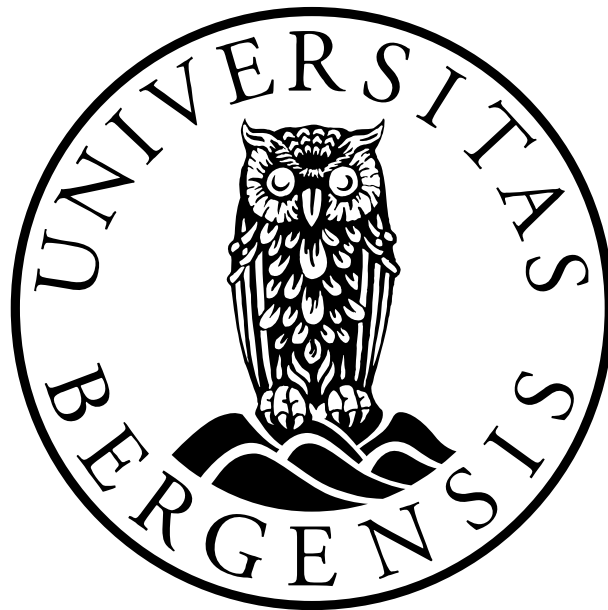


**DEGLASIASJONSFORLØPET OG SEDIMENTÆRE
PROSESSER I BJØRNAFJORDSYSTEMET**

av

Mari Bruvik Nieuwenhuizen



Masteroppgave i geovitenskap

Institutt for geovitenskap

Universitet i Bergen

Juni 2018

Sammendrag

Hovedformålet med denne studien har vært å rekonstruere deglasiasjonsforløpet av Bjørnafjordsystemet i Vest-Norge, på bakgrunn av sedimentære prosesser og avsetningsmiljø. Datagrunnlaget baseres på høyoppløselige topas seismiske profil, batymetridata, kjerneanalyser og dateringer.

Ut ifra det seismiske data har et seismostratigrafisk rammeverk bestående av de fem uformelle enhetene D-A. De seismostratigrafiske enhetene kombinert med datering fra sedimentkjernene danner hovedgrunnlaget for tolkningen av avsetningsmiljø og rekonstruksjonen av isfluktasjonene i området.

Deglasiasjonen av Bjørnafjordsystemet startet omtrent samtidig som Norskerenna isstrømmen trakk seg tilbake mot Skagerrak og passerte trollfeltet rundt 18 500 kal BP. Dateringer av kalde bentske foraminifera artene *N. labradoricum* og *Triloculine* sp. fra enhet C.2 indikerer at det har var åpent hav fra kysten og inn mot Bjørnafjorden senest 17 500 kal BP.

Under nedkjølingen i forbindelse med Heinrich event 1 ved 16 000 kal BP, hadde isdekket et fremrykk nord og sør for Bjørnafjorden. Dette fremrykket er ansett å være en regionalhendelse, og noe som førte til at Bjørnafjorden mest sannsynlig var dekket av is i denne perioden.

Gjennom varmeperioden bølling/allerød perioden trakk isen seg tilbake fra kystområdene og passerte Trengereid ved 13 600 kal BP. Den glasimarine lagpakken i underenhet C.2 ble avsatt i forbindelse med isens tilbaketrekning og sedimentene i denne underenheten ble avsatt/akkumuleres i perioden 14 050-13 328 kal BP.

Ved inngangen til kuldeperioden yngre dryas hadde isen et fremrykk og den glasimarine lagpakken avsettes i forbindelse med et voksende isdekke fra 12 988 kal BP. Funn av Veddeaske i Fusafjorden indikerer at akkumuleringen av denne lagpakken fortsatte frem til slutten av yngre dryas. I forbindelse med fremrykket ble det avsatt endermorenesystemer i Bjørnafjorden og Fusafjorden, som kan knyttes opp mot yngre dryas morenen på land ved Vinnes og Os.

Etter at isdekket var smeltet bort, dominerte skredprosesser avsetningsmiljøet i fjordsystemet. Her var forekomsten av skred hyppigst i tidlig holocen.

Forord

Først ønsker jeg å takke min hovedveileder Haflidi Haflidason v/Institutt for geovitenskap for svært god oppfølging, veiledning, gode faglige diskusjoner og kritisk gjennomlesing av oppgaven gjennom masterstudiet ved Universitetet i Bergen.

Videre vil jeg takke min medveileder Heidi Kjennsbakken for faglige innspill og datamateriale i forbindelse med studien min. Jeg vil også takke for at jeg fikk muligheten til å delta på forskningstokt til Bjørnafjorden i regi av Statens Vegvesen. Takk til min medveileder Berit Oline Hjelstuen for at jeg fikk delta på forskningstokt med G.O. Sars.

Takk til Thomas Thuesen for hjelp med funksjoner i Arc GIS og Daniel Hesjedal for opplæring i konvertering av TOPAS-rawfiler.

Jeg vil gi en spesiell takk til Sindre S. Aas og Ane Maren Baird for gode faglige diskusjoner, bra samarbeid, innholdsrike pauser og gode innspill i forbindelse med problemstillinger i forhold til oppgaven.

En spesiell takk til Julie Zweidorff og min mor Siv for gjennomlesing og gode tips til oppgaven.

Videre vil jeg takke mine medstudenter for fem fantastiske år ved Universitetet i Bergen, som har gitt meg motivasjon og mange fine minner fra studietiden.

Jeg ønsker å takke min familie for gode ord, oppmuntring og støtte gjennom studietiden.

Bergen, 1. juni 2018

Mari Bruvik Nieuwenhuizen

Innholdsfortegnelse

1. Introduksjon	1
2. Geologisk rammeverk	2
2.1 Studieområdet	2
2.2 Berggrunn og seismisk aktivitet	3
2.2.1 Tektonisk utvikling av berggrunnen i studieområdet	3
2.2.2 Seismisk aktivitet	5
2.3 Utviklingen av Fjordsystemet	7
2.3.1 Geomorfologi.....	7
2.3.2 Sedimentologiske prosesser og avsetninger	9
2.4 Glasiasjoner og deglasiasjoner i Skandinavia gjennom kvartær	12
2.5 Havnivåendringer	18
2.6 Hydrografi	19
3. Utstyr og Metoder	23
3.1 Innsamling av akustisk data og kjernemateriale	23
3.1.1 Forskningsfartøyet.....	23
3.1.2 Lydhastighetskilde (CTD).....	24
3.1.3 Simrad multistråleekkolodd.....	25
3.1.4 Innsamling av TOPAS-data	26
3.1.5 Prøvetaking – fallkjerneprovetaker	28
3.1.6 Innsamling av borehulls kjerner	29
3.2 Sedimentkjerner og laboriemetoder	30
3.2.1 Multi Sensor Core Logger (MSCL) – System.....	31
3.2.2 ITRAX XRF-element kjerneskaner	32
3.2.3 Procon CT-skanner.....	33
3.2.4 Prøvetaking.....	33
3.3 Behandling av innsamlet data	34
3.3.1 Programvare.....	34
3.3.2 Tolking av TOPAS-data.....	35
3.4 Feilkilder	37
4. Resultater	39
4.1 Batymetri	40

4.2	Sedimentmektigheter	46
4.3	Geomorfologiske strukturer	48
4.4	Seismostratigrafi.....	55
4.5	Kjernestratigrafi.....	74
4.5.1	Dateringer.....	75
4.5.2	Resultatet av Kjerneanalysene.....	77
4.5.3	Sammenstilling med borehullkjerner og TOPAS-profil.....	96
5.	Diskusjon	97
5.1	Kronostratigrafi.....	97
5.2	Tolkning av resultatene.....	100
5.2.1	Tolkning av de seismiske enhetene og kjerneanalyse	100
5.2.2	Tolkning av glisiale geomorfologiske strukturer	105
5.3	Deglasiasjon- og avsetningshistorie.....	106
6.	Konklusjon.....	120
7.	Referanseliste.....	122

1. Introduksjon

Dagens fjordsystem i Vest-Norge har fungert som effektive sedimentfeller, der variasjon i sedimentære prosesser og avsetningsmiljø lagres (Aarseth, 1997). Endring i klima og glisiale sykluser vil dermed arkiveres i fjordsystemene, og avsetningene har vist seg å være viktig for rekonstruksjonen av den siste deglasiasjonen.

Deglasiasjonen av Vest-Norge har tidligere vært omfattende studert i blant annet Hardangerfjordsystemet og Bergensområdet. Yngre dryas morenen som er kartlagt over store deler av Skandinavia, er en sentral kronostratigrafisk markør for det siste fremrykket i Vest-Norge, der isfronten er kartlagt på land ved Os og Vinnes (Aarseth og Mangerud, 1973). Det er per i dag gjort lite kartlegging av den første fasen av deglasiasjonen. Denne studien vil inngå som en del av det tidligere arbeidet gjort i Bergensområdet.

Studien er et samarbeidsprosjekt mellom Universitetet i Bergen og Statens vegvesen, og er en del av «Bjørnafjorden broprosjekt». Dette er en del av et større veiprojekt i forbindelse med «ferjefri E39». Planen er at Bjørnafjorden skal i dette prosjektet krysses med en bro. Denne broen vil bli verdens lengste bro og fjordens dyp og bratte skråninger blir store utfordringer for broprosjektet. For å kunne forutsi fremtidige naturkatastrofer i området, har tidligere skredhendelser vært kartlagt av Statens vegvesen. Gjennom prosjektet har dype borehullskjerner, høyoppløslig batymetridata og geotekniske undersøkelser blitt samlet inn og vil bli brukt i denne studien. Data som er samlet inn fra Universitetet i Bergen vil også bli brukt. Datasettet baserer seg på tolkning av batymetridata, høyoppløselige seismiske profiler (TOPAS-data), analyser av sedimentkjerner og dateringer av lagpakker.

Hovedformålet med denne studien vil være å rekonstruere en deglasiasjonshistorie for Bjørnafjordsystemet. Dette vil kunne bidra til å gi en bedre forståelse og sikrere kronologi av blant annet første fasen av deglasiasjonen av Vest-Norge. Studieområdet Bjørnafjordsystemet inkluderer fjordene Selbjørnsfjorden, Langenuen, Bjørnafjorden og Fusafjorden som er lokalisert i Hordaland (Fig.2.1). Hovedfokuset av studien er i Bjørnafjorden, hvor kartlegging av brefrontens fluktasjoner vil studeres basert på seismostratigrafi, geomorfologiske landformer og dateringer. Sedimentære prosesser gjennom holocen vil også være en del av studien.

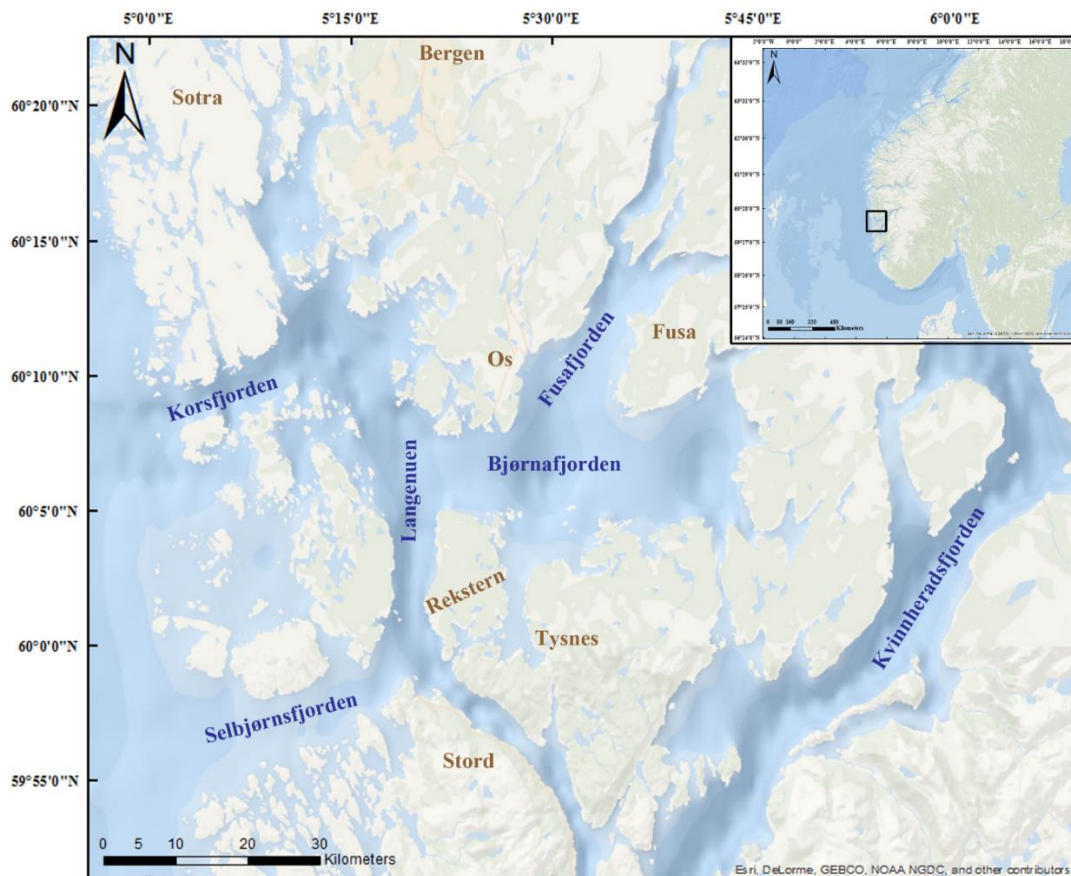
Ved å forstå isdynamikken og avsetningsmiljøet under deglasiasjonen vil det kunne gi en bedre forutsetning til å kunne forutse fremtidens scenario til dagens isdekker under eventuelle klimaendringer.

2. Geologisk rammeverk

I dette delkapittelet vil det geologiske rammeverket for studien bli presentert. Bakgrunnen for det geologiske rammeverket baserer seg på berggrunn, hydrografi og landskapsutviklingen av fjordsystemet under gjennom istidene og mellomistidene i kvartær.

2.1 Studieområdet

Studieområdet Bjørnafjorden er lokalisert nord for Hardangerfjordsystemet, med Tysnes kommune i sør og Os kommune i nord. Bjørnafjorden utgjør en lengde på omtrent 22 kilometer og har en bredde på rundt 8 kilometer der den smaler inn mot munningen til 5 kilometer. Fjorden har en øst-vest orientering og begynner i overgangen til den kryssende fjorden Langenuen i vest (fig 2.1.). Langenuen har en nord-sør orientering, krysser Korsfjorden i nord og Selbjørnsfjorden i sør. Selbjørnsfjorden har en øst-vest orientering og er lokalisert helt ved kysten. Fusafjorden karakteriseres som en hengende fjord inn mot Bjørnafjorden, strekker seg mot nordøst og sammen med Samnangerfjorden utgjør disse en lengde på 32 kilometer.



Figur 2.1 Oversiktskart over studieområdet bestående av Selbjørnsfjorden, Langenuen, Bjørnafjorden og Fusafjorden som er lokalisert i Hordaland, Vest-Norge. Området er markert med svart i indekskartet.

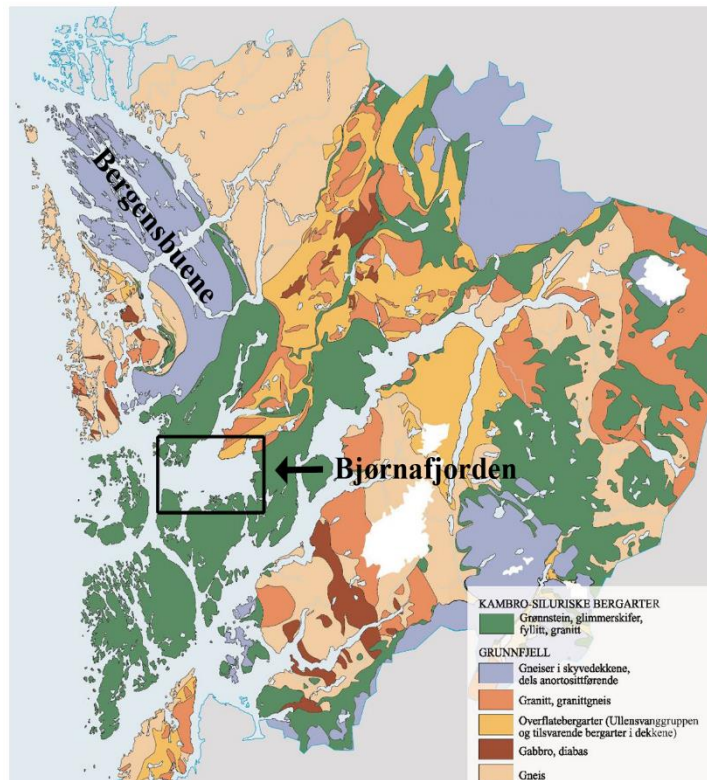
2.2 Berggrunn og seismisk aktivitet

I dette delkapittelet vil generelle berggrunnstrekk, tektonisk utvikling og seismisk aktivitet i regionen til studieområdet gjennomgås.

2.2.1 Tektonisk utvikling av berggrunnen i studieområdet

Berggrunnen i Hordaland regionen kan deles inn i tre deler: grunnfjell, omdannede sedimentære bergarter og skyvedekker. Grunnfjellet i Hordaland består hovedsakelig av dypbergarter og gneiser av prekambrium alder. Tidligere var dette et peneplan dannet av erosjon og forvitring mot slutten av prekambrium (Bryhni og Thorsnæs, 2014). De omdannede sedimentære bergartene ble avsatt på peneplanet i kambrium når havnivået steg, og senere omdannet til sandstein, fyllitt og kalkstein (Bryhni og Thorsnæs, 2014). Skyvedekkerne stammer fra den kaledonske fjellkjedefoldningen. Den Laurentiske og Baltiske platen konvergerer mot hverandre ved subduksjon av Iapetushavet, som ender i en orogonese i perm og former store deler av berggrunnen i Norge. De kaledonske skyvedekkerne deles inn i dekkseriene: undre, midtre, øvre og øverste, hvor bergartene i Hordaland tilhører øvre og midtre dekkserie (feks. Fossen et al., 2013a). Bergartene i øvre dekkserie består av grønnstein, glimmerskifer og gabbro som stammer fra Iapetushavet. De ble skjøvet over det baltiske grunnfjellet under fjellkjedefoldningen. Midtre dekkserie består av bergarter fra det baltiske grunnfjellet.

Under fjellkjedefoldningen ble deler av den Laurentiske platen revet av og dannet en karakteristisk struktur i Bergensfeltet, omtalt som Bergensbue (Bryhni og Thorsnæs, 2014). Strukturen deles videre inn i Lindåsdekket, Blåmannsdekket og store/lille bergensbue. Lindåsdekket er overskjøvet grunnfjell med baltisk opprinnelse bestående av hovedsakelig anortosittførende gneiser og eklogitt (Fossen, 2004; Fossen et al., 2013a; Norges geologiske undersøkelser, 2017). Dekkserien starter nord for Lysefjorden, går i en bue rundt store deler av området rundt Bergen og avslutter ved kysten (Fig. 2.2).

