

Sen-holocene maringeologiske avsetningsprosesser i Førdefjorden

Av

Astrid Høyen Mangersnes



Masteroppgave i geovitenskap

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2022

SAMMENDRAG

Fjordlandskapet langs den vestnorske kysten er viktige maringeologiske arkiv grunnet deres semi-isolerte morfologi. Fjordbassengenes sedimentære avsetninger består hovedsakelig av sediment knyttet til proksimale- og distale deglasiasjonsprosesser og hemipelagiske sedimenter. Sedimentene kan benyttes i ulike paleorekonstruksjoner, og kan blant annet gi informasjon om tidligere klimatiske- og sedimentære prosesser. I dette prosjektet har seismostratigrafisk, litostratigrafisk og hydrologisk data sammen med optiske undervannsbilder fra Førdefjorden blitt analysert og kvantifisert med formål om å danne et innblikk i de ulike avsetningsprosessene som har funnet sted i fjorden, med spesielt fokus på sen-holocen tid. Studiens datagrunnlag består av fem fallkjerner, syv multikjerner, fire CTD målinger og to ROV klipp korrelert med en kombinasjon av seks seismiske TOPAS tverr- og lengdeprofiler. Gjennom ikke-destruktive analyser og sediment-analyser er sedimentære proxyer analysert, og en kronostratigrafisk aldersmodell basert på karbondateringer (AMS) av bentiske foraminiferer er konstruert fra kjerner lokalisert på innsiden og yttersiden av fjordterskelen i Ålasundet. Basert på det maringeologiske datasettet tolkes nedre del av seismostratigrafien til å hovedsakelig bestå av smeltevannsplumitter knyttet til deglasiasjonsprosesser fra pre- og post yngre dryas. Stratigrafisk over plumittene identifiseres skredhendelser, hvor majoriteten er eldre enn 4000 Cal a BP. I litostratigrafien er det to ulike turbiditthendelser med beregnede aldre på ~2500 Cal a BP og ~1100 Cal a BP. Avsetningene korreleres til regionale hendelser i sen-holocen. En lokal skredhendelse indentifiseres og ved Engebøfjellet, og tolkes til å være påvirket av skred fra land. Til tross for topografiske ulikheter er den hemipelagiske sedimentasjonsraten beregnet til å være relativt lik i fjorden, mellom ~55 – 65 cm/ka. Sedimentene består av siltig leire og har en homogen og strukturløs karakter med varierende grad av organisk materiale, bentiske foraminiferer og bioturbasjon. Oppgrovingen av sedimentene i øvre del av stratigrafien knyttes til økt strømføring og sedimenttilførsel under 'den lille istid'. *B. skagerrakensis* er beregnet til å inntre den bentiske foraminifer faunaen i ytre deler av fjorden ved ~1300 Cal a BP (650 A.D.), og dominerer ved ~1220 Cal a BP (730 A.D.). I indre deler av fjorden inntreer den først ~350 år senere ved ~880 Cal a BP (1070 A.D.) og dominerer ved ~865 Cal a BP (1085 A.D.). Tidsforskjellen tolkes til å være knyttet til variasjoner i bunnforhold og strømstyrke i fjorden. Ved det påtenkte gruvedeponiet til Nordic Mining AS anbefales det videre undersøkelser av de sedimentære forholdene før eventuell oppstart. Med de holocene avsetningsratene som er funnet i området estimeres det å ta minimum ~165 – 185 år før et mektig nok sedimentlag er avsatt til at normal bentisk fauna kan returnere.

FORORD

Jeg vil begynne med å takke min fantastiske hovedveileder prof. Haflidi Haflidason v/ Institutt for geovitenskap for strålende og upåklagelig oppfølging, veiledning og faglig diskusjon gjennom prosjektet. Den lave terskelen for å spørre om hjelp har vært ubeskrivelig høyt satt pris på. En takk går og til min medveileder prof. Ingunn Hildenes Thorseth v/Institutt for geovitenskap for korrekturlesing og tilbakemeldinger på oppgaven.

Videre vil jeg takke Jan Magne Cederstrøm for opplæring i bruk av Mastersizer 3000, og til Irene Heggstad for opplæring av elektronmikroskopet.

En stor takk til min familie og kjæreste for latter, selskap og motivasjon gjennom alle de år.

En siste takk går til mine gode studievenner, Mari, Solveig og Wouter, for utallige timer kaffeslabberas og syklubb når hodet og øynene sårt trengte en pause fra arbeidet. Det har vært en fryd.

Bergen, mai 2022

Astrid Høyen Mangersnes

Innholdsfortegnelse

1. Introduksjon	1
2. Geologisk rammeverk	3
2.1 Områdebeskrivelse	3
2.2 Regional geologi	4
2.3 Fjordmorfologi	5
2.4 Glasiasjons- og deglasiasjonshistorie	5
2.5 Hydrografi	10
2.6 Sedimentære avsetninger	12
2.7 Tidligere undersøkelser fra Førdefjorden	13
3. Materiale og metoder	15
3.1 Forskningsfartøyet G.O. Sars	15
3.2 Feltmetoder	16
3.2.1 TOPAS PS18 (Parametric Sub-bottom Profiler System)	16
3.2.2 Fallkjerneprøvetaker/Gravitasjonskjerner	16
3.2.3 Multi-prøvetaker (Multicorer)	18
3.2.4 Remote Operated Vehicle (ROV)	19
3.2.5 CTD-måler	19
3.3 Ikke-destruktive laboratoriemetoder	20
3.3.1 Kjernelogger (Multi Sensor Core Logger (MSCL))	20
3.3.2 Røntgenfluorescens (X-ray fluorescence (XRF))	21
3.4 Sedimentanalyse	22
3.4.1 Sedimentologisk kjernebeskrivelse	22
3.4.2 Skjærstyrkemåling	22
3.4.3 Prøvetakning og kornstørrelsesanalyser	22
3.4.4 Mastersizer 3000	24
3.4.5 Glødetap/Loss on ignition (LOI)	25

3.4.6	Mikroskopanalyse	25
3.4.7	Bruk av elektronmikroskop for fotografering	27
3.4.8	Radiokarbon (¹⁴ C) Datering	29
3.5	Program benyttet for prosessering.....	30
3.6	Feilkilder	30
3.6.1	Feilkilder ved prøvetakning på G. O. Sars	30
3.6.2	Feilkilder ved laboratorisk arbeid	30
3.6.3	Feilkilder ved mikroskopering og datering av materiale.....	31
4.	Resultat.....	32
4.1	Lokalitet GS20-228-09MC	34
	Seismisk profil.....	34
	Kjernebeskrivelse	35
4.2	Lokalitet GS20-228-10GC og 10MC	38
	Seismisk profil.....	38
	Kjernebeskrivelse	39
4.3	Lokalitet GS19-222-01GC og GS19-222-02MC	45
	Seismisk profil.....	45
	Kjernebeskrivelse	46
4.4	Lokalitet GS20-228-11GC og 11MC	52
	Seismisk profil.....	52
	Kjernebeskrivelse	53
	ROV-Undervannsfarkosten – Ægir6000	59
4.5	Lokalitet GS19-222-04GC og GS19-222-03MC	62
	Seismisk profil.....	62
	Kjernebeskrivelse	63
	ROV-Undervannsfarkosten – Ægir6000	67
4.6	Lokalitet GS19-222-12MC-A	69

4.7 Lokalitet GS19-222-05GC og GS19-222-06MC	71
Seismisk profil.....	71
Kjernebeskrivelse	72
4.8 Hydrografiske data (CTD)	78
5. Diskusjon.....	81
5.1 Kronostratigrafi i Førdefjorden	81
5.2 Sedimentstratigrafi og prosesser	99
5.3 Førdefjorden som gruvedeponi	107
6 Konklusjon	110
7 Litteraturliste	112
8 Vedlegg	119

1. Introduksjon

For å forstå maringeologiske avsetningsprosesser er fjordbasseng, med deres semi-isolerte morfologi, viktige geologiske arkiv i glacialpåvirkede områder på høye breddegrader. Med en karakteristisk smal og langstrakt morfologi, ofte med grunne terskler dannet under glasieringer (Holtedahl, 1967), er fjorder ypperlige langskapsformer for å studere geofysiske, geokjemiske og hydrologiske aspekter i kystnære områder (Howe et al., 2010). Det har vært mye forskning om de maringeologiske prosessene i norske fjorder opp gjennom årene (f.eks. Aarseth, 1997; Hjelstuen et al., 2009; Lyså et al., 2010; Hjelstuen et al., 2013; Bellwald et al., 2019), hvor hovedfokuset har vært på glasierings- og deglasieringshistorien i norske kystområder. Interessen for forskning på de sen-holocene avsetningsprosessene har i nyere tid økt (Mikalsen et al., 2001; Kjennbakken et al., 2011; Bellwald et al., 2019), og vil være hovedfokuset til dette prosjektet.

Som et ledd i å forstå de sedimentære avsetningsprosessene i vestnorske fjorder er Førdefjorden valgt ut som fokusområde. Denne langstrakte fjorden ligger i Sunnfjord i Vestland fylke (Fig. 1.0), og omfatter lokaliteten til det planlagte og svært kontroversielle gruveprosjektet til Nordic Mining AS. Dagbruddet skal etter planen være lokalisert i Engebøfjellet, hvor de største forekomstene av rutil i hele Norge anses å være. Det estimeres at 6 – 10 millioner tonn malm skal ekstraheres årlig fra dagbruddet over de neste 50 årene, hvor det overflødig materialet på til sammen ~140 millioner m³ skal deponeres i Førdefjorden (Helgesen, 2016).

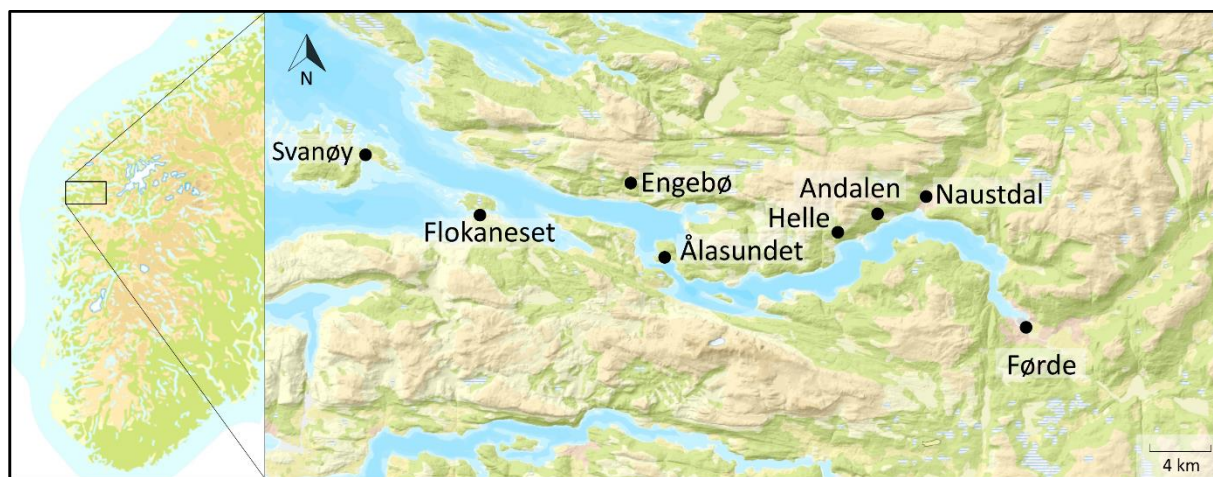


Fig. 1.0: Lokasjon av Førdefjorden. Markert er Førde, Naustdal, Andalen, Helle, Ålasundet, Engebø, Flokaneset og Svanøy. Modifisert fra Kartverket (2022).

1.1 Målsetning

Oppgavens hovedformål er å redegjøre for de maringeologiske prosessene i Førdefjorden, med spesielt fokus på sen-holocen tid. Ved å evaluere hydrologiske forhold, sedimentære prosesser og bentiske foraminiferer i de ulike fjordbassengene utfra seismostratigrafiske undersøkelser og litostratigrafiske kjerneanalyser, er hvert fjordbasseng blitt studert i detalj. Ved moderne kjerneanalyser er den øverste delen av stratigrafien blitt undersøkt for ulike geofysiske og geokjemiske parametere, i tillegg til at bentiske foraminiferer er kvantifisert ved mikroskopanalyser. Ved bruk av karbondatering er en robust kronologisk aldersmodell presentert, som legger grunn for diskusjon av skredhendelser og utviklingen i bunnfaunaen, med arten *Braizalina skagerrakenis* spesielt i fokus, i forhold til tidligere publiserte artikler.

2. Geologisk rammeverk

2.1 Områdebeskrivelse

Førdefjorden er lokalisert i Vestland fylke på vestkysten av Norge. I indre del av fjorden ligger byen Førde (Fig. 2.1), som har en befolkning på omkring 10 000 innbyggere og fungerer som administrasjonssenter i Sunnfjord kommune. Fjorden er ~40 km lang og har en litt svingete utforming med en gjennomsnittlig bredde på omkring 1,5 km. På sitt smaleste ved Ålasundet er fjorden bare 300 meter bred. Ved dette punktet befinner fjordterskelen, dannet under yngre dryas, seg på 53 meters dyp. Den gjennomsnittlige dybden på fjorden er rundt 200 meter, med et maksimaldyp på omkring 400 meter i fjordbassenget lokalisert i midtre del av fjorden, øst for Ålasundet. Fjorden munner ut i Stavfjorden og Brufjorden, henholdsvis sør og nord for Svanøy.



Fig. 2.1: Oversiktsbilde over Førdefjorden med de største elveløpene i området. Markert er byen Førde i øst, det høyeste fjellet (Blægja) i sør, fjordterskelen ved Ålasundet, Engebø og Svanøy i vest. Fjordene Brufjorden og Stavfjorden som Førdefjorden munner ut i er og markert. Modifisert fra NVE (2022).

Området rundt fjorden har et varierende relieff hvor det høyeste fjellet i området, Blægja, har en høyde på 1304 meter over havet (moh.). De aller fleste fjellene som omkranser fjorden er over 600 meter høye, hvor flere fjell når høyder opp mot 800 – 1000 moh.

Flere elveløp munner ut i fjorden, og har et sammenlagt tilsig på ~3100 million m³ årlig i fjorden. Nevneverdige elveløp er blant annet Stølselva øst for Engebø med et tilsig på ~33 million m³ årlig og Jølstra, som blant annet Jostedals- og Grovabreen har utløp i, som renner gjennom Førde. Sistnevnte har et årlig tilsig på 1668 million m³ og står dermed for cirka halvparten av den totale dreneringen. I tillegg er elven Nausta lokalisert øst for Ålasundet, en

nasjonal beskyttet lakseelv. Nedbørsfeltet som terminerer i Førdefjorden har et landareal på ~1500 km². (NVE, 2022)

Kraftig nedbør er vanlig i området, hvor det blant annet i oktober 1983 ble målt 770 mm regn. Den kraftige nedbøren fører til stor vannførsel og flom fra blant annet Jølstra. Eksempler på slike hendelser i moderne tid er flommen i 1957, 1971 og 1983 (Nøtsund, 2000).

2.2 Regional geologi

Vestkysten av Norge befinner seg i den vestre gneisregionen, en region kraftig påvirket av den kaledonske fjellkjedefoldingen. Denne sterkt metamorfiserte berggrunnen var dekket av titalls kilometer med skyvedekker som nå er mer eller mindre erodert vekk (Aarseth et al., 2014).

Berggrunnen på sør og nordsiden av Førdefjorden domineres av proterosoisk grunnfjell (Fig. 2.2), hvor hovedbergarten i grunnfjellet er migmatitt. I den sørvestlige delen av fjorden er rester etter et kaledonsk skyvedekke som er dominert av grønnstein, skifer og putelava samt noe eklogitt, hvor sistnevnte utgjør bakgrunnen for den planlagte gruvevirksomheten i området. Førdefjorden befinner seg i Nordfjord Sogn Detachment zone (NSDZ), en forskyvningssone som har en V-Ø retning. Som følge av dette er sandstein og konglomerat fra devon samt eklogitt fra den prekambriske gneisregionen i kontakt med hverandre (Aarseth et al., 2014).

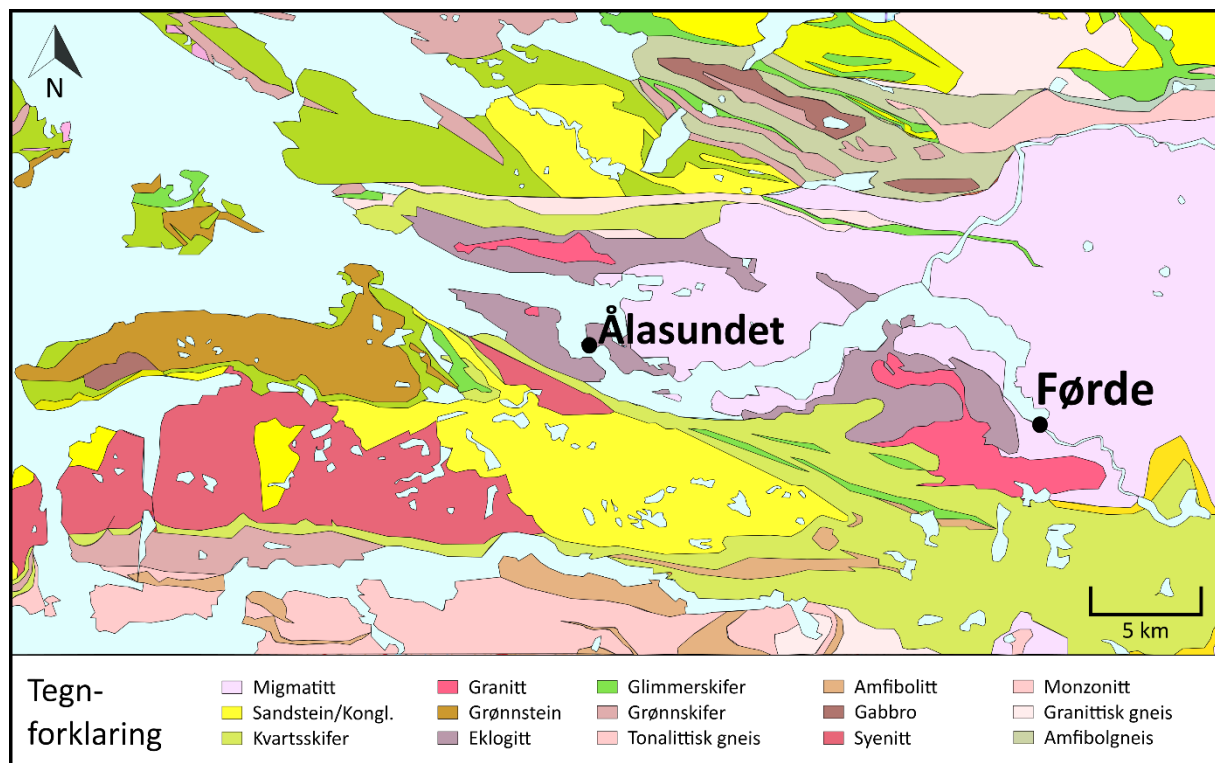


Fig. 2.2: Detaljert oversikt over hovedbergartene rundt Førdefjorden med tegnforklaring. Førde og Ålasundet er markert. Modifisert fra NGU (2021).

2.3 Fjordmorfologi

Fjordlandskap dominerer vestlandskystens morfologi. Dannelsen av fjordene har ifølge Nesje & Whillans (1994) sitt opphav i mesosoikum og paleogen, hvor erosjon og kjemisk dypforvitring i et tropisk klima svekket grunnfjellet. I neogen ble Norge utsatt for isostatisk oppløft og elvesystemer i den svekkede berggrunnen ble dannet. Den påfølgende kvartærtiden hadde et klima preget av variasjoner mellom kalde og varme perioder, som intensivertes etter cirka 1 million år. I kvartærtiden ble daler og fjorder utvidet i bredde og dybde under de kalde glasierne og stadialene, mens de varme interglasialene og interstadialene avsatte sedimenter i fjordene/dalene (f.eks. Aarseth, 1997; Hjelstuen et al., 2009; Bellwald et al., 2019).

2.4 Glasiasjons- og deglasiasjonshistorie

Jorden har de siste 2,6 millioner år (Head & Gibbard, 2015) vært preget av store og relativt regelmessige temperatursvingninger i kvartærtiden som har ført til oppbygging og nedsmelting av isdekker over Skandinavia. Den siste glasierne perioden Weichsel kulminerte ved starten av holocen for ~11 700 år siden (Mangerud et al., 2016; Walker et al., 2019). Sammen med postglasialt isostatisk oppløft, havnivåendringer og erosjon har topografien blitt formet til dagens morfologi. Dette delkapittelet vil ta for seg glasierne- og deglasiernehistorien med spesielt fokus på vestlandskysten fra den siste istids maksimum (LGM) til i dag.

Nord Europa var dekket av det eurasiske isdekket, bestående av det skandinaviske-, Svalbard, Barents-Karahavet- og det Britisk-Irske isdekket i perioden 40 – 10 ka BP (tusen år før nåtid) (Hughes et al., 2016). Flere stadialer og interstadialer fant sted i perioden, oppsummert i figur 2.4a. For omtrent 20 – 21 ka BP nådde det eurasiske isdekket sin maksimale utbredelse da et stadig varmere klima førte til kollaps og tilbaketrekning fra kontinentalsokkelen og på land (Mangerud et al., 2019).

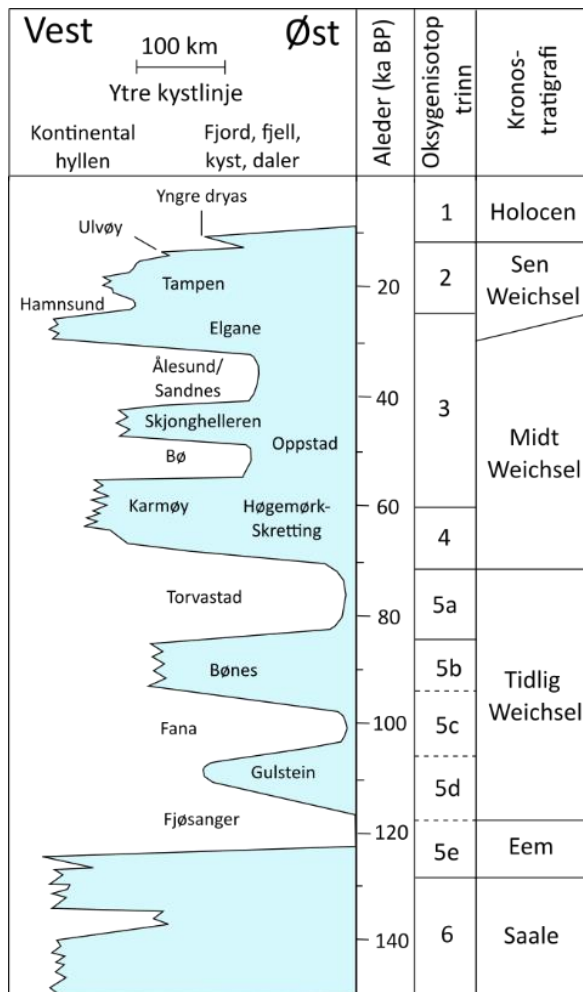


Fig. 2.4a: Sammenstilling av fremrykk og tilbaketrekning av det skandinaviske isdekket med navn på stadialer og interstadialer, samt korrelering av alder og oksygenisotoptrinn fra saale til holocen. Alder i tusen år før nåtid (ka BP). Modifisert fra Olsen et al. (2013), etter Mangerud (2004) og Baumann et al. (1995).

Etter den første tilbaketrekningen etter LGM var det et fremrykk i den kalde Bremanger hendelsen 18 - 15,8 ka BP. Hendelsen er korrelert til nedkjølingen av nord-østlige Atlanterhavet i Heinrich Event 1 (Nygård et al., 2004). Denne kalde perioden var etterfulgt av en regional varmeperiode Bølling-Allerød mellom ca. 14,8 - 12,8 ka BP, hvor videre tilbaketrekning av det Skandinaviske isdekket fra kysten og inn til indre fjordstrøk pågikk. I denne perioden er mange av fjordbassengene fylt opp med opp til 300-400 meter sedimenter (Aarseth, 1997), med sedimentasjonsrater opptil 20 cm/år i korte perioder (Hjelstuen et al., 2009).

Mot slutten av Bølling-Allerød, ca. 12,8 ka BP, ble klimaet kaldere og inntredelsen i en stadial, yngre dryas (YD), så ny fremvekst av isdekkene. En mer eller mindre kontinuerlig endemorene definerer utbredelsen av det skandinaviske isdekket under denne perioden. På vestkysten av Norge har den fått navnet Herdla-Halsnøy morenen (Mangerud et al., 2016), og observeres i Førdefjorden ved Ålasundet. Fremveksten og tilbaketrekningen fra 15 - 11 ka BP er oppsummert i figur 2.4b.

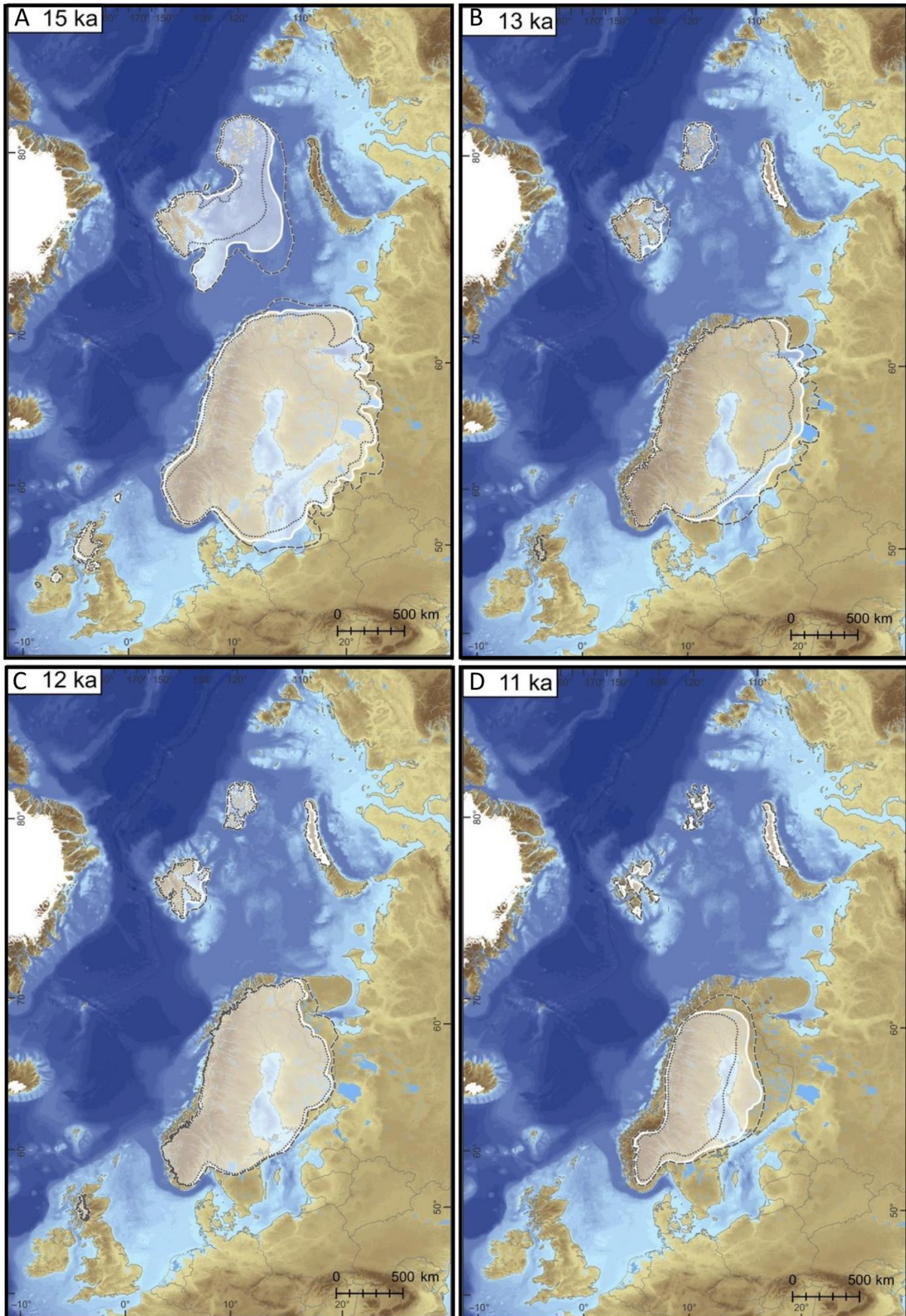


Fig. 2.4b: Deglasiasjonen av det skandinaviske isdekket fra 15- til 11 ka BP. Modifisert fra Hughes et al. (2016).

Slutten av YD markerte starten på en ny varmeperiode kalt holocen. Perioden preges av mange lokale fremrykk av isbreer (Nesje et al., 2008) i et stadig varmere klima. Kuldeanomali observeres gjennom holocen, hvor såkalte ‘Bond events’ (Bond et al., 1997) har en syklisitet på ~1000-1500 år. *The International Subcommission on Quaternary Stratigraphy (ISQS)* delte i 2018 holocen formelt inn i tre; tidlig, midt og sen (Walker et al., 2019). Tidlig holocen (11,7 - 8,3 ka BP) så en drastisk endring i landskap og klima, hvor isdekket som hadde vokst frem under YD smeltet vekk med svært høy rate. I løpet av ~1500 år hadde omtrent hele isdekket forsvunnet, og i de påfølgende 1000 årene hadde mer enn halvparten av alt isostatisk oppløst funnet sted (Svendsen & Mangerud, 1987). Rekonstruksjoner fra blant annet Jostedalsbreen tyder på at klimaet var generelt relativt tørt og kaldt i denne perioden (Bjune et al., 2005).

I midt-holocen (8,3 - 4,3 ka BP) økte temperaturen til 1,5 - 2 °C høyere enn dagens nivå. Denne varmere og fuktigere perioden så en generell minking i isdekkene (Bjune et al., 2005). Både den eustatiske økningen som følge av økt tilførsel av vann fra landbasert is samt den gradvis minkende isostatiske effekten, førte til havnivåendringer langs kysten. Denne transgresjonen fikk navnet Tapes, og kan sees langs kysten fra cirka 9 - 6 ka BP (Svendsen & Mangerud, 1987; Bondevik et al., 1998; Lohne et al., 2007). I figur 2.4c kan havnivåendringene fra LGM til i dag observeres.

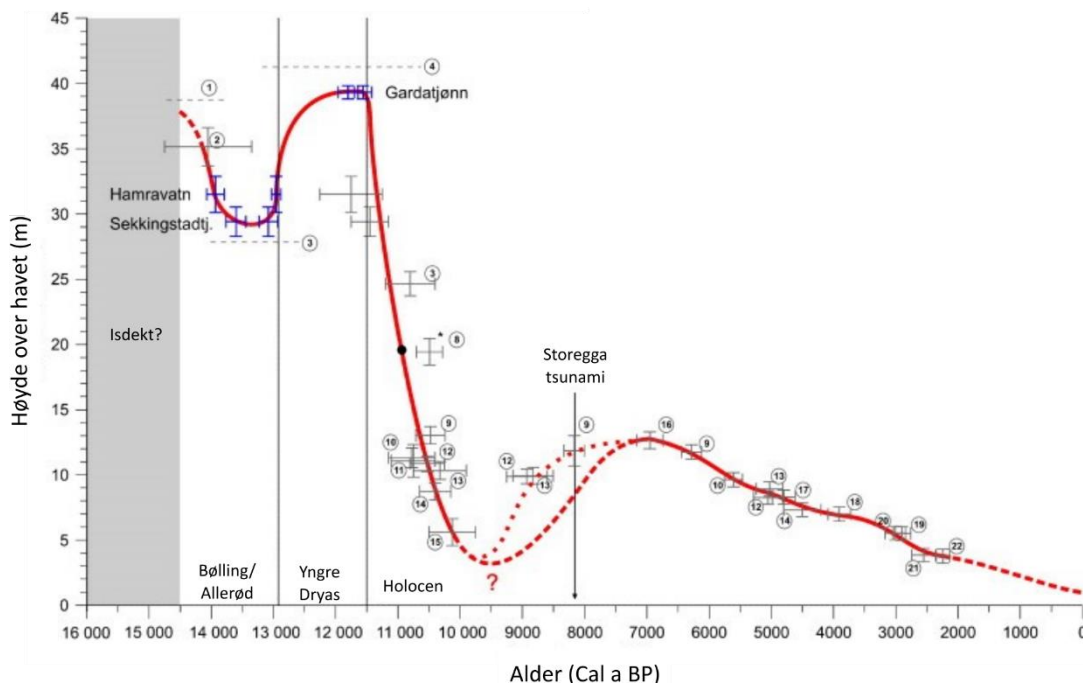


Fig. 2.4c: Relativ havnivåkurve for Sotra etter LGM representert med høyde over dagens havnivå og kalenderår før nåtid. Tapes transgresjonen er plottet med to ulike kurver da ødeleggelser fra Storegga-tsunamien fører til usikkerheter. Modifisert fra Lohne et al. (2007).

Generelt var midtholocen varmere, med unntak av kuldeanomalien cirka 8500 – 8000 a BP. Finse Event, korrelert med «8,2 hendelsen» som en Bond event, så en fremvekst av breene som følge av høye nedbørsmengder om vinteren og variasjoner i sommertemperaturer (Nesje et al., 2008). I den samme perioden førte isostasitriggede jordskjelv til hyppige skredhendelser i fjorder, så vel som ut på sokkelen. Det største her var Storegga 8100 ± 250 kalibrerte år før nåtid (Cal a BP), et skred som førte til en 10 – 12 meter høy tsunami som er identifisert i sedimenter langs store deler av vestlandskysten (Bondevik et al., 1998; Haflidason et al., 2005).

Neoglasiasjonen i holocen så en reformering av isdekkene mellom 6100 og 2000 a BP. Nedbør om vinteren, sommertemperatur og vind i akkumulerings-sesongen førte til lokale variasjoner i isdekkenes utvikling (Nesje, 2009). Variasjonen i mektighet på isbreene de siste 11 ka er illustrert i figur 2.4d, hvor de utvalgte breene kan observeres å ha vært totalt isfrie ved tre ulike anledninger. I sen-holocen tid (4,3 ka BP – i dag) var det et tørrere og kaldere klima enn i midt-holocen. Under kuldeperioden ‘den lille istid’ fra ~1550 – 1920 A.D. (Anno Domini), nådde de fleste isbreene i Norge sitt maksimum med en maksimal utbredelse på midten av 1800-tallet (Nesje, 2009). Etter ‘den lille istid’ kulminerte, har klimaet blitt stadig varmere hvor de fleste breene i Norge smelter ved svært høy rate på over 100 meter i året (Nesje, 2009).

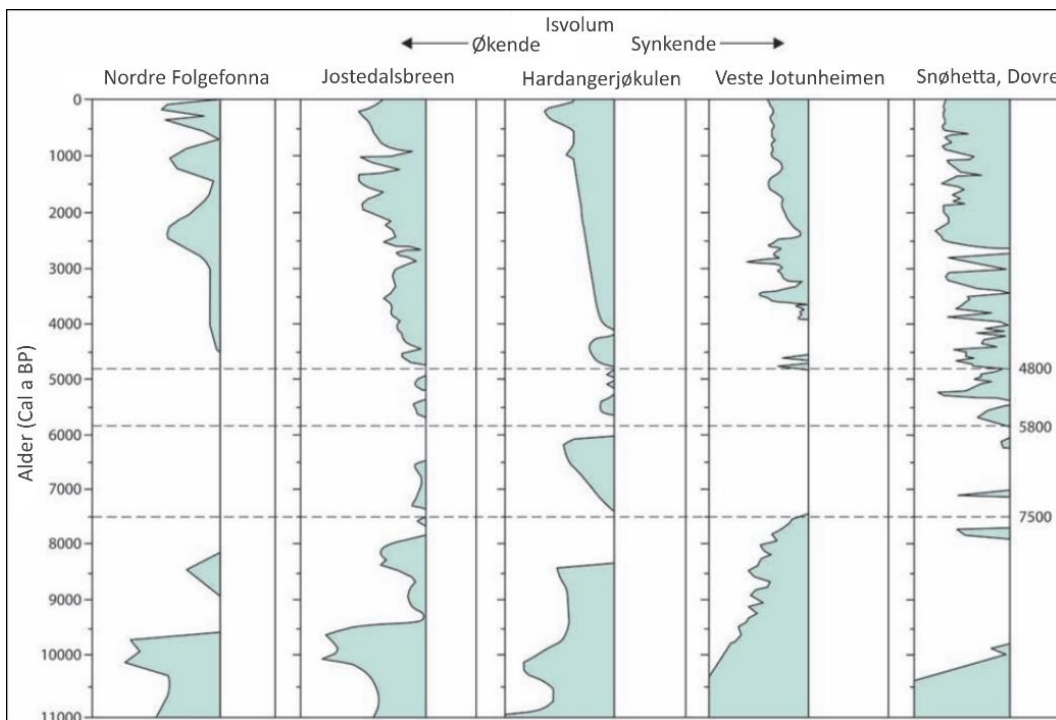


Fig. 2.4d: Oversikt over brefremrykk i holocen. Figuren viser ulike breer i Norge og deres vekst og avsmelting de siste 11 ka. Figuren viser og at de utvalgte breene var helt isfrie ved 7500, 5800 og 4800 a BP. Modifisert fra Olsen et al. (2013), etter Nesje (2009).

2.5 Hydrografi

Strømsystemet som frakter relativt varmt vann med lav salinitet langs Norskekysten har fått navnet Kyststrømmen (Sætre et al., 2007) (Fig. 2.5a, I). Kyststrømmen består av varmt og høysalint (>35‰) nordatlantisk vann som blandes med ferskvann drenert fra landområder i Nordvest-Europa og Skandinavia, samt brakkvann med utspring fra den baltiske strømmen på vei gjennom Nordsjøen og Skagerak (Sætre & Ljøen, 1972; Albretsen et al., 2012). På grunn av høyere innstrømning av atlantehavsvann mot nordligere strøk, øker kyststrømmens salinitet nordover (Albretsen et al., 2012) (Fig. 2.5a, II) mens temperaturen synker (Fig. 2.5a, III)

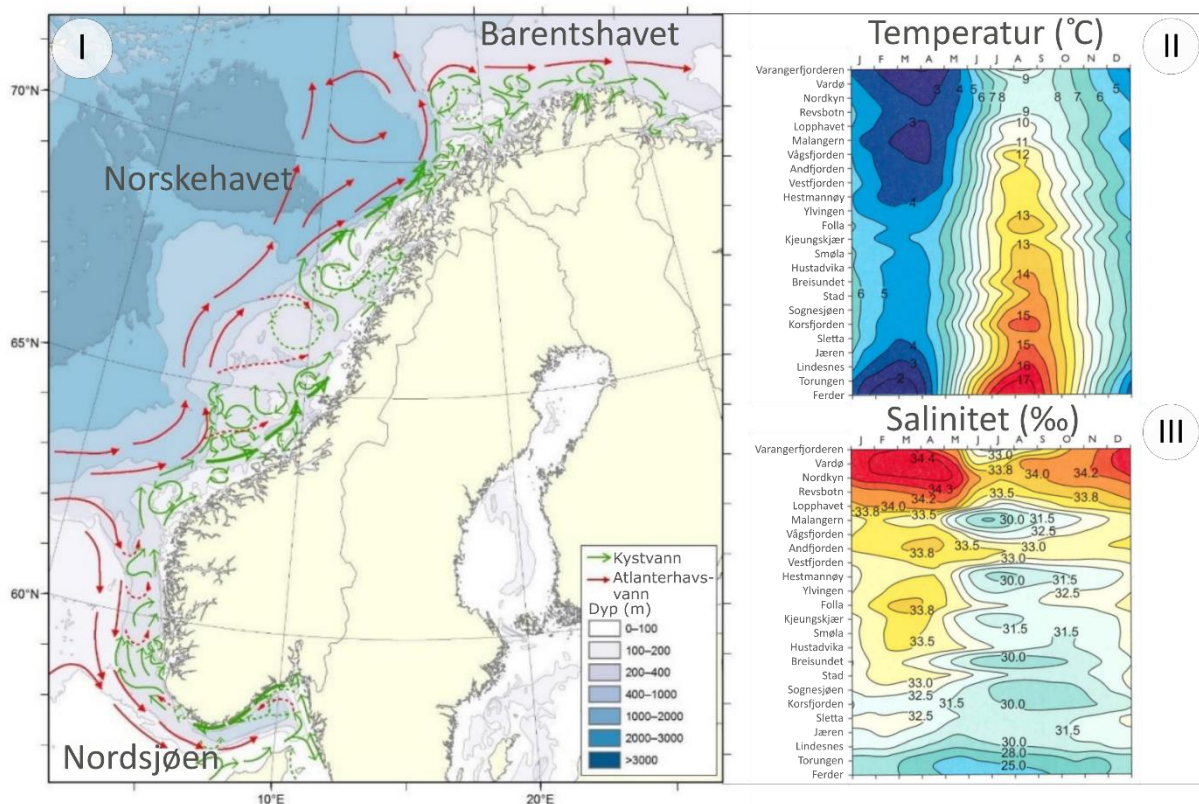


Fig. 2.5a: Oversiktsbilde over den norske kyststrømmen. I) Den generelle strømningsretningen om sommeren for kyststrømmen. Atlanterhavsvann (rød pil) strømmer inn og mikses med kystvann (grønn pil). II) Temperaturvariasjonene (°C) i topplaget av kyststrømmen fra Varangerfjorden i nord til Ferder i sør. III) Salinitetsvariasjonene (‰) i topplaget av kyststrømmen fra Varangerfjorden i nord til Ferder i sør. Modifisert fra Sætre et al. (2007).

Den geomorfologiske formen som karakteriserer fjorder gjør at fjordbasseng kan sees på som egne små, lukkede system. Smale fjordmunninger og grunne terskler kan føre til lite tilstrømning og utveksling av havvann, samt lav utstrømning av fjordvann (Inall & Gillibrand, 2010). Sammensetningen av sjøvann i fjordbasseng er dermed avhengig av mange eksterne faktorer, blant annet tidevann, vind og temperatur. I tillegg til dette vil saliniteten til havvannet som grenser mot fjorden være viktig, samt mengden ferskvann som dreneres ut i fjorden. Høy

innstrømning av ferskvann inn i fjorden, sammen med dårlig sirkulasjon, fører til at indre deler av fjorder er ferskere sammenliknet med de mer kystnære delene (Inall & Gillibrand, 2010).

Sirkulasjonsprosessene som pågår i fjordene drives av vekslinger forårsaket av tetthetsforskjellene mellom ferskvann og saltholdig vann. Generelt sett kan vannsøylen deles inn i dypvann, intermediært vann og et ferskere topplag. Prosessene som foregår i vannsøylen, er illustrert i Figur 2.5b.

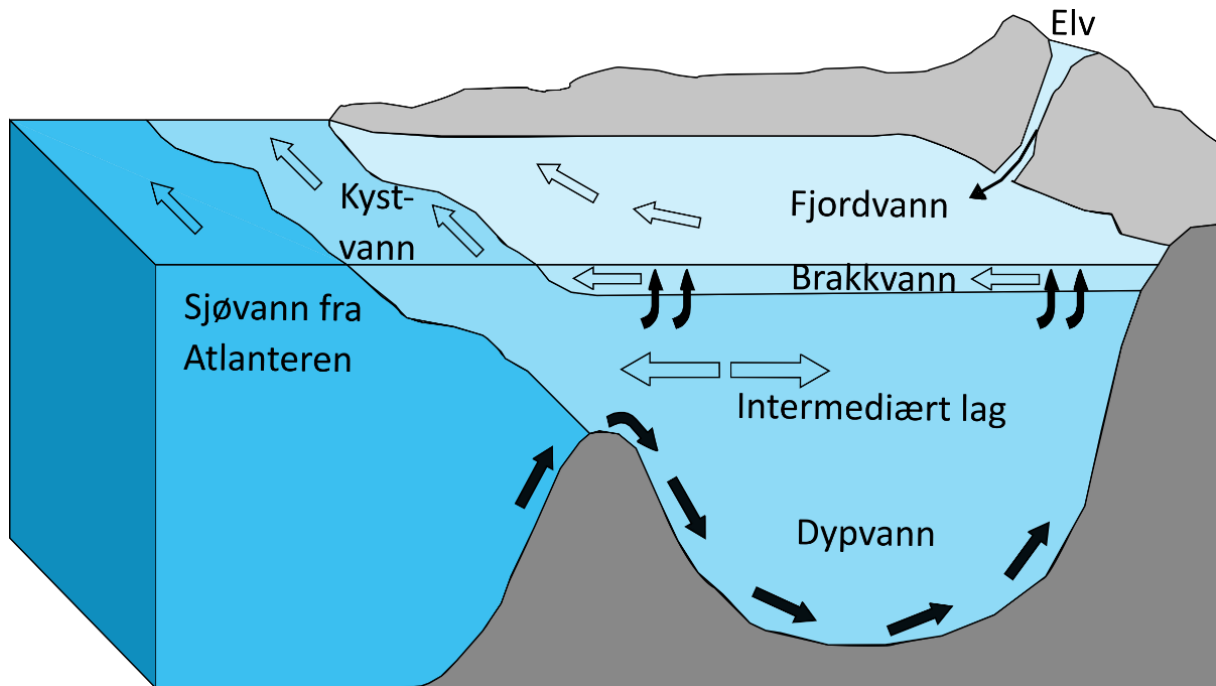


Fig. 2.5b. Illustrasjon av typisk sirkulasjon i en fjord med terskel. Figuren viser hvordan kystvannet og havvannet strømmer parallelt med kysten, samt strømningsretningen innad de ulike lagene. Modifisert fra Aure & Danielssen (2011).

Den eusterine sirkulasjonen drives ved at overflatestrømmen tar med seg ferskvann fra elver ut mot havet. Det brakke topplaget ligger mellom 0 til 5 meter i vannsøylen (Sætre et al., 2007). Under overflatestrømmen er en kompensasjonsstrøm som strømmer inn i fjorden. Overflatestrømmen tar med seg noe av dette saline underliggende vannet, og blir dermed selv saltere lengre ut i fjorden (Sætre et al., 2007; Inall & Gillibrand, 2010). I tilfeller hvor fjordterskelen er såpass grunn at den overskrider det øverste laget i den eusterine sirkulasjonen, dannes intermediær sirkulasjon mellom brakkevannet og dypvannet.

Bunnvannet skiftes ut når tettheten i fjordbassengets gamle bunnvann synker som følge av miksing med overliggende ferskere vann i vannsøylen, og nytt salint havvann flommer inn over terskelen (Darelius, 2020). Dette fører til at det nye bunnvannet innenfor terskelen har en tetthet lik den utenfor terskelen (Gade, 1973). Raten på utskiftingen er varierende. I fjorder med stor tilstrømning vil fjorden regnes som ventilert, men dersom utskiftingen stagnerer vil

bunnforholdene bli næringsrike og hypoksiske. I slike tilfeller vil en oppblomstring av bunnflora som slipper ut høye konsentrasjoner av sulfider og mangan oppstå. Ved oppstrømning av slikt vann kan konsekvensene for makrobiologisk liv (eksempelvis fisk) bli katastrofalt (Rosenberg et al., 2001). Prosessen med utskiftning er en relativt rask hendelse, og har vanligvis et forløp på noen uker. I noen fjordbasseng kan oppholdstiden til bunnvann være på 50 år. Ved utskiftning kan opptil 100% av bunnvannet skiftes ut, men episodisk og delvis utskiftning skjer og (Gade, 1973).

2.6 Sedimentære avsetninger

De forskjellige stratigrafiske enhetene som er beskrevet for et gjennomsnittlig vestnorsk fjordbasseng er summert opp i Figur 2.6.

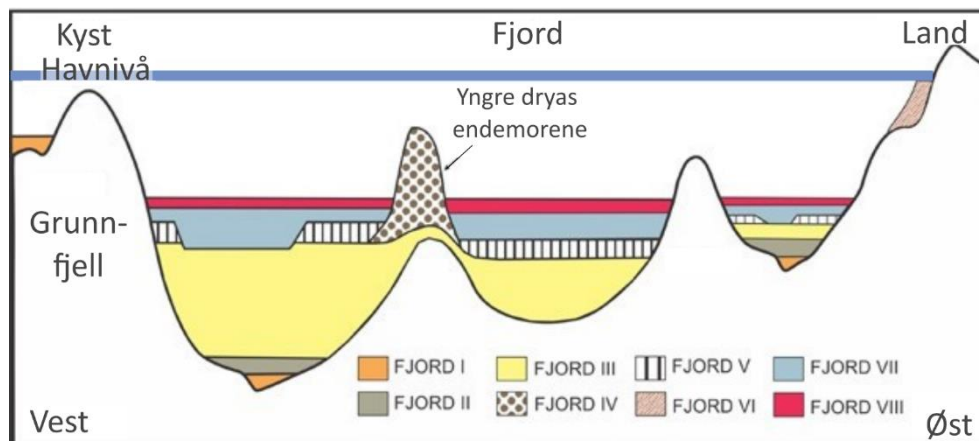


Fig. 2.6: Forenklet stratigrafi av en typisk vestnorsk fjord med terskel i vest/øst retning. De ulike stratigrafiske enhetene er begrenset av grunnfjell i bunn, og består av: I) Sediment eldre enn LGM. II) Bunnmorene, III) Glasimarine (plumitt) lag fra Bølling-Allerød. IV) YD endemorene. V) Glasimarine (plumitt) avsetninger. VI) Isranddelta. VII) Submarine skred. VIII) Hemipelagisk sediment. Modifisert fra Hjelstuen et al. (2013).

