirinnhold i prosent. NGU.

SCHMOKER, B. 2010. *Gravity core sampling* [Online]. Tilgjengelig: <http://www.polartrec.com/expeditions/international-continental-shelf-survey/journals/2010-08-12> [Funnet 13.03.2014.].

SVENDSEN, J. I., ALEXANDERSON, H., ASTAKHOV, V. I., DEMIDOV, I., DOWDESWELL, J. A., FUNDER, S., GATAULLIN, V., HENRIKSEN, M., HJORT, C., HOUMARK-NIELSEN, M., HUBBERTEN, H. W., INGÓLFSSON, Ó., JAKOBSSON, M., KJÆR, K. H., LARSEN, E., LOKRANTZ, H., LUNKKA, J. P., LYSÅ, A., MANGERUD, J., MATIOUCHKOV, A., MURRAY, A., MÖLLER, P., NIESSEN, F., NIKOLSKAYA, O., POLYAK, L., SAARNISTO, M., SIEGERT, C., SIEGERT, M. J., SPIELHAGEN, R. F. & STEIN, R. 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1229-1271.

VORREN, T. O., HALD, M. & THOMSEN, E. 1984. Quaternary sediments and environments on the continental shelf off northern Norway. *Marine Geology*, 57, 229-257.

10 Vedlegg

10.1 Vedlegg 1: Kornstørrelsesfordeling

JM10-354-GC		>12 ϕ	12-11 ϕ	11-10 ϕ	10-9 ϕ	SUM
Leire		<0.24 μm	0.24-0.49 μm	0.49-0.98 μm	0.98-2 μm	LEIRE
PrøveID	Dybde					
354-0	0	1,76	2,15	2,05	4,41	10,4
354-10	10	2,85	5,33	4,14	7,86	20,2
354-20	20	1,98	4,37	3,43	6,76	16,5
354-30	30	2,55	4,66	3,47	6,06	16,7
354-35	35	4,36	9,84	6,60	10,51	31,3
354-36	36	3,38	6,91	5,24	9,26	24,8
354-37	37	3,47	6,57	4,92	8,82	23,8
354-38	38	3,55	6,69	5,06	8,12	23,4
354-39	39	4,01	8,34	5,64	9,03	27,0
354-50	50	2,53	5,29	4,35	8,03	20,2
354-59	59	3,04	5,87	4,62	8,38	21,9
354-70	70	2,75	4,83	4,16	7,59	19,3

Silt		9-8 ϕ	8-7 ϕ	7-6 ϕ	6-5 ϕ	5-4 ϕ	SUM
		2-3.9 μm	3.9-7.8 μm	7.8-15.6 μm	15.6-31 μm	31-63 μm	SILT
PrøveID	Dybde						
354-0	0	6,94	11,56	11,92	14,33	26,83	71,6
354-10	10	11,39	16,25	13,45	11,35	14,16	66,6
354-20	20	10,47	16,09	13,14	10,67	10,31	60,7
354-30	30	7,54	10,20	8,05	7,41	8,20	41,4
354-35	35	11,81	13,33	8,26	5,33	5,42	44,1
354-36	36	12,00	15,20	10,89	7,57	5,68	51,3
354-37	37	10,66	13,79	10,88	8,44	7,66	51,4
354-38	38	9,85	13,22	11,36	9,33	8,02	51,8
354-39	39	10,56	13,14	10,13	8,14	7,02	49,0
354-50	50	10,30	13,98	11,33	9,92	9,20	54,7
354-59	59	10,44	13,68	11,72	9,12	7,47	52,4
354-70	70	9,62	13,50	11,68	9,56	9,99	54,4

Sand		4-3 ϕ	3-2 ϕ	2-1 ϕ	1-0 ϕ	0-(-1) ϕ	SUM
		63-125 μm	125-250 μm	250-500 μm	0,5-1 mm	1-2 mm	SAND
PrøveID	Dybde						
354-0	0	8,47	5,98	1,56	0,56	1,49	18,1
354-10	10	8,04	4,42	0,64	0,11	0,00	13,2
354-20	20	9,35	10,69	2,16	0,31	0,26	22,8
354-30	30	11,28	16,62	8,51	3,14	2,31	41,9
354-35	35	10,06	10,38	2,72	0,92	0,46	24,5
354-36	36	11,11	9,44	2,11	0,72	0,49	23,9
354-37	37	10,50	10,23	2,40	1,08	0,57	24,8
354-38	38	10,56	10,23	2,42	0,99	0,60	24,8
354-39	39	10,28	10,04	2,21	0,63	0,83	24,0
354-50	50	10,89	10,41	2,00	0,56	1,20	25,1
354-59	59	10,65	10,53	2,11	0,82	1,53	25,6
354-70	70	11,21	10,83	2,32	0,87	1,07	26,3