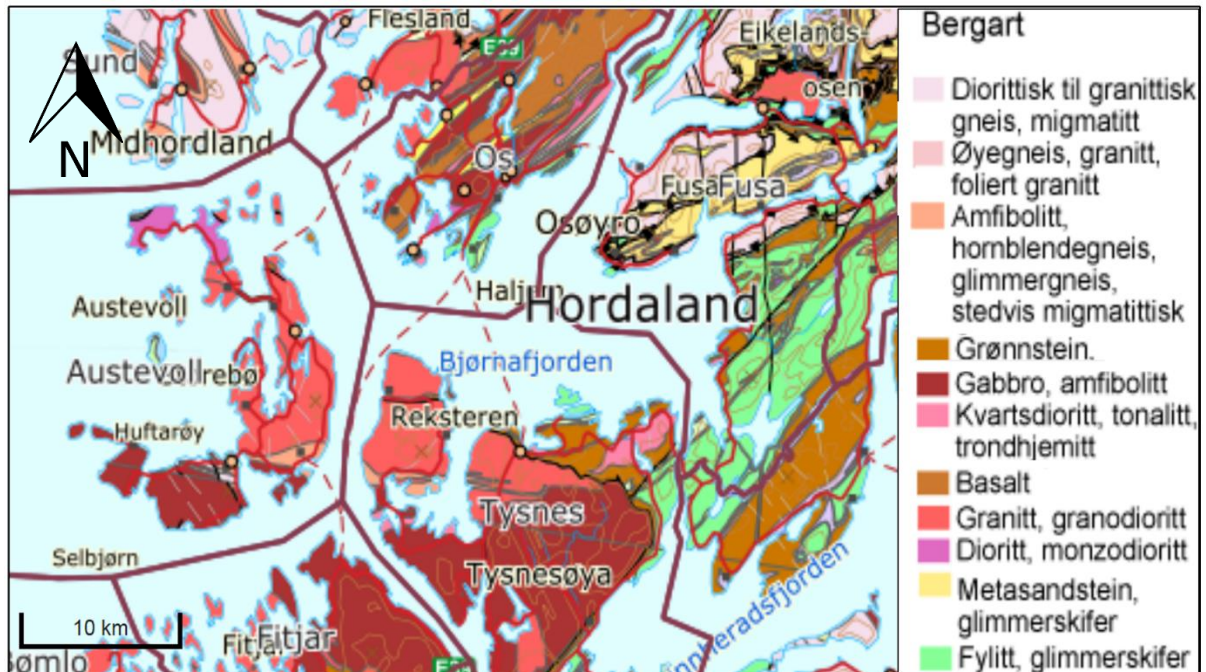


Figur 2.2 Illustrasjon av berggrunns sammensettingen i Hordaland. Bjørnafjorden er markert med svart rute og illustrasjonen viser at berggrunnen består av hovedsakelig kambro-silurske bergarter (Modifisert etter Mangerud, 2004).

Bjørnafjorden markerer et skille i berggrunns sammensettingen, med enden av bergensbue i nord og magmatiske bergarter som granitter, granodioritter og gabbro i sør (Fig. 2.2; Fig. 2.3). Der Store Bergensbue består av overflatebergarter, granitt, i tillegg til grønnstein, fyllitt og glimmerskifer av kambro-silursk alder (Fig. 2.2; Fig 2.3) (Fossen, 2004). Den sørlige delen av Store Bergensbue består av bergarter med opprinnelse fra gammel havbunn, kjent som Gullfjell ofiolittkompleks (Fossen et al., 2013a).

Bergartene i Bjørnafjorden er sterkt deformerte og langs fjorden ved Kobbvågen er det sprekker med NØ-SV orientering og på motsatt side ved Svarvholmen er det hovedsakelig sprekker med orientering NNØ-SSV og NNV-SSØ. Nordsiden av fjorden hører til Bergensbueskjærsonen og dannelsen av sprekkeknøyttes opp mot dannelsen av ekstensjonsregime i Devon etter den kaledonske fjellkjedens kollapset (Thomassen, 2016). Bergensbueskjærssonen går fra Korsfjorden, langs Bjørnafjorden og deretter opp langs Fusafjorden. Den er i likhet med Hardangerfjordenskjærssonen lenger sør, en svakhetszone som

har spilt en stor rolle ved utformingen av fjorder i Vest-Norge gjennom kvartær (Vorren og Mangerud, 2013; Fossen et al., 2013b).



Figur 2.3 Berggrunnsgeologiskkart fra studieområdet fra NGU Berggrunn N250. Kartet viser at berggrunnen på sørsiden av Bjørnafjorden hovedsakelig består av magmatiske bergarter og nordsiden består av bergarter tilhørende Bergensbuene.

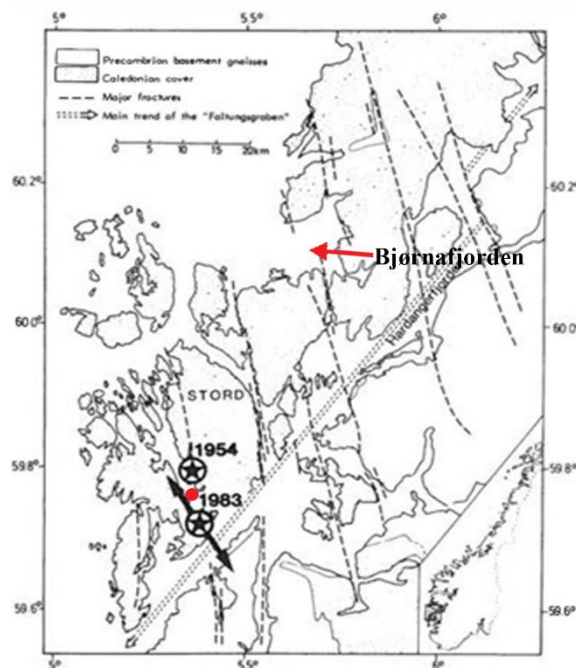
2.2.2 Seismisk aktivitet

Jordskjelv blir ofte utløst langs plategrenser. Selv om Norge er en interkontinental region registreres det jordskjelv i dag. Skjelvene som utløses er vanligst langs kysten av Vestlandet, rundt Nordland og i Nordsjøen langs eggakanten, vikinggraben og sentralgraben (Ramberg et al., 2007). Hyposenteret til skjelvene ligger ofte i de grunnere delene av jordskorpen og har relativt lav magnitudo. Det største jordskjelvet på fastlands Norge i historisk tid, antas å ha skjedd den 31. august 1819 på Helgeland og hadde sannsynligvis en magnitudo på 5.8 (NORSAR, 2017). Gjennom de siste 50 årene har flere skjelv blitt registrert i bergensregionen, og i 2000 ble det målt et skjelv på M_L 4,6, mellom Stord og Bømlo (Fig. 2.4) (Norsar, 2017). Skjelvets episenter var lokalisert på 18 kilometers dyp i en reversfokalmekanisme (Hicks og Ottemöller, 2001). I samme område, sør for bergensbueskjærssonen og vest for Hardangerfjordskjærssonen, var det i 1954 målt et skjelv på

M_L 4,5 i samme område og i 1983 ble et skjelv målt til M_L 4,6 (Fig 2.4) (Havskov og Bungum, 1987).

En stor andel av den seismiske aktiviteten i Norge skyldes ettervirkning av den pågående landhevingen etter den siste istid. Under den siste istid regnes isdekket for å ha vært 3000 meter tykk i senteret av domene ved isskillet, som gir en nedpressing av landet på 1000 meter (Vorren et al., 2013). Når isen smelter bort vil skorpen prøve å gjenvinne isostatisk likevekt. Landhevingen vil være proporsjonal med nedpressingen og er størst der isen har vært tykkest. Landhevingen var størst rett etter den siste istid og den isostatisk likevekten til skorpen er enda ikke gjenvunnet. I dag pågår den fremdeles i varierende grad, med unntak av kysten der landhevingen er minimal. Den postglasiale landhevingen etter det fennoskandinaviske isdekket regnes for å være 760 meter, der den totalt vil være mellom 850-900 meter (Gudmundsson, 1999).

Fjerningen av ismassen resulterte i at flere grunne forkastningsplan ble reaktivert etter sist istid, som resulterte i økt jordskjelv aktivitet (Gudmundsson, 1999). Mye tyder på at de største jordskjelvene utløses langs marginen av den postglasiale oppløftsonen, og i perioden 1951-1980 var den største andelen jordskjelv med en magnitudo høyere enn M4 registrert i denne regionen (Gudmundsson, 1999).



Figur 2.4 Kart som viser lokasjonen der skjelvet i 1954 og 1983 ble registrert. Lokasjon for skjelvet som ble registrert på Stord i år 2000 er markert med rødt (Modifisert etter Havskov & Bungum, 1987).

2.3 Utviklingen av Fjordsystemet

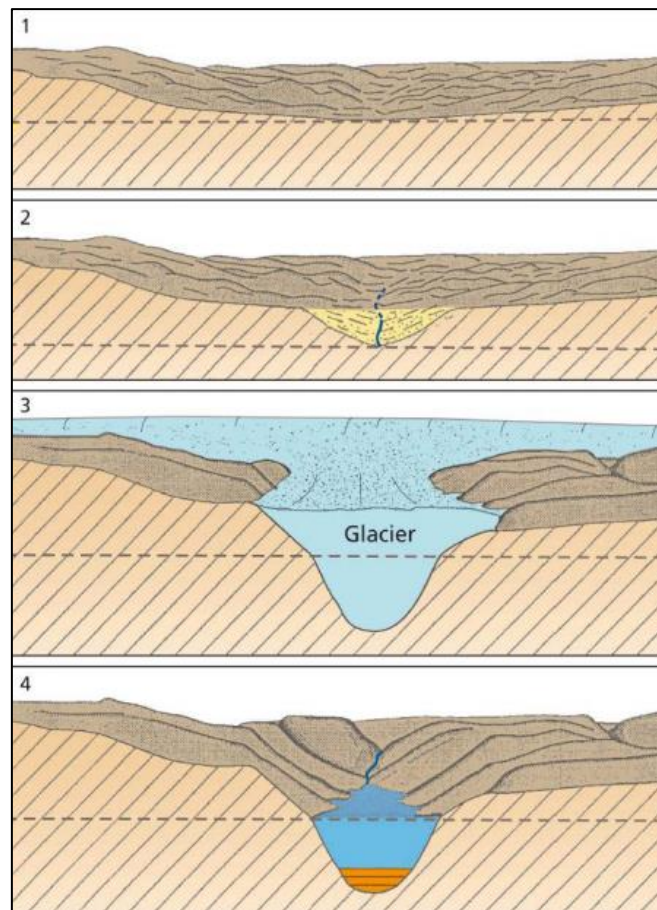
I dette delkapittelet vil den generelle utviklingen av fjordsystemene i Vest-Norge gjennomgås, med utgangspunkt i geomorfologi og sedimentologiske prosesser.

2.3.1 Geomorfologi

Fjorder er en klassisk glasial landform for landskap der glasiale prosesser har dominert gjennom kvartær. De største fjordene i Norge er lokalisert på vestkysten. Den største er Sognefjorden som er 1308 meter dyp og 205 kilometer lang. Under dannelse av fjorden ble 7610 kubikk-kilometer med materiale på grunn av breerosjon under siste istid (Vorren og Mangerud, 2013).

Normalt ligger dypet i fjordene mellom 500-700 meter, men de dypeste fjordene i Norge Hardangerfjorden og Sognefjorden har dyp på henholdsvis 900 og 1300 meter (Aarseth, 1997). Bjørnafjorden har dyp ned mot 600 meter. En fjord vil ofte ha en grunnere terskel på 200-300 meters dyp i munningen som består av berggrunn eller morene. Endemorener danner ofte moreneterskler i en del av fjordene på Vestlandet (Aarseth, 1997). Berggrunns terskler dannes hovedsakelig av redusert erosjon i munningen av fjorden, der isen tynnes ut når den brer seg ut fra munningen, og bunntrykket i isen blir mindre (Nesje & Williams, 1994).

Tverrsnittet av en fjord eller glasialt dannede daler vil ha ofte ha en U-form, noe som skiller de fra elvedaler som har V-form. Lengde profilet består ofte av flere sedimentbasseng, avgrenset av grunnere terskler (fig. 2.6). Det finnes mange unntak som viker fra denne beskrivelsen, spesielt fjorder ved kysten der berggrunnstypene og tektonisk dannede strukturer er det styrende formelementet.



Figur 2.5 Illustrasjon av hvordan fjordene har blitt utformet gjennom fire forskjellige steg. 1) Landet er slitt ned til en flate. 2) Elveløp legger seg i svakhetssoner i berggrunnen. 3) Isbreer eroderer i de gamle elveløpene under flere glasiasjoner. 4) Dagens fjorder hvor prosesser som skred og akkumulasjon av sedimenter forsetter forme fjorden (Vorren & Mangerud, 2013).

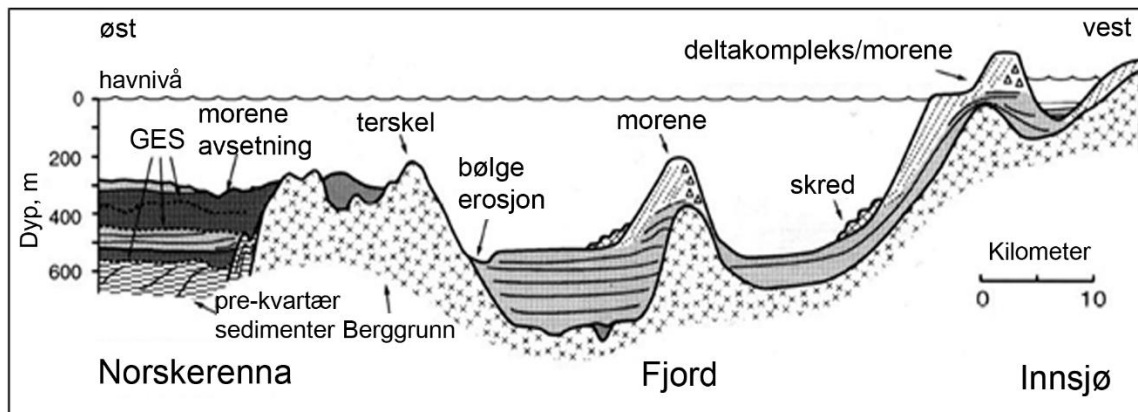
På grunn av lav tetthetsforskjell mellom is og vann kan breer, i motsetning til elver, erodere under erosjonsbasis (Nesje, 2012). Erosjonen påvirkes av strukturer som strøk, sprekker og fall i fjellet (Nesje, 2012). Tykke og hurtigstrømmede breer gir høy glisial erosjon og fører til overfordypning av dalene. Når breene senere smelter bort vil havet trenge inn i dalen (Nesje, 2012).

Fjordenes utvikling har skjedd gjennom flere faser. Første fase er at landet er eroderes ned til en flate ved havnivå som følge av forvitring og erosjon i mesozoikum, omtalt som den paleiske overflaten. I den andre fasen, gjennom Neogen og Paleogen, fører landheving til at erosjonsbasis senkes, elvene eroderer ned i landskapet og danner elvedaler (fig. 2.5) (Nesje & Williams, 1994). Elveløpene la seg etter gamle svakhetssoner og forkastninger i berggrunnen (Vorren & Mangerud, 2013). I tredje fase i plio-pleistocen ligger breer og eroderer i de gamle elvedalene (Nesje & Williams, 1994). Erosjonen forsetter under interglasialer og interstadialer ved at skredprosesser dominerer i dalene. Under de større istidene senere i kvartær fortsatte

isdekket å forme og overfordype dalene (Fig. 2.5). Skredmassene ble fjernet bort fra dalene ved at isdekket eller isstrømmer transporterte materialet bort og avsatte det på kontinentalsokkelen (Aarseth, 1997). I dag forsetter skredprosesser og akkumulering av sedimenter med å forme fjord og dalsidene (Vorren & Mangerud, 2013).

2.3.2 Sedimentologiske prosesser og avsetninger

De norske fjordene representerer høyoppløselig avsetningsarkiv innenfor sedimentære prosesser og miljø. I sedimentbassengene lagres sedimenter fra glasiاله hendelser, der fjordbassengene fungerer som effektive sedimentfeller der det blir avsatt tykke sedimentsekvenser (Fig.2.6) (Sejrup et al., 1996; Aarseth, 1997; Lyså et al., 2010; Hjelstuen et al., 2013). Under glasieringer vil breene erodere bort eldre sedimenter fra fjordbassengene og største andelen av avsetningene i norske fjorder er fra sen weichsel-holocen. Unntaket er smale fjorder orientert vinkelrett på isbevegelsen hvor erosjonen på grunn av glacial divergens har vært redusert og eldre sedimenter som utgjør 10% av sedimentvolumet i norske fjorder vil kunne være bevart (Aarseth, 1997).



Figur 2.6 Skjematisk fremstilling av de ulike typer sediment som forekommer i fjordsystemet (modifisert fra Sejrup et al., 1996).

I flere fjordsystem er ofte den nederste stratigrafiske enheten bunnmorene, avsatt under siste glasiاله maksimum, og utgjør ofte et par meter i tykkelse (Hjelstuen et al., 2013). Under deglasiasjoner domineres miljøet av smeltevanns plumitter og glasimarine sedimenter avsettes hurtig (Sejrup et al., 1996; Leknes et al., 2005). Gjennom bølling-allerød (14.8-12.8 kal BP) trakk det fennoskandinaviske isdekket seg tilbake fra kysten og tykke sekvenser av glasimarine sedimenter ble avsatt (Tabell 2.1; Fig. 2.7) (Mangerud et al., 2004; Hjelstuen et al., 2013).

Avsetning av finkornede sedimenter økte hurtig i slutten av bølling som en konsekvens av økt mengde smeltevann. I Nordfjord er tykke fin laminerte lagpakker avsatt i forbindelse med deglasiasjonen i bølling-allerød der sedimentasjonsraten har vært opp mot 20 cm per år (Aarseth, 1997; Hjelstuen et al., 2009).

Under yngre dryas (12.8-11.7 ka) hadde det fennoskandiske isdekket et siste fremrykk der det ble avsatt randmorener i flere av fjordene, der fjorddypet avgjør formen og dannelsen av moreneryggen (Aarseth, 1997; Hjelstuen et al., 2013). I fjorder som for eksempel Hardangerfjorden er terskelen i munningen av fjorden en endemorene av yngre dryas alder (Aarseth et al., 1997; Mangerud et al., 2013). Under yngre dryas perioden avsettes glasimarinesedimenter på distalt for ismarginen og etter hvert som isen trekker seg tilbake fra moreneryggen vil glasimarinesedimenter avsettes på proksimalsiden av ryggen (Fig. 2.7) (Hjelstuen et al., 2013).