Når breene rykker frem vil de som regel skrape vekk underliggende stratigrafi. Dette gjør at i vestnorske fjordbasseng er det stort sett sedimenter fra LGM, YD og holocen tid. Sediment eldre enn LGM kan og eksistere, men deres eksistens er avhengig av at isdekket ikke har erodert vekk materialet (Aarseth, 1997). Dette avhenger av topografi, istykkelse, poretrykk samt komposisjonen av de underliggende sedimentene (Syvitski, 1989). Et eksempel på dette er siltig leire fra Sandnes interstadial funnet i Gansfjord, Rogaland (Feyling-Hanssen, 1971).

Den varme perioden Bølling-Allerød førte til at flere hundre meter tykke glasimarine sedimentlag ble avsatt når isen trakk seg tilbake (Hjelstuen et al., 2009). Disse smeltevannsplumittene dannes når sediment fra isbreer kommer i suspensjon i vannsøylen og danner varvlag bestående av sand, silt og leire på centimeterskala (Howe et al., 2010). De

akkumuleres draperende over stratigrafien i en distanse på et par kilometer fra brefronten og har avtagende sedimentasjonsrate med økende distanse (Aarseth, 1997).

Isdekket som vokste frem under YD hadde flere fremrykk og tilbaketrekninger (Aarseth, 1997), men forholdt seg i ro i 500 år, noe som tillot en prominent YD endemorene (Herdla-morenen) å dannes (Hjelstuen et al., 2009). Rundt ~11,6 ka BP begynte isdekket å kollapse (Mangerud et al., 2016), og det påfølgende isostatiske oppløftet førte til submarine skred. Slike hendelser er ofte trigget av klimatiske faktorer, jordskjelv og tsunamier (Bellwald et al., 2016). Skredene kjennetegnes i seismikk som en kaotisk struktur, og viser en klar forskjell fra de underliggende glasimarine avsetningene (Hjelstuen et al., 2009).

Den hemipelagiske sedimenteringen som pågår i vestnorske fjorder i dagens klima har høyt organisk innhold og brunlig farge. Høye presipiterings rater fører til en gjennomsnittlig sedimentasjonsrate på 40 cm/ka (Hjelstuen et al., 2009; Bellwald et al., 2019).

2.7 Tidligere undersøkelser fra Førdefjorden

En rekke rapporter fra undersøkelser i forbindelse med Nordic Mining AS sitt løyve for gruvedeponi i fjorden er utarbeidet. Det Norske Veritas AS (DNV GL) utførte i 2014 undersøkelser av partikkelspredningen i fjorden (Endresen et al., 2014). Undersøkelsen var kritisert av Havforskningsinstituttet da et underestimert av partikkelspredning med tanke på turbiditetsras fra deponiets randsone var gjort i tillegg til at den konstruerte modellen ikke tok for seg materiale på mindre enn 15 μm (Hove et al., 2020). Undersøkelser av fiskeelver i området er og utført av Norsk institutt for naturforskning (NINA), hvor det ble konkludert med at gruvedrift ikke vil ha veldig stor påvirkning på fiskeynglet (Bremset et al., 2009).

I 2007 og 2008 gjennomførte Norsk Institutt for vannforskning (NIVA) strøm og turbiditetsmålinger i en 3-måneders periode i bassenget utenfor Vevringen i Førdefjorden. Salinitet, temperatur, oksygen og turbiditetsmålinger ble også utført i en større tidsperiode. Funnene viste at på en kortere tidsskala har tidevannndrevende strømmer en dominerende effekt, mens på større skala dominerer dyphavsstrømmer hvor utskiftingen var høyest om våren. Oksygeninnholdet var generelt høyt på mellom 60- og 90% for alle målingene (Sundfjord & Bjerkeng, 2008). Andre hydrografiske data er samlet inn av Havforskningsinstituttet (van der Meeren & Jørstad, 2010a; van der Meeren & Jørstad, 2010b; van der Meeren & Otterå, 2011) for konsekvensutredning av gyteområder for torsk.

Det ble i 1990 utført seismiske Sparker undersøkelser av fjorden i området rundt Ålasundet (Risnes, 1990). Undersøkelsene konkluderte med at fjordterskelen hadde en dybde på 53 m og bestod av ~110 m sediment. Det ble også funnet at den distale stratigrafien vest for terskelen hadde en mektighet på ~320 m bestående av blant annet diamikton fra sen-weischel og IRD. Undersøkelser av sedimentkjerner fra fjorden er og utført av Bøe et al. (2004), hvor turbidittavsetninger med en maksalder på 2320 Cal a BP på 47-54 cm dyp ble identifisert i fjordbassenget vest for Ålasundet.

I 2019 og 2020 utførte Universitetet i Bergen tokt i hele fjorden for innsamling av maringeologiske data (seismikk, kjerner, ROV transekt, hydrografi) (Haflidason et al., 2019; Haflidason et al., 2020). Disse innsamlede dataene danner grunnlaget for dette prosjektet. En del av dataene ble benyttet som trening i emnet «GEOV231: Maringeologisk felt- og laboratoriekurs». Dataene innhentet ved toktene har også vært basis for et masterprosjekt om sediment sammensetningen og den bentiske foraminiferfaunaen i bassenget ved Engebøfjellet (Eikeland, 2021). De geokjemiske aspektene i fjorden ble undersøkt gjennom porevannsanalyse fra sedimentkjerner (Asserson, 2021).

3. Materiale og metoder

I dette kapittelet vil metodene og utstyret som er benyttet i analysering og prosessering i studien bli presentert. All data benyttet i denne masteroppgaven ble samlet inn ved tokt gjennomført i februar 2019 og februar 2020 i Førdefjorden i forbindelse med emnet «GEOV231: Maringeologisk felt- og laboratoriekurs» ved Universitetet i Bergen (Haflidason et al., 2019; Haflidason et al., 2020). Denne studien baserer seg hovedsakelig på egne innsamlete data, men ettersom noe arbeid allerede var utført på kjernene er det benyttet noe tidligere ekstrahert og analysert data for å få en helhetlig dataserie fra fjordsystemet. Dette inkluderer skjærstyrkemålinger fra emnet GEOV231, enkelte mikroskopianalyser og karbondateringsresultat fra masteroppgaven av Jonas Westbø Eikeland (2021) i tillegg til et par glødetapsundersøkelser av Øystein Brandsæter Asserson (2021).

3.1 Forskningsfartøyet G.O. Sars

Forskningsfartøyet G.O. Sars (Fig. 3.1) ble benyttet i forbindelse med toktene for datainnsamlingen fra Førdefjorden. Skipet, oppkalt etter den kjente havforskeren Georg Ossian Sars, stod ferdig i 2003 og har en lengde på 77,5 meter, bredde på 16,4 meter og er utrustet med utstyr til blant annet ROV, sedimentkjernetakning på opptil 21 meters lengde, seismikk, ekkolodd samt andre marinbiologiske undersøkelsesmetoder (Havforskningsinstituttet, 2021).



Fig. 3.1: G.O. Sars (Foto: Erlend A. Lorentzen, Havforskningsinstituttet)

3.2 Feltmetoder

3.2.1 TOPAS PS18 (*Parametric Sub-bottom Profiler System*)

TOPAS PS18 er et penetrasjonsekkoloddsystem som lager høyoppløselige seismiske profil opp til 130 meter ned i sedimentene avhengig av sedimenttype, vanddyb og støy fra omgivelsene. Ved måling vil utsendte høyfrekvente, akustiske pulser omgjøres til lavfrekvente pulser over havbunnen. Disse penetrerer ned i stratigrafien og reflekteres på sedimentære laggrenser med varierende styrke, relatert til tetthetsendringer i sedimentene. Dataen blir registrert om bord i båten, og kan prosesseres ved senere høve.

CHIRP (LFM) modulen, som er en del av TOPAS, ble brukt under datainnsamlingen. CHIRP brukes til å øke signal/støy forholdet og dermed penetrasjonsdybden. Pulsen er sentrert rundt 4,5 Hz og oppløsningen er 0,3-0,4 m.

3.2.2 *Fallkjerneprøvetaker/Gravitasjonskjerner*

Fallkjernenetakeren (Fig. 3.2.2) som ble benyttet har en rørlengde på opptil 5 meter. Et forsterket plastrør med en sandfanger i bunn («core catcher») festes i et tungt lodd. Dersom det er mistanke om at havbunnen kan være hard, blir plastrøret plassert i et stålrør for å unngå skade.



Fig. 3.2.2: Fallkjernetaker klar til å senkes ned i havet (Foto: H. Haflidason)

Prøvetakeren blir senket gjennom vannsøylen til den står omtrent 20 meter over havbunnen. Etter at den er stabilisert i loddrett stilling, blir kjernetakeren utsatt for fritt fall til den penetrerer sedimentene under. Når kjernetakeren hentes opp igjen lukkes en mekanisme i sandfangeren for å forhindre mulig tap av sediment. Når kjernen er heiset om bord i skipet igjen, blir den delt opp i seksjoner på standardisert lengde opptil 1,5 meter ved bruk av sag. Dersom det er tomrom i øvre del av kjernen, blir en oasis plassert i toppen for å stabilisere de øverste sedimentene. Merking av kjernen samt forsegling er siste steg før kjernen er klar for undersøkelser på laboratorium. Fallkjerner får benevnningen GC (Gravity Core) i slutten av navnekoden sin. Kjernenavn og informasjon fra Førdefjorden er tilgjengelig i Tabell 3.2.2.

Ved denne form for kjernetaking vil de øverste lagene ofte bli forstyrret. For å kunne få uforstyrrede data av disse, ble det tatt multikjerner i nærheten av fallkjernene.

Tabell 3.2.2. Oversikt over gravitasjonskjernene tatt i forbindelse med toktene i 2019 og 2020. Dybden er i meter under havet (muh).

Kjerne	Dyp (muh)	Kjernelengde (cm)	Geografiske koordinater
GS19-222-01GC	412	234	61° 27.1630' N; 05° 32.3080' E
GS19-222-04GC	338	85	61° 29,0230' N; 05° 23,5870' E
GS19-222-05GC	382	241	61° 29,2710' N; 05° 14.6070' E
GS20-228-10GC	382	245	61° 27.8508' N; 05° 36.9191' E
GS20-228-11GC	302	146	61° 29.1551' N; 05° 26.3911' E

3.2.3 Multi-prøvetaker (Multicorer)

For å ekstrahere de øverste lagene i havbunnsstratigrafien ble det benyttet multikjerneprøvetaker (Fig. 3.2.3). Prøvetakeren som ble benyttet kan hente ut opptil 4 kjerner bestående av 70 cm lange rør fra samme lokasjon. For enkelte av kjernene ble det gjennomført porevannsundersøkelser på forskningsskipet, og for andre CT-skann på universitetet. Multikjernene får koden MC (Multi Core) til slutt i navnet sitt (Tabell 3.2.3).



Fig. 3.2.3. Multikjernetaker – her kun utrustet med 2 rør (Foto: Mangersnes, 2021).

Tabell 3.2.3. Oversikt over de innhentede multikjernene i forbindelsene med toktene i 2019 og 2020. Dybden er i meter under havet (muh).

Kjerne	Dyp (muh)	Kjernelengde (cm)	Geografiske koordinater
GS19-222-02MC	413	43 (A), 40,5 (B), 38,5 (C) 33,5 (D)	61° 27,1630' N; 05° 32,2960' E
GS19-222-03MC	338	38(A), 39 (B), 39 (C), 39 (D)	61° 29,0310' N; 05° 23,5930' E
GS19-222-06MC	338	47 (A), 47 (B)	61 °29,2710' N; 05 °14,6190' E
GS20-228-09MC	240	50 (A), 50 (B)	61° 29.8599' N; 05° 44.9923' E
GS20-228-10MC	382	44 (A), 45 (B)	61° 27.8508' N; 05° 36.9191' E
GS20-228-11MC	302	37 (A), 37 (B)	61° 29.1551' N; 05° 26.3911' E
GS20-228-12MC	316	42,5 (A), 40 (B)	61° 29.1208' N; 05° 19.3688' E

3.2.4 Remote Operated Vehicle (ROV)

For å undersøke havbunnen visuelt, ble Institutt for geovitenskap (UiB)'s fjernstyrte undervannsfarkosten Ægir 6000 benyttet (Fig. 3.2.4). Farkosten er til sammen utstyrt med syv kameraer, to armer samt ulikt utstyr til prøvetakning.



Fig. 3.2.4. Ægir 6000 (Foto: C. Hamelin)

3.2.5 CTD-måler

CTD sonden (Fig. 3.2.5) måler vannets konduktivitet (conductivity), temperatur, trykk/dyp, samt oksygeninnhold. CTD sonden er festet i en karusell som kan ta vannprøver på forskjellige dyp etter ønske. Temperaturen og konduktiviteten måles mot dyp slik at salinitet gjennom vannsøylen kan avleses. Systemet brukt ved innsamling av data er 911*plus* montert med SBE 9*plus* for måling av konduktivitet, temperatur, trykk og oksygen, samt SBE 11*plus* til konvertering av rådata.



Fig. 3.2.5. CTD karusell om bord i F/F G.O.Sars (Foto: H. Hafliðason)

3.3 Ikke-destruktive laboriemetoder

3.3.1 Kjernelogger (Multi Sensor Core Logger (MSCL))

MSCL måler de fysiske egenskapene i sedimentene som P-bølgehastigheten (lydhastighet), gammatettheten, fraksjonell porøsitet og den magnetiske susceptibiliteten mot kjernens dyp (Gunn & Best, 1998). Selve maskinen består av et transportsystem hvor kjernen plasseres samt mikroprosessorer og datamaskiner koblet til ulike sensorer (Fig. 3.3.1). Alle kjernene som ble målt med MSCL systemet var splittet før skanning.

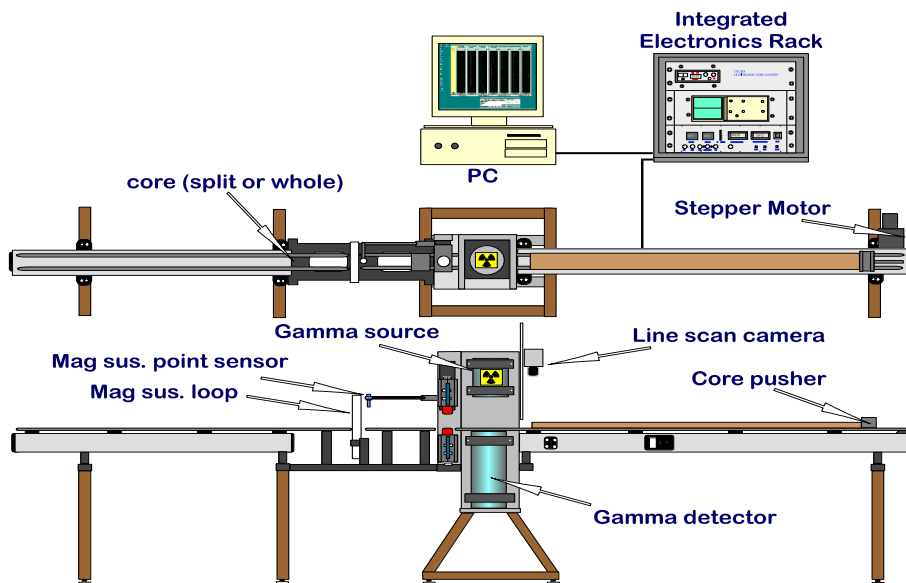


Fig. 3.3.1. Skjematisk illustrasjon av Universitetet i Bergens GEOTEK logger (Gunn & Best, 1998)

Et materiales tetthet (ρ) er et mål på hvor tettpakket det er, gitt som funksjon av dets masse og volum (g/cm^3). Bulktettheten, ofte brukt for jordarter og sedimenter, defineres som massen til partiklene i materialet delt på det totale volumet (partikkel, interpartikkel og pore volum). Denne parameteren er dermed avhengig av de minerogene sammensetningene samt kompaktheten til kjernen (Geotek Ltd., 2016).

Magnetisk susceptibilitet (Mag. Susept/MS) er målt for alle kjernene med punktsensor. MS er et mål på et materiale sin evne til å bli magnetisert. Denne dimensjonsløse parameteren gir data angående kjernens mineralsammensetning ved å reflektere ferro- eller paramagnetiske mineraler. Disse inkluderer blant annet magnetitt, hematitt og olivin for mineraler med høy magnetisk susceptibilitet. Biogene sedimenter vil dra ned denne og gi negative verdier (Dearing, 1994).

3.3.2 Røntgenfluorescens (X-ray fluorescence (XRF)).

Denne ikke-destruktive metoden måler den kjemiske sammensetningen i kjernene. XRF kjerneskanteren fra ITRAX avbilder splittede kjerner på opptil 1,8 m optisk (farge) og radiografisk. Deretter måles elementsammensetningen av kjernen fra Si til U. For måling av element sammensetningen sendes det ut en røntgenstråle ned til sedimentoverflaten. Denne reflekteres fra kjernen og detekteres av tellesensorer inne i måletårnet på maskinen. Enheten på målingene er dermed tellinger per sekund (counts per second, cps). For røntgenavbildning er et røntgenkamera plassert under kjernen som kan måle antall elektroner (stråling) som trenger gjennom det gitte punktet i kjernen. Dette gir et tetthetsbilde av sedimentene (Croudace et al., 2006).

Selv om en får informasjon om svært mange av grunnstoffene, har det i denne sammenhengen vært fokusert på et utvalg. Disse grunnstoffene og deres karakteristiske avsetningsmiljø og/eller den informasjonen de kan gi er oppsummert i Tabell 3.3.2. All informasjon om de valgte grunnstoffene og forhold som proxyer er fra Rothwell & Croudace (2015).

Tabell 3.3.2. Oversikt over et utvalg grunnstoff/grunnstoffforhold og informasjon om avsetningsmiljø/proxy disse gir (Rothwell & Croudace, 2015)

Grunnstoff/ Forhold	Avsetningsmiljø/proxy
Ca	Forteller om mengde karbonat i sedimentene. Brukes med tanke på $\delta^{18}\text{O}$ målinger, marine produktivitet. I noen tilfeller om sedimentkilde.
Br	Tilstedeværelse av organisk materiale og produktivitet.
K/Ti	Variasjon i sedimentkilde/ kornstørrelse. Intensitet av forvitring og endring i sure/basaltiske terrigene kilder.
Mn	Identifisering av redox overganger. Variasjoner i vannsøylens ventilasjon og tilførsel av elvevann.

3.4 Sedimentanalyse

For alle metoder beskrevet i dette delkapitlet ble arbeidet organisert slik at alle prøver og analyser utelukkende ble utarbeidet fra topp mot bunn for å redusere kontamineringer inn i yngre sediment.

3.4.1 Sedimentologisk kjernebeskrivelse

Kjernene ble sedimentologisk beskrevet basert på farge, struktur, tekstur, kornstørrelse samt med tanke på makrofossilforekomster i kjernene.

For å bestemme farge ble Munshell (1976) fargekoder notert ned hvor eventuelle synlige fargeforandringer fant sted. For å bestemme tekstur ble små prøver hentet ut for så å bli rullet mellom fingrene, eventuelt smakt på, for å få en ide om hvorvidt det var sediment av leir, silt eller sand størrelse. Eventuelle fossiler ble notert ned, samt den gjennomgående strukturen og teksturen i kjernen.

Etter at kjernene var logget og beskrevet ble det, dersom det ikke allerede var data tilgjengelig for kjernene, gjennomført skjærstyrkemålinger.

3.4.2 Skjærstyrkemåling

Skjærstyrken ble målt ved bruk av et Swedish konusapparat utviklet av Hansbo (1975). Apparatet benytter seg av en konus med kjent vekt og toppvinkel som plasseres loddrett ovenfor kjernens overflate. Konusen utløses, og spissen på konusen trenger ned i kjernen. Dybden på konusens penetrering måles av i millimeter på apparatet. Denne verdien kalibreres med en verdi fra Hansbo (1975) for å finne skjærfastheten (t/m^2). Ved å multiplisere denne verdien med gravitasjonskonstanten ($9,81 \text{ m/s}^2$) får en ut kjernens skjærstyrke i kPa (Hansbo, 1975).

For de kjernene hvor det ikke allerede var hentet ut sedimentprøver eller skjærstyrkemålinger ikke var utført ble det gjennomført to målinger for hver tiende centimeter nedover hele kjernen. Gjennomsnittet mellom disse ble brukt til konverteringen til skjærstyrken. For kjerne GS20-228-11GC ble det tatt nye målinger fra arkivdelen ettersom data fra arbeidsdelen var tapt.

3.4.3 Prøvetakning og kornstørrelsesanalyser

Etter at kjernene var logget og analysert med skjærstyrkemåling samt rensset for eventuelle kontamineringer på overflaten, ble det ekstrahert sedimentprøver. Hver prøve som ble hentet ut i et 1 cm intervall og fikk notert ned topp og bunn dyp. Dersom oasis var til stede i toppen av kjernen ble denne regnet med i dypet for å harmonisere prøvedypet med data fra alle de ikke-

destruktive loggene. Det vil si at rørets topp ble satt til å være nullpunkt uavhengig av om toppen av stratigrafien befant seg på 0 eller 10 cm.

I alle gravitasjonskjernene ble det hentet ut materiale for hver centimeter de øverste 30 - 50 cm av kjernen. Deretter ble prøvene hentet ut med større mellomrom foruten områder av spesiell interesse. Dette inkluderte områder hvor større forandring fant sted, eksempelvis turbidittavsetninger. Ved ekstraksjon av prøvemateriale ble det passet på at cirka 1 cm sediment var igjen langs rørets kanter. Dette for å unngå kontamineringer som kunne befinne seg i kontakt med plastrøret i forbindelse med at kjernen ble ekstrahert fra havbunnen.

Hver prøve ble plassert på aluminiumsbrett med kjent vekt, for så å bli veid. Deretter ble de satt i tørkeskap på 50 grader celsius i minimum 12 timer. De nå tørre prøvene ble veid på ny før de skulle løses opp i en ukjent konsentrasjon av vann og 50% H_2O_2 (Fig. 3.4.3a). H_2O_2 ble benyttet til å løse opp eventuelt leirrikt organisk materiale fra sedimentene. Prøvene ble deretter satt på ristebord med 130 omdreininger i minuttet i minimum ett døgn.

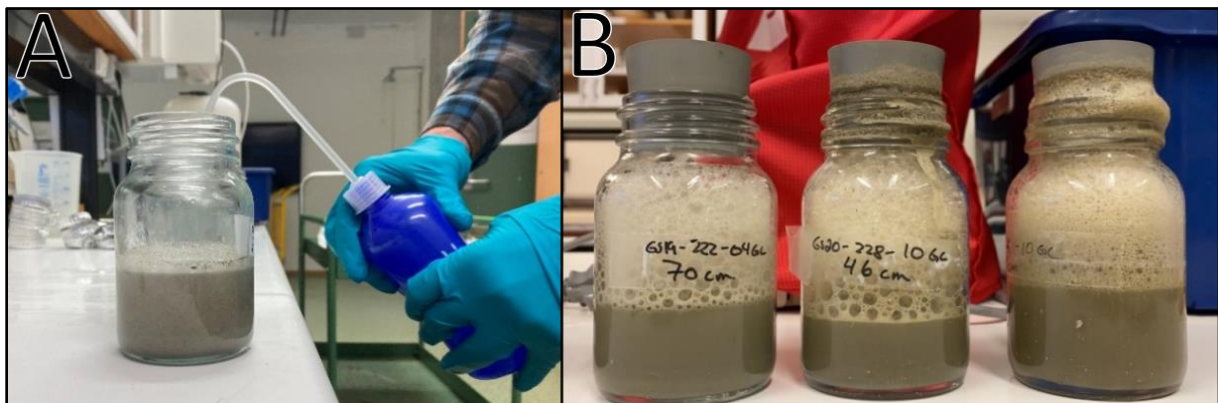


Fig. 3.4.3a: Fotografier av sedimentprøver tilsatt H_2O_2 . A) H_2O_2 tilsettes. B) Prøver som har stått på ristebord over natten (Foto: A. Mangersnes, 2021)

Når prøvene så ut til å være godt oppløst ble de våtsiktet i størrelsene 1 mm, 150 μm og 63 μm , slik at de enkelt kunne sammenliknes med prøvene som var allerede ekstrahert av Eikeland (2021). Etter våtsiktingen ble prøvene satt i varmeskapet på ny, før de ble veid og overført i nye glass klar til mikroskopering (Fig. 3.4.3b).

Svært mange av prøvene hadde et såpass høyt innhold av organisk materiale at de ble nødt til å bli siktet på ny for å unngå feil vekt for de ulike kornfraksjonene; spesielt for 150 μm og 63 μm . For å få fart i prosessen ble det tilsatt vann og 0,5% Calgon ($Na_2[Na_4(PO_3)_6]$) sammen med prøven. Deretter ble sedimentene satt i ultrasonisk bad i noen sekunder for at de skulle løses bedre opp før de på ny ble siktet, tørket og veid.

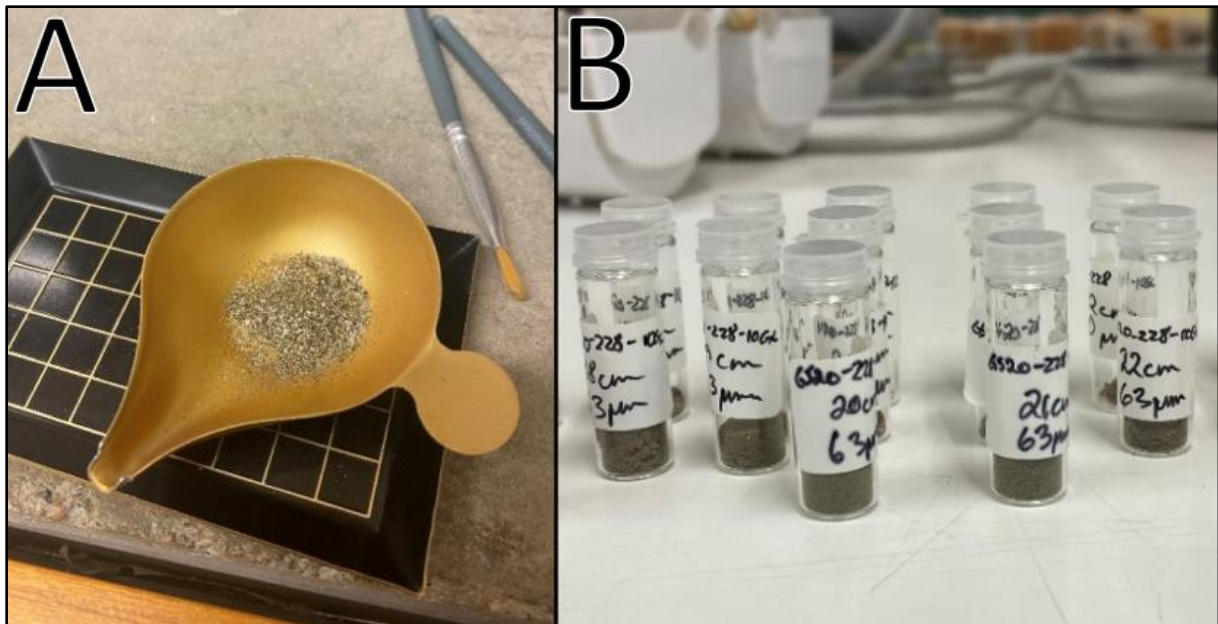


Fig. 3.4.3b: A) tellebrett, messingskål med sediment og pensel i bakgrunnen. B) Vasket sedimentprøve overført på glass (Foto: A. Mangersnes, 2021).

Noe ekstra materiale ble hentet ut for å få nok til dateringsprøver. I disse tilfellene ble materialet ekstrahert, tilsatt hydrogenperoksid og siktet direkte på 150 μm ettersom ingen annen informasjon var av interesse i disse tilfellene. Til slutt ble de tørket og overført på glass, klar til å mikroskoperes.

3.4.4 Mastersizer 3000

Kjerner GS20-228-09MC, GS20-228-10GC og GS20-228-11GC ble analysert ved bruk av Mastersizer 3000. EarthLabs Mastersizer 3000 bruker laser diffraksjon for å måle fordelingen av ulike partikkelstørrelser i størrelsene 0,01 μm til 3,5 mm (UiB, 2021).

En liten mengde materiale med ukjent vekt og volum ble hentet ut med en halv centimeters bredde. Dette ble løst opp i vann mens systemet renses seg og ble avgasset. Når systemet var klart, ble materialet overført i Mastersizeren. Den reflektive indeksen (RI) ble satt til 1,543, og undersøkelsene ble utført med 2500 omdreininger per minutt. Dersom laserobskuriteten var innenfor godkjent intervall, ble prøven utsatt for ultrasonisk lyd på 60% i 60 sekund. Dersom verdien var for lav, ble mer materiale tilsatt og utsatt for ultrasonisk lyd på ny. Hvis verdien var for høy, ble det forsøkt utvanning. Dersom obskuriteten var altfor høy slik at dette kun ville føre til overflomming av maskinen, ble systemet renses og en ny prøve ble ekstrahert fra kjernen på samme intervall.

I tilfeller hvor det så ut til at materialet fortsatt hadde problemer med klumping etter det ultrasoniske badet, ble det forsøkt tilsatt Calgon. Dette ble tilsatt etter det ultrasoniske badet

ettersom det later til at Calgonet solidifiseres dersom det utsettes for ultrasonisk lyd (J.M. Cederstrøm, personlig kommunikasjon, 2021).

For hver av prøvene ble det kjørt to ganger tre målinger med gjennomsnittsverdier. Dataen ble konvertert til Excel filformat (.xlsx), hvor de to gjennomsnittsverdiene for hvert dyp ble samlet til én for enkelhetens skyld og plottet. Plottene i resultat-kapitlet viser Dx10, Dx50 og Dx90 persentilene av kornfordelingen (μm) mot dyp.

3.4.5 Glødetap/Loss on ignition (LOI)

Glødetap av en sedimentprøve i temperaturområdet 105 - 550 °C gir et mål på mengde organisk materiale. En slik undersøkelse ble gjort på følgende måte: Før materiale ble hentet ut fra kjernen, ble digeler som hadde stått i varmeskap på 105 °C veid. Ved bruk av en avkappet sprøyte ble 1 cm³ materiale tatt ut og overført til digelen. Digelene med materiale ble veid og deretter satt i varmeskapet på 105 °C over natten. De tørre prøvene ble veid, for så å bli overført til en ovn med 550 °C i en time. Digelene ble så overført til en eksekator i cirka 30 minutter, hvor det ble sørget for at det ble dannet vakuum. Prøvene ble veid en siste gang, før de ble kastet og digelene vasket og satt inn i varmeskapet på 105 °C igjen. Dersom det er ønskelig å få kunnskap om mengde karbonat i systemet kan materialet bli brent en ekstra gang ved 950 °C (Heiri et al., 2001).

3.4.6 Mikroskopyanalyse

Bruk av biogent materiale, spesifikt foraminifer, som proxy er viktig når det kommer til paleoceanografiske og paleoklimatiske rekonstruksjoner, samt analyser av miljøforhold i fjordarkiver. Planktoniske foraminiferer lever i den fotiske, øvre delen av vannsøylen, mens bentiske foraminiferer lever på (epifaunal) og i (infaunal) bunnsedimentene i den bentiske sonen (Howe et al., 2010). I fjordene dominerer de bentiske foraminiferene, hvor det i tilfeller med stabil avsetning av finkornede sediment og høy salinitet ikke er uvanlig å finne konsentrasjoner på >500 organismer per cm³ (Howe et al., 2010).

Artene det er valgt å fokusere på i dette prosjektet er de infaunale artene *Uvigerina mediterranea*, *Hyalinea balthica*, *Bulimina marginata*, *Globobulmina turgid*, og *Cassidulina laevigata* samt de epifaunale artene *Braizalina skagerrakensis* og *Cibicides lobatulus*. Planktoniske arter er talt, men ikke artsbestemt. Andre bentiske arter er og identifisert og talt i kjernene, men ikke fokusert på videre i studien. Artene inkluderer blant annet *Trifarina angulosa*, *Pyrgo williamsoni*, *Melonis baleeanum*, *Astronion gallowayi*, *Nonionella Labradorica*, *Pullenia bulloides* og uspesifisert *Nonionella* (sp).

Artene *U. mediterranea*, *H. balthica* og *B. marginata* assosiert med et temperert klima, mens *C. laevigata* og *G. turgid* foretrekker et kaldere klima. Arten *C. lobatulus* foretrekker grovere bunn i høyenergi regimer (Klitgaard Kristensen & Sejrup, 1996). *C. laevigata* i store konsentrasjoner kan indikere bedre ventilasjon, mens *B. marginata* (Klitgaard Kristensen & Sejrup, 1996) samt *H. balthica* typisk lever i dårligere ventilerte fjorder med større stratifisering i vannsøylen og lite oksygen (Mikalsen et al., 2001). Det samme gjelder for *B. skagerrakensis*, som sammen med *H. balthica* foretrekker et høyorganisk bunnmiljø (Qvale & Van Weering, 1985). Blant annet i Voldafjorden ble det funnet en større konsentrasjon av *C. laevigata* og *H. balthica* i ytre deler av fjorden, mens konsentrasjonen av *B. marginata* økte i indre deler av fjorden. Dette impliserer lave oksygentilstander i indre deler av fjorden (Sejrup et al., 2001).

Preparering og analysering av prøvene ble gjennomført etter Knudsen (1998) med noen variasjoner for bedre sammenlikning med tidligere ekstrahert data.

Ved de mikroskopiske analysene ble utvalgte prøver i 1 mm – 150 µm intervallet spredd jevnt utover et tellebrett. Tellebrettene består av 45 ruter a 1x1 cm størrelse. Bentiske og planktoniske foraminiferer, kråkebollenåler og ostracoder ble identifisert, telt og notert ned. Fossil som ikke ble regnet som en art av interesse i tillegg til fossil som var ødelagt eller i en slik tilstand at det å bestemme art ikke lot seg gjøre, ble de ført opp som 'andre bentiske mikrofossil'. Dette for å få en mer nøyaktig oversikt over mengde organismer i avsetningsmiljøet. For hver prøve ble det telt til minst 300 individer dersom det var så mange fossiler å finne i prøven. Ved færre enn dette ble en multippel faktor tatt i betraktning senere. Når analysen var over, ble prøvene ført tilbake på glassene for eventuelle dateringer i fremtiden, og tellebrettet ble rensert for å unngå eventuelle kontamineringer.

Artsbestemmelse ble dels gjort ved veiledning og dels ved bruk av Atlas of Benthic Foraminifera av Holbourn et al. (2013). For enklere identifikasjon ble noen individuelle mikrofossil plukket ut for så å bli analysert under elektronmikroskop, se kap. 3.4.7 og Figur 3.4.7. Ved hjelp av mikrogram ble sammenlikning med bildene i Holbourn et al. (2013) utført til en tilfredsstillende identifikasjon var gjort.

3.4.7 Bruk av elektronmikroskop for fotografering

Skanningelektronmikroskop (SEM) av typen Zeiss Supra 55VP ved Institutt for geovitenskap ble brukt til avbildning av utvalgte foraminiferer fra kjernene. Før avbildning av mikrofossilene måtte prøvene prepareres. De individuelle mikrofossilene som allerede var plukket og satt på glass ble overført til en aluminiumstubb. Stubbene med prøvematerialet ble plassert i en Polaron SC502 Sputter Coater hvor et tynt lag av gull og palladium ble dampet på under vakuum i ett minutt. Stubbene ble deretter satt inn i elektronmikroskopet, og undersøkelsen og avbildningen begynte. For sikkerhets skyld var det plukket flere fossiler for samme art. Dessverre for noen av artene viste det seg at orienteringen var rotert i en slik vinkel at identifisering ikke lot seg gjøre. SEM-bildene av artene det er valgt å fokusere på er oppsummert i Figur 3.4.7.

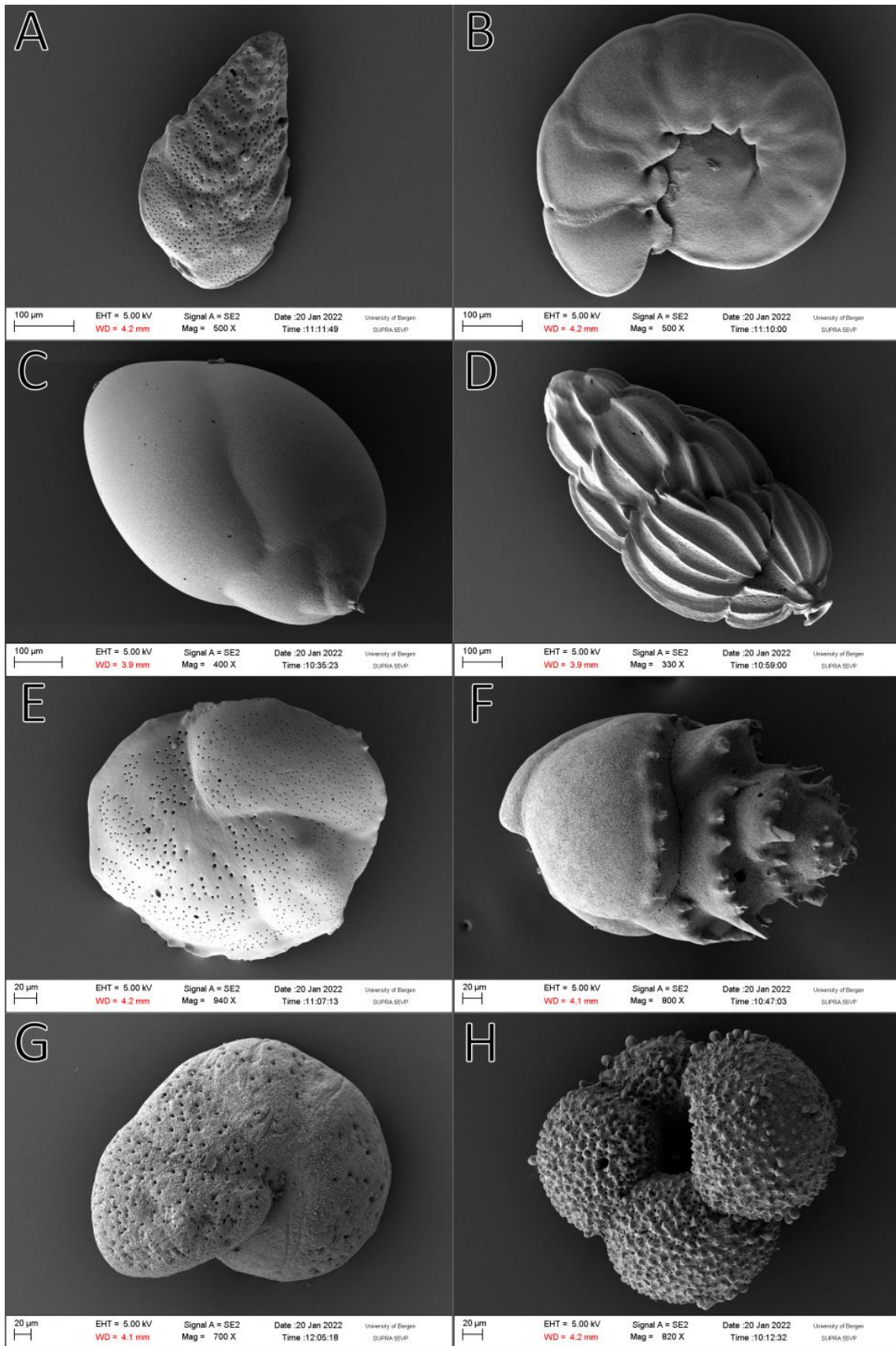


Fig. 3.4.7: Mikrogram av mikrofosillartene det er valgt å fokusere på i oppgaven. A) *B. skagerrakensis*, B) *H. balthica*, C) *G. turgid*, D) *U. mediterranea*, E) *C. laevigata*, F) *B. marginata*, G) *C. lobatulus*, H) *Uspesifisert planktonisk foraminifer* (Foto: A. Mangernes, 2022).

3.4.8 Radiokarbon (^{14}C) Datering

Radiokarbondatering benyttes for å stadfeste alder basert på nedbrytningen av ^{14}C i organisk materiale. Ved at levende organismer tar til seg ^{14}C fra atmosfæren, en prosess som vil ende så fort døden inntreffer, vil den resterende mengden ^{14}C reflektere nedbrytningen på organismen (Schoor et al., 2016). Denne dateringsmetoden kan datere materiale opp til 50-60 Cal ka BP (Reimer et al., 2013). På bakgrunn av at havet tar til seg karbon fra atmosfæren samt den globale blandingshastigheten mellom overflate- og dypvann, må noe korrigering gjennomføres i arbeid med organisk materiale av marin opprinnelse. Den gjennomsnittlige marine reservoar alderen er på ~400 år (Stuiver & Braziunas, 1993; Heaton et al., 2020), i tillegg til eventuelle lokale variasjoner (ΔR verdi).

Kjernene GS19-222-05GC, GS19-222-04GC, GS20-228-11GC, GS19-222-01GC og GS20-228-10GC ble valgt ut for datering. Prøvedyp ble bestemt basert på forekomst av mikrofossil og hvor det var et synlig skifte i miljø, med spesielt fokus på hvor i kjernen det var betydelig skifte i forekomst av *B. skagerrakensis* og/eller endring i forholdet mellom *B. skagerrakensis*/*H. balthica*. Tre dateringer fra Eikeland (2021) er benyttet i studien. Disse inkluderer kjerne GS20-228-11GC (dyp 41-43 cm), GS19-222-01GC (dyp 60-61 cm) og GS19-222-05GC (dyp 76-77 cm).

For å plukke ut materiale for datering ble sedimentprøvene fordelt utover et tellebrett med hull plassert ovenfor et vanlig tellebrett. De bentiske foraminiferne *U. mediterranea*, *H. balthica* og *B. marginata* ble plukket ut fra til sammen 5 prøver/dyp. Ved å bruke en tynn pensel ble alle de ønskede foraminiferene ført inn i hullene som ledet til tellebrettet under. Flere veiinger underveis ble utført til en ønsket vekt på 6-8 mg var oppnådd. På grunn av lav konsentrasjon i de to prøvene i kjerne GS20-228-10GC ble kun nok materiale til en vekt på 1 – 2 mg benyttet for datering. Før dateringsprøven ble ført fra tellebrettet og over i sitt merkede glass, ble en siste sjekk utført for å sikre seg at ikke annet materiale hadde kommet med. Dette ble i så fall fjernet før prøven ble sendt inn til datering.

Prøvene ble sendt inn til Lunds Universitetet i Sverige og til Beta Analytic Testing Laboratory (Beta) i Florida for AMS datering, hvor sistnevnte kun inkluderte kjernene GS19-222-01GC og GS20-228-11GC. Alle karbonaldrene ble kalibrert til kalenderår før nåtid (Cal a BP) ved bruk av OxCal v4.4.4 (Ramsey, 2009) og korrigert for IntCal20 (Reimer et al., 2020) og Marine20 (Heaton et al., 2020), hvor materialet er tenkt å være 100% marint. De kalibrerte aldrene benytter år 1950 A.D. som basis.

Ingen av prøvene ble denne gangen korrigert for den lokale variasjonen studieområdet kan være eksponert for (ΔR verdi). Begrunnelsen bak dette er at alle ΔR verdier fra tidligere publisert materiale i området kun er basert på terrestrisk materiale samt skjell fra strandsonen. Ettersom karbonkilden benyttet til dateringer i dette prosjektet er bentiske foraminiferer som lever i bunnvannet i fjorden, vil bruk av en ΔR verdi fra overflatevann gi en feil kalibrering. I kapittel 5 vil resultatene fra dette prosjektet bli sammenliknet med publisert litteratur. For å kunne gjøre en mer korrekt korrelering av aldrene er karbondateringene fra publikasjonene kalibrert på ny med samme parameter som dateringene fra Førdefjorden.

3.5 Program benyttet for prosessering

- ***CorelDraw Graphics Suiter X5***

Det vektorbaserte tegneprogrammet CorelDraw Graphics Suiter X5 ble benyttet til konstruksjon av ulike figurer, seismikk samt til konstruksjon av den litologiske beskrivelsen av kjernene.

- ***Inkscape***

Et gratis vektorbasert tegneprogram som ble benyttet til fremstilling av figurer.

3.6 Feilkilder

3.6.1 Feilkilder ved prøvetakning på G. O. Sars

Ved selve innsamlingen av data om bord i G. O. Sars kan flere feilkilder ha funnet sted. Ved prøvetakningen av fallkjernene kan de øverste lagene ha blitt ødelagt som følge av den store kraften som kommer fra kjernen i fritt fall. For å få bedre kontroll over den øvre delen av stratigrafien ble det tatt multikjerner ved siden av. I tillegg til dette kan kjernetakeren ha penetrert skjevt inn i havbunnen, noe som i så fall vil føre til feil i stratigrafien, eller noe av sedimentene i bunnen kan ha gått tapt dersom sandfangeren ikke utløstes korrekt.

Ved innsamling av seismikk kan hastigheten på farkosten ha influert kvaliteten på de seismiske bildene og dermed mulig ha forringet resultatene. Multipler, sidestøy og andre forstyrrelser kan også ha vært delaktig i unøyaktig seismikk.

3.6.2 Feilkilder ved laboratorisk arbeid

Ettersom denne studien benytter seg av en del data som er samlet inn, preparert og analysert tidligere, er det mindre kontroll på hva som er gjort, hvilken behandling og hvor nøye undersøkelser og prøvetakning er gjennomført. Et eksempel på dette var bruk av ulike system når det kom til navnsetting av prøver, og dermed mulig forvirring.

Det ble oppdaget feil i MSCL data prosessert for kjerne GS19-222-01GC og GS19-222-05GC, hvor de ulike parameterne viste unormalt høye verdier. Kjernene ble scannet på ny slik at verdiene ble mer liknende i karakter i forhold til de andre kjernene, men det kan ikke utelukkes at menneskelige feil og innstillinger ved skanning kan føre til svært feile resultater. De gamle skanningene har blitt brukt i arbeid allerede og ville blitt brukt i denne studien hadde en ikke vært oppmerksom.

Skjærstyrkemålinger kan bli feil dersom avlesningen av innsynkningsdybden ikke leses av fort nok. I slike tilfeller kan konusen synke dypere ned og dermed gi en tilsynelatende for lav skjærstyrke. Skjev avlesning og bruk av feil konus kan også føre med seg feil.

Prøvetakning og vasking av sedimentene kan skape følgefeil for resten av undersøkelsene. Kontaminering langs røret kan føre yngre sediment ned i kjernestratigrafien idet den penetrerer bunnen. Ved å la ekstrahert materiale ligge for lenge på aluminiumsbrett i våt tilstand før det veies kan det resultere i feil mengde vanninnhold i prøven. Ved overføring mellom beholdere kan materiale gå tapt, det samme gjelder ved våtsikting. For høyt vanntrykk, sikter med feil i masker eller hull som oppdaget av Eikeland (2021), samt at noe materiale blir igjen i sikten kan føre til at kornfordelingskurven får feil. Knusing av mikrofossil kan også forekomme på dette stadiet. For å unngå kontaminering ved våtsikting ble siktene satt på ultrasonisk bad i 2 – 3 minutter for hver andre prøve siktet. Grundig skylling med vann ble ellers brukt.

På grunn av det høye innholdet av organisk leire, var vaskingen av prøvene spesielt ved størrelsene 150 og 63 μm vanskelig. Enkelte prøver ble nødt til å bli vasket opptil tre ganger før en tilfredsstillende renhet var nådd. Tap av materiale samt knusing regnes som en viktig feilkilde i disse tilfellene.

Ved bruk av Mastersizer 3000 kan overflomming av systemet, klumping og uren maskin føre til feil i dataen.

3.6.3 Feilkilder ved mikroskopering og datering av materiale

Grunnet begrenset erfaring ved mikroskopering kan ulike fossil ha blitt feiltolket eller blitt oversett, spesielt ved de tidligste gjennomførte undersøkelsene.

Dateringsprøvene kan ha blitt utsatt for kontaminering fra eldre og/eller yngre karbon i systemet. Resedimentering samt at den marine reservoar alderen varierer fra plass til plass kan og påvirke alderen.

4. Resultat

Dette kapittelet summerer opp resultatene som er samlet inn gjennom tokt, laboratoriearbeid, mikroskopering og analysering av kjernedataene. Lokaliteten for de analyserte kjernene og CTD-målingene er illustrert i Figur 4.0.