Vedlegg 1: Kornstørrelsesfordeling

JM10-356-GC						
Leire		>12 ϕ	12-11 ϕ	11-10 ϕ	10-9 ϕ	SUM
PrøveID	Dybde	<0.24 μ m	0.24-0.49 μ m	0.49-0.98 μ m	0.98-2 μ m	LEIRE
356-4	4	2,09	3,23	2,75	5,51	13,58
356-9	9	1,31	1,45	1,47	3,24	7,48
356-14	14	1,78	2,96	2,30	4,23	11,27
356-19	19	1,95	2,55	2,26	4,08	10,83
356-20	20	2,01	3,58	2,81	5,48	13,88
356-21	21	2,39	4,66	3,56	6,84	17,45
356-22	22	3,01	5,48	4,39	7,90	20,77
356-23	23	3,18	6,05	4,73	8,21	22,17
356-24	24	3,22	5,58	4,33	7,45	20,58

Silt		9-8 ϕ	8-7 ϕ	7-6 ϕ	6-5 ϕ	5-4 ϕ	SUM
PrøveID	Dybde	2-3.9 μ m	3.9-7.8 μ m	7.8-15.6 μ m	15.6-31 μ m	31-63 μ m	SILT
356-4	4	8,15	12,61	11,36	11,25	15,63	59,00
356-9	9	5,24	9,41	10,40	14,00	24,71	63,76
356-14	14	5,69	8,31	6,99	6,32	7,10	34,42
356-19	19	5,40	8,23	7,18	7,17	9,21	37,19
356-20	20	8,80	13,43	11,04	7,29	5,38	45,94
356-21	21	9,58	13,56	10,82	7,10	6,21	47,27
356-22	22	9,94	12,70	9,90	7,65	8,12	48,32
356-23	23	9,99	12,69	10,02	7,31	6,67	46,67
356-24	24	8,58	12,19	10,07	8,39	9,72	48,94

Sand		4-3 ϕ	3-2 ϕ	2-1 ϕ	1-0 ϕ	0-(-1) ϕ	SUM
PrøveID	Dybde	63-125 μ m	125-250 μ m	250-500 μ m	0,5-1 mm	1-2 mm	SAND
356-4	4	16,77	7,77	1,44	0,80	0,64	27,42
356-9	9	16,42	9,95	1,90	0,38	0,11	28,77
356-14	14	14,35	18,92	14,64	4,29	2,12	54,31
356-19	19	17,27	20,21	9,78	3,15	1,58	51,98
356-20	20	17,62	16,36	4,72	1,01	0,46	40,18
356-21	21	13,85	14,38	4,44	1,61	1,00	35,29
356-22	22	12,90	12,69	3,43	1,19	0,70	30,90
356-23	23	13,29	12,52	3,29	0,99	1,07	31,15
356-24	24	13,09	12,48	3,23	0,95	0,72	30,47

Vedlegg 1: Kornstørrelsesfordeling

JM10-357-GC		>12 ϕ	12-11 ϕ	11-10 ϕ	10-9 ϕ	SUM
Leire		<0.24 μ m	0.24-0.49 μ m	0.49-0.98 μ m	0.98-2 μ m	LEIRE
PrøveID	Dybde					
357-0	0	1,89	2,96	2,44	5,23	12,51
357-10	10	1,58	2,43	1,98	4,37	10,36
357-20	20	1,55	2,67	2,00	4,37	10,58
357-25	25	2,04	4,01	2,33	4,50	12,88
357-26	26	2,70	4,87	3,24	5,92	16,74
357-27	27	3,18	5,77	3,99	6,80	19,75
357-28	28	3,26	6,06	4,02	7,03	20,37
357-29	29	3,15	5,62	3,97	7,25	19,98
357-30	30	2,99	5,17	4,08	6,77	19,01
357-31	31	2,76	4,38	3,28	6,41	16,84
357-40	40	2,68	4,72	3,84	6,78	18,02
357-50	50	3,20	6,27	4,17	6,72	20,36
357-60	60	3,01	5,12	3,85	6,70	18,68
357-70	70	2,90	5,09	3,89	6,59	18,47
357-80	80	2,94	4,88	3,96	6,87	18,66
357-90	90	2,79	5,36	3,77	6,73	18,66
357-100	100	2,85	4,68	3,82	6,92	18,26
357-110	110	2,70	5,23	3,70	6,73	18,36
357-120	120	2,16	5,34	4,03	7,22	18,74
357-130	130	2,79	5,46	3,75	6,83	18,81
357-140	140	2,40	3,06	3,04	5,55	14,04
357-150	150	2,88	5,23	3,87	6,66	18,65
357-160	160	2,82	4,97	3,98	7,15	18,93
357-170	170	2,81	5,21	3,75	6,61	18,38
357-180	180	3,00	5,13	4,05	7,55	19,74
357-190	190	2,85	5,17	3,97	7,04	19,03
357-200	200	2,79	4,66	3,85	7,40	18,70
357-210	210	3,00	5,32	3,95	7,16	19,44
357-217	217	2,45	3,63	3,23	6,01	15,32