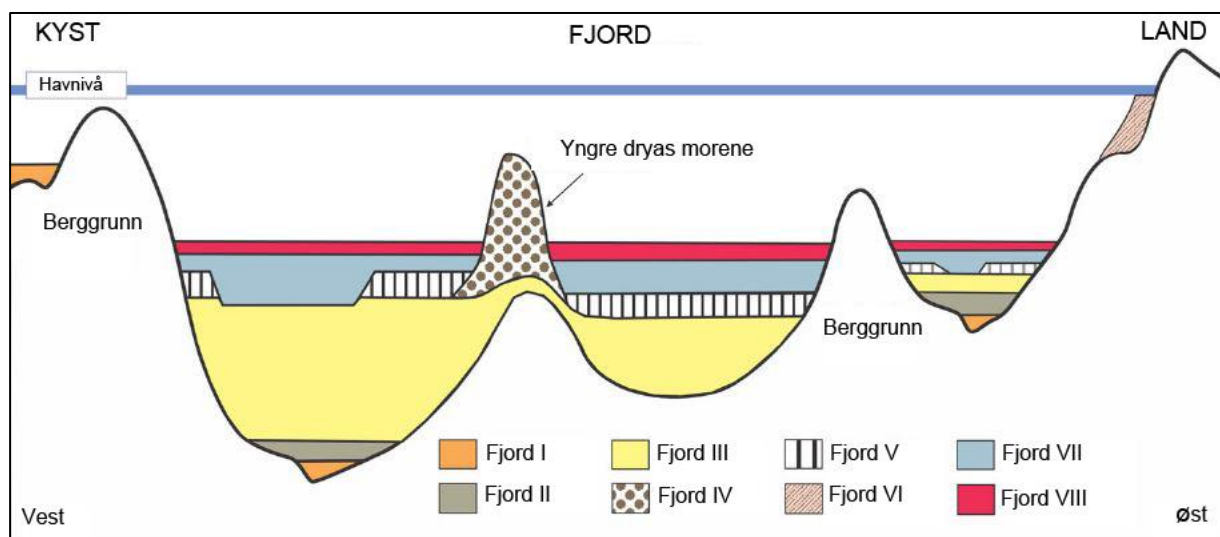
Når isen trekker seg tilbake vil den kunne stoppe opp, ligge i ro over en periode og danne isranddeltaer. Deretter hvis havnivået senere senkes vil isen kunne rykke frem over deltaet. Diamikton vil dermed avsettes over skrålagene (Aarseth et al., 1997). Grovkornede sedimenter av yngre dryas alder utgjør kun 10% av sedimentvolumet i fjorder. Aarseth et al., (1997) konkluderer med at de stammer fra skuring og glasimarineavsetninger avsatt under Allerød og deretter ble resedimentert under yngre dryas (Fig. 2.7; Tabell. 2.1).

I holocen har de viktigste sedimentære prosessene i norske fjordsystemer vært hemipelagisk sedimentering, fluvialavsetninger og skredpakker (Fig. 2.7). Grunnet glasi-isostasi starter landet å heve seg straks etter at isen har smeltet bort. Landhevingen fører til at skråninger langs fjordene får økt gradient og løsmasser avsatt i skråninger blir ustabile (Fig. 2.7). Gravitasjonsprosesser var spesielt aktive rett etter deglasiasjonen i starten av holocen hvor forekomsten av jordskjelv var høy (Bøe et al., 2004). Andre triggermekanismer for massebevegelser er tsunamier og i flere fjorder i Vest-Norge er det identifisert skredavsetninger i forbindelse med Storeggatsunamien ved 8150 kal BP (Bøe et al., 2004; Hjelstuen et al., 2013). På grunn av lavere sedimentasjonsrater og seismisk aktivitet avtar forekomsten av massebevegelser i de midtre delene av holocen (Bøe et al., 2004; Bellwald et al., 2016). I sen holocen øker forekomsten av massebevegelser igjen der hovedutløsningsmeknismen regnes for å være klimarelaterte endringer (Bøe et al., 2004).

Aarseth (1997) laget en modell for inndeling av sediment stratigrafien i fjordene langs Vest-Norge, hvor Hjelstuen et al. (2013) videreutviklet denne modellen. Før ble stratigrafien delt inn i fem enheter, men ved å ta i bruk moderne data med høy oppløsning kunne stratigrafien deles inn i åtte enheter (Fjord I-VIII) (Tabell 2.1) (fig 2.7).

Tabell 2.1 Sammenligning av Aarseth (1997) og Hjelstuen et al. (2013) inndeling av stratigrafien i fjorder i Vest-Norge.

Aarseth (1997):	Hjelstuen (2013):	Periode:	Avsetning
Fjord I	Fjord I	Før sen-weichsel	
Fjord II	Fjord II	LGM	Morene
Fjord III	Fjord III	Bølling/allerød	Glasimarin
Fjord IV	Fjord IV	Yngre dryas	Morenerygg
Fjord IV	Fjord V	Yngre dryas	Glasimarin
(Fjord IV)	Fjord VI	Yngre dryas	Isranddelta
Fjord V	Fjord VII	Tidlig holocen	Skred
Fjord V	Fjord VIII	Sen holocen	Hemipelagisk/skred



Figur 2.7: Skjematisk fremstilling av de ulike stratigrafiske enhetene en kan forvente å finne i et fjordsystem (Modifisert etter Hjelstuen et al., 2013).

2.4 Glasiasjoner og deglasiasjoner i Skandinavia gjennom kvartær

Kvartær omhandler perioden fra 2.6 millioner år siden frem til i dag og deles videre inn i epokene pleistocen og holocen. Epoken pleistocen (2.6 ma- 11.7 ka) karakteriseres av hyppig klimatiske svingninger og fremvekst av isdekker i områder ved høyere breddegrader (Sigmond et al., 2013). Holocen er lagrekken avsatt etter sist istid, og brukes om perioden fra 11.7 ka frem til i dag.

Istidene før Weichsel

I perioden 2,6 ma frem til 0,9 ma er glasiasjonene styrt av hyppige glasial-interglasialsykluser på 41 000 års. Det resulterte i svært korte istider der innlandsisen ikke gikk lenger ut enn til kysten. Ved 0.9 ma endres de glasial-interglasialsyklusene til å dominers av 100 000 års sykluser (feks. Mangerud et al., 2011). Denne overgangen omtales ofte som «Mid-Pleictosen transition» (MPT), der de lange syklusene førte til lengre glasiasjoner og isdekkene kunne bygge seg større. Etter MTP har det vært flere store glasiasjoner som elster, saale og weichsel hvor isdekket har gått ut til kontinentalsokkelen i vest, helt ned til Tyskland i sør og dekket hele Finland og Sverige (Vorren og Mangerud, 2013; Mangerud et al., 2016). Etter MTP er klimaet i mellomistidene varmere og med lokale breer i fjellområder (Vorren og Mangerud, 2013)

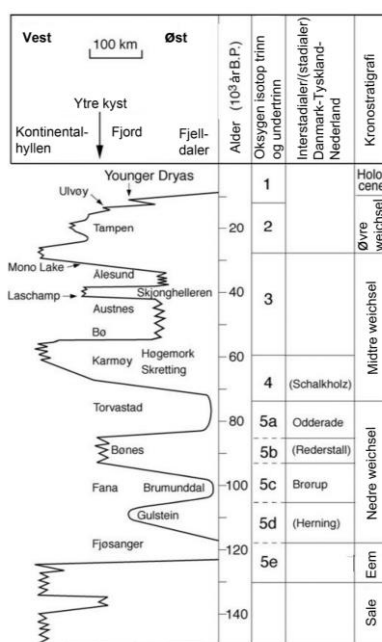
Under glasiasjonene vil isdekket ha områder der isen strømmer raskere, den største av disse var Norskerenna isstrømmen (Ottesen et al., 2016). Isstrømmen eroderte ut Norskerenna og strømmet fra Oslo, rundt Sør-Norge, deretter parallelt med vestkysten av Norge og sedimenter erodert fra land i munningen av Norskerenna. Store deler av den sørlige delen av det Skandinaviske isdekket ble drenert av isstrømmen (Mangerud, 2004).

Eldste spor etter glasiasjon i Norskerenna er vært Fedje morenen, funnet i trollkjernen, datert til 1.1 ma og korreleres med Fedje glasiasjonen. Glasiasjonen var en regional hendelse med lignende utbredelse som Weichsel maksimum (LGM) (Sejrup et al., 1995). Senere funn av glasiiale erosjons horisonter under Fedje morenen indikerer eldre glasiasjoner i området, hvor den eldste horisonten er 2.7 ma og korresponderer med bunnen av NAUST formasjonen (Olsen et al., 2013).

Isdekket under tidlig-midt Weichsel

Etter siste interglasial eem (120 ka) starter siste istid weichsel (Fig. 2.8). Under første delen er isdekket begrenset til kystområdene (Herning stadial), mens i periodene Brørup og Odderade regnes Skandinavia for å ha vært nesten isfritt (Mangerud, 2004). Isdekket går mot kysten under flere kuldeperioder. Under Rederstall stadial passerte isfronten kysten nær Fjøsanger og inn i MIS 4 gikk isfronten over et større område langs kysten (fig. 2.8) (Mangerud, 2004).

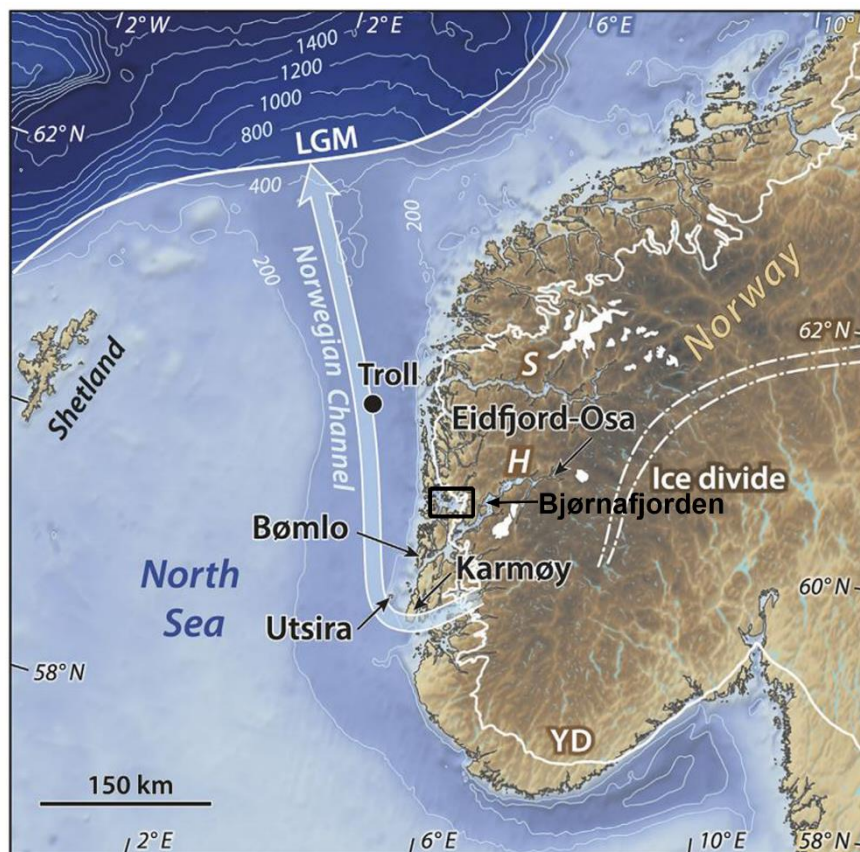
Ålesund interstadial (34-28 ka BP) karakteriseres som en varmere periode i Weichsel og knyttes opp mot MIS3, der sentrale områder i Nordsjøen og kysten er isfri (fig. 2.8) (Sejrup et al., 2005; Mangerud et al., 2011). Hulene Skjonghelleren, Hammsundhelleren og Olahola langs kysten nær Ålesund er viktige indikatorer for når kysten var isfri (Mangerud et al., 2011). Disse hulene er dannet av bølger under isfrie perioder (Mangerud et al., 2010). Prinsippet er at under istider vil isen blokkere huleinngangen og de vil være fylt med vann og fin laminerte sedimenter vil bli avsatt i hulene (Mangerud et al., 2010). Når isen trekker seg bort fra kysten vil det ikke være vann i hulen og frostsprengte blokker avsettes. I Skjonghelleren er Laschamp paleomagnetiske ekskursjon identifisert i de laminerte lagene under blokklaget, dermed kan laget kobles opp mot Ålesund interstadial og kysten ble isfri etter 41 ka BP (Mangerud et al., 2010). Over blokklaget er enda en sekvens med laminerte finere sedimenter, hvor mono lake paleomagnetisk ekskursjon er identifisert. Dette indikerer at isen rykket frem over kontinental hyllen ganske fort etter interstadialen (Mangerud et al., 2010).



Figur 2.8 Isfluktasjonskurve som viser isens utbredelse gjennom ulike perioder igjennom weichsel (modifisert etter Sejrup et al., 1996).

Sist glasiøle maksimum

Etterfulgt av Ålesund interstadial startet isdekket på nytt å vokse. I perioden mellom 19 C¹⁴ og 15 C¹⁴ ka BP dekket isen hele den norske kontinentalmarginen i sør og nord, der den gikk helt ut til eggakanten (fig 2.9) (Sejrup et al., 2005). Denne perioden omtales som sist glasiøle maksimum (LGM). Tidspunktet for LGM er ikke formelt definert, men en regner med at maks utbredelse fant sted mellom 20-23 ka (feks. Mangerud et al., 2011). Unntaket var sentrale deler av Nordsjøen der radiokarbon dateringer indikerer at denne delen av Nordsjøen har holdt seg isfri siden 22 ¹⁴C ka BP (Sejrup et al., 2005). På Nordsjø-platået vest for Norskerenna rykket isen frem mellom 21-18 ka. Tampen morenen definerer grensen for dette fremrykket (Sejrup et al, 2009). Når havdypet er dypere enn 500-600 meter vil isdekket utsettes for kalving, derfor var isutbredelsen begrenset til eggakanten (Fig. 2.9) (Vorren og Mangerud, 2013).



Figur 2.9 Kart som viser hvor ismarginen var under LGM, ved munningen av Norskerenna. Studieområdet er markert med rødt på kartet (Modifisert etter Svendsen et al., 2015).

Deglasiasjonen av Vest-Norge i sen Weichsel

Deglasiasjonen av Norge kan etter Mangerud et al. (2011) deles inn i tre deler:

1. Isdekket trekker seg tilbake fra maks posisjon.
2. Yngre dryas fremrykket
3. Isdekket smelter permanent bort i holocen.

Radiokarbondateringer fra marine sedimentkjerner indikerer at mellom 20-19 ka begynte isen å trekke seg tilbake fra munningen av Norskerenna (Mangerud et al., 2011). Grensen til en morene lagpakke avsatt mellom to glasimarine lagpakker definerer siste deglasiasjon av Norskerenna og er datert til 18.5 ka basert på AMS dateringer fra sedimentkjerner tatt fra trollfeltet (Sejrup et al., 2009). Etter at isdekket hadde trukket seg tilbake fra LGM posisjon ved Nordsjøviften og Norskerenna var isfri, lå isdekket og kalvet utenfor kysten hvor den lå i 4000 år (fig. 2.10) (Mangerud et al., 2011).

Dateringer gjort av fossilførende lag i stratigrafien på Blomvåg vest for Herdla i Hordaland viser at deglasiasjonen av kysten startet rundt 14.6 ka i starten av bølling interstadial (Mangerud et al. 2017). Stratigrafien på Blomvåg har lenge vært diskutert. Den består av: glasimarine sedimenter avsatt under deglasiasjonen i bølling, Ulvøy diamikton og strandsedimenter. Ulvøy diamikton har tidligere vært tolket til å være bunnmorene avsatt under et eldre dryas fremrykk (Mangerud et al., 2013). Denne tolkningen indikerer at kysten ikke ble permanent isfri under før allerød. Mangerud (2017) konkluderte derimot at diamiktonet ikke var bunnmorene men avsetninger fra sjøis under yngre dryas kulde perioden. Områder fra Bjørnafjorden til Fensfjorden, distalt for yngre dryas morenen, ble derfor permanent isfri under bølling (fig. 2.10) (Mangerud et al., 2017).

Under allerød (13.8 kal ka BP) trakk isen seg ytterligere tilbake og mange av fjordene i Vest-Norge ble isfrie. Hardangerfjorden var for eksempel isfri under store deler av perioden etter at ismarginen trakk seg 40 kilometer opp fjorden i begynnelsen av allerød (Mangerud et al., 2016).

Rundt 12.8 ka starter yngre dryas som er en kulde periode der isdekket har et siste fremrykk før det smelter bort. Når fremrykket startet varierer, men rundt Bergens området er det mye som tyder på at dette startet i sen-allerød. Makrofossiler fra Blomvåg viser at klimaet i allerød var fuktigere og høy nedbørsmengde i kombinasjon med synkende temperatur vil føre til at isdekker vokser (Mangerud et al., 2011). Det er i hovedsak topografien rundt området i Bergen, bestående av store fjellplatåer, som kan forklare hvorfor fremrykket startet før yngre dryas. Disse danner store akkumulasjonsområder når likevekstlinjen senkes (Mangerud et al., 2016). Sammenlignet med botner i nærliggende områder som ikke fikk tilført masse fra fjellplatåer, ble det ikke dannet breer før i Yngre dryas (Mangerud et al., 2016).



Figur 2.10 Kart over Vest-Norge som viser den tolkede lokasjonen for ismarginen under tilbakesmeltingen fra LGM posisjon. Studieområdet er markert med sort på kartet (Modifisert etter Mangerud et al., 2017).

Under yngre dryas fremrykket avsettes endemorener flere steder langs vestkysten av Norge, kjent som Herdla-Halsnøymorenen. Ryggen kan kartlegges flere steder og representerer ismarginens maksimale utbredelse under yngre dryas. Tidspunktet for når isdekket nådde maksimal utbredelse varierer, og skjedde flere steder i tidlig eller midtre YD, der området rundt Bergen er unntaket (Andersen et al., 1995). For eksempel i Nordfjord var maksimal utbredelse rundt 12.3 ka og på Østlandet ble Ra morenen avsatt rundt 12 ka (Mangerud et al., 2016). I området rundt Bergen derimot, viser dateringer av Veddeasken at isen var på sitt største ved Herdla mot slutten av perioden, rundt 11.6 ka kal BP (Mangerud et al., 2016).

I området rundt Bergen hadde isdekket et fremrykk på minst 30 kilometer (Larsen et al., 1998), mens i Ålesund var perioden preget av fremvekst i botnbreene. Det er topografiske forskjeller og nedbør som er bakgrunnen for ulike reaksjoner i isdekket (Mangerud, 1980). Ålesund har et alpint landskap, i motsetning til Bergen som har høye fjellplatå nær kysten, vil Hardangervidda være akkumulasjonsområde for isdekket når likevekstlinjen senkes (Larsen et al., 1998).

Overgangen fra pleistocen til holocen, rundt 11,6 ka, smelter isdekket bort på en periode mellom 1000-1500 år (Mangerud et al., 2011). Den hurtige tilbakesmeltingen er forårsaket av kominasjonen kalving og økende temperaturer. For eksempel i Hardangerfjorden danner yngre dryas endemorene en terskel i fjordmunningen og vil beskytte isen mot kalving. Etter hvert som isen trekker seg tilbake på grunn av økt temperatur vil havvannet trenge inn og kalve på isfronten (Mangerud et al., 2013).