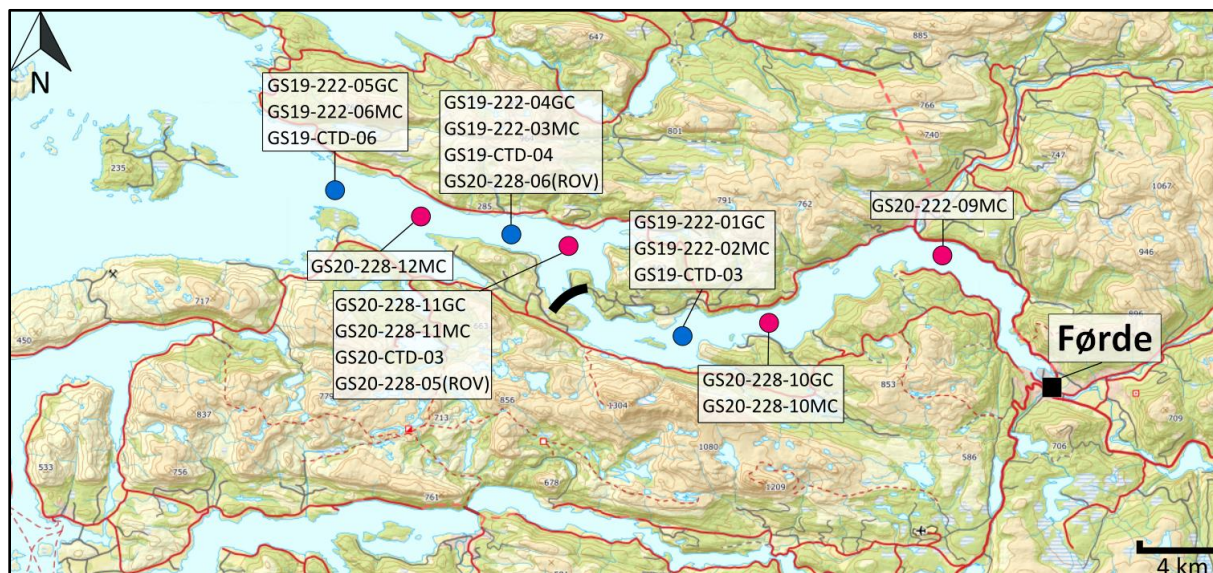


Fig. 4.0: Kart med avmerkede lokaliteter for innsamlede sedimentkjerner og CTD stasjonene, hvor blå prikk markerer stasjoner fra 2019- toktet og rosa prikk 2020-toktet. Byen Førde, innerst i fjorden, er markert med svart firkant, og fjordterskelen ved Ålasundet er markert med svart strek. Modifisert fra Norgeskart (2022).

Delkapitlene 4.1 til og med 4.7 er beskrivelser av de seismiske profilene, fall og/eller multikjernene. Tilgjengelige ROV klipp vil også være fremhevet. ^{14}C dateringsresultatene er kalibrert og tilgjengelig i Tabell 4.0. Delkapittel 4.8 er en beskrivelse av CTD-dataen. For enklere og mer effektiv sammenlikning av resultatene i kapittel 5: Diskusjon, inkluderer hver kernebeskrivelse en kort tolkning av enhetens stratigrafi og avsetning.

TOPAS linjene fra toktene i 2019 og 2020 består av en blanding mellom lengde og tverrprofil. For å få frem et tydelig bilde av stratigrafien rundt kjernelokalitetene er TOPAS profilene begrenset til sedimentbassengene hvor kjernene er hentet ut (Fig. 4.0). Alle profilene har markert posisjon til fall- og/eller multikjerner, oversiktskart med posisjon av TOPAS-utdraget (ikke faktisk lengde på profilet) samt helningsrose/gradient for 2° , 5° , 10° og 15° vinkel (eks. Fig. 4.1a). En simplifisert tolkning er gjort slik at profilene deles maksimalt inn i to reflektorer (R0- havbunn og R1), to enheter (S1 og S2) samt akustisk basement. En innzoomet figur av seismikken er og satt sammen med fargeskann, røntgen og MS for både multi- og fallkjernene for å sammenlikne stratigrafien.

Litologisk logg er utarbeidet for alle kjernene og støttes opp av sedimentologiske, geokjemiske og fysiske parameter. I tillegg er den bentiske foraminiferfaunaen, i de kjernene den har vært analysert, beskrevet.

I kjernene hvor sedimentprøver er ekstrahert, siktet og mikroskopert er den kumulative kornfordelingskurven plottet. Disse kjernene har en figur hvor den bentiske foraminifer faunaen for artene *B. skagerrakensis*, *H. balthica*, *G. turgid*, *U. mediterranea*, *C. laevigata*, *B. marginata* og *C. lobatulus*, sammen med den totale mengden bentiske og planktoniske foraminiferer, er plottet. Denne figuren inkluderer også glødetapskurven (LOI) dersom dette er tilgjengelig. I den andre figuren er den litologiske beskrivelsen, evt. Mastersizer-data og skjærstyrken plottet sammen med de utvalgte MSCL parametere magnetisk susceptibilitet (MS) og gammatetthet. XRF-element parameterne Br, Ca, K/Ti og Mn er også plottet mot dyp.

Dateringsresultatene er oppsummert i Tabell 4.0 med kjernenavn, ¹⁴C laboratorienavn, prøvedyp og type dateringsmateriale. ¹⁴C-alder er notert med usikkerhet, i tillegg til det kalibrerte 1σ aldersintervallet og median alder. Sistnevnte alder er den som er merket i kjerneloggene. ¹⁴C kalibrerings-kurver av dateringene er tilgjengelig i Vedlegg 1.

CTD dataen i delkapittel 4.8 beskriver hvor mektige topplag, intermediært vann og bunnvannet er på de ulike stasjonene basert på posisjon av pyknoklinen, haloklinen og termoklinen.

Tabell 4.0: Oversikt over dateringsprøver og datert materiale, ¹⁴C alder og kalkulert alder (kalibrerte kalenderår før nåtid) for de ulike kjernene.

Kjerne ID	Lab. ID	Dyp (cm)	Datert materiale (bentiske foraminiferer)	¹⁴ C Alder (BP)	Aldersintervall 1σ (Cal a BP)	Median alder (Cal a BP)
GS20-228-10GC	LuS-17475	45-47	<i>H. balthica</i> , <i>U. mediterranea</i> , <i>B. marginata</i>	1535 ± 45	830-1000	920
	LuS-17476	209-211	<i>H. balthica</i> , <i>U. mediterranea</i> , <i>B. marginata</i>	4250 ± 45	4066-4271	4164
GS19-222-01GC	Beta-593910	60-61	<i>H. balthica</i>	1640 ± 30	955-1100	1031
GS20-228-11GC	Beta-593911	41-43	<i>H. balthica</i>	1700 ± 30	1020-1172	1096
GS19-222-04GC	LuS-17472	29-31	<i>H. balthica</i> , <i>U. mediterranea</i> , <i>B. marginata</i>	1230 ± 30	560-676	627
	LuS-17473	69-71	<i>H. balthica</i> , <i>U. mediterranea</i> , <i>B. marginata</i>	1890 ± 35	1223-1355	1286
GS19-222-05GC	LuS-17474	34-35	<i>H. balthica</i> , <i>U. mediterranea</i> , <i>B. marginata</i>	940 ± 30	326-460	394
	LuS-16473	76-77	<i>H. balthica</i>	1940 ± 30	1271-1395	1334

4.1 Lokalitet GS20-228-09MC

Seismisk profil

Det seismiske tverrprofil GS20-228-32 viser lokasjonen til multikjerne GS20-228-09MC ved Naustdal (Fig. 4.1a). Profilet har S-N retning og deles inn i to enheter, S1 og S2. Enhet S2 avgrenses av den akustiske basement i bunn og har en mektighet på ~43 meter. Enheten består av parallelle høyamplitude reflektorer i nedre del og transparente, lavamplitude reflektorer i den øvre delen av enheten. R1 markerer nedre grense på enhet S1. Enheten draperer underliggende stratigrafi og har et tilnærmet transparent refleksjonsmønster, hvor det er uregelmessig antydning til reflektorer. Mektigheten på enheten er ~2 meter. Multikjerne GS20-228-09MC penetrerer 50 cm ned i denne enheten som vist i Figur 4.1b. Stratigrafiens øverste reflektor R0 markerer havbunnen.

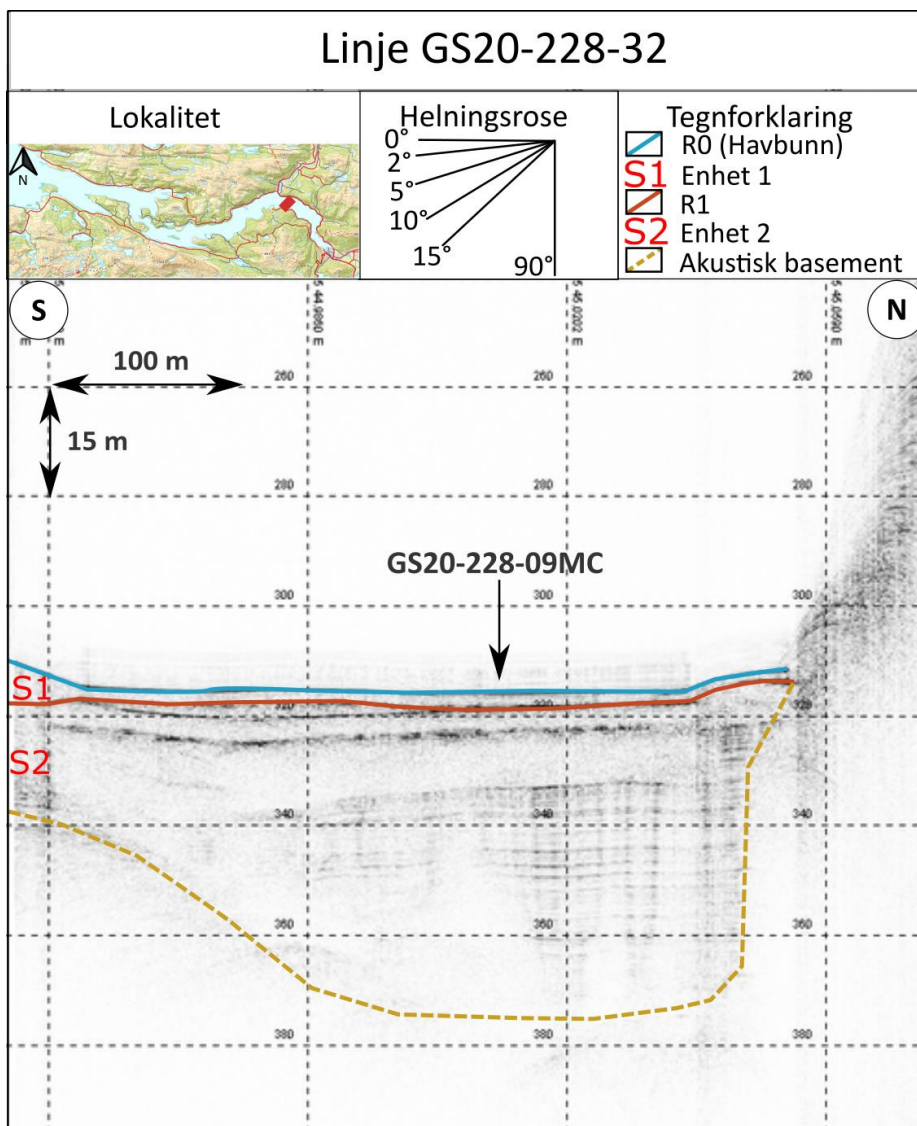


Fig. 4.1a: Tolket seismisk profil av linje GS20-228-32. Lokaliteten til kjerne GS20-228-09MC er markert.

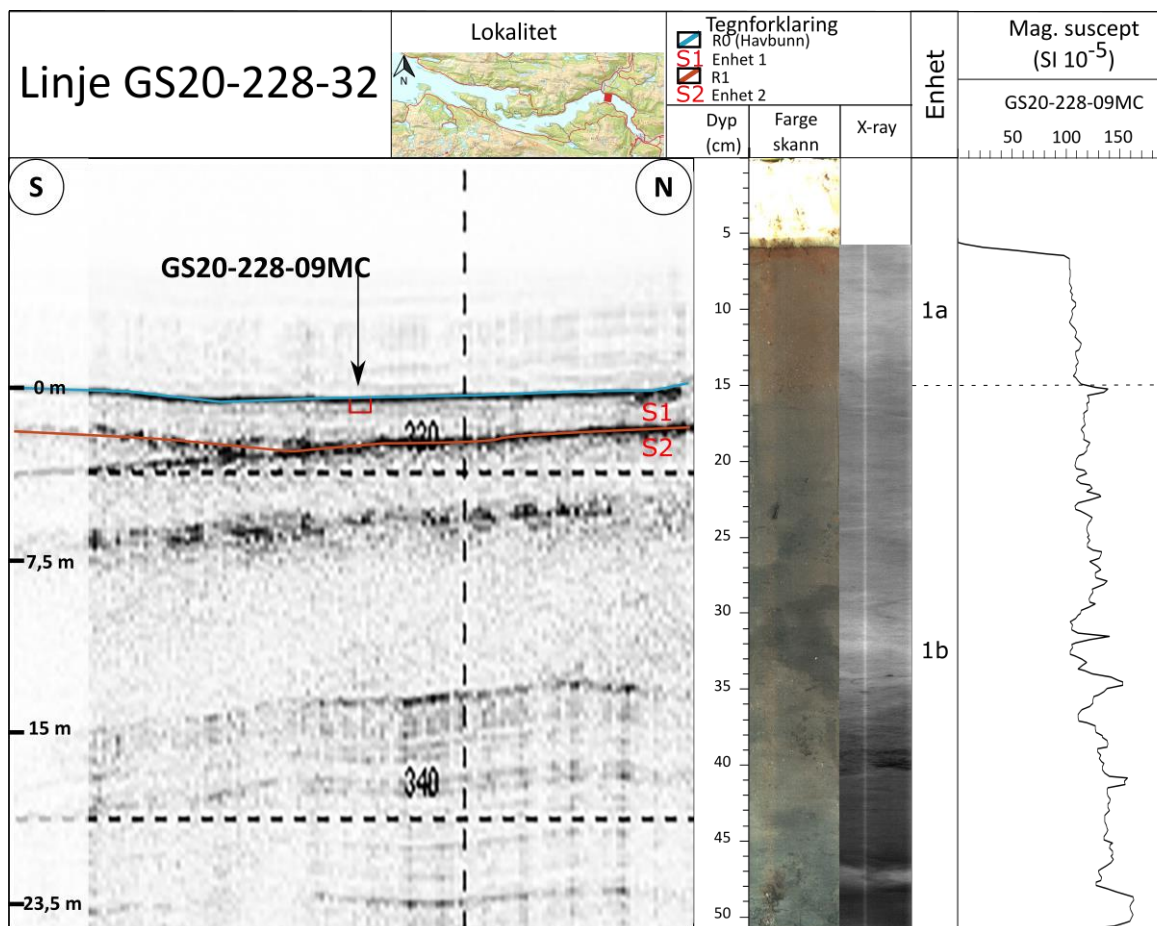


Fig. 4.1b: Tolket seismisk profil avgrenset rundt kjerneområdet. Figuren inkluderer stratigrafiske enheter, fargescann, røntgen avbildning og MS parameter til kjerne GS20-228-09MC.

Kjernebeskrivelse

Kjerne GS20-228-09MC er 51 cm lang og består av to underenheter, hvor 1b er nederst og 1a er øverst (Fig. 4.1c). De øverste 6 cm av kjernen består av oasis.

Enhet 1b (51- 15 cm)

Nedre grense er ikke synlig, men markeres ved bunn av kjernen. Underenheten består av siltig leire med gradvis fargeovergang fra mørk olivengrå til veldig mørk grålig brun (Fig. 4.1c). Det er identifisert biogent materiale fra planter, samt skjellfragment ved 45 cm dyp. Svak oppgroving fra 45 til 28 cm observeres i > 63 og >150 μm størrelse, så vel som i Dx90 parameteren. LOI viser en gradvis økning i organisk materiale, fra rundt 5% i bunn til 8% i toppen av enheten. Tilsvarende gradvis økning er å se i Br (cps) element verdien. Det er et svært lavt innhold av bentiske foraminiferer på ca. 0,6 ant/g (Fig. 4.1d). Den høyeste andelen bentiske foraminiferer er ca. 3 fossiler per gram, bestående av *G. turgid* og *B. marginata*. *H. balthica* er kun identifisert ved 18 cm (Fig. 4.1d). Enheten tolkes til å være hemipelagiske avsetninger basert på manglende struktur og homogen tekstur.

Enhet 1a (15-6 cm)

Bunnen av enheten defineres ved økning i kornstørrelser, samt dropp i MS (Fig. 4.1c). Enhet 1a kjennetegnes med veldig mørk grålig brun farge og høyt organisk innhold, gjenspeilet i LOI på ~8%. Det er identifisert skjellfragment ved 12 cm dyp. Den kumulative vekten viser til en økning i alle kornstørrelser opp til dyp 9 cm, en trend ikke synlig i Mastersizer-dataene. MS holder seg stabil på 60-80 SI 10^{-5} gjennom enheten. En nedgang fra ~7,4 til 2,4 ant/g av bentiske foraminiferer observeres fra bunn til topp (Fig. 4.1d). Faunaen domineres av *G. turgid* og *C. laevigata*. Noen planktoniske foraminiferer forekommer, med en økende trend mot toppen av enheten. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning basert på gjennomgående høyt organisk (LOI) innhold og høy Br verdi. Strukturen er enten diffus laminert eller til dels kaotisk på grunn av bioturbasjon.

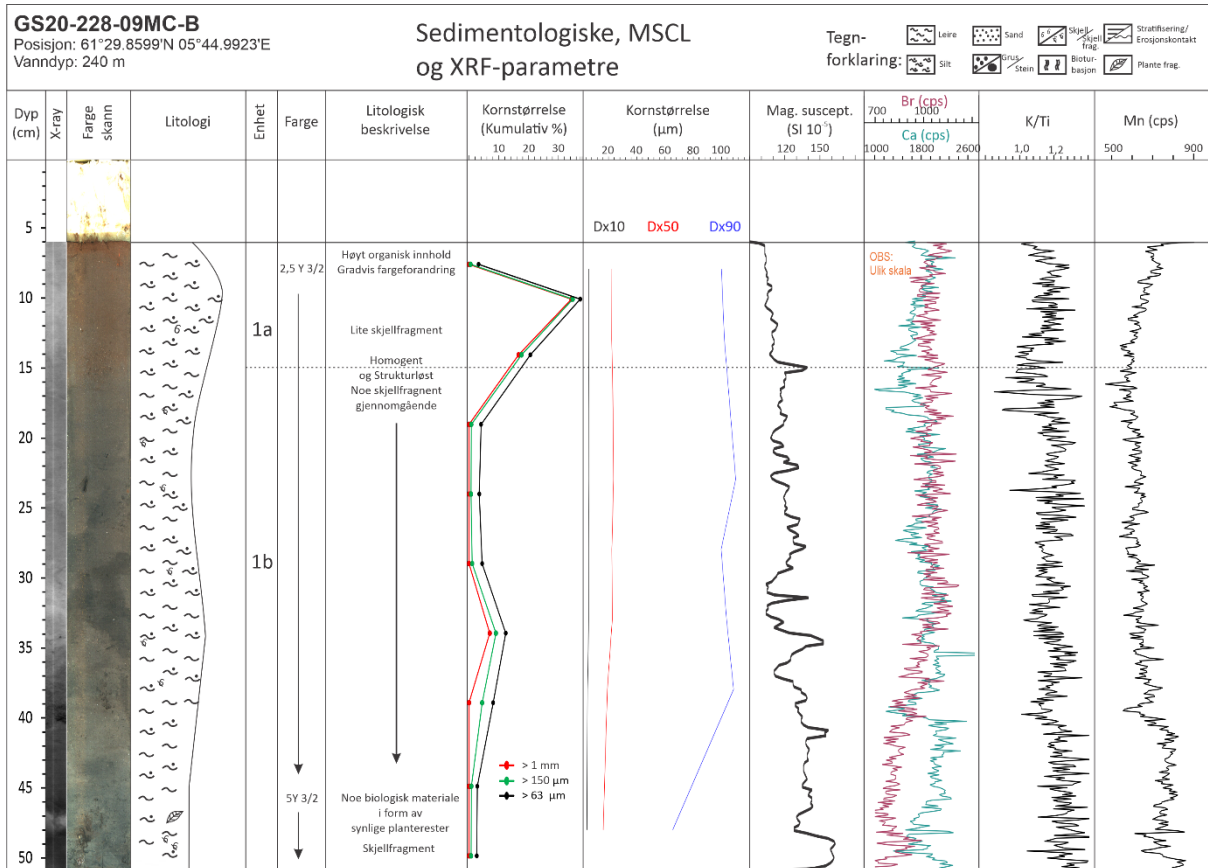


Fig. 4.1c: Sedimentologisk logg av kjerne GS20-228-09MC-B med utvalgte MSCL og XRF-parameter

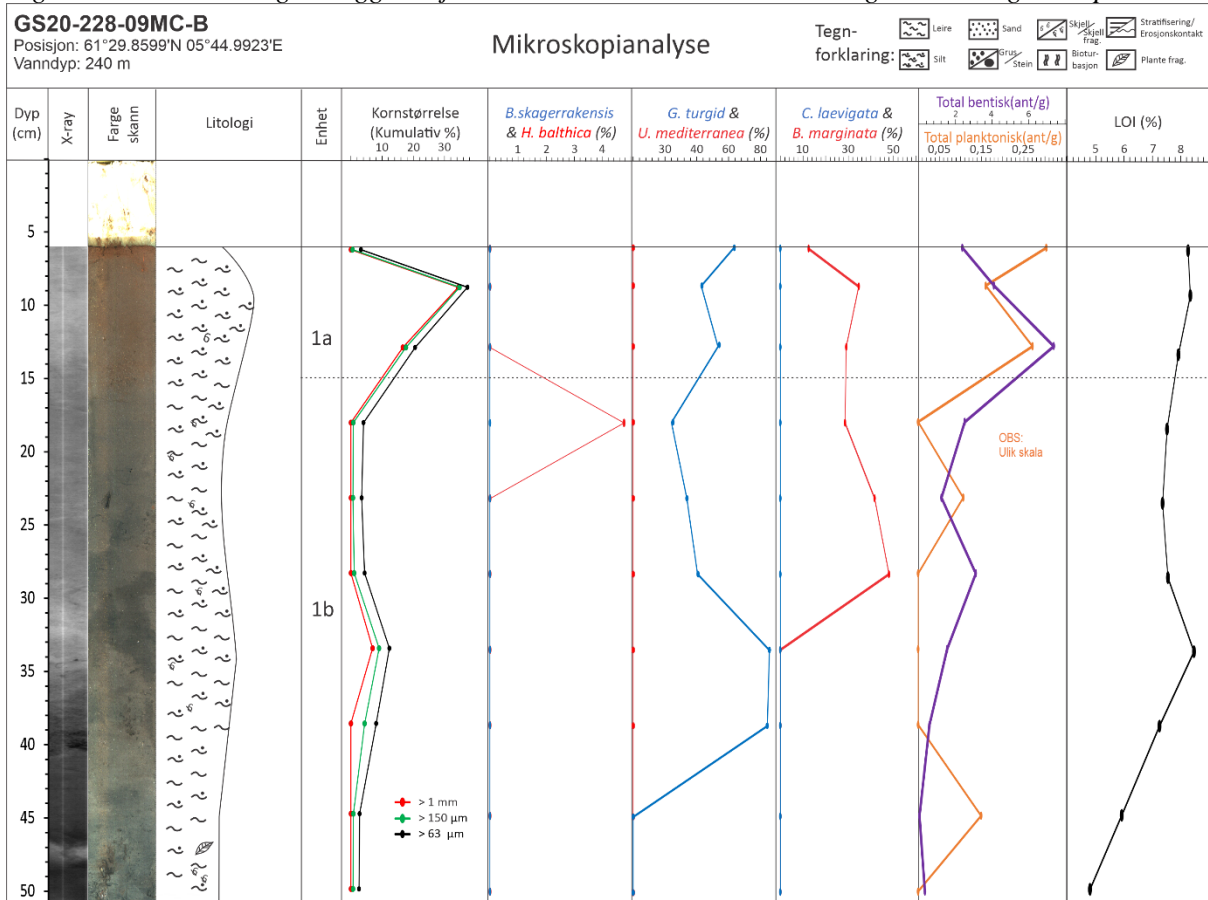


Fig. 4.1d: Mikroskopidata for kjerne GS20-228-09MC-B.

4.2 Lokalitet GS20-228-10GC og 10MC

Seismisk profil

Det seismiske tverrprofil GS20-228-34 inneholder lokasjonen til kjerne GS20-228-10GC og GS20-228-10MC ved Andalen (Fig. 4.2a). Profilet har SØ-NV retning og deles inn i to enheter, S1 og S2. Den akustiske basement utgjør bunnen av enhet S2. Enheten har en mektighet på ~33 meter. Nedre del av enheten består av horisontalt laminerte lav-amplitude sterke reflektorer med noe utydelig refleksjonsmønster, mens den øvre delen av enheten er dominert av transparente sekvenser med lav-amplitude reflektorer. En tydelig refleksor, R1, markerer nedre grense på enhet S1. S1 karakteriseres av et tilnærmet transparent refleksjonsmønster, med svake reflektorer. Enheten har en mektighet på 5,6 meter. De synlige reflektorene draperer underliggende stratigrafi. Fallkjerne GS20-228-10GC penetrerer 2,4 meter ned i enheten, og multikjerne 10MC penetrerer maksimalt 45 cm. Basert på loggerdata og fargefiguren mangler fallkjernen de øverste 2 cm (Fig. 4.2b). Den øverste reflektoren, R0, markerer øvre grense på stratigrafien.

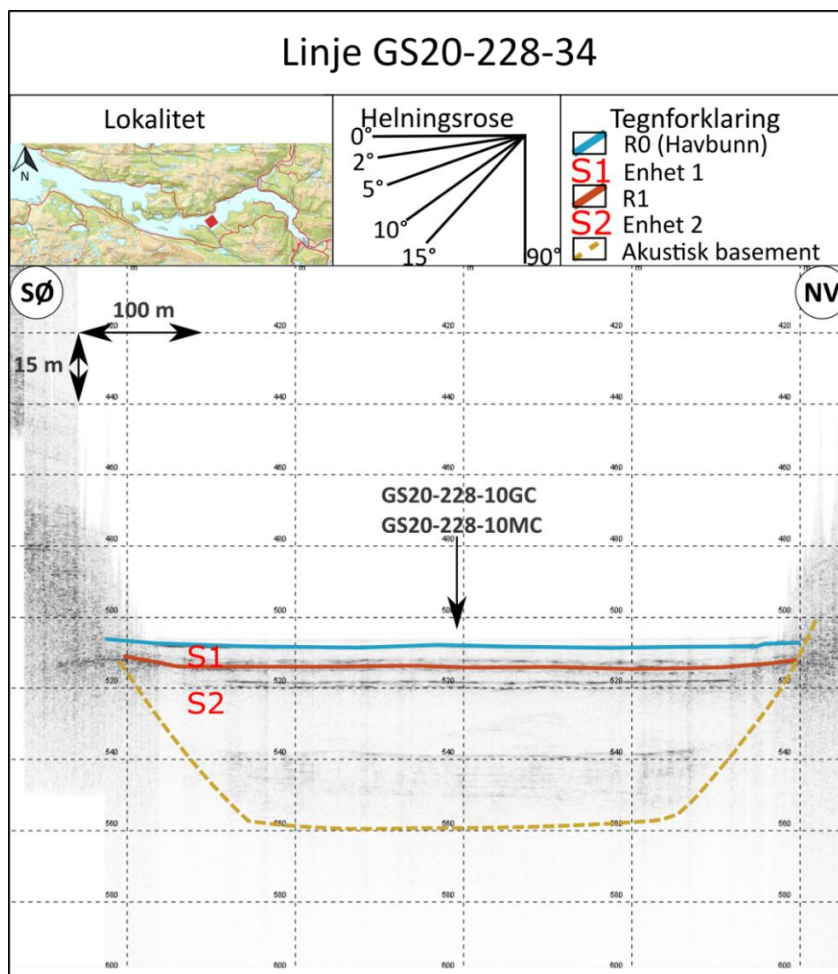


Fig. 4.2a: Tolket seismisk profil av linje GS20-228-34. Lokaliteten til kjerne GS20-228-10GC og GS20-228-10MC er markert.

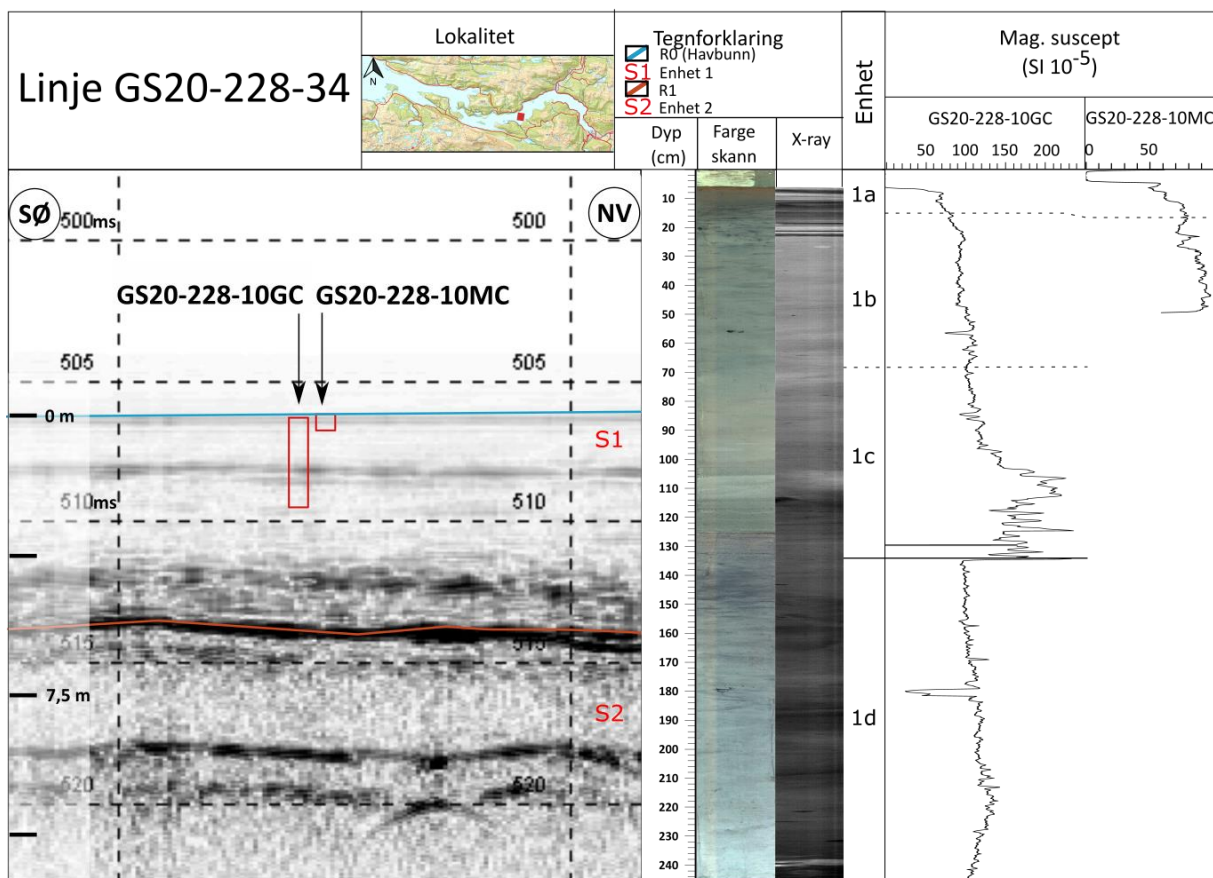


Fig. 4.2b: Tolket seismisk profil avgrenset rundt kjerneområdet. Figuren inkluderer stratigrafiske enheter, fargescann, røntgen avbildning og MS parameter for kjerne GS20-228-10GC, samt MS parameter for multikjerne GS20-228-10MC.

Kjernebeskrivelse

Falkjerne GS20-228-10GC

Kjernen er 245 cm lang og deles inn fire underenheter, hvor 1a er i topp og 1d i bunn (Fig. 4.2c). De øverste 6 cm av kjernen består av oasis. Ved sammenlikning med stratigrafien i multikjernen ble det funnet at de øverste 2 cm av stratigrafien mangler (Fig. 4.2b).

Det er tatt to dateringsprøver fra kjernen; ved dyp 209-211 cm og ved 45-47 cm med henholdsvis median alder på 4164 og 920 Cal a BP.

Enhet 1d (245-135 cm)

Bunnen av enheten er ukjent, men markeres ved enden av kjernen. Enheten består av strukturløs og homogen siltig leir med gradvis fargeovergang fra uorganisk mørk, grønnlig grå til mer organisk mørk grå farge fra bunn til topp. Kornstørrelsesplottene viser en stabil trend med svak oppgroving mot topp (Fig. 4.2c). Noe plantefragment er synlig ved ~175 cm dyp. Skjærstyrken varierer mye, fra ~30 til 9 kPa. Ca element verdien synker gradvis opp gjennom enheten, mens Br element og LOI verdiene øker. Mn element verdiene mer enn dobler seg fra bunn til topp i

enheten. Den bentiske foraminifer faunaen er på rundt 10 ant/g (Fig. 4.2d). *H. balthica* og *B. marginata* dominerer, mens *G. turgid* og *U. mediterranea* varierer i dominans ovenfor hverandre gjennom enheten. Enheten tolkes til å være hurtig avsatte hemipelagiske avsetninger med minerogen karakter basert på den homogene strukturen og finkornede sedimentære karakteren.

Enhet 1c (135-68 cm)

Erosjonskontakt og brå nedgang i Mn, MS samtidig med tydelig økning i kornstørrelser markerer bunnen på enheten. Enheten består av grov silt/fin sand i en oppfiningssekvens, som er laminert til og med ca. 115 cm dyp (Fig. 4.2c). Midtre del av enheten har høy andel skjellfragment og en økning i Ca, MS og tetthet. Et innhold opptil ~50 ant/g bentiske foraminiferer oppnås i bunnen av enheten, hvor *C. lobatulus* sammen med *B. marginata* står for majoriteten (Fig. 4.2d). *C. lobatulus* avtar i mengde opp gjennom enheten, og *B. marginata* øker opp til 80 cm før mengden avtar. Basert på erosjonskontakten i bunn og den laminerte strukturen i bunnen av enheten i oppfiningssekvens tolkes enheten til å representere en turbidittavsetning. Øvre deler av enheten hvor det ikke er synlig laminering og fravær av sand tolkes som halen til turbiditten.

Enhet 1b (68-15 cm)

Oppgroving av sedimentene markerer bunnen på enheten. Enheten består av strukturløs og homogen siltig leire med olivengrå farge og skjellfragmenter (Fig. 4.2c). En økning i organisk materiale observeres i LOI og en topp i gammatettheten observeres i øvre del av enheten. Nedre del har et lavere totalt innhold av bentiske foraminiferers på ~7 ant/g sammenliknet med topp på ~43 ant/g, hvor de varme artene *H. balthica*, *U. mediterranea* og *B. marginata* utgjør majoriteten (Fig. 4.2d). Ved dyp 52 cm opptrer *B. skagerrakensis* første gang i kjernen, og dominerer faunaen ved 50 cm dyp. Prosentandelen *B. skagerrakensis* begynner å avta rett etter dette, og *H. balthica* dominerer på ny ved ~24 cm dyp. Enheten tolkes til å være hemipelagiske avsetninger med en noe minerogen karakter basert på manglene struktur og homogene XRF- og MSCL parameter.

Enhet 1a (15-6 cm)

Fall i gammatetthet og brå økning i LOI markerer bunnen på enheten. Enhet 1a består av veldig mørk, gråbrun, siltig leire med noen skjellfragment og et høyt organisk innhold (Fig. 4.2c). Det høye organiske innholdet i enheten reflekteres i den kraftige økende trenden til Br samt i LOI som er på rundt 9,5 %. Den bentiske faunaen domineres av *H. balthica*, som utgjør rundt 60 %

av foraminiferene (Fig. 4.2d). *G. turgid* og *U. mediterranea* øker mot toppen, sammen med *B. marginata*. Noen planktoniske foraminiferer ble identifisert i enheten. Enheten tolkes til å være hemipelagiske avsetninger med høyt organisk innhold basert på høy LOI, Br verdi samt dens brune farge.

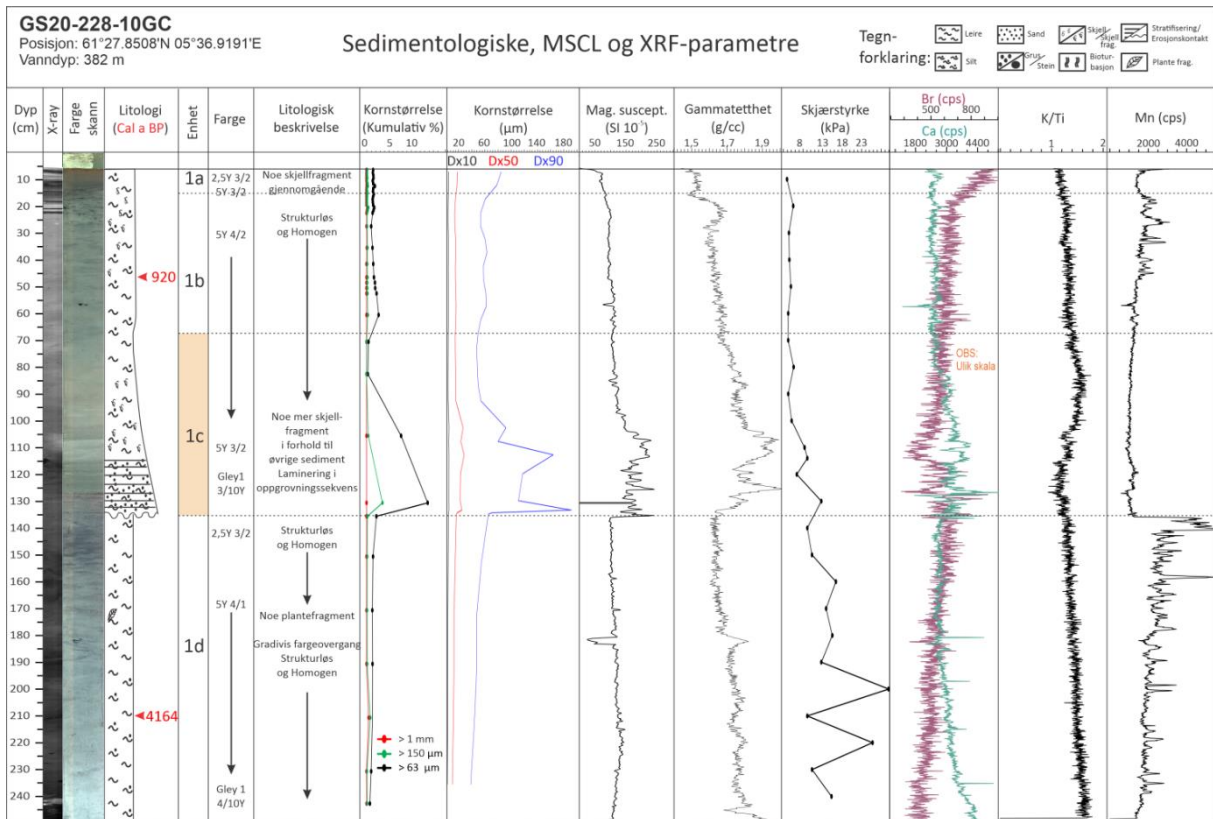


Fig. 4.2c: Sedimentologisk logg av kjerne GS20-228-10GC med utvalgte MSCL og XRF-parametre

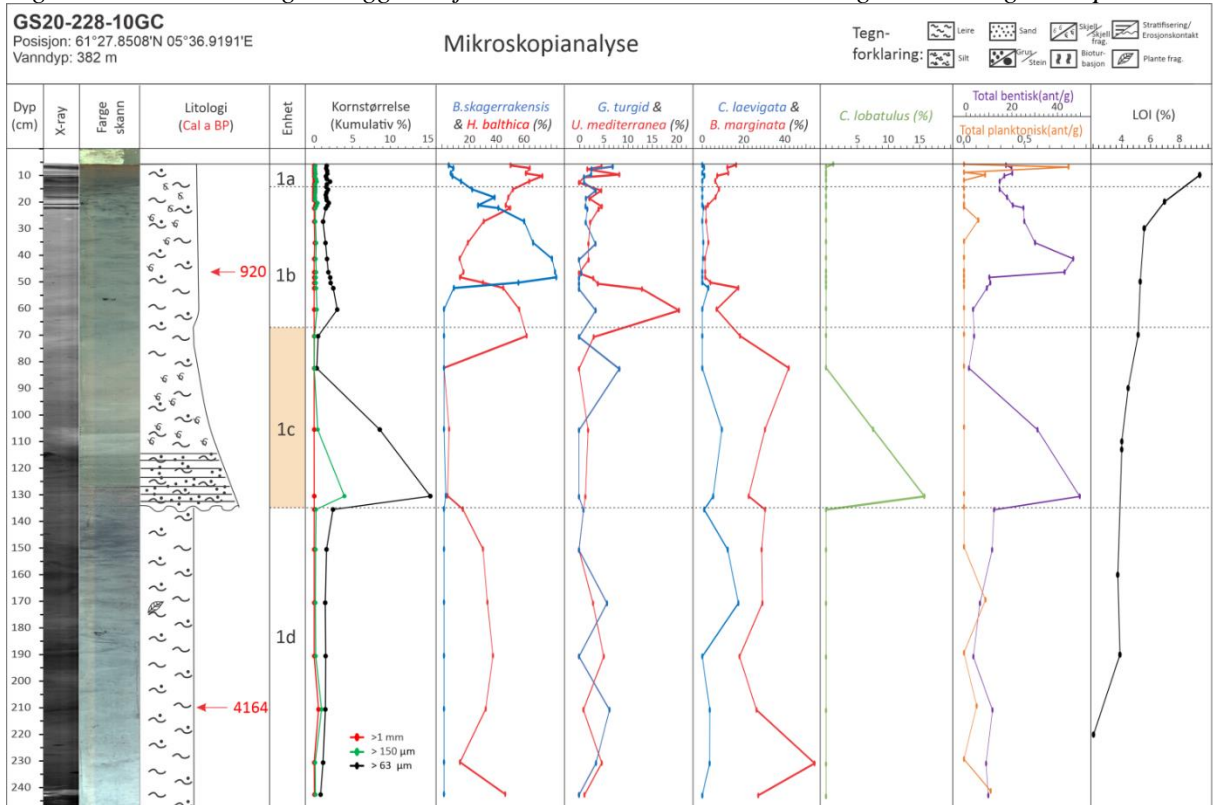


Fig. 4.2d: Mikroskopidata for kjerne GS20-228-10GC.

Multikjerne GS20-228-10MC-B

Multikjernen er 50 cm lang og deles inn i 2 enheter, hvor enhet 1b er nederst (Fig. 4.2e). De øverste 4 cm består av oasis.

Enhet 1b (50 – 16,5 cm)

Bunnen av enheten er ukjent, men markeres ved enden av kjernen. Enheten består av olivengrå siltig leire, og har flammestrukturer og graveganger (Fig. 4.2e). Brå økning i Mn verdien observeres i midtre del av enheten. Enheten tolkes til å være hemipelagiske avsetninger basert på den strukturløse og homogene karakteren.

Enhet 1a (16,5 – 4 cm)

Nedgang i Ca konsentrasjon i bunnen av enheten utgjør bunnen på enheten. Enhet 1a består av strukturløs og homogen siltig leire med tilsynelatende høyt organisk innhold (Fig. 4.2e). Mn verdien øker betraktelig gjennom enheten, og når sin topp i øvre del av enheten. Enheten tolkes til å være hemipelagiske avsetninger med høyt innhold av organisk materiale basert på Br verdi og den brunlige fargen.

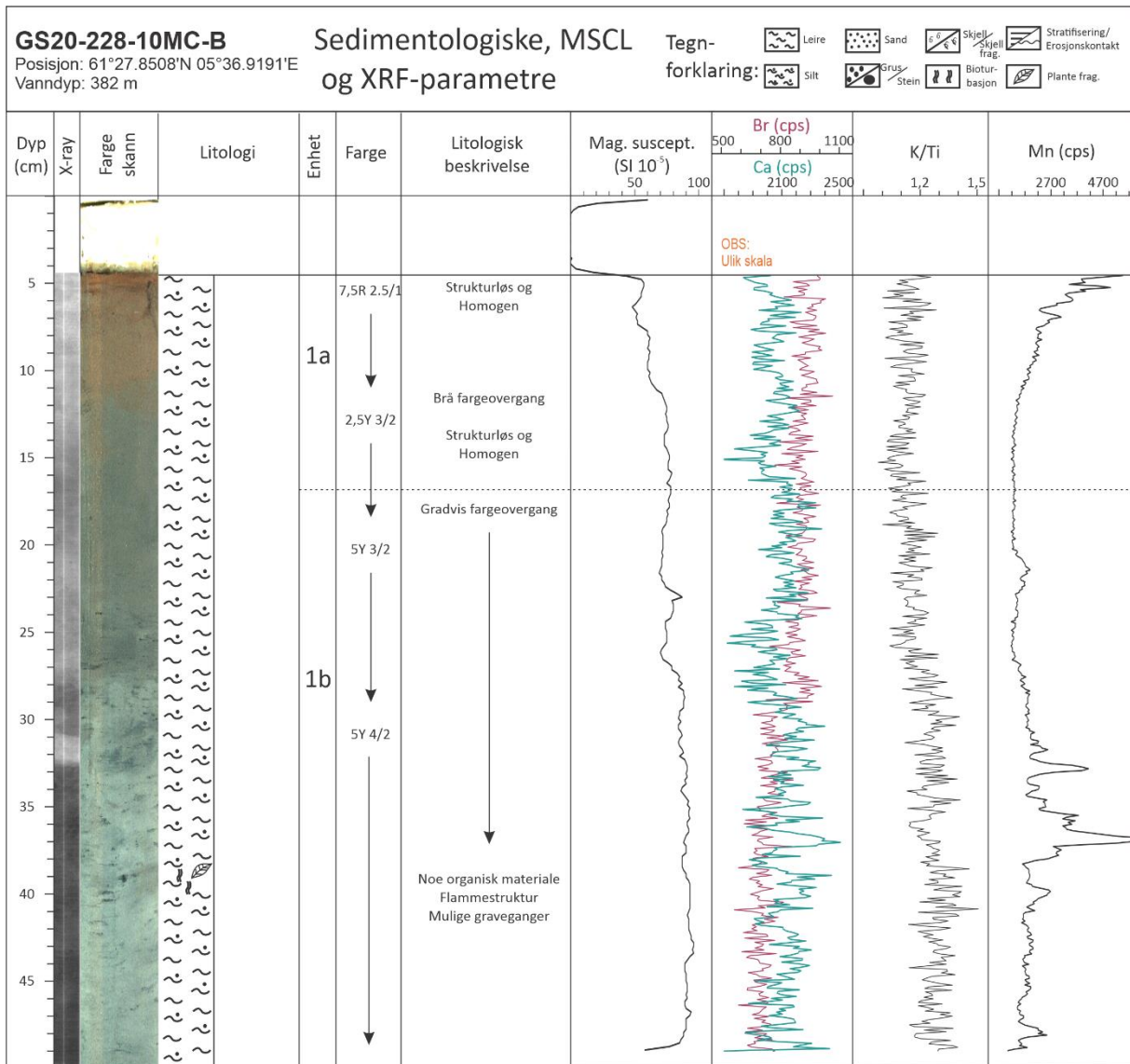


Fig. 4.2e: Sedimentologisk logg av multikjerne GS20-228-10MC med utvalgte MSCL og XRF-parameter

4.3 Lokalitet GS19-222-01GC og GS19-222-02MC

Seismisk profil

Det seismiske profilet GS19-222-02 inneholder lokasjonen til kjernene GS19-222-01GC og GS19-222-02MC ved Helle (Fig. 4.3a). Profilet har V-Ø retning og deles inn i to enheter, S1 og S2. Den nederste enheten, S2, begrenses av akustisk basement i bunn og har en maksimal mektighet på ~80 meter. Nedre del er en mektig avsetning med horisontale og parallelle høyamplitude reflektorer. Disse er dekket av mer transparente enheter. R1 markerer starten på enhet S1. Denne enheten har en mektighet på 2,7 meter og kjennetegnes av transparente lag med sporadisk svake reflektorer. Kjerne GS19-222-01GC penetrerer 234 cm og GS19-222-02MC 39 cm ned i enheten. Multikjernen mangler den øverste centimeteren sammenliknet med fallkjernen (Fig. 4.3b). R0 markerer toppen på stratigrafien.