Vedlegg 1: Kornstørrelsesfordeling

JM10-357-GC		9-8 ϕ	8-7 ϕ	7-6 ϕ	6-5 ϕ	5-4 ϕ	SUM
Silt		2-3.9 μm	3.9-7.8 μm	7.8-15.6 μm	15.6-31 μm	31-63 μm	SILT
PrøveID	Dybde						
357-0	0	8,34	12,57	9,80	8,56	11,16	50,44
357-10	10	6,80	10,30	8,06	7,27	11,06	43,49
357-20	20	6,49	10,24	7,84	6,22	8,72	39,50
357-25	25	5,99	7,25	4,75	3,46	4,24	25,68
357-26	26	7,91	10,45	7,82	5,00	3,97	35,16
357-27	27	8,96	11,59	9,05	6,18	4,53	40,31
357-28	28	8,67	11,13	8,45	6,65	7,21	42,11
357-29	29	8,82	11,46	9,21	6,58	6,85	42,93
357-30	30	7,96	11,19	8,71	8,12	9,47	45,46
357-31	31	7,64	10,24	8,72	8,88	12,19	47,67
357-40	40	8,26	11,54	9,42	7,86	9,55	46,63
357-50	50	7,35	9,13	7,86	7,30	12,98	44,61
357-60	60	8,32	11,45	9,27	7,89	8,28	45,21
357-70	70	7,81	10,32	8,79	7,12	10,09	44,13
357-80	80	8,30	11,46	9,28	8,03	7,08	44,15
357-90	90	7,92	10,96	9,07	7,63	9,14	44,71
357-100	100	8,57	11,65	8,68	7,55	8,77	45,22
357-110	110	7,98	10,70	9,00	7,61	10,10	45,40
357-120	120	8,84	11,65	8,60	7,64	8,27	45,00
357-130	130	8,08	10,93	9,25	7,35	9,68	45,29
357-140	140	7,04	11,27	10,68	10,01	11,06	50,06
357-150	150	8,18	10,81	9,08	7,41	8,84	44,31
357-160	160	8,90	11,63	8,43	7,21	8,11	44,28
357-170	170	7,95	10,69	8,99	7,66	9,05	44,34
357-180	180	8,92	11,29	8,39	7,23	8,84	44,67
357-190	190	8,59	11,15	9,17	7,52	9,04	45,48
357-200	200	9,48	11,64	8,63	6,90	7,90	44,54
357-210	210	8,69	11,35	9,28	7,85	8,63	45,80
357-217	217	7,76	12,33	11,06	9,62	9,81	50,57