Klima i sen Weichsel

I overgangen fra eldste dryas til bølling viser proxy data på nordlige halvkule en oppvarming rundt 14.7 ka, på samme tidspunkt som isen begynner å trekke seg tilbake fra kysten av Norge. Bølling er en klimastratigrafisk enhet hvor temperaturene stiger i de nordlige delene av Europa (Mangerud et al., 2017; Lowe & Walker, 2015). Funn av molluskene *Mytilus*, *Littorina* og *Modulus* i Blomvåg beds, avsatt under bølling, indikerer at varmt vann fra Atlanterhavsstrømmen kom innover kysten av Norge (Mangerud et al., 2017). Artene finnes i dag langs hele kysten av Norge, noe som indikerer at temperaturen til vannet under bølling/allerød var tilsvarende dagens vannmasser langs Norge (Mangerud et al., 2017). I tillegg indikerer funn av beinrester at de terrestriske temperaturene ligner på sommertemperaturen i Nord-Norge i dag der gjennomsnittstemperaturen i juli er 9-10°C (Mangerud et al., 2017).

Etterfulgt av bølling kommer de klimastratigrafiske enhetene eldre dryas stadial og deretter allerød interstadial. Fra bølling til allerød synker temperaturene gradvis og før Yngre dryas stadial er den kjøligere «Inter-Allerød Cold Phase» (Lowe & Walker, 2015).

Yngre dryas er karakterisert som en kjølig periode hvor isen hadde sitt siste store fremrykk før den smeltet helt bort, perioden startet og sluttet brått (Ebbesen & Hald, 2004). En av teoriene for den plutselige nedkjølingen er at en tapping av Lake Agassiz tilførte store mengder ferskvann ut i Atlanteren og dannet et ferskvannsløkk, dermed ble den globale havsirkulasjonen svekket (Rønning, 2010).

2.5 Havnivåendringer

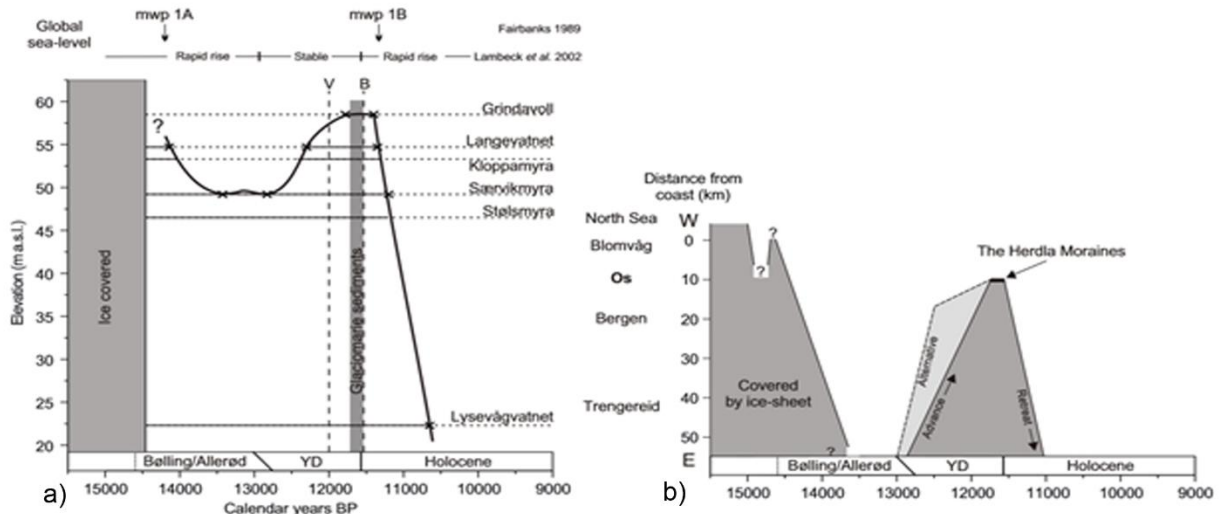
Under glasiale perioder varierer det relative havnivået som påvirkes av glasisostasi og geoidforandringer i tillegg til eustatisk forandring (Lohne et al., 2007). Havnivåkurver er en rekonstruksjon av det relative havnivået, basert på dateringer av grenser mellom marine og lakustrine sedimenter i isolasjonsbasseng. Havnivåkurven fra Os, utviklet av Lohne et al. (2004), vil bli benyttet i denne studien (Fig. 2.11a).

I første del av deglasiasjonen i bølling reduseres ismassen og som følge av dette senkes det relative havnivået (Lohne et al., 2007). Havnivåkurven viser at regresjonen var på 5 meter i perioden bølling-allerød. Det relative havnivået holder seg stabilt gjennom perioden, i forhold til det globale havnivået som øker (Fig. 2.11a) (Fairbanks, 1989; Lohne et al., 2014).

Grunnet en voksende ismasse steg havnivået under yngre dryas, kjent som Yngre dryas transgresjonen (Lohne et al., 2007). Starten for transgresjonen er datert til 13 080 kal ka BP, samtidig som en kjøligere fase finner sted i Allerød. (Lohne et al., 2007; Lowe & Walker 2015). Transgresjonen nådde sitt høyeste nivå på rundt 10 meter i slutten av Yngre dryas, samtid som isdekket var på sitt største (Fig. 2.11) (Lohne et al., 2004; Lohne et al., 2012). Bakgrunnen for transgresjonen var en endring i geoiden på grunn av et voksende isdekke. Det er derfor diskutert at yngre dryas fremrykket startet allerede rett før yngre dryas, hvor terskelen for at isdekket kunne vokse ved gradvis nedkjøling ble nådd før 13 100 kal ka BP (Lohne et al., 2007).

Etterfulgt av yngre dryas perioden inn i holocen smelter isdekket bort og det globale havnivået stiger hurtig (Fairbanks, 1989; Lohne et al., 2004). I følge havnivåkurven synker det lokale relative havnivået på bakgrunn av endring i geoiden der ismassen reduseres og tilslutt forsvinner. Den isostatiske landhevingen er hurtigst i starten av holocen og som en konsekvens av dette synker havnivået. I midten av perioden mellom 7000-6000 kal BP, stiger havnivået igjen, kjent som tapestransgresjonen. Denne transgresjonen er forårsaket av at landhevingen

avtar samtidig som det eustatiske havnivået øker (Lohne et al., 2007). Transgresjonen er størst ved områdene nærmest kysten der landhevingen var minst og på Sotra utgjorde denne økningen 8 meter (Lohne et al., 2007). Etterfulgt av transgresjonen forsetter havnivået å avta frem til dagens nivå.



Figur 2.11 a) Rekonstruert havnivåkurve utviklet for Os. Kurven viser at havnivået øker inn mot yngre dryas kuldeperioden og deretter faller ved inngangen til holocen. **b)** Rekonstruksjon av isens fluktasjoner gjennom siste del av deglasiasjonen (modifisert etter Lohne et al., 2004).

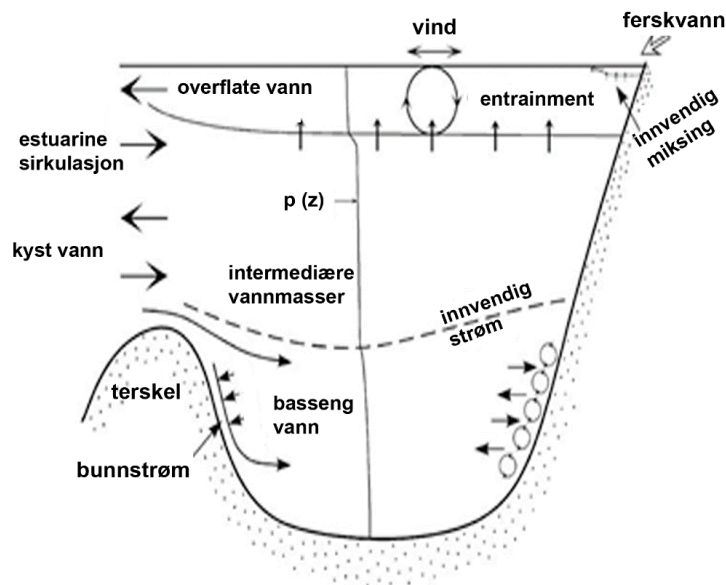
2.6 Hydrografi

Vannet i fjorder karakteriseres av sterk stratifisering, der vannmassene deles inn i tre deler: overflatelaget, intermediære vannmassene og bunnvannet (Fig. 2.12; Fig. 2.13). Overflatevannet er opptil 5 meter tykt og har lav salinitet på grunn av tilførsel av ferskvann fra elver samtidig som sjøvann kommer inn fra havet (Havforskningsinstituttet, 2014a). Tilførselen av ferskvann til fjorden er sesongavhengig og påvirkes av vannføringen i elver, for eksempel vil elvene på vestkysten av Norge ha høyest vannføring på høsten forårsaket av store nedbørmengder (Havforskningsinstituttet, 2014a). Vanlig sirkulasjonsmønster i overflatelaget er «Estuarin sirkulasjon» hvor saltere sjøvann kommer inn fra kysten inn under brakkvannet. På grunn av blandingen mellom brakkvannet og underliggende sjøvann øker saliniteten utover i fjorden (Fig. 2.12) (Aure & Danielsen, 2011).

Under overflatelaget ligger de intermediære vannmassene. Utskiftningen av vannmassene i laget forårsakes av at strømmer fra kysten kommer inn over terskelen, der fjordtopografiske faktorer som dyp på fjordterskel og munningsareal påvirker vannutskiftningen (Fig. 2.12) (Aure

& Danielsen, 2011). Endringen i kyststratifiseringen utenfor terskelen påvirker stratifiseringen i det intermediære laget (Stigebrandt, 2012). Strømmene i dette laget er dannet av tetthetsforskjeller mellom vannet i fjorden og på kysten (Havforskningsinstituttet, 2014a).

De dypeste delene av vannsøylen i et fjordbasseng er bunnvannet (fig 2.17). Vannet ligger nedenfor terskelen, der dypet medfører liten utskifting av bunnvannet og forårsaker anoksisk miljø ved at oksygenet blir brukt opp av organismer (Pinet, 2013).

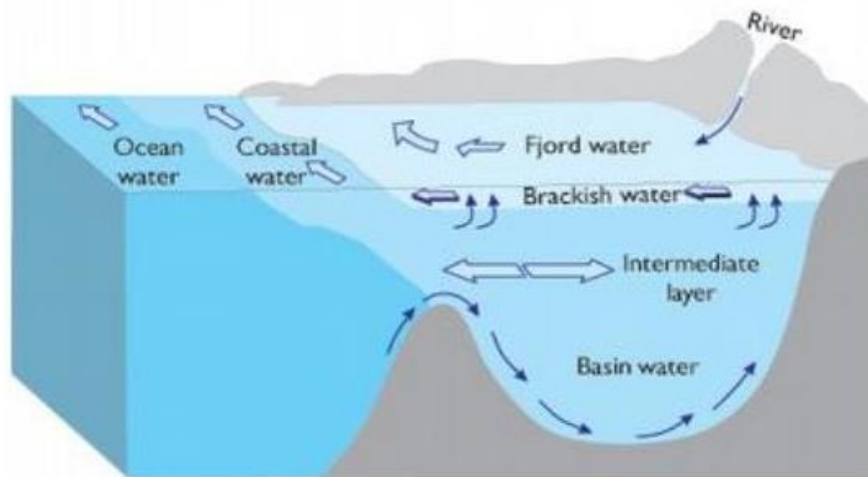


Figur 2.12 Konseptskisse av vannsirkulasjonen og miksing av vannmassene i et fjordbasseng (Stigebrandt, 2012)

Coriolis effekten fører til at strømmen i fjorden vil dreie mot høyre. Effekten er størst i 2-3 km brede fjorder og i smale fjorder vil denne effekten ikke ha like mye å si. Sirkulasjonen i smale fjorder vil derfor være lik, i motsetning til brede fjorder hvor strømmene blir sterkere innover mot land. De sterkeste strømmene vil være i de øverste delene i fjordbassengene. Ytre faktorer som vind, tilførselen av ferskvann fra elver, tidevann og kystvann som kommer inn i bassenget, danner strømmen. Disse faktorene i kombinasjon med topografi påvirker de øverste 10-20 meterne i vannsøylen. Topografi avgjør hvilke ytre faktorer som har størst påvirkningskraft for strømdannelse, for eksempel vil de trangere delene av fjorden ved munningen ha sterke tidevannsstrømmer (Havforskningsinstituttet, 2014a).

Vind har sterkest påvirkning i fjorder med sterk stratifisering og sterke strømmen kan dannes i de åpne delene av fjorden. Effekten av vindpåvirkning er sterkest øverst, deretter avtar den nedover i vannsøylen. Vindhastigheten avgjør styrken på strømmen ved at 3-8% av vindstyrken

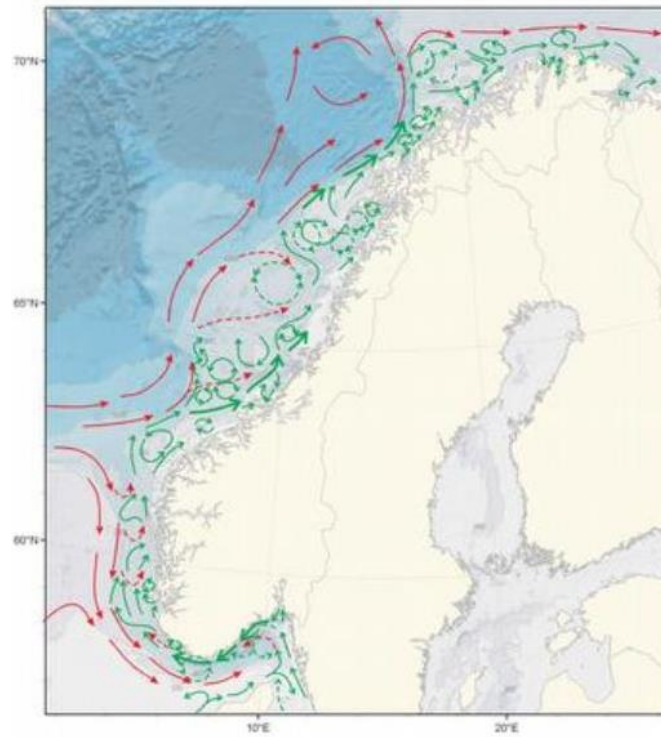
brukes til å danne strømmer. Strømmene vil kunne ha en hastighet på opptil 30 cm/s (Havforskningsinstituttet, 2014a).



Figur 2.13 Illustrasjon av distribuering av forskjellige vannmasser i og utenfor en fjord (Havforskningsinstituttet, 2014a)

Vannet fra de norske elvene som drenerer ut mot kysten samles i Den norske kyststrømmen. Strømmen begynner ved Langesund og går videre langs kysten av Norge (fig 2.14) (Thorsnæs, 2015). Kyststrømmen kjennetegnes ved lav salinitet og lave temperaturer, hvor saliniteten øker ved økt tilførsel av atlantisk sjøvann (Grabbe et al., 2009; Thorsnæs, 2015). Det lave saltinnholdet er forårsaket av at vann med lav salinitet fra Østersjøen utgjør 50% av vanntilførselen, og fra norske elver med 40%. Strømmen styres av tetthetsforskjeller mellom baltisk brakkvann og dypvann med høyt saltinnhold (Grabbe et al., 2009).

Den norske kyststrømmen deles i to ved 63° N, der den ene delen går sammen med den varme Nord-Atlantiske strømmen, mens den andre forsetter å strømme nordover langs kysten hvor den får tilført saltet havvann fra Atlanterhavsstrømmen (Fig. 2.14) (Grabbe et al., 2009). Kystvanntilførselen kontrolleres av sørvestlige vinder over Skagerrak, noe som fører til at strømmen ikke er kontinuerlig og vannmasser holdes tilbake. Kraften til strømmen øker når vindretningen snus mot øst. Hastigheten på strømmen kan komme opp i 100 cm/s, men vanligvis vil den ha en fart på 20-50 cm/s (Havforskningsinstituttet, 2015). Andre strømmer langs kysten av Norge er den Norske Atlanterhavsstrømmen, som er en gren av Golfstrømmen. Strømmen knyttes ofte opp mot transport av varme vannmasser til høyere breddegrader og er bakgrunnen for et mildere klima i Norge. Havstrømmen er en overflatestrøm som beveger seg langs den norske kontinentalskråningen, med en salinitet på 35,4‰ og en temperatur på 8°C (Weber, 2015)



Figur 2.14 Kart over strømmene langs kysten av Norge, hvor de røde pilene representerer Den norske atlantehavsstrømmen og de grønne representerer Den norske kyststrømmen (Havforskningsinstituttet, 2015).

3. Utstyr og Metoder

Metoder som er brukt for å danne datagrunnlaget i denne undersøkelsen vil bli presentert i dette kapitlet. Dataene i denne undersøkelsen ble samlet inn under undervisningstoktene tokt No. GS10-162, tokt No GS16-200 og tokt No. GS17-206 i regi av Universitet i Bergen. Borekjerner ble samlet inn på tokt den 18-22 mai 2016, i regi av Statens vegvesen.

3.1 Innsamling av akustisk data og kjernemateriale

Dette delkapitlet vil ta for seg metodene brukt ved innsamlingen av dataene.

3.1.1 Forskningsfartøyet

For å samle inn akustiske og kjernedata på forskningstoktene i regi av Universitetet i Bergen forskningsfartøyet «G.O. Sars» brukt (Fig. 3.1).

Forskningsfartøyet er oppkalt etter havforskeren Georg Ossian Sars og heter «G.O. Sars». Fartøyet tilhører Havforskningsinstituttet og Universitetet i Bergen, og er det tredje fartøyet med samme navn som Havforskningsinstituttet har hatt. Fartøyet er 77 meter langt, 16 meter bredt og kan nå en toppfart på 17.5 knop (Haflidason et al., 2017). Motorene er lydbegrensende og det gjør at skipet sender ut svært lite støy, i forhold til andre forskningsfartøy er støyen redusert med 99% under vann (Havforskningsinstituttet, 2014b; Haflidason et al., 2017).

Skipet brukes i forbindelse med forskningstokt innenfor blant annet undersøkelser av akustikk, miljø, fiskebestander og geologi. «G.O. Sars» er godt egnet til disse formålene ved at den er utstyrt med ulike typer utstyr. Bunntopografien kan kartlegges med ekkolodd, hvor 150 meter av bunnsedimentene kan undersøkes. Skipet er også utstyrt for kjerneprøvetaking av bunnsedimenter med muligheter for å ta 25 meter lange prøver. For å senke ned instrumenter har fartøyet flere vinsjer og har en kabel på 6000 meter. Den ene av vinsjene er utstyrt med en fiberoptisk kabel. Det gjør det mulig å overføre datamengder fra instrumentene som senkes ned i dypet og tilbake til skipet (Havforskningsinstituttet, 2014b).

Det akustiske utstyret ombord på G.O. Sars består av et ekkolodd (EK60) som opererer med seks ulike sekvenser: 18, 38, 70, 120, 200 og 400 kHz, og med to multistråleekkolodd av modellen EM302 og EM1002, der transistorene er på 30 kHz og 95 kHz. I tillegg er skipet utstyrt med et Simrad HIPAP akustisk posisjoneringssystem, to R.D.I. ADCP acoustic doppler strømprofiler og Kongsberg TOPAS PS18 sonar. Multistråleekkoloddet og TOPAS sonaret er montert i skroget og de andre akustiske transistorene er montert i senkekjølene. Fartøyet kan samle inn data i vindhastighet opptil 9 Beaufort (Haflidason et al., 2017).