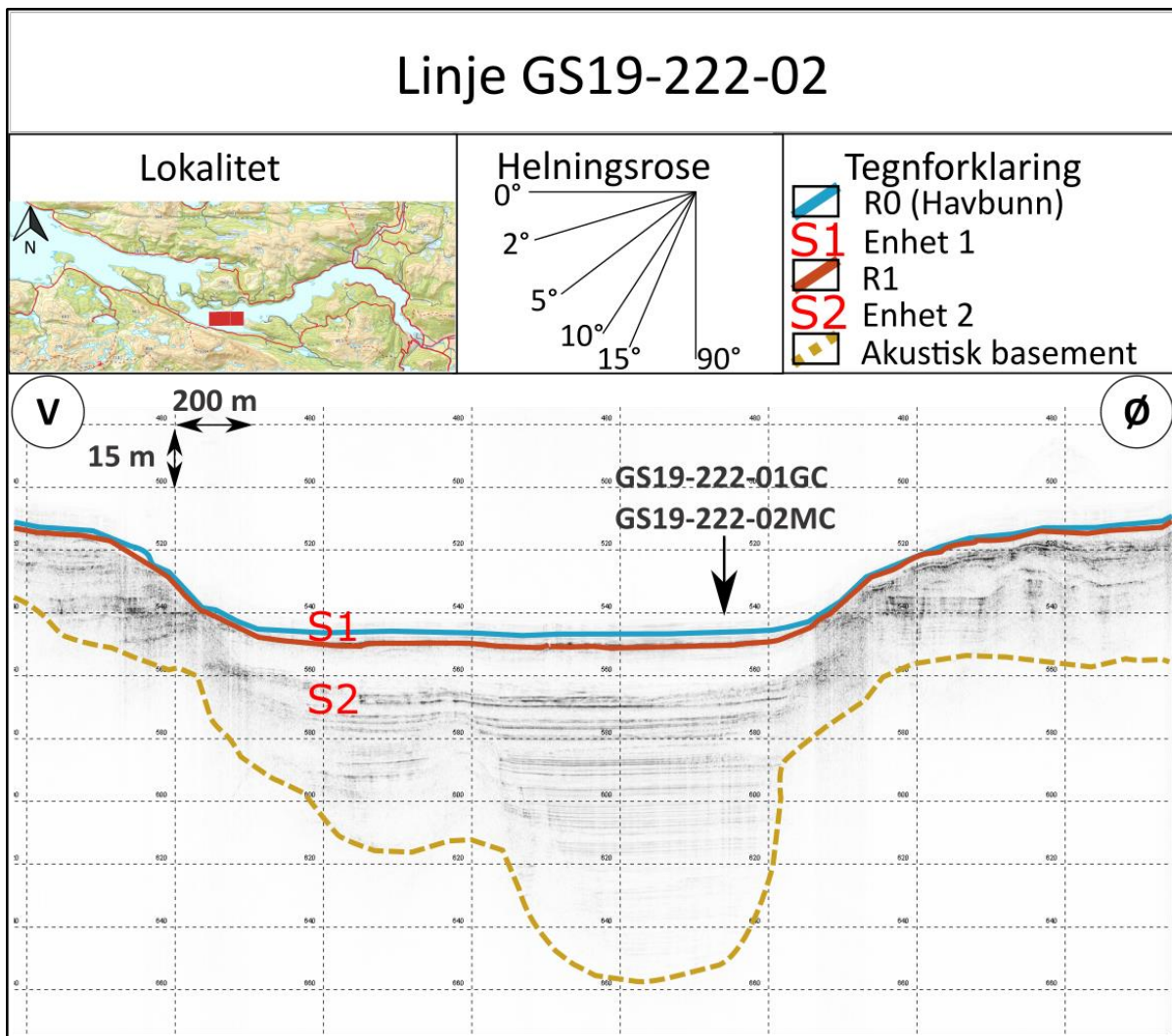


Fig. 4.3a: Tolket seismisk profil av linje GS19-222-02. Lokaliteten til kjerne GS19-222-01GC og 02MC er markert.

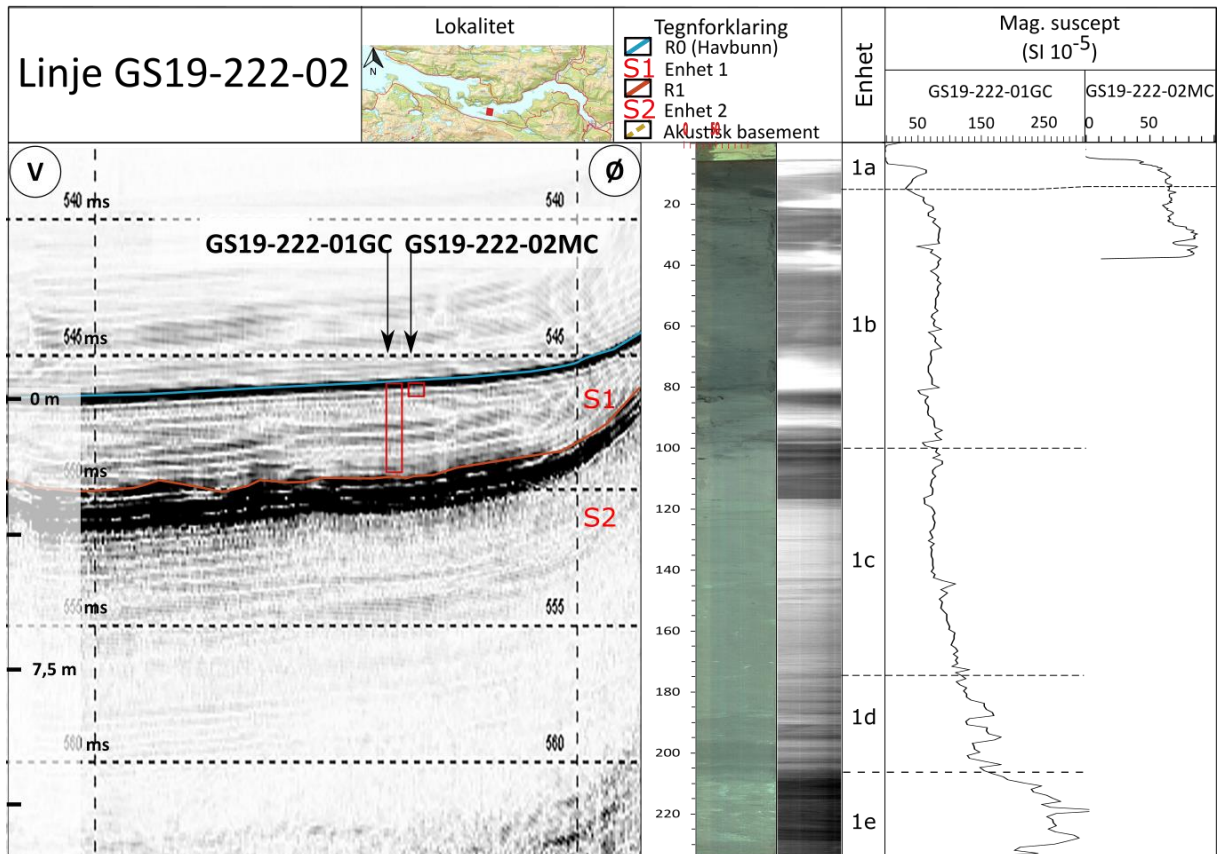


Fig. 4.3b: Tolket seismisk profil avgrenset rundt kjernetakning. Figuren inkluderer stratigrafiske enheter, fargescann, røntgen og MS parameter til fallkjerne GS19-222-01GC, samt MS parameter for multikjerne GS19-222-02MC.

Kjernebeskrivelse

Fallkjerne GS19-222-01GC

Kjernen er 234 cm lang, og deles inn i fem underenheter, hvor enhet 1e stratigrafisk nederst og 1a øverst (Fig. 4.3c). De øverste 7 cm av kjernen består av oasis.

Det er tatt en dateringsprøver fra kjernen ved dyp 60-61 cm med en medianalder på 1031 Cal a BP (Tabell 4.0).

Enhet 1e (234- 206 cm)

Bunnen av enheten er ukjent, men defineres som kjernens bunn. Enheten består hovedsakelig av mørk grå, stratifisert, grov silt og fin sand (Fig. 4.3c). Det kumulative kornstørrelsesflottet viser til en begynnelse på en oppfiningssekvens i øvre del av enheten. Ca element og MS er på sitt høyeste i kjernen i denne enheten, sistnevnte sentrert rundt $\sim 250 \text{ Si } 10^{-5}$. Det er et toppunkt i skjærstyrken ved 215 cm, før verdien synker noe mot toppen. Mengde mikrofossil er varierende med $\sim 45 \text{ ant/g}$ i nedre del, $\sim 10 \text{ ant/g}$ i midtre og $\sim 24 \text{ ant/g}$ i øvre del (Fig. 4.3d).

Enheten tolkes til å være en turbidittavsetning basert på den laminerte og grovkornede kornstørrelses karakteren.

Enhet 1d (206 – 175 cm)

Erosjonskontakt mot underliggende stratigrafi markerer starten på enheten (Fig. 4.3c). Mesteparten av denne underenheten er karakterisert av laminering og gradvis oppfining i kornstørrelser opp til ca. 190 cm fra grov silt og fin sand til siltig leire. Det er synlige graveganger i midtre del av enheten. Nedgang i skjærstyrken og økning i Br verdien observeres. Høye verdier av *C. laevigata* og *B. marginata* observeres (Fig. 4.3d). Basert på erosjonskontakten og stratifiseringen i bunn, samt den gradvise oppfiningen av sedimentene tolkes enheten til å være en turbidittavsetning hvor øvre del er turbidittens hale.

Enhet 1c (175 - 100 cm)

Den høye andelen silt og leire markerer bunn på enheten (Fig. 4.3c). Det er flere synlige graveganger gjennom enheten. Gammatettheten er stort sett stabil, men øker i øvre del. Gradvis økning i K/Ti forholdet er gjennomgående i hele enheten. Det er omtrent ingen bentiske foraminiferer i enheten (Fig. 4.3d). De få fossilene som identifiseres domineres av *H. balthica*, *G. turgid*, *B. marginata* og *C. laevigata*. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning grunnet den høye andelen finkornede sediment og den strukturløse og homogene teksturen.

Enhet 1b (100 - 15 cm)

En økning i kornstørrelse og fargeendring markerer starten på enheten (Fig. 4.3c). Stratigrafien har flammestrukturer og noen deler med grovere sediment enn resten. Ca og Br element verdiene har topper ved 85 cm dyp. Fluktuasjonen i gammatettheten som forekommer i denne enheten skyldes muligens luftrom i kjernen. K/Ti forholdet synker gjennomgående i enheten. Mengden bentiske foraminiferer går fra ~10 til 100 ant/g fra nedre til øvre del (Fig. 4.3d). *H. balthica* dominerer i nedre del. *U. mediterranea* og *B. marginata* har svært varierende mengder, begge med topper ved 95-90 og 65-60 cm dyp. *C. lobatulus* står for ~4% av foraminiferene i enheten. *B. skagerrakensis* viser seg først ved dyp 65 cm, og overskrider mengde *H. balthica* mellom 60 og 25 cm. Dateringsprøven på 60-61 cm viser en kalibrert alder på 1031 kalenderår (Tabell 4.0). Basert på den strukturløse og homogene teksturen samt den varierende kornfordelingskurven tolkes enheten til å være hemipelagisk avsetning avsatt under et høyere strømregime.

Enhet 1a (15 - 7 cm)

Underenhetens bunn markeres med en brå endring i Mn element og K/Ti forhold (Fig. 4.3c). Den er brunlig og tilsynelatende strukturløs siltig leir, med en sterk økning i kornstørrelse mot topp mot fin sand. Br og Mn verdiene sammen med K/Ti forholdet øker jevnt gjennom hele enheten. *H. balthica* dominerer foraminifer-faunaen, sammen med *U. mediterranea* og *C. lobatulus* (Fig. 4.3d). Sistnevnte utgjør opp til 20% av faunaen. Planktoniske foraminiferer opptrer og i enheten, spesielt ved bunnen. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning med høyt organisk innhold basert på den brunlige fargen og det høye innholdet av Br.

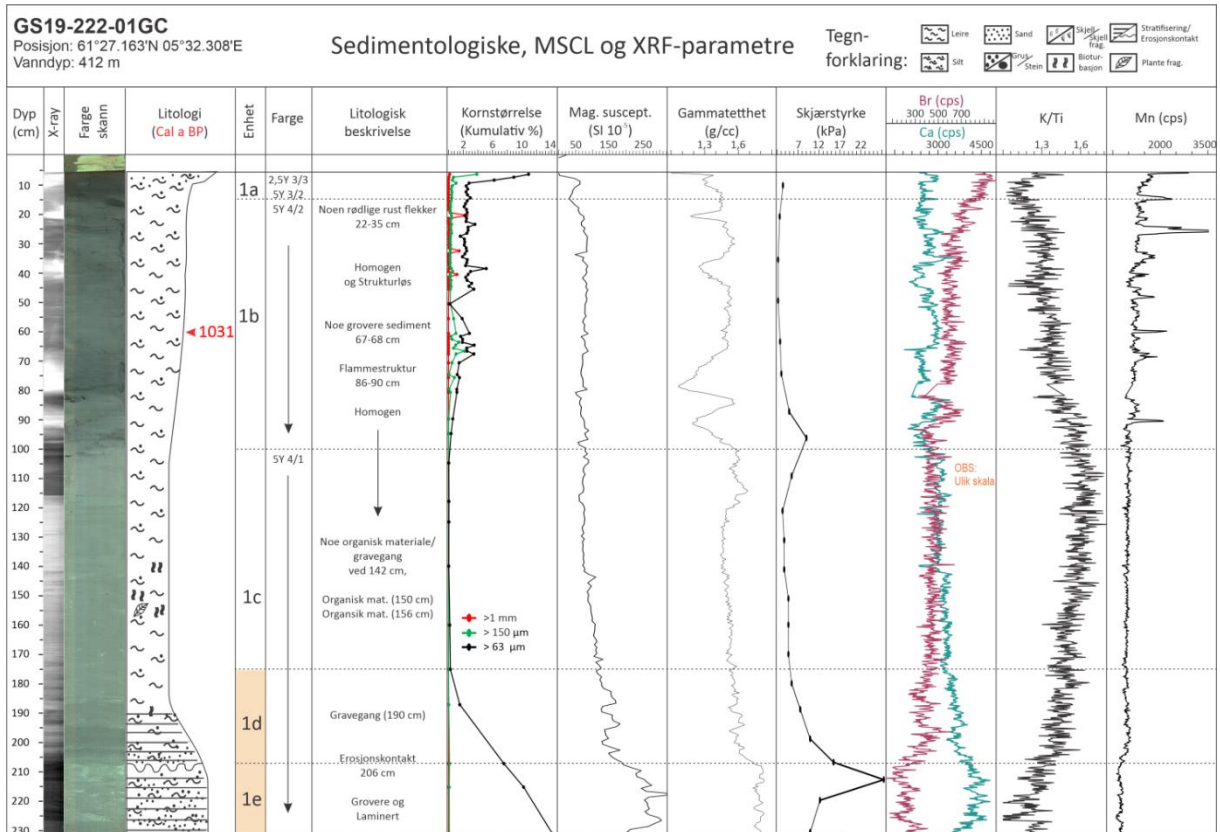


Fig. 4.3c: Sedimentologisk logg av kjerne GS19-222-01GC med utvalgte MSCL og XRF-parameter.

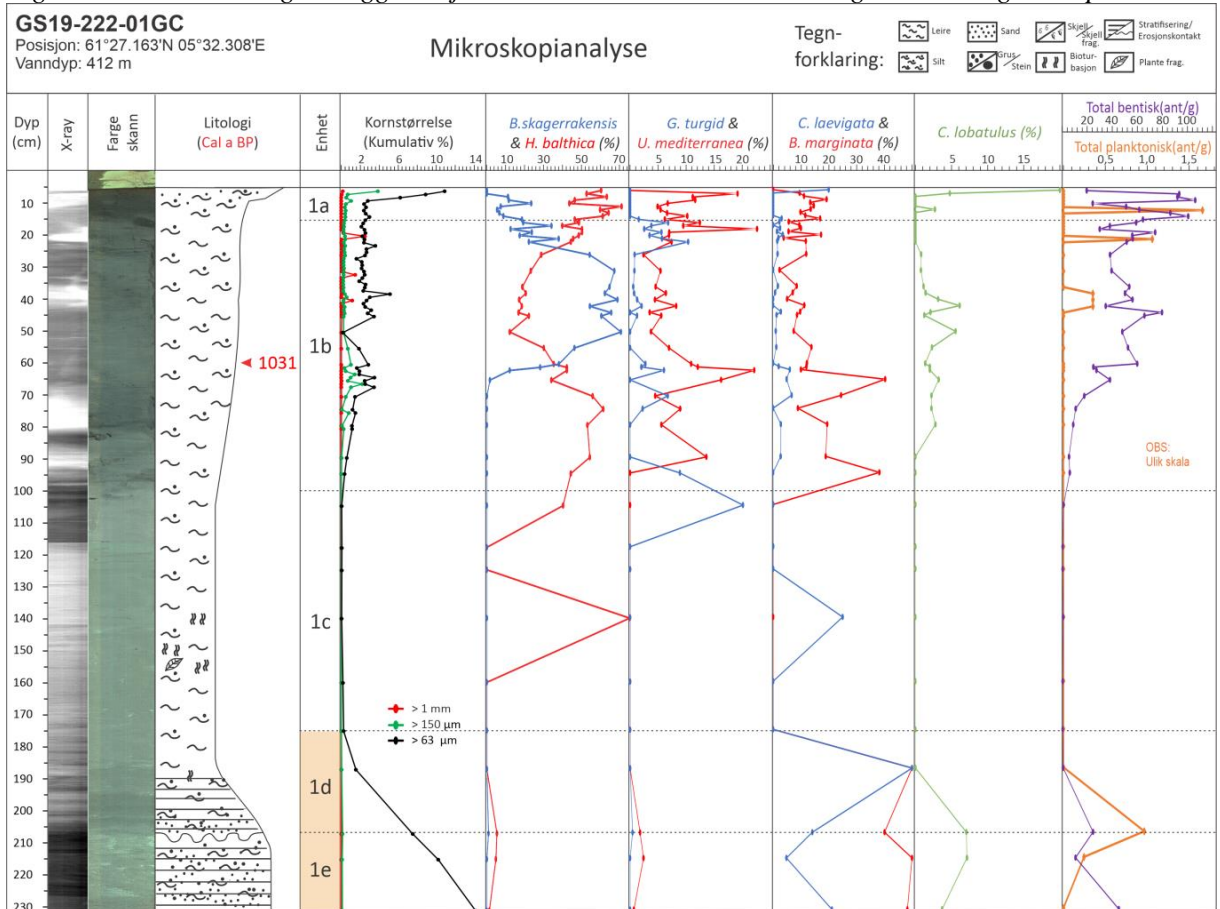


Fig. 4.3d: Mikroskopidata for kjerne GS19-222-01GC.

Multikjerne GS19-222-02MC

Multikjernen har en maks lengde på 39 cm og deles inn i to underenheter, hvor 1b er i bunn og 1a er i topp (Fig. 4.3e). De øverste 6 cm av kjernen består av oasis. Multikjernen mangler den øverste centimeteren av stratigrafien sammenliknet med fallkjernen (Fig. 4.3b).

Enhet 1b (39 – 14,5 cm)

Nedre grense er ikke synlig, men defineres med bunnen av kjernen. Enheten er strukturløs og homogen mørk grålig brun, siltig leire med høy MS og grave ganger i bunn (Fig. 4.3e). Ved dyp 37 cm er det endring i Br, Ca, Mn og K/Ti elementene. Alle verdiene stiger mot toppen av enheten. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning basert på homogen struktur og stabile verdier i alle XRF- og MSCL parameterne.

Enhet 1a (14,5 – 6 cm)

En endring i MS definerer bunnen av enheten. Enheten er stort sett strukturløs og homogen, med høyt organisk innhold og brunlig farge (Fig. 4.3e). Br verdiene er på sitt høyeste gjennom kjernen i denne enheten. MS synker jevnt gjennom enheten og Mn elementet viser en kraftig økning mot topp. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning med høyt organisk innhold basert på den brunlige fargen og den høye Br verdien.

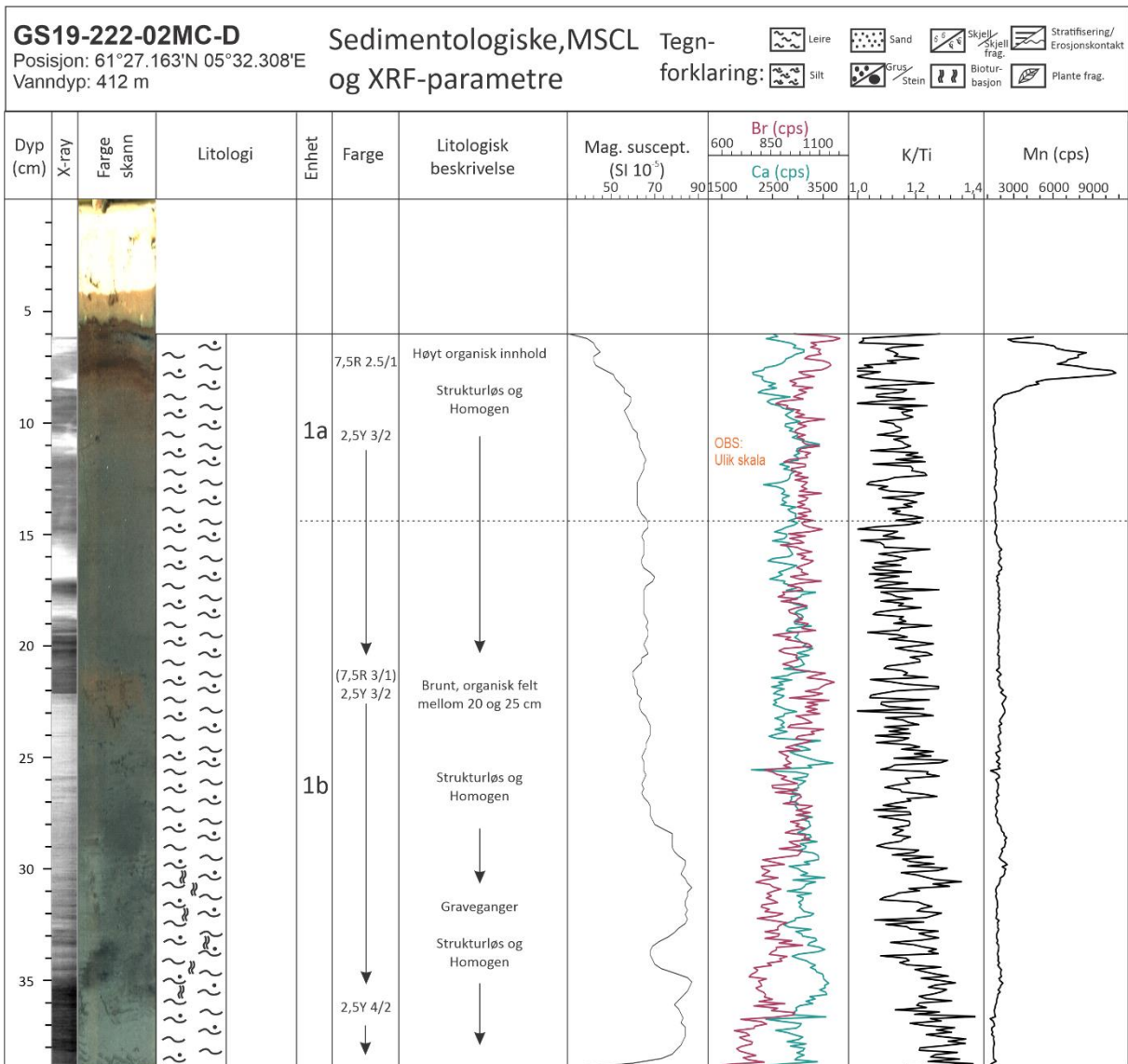


Fig. 4.3e: Sedimentologisk logg av multikjerne GS19-222-02MC med utvalgte MSCL og XRF-parameter

4.4 Lokalitet GS20-228-11GC og 11MC

Seismisk profil

Det seismiske profilet GS20-228-36 inneholder lokasjonen av kjernene GS20-228-11GC og GS20-228-11MC ved Engebø (Fig. 4.4a). Profilet har SV-NØ retning, og deles inn i to enheter, S1 og S2. Grunnet oppbremsing av G. O. Sars ved innsamling har profilet noe mer propellstøy i NØ retning. Den nederste enheten S2, avgrenses av akustisk basement i bunn og har en mektighet på ~57 meter. Enheten karakteriseres med horisontalt laminerte høyamplitude reflektorer med noe mer transparent mønster i nedre del. SV del av enheten samt hele øvre del av enheten har noe mer kaotisk og transparent refleksjonsmønster sammenliknet med nedre del. Enhet S1 er ~2,9 meter tykk og har et mer eller mindre transparent refleksjonsmønster som avgrenses av R1 i bunn. Fallkjerne GS20-228-11GC penetrerer 146 cm ned i enheten, mens multikjerne GS20-228-11MC penetrerer 37 cm. Ved sammenlikning av MS mangler fallkjernen de øverste 2,5 cm av stratigrafien (Fig. 4.4b). Den øverste seismiske grensen i profilet er R0.

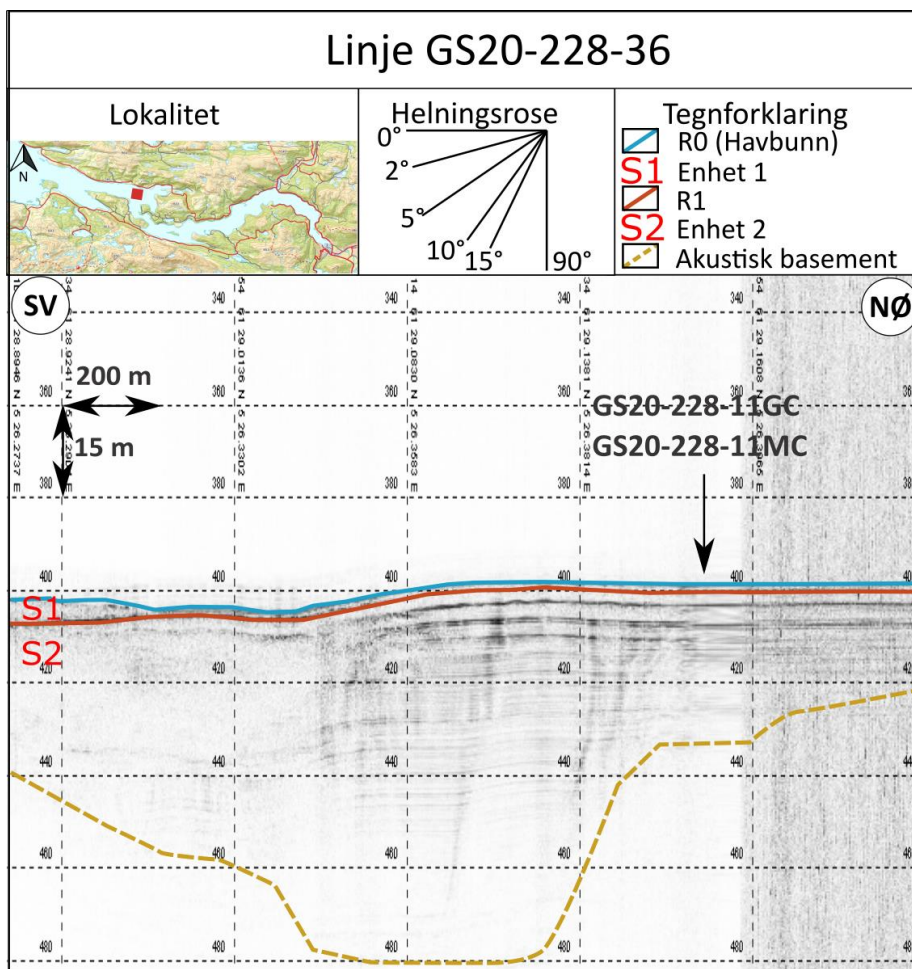


Fig. 4.4a: Tolket seismisk profil av linje GS20-228-36. Lokaliteten til kjerne GS20-228-11GC og 11MC er markert.

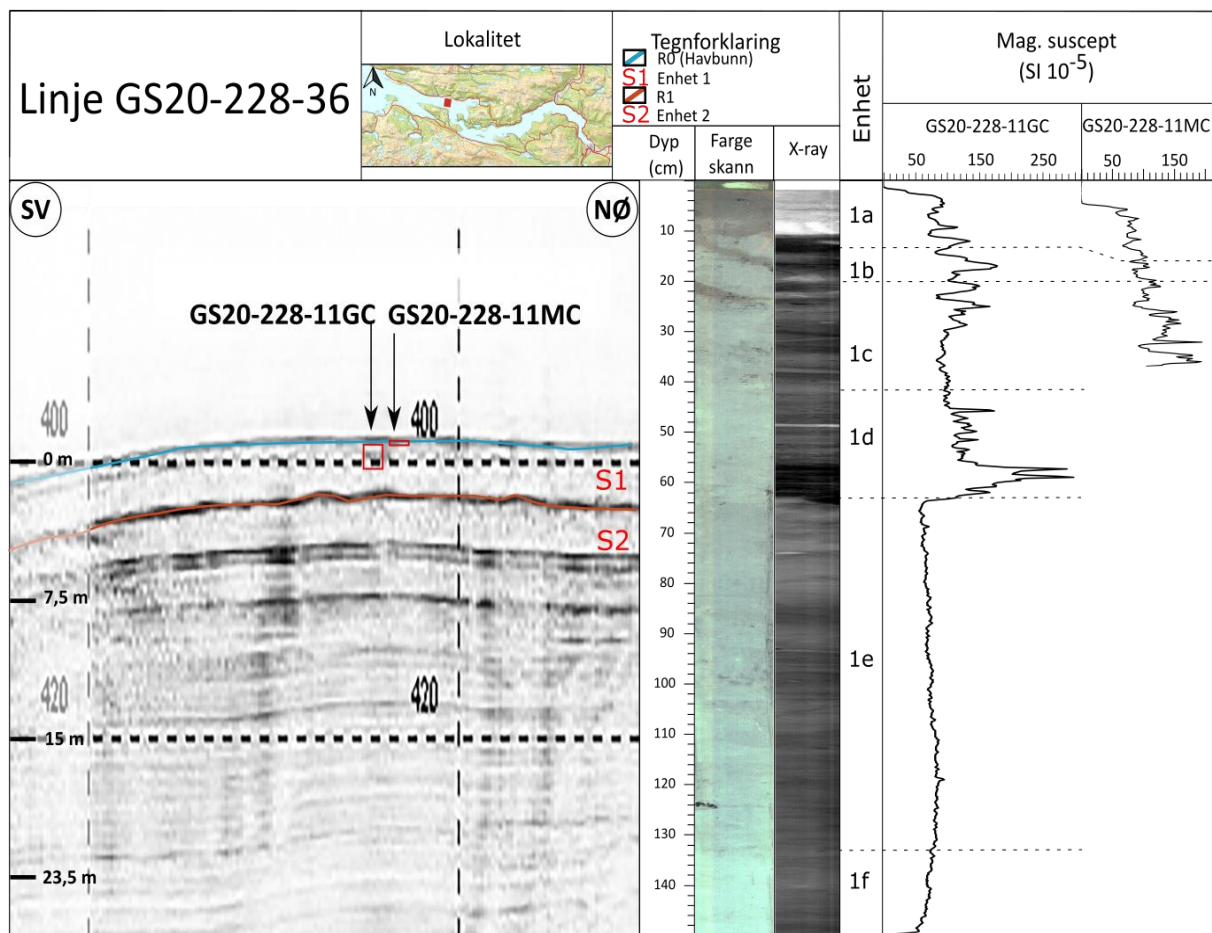


Fig. 4.4b: Tolket seismisk profil avgrenset rundt kjernelokalitetene. Figuren inkluderer stratigrafiske enheter, fargescann, røntgen bilde og MS parameter til fallkjerne GS20-228-11GC, samt MS parameter for multikjerne GS20-228-11MC.

Kjernebeskrivelse

Fallkjerne GS20-228-11GC

Fallkjernen er 146 cm lang og deles inn i seks underenheter, hvor enhet 1f er i bunn og 1a i topp (Fig. 4.4c). De øverste 2 cm av kjernen består av oasis. Fallkjernen mangler de øverste 2,5 cm av stratigrafien (Fig. 4.4b).

Det er tatt en dateringsprøver fra kjernen ved dyp 41-43 cm med en medianalder på 1096 Cal a BP (Tabell 4.0).

Enhet 1f (146 – 133 cm)

Enhetens nedre grense er ukjent, men defineres som bunnen av kjernen (Fig. 4.4c). Homogen og grålig finkornet siltig leire dominerer enheten. En gjennomgående nedgang i gammatetthet og skjærstyrken er observerbar. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning av minerogen komposisjon basert på den uorganiske fargen og leirrike sammensetning.

Enhet 1e (133 – 63 cm)

Enheten har olivengrå farge og består av siltig leire (Fig. 4.4c). Flammestrukturer og graveganger bryter en ellers homogen og strukturløs stratigrafi. En oppgroving er synlig i øvre, midtre del av enheten. Skjærstyrken er varierende og har toppunkt ved 130 og 100 cm dyp på ca. 12,9 og 12,3 kPa respektivt. LOI verdiene er ganske jevne på 5-6 %. Mn verdiene varierer mye til den stabiliseres ved 76 cm. Mengde bentisk materiale er mellom ~15 og 54 ant/g gjennom enheten, hvor de varme foraminifer artene dominerer (Fig. 4.4.d). *H. balthica* har konsentrasjoner på opptil 65 %. *U. mediterranea* og *B. marginata* varierer noe i konsentrasjon, og *B. marginata* er på sin høyeste konsentrasjon i toppen av enheten. *C. lobatulus* har relativt høye konsentrasjoner i enheten på opptil ~14 %. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning basert på den stabile og homogene kornfordelingen og strukturløse karakteren.

Enhet 1d (63-42 cm)

Underenheten starter fra en erosjonskontakt mot underliggende stratigrafi og kjennetegnes med planstratifisering i nedre del bestående av silt og fin sand i oppfiningssekvens (Fig. 4.4c). Det er brå endring i flere av parameterne i nedre del av enheten, spesielt økningen i MS og gammatetthet, hvor førstnevnte øker fra ~50 til ~270 SI 10^{-5} . I enheten er det en nedgang fra ~110 til ~60 ant/g med bentiske foraminiferer, hvor *H. balthica*, *C. lobatulus* og *B. marginata* dominerer (Fig. 4.4d). *C. lobatulus* er på topp i bunnen av enheten, og avtar gradvis. *U. mediterranea* har motsatt trend, og øker kraftig frem til 50 cm. *B. skagerrakensis* opptrer første gang ved 47 cm. Enheten tolkes til å være en turbidittavsetning basert på erosjonskontakt i bunn, planstratifiseringen og den gradvise oppfiningen av sedimentene. Øvre del av enheten tolkes til å være halen på turbiditten.

Enhet 1c (42-20 cm)

Endring i kornstørrelser og starten på en oppgrovingssekvens markerer bunnen på denne enheten (Fig. 4.4c). Bioturbasjon observeres i øvre del, reflektert i en topp i Br verdien. Skjærstyrken øker fra 10 til ~12 kPa fra nedre til øvre del. Underenheten øker i mengde bentisk materiale oppover i søylen fra rundt 50 til 80 ant/g (Fig. 4.4d). *H. balthica* dominerer med over 40% av det bentiske innholdet, etterfulgt av *B. marginata* og *U. mediterranea*. *C. lobatulus* har en svak økning mot topp. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning, avsatt under et økende strømgime basert på oppgrovingen i kornfordelingskurven.

Enhet 1b (20-13 cm)

Bunnen på enheten markeres med starten endring i skjærstyrke og gammatetthet samt økning i kornstørrelse (Fig. 4.4c). Enheten er består av siltig leire med noe finkornet sand. Skjellfragment og bioturbasjon observeres, og støttes av økte Br og Ca verdier. LOI viser økning i organisk materiale med 2% fra bunn til topp. Det er ingen skjærstyrkemålinger i selve enheten, men trenden later til å synke gjennom enheten. Den bentiske foram faunaen øker fra ~185 til ~215 ant/g, og domineres av *H. balthica*, *U. mediterranea* og *C. lobatulus* (Fig. 4.4d). Den økende mengden *C. lobatulus* samt økningen i kornstørrelse indikerer overgang til regime med høyere strøm i enheten. Enheten tolkes til å være skredavsetningen, mulig fra snøskred, og ikke en turbidittavsetning. Dette ettersom enheten ikke har laminasjon og ingen tydelig oppfining av sedimentene.

Enhet 1a (13-2 cm)

Fall i gammatettheten og Ca innhold, samt økning i kornstørrelse markerer bunnen på enheten (Fig. 4.4c). Enheten består av et mørkt, grovt siltigleirlag med noe innslag av finkornet sand, med relativt høyt organisk innhold reflektert i LOI på ~8%. Ca og Br verdiene øker gradvis gjennom enheten. Den totale mengden bentisk innhold er på sitt maksimale i denne enheten på over 300 ant/art (Fig. 4.4d). De bentiske foraminiferene *C. laevigata*, *G. turgid* og *C. lobatulus* har høyere forekomster sammenliknet med resten av kjernen i denne enheten. *C. lobatulus* har lavere forekomster i bunnen av, men tar seg opp og er på rundt 20% i topp. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning med høyt organisk innhold basert på den høye LOI og Br verdien, avsatt under et noe mer høyenergi miljø.

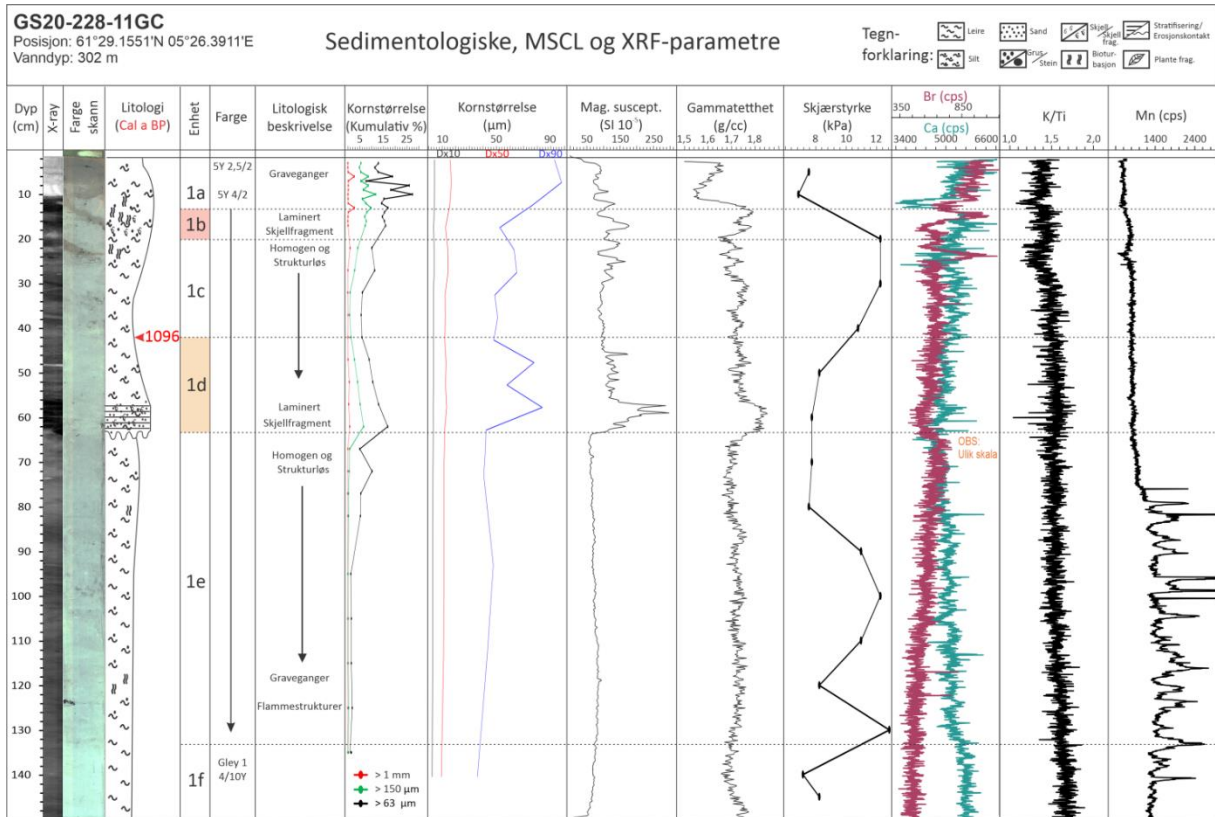


Fig. 4.4c: Sedimentologisk logg av kjerne GS20-228-11GC med utvalgte MSCL og XRF-parameter.

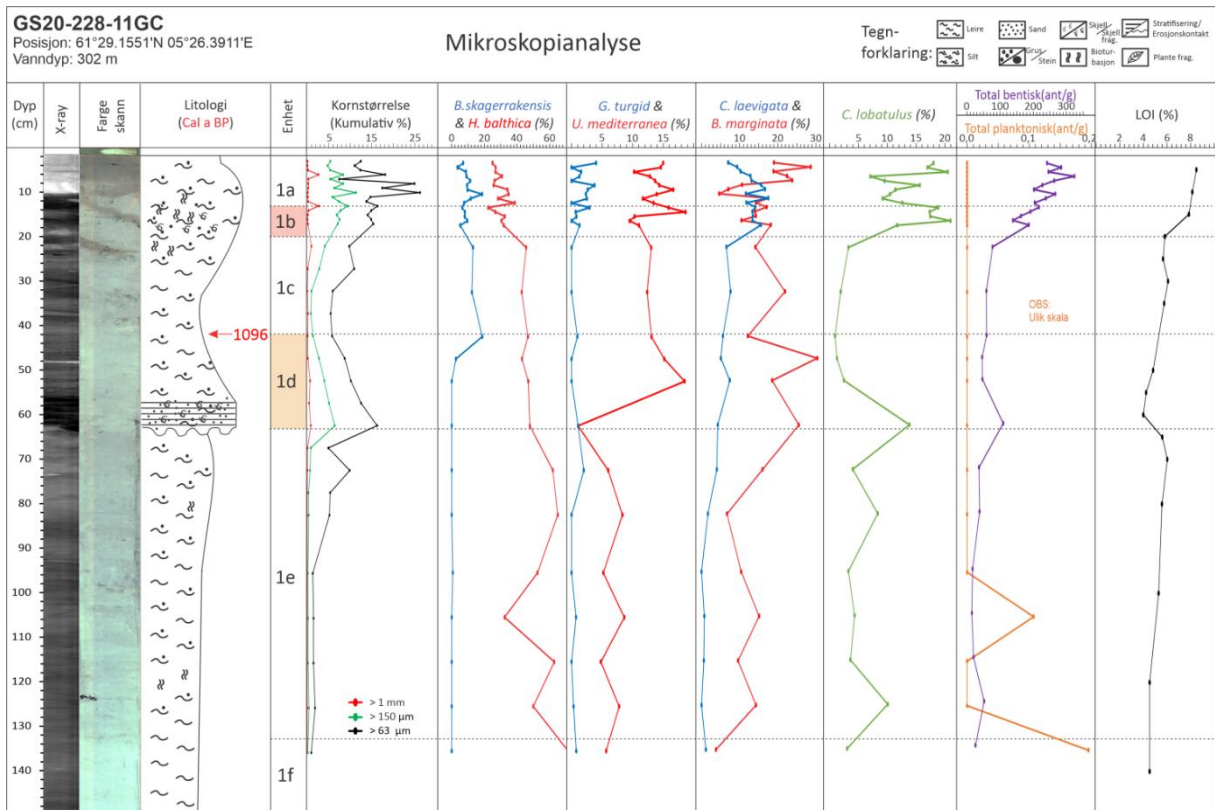


Fig. 4.4d: Mikroskopidata for kjerne GS20-228-11GC.

Multikjerne GS20-228-11MC

Multikjernen har en lengde på 37 cm og deles inn i tre underenheter, hvor 1c er nederst og 1a er øverst (Fig. 4.4e). De øverste 5,5 cm består av oasis.

Enhet 1c (37 – 20 cm)

Nedre grense av enheten er ukjent, men defineres som bunnen av kjernen. Enheten består av en tilsynelatende homogen og strukturløs stratigrafi (Fig. 4.4e). Den siltige leiren har skjellfragment og høyt Ca element innhold, samt flere fargeforandringer. Et mørkt felt mellom 30 og 36 cm observeres. En 2 cm kantrundet stein mellom 21 og 23 cm observeres i enheten. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning basert på den strukturløse karakteren. Steinen tolkes til å ha kommet fra et steinsprang fra fjellsiden som ikke har utløst et undersjøisk skred.

Enhet 1b (20 – 16 cm)

Overgangen til grovt siltlag med mye skjellfragment definerer starten på enheten (Fig. 4.4e). Gradvis oppfining av sedimentene er gjennomgående. Enheten tolkes til å være skredavsetninger, mulig fra snøskred, basert på oppgrovingen av sedimentene uten synlig stratifisering.

Enhet 1a (16 – 5,5 cm)

Bunn av enheten markeres ved overgang til homogen avsetning og brå endring i Br verdi. Det observeres et mørkere felt på fargescannet som ikke er synlig ved undersøkelse. En økning i Ca verdi er gjennomgående, samt en kraftig økning i Mn verdier i den øverste centimeteren av kjernen. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning med høyt organisk innhold basert på den brunlige fargen og den høye Br verdien.

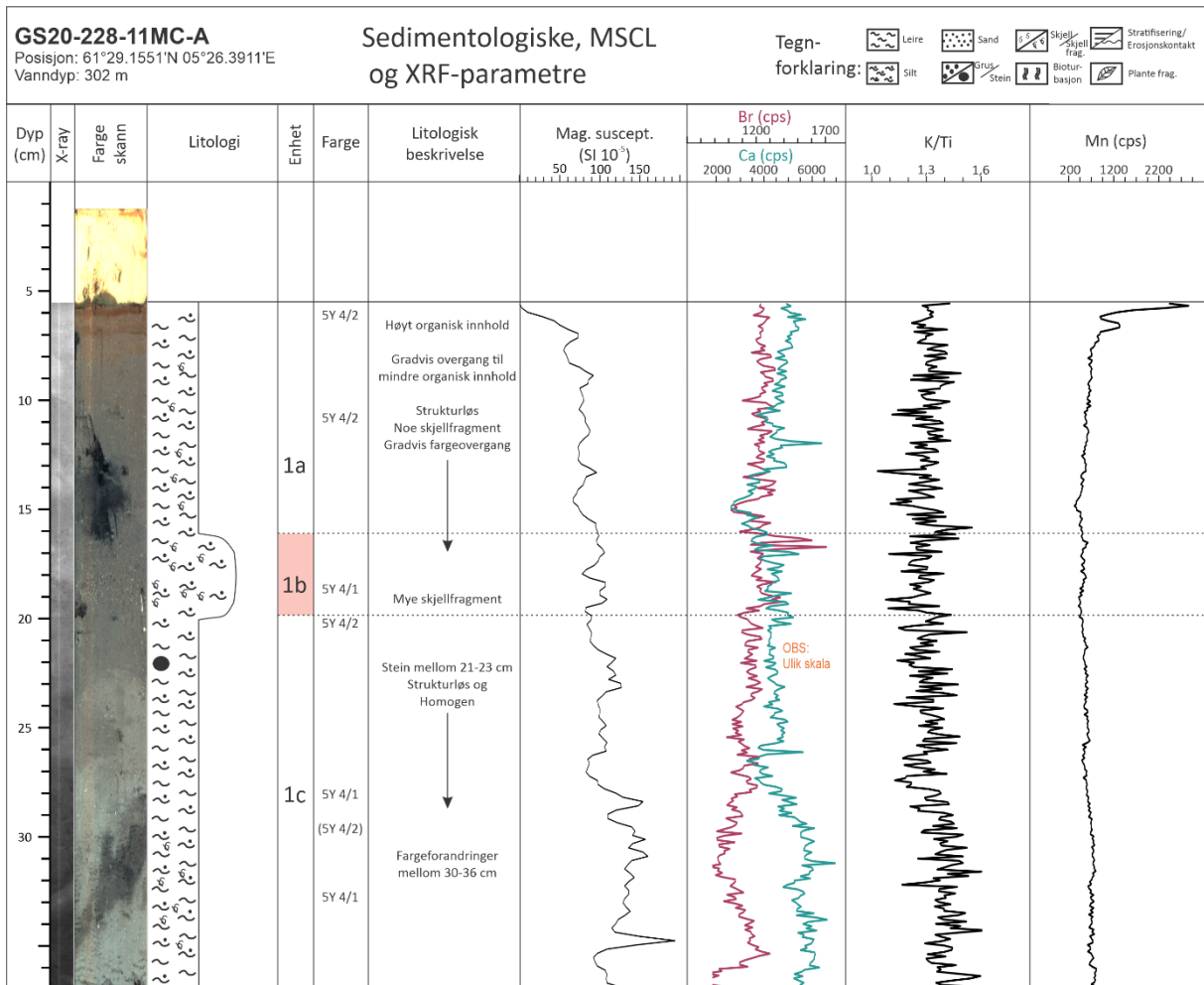


Fig. 4.4e: Sedimentologisk logg av multikjerne GS20-228-11MC med utvalgte MSCL og XRF-parameter.