Vedlegg 1: Kornstørrelsesfordeling

JM10-357-GC		Sand					SUM
PrøveID	Dybde	4-3 ϕ 63-125 μ m	3-2 ϕ 125-250 μ m	2-1 ϕ 250-500 μ m	1-0 ϕ 0,5-1 mm	0-(-1) ϕ 1-2 mm	SAND
357-0	0	22,36	13,06	1,25	0,30	0,07	37,05
357-10	10	26,78	16,59	2,19	0,47	0,12	46,15
357-20	20	22,85	21,08	4,05	1,48	0,46	49,91
357-25	25	21,33	30,20	6,88	2,43	0,60	61,44
357-26	26	17,86	22,83	4,88	1,45	1,09	48,11
357-27	27	15,62	17,14	3,91	1,59	1,69	39,95
357-28	28	14,40	15,60	4,04	1,88	1,60	37,52
357-29	29	14,52	15,01	3,92	1,75	1,88	37,09
357-30	30	14,70	14,12	3,83	1,73	1,15	35,53
357-31	31	14,26	14,40	3,54	1,67	1,62	35,49
357-40	40	14,53	13,67	3,60	1,73	1,82	35,35
357-50	50	15,60	13,65	3,18	1,34	1,26	35,03
357-60	60	15,38	14,59	3,49	1,16	1,49	36,11
357-70	70	15,38	14,72	3,60	1,63	2,06	37,40
357-80	80	15,94	14,61	3,60	1,49	1,56	37,20
357-90	90	15,35	14,33	3,52	1,49	1,93	36,62
357-100	100	15,43	14,45	3,45	1,42	1,78	36,52
357-110	110	15,16	14,74	3,37	1,47	1,50	36,24
357-120	120	14,86	14,14	3,65	1,57	2,04	36,26
357-130	130	15,16	14,14	3,32	1,28	2,00	35,90
357-140	140	14,91	14,57	3,34	1,37	1,71	35,90
357-150	150	15,48	14,60	3,56	1,63	1,77	37,03
357-160	160	15,15	14,68	3,52	1,51	1,94	36,79
357-170	170	15,52	14,73	3,47	1,72	1,85	37,29
357-180	180	15,11	14,13	3,11	1,12	2,13	35,59
357-190	190	14,95	14,25	3,14	1,24	1,90	35,49
357-200	200	15,30	14,75	3,50	1,38	1,83	36,76
357-210	210	14,79	14,04	3,02	1,27	1,64	34,76
357-217	217	13,63	13,20	3,39	1,48	2,41	34,11

Vedlegg 1: Kornstørrelsesfordeling

JM10-358-GC		>12 ϕ	12-11 ϕ	11-10 ϕ	10-9 ϕ	SUM
Leire		<0.24 μm	0.24-0.49 μm	0.49-0.98 μm	0.98-2 μm	LEIRE
PrøveID	Dybde					
358-10	10	1,71	2,70	2,27	4,74	11,42
358-20	20	2,07	3,69	2,73	5,06	13,55
358-30	30	3,29	5,62	4,30	7,14	20,35
358-40	40	2,95	5,26	3,98	6,80	18,99
358-50	50	3,24	6,03	4,56	7,69	21,53
358-60	60	2,77	5,15	3,83	6,64	18,40
358-70	70	2,91	4,87	3,99	7,66	19,43
358-80	80	2,81	5,31	3,82	6,83	18,76
358-90	90	2,82	4,36	3,69	6,93	17,80
358-100	100	2,74	5,69	3,93	6,93	19,29
358-110	110	2,82	4,35	3,63	6,35	17,15
358-120	120	3,10	5,67	4,19	7,03	20,00
358-130	130	3,05	5,27	4,11	7,31	19,74
358-140	140	3,08	5,34	3,89	6,66	18,97
358-150	150	2,61	4,34	3,61	6,84	17,40
358-160	160	3,09	5,48	3,93	6,61	19,12
358-170	170	2,66	4,26	3,52	6,99	17,43

Silt		9-8 ϕ	8-7 ϕ	7-6 ϕ	6-5 ϕ	5-4 ϕ	SUM
PrøveID	Dybde	2-3.9 μm	3.9-7.8 μm	7.8-15.6 μm	15.6-31 μm	31-63 μm	SILT
358-10	10	6,98	11,06	9,98	10,47	13,51	52,00
358-20	20	6,58	9,17	7,70	6,36	6,91	36,71
358-30	30	8,53	11,46	8,91	7,29	7,56	43,76
358-40	40	8,30	10,95	9,19	7,37	8,27	44,09
358-50	50	8,96	11,63	8,58	6,94	6,87	42,98
358-60	60	7,94	10,55	8,90	7,67	8,69	43,75
358-70	70	9,08	11,28	8,57	7,50	8,47	44,90
358-80	80	8,14	10,80	8,97	7,39	8,85	44,15
358-90	90	8,63	11,04	8,73	8,02	9,45	45,87
358-100	100	8,12	10,77	9,03	7,52	8,78	44,20
358-110	110	7,53	10,36	9,17	9,11	11,41	47,59
358-120	120	8,71	11,43	9,40	7,33	7,76	44,62
358-130	130	8,46	11,04	8,54	7,22	8,32	43,59
358-140	140	8,00	10,65	8,96	7,49	8,63	43,73
358-150	150	8,72	11,61	9,02	7,79	7,84	44,98
358-160	160	8,05	10,60	8,81	7,35	7,64	42,44
358-170	170	9,42	12,38	8,29	6,78	7,17	44,03