Til innsamling av borehullskjerner ble geotekniske drilling fartøyet M.V. Bucentaur brukt. Fartøyet ble bygget i 1983, har en lengde på 78,1 m og eies av Fugro. Fartøyet brukes i forbindelse med geotekniske boreoperasjoner og kan operere på havdyp opptil 2000 meter (NGI, 2016a). Fartøyet er utstyrt med Simrad HiPAP USBL system og et Simrad EA400 echo sounder system (NGI, 2016a).



Figur 3.1.1 Foto av forskningsfartøyet «G.O. Sars» (Havforskningsinstituttet, 2014b).

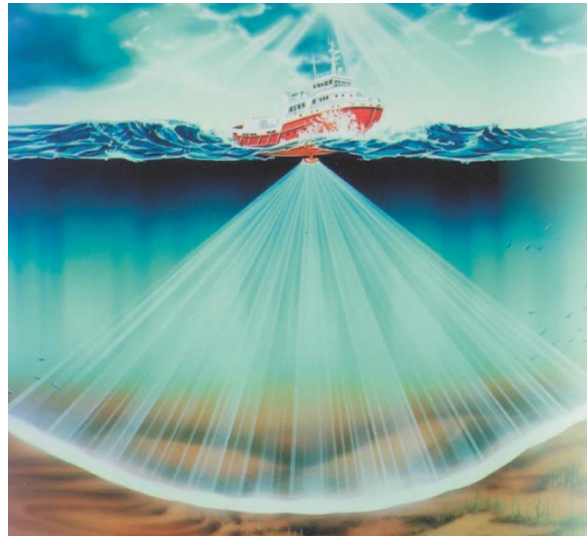
3.1.2 Lydhastighetskilde (CTD)

For å undersøke temperaturen, dybde og salinitet i vannsøylen ble 911plus CTD systemet brukt til konvertering av lydimpulsen. Systemet består av en undervannsenhet SBE 9plus. Denne har sensorer som registrerer konduktivitet, temperatur, trykk og oksygen (Haflidason et al., 2017). For å konvertere rådataene brukes dekkenheten SBE 11plus. Denne konverterer rådataene fra SBE 9plus om til temperatur, dyp og salinitet som plottes inn i et hastighetsprofil (Haflidason et al., 2017).

Selve instrumentet som senkes ned i havet omtales som en CTD-karusell. På denne vil undervannsenheten SBE 9plus være festet. Karusellen vil være utstyrt med sonde hvor det er montert en signalkabel (Haflidason et al., 2017). Denne sender data av geofysiske egenskaper av vannsøylen fra sonden og opp til skipet etter hvert som CTD-karusellen senkes ned i vanddyppet. De geofysiske egenskapene er et mål på temperatur og konduktivitet i forhold til dypet. På bakgrunn av disse faktorene kan en beregne salinitet og tetthet. CTD-karusellen kan tilpasses ut fra hva man ønsker å undersøke. For eksempel kan en koble på ekstra prøvetakere for å samle inn vannprøver fra ulike deler av vannsøylen (Haflidason et al., 2017).

3.1.3 Simrad multistråleekkolodd

Batymetrien ble kartlagt med multistråleekkolodd av typen Kongsberg Simrad EM302 og EM1002 (Haflidason et al., 2017). Innsamlingen skjer ved at lydbølger sendes ut fra en kilde ned til havbunnen hvor bølgene reflekteres tilbake til en mottaker. Lydbølgene sendes ut i en vifteform (Fig. 3.2). Dette gjør at bølgene treffer et større areal i motsetning til hvis de hadde blitt sendt ut i en rett linje. Basert på det akustiske signalet vil dette danne en grafisk fremstilling av havbunnen (Kongsberg maritime, u.å.b).



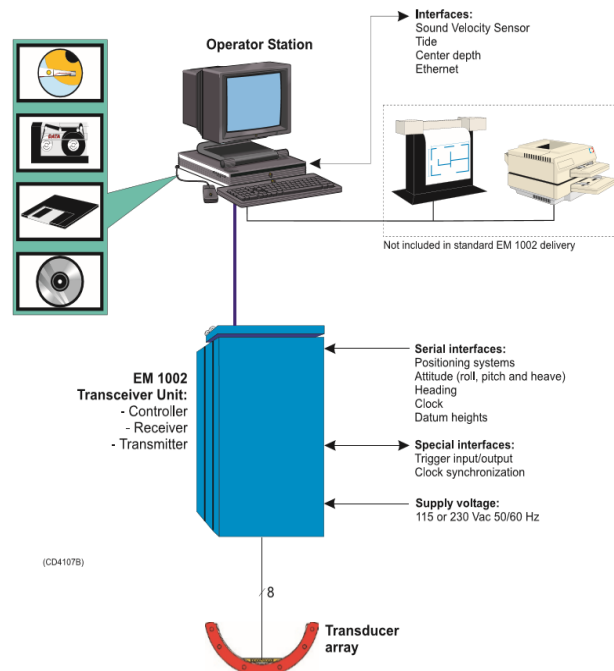
Figur 3.2 Grafisk fremstilling av hvordan strålene sprer seg utover fra en kilde under forskningsfartøyet (Kongsbergmaritime, u.å.b).

Multiekkoloddene består av ulike enheter (Haflidason et al.,2017):

- Sender: enheten brukes til å sende og motta akustiske signal. Den er montert ulikt på modellene EM 302 og EM1002. EM302 er montert i skroget, mens EM1002 er montert i senkekjølen.
- Mottaker: enheten er et veggmontert skap. Denne inneholder instrumenter for overføring og mottak, bunndetektor, ekkostråledannelsesprosessor og parameterkontroll av «ping rate», transmisjonsvinkel og metning.
- Drift stasjon: har prosessorer for parameterkontroll, ekkostråledannelse, bunndeteksjon og samler inn informasjon om dyp, fartøyets posisjon lydbølgehastighet, batymetrien og ekkostråle vinkler.

Kongsberg Simrad EM302 og EM1002 har begge ulike egenskaper. EM302 er beregnet for å kartlegge havbunnen ned til 7000 meters dyp, hvor den optimale dataoppløsningen er på dyp grunnere enn 200 meter. Beam rekkevidden regnes for å være $1^{\circ}2'$, noe som gjør at området strålene dekker vil være 5.5 ganger dypet på grunne havdyp med en maksimums utbredelse på

8000 meter. For å samle inn data med høyere oppløsning brukes EM1002. Denne vil kunne kartlegge havbunnen på dyp fra 2 meter og ned til 1002 meter (Haflidason et al., 2017). I motsetning til EM302 har EM1002 en beam vidde på $2 \times 2^\circ$. Dette gjør at denne har en dekkvidde på 7.5 ganger avstanden transistoren og havbunnen (Haflidason et al., 2017).



Figur 3.1.4.2 Fremstilling av de ulike enhetene i multi-ekkoloddsystemet (Kongsbergmaritime, u.å.b.)

3.1.4 Innsamling av TOPAS-data

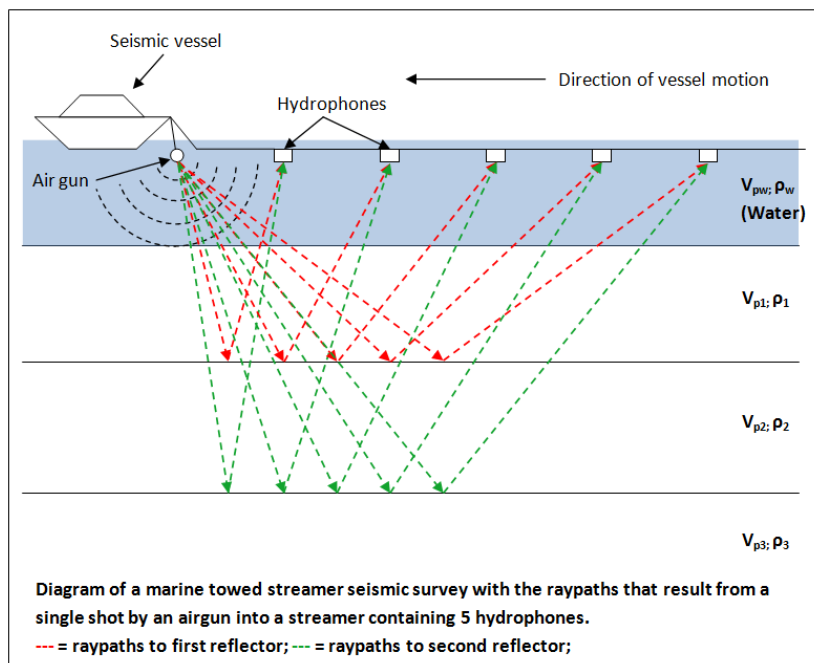
De innsamlede TOPAS-dataene er samlet inn av modellen TOPAS PS 18 sub-bottom profiler utviklet av Kongsberg Maritime og samlet inn om bord på FF G.O. Sars. TOPAS-data er basert på lav-frekvent refleksjonsseseismikk som er høyoppløselig seismiske data. Dette gjør det mulig å kartlegge den øvre delen av stratigrafien. Frekvensen som brukes bestemmer oppløsningen og penetrasjonsdypet, der en lav frekvens vil kunne gi en dypere penetrasjon og penetrasjonsdybden kan bli opptil 130 meter (Haflidason et al., 2017). Innsamlingen foregår ved at et signal i form av en akustisk bølge sendes ut fra en kilde. Det sendes ut en enkel puls på rundt 4,5 Hz fra en lydkilde av typen CHIRP (LFM). Ved bruk av en slik frekvens vil oppløsningen være 0,35-0,40 meter (Haflidason et al., 2017). Når lydbølgen brer seg gjennom et medie vil energien reflektere tilbake og registreres av en mottaker. Energien som sendes ut blir deretter reflektert tilbake til en mottaker når den treffer laggrenser (Fig. 3.3). Der den reflekterte energien avhengig av tettheten og lydshastigheten til mediet (Oljedirektoratet, 2010). En kontrast i akustisk impedans dannes etter hvert som mediets karakter endres. Deretter vil

del av energien reflekteres og hvor mye energi som blir reflektert er avhengig av laggrensen refleksjonskoeffisient gitt ved Ligning 1. Denne representerer forholdet mellom de ulike lagenes akustiske impedans. Resultatet blir presentert i et 2D-profil laget av den registrerte reflekterte energien som representerer stratigrafien.

$$r = \frac{Z_1 - Z_2}{Z_1 + Z_2} = \frac{\rho_1 c_1 - \rho_2 c_2}{\rho_1 c_1 + \rho_2 c_2}$$

Ligning 1:

r = refleksjonskoeffisient, Z = akustisk impedans, ρ = tetthet, c = lydshastighet.



Figur 3.3 Skjematisk skisse av konseptet bak refleksjonsseimikk. Denne viser hvordan signalet vil reflekteres ved ulike laggrenser (Nwhit, 2012)

3.1.5 Remotely Operated Vehicle (ROV)

I de ytre delene av Bjørnafjorden ble bunntopografien kartlagt med et ROV-basert multistrålesystem. ROVen samlet inn batymetri og bunndata med oppløsning på 0,5m (Carlton et al., 2018). Ved bruk av dette systemet vil støy fra fjordsidene, som vanligvis forekommer bli redusert, og dermed vil dataene få en god oppløsning. ROVen var utstyrt med en multibeam echosounder (MBE) av modellen Kongsberg EM710 i tillegg til to «sub-bottom profiler» av modellene Innomar SES-100 ROV SBP og Edgetech 2200-M (DSN, 2016; Solli et al., 2017). Edgetech 2200-M sender ut akustisk signal som gir 2D sesimiske profil med høy oppløsning, men har lav penetrasjon. I profilene brukt ved borehullskjernene vil derfor ikke seismiske karakterer være synlig under et visst dyp og kun synlige i profiler tatt med TOPAS PS18 hull mounted sensor (Kjennsbakken et al., 2017).

3.1.5 Prøvetaking – fallkjerneprovvetaker

Til innsamling av kjernemateriale ble det brukt fallkjerneprovvetaker (engelsk: «gravity corer»). Lokasjonen for prøvetaking bestemmes ut fra TOPAS data som er samlet inn.

Selve instrumentet består av et 6 meter langt plastrør hvor det er montert et lodd på toppen (fig. 3.4). Basert på ulike sedimentegenskaper kan vekten til loddet justeres. Dette gjøres hovedsakelig for at det blir vanskelig å penetrere bunnsedimentene hvis vekten er for liten, noe som vil resultere i en kort kjerneprøve. Hvis vekten er for stor vil en risikere at prøven.



Figur 3.4 Bildet viser fallkjerneprovvetakeren ombord på «G.O. Sars» (Haflidason et al., 2017)

3.1.6 Innsamling av borehulls kjerner

Borehullskjernene er tatt ut fra borehull, laget ved hjelp av et «straight flush rotary» system som baserer seg på åpen hull drilling, dette gjør at mud ikke blir returnert til forskningsfartøyet. Ved bruk av denne metoden kan in-situ prøvetaking bli foretatt. Penetrasjonsdypet til kjernelokasjonene varierte mellom 22,5 meter til 49,5 meter under havbunnen.

For å få opp kjernene ble det brukt en Fugros PISTON SAMPLER kombinert med CPT. Dette ga prøver på 845 mm lengde og 72 mm diameter. Diameteren på tubene ble brukt der det var forventet å forekomme sand eller leire med høy skjærstyrke. Der det var forventet hardere sedimenter ble det brukt tykkere tuber. Piston prøvetakeren kan samle prøver opp til 900 mm lengde. Ved bruk av denne metoden reduseres risikoen for forstyrrelse av sedimentene i prøven. Vakuemet som dannes under prøvetakeren sørger for at en ikke mister sedimenter når prøvetakeren trekkes opp (NGI, 2016). Sedimentene ble fanget inn i kjerneprøvetakeren ved bruk av en kjernefanger av modellen Fugos SEACLAM (Kjennsbakken et al., 2017).

3.2 Sedimentkjerner og laboriemetoder

Sedimentkjernene brukt i denne studien er samlet inn om bord på R/V G.O. Sars fra toktene GS16-200 og GS17-206 i regi av Universitetet i Bergen. Disse kjernene er tatt med en fallkjerneprøvetaker (gravity corer) og har en lengde på mellom 3-3,5 meter (Tabell 3.1).

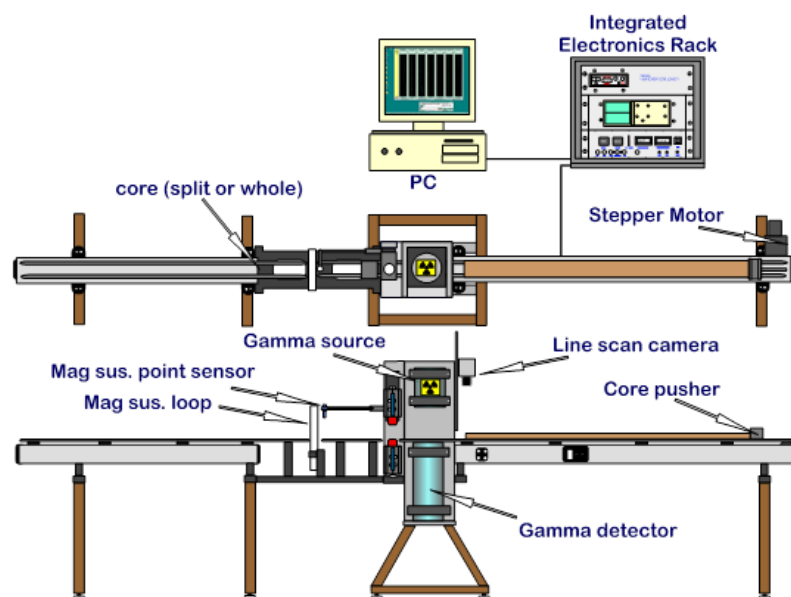
Det ble totalt boret fem borehull på forskningstoktet i regi av Statens Vegvesen, der kjerner fra fire av disse lokasjonene vil bli brukt i denne undersøkelsen (Tabell 3.1). Borehullskjernene (BH1-BH4) ble samlet inn av drillingfartøyet M.V. Bucentaur. Borekjernene er delt inn i seksjoner på 20 cm lengde og 5 cm diameter.

Tabell 3.1 Oversikt over sedimentkjerner brukt i denne studien og hvilke undersøkelser som er utført på de ulike kjernene.

Kjerne:	Dyp(m):	MSCL:	CT-skan:	XRF:	Datering
BH-1-20150804	13,60-13,80		X		X
BH-1-20150804	27,13-27,31		X		X
BH-1-20150804	27,33-27,51		X		
BH-1-20150804	27,53-27,70		X		
BH-2B-20150804	13,25-13,45		X		X
BH-2B-20150804	13,45-13,65		X		
BH-2B-20150804	13,65-13,85		X		X
BH-3-20150804	20,22-20,42		X		X
BH-3-20150804	20,45-20,64		X		
BH-4-20150804	20,60-20,80		X		
BH-4-20150804	34,13-34,33		X		
BH-4-20150804	34,33-34,53		X		
BH-4-20150804	34,53-34,73		X		X
GS16-200-07GC	0-3,6	X		X	X
GS17-206-03GC	0-3,10	X	X	X	
GS17-206-05GC	0-3,30	X		X	X

3.2.1 Multi Sensor Core Logger (MSCL) – System

Multi Sensor Core Logger som ble brukt for å innhente informasjon fra kjernen tilhører Universitetet i Bergen. Ved hjelp av ulike sensorer kan de geofysiske egenskapene til sedimentene samles inn uten å ødelegge sedimentkjernen. Systemet inneholder blant annet en datamaskin, transportbånd, mikroprosesser og sensorer (Fig. 3.5) (Haflidason et al., 2017). Sensorene måler gammatetthet, magnetisk susceptibilitet, p-bølgetetthet, resistivitet og gamma spektrometer (GEOTEK, 2014). De ulike parameterne vil bli beskrevet senere i kapitlet. Når sedimentkjernen skannes blir den lagt opp på en skyveblokk som blir skjøvet fra høyre mot venstre. Under denne prosessen blir det innhentet informasjon om magnetisk susceptibilitet i forhold til kjernedypet og gammatetthet. P-bølger blir også sendt gjennom kjernen for å måle bølgehastigheten. I tillegg blir kjernens lengde registrert og det tas bilder ved hjelp av en lavfordreinskamera. De innsamlede dataene blir automatisk korrelert og datamaskinen kontrollerer både transporten og sensorene (Haflidason et al., 2017). I utgangspunktet får man best dataoppløsning hvis kjernen er hel, men hvis en skal registrere farge spektrometer, «linescan imaging» og «X-ray fluorescence spectroscopy» må kjernen være delt for å få best mulig resultat (GEOTEK, 2014).



Figur 3.5 Grafisk fremstilling av MSCL GEOTEK enheten ved Universitetet i Bergen institutt for geovitenskap (Haflidason et al., 2017).

Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet måler hvor lett noe kan bli magnetisert og måles ved sensorer i MSCL (Dearing, 1994). Magnetisk susceptibilitet er en dimensjonsløs parameter og blir oppgitt i enheten SI. Vanlige verdier for marine sedimenter pleier å være mellom -10×10^{-5} og 900×10^{-5} . Verdiene blir målt basert på endringer i oscillasjonsfrekvensen av materialet. Deretter konverteres det til magnetisk susceptibilitets verdier (Haflidason et al., 2017).