ROV-Undervannsfarkosten – Ægir6000

ROV-dykket GS20-228-05 (Fig. 4.0) viser en rik og variert fauna. Den domineres av infaunale dyr i tillegg til sjøpølser, fiskeyngel og voksen fisk fra blant annet spisskate og breiflabb.

I nordlige deler av transektet er større steiner/blokker, mulig fra skred, i kontakt med den stupbratte fjellsiden mot Engebøfjellet. Mollusker (Fig. 4.4f, I), anemoner og sjøstjerner preger faunaen på fjellsiden, og en ansamling av skjell observeres i selve skredmassen (Fig. 4.4f, II).

De sedimentære forholdene viser tegn til mye bioturbasjon. Forhøyninger med tydelige hull i observeres gjennom hele transektet (Fig. 4.4g, II). Generelt sett er havbunnen dekket i et mørkere, brunlig dekke tolket til å være biogent materiale (Fig. 4.4g, III). I og rundt gravegangene observeres det lysere, litisk sediment. I flere av forhøyningene er det synlige filtreringsorgan, muligens fra infaunal rørorm eller sjøfjær. Disse observeres til å trekke seg tilbake i sedimentene idet ROV'en kommer i nærheten (4.4g, I). I tillegg identifiseres det flere anemoner gjennom bassenget, både på sedimentbunn samt på større blokker i fjorden (Fig. 4.4f, III).

Sørlige deler av transektet viser en generell nedgang i mengde liv. Marin snø og tare preger området som er i kontakt med YD morenen.

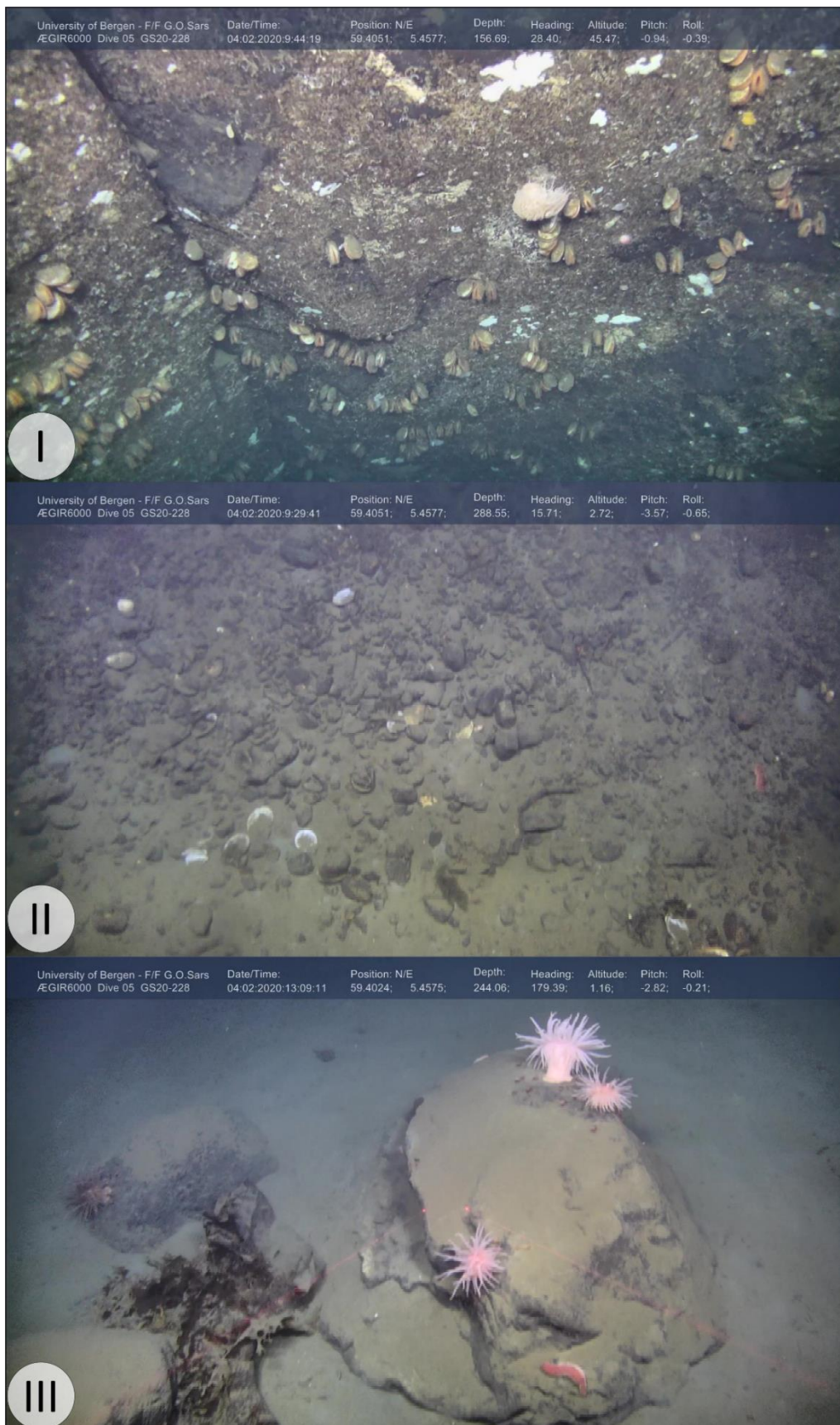


Fig. 4.4f: S sammensatt oversiktsbilde over karakteristiske trekk og spennende funn i ROV-transektet: I) mollusker på fjellsiden mot Engebøfjellet, II) grove og finkornede sediment sammen med skjell i nordlige del av transektet; lokalisert ved foten av fjellsiden, III) anemoner og en sjøpølse på en blokk i midtre del av bassenget.



Fig. 4.4g: Sammensatt oversiktsbilde over karakteristiske trekk og spennende funn i ROV-transektet: I) typisk havbunn i fjorden med bioturbasjon, infaunale dyr og sjøpølser, II) bioturbasjon med synlige, åpne grave ganger, III) nærbilde av havbunnsedimentene; venstre del viser det marine gytjelaget mens venstre del hvordan de litiske sedimentene under ser ut.

4.5 Lokalitet GS19-222-04GC og GS19-222-03MC

Seismisk profil

Den seismiske linje GS19-222-1b inneholder lokasjonen til kjernene GS19-222-04GC og GS19-222-03MC vest for Engebø (Fig. 4.5a). Profilet har V-Ø retning og deles inn i to enheter med to reflektorer. Akustisk basement markerer bunnen av den dypeste enheten, S2. Enheten er ~47 meter tykk og består av to sekvenser med laminert stratigrafi i svak helning mot vest. Denne er dekket av stratigrafi med et transparent refleksjonsmønster med noe linseformede, kaotiske strukturer. En skarp refleksor, R1, markerer bunnen på enhet S1. Enheten er 3 meter tykk og ligger draperende over underliggende stratigrafi og kjennetegnes med få til ingen synlige reflektorer parallell til R1. Fallkjerne GS19-222-04GC penetrerer 85 cm og multikjerne GS19-222-03MC 39 cm ned i stratigrafien. Fallkjernen mangler de tre øverste cm av stratigrafien (Fig. 4.5b).

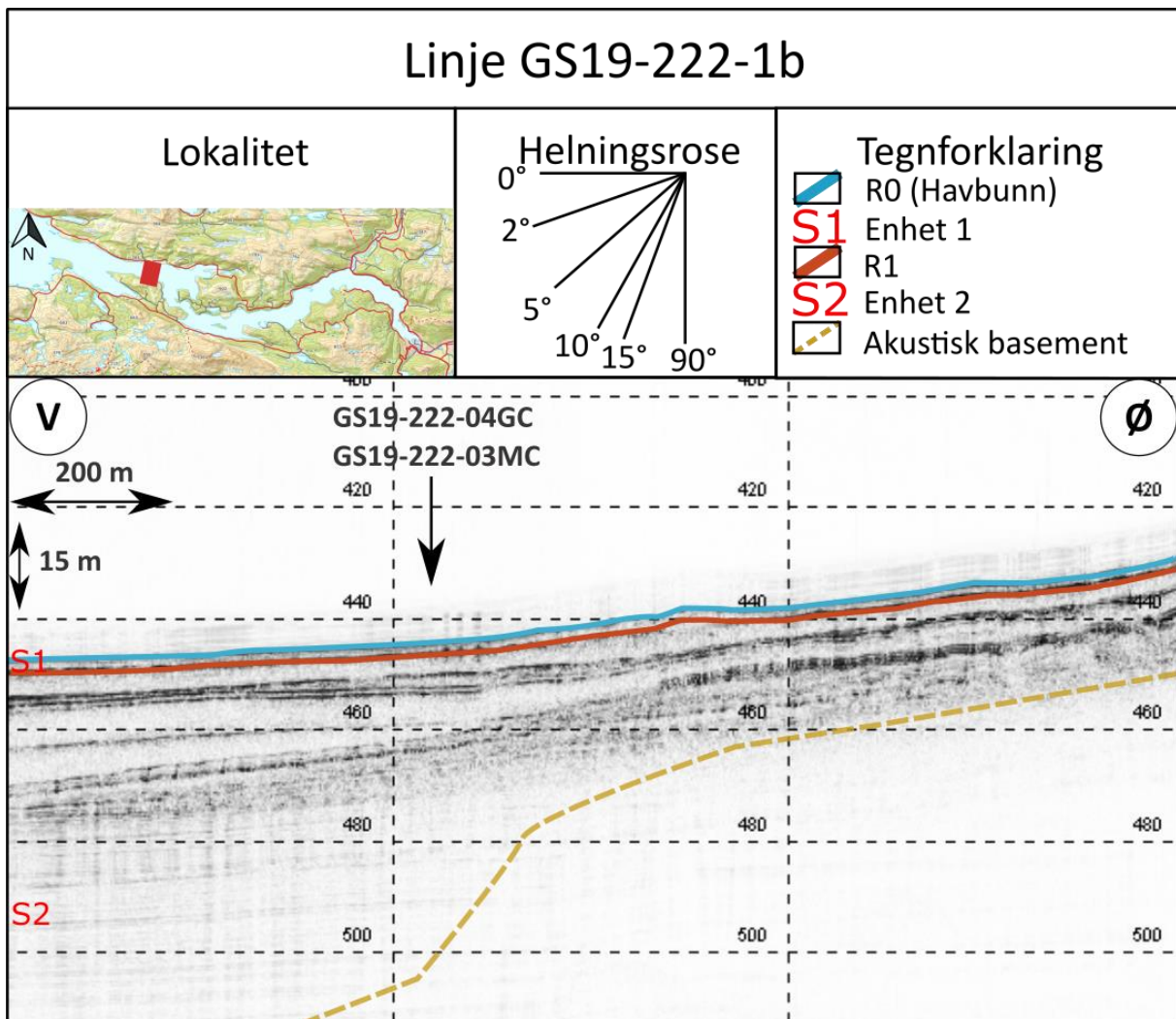


Fig. 4.5a: Tolket seismisk profil av linje GS19-222-1b. Lokaliteten til kjerne GS19-222-03MC og 04GC er markert.

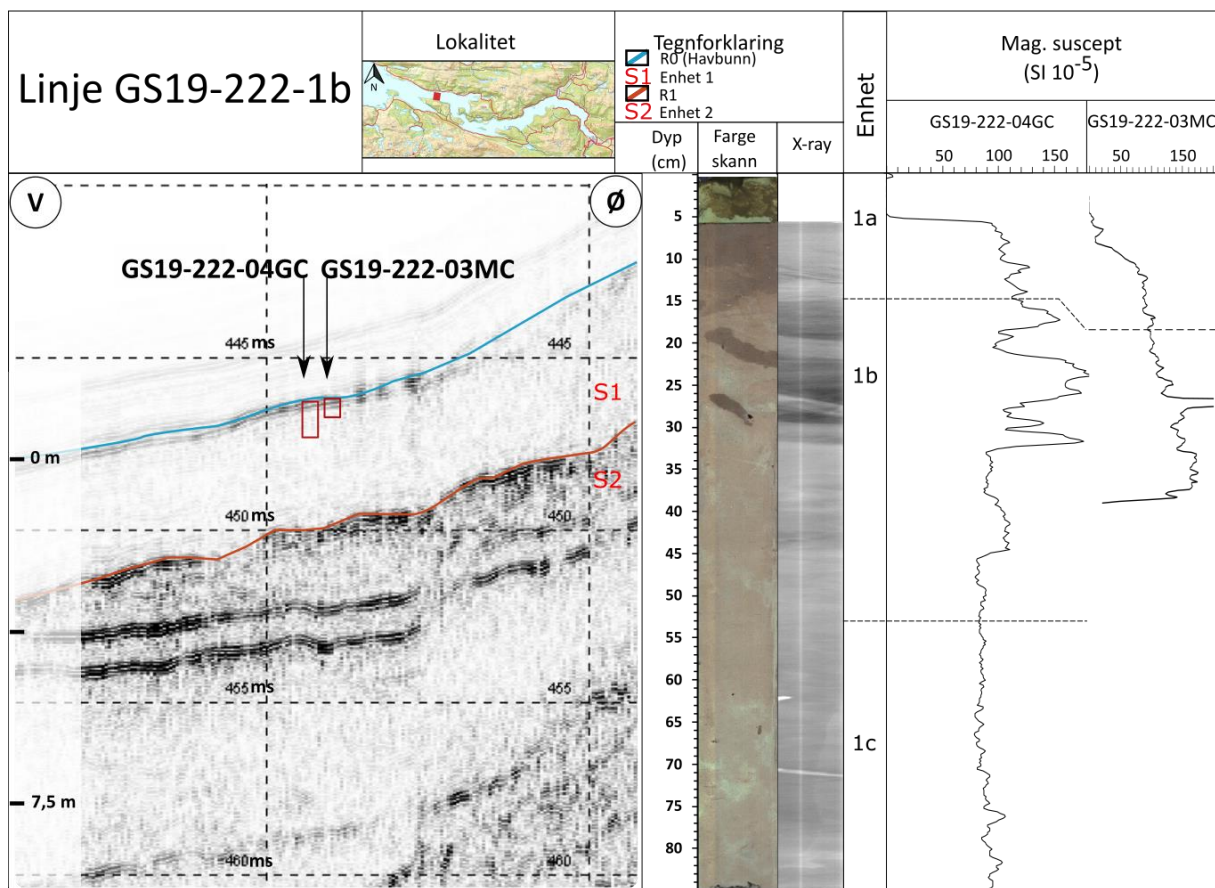


Fig. 4.5b: Tolket seismisk profil avgrenset rundt kjernelokasjonene. Figuren inkluderer stratigrafiske enheter, fargescann, røntgen bilde og MS parameter til fallkjerne GS19-222-04GC, samt MS parameter for multikjerne GS19-222-03MC.

Kjernebeskrivelse

Fallkjerne GS19-222-04GC

Fallkjernen er 85 cm lang og deles inn i tre underenheter, hvor 1c er i bunn og 1a i topp (Fig. 4.5c). De øverste 6 cm av kjernen består av oasis. Ved sammenlikning av MS data for fallkjernen og multikjernen ble det klart at fallkjernen mangler de tre øverste cm av stratigrafien (Fig. 4.5b).

Det er tatt to dateringsprøver fra kjernen; ved dyp 69-71 cm og 29-31 cm med respektiv medianalder på 1286 Cal a BP og 627 Cal a BP (Tabell 4.0).

Enhet 1c (85-53 cm)

Enhetens nedre grense er ukjent og markeres dermed som bunnen av kjernen. Enheten består av strukturløs og homogen siltig leire med olivengrå farge (Fig. 4.5c). De fleste XRF og MSCL parameterne holder seg stabile, men en gjennomgående økning forekommer i Ca verdier mot variasjon i MS og Mn verdier i nedre del. Det er lave mengder bentiske foraminiferer,

gjennomgående på maksimalt ~37 ant/g i enheten (Fig. 4.5d). Faunaen domineres av varme arter frem til dyp 70 cm. Ved 68 cm opptrer *B. skagerrakensis* for første gang, og dominerer faunaen opp til dyp 50 cm i neste enhet. *U. mediterranea* øker mot dyp 70 cm før den avtar. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning med en minerogen komposisjon basert på det lave innholdet av organisk materiale.

Enhets 1b (53-15 cm)

Bunnen av denne stort sett homogene og strukturløse underenheten defineres med starten på en oppgroving i kornstørrelser og en økning i Ca verdier (Fig. 4.5c). Den gjennomgående oppgrovingen av sedimentene går fra siltig leire til grov silt/fin sand i øvre del. Det observeres graveganger med mørkere farge i øvre del av enheten, gjenspeilet i høye Br verdier. MS har flere topper, men med en generelt økende trend. Bunnpunkt observeres i samme intervall som graveganger er observert. Den bentiske foraminiferfaunaen varierer noe, hvor nedre del generelt har lavere forekomst på under 60 ant/g, mens øvre del har opp mot 118 ant/g (Fig. 4.5d). *B. marginata* og *C. laevigata* styrer den generelle trenden til den bentiske faunaen. I intervallet ~50 til 15 cm dominerer *H. balthica* over *B. skagerrakensis* og en kraftig økning i *C. lobatulus* observeres ved 30 cm dyp. Mengden synker gradvis mot øvre del av enheten. Enheten tolkes til å være en hemipelagisk avsetning med økende energiregime i øvre del og med høyt innhold av bioturbasjon.

Enhets 1a (15-6 cm)

Nedre grense på enheten defineres basert på fargeendring og slutten på bioturbasjon (Fig. 4.5c). Enheten er mørk olivengrå siltig leir/silt med noe fin sand og med høyt organisk innhold. Br og Ca er stabilt høye i verdiene, og skjellfragment observeres. Gradvis nedgang i Mn observeres mot topp. Trenden i kornfraksjon 150-63 µm og den totale mengden bentiske foraminiferer er liknende. Mengden foraminiferer avtar gradvis fra ~110 ant/g i bunn til ~71 ant/g i topp (Fig. 4.5d). Generelt dominerer de varme artene i hele enheten. *C. lobatulus* har toppunkt ved 13 og 7 cm, og de planktoniske foraminiferene er på sitt høyeste i kjernen i enhet 1a. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning med høyt organisk innhold basert på Br innholdet, den brunlige fargen.

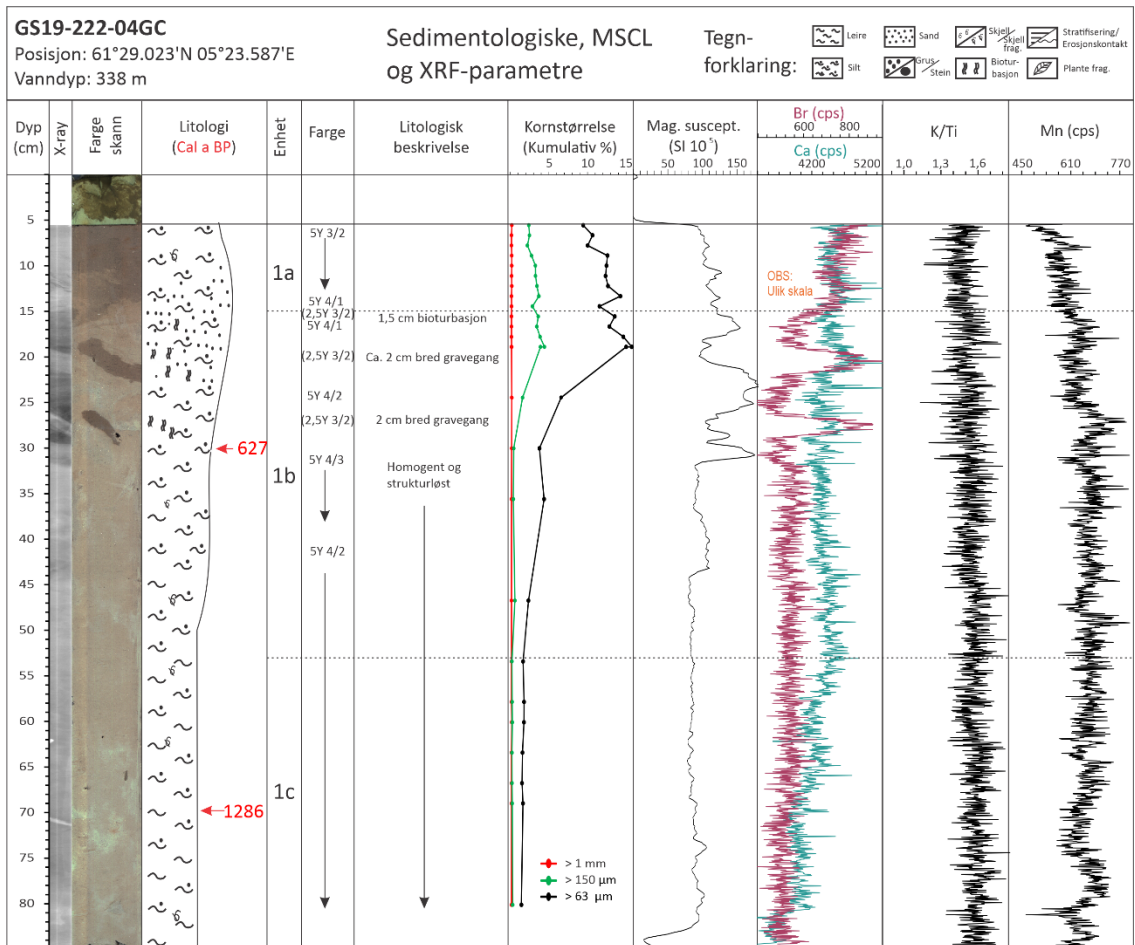


Fig. 4.5c: Sedimentologisk logg av kjerne GS19-222-04GC med utvalgte MSCL og XRF-parameter.

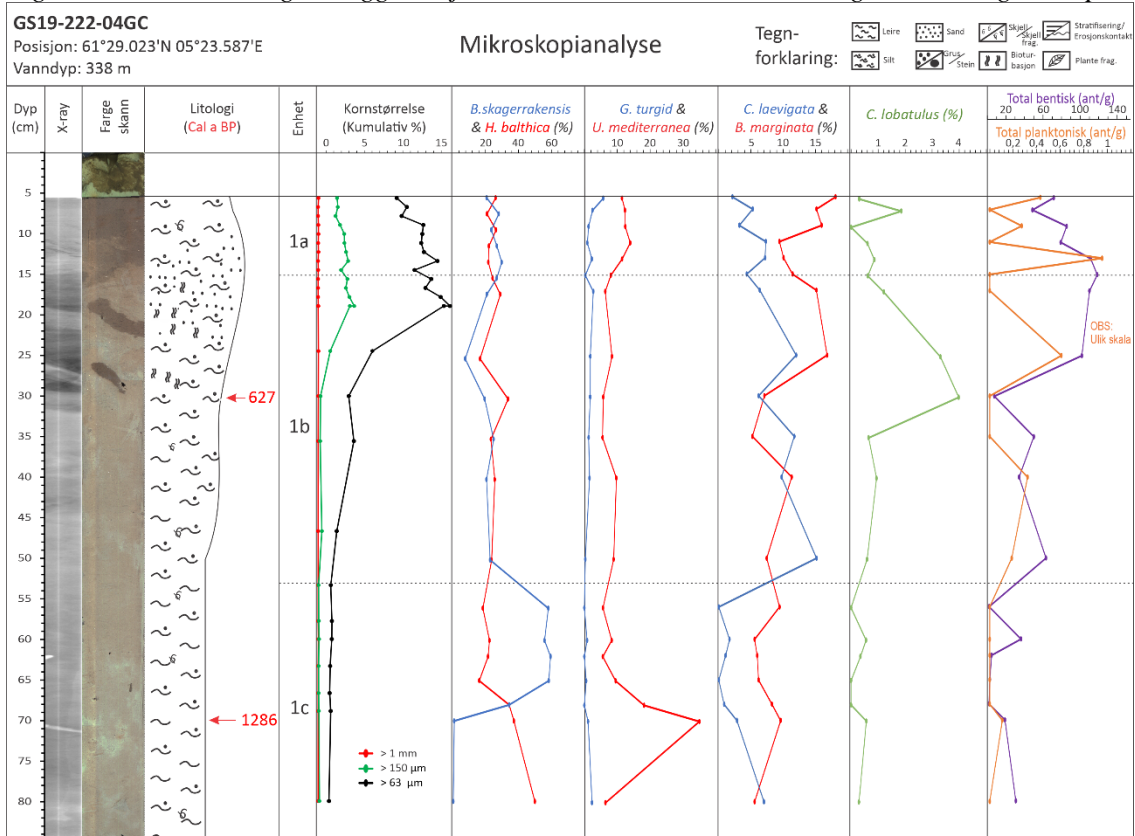


Fig. 4.5d: Mikroskopidata for kjerne GS19-222-04GC.

Multikjerne GS19-222-03MC

Multikjernen er 39 cm lang og deles inn i to underenheter, hvor 1b er i bunn og 1a i topp. De øverste 4,5 cm av kjernen består av oasis (Fig. 4.5e).

Enhet 1b (39 – 18,5 cm)

Bunnen på enheten er ukjent og markeres dermed med enden av kjernen. Enheten er strukturløs, homogen og olivengrå med en økende Br og Ca verdier (Fig. 4.5e). Fra 28,5 cm til og med 27,5 cm er et hopp i den ellers stabile MS verdien. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning med en noe mer minerogen komposisjon basert på fargen.

Enhet 1a (18,5 – 4,5 cm)

Dropp i Ca verdi markerer bunnen av enheten. Få endringer skjer foruten fargeforandring fra mørk grå i bunn til veldig mørk grålig brun i topp. MS synker gradvis mot topp, mens Ca og Br verdien øker. Mn verdien øker kraftig den øverste delen. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning med et høyt innhold av organisk materiale basert på den brunlige fargen og den høye Br verdien.

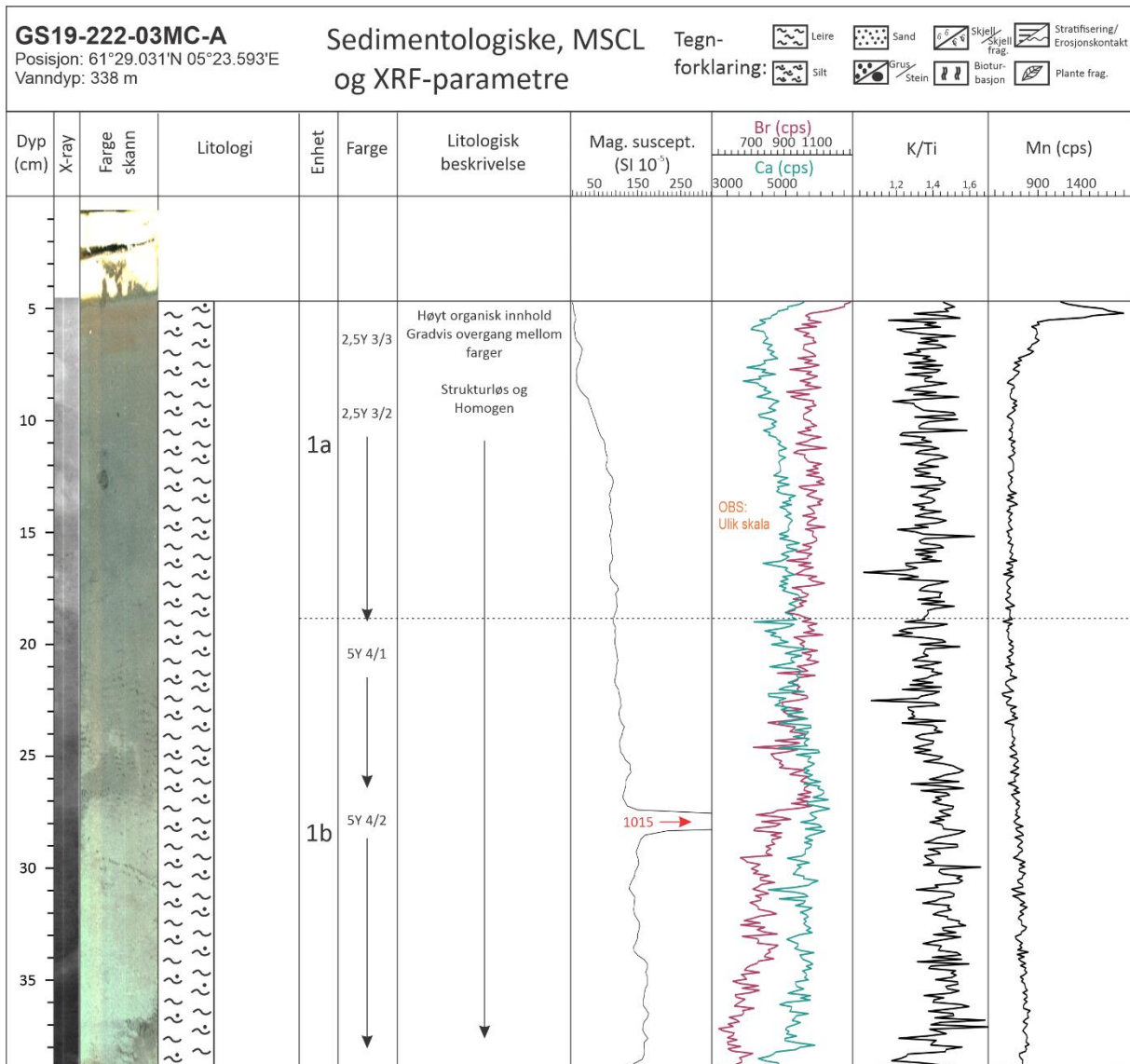


Fig. 4.5e: Sedimentologisk logg av multikjerne GS19-222-03MC-A med utvalgte MSCL og XRF-parameter.

ROV-Undervannsfarkosten – Ægir6000

Marin snø preger området og slører til ROV bildene (Fig. 4.5f, III) som er tatt fra GS0-228-06 (Fig. 4.0). Det er en variert og stor fauna gjennomgående i transektet, med noe større mangfold i den nordlige delen. En høy andel sjøpølser og sjøstjerner observeres (Fig. 4.5f, II), sammen med anemoner, bentiske reker, spisskater (Fig. 4.5f, III) og annen flatfisk.

Det er en gjennomgående svært høy grad av bioturbasjon i hele transektet. Små forhøyninger i havbunnen med lysere farge observeres ofte til å ha hull i seg, og filtreringsorgan, mulig fra rørormer, stikker opp av sedimentene gjennomgående. Et gjennomsnittlig ROV-bilde fra området har omkring ~20 slike dyr.

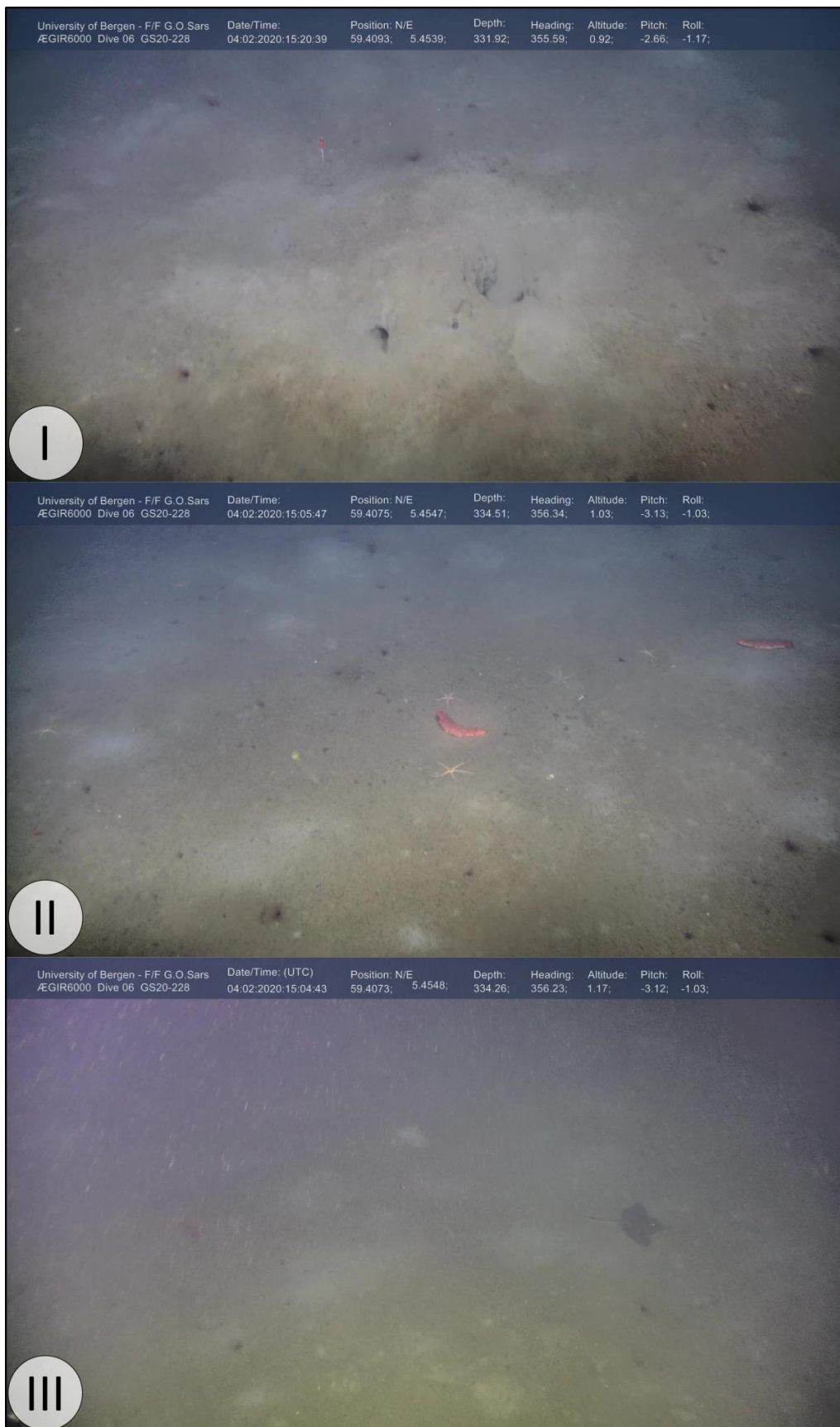


Fig. 4.5f: S sammensatt oversiktsbilde over karakteristiske trekk og spennende funn i ROV-transektet: I) graveganger med synlige åpninger, II) de lyse feltene fra litisk sediment som er gravd opp er tydelig sammen med typisk fauna på transektet; sjøpølse, sjøstjerner og rørormer, III) spisskate og graveganger; mye marin snø.

4.6 Lokalitet GS19-222-12MC-A

Kjernebeskrivelse

Multikjernen er 43 cm lang deles inn i to underenheter, hvor 1b er i bunn og 1a i topp (Fig. 4.6a). De øverste 6 cm av kjernen består av oasis.

Enhet 1b (43 – 27 cm)

Enhetens nedre grense er ukjent, men defineres som bunnen av kjernen. Enheten er en siltig homogen og strukturløs med graveganger i store deler (Fig. 4.6a). Dette er reflektert i høye Br og Mn verdier samt lav MS. Enheten tolkes til å være en mineralisert hemipelagisk avsetning basert på den strukturløse og homogene teksturen samt den mer blålige fargen vist på fargescannet.

Enhet 1a (27 – 6 cm)

Fargeendring definerer bunnen i denne strukturløse og homogene enheten (Fig. 4.6a). Den har olivengrå farge og stabile MSCL og XRF parametere, med noe økende Br verdi. Mn øker kraftig mot topp. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning med høyt organisk innhold, basert på den strukturløse og homogene teksturen samt økningen i Br element verdi.

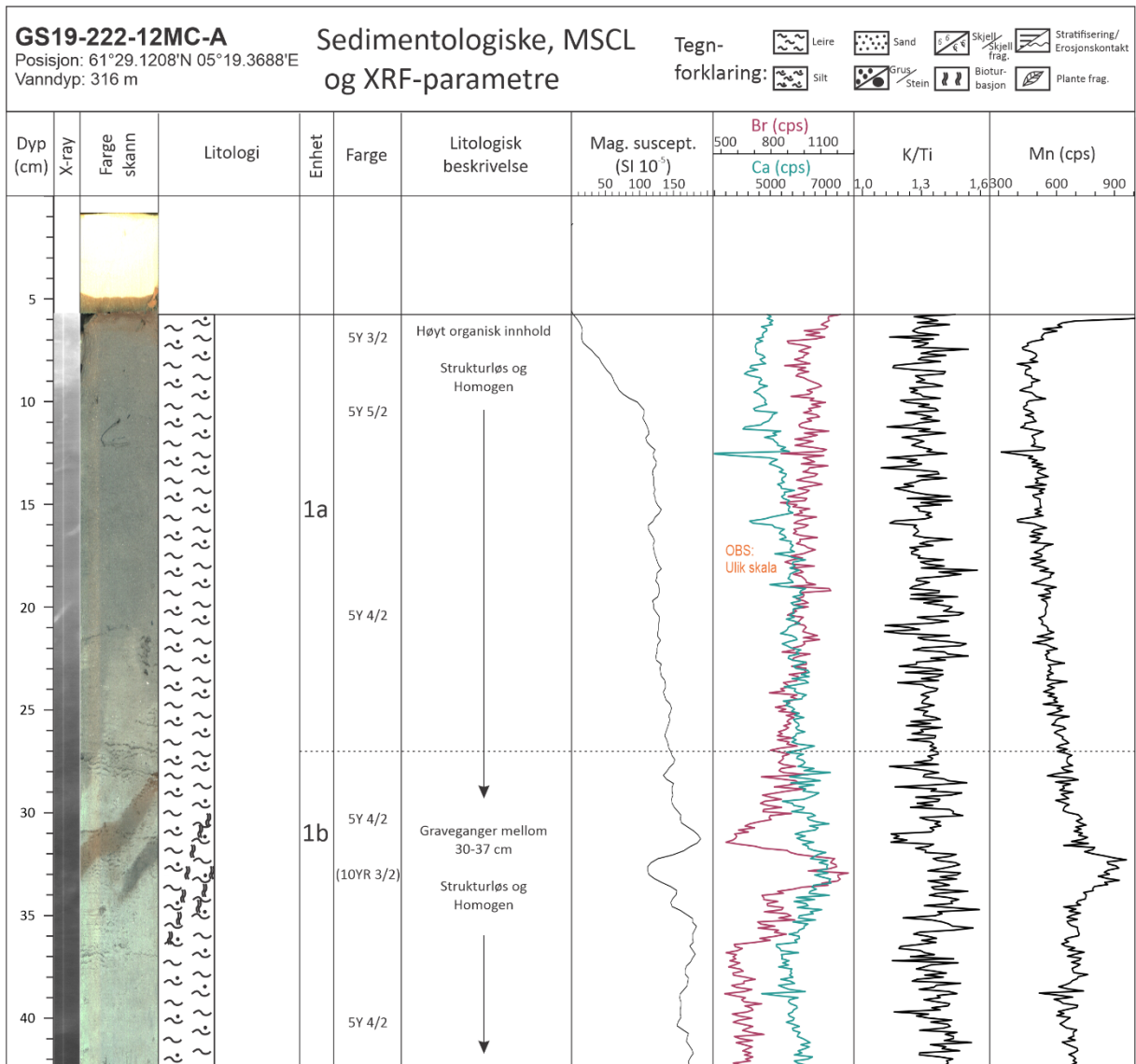


Fig. 4.6a: Sedimentologisk logg av multikjerne GS19-222-12MC-A med utvalgte MSCL og XRF-parameter.

4.7 Lokalitet GS19-222-05GC og GS19-222-06MC

Seismisk profil

Det seismiske lengdeprofil GS19-222-1a inneholder lokasjonen til kjernene GS19-222-05GC og GS19-222-06MC ved Flokaneset (Fig. 4.7a). Profilet har V-Ø retning og deles inn i to enheter, S1 og S2. Den akustiske basement, markert med stiptet gul stiptet linje, markerer bunnen på den nederste enheten, S2, som har en mektighet på ~56 meter. Nedre del av denne enheten viser en sekvens med laminerte medium- til høyamplitude reflektorer. Det er noe mer utydelig refleksjonsmønster i vest grunnet nærheten til fjellterskelen. Ovenfor dette er lagpakker med få til ingen synlige reflektorer som skilles fra hverandre med én høyamplitude reflektor. Reflektor R1 markerer bunnen av S1, en enhet med et transparent refleksjonsmønster hvor det forekommer noen svake reflektorer noen steder. Enheten har en mektighet på ~5,6 meter. Kjerne GS19-222-05GC penetrerer 241 cm og GS19-222-06MC 47 cm ned i enheten. Sammenlikning mellom MS parameterne viser at fallkjernen mangler de 11 øverste cm av stratigrafien (Fig. 4.7b).

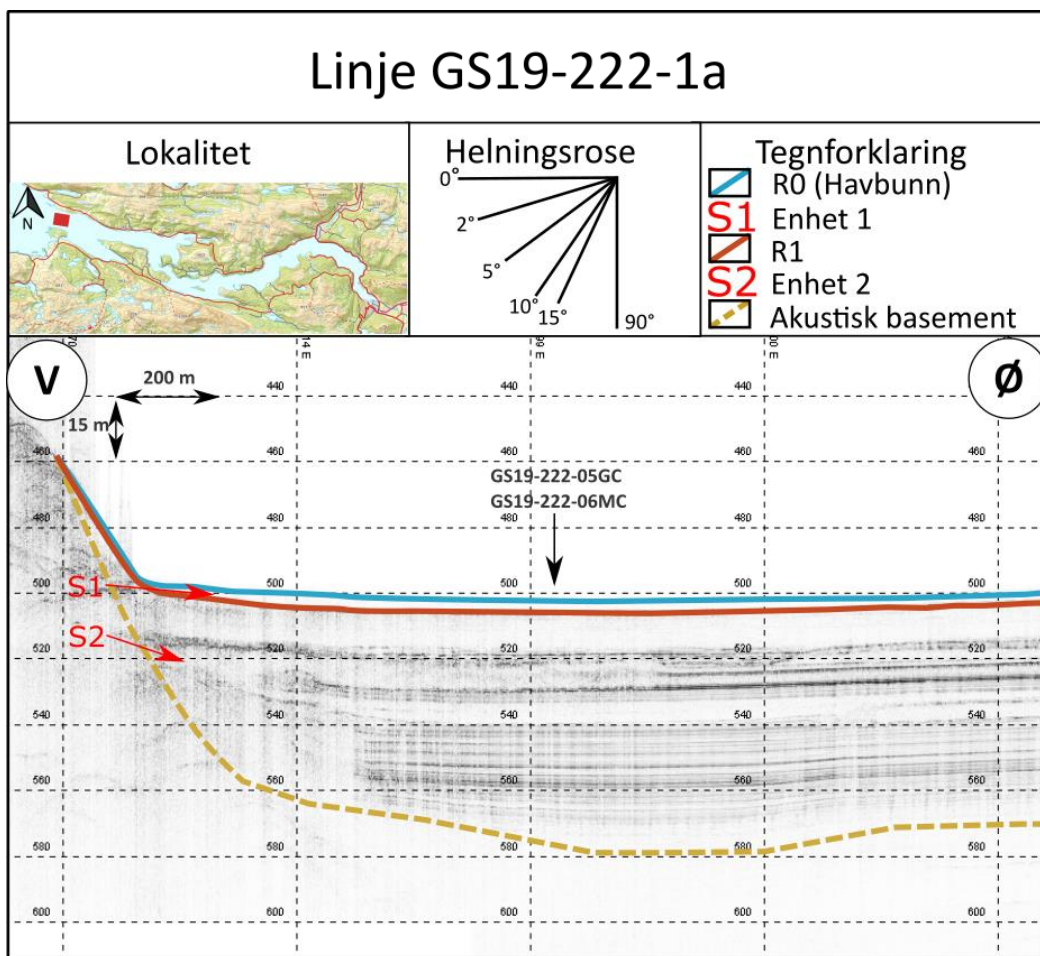


Fig. 4.7a: Tolket seismisk profil av linje GS19-222-1a. Lokaliteten til kjerne GS19-222-05GC og 06MC er markert.

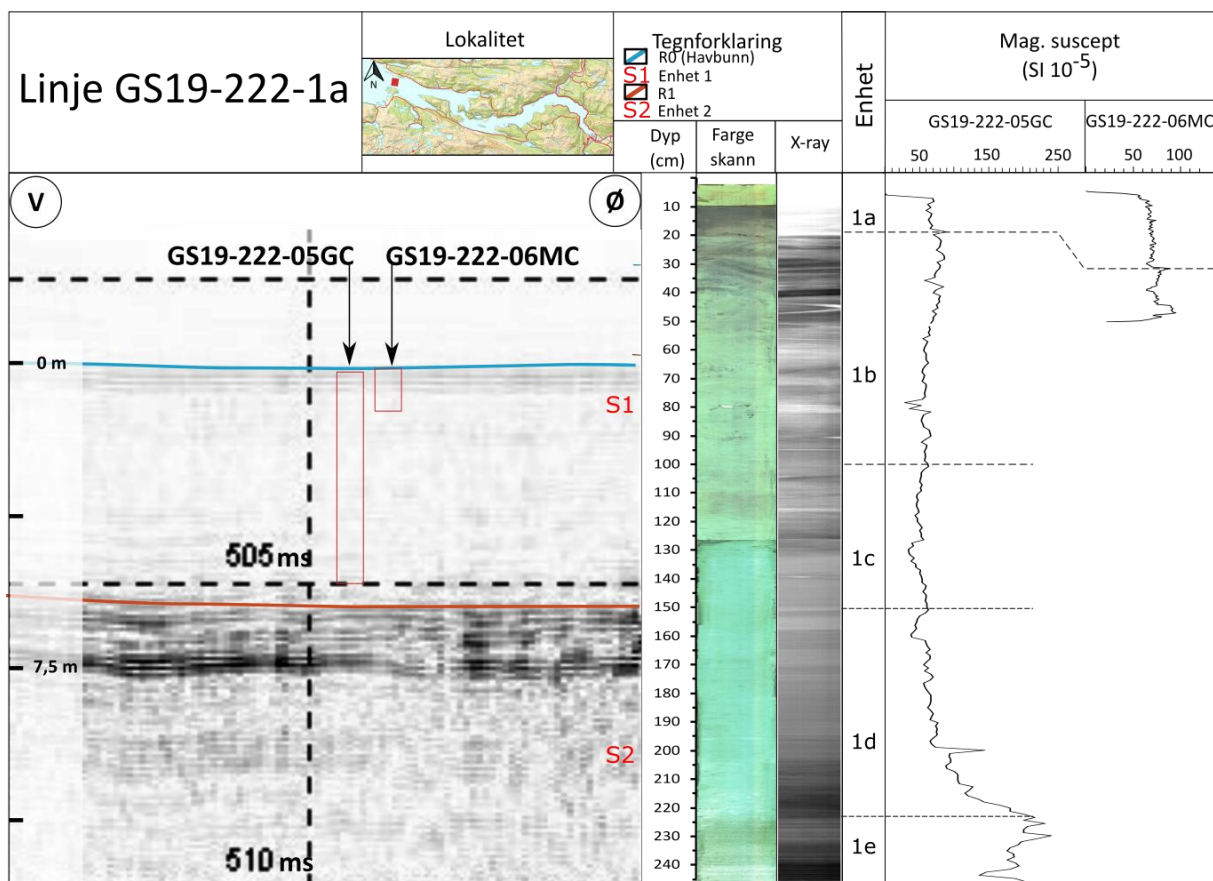


Fig. 4.7b: Tolket seismisk profil avgrenset rundt kjernetakning. Figuren inkluderer stratigrafiske enheter, fargescann, røntgen og MS parameter til fallkjerne GS19-222-05GC, samt MS parameter for multikjerne GS19-222-06MC.

Kjernebeskrivelse

Fallkjerne GS19-222-05GC

Fallkjernen er 241 cm lang og deles inn i fem underenheter hvor enhet 1e er stratigrafisk nederst og enhet 1a i topp (Fig. 4.7c). De øverste 8 cm av kjernen består av oasis. Ved sammenlikning med multikjernen ble det funnet at kjernen mangler de 11 øverste cm av stratigrafien (Fig. 4.7b).

Det er tatt to dateringsprøver fra kjernen; ved dyp 76-77 cm og 34-35 cm med respektiv medianalder på 1334 Cal a BP og 394 Cal a BP (Tabell 4.0).

Enhet 1e (241-223 cm)

Nedre grense på enheten er ukjent, men markeres som bunnen på kjernen. Enheten består av laminert og mørk grå, grov silt og fin sand. Skjærstyrken synker mot toppen av enheten (Fig. 4.7c). Enheten er karakterisert av høye verdier i MS og Ca, så vel som i forholdet K/Ti. Mn element verdiene har en generell økning gjennomgående. Mengden *C. lobatulus* er på topp i denne enheten og utgjør over 20 prosent av den totale bentiske faunaen, hvor 56 ant/g måles i bunn og 36 ant/g i topp. (Fig. 4.7d). Mengden planktoniske foraminiferer er på ~3 ant/g på det

høyeste i enheten. Enheten tolkes til å være en turbidittavsetning basert på planstratifiseringen, den forhøyede kornfordelingen, høyt K/Ti innhold kombinert med det lave innholdet av organisk materiale.