Vedlegg 1: Kornstørrelsesfordeling

JM10-358-GC							
Sand		4-3 ϕ	3-2 ϕ	2-1 ϕ	1-0 ϕ	0-(-1) ϕ	SUM
PrøveID	Dybde	63-125 μ m	125-250 μ m	250-500 μ m	0,5-1 mm	1-2 mm	SAND
358-10	10	13,10	18,77	3,51	0,72	0,48	36,58
358-20	20	14,11	19,94	8,56	3,34	3,80	49,75
358-30	30	14,34	14,34	3,54	1,41	2,25	35,88
358-40	40	14,21	14,95	3,95	1,65	2,17	36,93
358-50	50	14,48	14,42	3,38	1,30	1,92	35,49
358-60	60	15,24	14,86	3,80	1,67	2,28	37,86
358-70	70	14,56	14,56	3,75	1,30	1,50	35,67
358-80	80	14,80	14,93	3,52	1,35	2,50	37,09
358-90	90	14,40	15,02	3,64	1,45	1,82	36,33
358-100	100	14,97	14,61	3,57	1,44	1,91	36,51
358-110	110	14,73	14,80	3,41	1,30	1,02	35,27
358-120	120	13,97	15,27	3,25	1,18	1,70	35,38
358-130	130	14,36	15,82	3,52	1,27	1,69	36,67
358-140	140	14,67	15,92	3,55	1,36	1,81	37,30
358-150	150	15,78	15,51	3,60	1,38	1,35	37,63
358-160	160	15,21	15,76	3,65	1,55	2,28	38,44
358-170	170	15,75	16,10	3,64	1,49	1,56	38,54

Vedlegg 1: Kornstørrelsesfordeling

JM10-359-GC						
Leire		>12 ϕ	12-11 ϕ	11-10 ϕ	10-9 ϕ	SUM
PrøveID	Dybde	<0.24 μ m	0.24-0.49 μ m	0.49-0.98 μ m	0.98-2 μ m	LEIRE
359-5	5	1,38	2,06	1,78	3,55	8,76
359-10	10	1,60	3,38	1,69	4,44	11,10
359-15	15	0,83	2,34	2,10	3,75	9,02
359-16	16	2,56	4,11	3,21	5,71	15,59
359-17	17	2,37	3,74	2,81	5,25	14,17
359-18	18	1,81	3,88	2,65	4,98	13,32
359-19	19	2,17	4,17	3,12	5,77	15,24
359-20	20	1,58	2,83	2,25	4,39	11,04

Silt		9-8 ϕ	8-7 ϕ	7-6 ϕ	6-5 ϕ	5-4 ϕ	SUM
PrøveID	Dybde	2-3.9 μ m	3.9-7.8 μ m	7.8-15.6 μ m	15.6-31 μ m	31-63 μ m	SILT
359-5	5	5,10	8,15	7,07	6,95	10,17	37,45
359-10	10	5,18	9,09	7,06	4,79	7,11	33,23
359-15	15	4,83	6,76	5,54	4,40	10,46	31,99
359-16	16	7,61	10,53	8,82	6,75	8,40	42,10
359-17	17	7,10	9,74	7,46	5,29	7,49	37,09
359-18	18	6,34	8,46	7,04	5,02	6,70	33,56
359-19	19	7,54	10,24	8,43	6,61	6,30	39,13
359-20	20	5,63	8,24	6,11	5,84	6,03	31,85

Sand		4-3 ϕ	3-2 ϕ	2-1 ϕ	1-0 ϕ	0-(-1) ϕ	SUM
PrøveID	Dybde	63-125 μ m	125-250 μ m	250-500 μ m	0,5-1 mm	1-2 mm	SAND
359-5	5	23,48	23,38	3,79	1,30	1,84	53,79
359-10	10	25,49	26,22	3,42	0,40	0,13	55,67
359-15	15	18,63	25,72	9,64	3,10	1,91	58,99
359-16	16	14,65	17,07	5,52	3,06	2,01	42,31
359-17	17	13,44	20,75	8,65	3,52	2,37	48,74
359-18	18	14,68	23,34	10,11	3,55	1,45	53,12
359-19	19	14,63	19,87	6,24	3,32	1,57	45,63
359-20	20	18,24	25,54	8,35	3,08	1,91	57,11