For måling av magnetisk susceptibilitet på hele kjerner brukes en loopsensor. Denne er en stasjonær sensor og tar målinger etter hvert som kjernen passerer sensoren. På halve kjerner brukes en pointsensor. Fordi 50% av signalet pointsensoren mottar blir hentet fra de øvre 3 mm av sedimentene i kjernen, vil denne ha høyere oppløsning enn loopsensoren. Denne tar målinger i faste intervaller ved at den har en forlenget arm som senkes ned mot kjernen. (Haflidason et al., 2017). Siden magnetisk susceptibilitet er basert på sediment og volumet av materialet i sedimentkjernen, vil verdiene få ulikt utslag der diameteren varierer selv om kjernen inneholder samme type sediment (Haflidason et al., 2017)

Gammatetthet

For å måle gammatetthet sendes en gammastråle gjennom kjernen. Tettheten er et mål på hvor mange gammafotoner som passerer kjernen udempet. Tettheten vil variere ut fra sedimentenes mineralsammensetning, porøsitet, hva som opptar porerommet og hvor kompakt sedimentene er.

3.2.2 ITRAX XRF-element kjerneskaner

ITRAX XRF-kjerneskaner ble brukt på samtlige kjerner for å få informasjon om radiografiske, optiske og elementære variasjoner. Skanneren kan ha en oppløsning opp mot 200 μm og skanne opptil 1.8 meter lange splittede kjerner (Croudace et al., 2006).

Skanneren er utstyrt med et måletårn som består av et optisk kamera, røntgenfokuserende spalte med røntgenkamera og røntgenkilde (Croudace et al., 2006). Det optiske kameraet brukes til å ta detaljerte bilder av sedimentkjernen, og resultatet vil gi et detaljert bilde av strukturer i kjernen som ellers ville vært vanskelig å observere. I måletårnet er en XRF-detektor og et laser trianguleringssystem plassert. Under skanningen vil laseren kunne måle topografien til kjerneoverflaten, mens XRF-detektoren tilpasser seg etter oppmålt topografi. Målingene foretas ved at røntgenstråler sendes gjennom kjernen og XRF-detektoren registrerer de reflekterte strålene (Croudace et al., 2006). Strålingen som penetrerer kjernen vil absorberes av

røntgenkameraet. De røntgenfokuserende spaltene sørger for reduksjon av forstyrrelser fra omkringliggende elementer og spaltene sørger for at målingene blir ganske nøyaktig.

3.2.3 Procon CT-skanner

Analyse med CT-skanner er en ikke-destruktiv metode og er i denne studien brukt for å få et detaljert bilde av strukturen til sedimentene i noen av kjernene. CT-skanneren som ble brukt er ProCon CT-skanner og er spesielt laget for skanning av sedimentkjerner. Den tilhører Universitetet i Bergen. Skanneren er et 3D røntgen portal system av modellen «ProCon X-ray CT-ALPHA Computed Tomography skanner» og er utstyrt med en 240 kV mikrofokus tube i tillegg til en 3000x3000 piksel detektor. CT-skanneren kan skanne sedimentkjerner med lengder opp mot 150 cm og 125 mm i diameter (Universitetet i Bergen, 2017). Under skanningen sendes stråling ut fra en kilde, der strålingsintensiteten er stilt inn i forkant av skanningen. Mengden energi fra strålene som går igjennom prøven er avhengig av materialets absorpsjonsevne. Denne verdien er lik materialets massetetthet. Analysen vil derfor kunne angi om prøve materialet har lav eller høy massetetthet ut fra gråskalaverdier. For å få best mulig dekning blir sedimentkjernen rotert i en sammenhengende heliks bevegelse under skanningen (Universitetet i Bergen, 2017). Oppløsningen til bildene avhenger av diameteren på kerneprøvene som blir brukt, der mindre diameter gir bedre oppløsning. Behandling av 3D røntgenbildene ble foretatt i dataprogrammet «FEL Avizo Fire 3D analysis» (Universitetet i Bergen, 2017). Visualisering av litologi, forekomsten av organiske fragment og sedimentære strukturer i kjernen vil kunne genereres fra dette programmet.

3.2.4 Prøvetaking

Ut fra sedimentkjernene ble det tatt ut dateringsmateriale fra totalt 14 prøver fra kjerner vist i Tabell 3.1. Prøvene fra kjernene ble tatt ut ved hjelp av spatel, løst opp ved hjelp av vann og 5% hydrogenperoksid. Deretter ble prøvene satt på ristebrett i et døgn. For å få ut flest mulig foraminifera ble prøvene våtsiktet med fraksjonen 125 µm. De ble så satt i tørkeskap og videre satt på prøveglass. Prøvene ble deretter sett på i mikroskop hvor prøvematerialet for datering ble plukket ut. Dateringsmaterialet ble sendt til Beta Analytic Inc. Der ble konvensjonell alder målt og korrigert for reservoaralder. Dagens reservoaralder kan variere mellom 350-1500 år, avhengig av vannmassen. I denne studien er dateringene korrigert for en reservoaralder på 400 år.

Konvensjonell AMS ¹⁴C datering

AMS (Accelerator Mass Spectrometry) metoden er en radioaktiv dateringsmetode som baserer seg på konsentrasjonen mellom ¹⁴C og de stabile ¹³C og ¹²C karbon isotopene (Lowe og Walker, 2015). Denne metoden kan brukes på små prøver som for eksempel foraminifera og utføres ved at et spektrometer måler antallet ¹⁴C og ¹²C-atomer direkte (Nesje, 2012).

3.3 Behandling av innsamlet data

3.3.1 Programvare

I dette delkapittelet vil programvarer brukt i forbindelse med tolkningen av seismiske profiler, modifisering og produksjon av figurer, filkonvertering og fremstilling av resultatene fra dataene.

Konvertering av TOPAS data

Når TOPAS dataene blir samlet inn blir de lagret som rådata. I denne oppgaven har programmet Petrel bidratt til tolkning av TOPAS dataene. For å kunne åpne filene i Petrel må de konverteres gjennom flere programmer. For å konvertere TOPAS dataene fra rådata til SEG-filer blir programmet TOPAS-replay brukt. I dette programmet er det mulig å konvertere filene samt å spille de av på nytt. For å kunne åpne filene i Petrel må de videre konverteres til SEG-Y-filer. Dette gjøres gjennom programmene Notepad++ og Cygwin Terminal. Hvor Cygwin terminal inneholder et script som gjør konverteringen mulig, der skriptet er skrevet av Bent Ole Ruud.

Petrel v.2015

Denne programvaren er utviklet av Schlumberger og brukes i forbindelse med tolkning av seismiske data. I denne studien er den hovedsakelig brukt til å utvikle isopakkart, korrelering av seismiske profil og kjernerlokalteter, korrelere seismiske enheter fra ulike profil og for å definere lagpakker.

ArcGIS v.10.5.1

Programvaren ArcGIS er et geografisk kartprogram utviklet av ESRI (Environmental System Research Institute). I denne studien har hovedsakelig programmene Arcmap og Arcscene blitt brukt. Arcmap har blitt brukt for å produsere ulike kart som for eksempel batymetrikart og kart over studieområdet. Arcscene har blitt brukt til analysing av batymetri data i 3D.

Adobe Photoshop

Adobe Photoshop er et bilderedigeringsprogram utviklet av Adobe System. Programmet er brukt til fremstillingen av tolkninger fra seismiske topas-profiler, redigering av figurer og redigering av bildeanalysene fra CT-skanningen.






Coreldraw x5

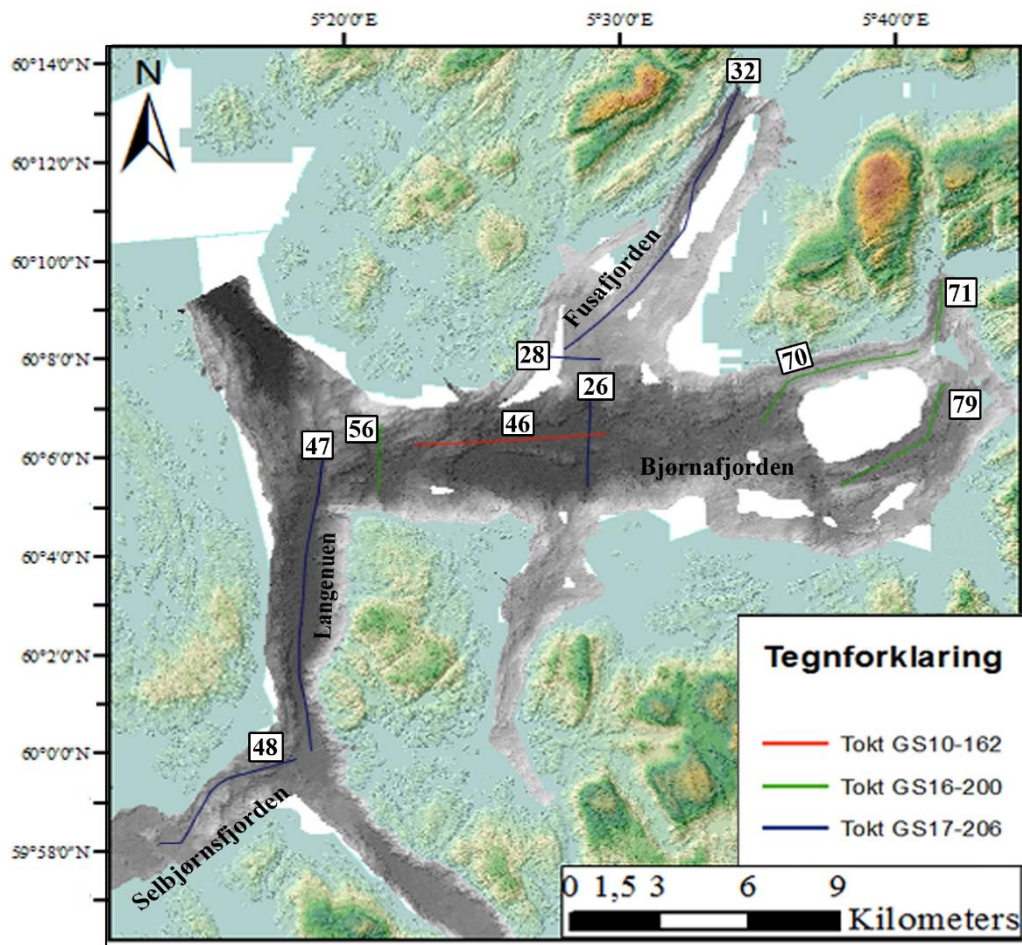
Programmet er et tegneprogram som i denne studien er brukt til å lage og modifisere figurer, samt fremstilling av resultatene fra kjerneanalysene.

3.3.2 Tolkning av TOPAS-data

Behandlingen av de innsamlede topasdataene gjøres ved at først identifiseres seismiske facies og ulike reflektorer der endring i akustisk impedans forekommer. Videre deles de seismiske lagpakke inn i enheter. Beskrivelsen og tolkningen av de seismiske dataene grunnlegges ut fra relfeksjonskarakteren som amplitude, frekvens og kontinuitet (Stoker et al., 1997). I tillegg til ekstern geometri, seismisk stratigrafi og refleksjonskonfigurasjon, der sist nevnte representerer formen til reflektorene. Denne kan være kaotisk, stratifisert eller akustisk transparent. (Stoker et al., 1997). Avsetningsmiljø og sedimentæreprosesser kan tolkes basert på seismiske facies og karakter. I denne studien er seismiske facies, brukt til tolkning av avsetningsmiljø, gitt i Tabell 3.2. De seismiske linjene brukt i denne studien er gitt i Tabell 3.3 og dekningsområdet for disse fremstilles i Figur 3.6.

Tabell 3.2 Oversikt over seismiske karakterer som vil bli brukt til inndeling og tolkning av stratigrafien.

Seismisk facies	Eksempler i TOPAS
Transparent, draperer underliggende enhet.	
Transparent, homogen refleksjon.	
Parallelle reflektorer med sterk amplitude	
Parallelle reflektorer med svak amplitude	
Kaotisk refleksjon med svak amplitude	



Figur 3.6 Kart over studieområdet der dekningsområdet for topaslinjene er markert inn. Fargene på linjene markerer hvilke tokt linjene er tatt fra.

Tabell 3.3 Oversikt over topaslinjene brukt i denne studien. Tabellen viser linjenummer og hvilken fjord linjen er tatt i.

Seismislinje:	Lokalitet:
GS10-162-46	Bjørnafjorden
GS16-200-56	Bjørnafjorden
GS16-200-70	Bjørnafjorden
GS16-200-71	Bjørnafjorden
GS16-200-79	Bjørnafjorden
GS17-206-26	Bjørnafjorden
GS17-206-28	Fusafjorden
GS17-206-32	Fusafjorden
GS17-206-47	Langenuen
GS17-206-48	Selbjørnsfjorden

3.4 Feilkilder

Under innsamling og behandling av data i maringeologiske undersøkelser kan feilkilder oppstå ved flere ledd i prosessen. Feilkildene kan oppstå under innsamling og tolkning av seismikk, kjerneprøver eller under sedimentologiske analyser på laboratoriet. Disse kan påvirke resultatet av studien og er derfor viktig å ta hensyn til under arbeidet med dataene. Viktige feilkilder som kan forekomme er beskrevet under.

Feilkilder ved Topas PS18:

Under innsamlingen av topasdata kan flere faktorer gi feilkilder. Bakgrunnsstøy som for eksempel topografi og motorstøy vil kunne redusere kvaliteten til de seismiske profilene. Andre feilkilder som kan begrense kvaliteten er: værforhold, kalibrerings feil (CTD vs. Lydhastighet), Dybdekonvertering, justering av gain eller posisjoneringsfeil.

Under tolkning av de seismiske dataene vil feilkilder som multipler, sidereflektorer eller hyperboler oppstå. Multipler forekommer hvis utsendt puls reflekteres tilbake med flere signaler. Disse vil ha lavere amplitude sammenlignet med opprinnelig refleksjon. Sidereflektorer oppstår vanligvis i smale fjorder der avstanden til havbunn er kortere enn dyptet ned til havbunn. Hyperboler forekommer ofte der bunntopografien er bratt og dannes ofte hvis den utsendte pulsen treffer irregulært materiale, blokker eller forkastninger.

Feilkilder ved kjerneprøver

I forbindelse med prøvetakingen kan flere feilkilder forekomme, for eksempel kan for høy eller lav vekt på fallprøvetakeren føre til komprimering eller strekking av sedimentene i kjerneprøven. Dette fører til at sedimentene vil ha feil dyp. Andre feilkilder kan være at når fallprøvetakeren heises opp kan sedimenter falle ut eller vann kan trenge inn i prøvetakeren.

Under analysen av kjernen kan for eksempel mulige feilkilder være at en mister noe av sedimentene ved sikting, veiing og mikroskopering. Ved mikroskopering kan feilbestemmelse av foraminifera kunne gi tolkning av feil miljø.

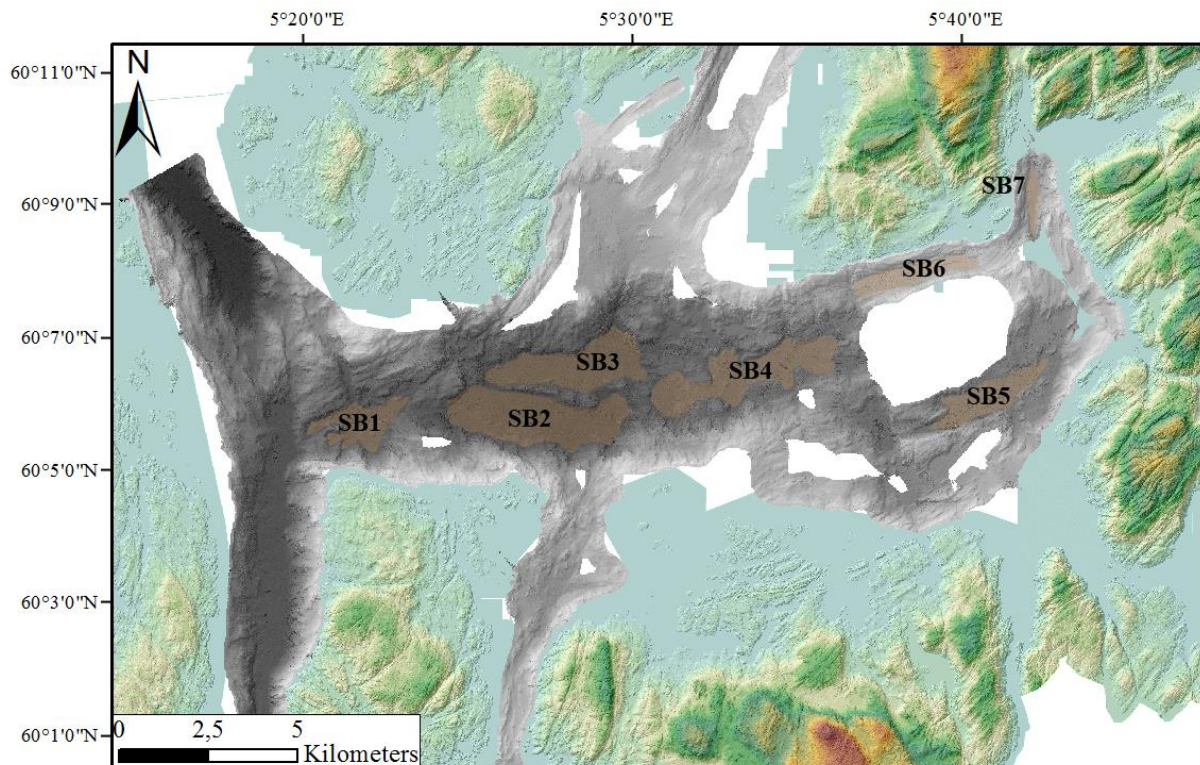
Ved CT-skanningen er støy på CT-bildene og subjektiv oppfatning av resultatet mulige feilkilder.

Feilkilder ved dateringer

Alderen ved dateringer vil alltid ha en usikkerhet av ulikt omfang. En annen feilkilde med dateringer er reservoaralder. Vanligvis korrigeres det for denne, der den er regnet for å være 400 år. Hvis den lokale reservoar alderen er høyere vil resultatet fra dateringen gi en høyere alder.

4. Resultater

I dette kapitlet vil resultater basert på data samlet inn på toktene: GS10-162, GS16-200 og GS17-206 fremstilles. Innsamlede data er batymetri data, seismiske data og analyse av utvalgte sedimentkjerner fra Bjørnafjordsystemet, Langenuen og Selbjørnsfjorden. I forbindelse med beskrivelsen av resultatene er Bjørnafjorden delt inn i syv sedimentbasseng (SB), navngitt SB1-SB7. Inndeling og utbredelsen av disse er illustrert i Figur 4.1.