Enhet 1d (223-150 cm)

Enheten starter fra en erosjonskontakt i bunn, og består av en gradvis oppfiningssekvens fra grov silt/fin sand med laminering i bunnen (Fig. 4.7c). Skjærstyrken er på sitt høyeste i bunn med verdi på 62kPa, og avtar gradvis mot topp med noen variasjoner. MS og gammatetthet følger en liknende trend. Mn verdien øker til 185 cm dyp hvor den stabiliseres. Enheten er så å si utelukkende minerogen uten bentiske foraminifer (Fig. 4.7d). Enheten tolkes til å være en turbidittavsetning basert på planstratifiseringen i bunn, en gradvis oppfining av sediment og funn av erosjonskontakt i bunn. Øvre del av enheten tolkes til å være halen til turbiditten.

Enhet 1c (150 – 110 cm)

Overgang til homogen avsetning og stabilisering i Mn verdien markerer bunn på enheten (Fig. 4.7c). I øvre del starter en oppgroving av sedimentene. Mengden bentiske foraminiferer holder seg på 0 ant/g opp til dyp 112 cm, hvor mengden øker til ~120 ant/g (Fig. 4.7d). Ved dette punktet dominerer *B. marginata*, *G. turgid* og *H. balthica*. Enheten tolkes til å være en hemipelagisk avsetning basert på den homogene teksturen og mangel på struktur.

Enhet 1b (110-20 cm)

Et skifte i kornstørrelsene og XRF-parameterne Br og Mn markerer bunnen på enheten (Fig. 4.7c). En oppgrovingssekvens av en tilsynelatende strukturløs og homogen, olivengrå enhet karakteriserer enheten. MS og gammatettheten holder seg stabile henholdsvis rundt $70 \text{ SI } 10^{-5}$ og 1,5 g/cc gjennomgående. Skjærstyrken er relativt lav og stabil på rundt 6 kPa, med unntak av en topp ved 30 cm på ~20 kPa. Både Ca og Br verdiene opplever økning gjennomgående i enheten. En knust kråkebolle finnes ved 76-80 cm dyp. *B. skagerrakensis* opptrer først ved 77 cm dyp, og dominerer over *H. balthica* fra 68 cm dyp (Fig. 4.7d). Mengden *C. laevigata* holder seg rundt 7 % gjennom hele enheten, og *B. marginata* rundt 13 %. Mengde planktoniske foraminiferer varierer svært mye gjennom enheten, med verdier på opp mot 4 stykk per gram. Enheten tolkes til å være en hemipelagisk avsetning avsatt i et økende strømregime, basert på økningen i kornfordelingskurven og mangel på struktur.

Enhet 1a (20-8 cm)

Stabilisering i kornfordelingskurven, fargeendring og endring i Br og Ca verdiene markerer bunnen på enheten (Fig. 4.7c). Denne enheten består av mørk, grålig brun, homogen og

struktureløst siltig leire. MSCL og XRF-parametrene holder seg stabil, med en generell synkende trend mot toppen. Br verdien øker i overgangen mellom enhet 1b og enhet 1a. Det er et gjennomgående høyt innhold av bentiske foraminiferer, som varierer mellom 112 og 263 ant/g (Fig. 4.7d). Det er variasjon i hvilke mikrofosil som dominerer, men *B. skagerrakensis* er prosentmessig dominerende. Enheten tolkes til å være hemipelagisk avsetning med høyt organisk innhold basert på den brunlige fargen og en forhøyet Br verdi.

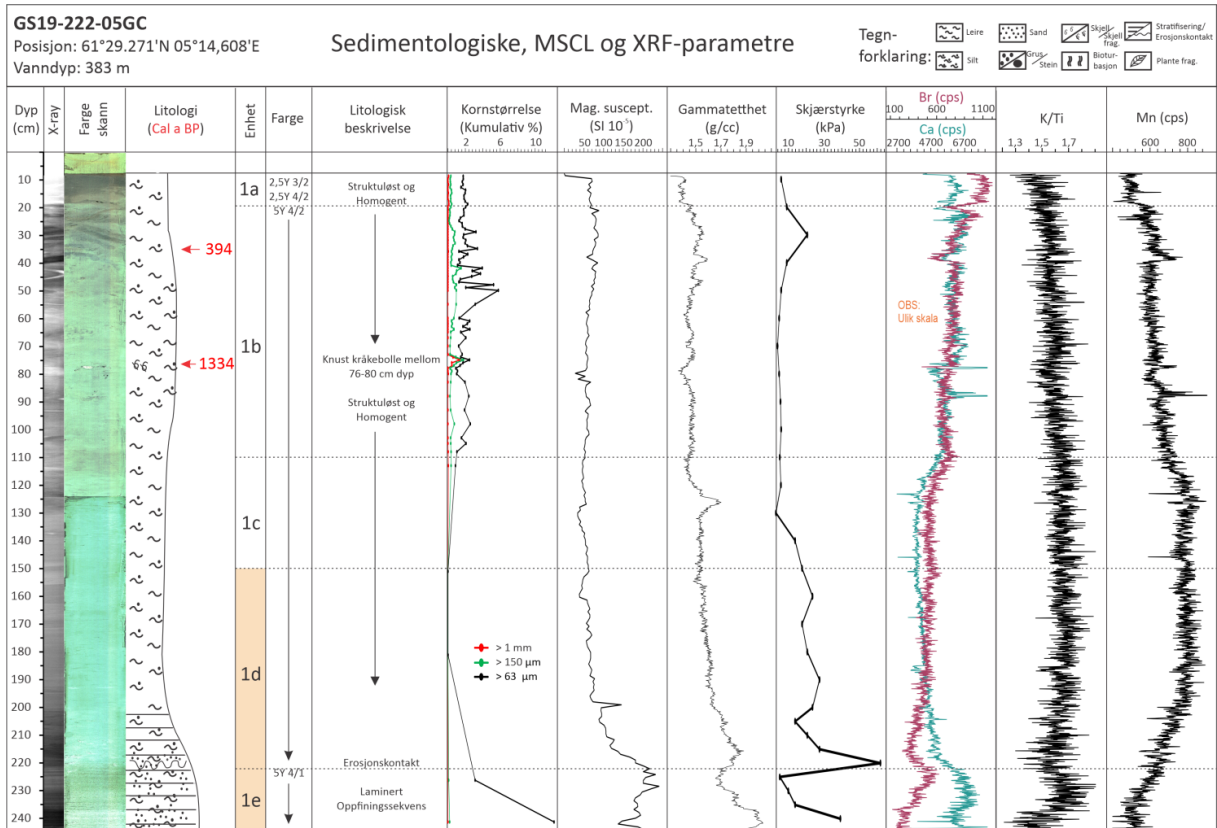


Fig. 4.7c: Sedimentologisk logg av kjerne GS19-222-05GC med utvalgte MSCL og XRF-parameter.

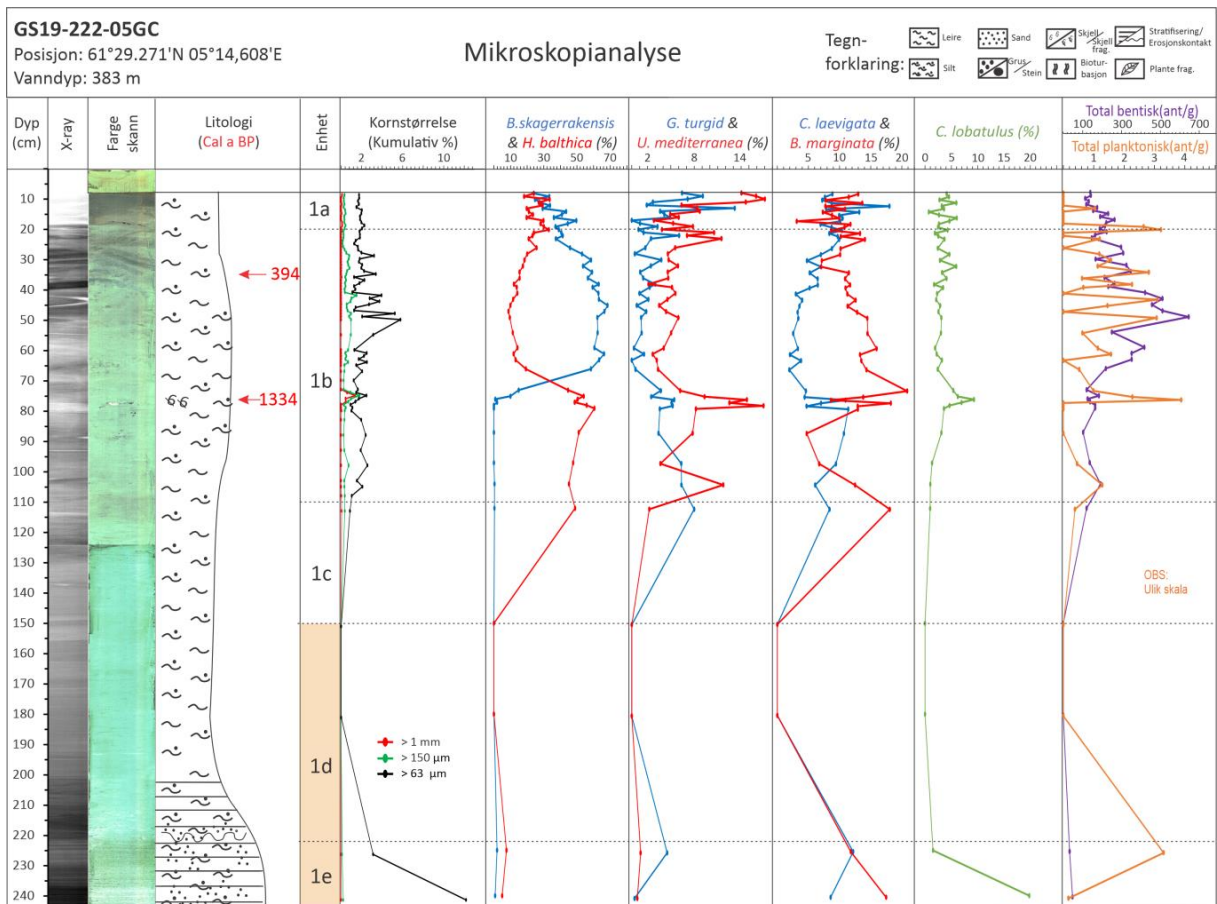


Fig. 4.7d: Mikroskopidata for kjerne GS19-222-05GC.

Multikjerne GS19-222-06MC

Multikjernen er 50 cm lang og deles inn i to enheter, hvor enhet 1b er nederst og 1a øverst (Fig. 4.7e). De øverste 5 cm av kjernen består av oasis.

Enhet 1b (50 – 31 cm)

Enhetens bunn er ukjent og markeres dermed som bunnen av kjernen. Underenheten består av siltig leire med olivengrå farge i bunn, med gradvis fargeovergang til mørk grå farge (Fig. 4.7e). Den er strukturløs og homogen, med økning i Br verdier i øvre del. LOI viser en økning i organisk materiale gjennomgående fra ~7 til ~8 %. Enheten tolkes til å være en hemipelagisk avsetning basert på den homogene og strukturløse karakteren til sedimentene.

Enhet 1a (31 – 8 cm)

En erosjonskontakt og en topp i MS verdier markerer bunnen av denne underenheten av siltig leire (Fig. 4.7e). Den har olivengrå farge i bunn, med gradvis fargeovergang til mørk olivengrå farge. En økning i organisk materiale observeres i LOI, fra ~8 til 10%. MS verdier synker mot topp mens K/Ti og Mn verdier øker kraftig i den øverste delen. Toppen av kjernen er noe forstyrret. Enheten tolkes til å være en hemipelagisk avsetning med høyt organisk innhold basert den homogene teksturen og de høye Br verdiene samt LOI.

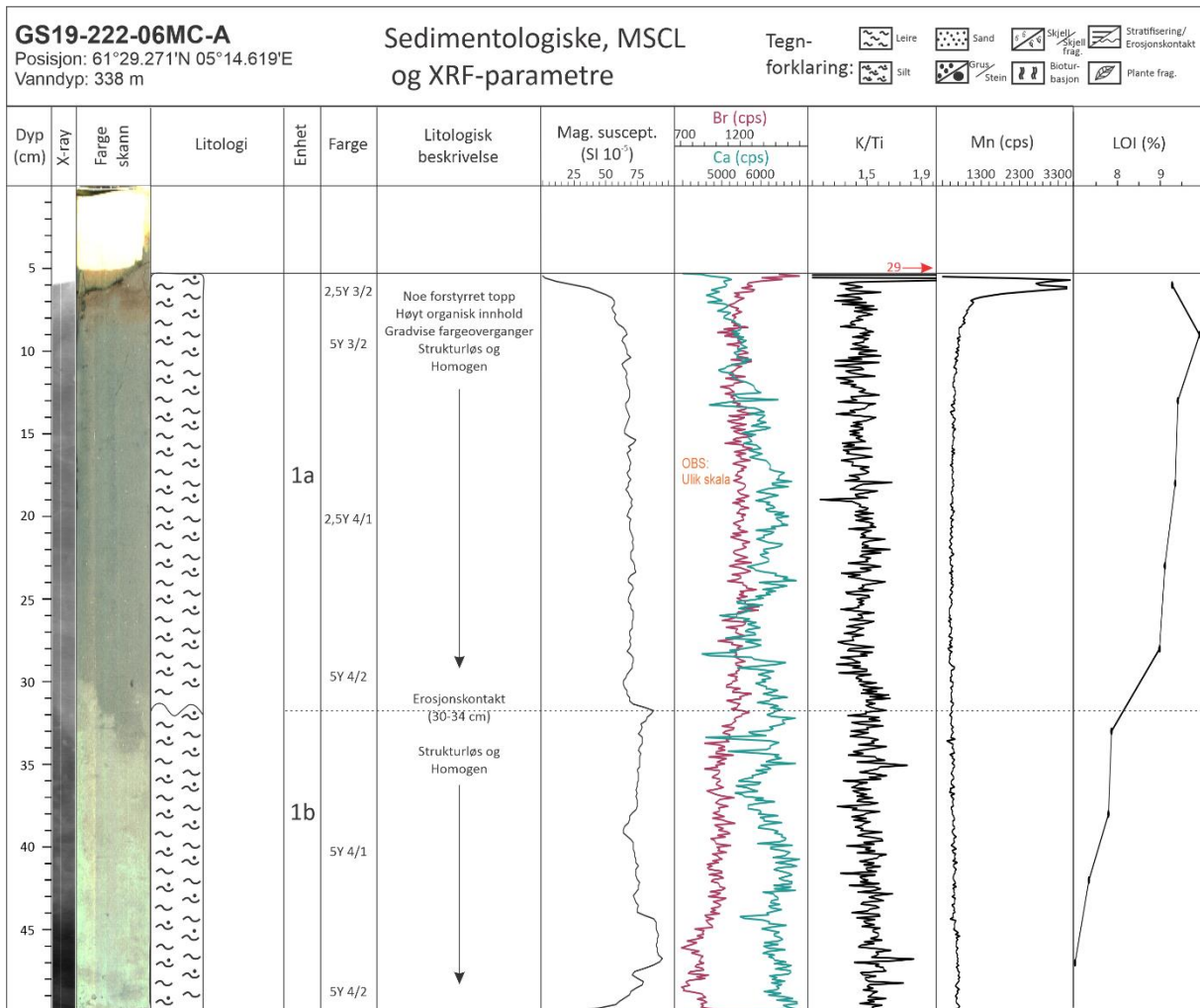


Fig. 4.7e: Sedimentologisk logg av multikjerne GS19-222-06MC-A med utvalgte MSCL og XRF-parameter.

4.8 Hydrografiske data (CTD)

Toktene i 2019 og 2020 samlet inn hydrografisk data fra fire ulike stasjoner lokalisert rundt kjerne GS19-222-05GC, GS19-222-04GC, GS20-228-11GC og GS19-222-01GC (Fig. 4.0). Resultatene av disse vintermålingene viser tydelige variasjoner i vannsøylen gjennom Førdefjorden (Fig. 4.8). Av de totalt fire målestasjonene er den innerste CTD stasjonen, GS19-CTD-03, den eneste målestasjonen på innsiden av terskelen. Denne har det dypeste profilet på 412 meter. Profilet viser at vannsøylen er delt inn i et 45 meter tykt topplag og et intermediært lag som går ned til 90 meter. Målestasjonen utenfor Engebøfjellet, GS20-CTD-03, har det tynneste topplaget på 10 meter. Det intermediære laget er 80 meter tykt og går over til bunnvann ved 90 meters dyp. Noe lengre vest viser målestasjonen GS19-CTD-04 en ganske annen trend enn GS20-CTD-03. Her er topplaget på 50 meter, og det intermediære laget er lokalisert mellom 40 og 90 meters dyp. Målestasjonen lengst vest, GS10-CTD-05 har et mektig topplag på 80 meter og et intermediært lag fra 80 til 135 meters dyp.

Temperaturen i topplagene øker ganske brått ned i vannsøylen med over én grad ved alle stasjonene. Spesielt stor forskjell er det på GS20-CTD-03 hvor temperaturen går fra 7,8 til 8,7 på bare 10 meter. GS19-CTD-05 øker med omkring 2 grader fra 6,3 til 8,2 °C. Saliniteten øker og ved dypet for alle profilene med omkring 1%. GS19-CTD-03 har en salinitet mellom 33,1 og 34,2 ‰, GS20-CTD-03 mellom 31,7 og 33,2 ‰, GS19-CTD-04 33,4 til 33,9 ‰ og GS19-CTD-05 mellom 33,5 til 34,2 ‰. Oksygeninnholdet i toppenheten ligger mellom 5,7 og 6,5 ml/L gjennomgående for alle, hvor de laveste verdiene er for den innerste stasjonen.

Det er de intermediære lagene som har høyest temperatur gjennom vannsøylen. GS19-CTD-03 har en maksimal temperatur på 8,9 °C ved ~50 meters dyp, GS20-CTD-03 på 9,6 °C ved 70 meter, GS19-CTD-04 på 8,8 °C ved 90 meter og for GS19-CTD-05 8,7 °C ved ~100 meters dyp. De intermediære lagene har og har økende salinitet. Fra topp til bunn øker de med omkring 1%. GS19-CTD-03 har en noe lavere økning, fra 34,2 til 34,6 ‰. Oksygeninnholdet synker for alle profilene med høy rate, men med ulike trender for de ulike lokasjonene. Stasjon GS20-CTD-03 har en mer gradvis nedgang i oksygen sammenliknet, men størst forskjell er det for GS20-CTD-04. Stasjonen viser større svingninger spesielt i oksygen og temperatur gjennom det intermediære laget omkring 60 og 70 meter. Ved 60 meter synker oksygeninnholdet til 5,75 ml/L mens temperaturen øker til 8,3 grader. Ved 70 meter er det en omvendt trend, hvor temperaturen synker til 7,4 grader og oksygeninnholdet øker til 6,2 grader før det på ny synker. Saliniteten har en knekk ved 70 meters dyp før den øker igjen.

Bunnet er det mest stabile i forhold til alle tre parameterne i vannsøylen og har de høyeste salinitetsmålingene samt de laveste innholdene av oksygen. Foruten GS19-CTD-05 starter bunnet på 90 meters dyp. GS19-CTD-05's bunnet starter ved 135 meters dyp og har oksygeninnhold på 5,15 ml/L i bunn. De to stasjonene ved Engebøfjellet har konsentrasjoner på mellom cirka 5,5 og 5,1 ml/L. Den innerste stasjonen, GS19-CTD-03 har den laveste oksygenkonsentrasjonen på bare 4,3 ml/L. Saliniteten har verdier på rundt 35 ‰ og temperaturen ligger på $8 \pm 0,2$ °C for alle målestasjonene.

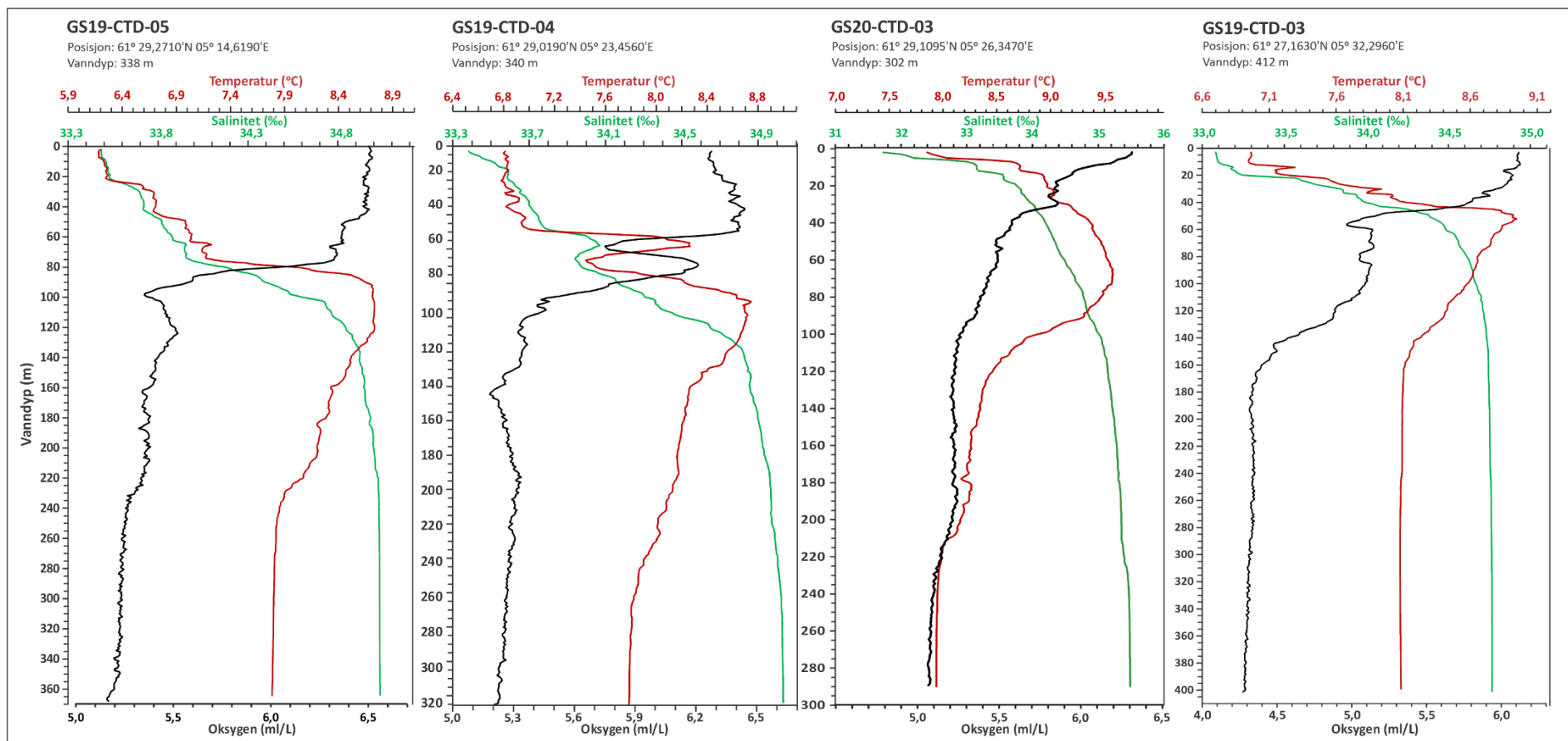


Fig. 4.8: Oversiktsbilde over de ulike CTD-stasjonene GS19-CTD-05, GS19-CTD-04, GS20-CTD-03 og GS19-CTD-03. Temperatur (rød), salinitet (grønn) og oksygen (svart) er plottet mot vanndyp. Stasjonene er plassert fra vest (GS19-CTD-05) mot øst (GS19-CTD-02). Lokaliseringen av stasjonene er vist i Fig. 4.0.

5. Diskusjon

Dette kapittelet tar for seg resultatene fra studien og presenterer en tolkning av de seismostratigrafiske og litostratigrafiske enhetene i fjorden. En kronostratigrafisk aldersmodell er konstruert basert på karbondateringene, og vil legge basis for diskusjonen. Sammenstillingen og sammenlikningen av det marine datasettet fra Førdefjorden vil også bli diskutert i forhold til tidligere publisert materiale, med spesielt fokus på Sulafjorden (Mikalsen et al., 2001) og Voldafjorden (Sejrup et al., 2001; Kjennbakken et al., 2011).

Aldre det sammenliknes med fra annen litteratur fra spesifikke fjorder/områder, foruten alderen på Storegga tsunamien, er recalibrert med de samme parameterne som resultatene fra Førdefjorden for å forsikre riktig sammenlikning som tidligere nevnt. En oversikt over disse finnes i Vedlegg 2 til 3.

5.1 Kronostratigrafi i Førdefjorden

Formålet med å etablere en kronostratigrafisk modell for hele fjorden var å kunne sammenlikne sedimentære og biostratigrafiske endringer og/eller trender i de ulike fjordbassengene opp mot en alder. I dette delkapitlet vil hver av de daterte kjernene først diskuteres med hensyn til de enkelte kjerners sedimentasjonsrate i tillegg til eventuelle hendelser som forekommer i litostratigrafien. Deretter vil dataene fra denne studien bli sammenliknet opp mot hverandre og mot andre vestnorske fjordavsetninger med fokus på sedimentasjonsrater samt opptreden og oppførsel av den bentiske foraminifer arten *B. skagerrakensis* som biostratigrafisk markør.

En gjennomgående utfordring ved å etablere en detaljert kronologi var det lave innholdet av daterbart materiale i litostratigrafien. Dette var et problem i så å si alle de daterte kjernene, og førte til at innholdet av daterbart materiale fra ønskete strategiske intervaller var for lavt til å benyttes, eller at dateringsprøvene måtte ekstraheres fra et dybdeintervall på 2 cm. Usikkerheten dette bringer med seg kan i noen av kjernene være relativt stor avhengig av sedimentasjonsraten i området. I tillegg er erosjon med påfølgende hiatuser samt resedimentering viktige feilkilder når det kommer til datering av fjordsedimentene, hvor tolkningen kan bli betydelig påvirket dersom de ikke blir tatt hensyn til.

I de individuelle aldersmodellene er de beregnede sedimentasjonsratene korrigert med hensyn til tapt stratigrafi og oasis. Mektigheten på den tapte stratigrafien er funnet gjennom sammenlikning av multikjernestratigrafien. På grunn av denne korrigeringen kan det se ut på plottene ved første øyekast at avsetningen fortsetter gjennom oasisdelen (Fig. 5.1a til 5.1e). For

å gjøre leseren oppmerksom på dette markerer en stjerne det øverste punktet i den ukorrigerede litostratigrafien.

GS20-228-10GC

Kjerne GS20-228-10GC er den østligste daterte kjernen i fjorden og ble tatt innenfor fjordterskelen ved Ålasundet (Fig. 4.0). Kjernen er også den eneste som inkluderer en datering ekstrahert stratigrafisk under en turbidittavsetning (Fig. 5.1a). Prøvematerialet fra den øverste dateringen er fra dybdeområdet hvor *B. skagerrakensis* overtar dominansen over *H. balthica*, og har en alder på 920 Cal a BP. Denne dateringen viser til at den hemipelagiske sedimentasjonsraten har vært ~55 cm/ka i de øverste 51 cm av stratigrafien, korrigert med hensyn til 2 cm tapt stratigrafi (Fig. 4.2b) og 6 cm oasis i toppen (Fig. 4.2c). I og med at materialet som den nedre dateringen er hentet ut fra anses å ha blitt avsatt under liknende forhold som øvre del av stratigrafien benyttes den samme sedimentasjonsraten i nedre halvdel av kjernen.

Intervallet hvor *B. skagerrakensis* begynner å dominere over *H. balthica* er beregnet til å være 880 Cal a BP (1070 A.D.). Arten dominerer bunnfaunaen de neste ~500 år, fra 865 Cal a BP (1085 A.D.) frem til ~340 Cal a BP (~1600 A.D.).

Den nedre dateringen i kjernen har en alder på 4164 Cal a BP. Ved å bruke den samme sedimentasjonsraten som er etablert i øvre del av stratigrafien får turbidittavsetningen en beregnet maksalder sentrert rundt 2360 Cal a BP. Denne alderen er kun basert på sedimentasjonsraten og dybden på nedre grense av turbiditten. Alderen tar dermed ikke hensyn til endringen i sedimentasjonsraten som forventes i en turbidittavsetning. For å ta hensyn til erosjonsgrensen i bunnen av turbiditten gjøres en alternativ beregning hvor raten mellom nedre dateringspunkt opp mot foten av turbiditten beregnes. Gjennom denne fremgangsmåten har hendelsen en maksalder på 2650 Cal a BP. Forskjellen i alder støtter opp om tolkningen av at noe materiale er erodert vekk, tilsvarende en alder på ~300 år stratigrafi. Med en sedimentasjonsrate på 55 cm/ka tilsvarende dette ~16,5 cm. I videre diskusjon/sammenstilling vil maksalderen på 2650 Cal a BP benyttes. Dypet i kjernen som markerer starten på den hemipelagiske avsetningsprosessen ved nedre grense av enhet 1b markerer minimumsalderen på turbiditthendelsen. Ettersom skiftet i avsetningsmiljø definitivt markerer slutten på turbidittavsetningen regnes denne alderen som et mer korrekt estimat på når hendelsen har inntruffet. Grensen er beregnet til å ha en alder på 1155 Cal a BP.

På grunn av det lave innholdet av bentiske foraminifer ble prøvene fra denne kjernen tatt ut i et 2 cm dybdeintervall. Med en sedimentasjonsrate på 55 cm/ka er 2 cm ekvivalent til 36 år. Det lave innholdet av foraminiferer førte også til at begge dateringsprøvene fra kjernen var under 2 mg i vekt som kan ha gitt noe lavere presisjon ved målingene. Sammenlignet med andre dateringsresultater fra fjorden gir disse resultatene et godt bilde av sedimentasjonsraten i indre del av fjorden.

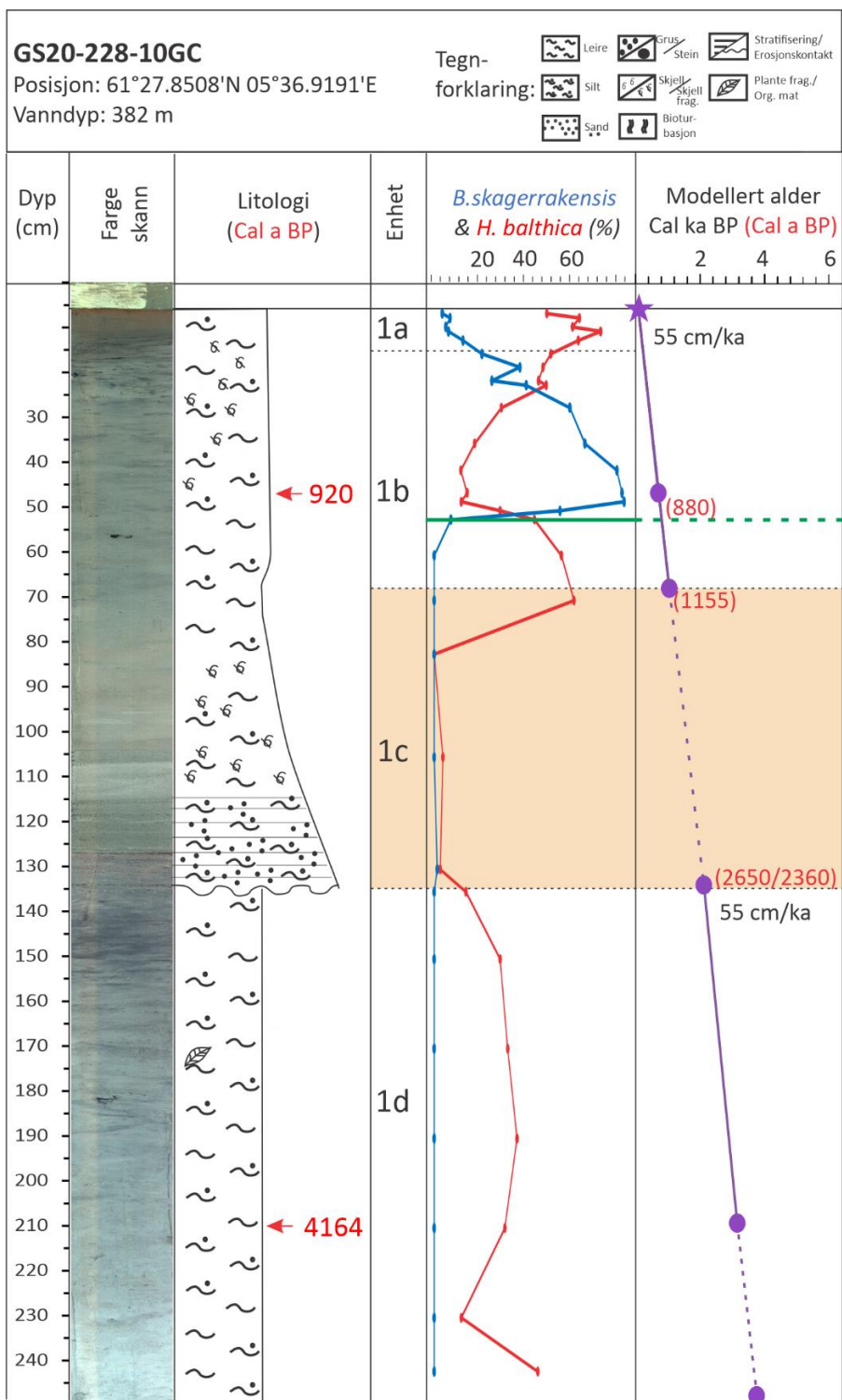


Fig.5.1a: Sammenstilling av litostratigrafisk logg, fargeskann, *B. skagerrakensis*/*H. balthica* forholdet samt den modellerte alderen i kalenderår og sedimantasjonsrate for kjerne GS20-228-10GC. Markert med grønn strek er punktet hvor *B. skagerrakensis* øker i mengde og begynner å dominere over *H. balthica*. Utregnet alder på disse samt skredalder er notert i parentes. En stjerne markerer punktet hvor oasis og stratigrafi møtes. Grafen fortsetter videre opp gjennom den tapte stratigrafien.

GS19-222-01GC

I kjerne GS19-222-01GC var det kun mulighet for å ekstrahere én dateringsprøve (Fig. 5.1b). Ved å korrigere dypet på prøven med hensyn til 7 cm oasis (Fig. 4.3c) er sedimentasjonsraten for denne lokaliteten beregnet til å være 65 cm/ka for de hemipelagiske avsetningene. Prøven er tatt over et 1 cm intervall, hvor 1 cm er ekvivalent til 15 år. Ettersom det har vært et stabilt klimatisk forhold og strømningsmiljø gjennom sen-holocen antas det at sedimentasjonsraten har vært tilnærmet konstant for de hemipelagiske avsetningene. Gjennom denne antakelsen er minimumsalderen på turbidittavsetningen i kjernen beregnet til å være 2585 Cal a BP. *B. skagerrakensis* inntre lokaliteten ved ~1090 Cal a BP (~860 A. D.), og dominerer den bentiske foraminifer faunaen i ~555 år fra ~1015 til ~460 Cal a BP (~935 til ~1490 A.D.).

Både karbondateringen og sedimentasjonsraten fra dette området anses å være et sannsynlig og korrekt estimat for de siste 1031 årene. Ettersom fjordbassenget har et dypt relieff på over 400 meter, utgjør det en morfologisk gunstig sedimentfelle med høy grad av sedimentasjon.

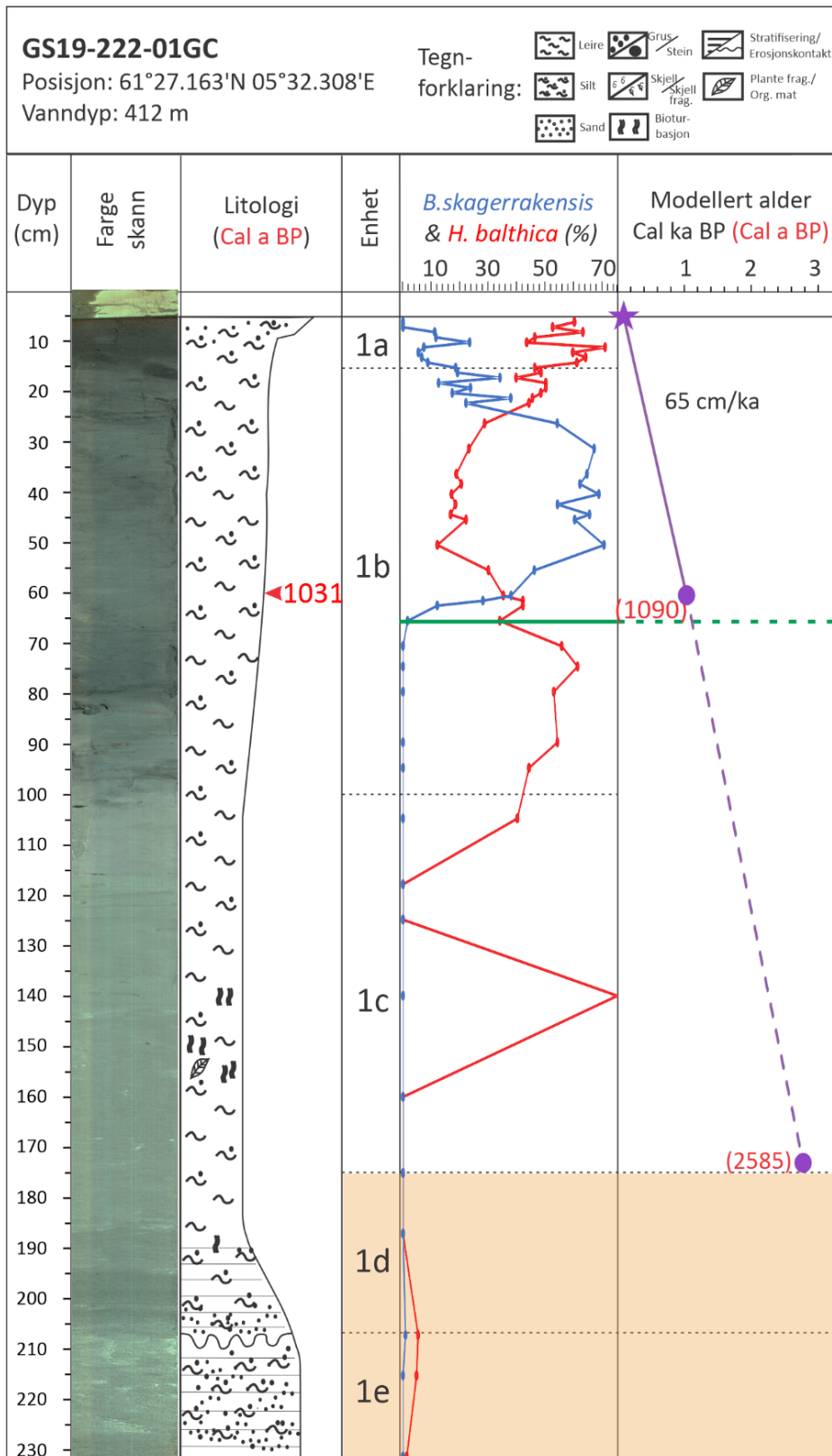


Fig.5.1b: Sammenstilling av litostratigrafisk logg, fargeskann, *B. skagerrakensis*/*H. balthica* forholdet samt den modellerte alderen i kalenderår og sedimentasjonsrate for kjerne GS19-222-01GC. Markert med grønn strek er punktet hvor *B. skagerrakensis* øker i mengde og begynner å dominere over *H. balthica*. Utregnet alder på disse samt skredalder er notert i parentes. En stjerne markerer punktet hvor oasis og stratigrafi møtes. Grafen fortsetter videre opp gjennom den tapte stratigrafien.

GS20-228-11GC

Den laveste sedimentasjonsraten i hele fjorden er funnet i kjerne GS20-228-11GC, som er lokalisert utenfor Engebøfjellet (Fig. 5.1c). Den tilgjengelige dateringen fra denne kjernen er tatt i øvre del av en turbidittavsetning, og markerer derfor minimumsalderen på denne hendelsen på 1096 Cal a BP. Sammenstillingen med multikjernestratigrafien viste at 2,5 cm stratigrafi manglet i toppen av fallkjernen (Fig. 4.4b). Ved korrigering for dette samt korrigering for 2 cm oasis (Fig. 4.4c) har øvre del av kjernen en sedimentasjonsrate på 40 cm/ka. Over det 2 cm dybdeintervallet som dateringsprøven er ekstrahert fra tilsvarer dette 50 år. Denne anomalien fra resten av fjorden regnes med å ha en for lav verdi. Mulige årsaker til dette kan være skredavsetning i enhet 1b, samt at området har vært utsatt for høy strømføring i bunn som har fraktet sediment vekk fra området. Ettersom det ikke identifiseres noen erosjonskontakt i bunnen av enhet 1b, tolkes sistnevnte teori til å være den viktigste årsaken til den lave sedimentasjonsraten. ROV bildene støtter dette, hvor området observeres til å være preget av høy grad av aktiv bioturbasjon med lite nye sedimenter, samt relativt høy grad av sediment i suspensjon (Fig. 4.4f og 4.4g).

På grunn av usikkerhetene knyttet til avsetningsprosessene og miljøet, samt det usikre punktet for inntredelse og mangel på dominering av *B. skagerrakensis*, vil ikke denne kjernen benyttes i videre diskusjon om arten. Alderen på den øvre skredhendelsen i enhet 1b beregnes heller ikke, da sedimentasjonsraten for kjernen ikke kan verifiseres med andre data.

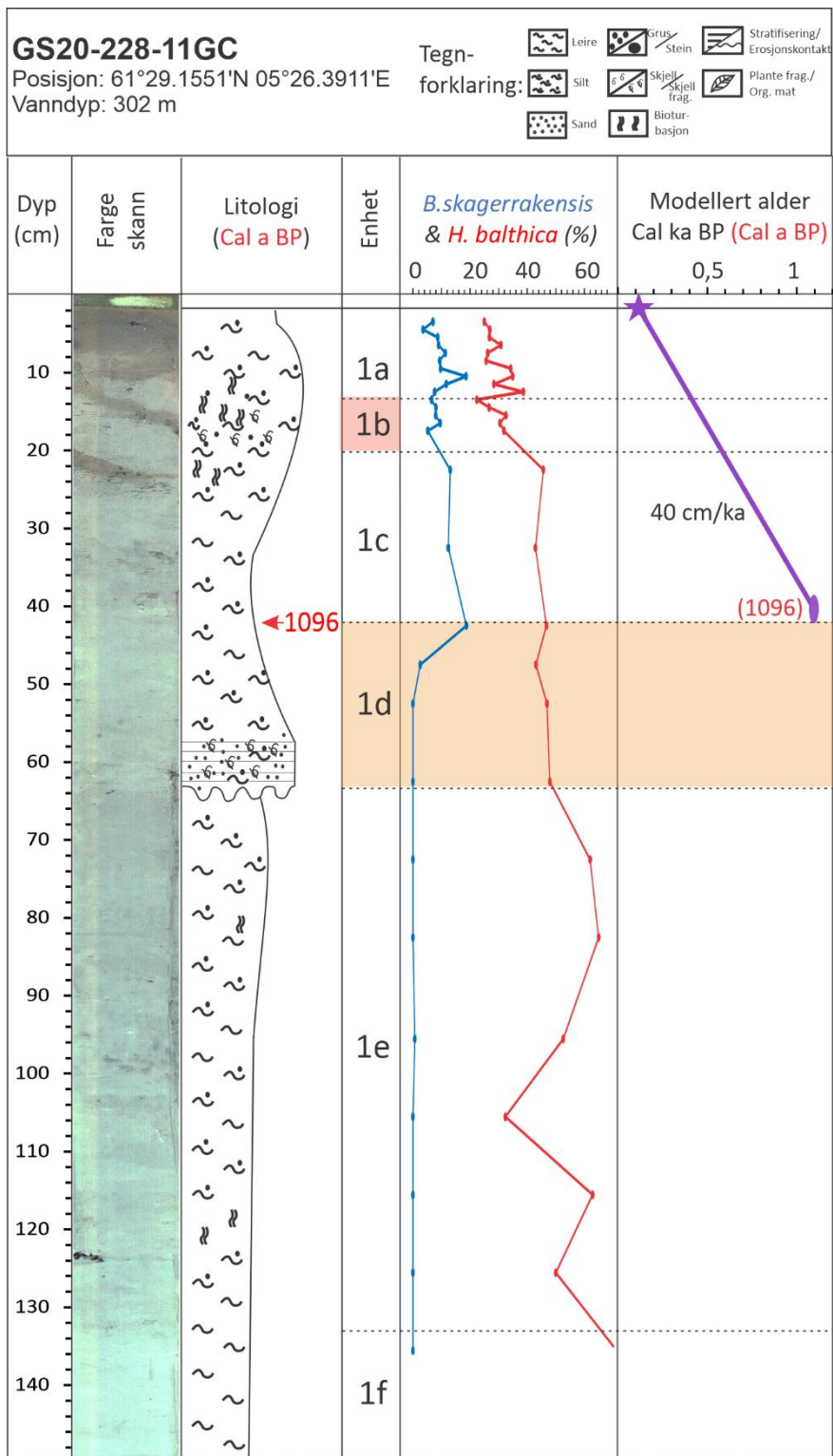


Fig.5.1c: Sammenstilling av litostratigrafisk logg, fargeskann, *B. skagerrakensis*/*H. balthica* forholdet samt den modellerte alderen i kalenderår og sedimentasjonsrate for kjerne GS20-228-11GC. Markert med grønn strek er punktet hvor *B. skagerrakensis* øker i mengde og begynner å dominere over *H. balthica*. Utregnet alder på disse samt skredalder er notert i parentes. En stjerne markerer punktet hvor oasis og stratigrafi møtes. Grafen fortsetter videre opp gjennom den tapte stratigrafien.

GS19-222-04GC

I kjerne GS19-222-04GC viser dateringene til at sedimentasjonsraten har variert over de siste 1286 årene (Fig. 5.1d). Ved å korrigere for 3 cm tapt stratigrafi (Fig. 4.5b) samt 6 cm oasis (Fig. 4.5c), har sedimentasjonsraten de siste 627 årene vært ~54 cm/ka. Raten øker noe de neste ~600 årene fremt til ~1286 Cal a BP, hvor den beregnes til å være 61 cm/ka mellom de to karbondateringene. Ettersom inntredelsen av *B. skagerrakensis* forekommer mellom de to punktene, benyttes sistnevnte sedimentasjonsrate til aldersestimater. Arten beregnes dermed til å inntre fjordbassenget for første gang ved ~1255 Cal a BP (~700 A.D.). Arten dominerer over *H. balthica* i en periode på ~300 år mellom ~1240 og ~940 Cal a BP (~715 til 1010 A.D.).

Ettersom det er en oppgroving i øvre del som har lavere sedimentasjonsrate indikeres det økt strømføring i området som har fraktet finkornet materiale vekk fra avsetningsområdet. Endringen kan komme av eksempelvis klimatiske påvirkninger.

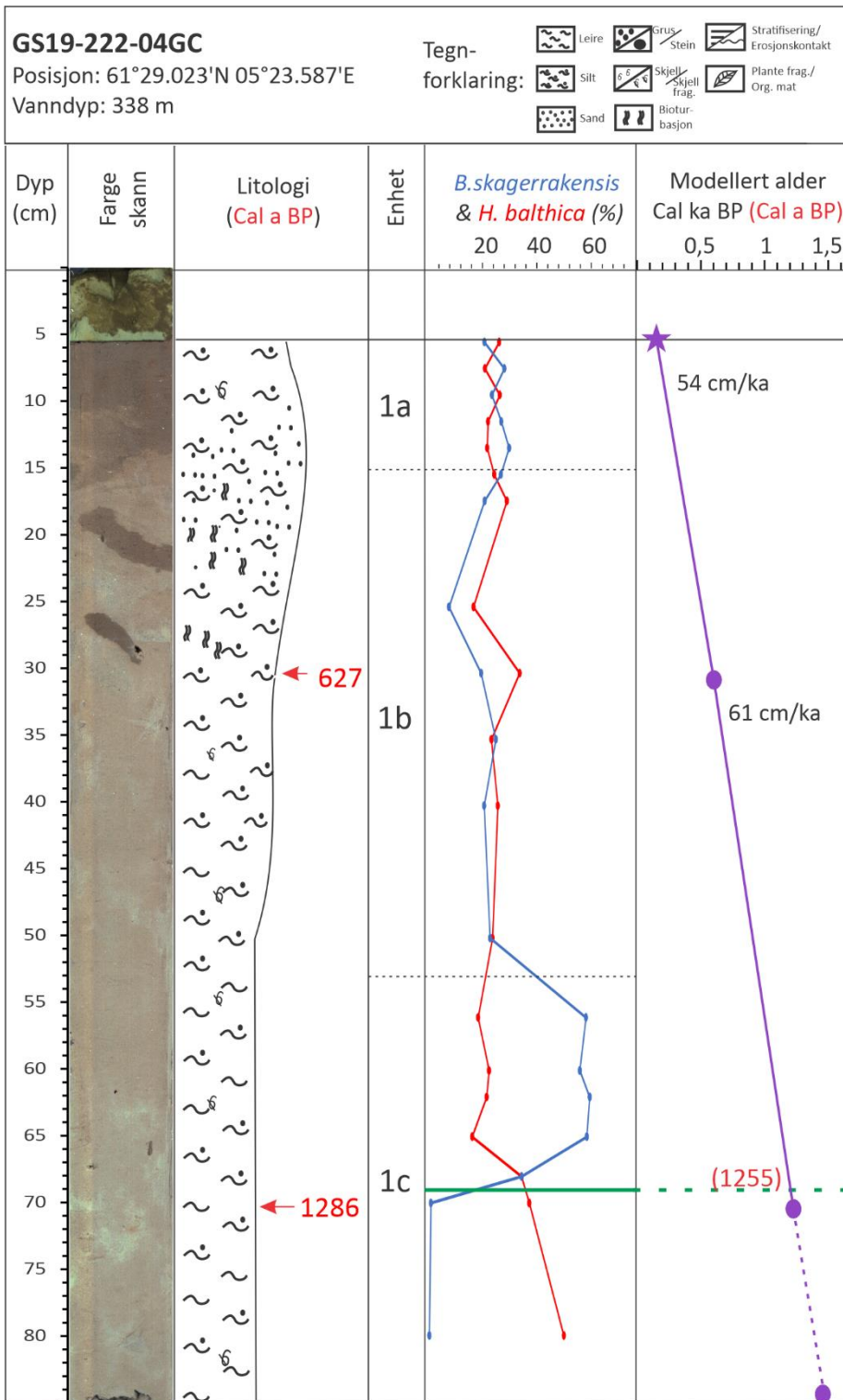


Fig.5.1d: Sammenstilling av litostratigrafisk logg, fargeskann, *B. skagerrakensis*/*H. balthica* forholdet samt den modellerte alderen i kalenderår og sedimentasjonsrate for kjerne GS19-222-04GC. Markert med grønn strek er punktet hvor *B. skagerrakensis* øker i mengde og begynner å dominere over *H. balthica*. Utreget alder på disse samt skredalder er notert i parentes. En stjerne markerer punktet hvor oasis og stratigrafi møtes. Grafen fortsetter videre opp gjennom den tapte stratigrafien.