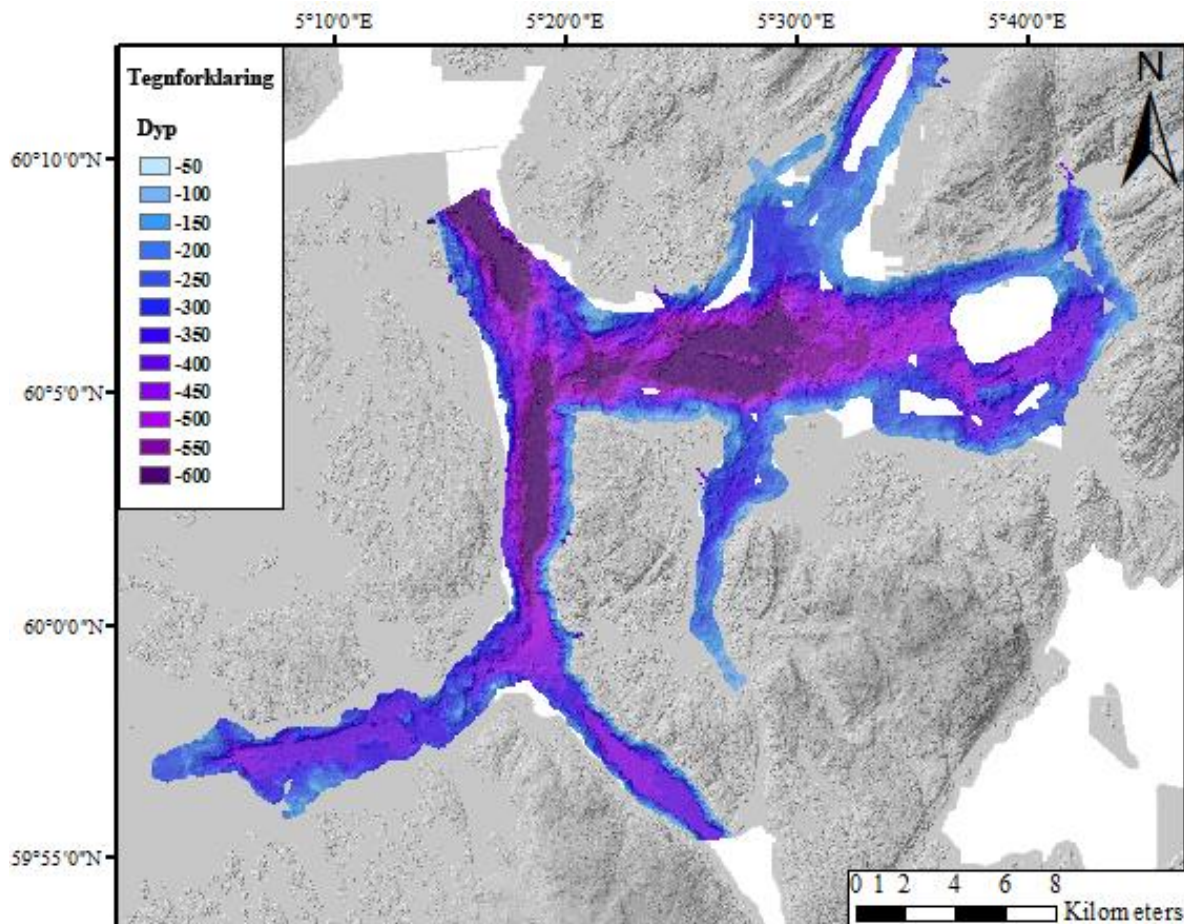


Figur 4.1 Oversikt over sedimentbassengene i Bjørnafjorden som er undersøkt i dette delkapitlet.

4.1 Batymetri

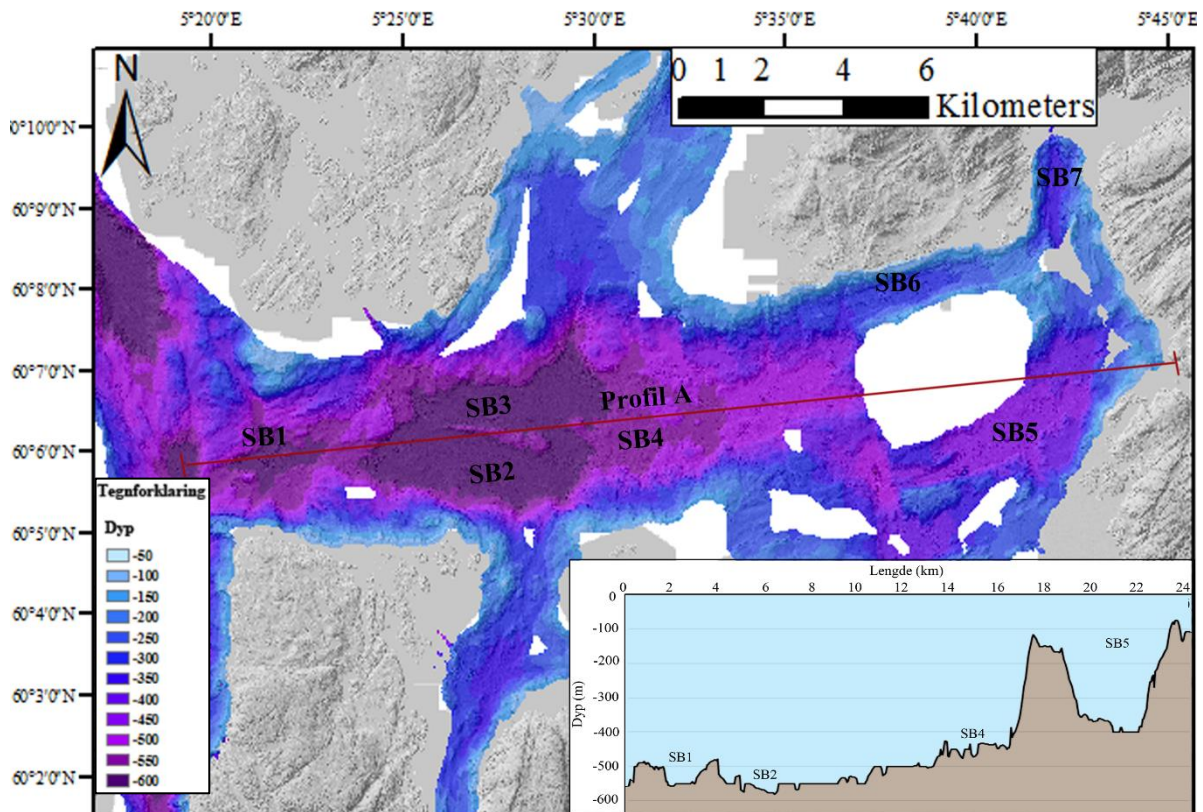
Basert på data samlet inn med multistrålekkolodd er havbunnsrelieffet blitt rekonstruert. Batymetrien i Bjørnafjorden karakteriseres av bratte basseng sider, der bunntopografien har en undulerende overflate. Overflaten består av områder med glatt overflate som indikerer tykkere sedimentdekke og grovere kupertede områder indikerer blottet berggrunn. Resultatet fra dataene fremstilles i Figur 4.2, der batymetrien fra den nordøstlige delen av Selbjørnsfjorden, sørlige delen av Langenuen, Bjørnafjorden og sørlige delen av Fusafjorden er representert.

Ut fra dybdemålinger fra Norgeskart databasen er bunntopografien til Bjørnafjorden illustrert i et lengdeprofil og fire tverrprofil. Lengdeprofilen er tatt langs fjorden fra munningen ved Langenuen og inn mot land i øst (Fig. 4.3). De fire tverrprofilene er valgt for å vise hovedkarakteren i geometrien til de ulike fjordbassengene og vil bli beskrevet senere i delkapittelet.



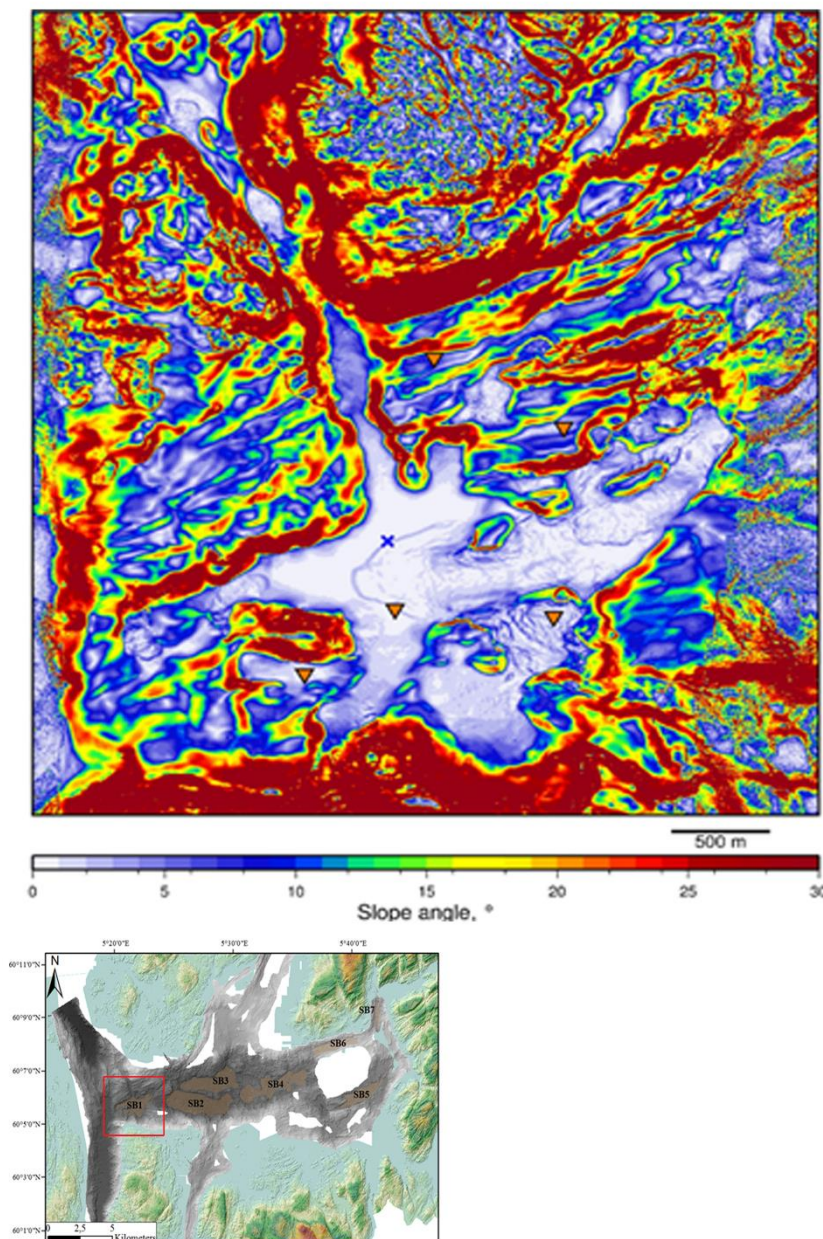
Figur 4.2 Rekonstruksjon av havbunnsrelieffet i studieområdet basert på batymetridata fra Bjørnafjordssystemet, Langenuen og Selbjørnsfjorden.

Lengdeprofilen har en lengde på 22 km og går gjennom flere av sedimentbassengene i fjorden (Fig. 4.3). Inngangen til Bjørnafjorden markeres av en relativt dyp terskel på 487 meter som skiller Langenuen fra Bjørnafjorden. De dypeste delene av fjorden forekommer i den midtre delen av Bjørnafjorden og blir gradvis grunnere fra SB2 mot SB4. Profilet viser at sedimentbassengene skilles fra hverandre av grunnere terskler på varierende dyp. Bunntopografien illustrert i de fire tverrprofilene vil bli beskrevet hver for seg.



Figur 4.3 Lengdeprofil fra munningen av Langenuen i vest og inn mot land i øst. Profilet går gjennom bassengene SB1, SB2, SB4 og SB5. Batymetrikartet viser der lengdeprofilet krysser fjorden.

Helningskart fra SB1 bassenget, viser bratte fjellsider opp mot 30° i nord og sør hvor de vest-øst gående berggrunns struktur elementene er spesielt tydelige, der sedimentdekket er tynt (Carlton et al., 2018). Kartet viser at sørsiden av bassenget består av flere bratte partier. Nordsiden av bassenget har flere partier med helningsgradient opp mot 30° . Nedover mot bassenget avtar helningen mot 10° (Fig. 4.4). Helt nederst ved bassenget består bassenget av skråninger opp mot 30° . Basert på batymetrien observeres bratte skråninger av samme karakter innover i fjorden. Helningskartet er derfor representativt for karakteren til skråningene innover i Bjørnafjorden og vil bli brukt i beskrivelse av disse.



Figur 4.4 Helningskart fra de ytre delene av Bjørnafjorden (SB1). Kartet viser at de partiene med høyest helning er lokalisert langs sørsiden av SB1 (Hentet fra: Carlton et al).

Batymetrien i munningen av Bjørnafjorden (SB1)

Sedimentbasseng 1 (SB1) (Fig.4.1; Fig.4.3) starter ved terskelen inn til Bjørnafjorden i vest og strekker seg ca. 3 km mot øst. Tverrprofilen fra den ytre delen av Bjørnafjorden går på tvers av terskelen mellom ytre og midtre del, der det har en lengde på 6 km. Bassengutformingene, vist i tverrprofilen, består av svært bratte fjellvegger på nord og sørsiden der dypet går fra 50 meter ned til 550 meter på relativt kort avstand (Fig.4.5a). Dette illustreres tydelig på helningskartet der bassengsidene i nord og sør har partier med skrånings helning opp mot 30° (Fig.4.4).

Batymetrien i midtre deler av Bjørnafjorden (SB2, SB3 og SB4)

Sedimentsbassengene SB2, SB3 og SB4 utgjør de midtre delene av fjorden adskilt fra ytre del av en grunnere terskel (Fig.4.1; Fig.4.3). To tverrprofiler er laget fra denne delen av fjorden, der det første har en lengde på 11 km og går fra Fusafjorden, deretter gjennom bassengene SB2 og SB3 (Fig.4.5). Det andre profilen er 13 km og går fra Fusafjorden og videre gjennom SB4. Bassengutformingene til basseng SB2 og SB3 er relativt smale med bratte skråninger (Fig.4.5b). De bratte fjellsidene er av samme karakter som det beskrevet for basseng SB1, der de bratte skråningspartiene har helningsgradient opp mot 30° både på nord og sør siden. Tverrprofilen viser at skillet mellom Fusafjorden og Bjørnafjorden er markert med en grunnere terskel i munningen på 180 meters dyp (Fig.4.5b). Sør for munningen av Fusafjorden ligger basseng SB3 der blir det dypere ned til 550 meter. Basseng SB2 er lokalisert sør for basseng SB3 og har samme karakteristikk med dyp ned mot 550 meter og bratte fjellsider på sørsiden av bassenget. Batymetridataene kombinert med tverrprofilen viser at basseng SB2 og SB3 skilles fra hverandre av en grunnere fjellknaus med øst-vest orientering, på 500 meters dyp (Fig. 4.2; Fig. 4.5b).

Den midtre delen av fjorden blir gradvis grunnere mot øst. Basseng SB4 skiller seg fra bassengene SB2 og SB3 ved at det ligger på en grunnere flate med et dyp mellom 450-500 meter (Fig.4.3; 4.5c). Det tilhørende tverrprofilen fra denne delen viser at terskelen (RF1) som skiller Fusafjorden fra Bjørnafjorden ligger på 60 meters dyp (Fig. 4.5c). Bassengutformingene karakteriseres av en rett og bratt fjellside i nord ved Fusafjorden, mens fjellsiden i sør har en relativt slakere gradient.

Batymetrien i den indre delen av Bjørnafjorden (SB5, SB6, SB7)

Den indre delen av Bjørnafjorden skilles fra den midtre delen av en grunnere terskel på 100 meters dyp. I den sørøstlige delen er sedimentbasseng (SB5) lokalisert. Fjordbassenget har en relativt flat karakter med dyp på rundt 500 meter og blir grunnere mot nordøst (Fig. 4.5d). Sidene av bassenget begrenses av en brattere fjell side i nord og et grunnere parti i sør, der dypet går ned mot 100 meter. Nordøst i bassenget er en rygg lokalisert, som skiller basseng SB5 fra basseng SB7. Denne vil bli beskrevet senere i kapittelet.

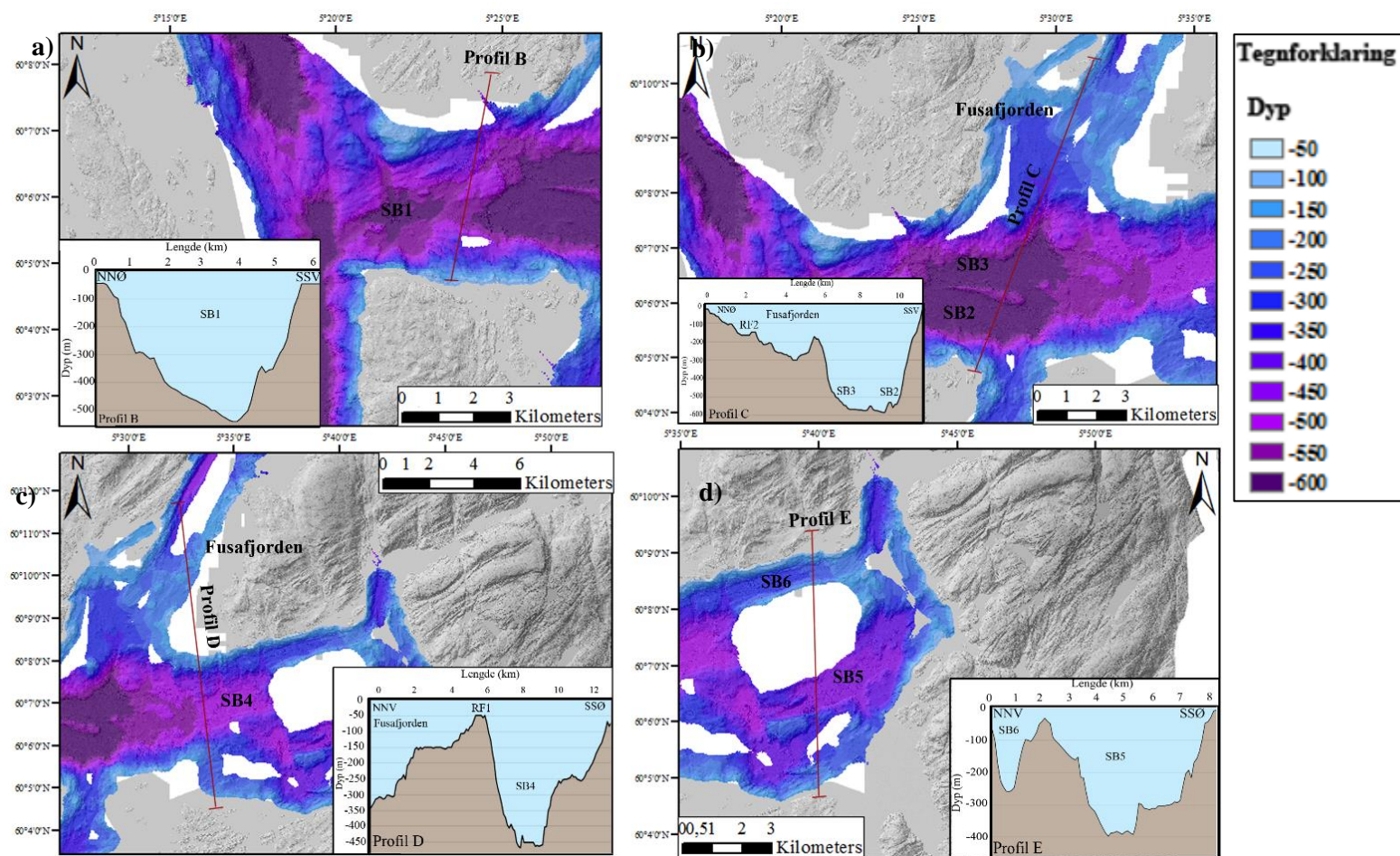
På nordsiden i denne delen av fjorden er Sedimentbasseng 6 (SB6) lokalisert. Bassengutformingen er karakterisert som en avlang renne med steile fjordsider i nord og sør av samme karakter observert i basseng SB1. De bratteste partiene vil kunne ha en helningsgrad opp mot 30°. Bassenget strekker seg fra vest mot øst og har et dyp på 250 m som holder seg relativt jevnt gjennom bassenget (Fig.4.5d). I den østlige delen av bassenget er en ryggform lokalisert, som skiller basseng SB6 sedimentbasseng 7 (SB7). Ryggen vil bli beskrevet senere i kapittelet.