GS19-222-05GC

Den høyeste sedimentasjonsraten som er påvist i fjorden er målt i toppen av kjerne GS19-222-05GC (Fig. 5.1e). Ved å korrigere for 8 cm oasis (Fig. 4.7c) og den 11 cm tapte stratigrafien ved sammenlikning av multikjernestratigrafien (Fig. 4.7b), resulterer det i at de øverste 38 cm av stratigrafien har en avsetningsrate på 96,5 cm/ka de siste 394 årene. Denne raten halveres mellom de to dateringsprøvene i kjernen til 45 cm/ka. Basert på den svært høye sedimentasjonsraten i øvre del anses ikke modellen å være korrekt. Ettersom det ikke ble identifisert bioturbasjon i litostratigrafien, regnes det ikke med at yngre karbon har blitt ført ned i stratigrafien gjennom miksing av sedimentene. Usikkerhetene til den øverste prøven er dermed mer relatert til svakheter ved dateringsmetoden, da yngre materiale generelt har en høyere usikkerhet med seg.

På grunn av usikkerhetene til den øvre dateringsprøven, er sedimentasjonsraten for fjorden kun basert på den nedre dateringen. Dermed kommer det frem at fjordbassenget de siste 1334 årene har hatt en gjennomsnittlig sedimentasjonsrate på 60 cm/ka. Ved bruk av denne raten er karbonprøvenes 1 cm dybdeintervall ekvivalent til 16,5 år. *B. skagerrakensis* beregnes til å entre fjorden ved ~1300 Cal a BP (~650 A.D.), hvor den dominerer over *H. balthica* i ~1005 år mellom ~1220 og ~215 Cal a BP (~730 til 1735 A.D.). Turbidittavsetningen identifisert i litostratigrafien har en minimumsalder ved bunnen av den hemipelagisk avsetning i nedre grense av enhet 1c på ~2550 Cal a BP.

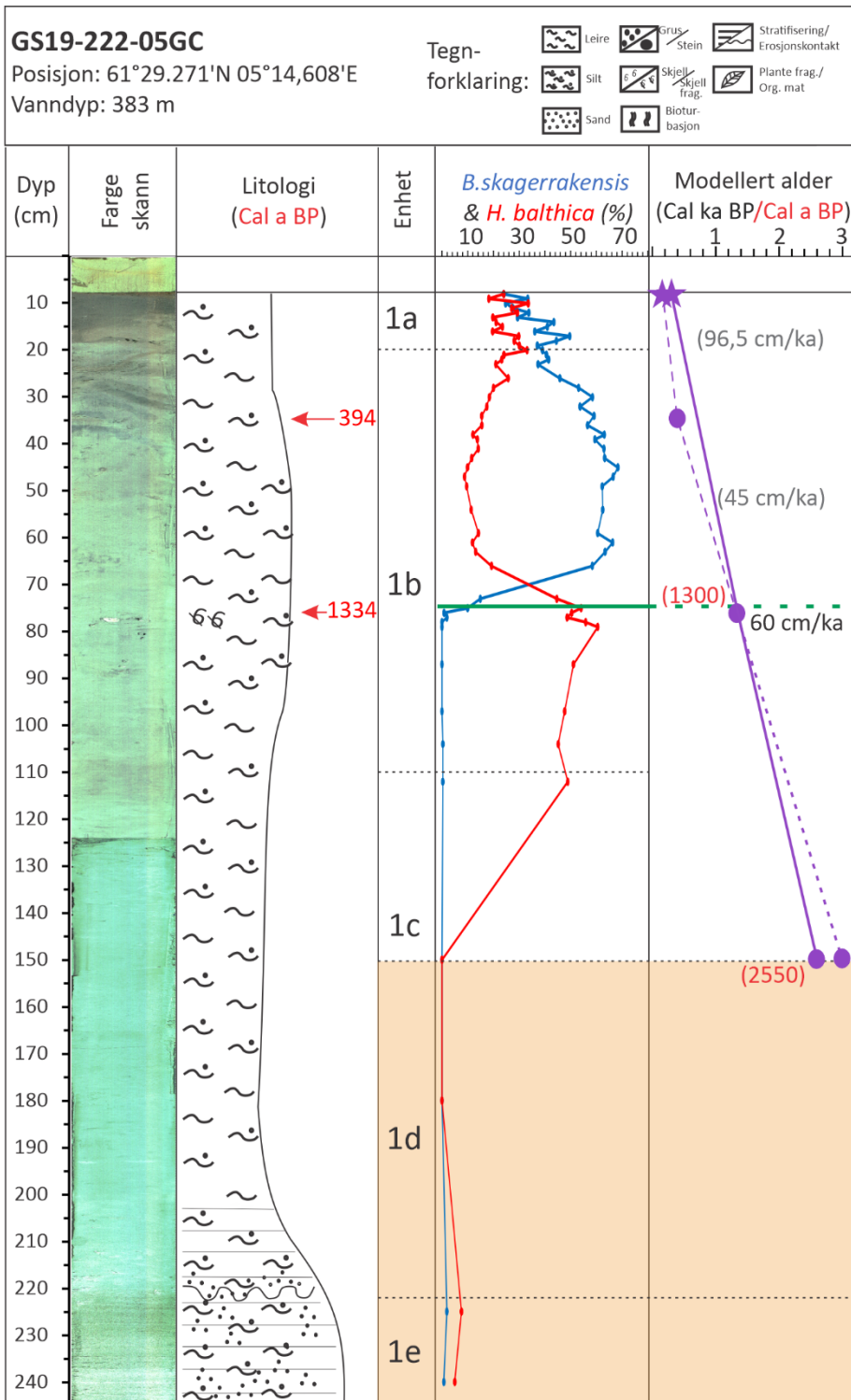


Fig.5.1e: Sammenstilling av litostratigrafisk logg, fargeskann, *B. skagerrakensis*/*H. balthica* forholdet samt den modellerte alderen i kalenderår og sedimentasjonsrate for kjerne GS19-222-05GC. Med stiplet lilla strek er den usikre aldersmodellen plottet, mens den mer sikre har hel strek. De usikre sedimentasjonsratene er notert med grå skrift i parentes. Markert med grønn strek er punktet hvor *B. skagerrakensis* øker i mengde og begynner å dominere over *H. balthica*. Utregnet alder på disse samt skredalder er notert i parentes. En stjerne markerer punktet hvor oasis og stratigrafi møtes. Grafen fortsetter videre opp gjennom den tapte stratigrafien.

Sammenstilling av kronostratigrafien

Sedimentasjonsratene i Førdefjorden er generelt beregnet til å ligge mellom ~55 og 65 cm/ka. Det forekommer noen individuelle forskjeller i fjordbassengene, men unntaket er hovedsakelig å finne i bassenget utenfor Engebøfjellet. Her tolkes det til at høy strømføring har fraktet vekk finkornet materiale og dermed ført til en lavere sedimentasjonsrate. Generelt er sedimentasjonsraten noe høyere i indre del av fjorden, 55-65 cm/ka, sammenliknet med sedimentasjonsrater i ytre deler som befinner seg mellom ~55-60 cm/ka. Også denne forskjellen knyttes til strømføring i bunn, så vel som sedimenttilførsel fra land. Figur 5.1f viser en sammenstilling av dateringene fra Førdefjorden og andre nærliggende fjorder inkludert Sulafjorden (Mikalsen et al., 2001), Fensfjorden (Hjelstuen et al., 2013) og Voldafjorden (Sejrup et al., 2001; Kjennbakken et al., 2011). I tillegg er dateringen fra Førdefjorden publisert i Bøe et al. (2004) plottet. Sistnevnte datering er tatt direkte under en turbidittavsetning og markerer dermed maksalderen på hendelsen. Det er dermed ikke beregnet sedimentasjonsrate for denne kjernen.

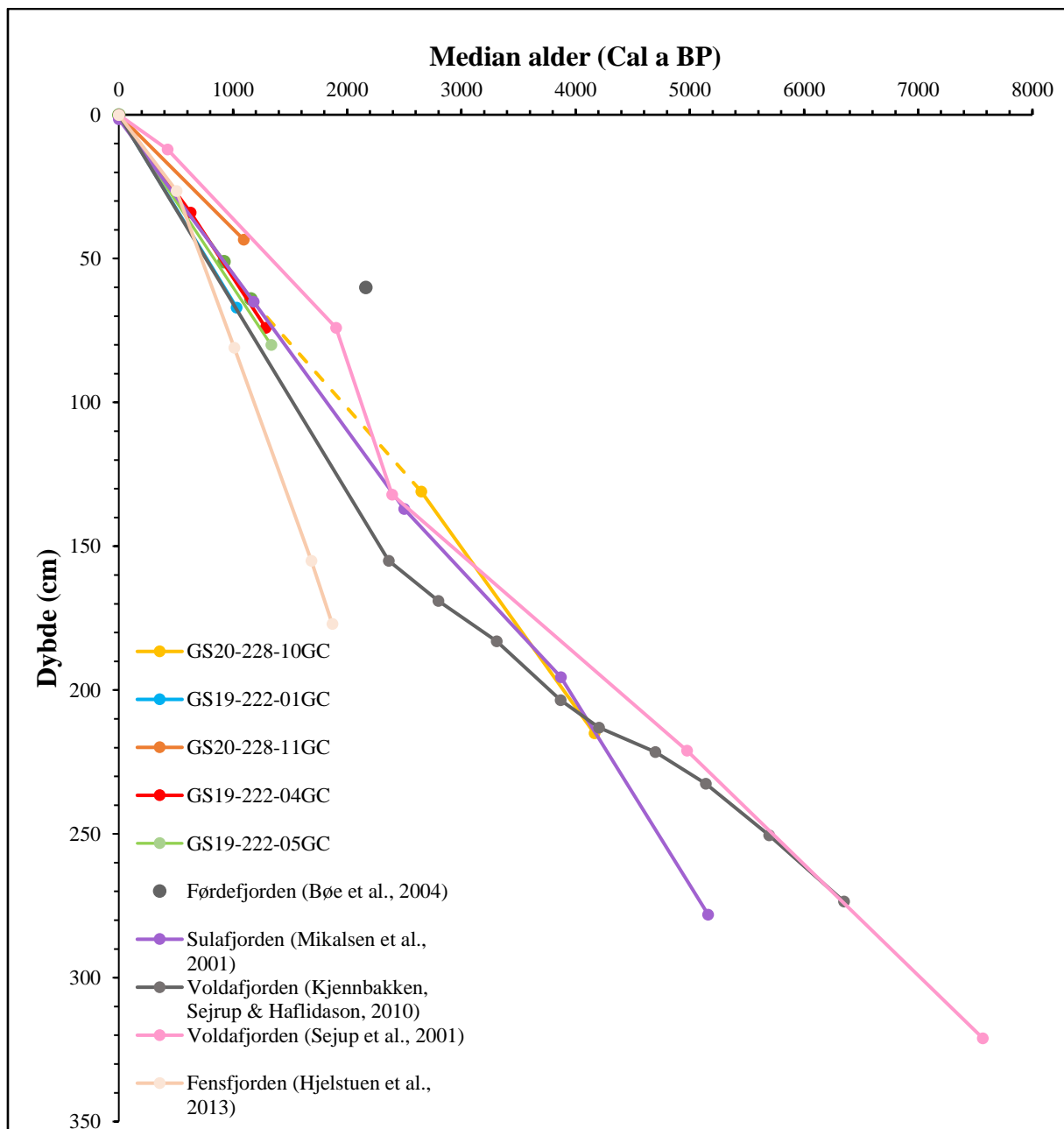


Fig. 5.1f: sammenstilling av dateringene fra Førdefjorden, Sulafjorden (Mikalsen et al., 2004) og Voldafjorden (Kjennbakken et al., 2010; Sejrup et al., 2001). Det sorte punktet som er plottet er fra kjernen publisert i Bøe et al. (2004) fra Førdefjorden. Avstanden hvor det er en turbiditt i kjerne GS20-228-10GC er tegnet med stiplet linje.

Som tydelig illustrert i Figur 5.1f er sedimentasjonsraten i Førdefjorden tilnærmet lik ratene i Sulafjorden og Voldafjorden for samme tidsperiode, samt de yngre delene av Fensfjordkjernen. Voldafjorden har liknende rater som GS19-222-01GC på ~60-65 cm/ka (Kjennbakken et al., 2010). Den øvre delen av kjernen fra Voldafjorden viser noe lavere rate på ~40 cm/ka (Sejrup et al., 2001). Dette i likhet med raten til GS20-228-11GC, som i denne studien konkluderes med å være for lav. De resterende tre kjernene har liknende rater som Sulafjorden, mellom ~50 og 60 cm/ka. Fensfjorden har tilnærmet lik rate på rundt 50 cm/ka i øvre del av

stratigrafien, men raten øker kraftig i nedre del til mellom ~105-120 cm/ka. Ettersom litostratigrafien har vært utsatt for flere turbiditthendelser, regnes ikke de tre nederste dateringene og tilsvarende rater å være korrekt for hemipelagisk sedimentasjon. Resultatene av den øvre delen av Fensfjord-stratigrafien viser fremdeles til en noe lavere rate sammenliknet med Førdefjorden. Kjernene fra Voldafjorden, Sulafjorden og Fensfjorden tar ikke for seg flere fjordbasseng slik som i denne studien, og sammenlikning av prosessene gjennomgående i samme fjordsystem er dermed ikke tatt hensyn til.

I begynnelsen av holocen var sedimentasjonsraten på over 9 cm/år (Bellwald et al., 2019) grunnet den svært høye avrenningen ved nedsmeltingen av YD isdekket sammenfallende med hurtige havnivåendringer. I sen-holocen falt raten til under 40 cm/ka, hvor hemipelagiske avsetningsprosesser dominerte (Bellwald et al., 2019). Figur 5.1g viser en sammensatt illustrasjon over sedimentasjonsratene fra Førdefjorden mot den gjennomsnittlige raten til vest- og midt norske fjorder. Aldre for den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten for vest- og midt norske fjorder er ikke recalibrert med like parameter som fra Førdefjorden og viser dermed en delvis tidsforskjøvet sammenlikning. Basert på sammenstillingen observeres det at Førdefjorden har opp mot dobbel så høy sedimentasjonsrate sammenliknet med den gjennomsnittlige raten for vestkysten av Norge. Indikasjonene fra denne studien er at det kan forekomme store lokale variasjoner i sedimentasjonsraten i samme fjordsystem dels grunnet lokale strømforhold. Videre indikeres det at beliggenhet i forhold til fjordterskel kan ha en innvirkning på sedimentasjonsraten, da økt strømføring observeres i områdene rundt terskelen. Innstrømning fra elveløp langsgående fjord-transektet er og en avgjørende faktor.

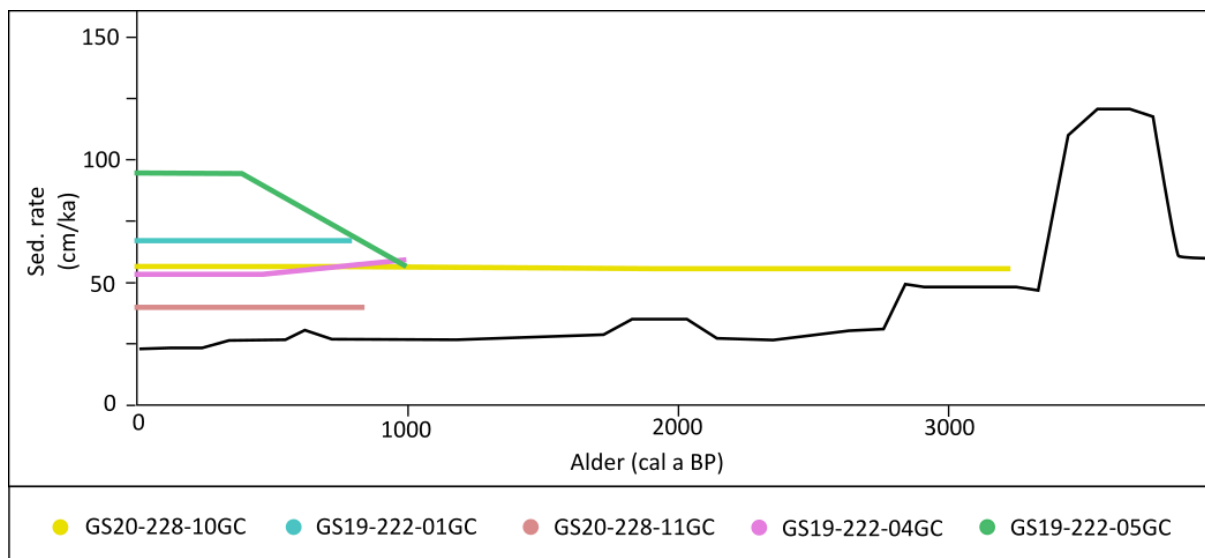


Fig. 5.1g: Sammenlikning av sedimentasjonsratene fra Førdefjorden og den gjennomsnittlige raten til vest- og midtnorske fjorder gjennom sen-holocen (svart kurve). Figuren illustrerer at Førdefjorden har omtrent dobbel så høy rate som gjennomsnittet. Alderen for den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten er ikke rekalibrert, og viser dermed ikke en helt korrekt sammenlikning. Modifisert fra Bellwald et al. (2019).

Biostratigrafiske markører - *B. skagerrakensis*

Den bentiske foraminifer faunaen er i denne studien benyttet som en metode for å kunne karakterisere de sedimentære avsetningsmiljøene i de ulike fjordbassengene samt fungere som aldersmarkører. *B. skagerrakensis* har vært av spesiell interesse grunnet dens brå oppreden og dominans av hele bunnfauna miljøet langs norskekysten. I Skagerrak observeres arten for første gang ved ~2200 Cal a BP, og ser sin første ordentlige stigning i mengde ved ~1640 Cal a BP (350 A.D.) (Polovodova Asteman et al., 2018). Noe senere ved ~1530 Cal a BP (~420 A.D.) identifiseres en invasjon av arten i Sulafjorden på Sunnmøre (Mikalsen et al., 2001). I Sulafjorden bygger bestanden av *B. skagerrakensis* seg opp og dominerer foraminifer faunaen i ~250 år, mellom ~1190 Cal a BP (760 A.D.) og 510 Cal a BP (1440 A.D.). Grunnet datagrunnlaget i Polovodova Asteman et al. (2018) er alderen hvor *B. skagerrakensis* dominerer over *H. balthica* uviss, men arten ser ut til å dominere den bentiske foraminifer faunaen i sentral- og vest Skagerrak frem til relativt nylig, med konsentrasjoner mellom 40 og 50%.

I Førdefjorden identifiseres *B. skagerrakensis* i alle fallkjernene (Fig. 5.1h). Arten opptrer i Førdefjorden for første gang ved 1300 Cal a BP (650 A.D.) ved Flokaneset i kjerne GS19-222-05GC. Den migrerer hurtig øst i fjorden, og identifiseres bare 35 år senere ved Engebø 1255 Cal a BP (695 A.D.). Arten bruker ~165 år å migrere over fjordterskelen, og identifiseres i

kjerne GS19-222-01GC ved Helle 1090 Cal a BP (860 A.D.). Fallkjernen lengst øst i fjordsystemet har den seneste opptreden av arten, ved 880 Cal a BP (1070 A.D.).

Basert på resultatene fra denne studien antydes det at *B. skagerrakensis* inntok Førdefjorden ~900 år senere sammenliknet med Skagerrak og ~230 år senere enn Sulafjorden. I og med at arten inntok Sulafjorden før Førdefjorden til tross for at den er lokalisert på høyere breddegrader, indikeres det at det ikke er migreringstiden gjennom kyststrømmen som er den avgjørende faktoren for spredningen av arten. Heller tyder det på at det er den morfologiske utformingen på selve fjorden samt strømningsmønsteret innad i fjordsystemet som er kritisk for spredningen av arten. Sulafjorden har en morfologisk gunstig utforming sammenliknet med Førdefjorden, hvor det er mye kortere distanse ut mot åpent hav. Dette sammen med mangel på fjordterskel fører til at majoriteten av sjøvannet som fraktes inn i fjordsystemene i området føres gjennom Sulafjorden (Mikalsen et al., 2001). Førdefjorden derimot forgreines i Brufjorden og Stavfjorden i ytre deler, og befinner seg mer innaskjærs i forhold til Sulafjorden. Aldersvariasjonene kan også være knyttet til usikkerheter i dateringsresultatene. Aldersintervallet for 1σ kalibreringen viser en noe høyere usikkerhet for Sulafjordens dateringer (± 85 år), mens for ytre Førdefjorden er denne på ± 62 år. Feilaktig og/eller mangelfull identifisering av arten i stratigrafien ved mikroskopianalysen samt kontaminering av dateringsprøvene fra fjordene kan også være delaktig i aldersforskjellene.

Innad i Førdefjorden er det en aldersforskjell fra første inntredelse i ytre til indre del av fjorden på ~400 år (Fig. 5.1h). Hvert fjordbasseng har en mindre terskel som skiller dem topografisk fra hverandre og skaper et internt, semi-isolert arkiv. Fjordterskelen ved Ålasundet på kun 53 m og det dype fjordbassenget rett innenfor ved Helle, kjernelokalitet GS19-222-01GC med dyp 412 m, er spesielt viktige eksempler. Begrenset strømming i bunnvannet minker forflytningsevnen til arten, og sørger dermed for en tidsforskyvning fra ytre til indre deler av fjorden. Utfra CTD dataen i dette prosjektet (Fig. 4.8) kommer det tydelig frem at det er lavere sirkulasjon i indre kontra ytre deler da oksygenmetningen er lavere. Basert på dagens målinger, samt sammenlikning med de bentiske foraminiferartene *B. marginata* og *C. laevigata* tolkes det til at reduserte ventilerte forhold også fant sted ved inntredelspunktet av *B. skagerrakensis*.

Mulig grunnet den lave oksygenmetningen og det høye organiske innholdet i fjorden dominerte *B. skagerrakensis* prosentmessig over de andre bentiske foraminiferartene relativt kort tid etter den første enorme økningen i bestanden. Ved kjernelokalitet GS19-222-05GC bygger bestanden seg opp over lengst tid i fjorden. ~80 år etter den første inntredelsen dominerer den mellom 1220 Cal a BP (730 A.D.) og 215 Cal a BP (1735 A.D.). Ved Engebø dominerer arten

en del tidligere sammenliknet med lokaliteter lengre vest i bassenget. Bare ~15 år etter første opptreden dominerer den mellom ~1250 Cal a BP (~700 A.D.) og ~940 Cal a BP (~1010 A.D.). På østsiden av terskelen bruker arten igjen noe mer tid på å vokse i bestand, men ~75 år etter første opptreden dominerer den mellom ~1015 Cal a BP (~935 A.D.) og ~460 Cal a BP (~1490 A.D.) ved Helle og mellom ~865 og ~340 Cal a BP (~1085 og ~1610 A.D.) dominerer den ved Andalen.

Ved å sammenlikne Skagerrak med Sulafjorden og Førdefjorden, kommer det dermed frem at *B. skagerrakensis* dominerte faunaen ~450 år senere i Sulafjorden og ~400 år senere i Førdefjorden sammenliknet med Skagerrak. Figur 5.1h illustrerer forskjellene i alder med usikkerhet på inntredelsepunkt, starten på dominansen samt nedgangen i *B. skagerrakensis* fra Skagerrak, Førdefjorden (Ytre: GS19-222-05GC og Indre: GS20-228-10GC) samt Sulafjorden. Tidsintervallet for domineringen av *B. skagerrakensis* er tilnærmet lik i ytre deler av Førdefjorden og Sulafjorden, men basert på aldersforskjellene innad i Førdefjorden konkluderes det med at de individuelle forskjellene i samme fjordsystem er nødt til å tas hensyn til ved bruk av arten som biostratigrafisk markør. Dette inkluderer blant annet de hydrologiske forholdene i vannmassene samt sammensetningen av bunnsedimentene.

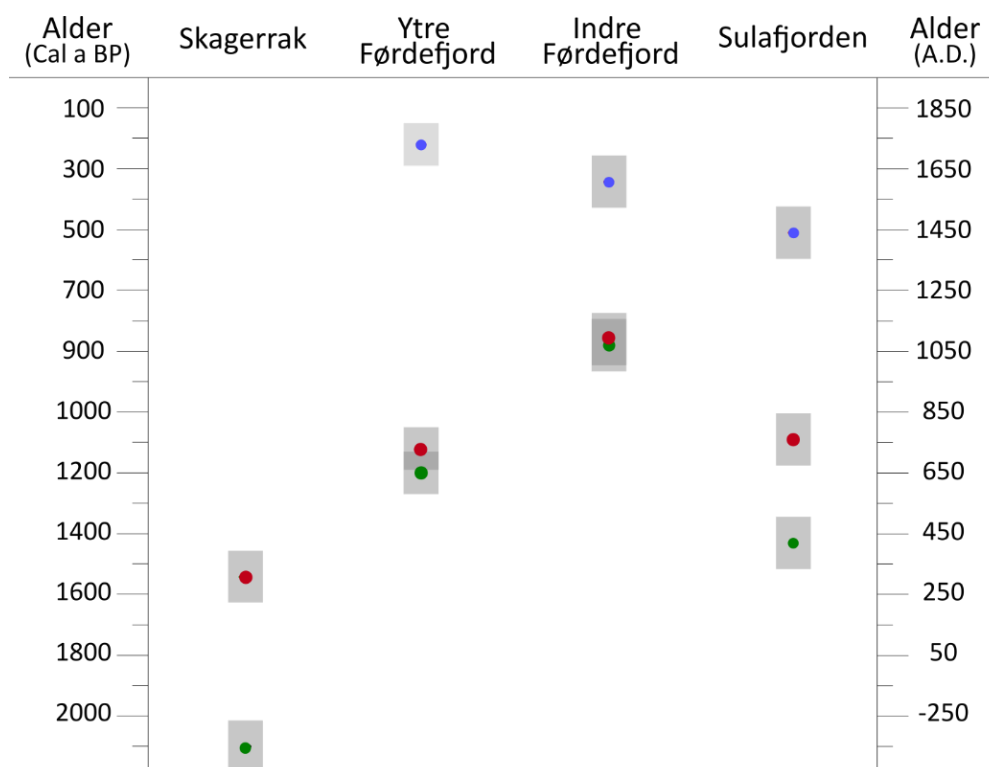


Fig. 5.1h: Sammenstilling av inntredelse (grønn), dominering (rød) og avtagende (blå) punkt med alder for *B. skagerrakensis* i Skagerrak (Polovodova Asteman et al., 2018), Førdefjorden og Sulafjorden (Mikalsen et al., 2001).

Hvorvidt arten fortsatt lever i dagens fauna i Førdefjorden er uviss da undersøkelser av levende foraminiferer ikke er utført. Ettersom de yngste avsetningene av arten identifiseres helt i toppen av alle fallkjernene (utenom GS19-222-01GC), indikeres det at det har vært lave bestander av arten i nyere tid. *B. skagerrakensis* er identifisert levende i Skagerrak ned på sedimentdyp på så mye som 8-20 cm, men med størst konsentrasjon i de øverste 0,5 cm av sedimentene (Alve, 1996). I indre Malangen i Troms viser undersøkelser at opp mot 60% av den levende foraminifer faunaen i dagens miljø består av *B. skagerrakensis* (Husum & Hald, 2004). Det er ingen tilgjengelige datasett som tar for seg eldre avsetninger fra fjorden og alderen på når arten først inntok fjorden er dermed uviss. Det at *B. skagerrakensis* dominerer artsmangfoldet i dag i Malangen, kan indikere at forholdene i fjorden er perfekte levevilkår for arten. De ytre delene av fjorden hvor arten identifiseres i størst mengder har stabile temperaturer mellom ~6 – 8 °C og salinitet mellom 34,0 - 35,1 ‰. Dette, sammen med en litostratigrafi bestående av siltig leir, tyder på å være optimale forhold for arten (Husum & Hald, 2004).

5.2 Sedimentstratigrafi og prosesser

Majoriteten av de sedimentære avsetningene i Førdefjorden er tolket til å være relatert til et glasialt/proglasialt miljø avsatt under deglasiasjonsperioden, hvor kun de øverste meterne av stratigrafien er fra holocen. I dette delkapitlet vil de seismostratigrafiske og litostratigrafiske enhetene som er analysert og tolket diskuteres på bakgrunn av deres karakter, samt eventuelle hendelser eller endringer i fjordstratigrafien.

Seismostratigrafisk sammenstilling

Tidligere undersøkelser av seismostratigrafien i Førdefjorden har identifisert blant annet diamikton av pre-Weischel alder så vel som sedimentpakker på 320 meter vest for den grunne terskelen ved Ålasundet (Risnes, 1990; Aarseth, 1997). Denne studien deler stratigrafien inn i to seismiske enheter (S1 og S2) separert med en høy amplitude reflektor (R1). Inndelingen danner et skille mellom sediment knyttet til prosesser som følge av nedsmeltingen av YD isdekket og til prosesser knyttet til holocen.

Hovedfokuset i studien er ikke på den eldre stratigrafien, og det er dermed ikke gjort en detaljert tolkning av den nedre delen av seismostratigrafien i fjorden. De generelle funnene konkluderer med at den seismostratigrafiske enheten S2, som er begrenset av den akustiske basement i bunn, har tydelige stratifiserte sedimentlag i nedre del av stratigrafien. Disse enhetene tolkes til å være smeltevannsplumitter dannet under avsmeltingen av det skandinaviske isdekket etter YD (Aarseth, 1997; Lekens et al., 2005; Howe et al., 2010). Smeltevannsplumittene er etterfulgt av

kaotiske strukturer uten tydelig refleksjonsmønster som er tolket til å være skred/slump avsetninger, muligens turbiditthendelser (Hjelstuen et al., 2009). Den høye skredforekomsten knyttes til isostatisk oppløft etter YD og påfølgende høy jordskjelvaktivitet (Gudmundsson, 1999; Bøe et al., 2004; Hjelstuen et al., 2009; Bellwald et al., 2016). Mektigheten på S2 er generelt større på vestsiden av terskelen (~50 – 60 m) enn østsiden (~30 – 40 m), med unntak av kjernelokalitet GS19-222-01GC (~80 m). Ettersom TOPAS profilene ikke penetrerer dypere enn ~50 – 60 meter i samme område som Sparker profilene fra Risnes (1990) penetrerer 320 meter, konkluderes det med at profilene fra denne studien ikke penetrerer helt ned til grunnfjellet.

Enhet S1 befinner seg stratigrafisk over S2 og tolkes til å være avsetninger av holocen alder. De hemipelagiske sedimentene i enhet S1 har et generelt transparent refleksjonsmønster som avgrenses av havbunnen i øvre del. Den nedre grensen på enhet S1 er satt til å være den siste store skredhendelsen i fjordbassengene. Ekstrapolering av sedimentasjonsraten gir et estimat på når avsetningene ble dannet, hvor indikasjonene er at hendelsene har ulik alder. Det indikeres at tre av skredene stammer fra samme hendelse; kjerne GS19-222-01GC og GS19-222-04GC, samt GS20-228-11GC dersom en gjennomsnittlig rate på 60 cm/ka benyttes. Hendelsene estimeres å ha en alder mellom ~4100 og 4900 Cal a BP. Perioden sammenfaller med en kuldeperiode blant annet observert i marine arkiv fra Voldafjorden (Kjennbakken et al., 2011). En fremvekst av isbreer samt økt terrestrisk- og submarin massebevegelse er også identifisert i perioden (Bellwald et al., 2019). Skredavsetningen ved kjernelokalitet GS20-228-10GC og GS19-222-05GC er noe eldre og har estimerte aldre på ~6760 og 9330 Cal a BP respektivt. Alderen på 9330 Cal a BP tolkes ikke til å være korrekt, og indikerer dermed at det skal være høyere sedimentasjonsrate i nedre del av stratigrafien enn i øvre del av fallkjernen. En mulig tolkning for lokaliteten til kjerne GS20-228-10GC er at den er relatert til Storeggatsunamien. Hendelsen har en karbonalder på 7250 ± 250 ^{14}C (8100 ± 250 Cal a BP) (Haflidason et al., 2005). Ettersom fallkjernene fra denne studien ikke penetrerer dypt nok for å ta prøvemateriale fra denne reflektoren, blir alderen på denne kun spekulativ.

Med unntak av noen mindre skredhendelser, eksempelvis i kjerne GS20-228-11GC, er det en generell homogen og svakt laminert avsetning som preger den seismiske karakteren til enhet S1. Mektigheten på enhet S1 er relativt lik i fjorden, med en noe forhøyet tykkelse i ytre deler tolket til å være forårsaket av ulike sedimentkilder og strømningsmønster gjennomgående i fjorden. De indre fjordbassengene har tykkelser mellom 3,75 og 2,7 m, mens ytre deler er mellom 2,9 og 5,6 meter tykk, hvor en generell økning i mektighet observeres mot vest.

Litostratigrafi og sedimentære prosesser i Førdefjorden

Ettersom fall- og multikjernene kun penetrerer ned i den seismostratigrafiske enheten S1, deles de litostratigrafiske enhetene inn i én hovedenhet med opptil seks underenheter, hvor 1a er i topp og 1f i bunn. Inndelingen av underenhetene er mer eller mindre individuell for hvert fjordbasseng, da grenser er kronologisk satt hvor et skifte i den lokale stratigrafien forekommer. Figur 5.2a viser en oversikt over de ulike litostratigrafiske enhetene fra ytre til indre Førdefjord og deres individuelle mektighet i tillegg til alder på karbondateringer og beregnede aldre på turbiditthendelser.

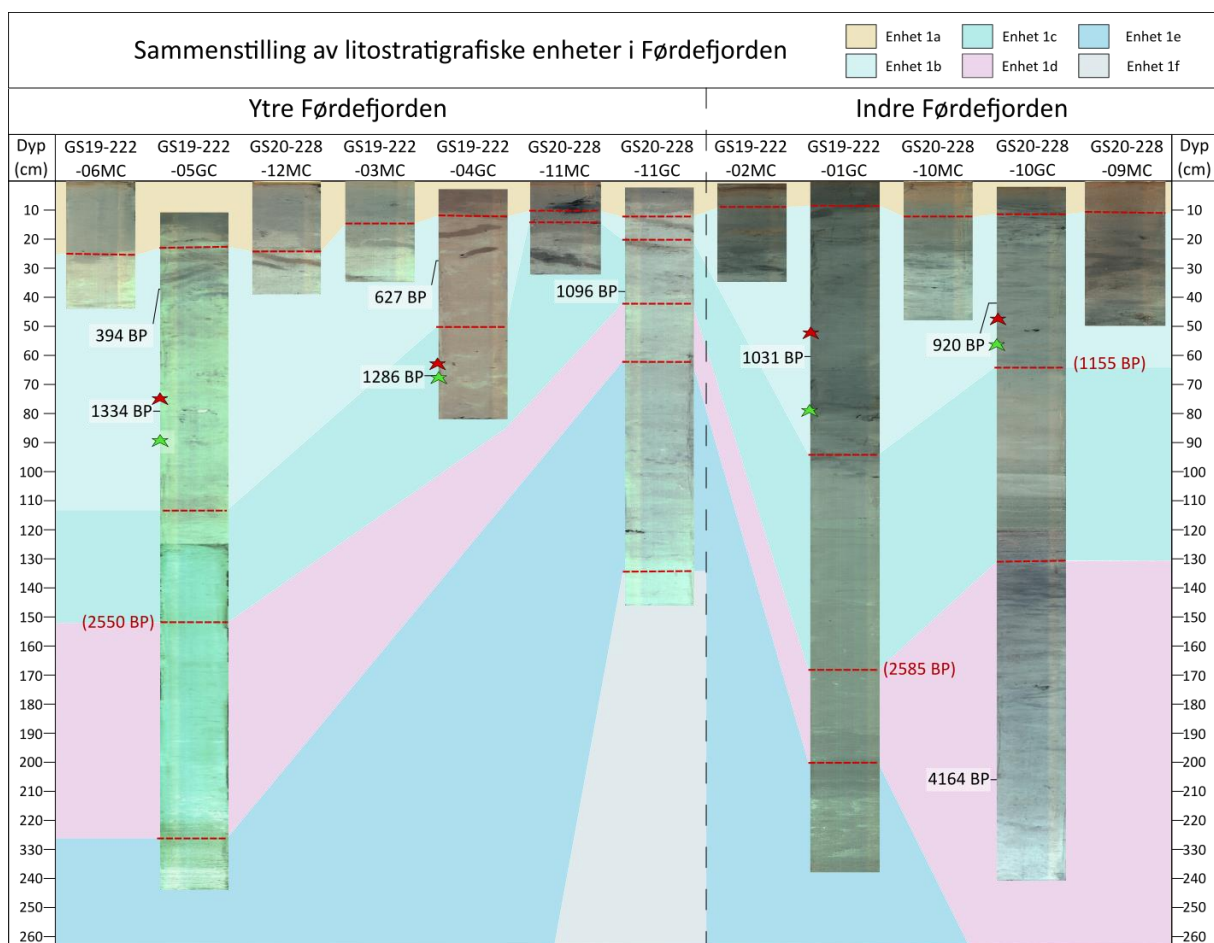


Fig. 5.2a: Oversikt over de litostratigrafiske enhetsgrensene og enhetenes individuelle mektighet fra ytre og indre Førdefjorden. Alle grenser er individuelt korrigert med hensyn til oasis og tapt stratigrafi. Median alder på dateringene er notert (BP = Cal a BP), samt de beregnede alderne på turbiditthendelsene. Grønn stjerne markerer første opptreden av *B. skagerrakensis*, mens rød stjerne markerer punktet hvor arten dominerer faunaen.

Basert på resultatene fra studien kommer det frem at majoriteten av den øvre delen av fjordstratigrafien består av marine sediment som er tilsynelatende homogent avsatte. Disse hemipelagiske sedimentene består av siltig leire med et varierende innhold av bentiske foraminiferer, organisk innhold og bioturbasjon. Variasjoner i stratigrafien inkluderer erosjonskontakter, turbiditter og andre skredhendelser. For å få en bedre forståelse av de

individuelle forskjellene innad i fjordbassengene vil hendelser og variasjoner, oppsummert i Figur 5.2b, i de sedimentære og biostratigrafiske trendene diskuteres.

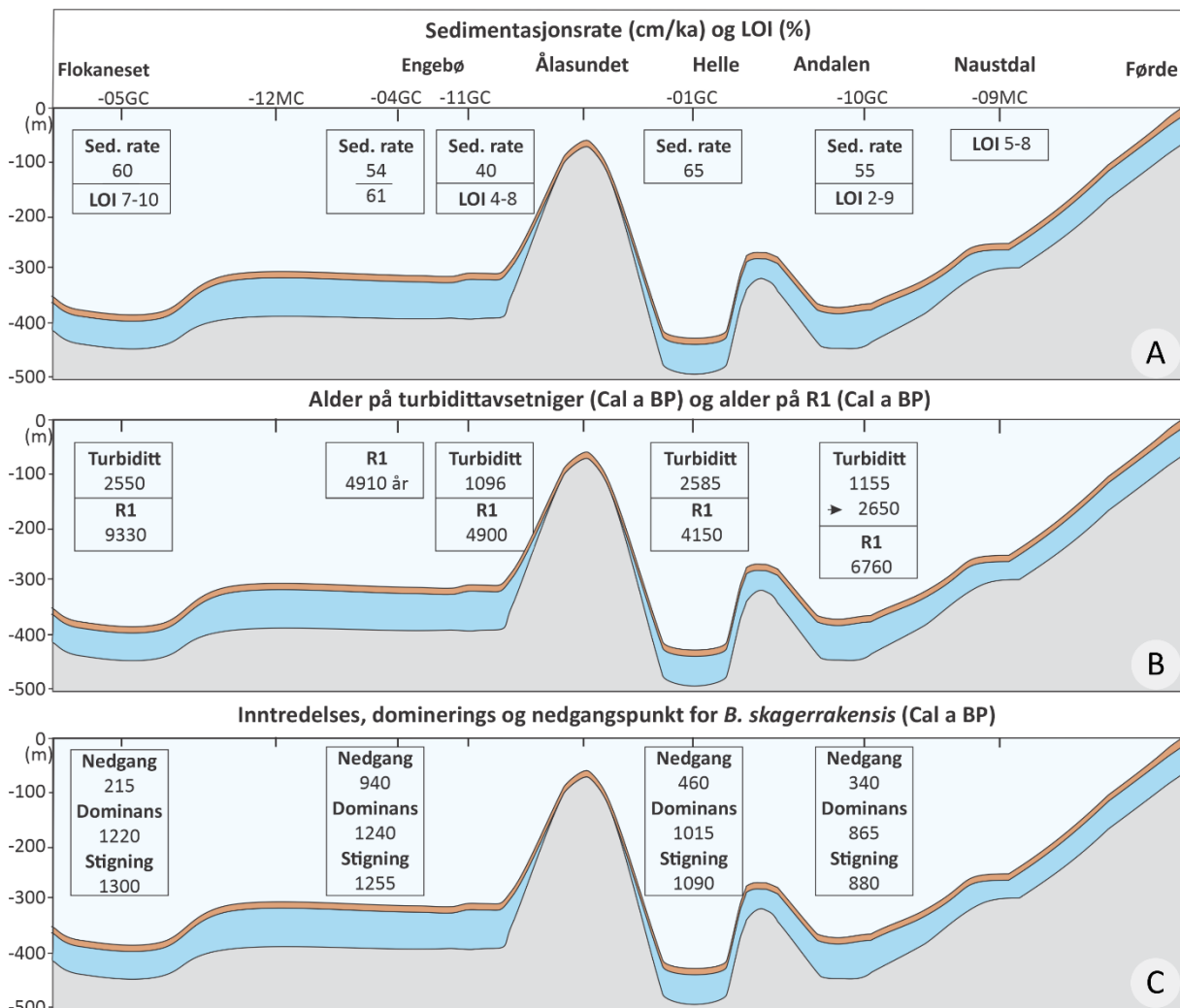


Fig. 5.2b: Skjematisk sammenstilling av viktige parameter og hendelser i Førdefjorden fra Flokaneset i vest til Førde i øst. Dybde (m) på havnivået samt stratigrafien er inkludert for hvert basseng med en cirka antakelse mellom punktene. A) Sedimentasjonsrate (sed.rate, cm/ka) og LOI (%). B) Alder på turbidittavsetninger i litostratigrafien og estimert alder på R1 grensen (Cal a BP). Alder på turbiditthendelser er basert på minimumsalderen for skredet, foruten -10GC hvor maksalder og er notert i øvre turbiditthendelse. C) Inntredelse, dominerings og nedgangspunkt for *B. skagerrakensis* (Cal a BP).

I de dypeste kjerneprøvene består litostratigrafien ved Flokaneset og Helle av turbidittavsetninger. Kjernene GS19-222-05GC og GS19-222-01GC tolkes til å være påvirket av den samme turbiditthendelsen med en beregnet minimumsalder mellom 2550 og 2585 Cal a BP (Fig. 5.2c). Det observeres skredaktivitet i flere norske fjorder så vel som i Storegga området rundt 2500 Cal a BP (Fig. 5.2d), men utløsningsmekanismen er diskutert. I tidsintervallet ~2800 - 2200 Cal a BP er det identifisert skredavsetninger ved Storegga (Haflidason et al., 2005), hvor den regionale utløsningsmekanismen er knyttet til jordskjelv grunnet det store utbredelsesområdet av hendelsene (Bellwald et al., 2019). En alternativ tolkning indikerer at

den utløsende faktoren var klimatiske påvirkninger, ettersom perioden mellom ~3000 – 2000 Cal a BP var preget av lav solinnstråling. Den påfølgende lave temperaturen førte til brefremvekst, økt sedimentasjonsrate og økt frekvens av submarine skred i vestnorske fjorder (Bøe et al., 2004). Det identifiseres en erosjonskontakt mellom to turbiditthendelser i litostratigrafien ved begge lokalitetene, og det tolkes til at en yngre turbiditthendelse har erodert underliggende stratigrafi. Basert på de seismiske profilene antydes det at den nedre turbiditten tilhører samme hendelse som er tolket til å være skillett mellom de seismostratigrafiske enhetene S1 og S2, og at hendelsene ved Helle og Flokaneset dermed kan ha lik alder, hvor en alder på ~4100 tolkes til å være et plausibelt estimat.

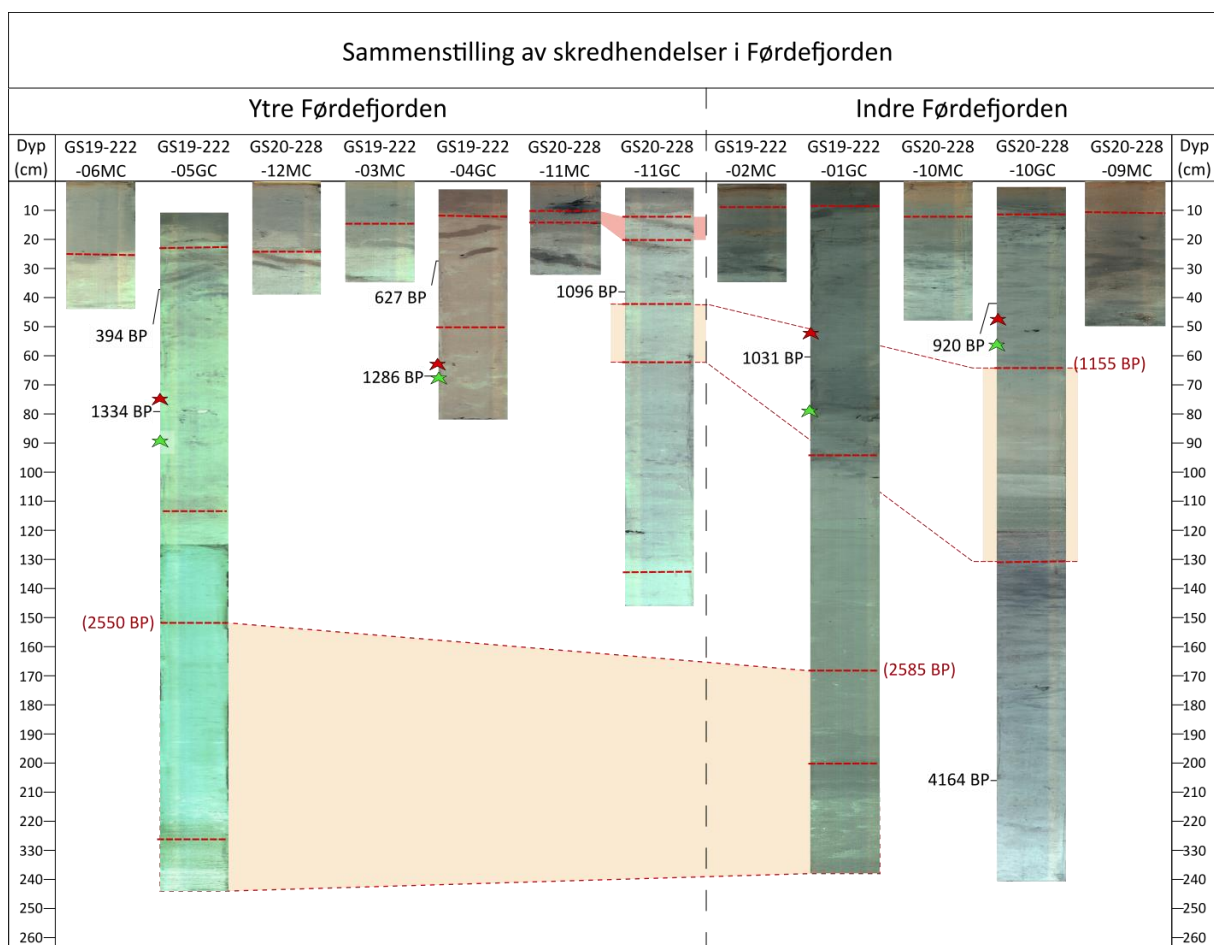


Fig. 5.2c: Sammensatt illustrasjon over skredhendelser i Førdefjorden. Figuren viser dybdekorrigert fargebilde av kjernen med enhetsgrenser markert med rød, stiplet strek. Kalibrerte medianaldre er notert ned, så vel som første opptreden av *B. skagerrakensis* (grønn stjerne) og dypet hvor arten dominerer (rød stjerne). Skredhendelser som er tolket til å være fra samme hendelse er fargelagt og trukket strek mellom, hvor gul farge indikerer turbidittavsetninger og rosa indikerer annet skred. Alderen på hendelsene er notert i rød skrift. Alle aldre er i BP, dvs. Cal a BP.

De yngste turbidittavsetningene identifiseres i kjernene ved Andalen og Engebø (GS20-228-10GC og GS20-228-11GC) (Fig. 5.2c). Turbidittavsetningene har minimumsaldere mellom 1155 og 1096 år, og tolkes til å være samme hendelse som i Bøe et al. (2004). Dette ettersom

kjernen fra Bøe et al. (2004) er hentet fra samme basseng som kjerne GS20-228-11GC, og at turbidittavsetningen er lokalisert på omtrent likt dyp. Sistnevnte avsetning ble funnet å ha en maksalder på ~2160 år (rekalibrert alder). Skredhendelser observeres i flere andre vestnorske fjorder rundt 2000-2200 Cal a BP (Fig. 5.2d), blant annet i Dalsfjorden, Syvdalsfjorden, Voldafjorden og Ørstafjorden (Bøe et al., 2004). Hendelsen er også identifisert i området rundt Storegga. Turbidittene knyttes til å være trigget av jordskjelv på land eller i kystnære havområder grunnet den relativt lave radiusen på hendelsene (Bøe et al., 2004; Bellwald et al., 2019). Ettersom minimumsalderen regnes med å være et mer korrekt estimat på når hendelsen har skjedd ettersom eventuelt erodert materiale/hiatuser i sålen av turbidittavsetningen ikke trengs å tas hensyn til, tolkes det i denne studien til at alderen på 2000-2200 Cal a BP som en generell alder er noe for høy. Et estimat på rundt 1100 Cal a BP for denne regionale hendelsen foreslås i stedet.

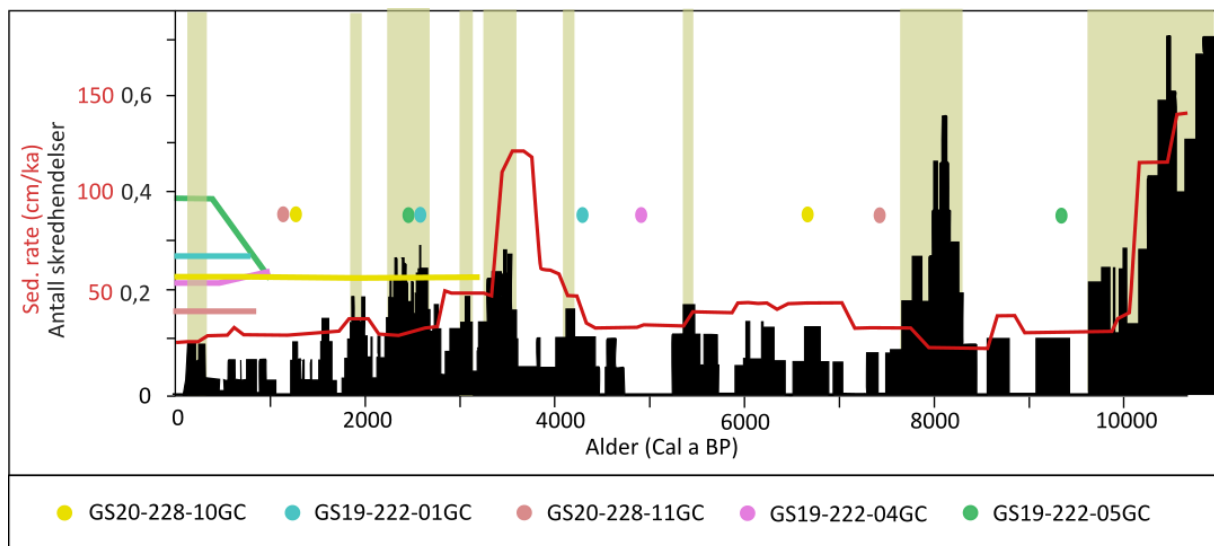


Fig. 5.2d: Oppsummerende figur av sedimentasjonsraten for de ulike kjernene i Førdefjorden, samt den gjennomsnittlige raten i vest- og midnorske fjorder. Skredhendelser (frekvens) er tegnet inn som svarte figurer, mens samlehendelser observert i flere norske fjorder er markert med gul boks (ikke rekalibrert). Skredhendelser i Førdefjorden er og markert, hvor sirkel markerer minimumsalder på hendelsene. Modifisert fra Bellwald et al. (2019).

Generelt består den nedre delen av den hemipelagiske stratigrafien av 90-100% leire, og har det laveste innholdet av organisk materiale samt foraminiferer gjennomgående i stratigrafien. Ved Andalen har de nedre hemipelagiske avsetningene en alder på over 4000 år. De siste ~2000 årene observeres det en gradvis oppgroving av sedimentene samt en økning i innholdet av organisk materiale gjennomgående i hele fjorden. Økningen er større i ytre deler av fjorden sammenliknet med indre. De geokjemiske undersøkelsene av Asserson (2021) fra Førdefjorden indikerte at nedbrytningen av organisk materiale er høyere i indre deler i forhold til ytre deler av fjorden. Asserson (2021) konkluderte også med at det er større kompleksitet av det organiske

materialet i de ytre delene av fjorden. Økningen i organisk materiale følges av en liknende økning og trend i bentiske foraminiferer, hvor det i indre deler er et maksimalt innhold mellom 45 og 100 ant/g, mens det i ytre deler er mellom 300 og 600 ant/g. Unntak fra trenden observeres i kjerne GS19-222-04GC med ~100 ant/g maksimalt.

Forskjellen i det biostratigrafiske mangfoldet i indre kontra ytre del av fjorden kan relateres til nedbrytningsraten av det organiske materialet, men ventilasjonen av systemet tolkes som hovedårsaken bak forskjellen. CTD data fra fjorden indikerer at det er lavere oksygenmetning på østsiden av terskelen kontra vestsiden. Kjernedataen tyder på at dette har vært tilfellet tidligere og, men at det er en viss kompleksitet over det.

Innholdet av *C. laevigata* i litostratigrafien, en art knyttet til oksygenrike og ventilerte vannmasser (Klitgaard Kristensen & Sejrup, 1996), er tydelig høyere i ytre deler av fjorden (~5 – 10 %) kontra indre (~4 – 0 %) gjennom hele litostratigrafien. Funnet av høyere konsentrasjoner i ytre deler med bedre ventilasjon støtter indikasjonene fra dagens CTD data om dårligere ventilerte tilstander i indre deler. Videre tolkes det til å ha vært fluktuasjoner i ventilasjonen av fjorden gjennom sen-holocen tid. Dette baseres på variasjoner i den bentiske foraminifer faunaen med fokus på artene *B. skagerrakensis* og *B. marginata*. Typisk assosieres de to artene med stratifiserte vannmasser med lav oksygenmetning og høyt organisk innhold (Qvale & Van Weering, 1985; Klitgaard Kristensen & Sejrup, 1996; Mikalsen et al., 2001). I perioden hvor *B. skagerrakensis* dominerer foraminifer faunaen i fjorden, ~1220 - 215 Cal a BP (730 - 1735 A.D.) i ytre deler av fjorden og 865 - 340 Cal a BP (1085 - 1610 A.D.) i indre deler, er det en oppblomstring av *B. marginata* i alle fjordbassengene. Prosentmessig er det en høyere andel av *B. marginata* i indre deler på ~20 % kontra ytre på ~13 – 15 %, og en liknende trend observeres opp til dagens avsetninger. Ettersom det er en svingning i hvilke arter som dominerer av *C. laevigata* og *B. marginata* indikeres det at innstrømningen av atlantehavsvann har variert gjennom sen-holocen. En liknende trend observeres i Sulafjorden, hvor innholdet av oppløst oksygen korreleres til variasjoner av utskiftningsraten til bunnvannet (Mikalsen et al., 2001).

Alle bassengene i Førdefjorden opplever en gradvis økning i sedimentstørrelser de siste ~1500 årene, med en intensivering i oppgrovingen de siste ~500 årene. Innholdet av *C. lobatulus* øker i forbindelse med dette. Oppgrovingen er størst i bassengene rett vest for Engebøfjellet, hvor så mye som ~25 % av sedimentene består av finkornet sand i øvre deler. Generelt sett er oppgrovingstrenden større i bassengene rett vest og rett øst for Ålasundet, noe som kan indikere at det pågår økt sedimentasjon og strømføring rundt terskelen. Forhøyet strømføring i bunn kan

føre til tilsynelatende lav sedimentasjonsrate, ettersom sediment blir fraktet vekk fra området. Dette kan være delaktig i forklaringen på den anormale avsetningsraten ved Engebøfjellet, og støttes av observasjonen fra av ROV bildene som er samlet i området, hvor det er lite synlige nye sedimenter, men relativt høy grad av suspenderte partikler og bioturbasjon som tidligere nevnt.

Oppgrovingstrenden som observeres i Førdefjorden kan også være knyttet til innstrømning av sediment fra sokkelen idet atlantehavsvann trenger inn i fjorden, samt grunnet klimafluktasjoner. Nedkjøling i neoglasial tid, spesielt under den 'Lille istid', førte til vekst av breer i Norge hvor maksimal størrelse på de fleste breene ble oppnådd på midten av 1800-tallet (Nesje, 2009). Økt sedimentasjon fra bresmelting kan ha ført til økt sedimentasjon i fjorden, selv om graden av dette er noe begrenset da Jølstravannet vil filtrere ut større mengder av materialet før det når Førdefjorden. Nedkjølingen i klimaet observeres ved oksygenisotopanalyser fra Sulafjorden (Mikalsen et al., 2001), hvor det fra år 1625 A.D. ble observert kaldere vintre på ~ 2 °C. Klitgaard-Kristensen et al. (2004) viser til at det har vært kuldeperioder i Ranafjorden, Voldafjorden og Sognesjøen mellom $\sim 1225 - 1450$ A.D. og $\sim 1650 - 1905$ A.D., med temperaturer $1,3-1,6$ °C lavere enn dagens temperaturer. De konkluderer med at redusert styrke i den termohaline sirkulasjonen er hovedårsaken bak kuldeperioden (Klitgaard-Kristensen, 2004). For å styrke eller svekke teorien om nedkjøling i tidsperioden, og for å få kontroll over de paleoklimatiske tilstandene i Førdefjorden foreslås det å ta $\delta^{18}\text{O}$ undersøkelser fra fjordsedimentene.

5.3 Førdefjorden som gruveponi

Som nevnt innledningsvis har Nordic Mining AS per 17.06.2020 fått konsesjon til å starte et dagbrudd av titanrik eklogitt med et innhold av ~4 % rutil i Engebøfjellet. Fra dagbruddet skal det etter planen årlig hentes ut ~6 - 10 millioner tonn malm over de neste 50 årene, hvor ~140 millioner m³ overflødig materiale skal deponeres i Førdefjorden. Ved endt gruvedrift anslås det at materialet har en tykkelse på ~150 m og dekker et ~4,4 km² stort areal (Fig. 5.3) (Helgesen, 2016; Klif, 2012; Hatch, 2021).

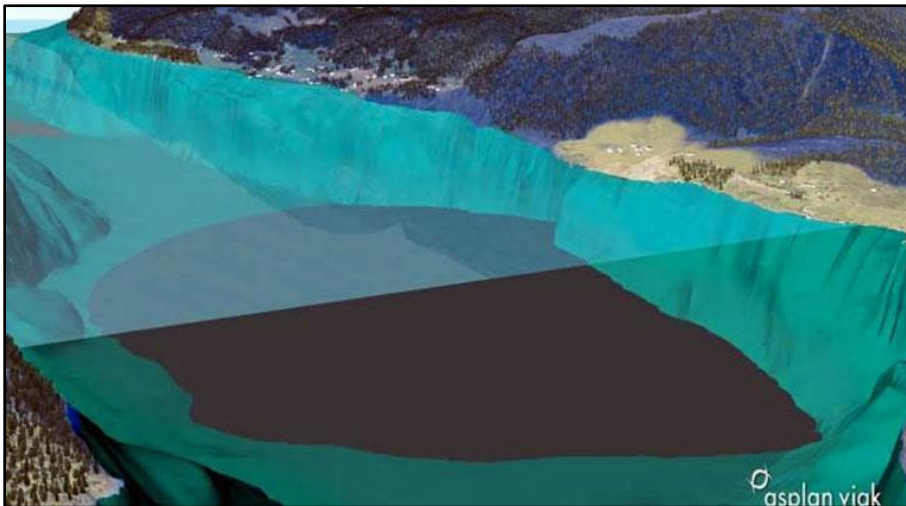


Fig. 5.3: Utbredelsen av det påtenkte gruveponiet ved Engebøfjellet (Illustrasjon: Asplan Viak).

Konsekvensene av avfallsdeponering i fjordbassenget utenfor Engebøfjellet kan bli katastrofale for artsmangfoldet i fjorden, med spesiell stor påvirkning på den bentiske faunaen. Resultater fra blant annet Jøssingfjorden i Rogaland har vist en klar nedgang i innholdet av bentiske foraminiferer i området rundt fjorddeponeringen (Olsgard & Hasle, 1993). Undersøkelser av fjorddeponert gruveavfall i ytre Hardangerfjord ved Moster har vist at det på korttidsbasis kun krevdes 0,1 cm materiale på fjordbunnen før merkbar reduksjon av det bentiske økosystemet observertes. Ved mektigheter på 3 cm gruveavfall var dødeligheten svært høy grunnet økt bakteriell oksygen- og CO₂ forbruk, noe som førte til dårlig tilgang på føde for de bentiske organismene. I sistnevnte tilfelle ble det observert anoksiske tilstander i de påfølgende 3 cm av stratigrafien (Mevenkamp et al., 2017).

Indikasjonene fra Jøssingfjorden (Olsgard & Hasle, 1993) var at den bentiske foraminifer faunaen begynte å returnere kun ett år etter endt gruveponering. Ellis & Hoover (1990) indikerte at den bentiske mikrofaunaen returnerte ~12 år etter endt gruveponering ved Britannia Beach i vest Canada. Faunaen som returnerte i begge studiene var av en annen sammensetning sammenliknet med pre-deponering, samt i mye lavere mangfold og antall. Klif (2012) har benyttet seg av et estimat på 10 år i forhold til når naturlig og sunn bunnfauna vil

returnere til Førdefjorden. Denne studien er kritisk til hvorvidt estimatet er holdbart, primært ettersom det ekskluderer påvirkningene av miksing fra makrobiologiske og infaunale dyr, så vel som potensielle utglidninger av deponert materiale.

Analysene av ROV bildene viser tydelig at fjordbunnen har et høyt innhold av bentiske makrobiologiske livsformer, med blant annet infaunale dyr med aktiv bioturbasjon. Basert på funnene fra kjernene rundt Engebøfjellet, kommer det frem at prosessen har pågått over tid da synlige graveganger på <10 cm gjennom den øvre delen av kjernen observeres. Det foreslås dermed at et 10 cm tykt sedimentdekke må dannes naturlig for å kunne etablere bunnfauna tilsvarende dagens forhold, og hvor eventuelle infaunale dyr ikke skal kunne føre gruveponert materiale opp til overflaten. Den naturlige sedimentasjonsraten i området er høyere enn den gjennomsnittlige raten for vestnorske fjorden, men fremdeles noe lavere sammenliknet med resten av fjorden. Ettersom sedimentasjonsraten ved Engebøfjellet (kjerne GS20-228-11GC) ikke tolkes til å være helt korrekt grunnet strømføringen og skredmaterialet i området, benyttes raten som er funnet vest for området som et konservativt estimat. I nedre deler av kjerne GS19-222-04GC oppnås en sedimentasjonsrate på ~61 cm/ka, og i øvre del ~54 cm/ka. Dette tilsier at det vil ta minimum ~165 – 185 år å danne et 10 cm tykt uavbrutt og naturlig sedimentdekke på fjordbunnen. Dersom raten på ~40 cm/ka fra GS20-228-11GC kjernen benyttes, vil det ta 250 år å få dannet samme sedimentdekke.

Utglidninger fra den deponerte massen kan utgjøre en forurensende miljøpåvirkende faktor i lengre tid etter endt deponering i Førdefjorden. Ettersom det er registrert flere undersjøiske skred gjennomgående i hele fjorden, kan fremtidige skredhendelser erodere og resedimentere materialet fra deponiet. Funn av skredmateriale med alder rundt, samt yngre enn, 1000 år i deponeringsområdet indikerer at området er relativt aktivt med hensyn til skred fra blant annet de bratte skråningene utenfor Engebøfjellet. I tillegg til dette tolkes det til å være sterk strøm i området rundt Engebøfjellet, noe som videre kan bidra til spredning av materiale og ustabilitet i sedimentmassene.

I Jøssingfjorden har blant annet suspensjon av partikler vist seg å øke sedimentasjonen i en avstand på 2 – 3 km fra kildeområdet (Olsgard & Hasle, 1993). Avsetningene hadde en avtagende mektighet fra flere meter ved utslippet til noen millimeter >2 – 3 km unna deponiet i året (Olsgard & Hasle, 1993). Det deponerte materialet i Førdefjorden skal etter planen tilsettes flokkulerings- og flotasjonsmiddel for å hindre at materiale spres i vannsøylen idet materialet dumpes (Hatch, 2021). Denne prosessen vil begrense spredningen under avsetning, men sedimentene vil fremdeles kunne påvirkes av marine prosesser i fjorden. Submarine skred og

utglidninger av deponerte sedimentmasser er blant annet dokumentert i Lillebukt i Troms og Finnmark (Bøe et al., 2018), hvor en submarin vifte på 1,5 km i radius og et areal på 1,5 km² er dannet. Økt skredfare i fjorden kan bli en realitet i fremtiden, ettersom det ifølge IPCC's klimaprognoser (Pachauri & Meyer, 2014) vil bli et varmere og våtere klima mer utsatt for økt avrenning, sedimentasjonsrate og skredaktivitet.

6 Konklusjon

Basert på de seismostratigrafiske-, litostratigrafiske- og biostratigrafiske kjerneanalysene er det konkludert følgende:

- Den kronostratigrafiske aldersmodellen viser til en gjennomgående lik sedimentasjonsrate i fjorden på ~55 – 65 cm/ka. Raten er i snitt høyere enn den gjennomsnittlige sen-holocene raten for vest- og midtnorske fjorder på ~40 cm/ka. Forskjellene i sedimentasjonsratene er tolket til å være knyttet til ulike sedimentkilder og strømforhold i fjordbassengene.
- Sediment eldre enn holocen indentifiseres i seismostratigrafien som glasimarine smeltevannsplummer og skredavsetninger. Den holocene stratigrafien domineres av marine sedimenter fra to ulike avsetningsprosesser. De hemipelagiske avsetningene er homogene og strukturløse, og har et høyt innhold av organisk materiale, bentiske foraminiferer og bioturbasjon. Oppgrovingen av sedimentene i øvre del av stratigrafien tolkes til å være relatert til et kaldere klima samt økt strømføring. Skredavsetningene som observeres er generelt tolket til å være turbidittavsetninger.
- I litostratigrafien identifiseres skredmateriale fra tre ulike hendelser; en avsetning knyttet til skred fra land ved Engebøfjellet, en turbidittavsetning med minimumsalder på ~1100 Cal a BP korrelert til de semiregionale skredhendelsene observert i flere andre vestnorske fjorder i perioden 2000-2200 Cal a BP, og en turbidittavsetning med minimumsalder ~2500 Cal a BP korrelert med semi-regional jordskjelvaktivitet og klimatiske svingninger i perioden ~2800-2200 Cal a BP.
- Første inntredelse av *B. skagerrakensis* i Førdefjorden er ved 1300 Cal a BP (650 A.D.). ~350 år senere ved 880 Cal a BP (1070 A.D.) identifiseres den i indre deler av fjorden. I de fleste bassengene tok det under 80 år fra første inntredelse til arten dominerte foraminifer faunaen. Tidsforskjellene i inntredelsen av arten i ulike fjorder konkluderes med å være knyttet til migrasjonstiden gjennom kyststrømmen samt lokale variasjoner i strømningsmønsteret innad i fjordsystemene. Tidsforskjellen det tar før arten dominerer foraminifer faunaen tolkes til å være knyttet til de lokale bunnforholdene, blant annet mengde organisk materiale, oksygenmetningen og strømføringen i området.
- Etter endt gruveponering utenfor Engebøfjellet beregnes det å ta minimum ~165 – 185 år for å få dannet en 10 cm uavbrutt sedimentsekvens med en normal bentisk foraminifersammensetning som er upåvirket av eventuell forurensing fra bioturbasjon. Det anbefales å ha jevne undersøkelser både før og etter deponeringen for å få bedre kunnskap til konsekvensene dumping av gruveslam i fjordsystem kan ha på ulike livsformer.

Forslag til videre arbeid i Førdefjorden

- Etersom ingen av fallkjernene penetrerer ned i det som tolkes til å være skredmateriale knyttet til Storeggatsunamien (~8150 Cal a BP), vil det være ønskelig å ta lengre kjerneprøver i fjorden. Dette vil bidra til en enda mer robust og detaljert kronostratigrafisk aldersmodell.
- Ved å ta flere karbondateringer kan det etableres mer nøyaktige sedimentasjonsrater fra fjorden.
- CT-skann foreslås for å analysere strukturelle forskjeller i kjernene, eksempelvis for å identifisere eventuelle erosjonskontakter eller bioturbasjon som ikke observeres i kjernenes overflate.
- $\delta^{18}\text{O}$ undersøkelser av de bentiske foraminiferene kan gi svar på de paleoklimatiske variasjonene i stratigrafien som er lite forstått i Sunnfjordområdet i dag. Undersøkelser av temperaturen kan gi en enda bedre pekepinn på hvordan de ulike mikrofossilene påvirkes av klimatiske variasjoner.
- Ulike dataanalyser som hypotesetesting kan gjennomføres for å se hvorvidt det er korrelasjon mellom de ulike proxyene i fjordstratigrafien, eksempelvis kornstørrelser, foraminifersammensetning, organisk materiale etc.
- Større konsekvensutredninger om strømforholdene i og rundt det påtenkte gruveponiet bør også gjennomføres. Dette kan inkludere flere kjerneprøver og strømmåling over lengre tid. Dersom høy strømføring frakter vekk materiale fra området vil det kunne få katastrofale konsekvenser for makro- og mikrobiologisk fauna i større deler av fjorden.

7 Litteraturliste

- Albretsen, J., Aure, J., Sætre, R. & Danielssen, D. S. (2012) Climatic variability in the Skagerrak and coastal waters of Norway. *ICES Journal of Marine Science*, 69(5), s. 758-763.
- Alve, E. (1996) Benthic foraminiferal evidence of environmental change in the Skagerrak over the past six decades. *NGU Bulletin*, 430, s. 85-93.
- Asserson, Ø.B. (2021) *Biogeokjemiske prosesser i bunnsedimentene i Førdefjorden*. Masteroppgave. Bergen: Universitetet i Bergen (UiB).
- Aure, J. & Danielssen, D. S. (2011) *Miljøundersøkelser i norske fjorder: Grenlandsfjordene 2000-2009*. 3-2011. Bergen: Havforskningsinstituttet.
- Baumann, K.-H., Lackschewitz, K. S., Mangerud, J., Spielhagen, R. F., Wolf-Welling, T. C., Henrich, R. & Kassens, H. (1995) Reflection of Scandinavian ice sheet fluctuations in Norwegian Sea sediments during the past 150,000 years. *Quaternary Research*, 43(2), s. 185-197.
- Bellwald, B., Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P. & Haflidason, H. (2016) Postglacial mass movements and depositional environments in a high-latitude fjord system—Hardangerfjorden, Western Norway. *Marine Geology*, 379, s. 157-175.
- Bellwald, B., Hjelstuen, B., Sejrup, H., Stokowy, T. & Kuvås, J. (2019) Holocene mass movements in west and mid-Norwegian fjords and lakes. *Marine Geology*, 407, s. 192-212.
- Bjune, A. E., Bakke, J., Nesje, A. & Birks, H. J. B. (2005) Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene*, 15(2), s. 177-189.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. & Bonani, G. (1997) A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *science*, 278(5341), s. 1257-1266.
- Bondevik, S., Svendsen, J. I. & Mangerud, J. (1998) Distinction between the Storegga tsunami and the Holocene marine transgression in coastal basin deposits of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 13(6), s. 529-537.
- Bremset, G., Helland, I. P. & Uglem, I. (2009) *Konsekvenser av gruvevirksomhet i Engebøfjellet for laksefisk i Nausta, Grytelva og Stølselva. Temarapport i KU-program knyttet til planer om rutilutvinning ved Førdefjorden*. 416. Trondheim: NINA
- Bøe, R., Longva, O., Lepland, A., Blikra, L. H., Sønstegaard, E., Haflidason, H., Bryn, P. & Lien, R. (2004) Postglacial mass movements and their causes in fjords and lakes in western Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 84(1), s. 35-55.
- Bøe, R., Sandøy, R., Baeten, N. J., Lepland, A., Bellec, V. K., Chand, S., Longva, O., Klug, M., Plassen, L. & Schønenberger, J. (2018) Marine mine tailings disposal at Lillebukt, Stjernsundet, North Norway: distribution, sedimentary processes and depositional impacts. *Norwegian Journal of Geology*, 98(3), s. 461-482.
- Croudace, I. W., Rindby, A. & Rothwell, R. G. (2006) ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, 267(1), s. 51-63.

- Darelius, E. (2020) On the effect of climate trends in coastal density on deep water renewal frequency in sill fjords—A statistical approach. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 243, 7 sider.
- Dearing, J. A. (1994) *Environmental magnetic susceptibility: using the Bartington MS2 system*. OM3836/2. England: Bartington instruments.
- Eikeland, J.W. (2021) *Maringeologiske prosesser og avsetninger fra sen holocen i Førdefjorden*. Masteroppgave. Bergen: Universitetet i Bergen (UiB).
- Ellis, D. & Hoover, P. (1990) Benthos on tailings beds from an abandoned coastal mine. *Marine Pollution Bulletin*, 21(10), s. 477-480.
- Endresen, Ø., Gløetten, T. & Volan, C. (2014) *Strømforhold og partikkelspredning i Førdefjorden*. 2014-1244. Oslo: DNV GL
- Feyling-Hanssen, R. W. (1971) Weichselian interstadial Foraminifera from the Sandnes-Jæren area. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 21, s. 72-116.
- Gade, H. G. (1973) Deep water exchanges in a sill fjord: a stochastic process. *Journal of physical Oceanography*, 3(2), s. 213-219.
- Geotek Ltd. (2016) *MSCL-manual, version 1*. Northamptonshire UK: Geotek. Tilgjengelig fra: <https://www.geotek.co.uk/wp-content/uploads/2016/04/MSCL-manual-1-Nov-16.pdf>
- Gudmundsson, A. (1999) Postglacial crustal doming, stresses and fracture formation with application to Norway. *Tectonophysics*, 307(3-4), s. 407-419.
- Gunn, D. & Best, A. (1998) A new automated nondestructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores. *Geo-Marine Letters*, 18(1), s. 70-77.
- Havforskningsinstituttet (2021). G. O. Sars. Tilgjengelig fra: <https://www.hi.no/hi/om-oss/fasiliteter/vare-fartoy/g.o.-sars> (Hentet: 12.11-2021).
- Haflidason, H., Lien, R., Sejrup, H. P., Forsberg, C. F. & Bryn, P. (2005) The dating and morphometry of the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1-2), s. 123-136.
- Haflidason, H., Kjennbakken, H., Nieuwenhuizen, M. B., Monsen, S. & team., S. (2019) *Marine Geological Cruise Report from Førdefjorden, Dalsfjorden, Vilnesfjorden, Buafjorden and Åfjorden*. 100-02/19. Bergen: Department of Earth Science, University of Bergen.
- Haflidason, H., Thorseth, I. H., Olsen, L. M. B., Henriksen, H., Monsen, S., Knudsen, J., Rikter-Svendsen, R. & team., S. (2020) *Marine Geological Cruise Report from Lærdalsfjorden, Aurlandsfjorden, Åfjorden, Aldefjorden, Vilnesfjorden, Stongfjorden and Førdefjorden*. 100-01/20. Bergen: Department of Earth Science, University of Bergen.
- Head, M. J. & Gibbard, P. L. (2015) Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Past, present, and future. *Quaternary International*, 383, s. 4-35.
- Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E., Ramsey, C. B., Grootes, P. M., Hughen, K. A., Kromer, B., Reimer, P.J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M.S., Olsen, J. & Skinner, L.C. (2020) Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon*, 62(4), s. 779-820.

- Helgesen, V (2016) *Klage fra Natur og Ungdom, Naturvernforbundet og Vevring og Førdefjorden Miljøgruppe og Norske Lakseelver over Klima- og miljødepartementets vedtak 5. juni 2015 om tillatelse etter forurensningsloven til gruvevirksomhet i Engebøfjellet..* 15/3378. Oslo: Klima- og miljøverndepartementet, Kongelig resolusjon Tilgjengelig fra: <https://www.regjeringen.no/contentassets/8104b4f442ba400292553ee27289deb0/kongeligresolusjon15-3378-engebøfjellet190216.pdf>
- Heiri, O., Lotter, A. F. & Lemcke, G. (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of paleolimnology*, 25(1), s. 101-110.
- Hjelstuen, B. O., Haflidason, H., Sejrup, H. P. & Lyså, A. (2009) Sedimentary processes and depositional environments in glaciated fjord systems—Evidence from Nordfjord, Norway. *Marine Geology*, 258(1-4), s. 88-99.
- Hjelstuen, B. O., Kjennbakken, H., Bleikli, V., Ersland, R. A., Kvilhaug, S., Euler, C. & Alvheim, S. (2013) Fjord stratigraphy and processes—evidence from the NE Atlantic Fensfjorden system. *Journal of Quaternary Science*, 28(4), s. 421-432.
- Holbourn, A. E. L., Henderson, A. S. & MacLeod, N. (2013) *Atlas of benthic foraminifera*. Chichester: Wiley-Blackwell.
- Holtedahl, H. (1967) Notes on the formation of fjords and fjord-valleys. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 49(2-4), s. 188-203.
- Hove, H., van der Meeren, T. & Asplin, L. (2020) *Høringsuttalelse fra Havforskningsinstituttet: Nordic Rutile-søknad om endret utslippstillatelse for prosesskjemikalier knyttet til gruvedrift i Engebøfjellet*». Bergen: Havforskningsinstituttet. Tilgjengelig fra: <https://www.hi.no/resources/20-01392-Horingssvar-HI-endret-utslippstillatelse-Nordic-Mining-inkl-vedlegg.pdf> (Hentet: 06.03.2022)
- Howe, J. A., Austin, W. E., Forwick, M., Paetzel, M., Harland, R. & Cage, A. G. (2010) Fjord systems and archives: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 344(1), s. 5-15.
- Hansbo, S. (1975). New approach to the determination of the shear strength of clay by the fall-cone test. *Royal Swedish Geotechnical Institute*, s. 7-47.
- Hughes, A. L., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. (2016) The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45(1), s. 1-45.
- Husum, K. & Hald, M. (2004) Modern foraminiferal distribution in the subarctic Malangen fjord and adjoining shelf, northern Norway. *The Journal of Foraminiferal Research*, 34(1), s. 34-48.
- Inall, M. E. & Gillibrand, P. A. (2010) The physics of mid-latitude fjords: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 344(1), s. 17-33.
- Kartverket (2022) *Bakgrunnskart: Norge – vannflate, landtone og vegetasjon & Dybdata*. Tilgjengelig fra: https://geo.ngu.no/kart/arealis_mobil/?extent=-23089,6846638,14806,6864447 (Hentet: 15.02.2022)
- Kjennbakken, H., Sejrup, H. P. & Haflidason, H. (2011) Mid-to late-Holocene oxygen isotopes from Voldafjorden, western Norway. *The Holocene*, 21(6), s. 897-909.

- Klif (2012) *Gruvedrift i Engebøfjellet – Klifs vurdering og anbefaling. Brev til miljødepartementet datert 19.03.2012.* 2008/1304. Oslo: Klima og forurensningsdirektoratet.. Tilgjengelig fra: https://www.statsforvalteren.no/siteassets/utgatt/fm-sogn-og-fjordane/dokument-fmsf/plan-og-bygg/arealforvaltning/klifs_anbefaling_til_md-engebo_zssxp.pdf (Hentet 03.05.2022)
- Klitgaard Kristensen, D. & Sejrup, H. (1996) Modern benthic foraminiferal biofacies across the northern North Sea. *Sarsia*, 81(2), s. 97-106.
- Klitgaard-Kristensen, D. K., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Berstad, I. & Mikalsen, G. (2004) Eight-hundred-year temperature variability from the Norwegian continental margin and the North Atlantic thermohaline circulation. *Paleoceanography*, 19(2), 9 sider.
- Knudsen, K. L. (1998) Foraminiferer i Kvartær stratigrafi: Laboratorie-og fremstillingsteknik samt udvalgte eksempler. *Geologisk Tidsskrift*, 3(125), s. 1-25.
- Lekens, W., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Petersen, G., 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(1-2), s. 27-50.
- Lohne, Ø. S., Bondevik, S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. (2007) Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews*, 26(17-18), s. 2128-2151.
- Lyså, A., Hjelstuen, B. O. & Larsen, E. (2010) Fjord infill in a high-relief area: Rapid deposition influenced by deglaciation dynamics, glacio-isostatic rebound and gravitational activity. *Boreas*, 39(1), s. 39-55.
- Mangerud, J. (2004) Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf. *Quaternary glaciations—Extent and chronology*, 1, s. 271-294.
- Mangerud, J., Aarseth, I., Hughes, A. L., Lohne, Ø. S., Skår, K., Sønstegeard, E. & Svendsen, J. I. (2016) A major re-growth of the Scandinavian Ice Sheet in western Norway during Allerød-Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 132, s. 175-205.
- Mangerud, J., Hughes, A. L., Sæle, T. H. & Svendsen, J. I. (2019) Ice-flow patterns and precise timing of ice sheet retreat across a dissected fjord landscape in western Norway. *Quaternary Science Reviews*, 214, s. 139-163.
- Mevenkamp, L., Stratmann, T., Guilini, K., Moodley, L., van Oevelen, D., Vanreusel, A., Westerlund, S. & Sweetman, A. K. (2017) Impaired short-term functioning of a benthic community from a deep Norwegian fjord following deposition of mine tailings and sediments. *Frontiers in Marine Science*, 4, 16 sider.
- Mikalsen, G., Sejrup, H. P. & Aarseth, I. (2001) Late-Holocene changes in ocean circulation and climate: foraminiferal and isotopic evidence from Sulafjord, western Norway. *The Holocene*, 11(4), s. 437-446.
- Munshell, A. H. (1976) *Munshell book of color: glossy finish collection (2.5 R - 10 G)*. Maryland: Macbeth Division.
- Nesje, A. (2009) Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 28(21-22), s. 2119-2136.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø. & Matthews, J. A. (2008) Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60(1-2), s. 10-27.

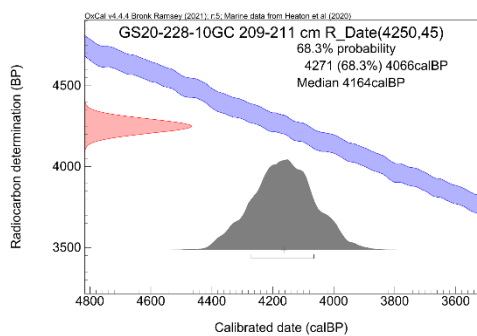
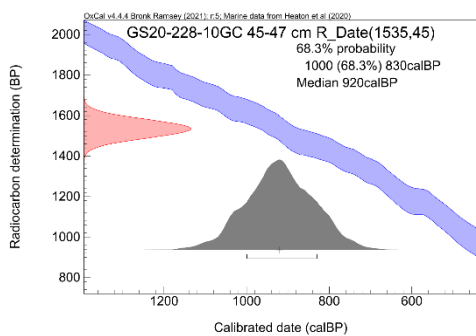
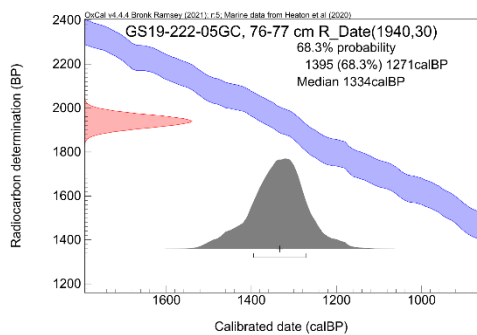
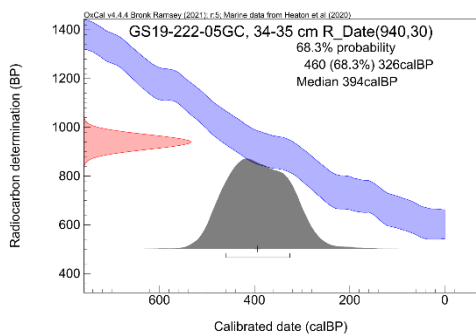
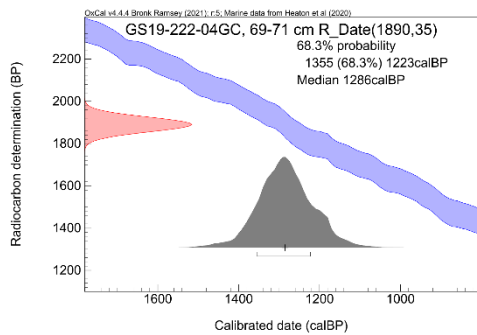
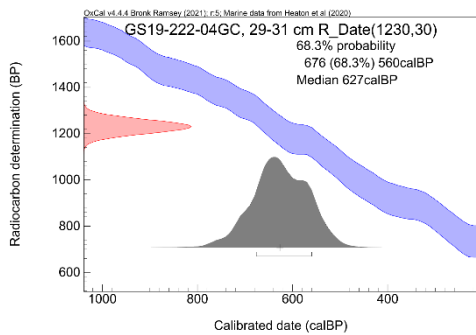
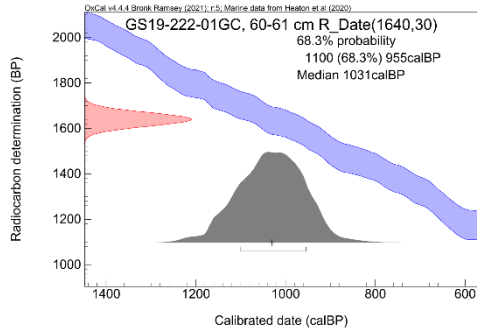
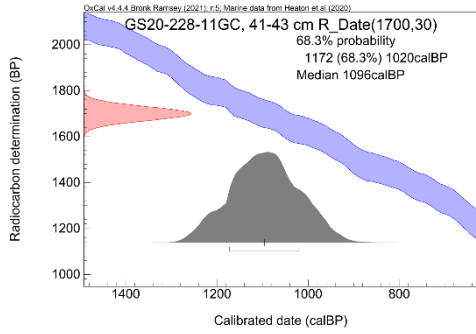
- Nesje, A. & Whillans, I. M. (1994) Erosion of Sognefjord, Norway. *Geomorphology*, 9(1), s. 33-45.
- NGU (2021) *Temakart: regionalt berggrunnskart 1:250 000*. Tilgjengelig fra: https://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/ (Hentet: 10.12.2021)
- Norgeskart (2022) *Bakgrunnskart: Landkart*. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no> (Hentet: 10.04.2022)
- NVE (2022) *Temakart: nedbørfelt REGINE*. Tilgjengelig fra: <https://temakart.nve.no/tema/nedborfelt> (Hentet: 01.03.2022)
- Nygård, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Cecchi, M. & Ottesen, D. (2004) Deglaciation history of the southwestern Fennoscandian Ice Sheet between 15 and 13 14C ka BP. *Boreas*, 33(1), s. 1-17.
- Nøtsund, Ø. (2000) *Flaumsonkart. 4/2000*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Olsen, L., Sveian, H., Bergstrøm, B., Ottesen, D. & Rise, L. (2013) Quaternary glaciations and their variations in Norway and on the Norwegian continental shelf. *Quaternary geology of Norway*, 13, s. 27-78.
- Olsgard, F. & Hasle, J. R. (1993) Impact of waste from titanium mining on benthic fauna. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 172(1-2), s. 185-213.
- Pachauri, R. & Meyer, L. (2014) *AR5 Synthesis Report: Climate Change 2014*. Geneva, Switzerland: IPCC.
- Polovodova Asteman, I., Risebrobakken, B., Moros, M., Binczewska, A., Dobosz, S., Jansen, E., Sławińska, J. & Bąk, M. (2018) Late Holocene palaeoproductivity changes: a multi-proxy study in the Norwegian Trench and the Skagerrak, North Sea. *Boreas*, 47(1), s. 238-255.
- Qvale, G. & Van Weering, T. C. (1985) Relationship of surface sediments and benthic foraminiferal distribution patterns in the Norwegian Channel (northern North Sea). *Marine Micropaleontology*, 9(6), s. 469-488.
- Ramsey, C. B. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), s. 337-360.
- Reimer, P. J., Austin, W. E., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S.M., Fogtmann-Sxhulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. & Talamo, S. (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), s. 725-757.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L. & Friedrich, M. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), s. 1869-1887.
- Risnes, H. S. 1990. *Seismostratigrafiske undersøkelser i Sunnfjord : med spesiell vekt på Dalsfjorden og Førdefjorden*. Hovedfagsoppgave. Bergen: Universitetet i Bergen.

- Rosenberg, R., Nilsson, H. C. & Diaz, R. J. (2001) Response of benthic fauna and changing sediment redox profiles over a hypoxic gradient. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53(3), s. 343-350.
- Rothwell, R. G. & Croudace, I. W. (2015) Twenty years of XRF core scanning marine sediments: what do geochemical proxies tell us? *Micro-XRF Studies of Sediment Cores*: Springer, 17, s. 25-102.
- Schuur, E.A.G., Trumbore, S.E., Druffel, E.R.M., Southon, J.R., Steinhof, A., Taylor, R.E. & Turnbull, J.C. (2016) Radiocarbon and the Global Carbon Cycle. I: , Schuur, E. A.G, Druffel, E. R. & Trumbore, S. E. (red.) *Radiocarbon and climate change: Mechanisms, applications and laboratory techniques*. Switzerland: Springer, s. 1-21.
- Sejrup, H., Hafliðason, H., Flatebø, T., Kristensen, D. K., Grøsfjeld, K. & Larsen, E. (2001) Late-glacial to Holocene environmental changes and climate variability: evidence from Voldafjorden, western Norway. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 16(2), s. 181-198.
- Stuiver, M. & Braziunas, T. F. (1993) Modeling atmospheric ¹⁴C influences and ¹⁴C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon*, 35(1), s. 137-189.
- Sundfjord, A. & Bjerkeng, B. (2008) *Strøm, turbiditet og hydrografi i fjordbassenget utenfor Enggebø, Førdefjorden. Målinger utført for konsekvensutredning for deponi av gruvegang. 5662-2008*. Oslo: Norsk institutt for vannforskning.
- Svendsen, J. I. & Mangerud, J. (1987) Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 2(2), s. 113-132.
- Syvitski, J. P. (1989) On the deposition of sediment within glacier-influenced fjords: oceanographic controls. *Marine Geology*, 85(2-4), s. 301-329.
- Sætre, R. & Ljøen, R. (1972) *The Norwegian coastal current*. Proceedings of the first international conference on port and ocean engineering under Arctic conditions, Trondheim, s. 514-535
- Sætre, R., Gjertsen, K., Brøker, K. & Havforskningsinstituttet (2007) *The Norwegian coastal current : oceanography and climate*. Trondheim: Tapir Academic Press Institute of Marine Research.
- UiB (2021) *Earthlab: Sediment-lab*.
Tilgjengelig fra: <https://www.uib.no/geo/111575/sediment-lab> (Hentet: 15.11.2021)
- van der Meeren, T. & Jørstad, K. E. (2010a) *Vurderinger av data fra tokt samlet inn i Førdefjorden, 5.-6. mars 2010*. 1- 2010. Bergen: Havforskningsinstituttet
- van der Meeren, T. & Jørstad, K. E. (2010b) *Vurderinger av data fra tokt samlet inn i Førdefjorden, 1 juni 2010*. 3-2010. Bergen: Havforskningsinstituttet
- van der Meeren, T. & Otterå, H. (2011) *Vurderinger av data fra tokt samlet inn i Førdefjorden, 3.-6. mars 2011*. 1- 2011. Bergen: Havforskningsinstituttet
- Walker, M., Gibbard, P., Head, M. J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L. C., Fisher, D., Gkinis, V. & Long, A. (2019) Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: A summary. *Journal of the Geological Society of India*, 93(2), s. 135-141.
- Aarseth, I. (1997) Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles. *Marine Geology*, 143(1-4), s. 39-53.

Aarseth, I., Nesje, A. & Fredin, O. (2014) West Norwegian Fjords UNESCO World Heritage. Guide to geological excursion from Nærøyfjord to Geirangerfjord. *Geological society of Norway (NGF)*, 3-2014, 46 sider.

8 Vedlegg

Vedlegg 1: Sannsynlighetsfordelinger av karbondateringene fra Førdefjorden



Vedlegg 2: oversikt over dateringsprøver for Førdefjorden, Sulafjorden, Voldafjorden og Storeggatsunamien

Fjord	Kjerne/Prøvedyp	Bunn­dyp for prøven (cm)	¹⁴ C Alder	Alders­intervall (Cal a BP)	Alder (Cal a BP)	Sed. Rate (cm/ka)
Førdefjorden	GS20-228-10GC	51,0	1535 ± 45	830-1000	920	55
		215,0	4250 ± 45	4066-4271	4164	
	GS19-222-01GC	67,0	1640 ± 30	955-1100	1031	65,0
	GS20-228-11GC	43,5	1700 ± 30	1020-1172	1096	40
	GS19-222-04GC	34,0	1230 ± 30	560-676	627	54
		74,0	1890 ± 35	1223-1355	1286	61
GS19-222-05GC	31,5	940 ± 30	326-460	394	60	
	74,0	1940 ± 30	1271-1395	1334		
Førdefjorden (Bøe et al., 2004)	ETH-25054	60	2640±55	2075-2279	2162	27,8
Sulafjorden (Mikalsen et al., 2001)	TUa-1478	1,5	580 ± 55	0	0	0,0
	TUa-1874	65	1785 ± 60	1103-1273	1181	55,0
	TUa-1479	137	2905 ± 55	2385-2605	2499	54,8
	TUa-1873	195,5	4030 ± 85	3720-3995	3870	50,5
	TUa-1480	278	5030 ± 55	5056-5274	5160	53,9
Voldafjorden (Kjennbakken et al., 2010)	Beta-220350	155	2800 ± 40	2284-2461	2363	65,6
	Beta-220351	169	3160 ± 40	2723-2863	2797	60,4
	Beta-220352	183	3580 ± 40	3226-3389	3309	55,3
	Beta-220353	203,5	4030 ± 40	3775-3965	3869	52,6
	Beta-231037	213	4280 ± 40	4100-4295	4204	50,7
	Beta-231037	221,5	4660 ± 40	4615-4800	4697	47,2
	Beta-220354	232,5	5010 ± 40	5046-5249	5139	45,2
	Beta-220355	250,5	5510 ± 40	5594-5765	5694	44,0
GdA-1401	273,5	6120 ± 40	6274-6426	6350	43,1	
Voldafjorden (Sejup et al., 2001)	TUa 1317	12	980 ± 60	345-503	426	28,2
	TUa 1617	74	2435±70	1783-2009	1902	38,9
	TUa 1318	132	2720 ± 60	2287-2504	2393	55,2
	TUa 1618	221	4880 ± 70	4839-5081	4976	44,4
	TUa 1319	321	7280 ± 60	7485-7650	7565	42,4
Fensfjorden (Hjelstuen et al., 2013)	BETA-288748	26,5	1070 ± 40	439-566	506	52,3
	BETA-288749	81	1620 ± 40	928-1081	1011	108
	BETA-288750	155	2260 ± 40	1602-1772	1687	109,5
	BETA-288751	177	2410 ± 40	1783-1956	1869	120,8

52,3715415

Vedlegg 3: Sannsynlighetsfordelinger av karbondateringene fra Førdefjorden, Sulafjorden, Voldafjorden og Fensfjorden