SB7 er et relativt lite basseng og er i motsetning til de andre bassengene, orientert fra nord mot sør. Bassengutformingen er av relativt flat karakter med lite variasjon i dyp, der dypet går ned mot 300 meter (Fig.4.5d).

Batymetrien i Fusafjorden, Langenuen og Selbjørnsfjorden

Overgangen fra Bjørnafjorden til Fusafjorden kjennes igjen ved at dypet reduseres fra 550 til 250 meter over et kort intervall. Bunntopografien i Fusafjorden karakteriseres av en grunn flate i den sørlige delen av fjorden der dypet ligger rundt 300 meter. I batymetridataene og tverrprofilene konstruert fra dette området er grunnere rygger i munningen og lenger innover i fjorden identifisert (Fig. 4.2). Ryggene vil bli beskrevet senere i kapittelet. De dypere delene av fjorden er lokalisert til den innerste delen, proksimalt for ryggen, der dypet varierer mellom 450-500 meter (Fig. 4.2).

Langenuen ligger vest for Bjørnafjorden, der karakteriseres fjorden av lange smale fjordbasseng med nord-sør orientering (Fig. 4.2.). Den nordlige og sørlige delen av fjorden skilles ved et grunnere parti rett utenfor munningen av Bjørnafjorden. Bassengene går ned mot 600 meter dyp, hvor den sørlige delen gradvis blir grunnere mot inngangen til Selbjørnsfjorden. Selbjørnsfjorden karakteriseres av fjordsider med lavere relieff (Fig. 4.2.). Ved traseen til Langenuen har fjorden et dyp på 100-150 meter og dypet øker vestover i fjorden.



Figur 4.5 a) Profil B fra ytre del av Bjørnafjorden. Tverrprofilen er tatt på tvers av basseng SB1. b) Profil C fra midtre delene av Bjørnafjorden. Tverrprofilen starter i Fusafjorden og krysser gjennom basseng SB2 og SB3 i Bjørnafjorden. c) Profil D fra de midtre delene av Bjørnafjorden. Tverrprofilen starter i Fusafjorden og krysser gjennom basseng SB4 i Bjørnafjorden. d) Profil E fra innerste del av Bjørnafjorden og går gjennom bassengene SB6 og SB5.

4.2 Sedimentmektigheter

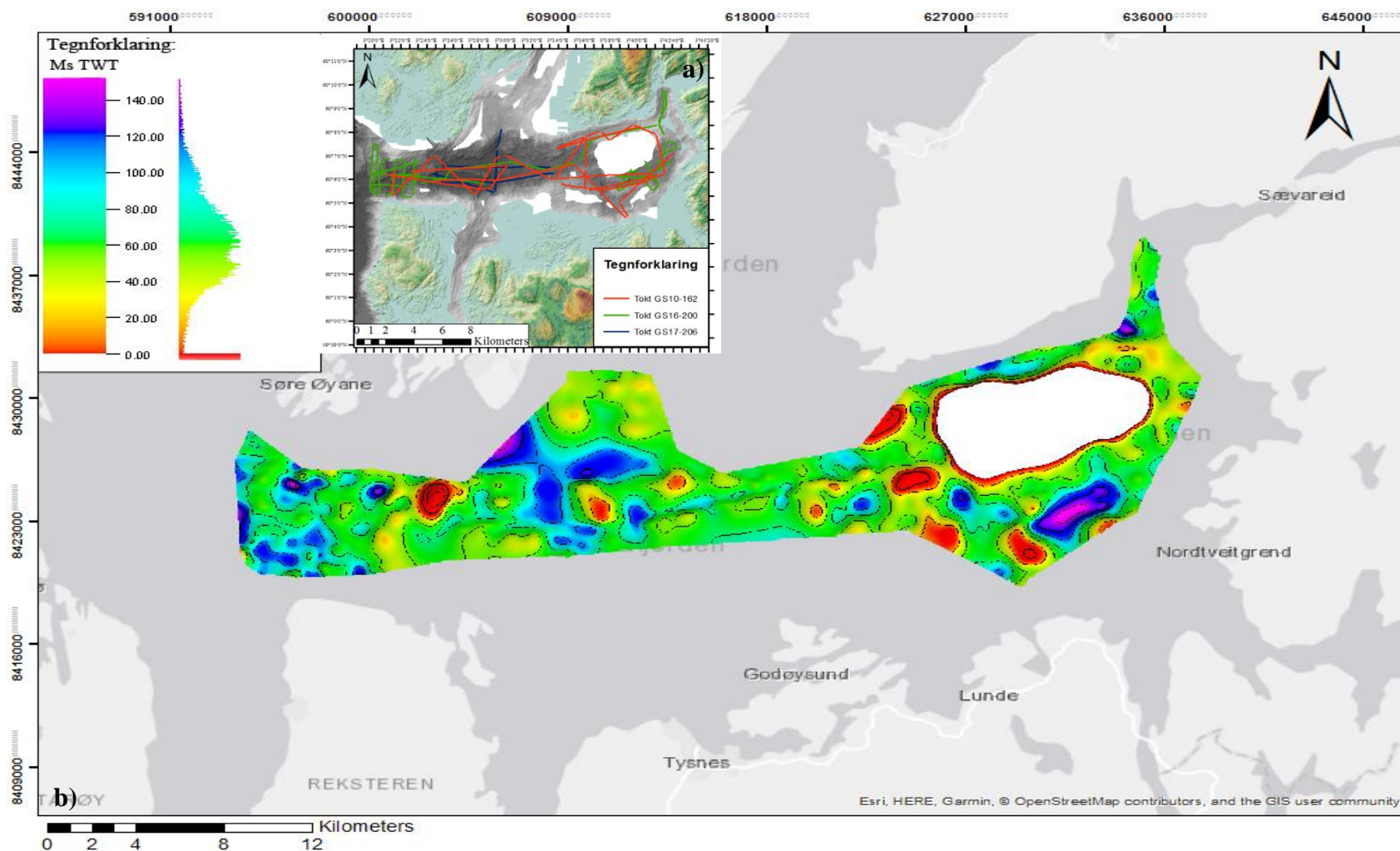
Rekonstruksjon av sedimentmektighetene i Bjørnafjorden er basert på innsamlete topasprofiler hvor målt tykkelse mellom havbunn og akustisk basement er bearbeidet i dataprogrammet Petrel. Dekningsområdet til de seismiske linjene er vist i Figur 4.6a, og områder der data mangler er markert med hvit farge. Isopakkartet indikerer at sedimentmektigheten i Bjørnafjorden hovedsakelig varierer mellom 40-80 ms (30-60 m) (Fig. 4.6b). Fjorden er preget av et ujevnt relieff der dypet varierer, noe som gjør at sedimentbassengene er isolerte og fordelingen av sedimenter begrenses av grunnere parti.

På fjellknauser er sedimentmektigheten svært lav og varierer mellom 0-5 ms (0-3.8 m). De tynne sedimentlagene forekommer hyppigst i overgangen fra midtre til indre del av fjorden. Områder med størst sedimentmektighetene er i de dypeste delene i sedimentbassengene SB2, SB3 og SB4, der basseng SB4 har størst sedimentmektighet opp mot 140 ms (105 m).

I basseng SB2 er sedimentmektigheten størst nær land i nordvest, den er opp mot 140 ms (105 m). Ved overgangen til Langenuen i det ytre bassenget SB1 forekommer større sedimentmektigheter og her varierer mektigheten mellom 100-120 ms (75-90 m).

På grunn av at det er få seismiske linjer tilgjengelig i Fusafjorden er det ikke generert et isopakkart fra dette område og måling av sedimentmektighetene er derfor basert på enkelte topasprofiler. I topasprofil GS17-206-28 er sedimentavsetninger i munningen av Fusafjorden av en størrelsesorden på 25-30 meter (Fig.4.24). Dette er tynnere enn mektighetene fra tilsvarende dyp i Bjørnafjorden. Sedimentmektigheten i Fusafjorden er større i bassenget proksimalt for rygg RB2, lengre nordøst der fjorden blir dypere, er den rundt 50 meter (Fig.4.25).

Måling av sedimentmektighetene i Langenuen og Selbjørnsfjorden baserer seg på topasprofiler fra de nevnte fjordene. Topasprofil GS17-206-46 fra den sørlige delen av Langenuen viser at sedimentmektigheten i sedimentbassenget går opp mot 175 meter (Fig. 4.26). Dette står i kontrast til Bjørnafjorden der største sedimentmektighet er 105 meter (Fig. 4.26). Topasprofil GS17-206-47 fra Selbjørnsfjorden viser at fjorden har tilsvarende karakteristikk som Bjørnafjorden med sedimentmektigheter opp mot 80 meter på det tykkeste (Fig.4.27).



Figur 4.6 Rekonstruksjon av sedimentmektighetene generert fra Petrel basert på tolkning av seismiske linjer. Bakgrunnskartet er hentet fra ArcGIS. **a)** Kart med grid linjer fra dekningsområdet som er brukt til rekonstruksjon av sedimentmektighetene. **b)** Isopakkart fra Bjørnafjorden. Kartet viser at sedimentmektighetene hovedsakelig ligger på 40-80 ms (30-60 m) i fjorden.

4.3 Geomorfologiske strukturer

Ut fra batymetri dataene er flere glasiale geomorfologiske strukturer i Fusafjorden og i innerste del av Bjørnafjorden kartlagt. I de ytre delene av Bjørnafjorden (SB1) er bunntopografien ytterligere kartlagt med ROV basert på multistrålesystem. Dette gjør at batymetridataene fra basseng SB1 har høyere oppløsning enn batymetridataen tilgjengelig fra de andre bassengene i studieområdet. Lav topografiske former på havbunnen som for eksempel tynne skredlober blir derfor ekstra synlige med denne høyoppløslige bunnkartleggingen (Fig 4.7, 4.8). Strukturer observert på havbunnen i SB1 blir derfor brukt som et eksempel for hvilke strukturer som kan forekomme andre steder i de dype bassengene i Bjørnafjorden.

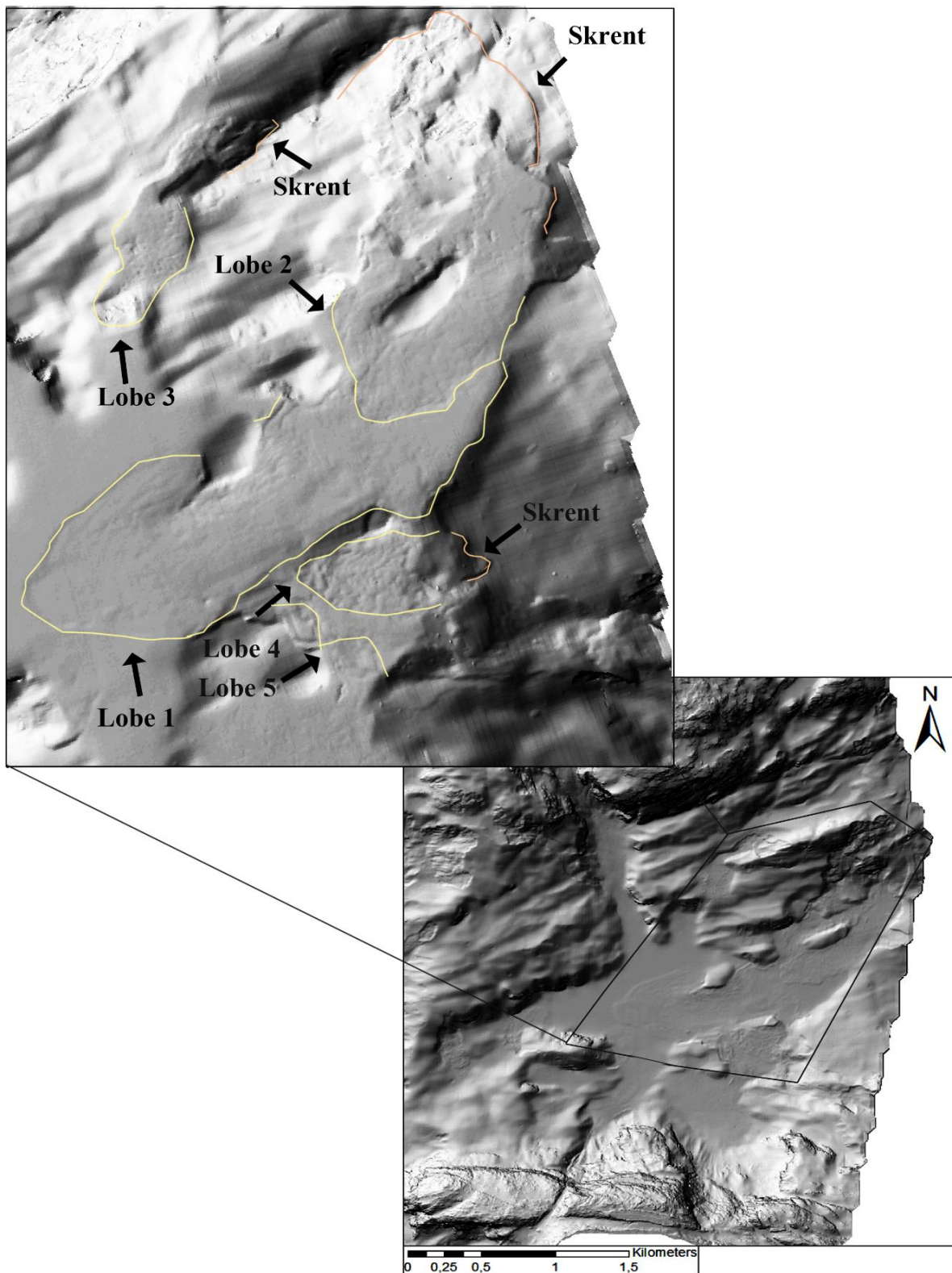
Ytre del av Bjørnafjorden

I sedimentbasseng 1 (SB1) er det identifisert seks skredlobe-formede geometriske strukturer i de dypeste delene av det 560 m dype bassenget. Tre av skred-lobene er sentrert til den nordlige delen av bassenget og de resterende tre er sentrert til den sørlige del av bassenget (Fig.4.7; Fig.4.8). Vanndypet her er rundt 560 meter. På grunn av tilgjengelig høyoppløslig batymetri data er lobene fra dette bassenget beskrevet i noe detalj.

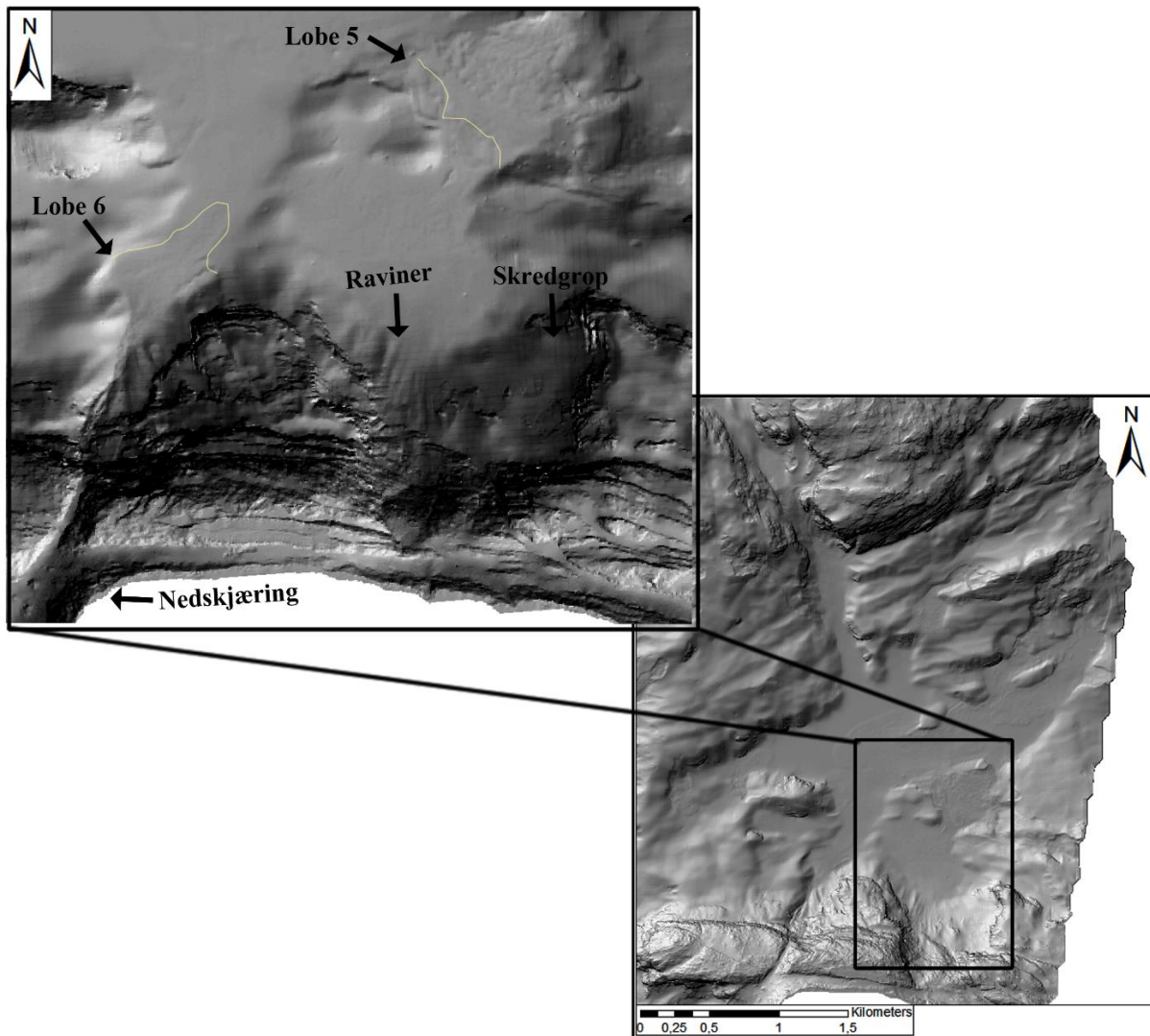
Lobe 1 er den største av skredlobene som er observert i bassenget. Den starter i nordøst ved det brattere partiet i bassenget og strekker seg mot sørvest (Fig. 4.7). Loben har en lengde på rundt 2,3 km og er 440 meter på det bredeste. Lobe 2 har samme karakteristikk, der den begynner i nordøst og strekker seg mot sørvest. Den er den nest største skred-loben observert i bassenget og den er avsatt over Lobe 1. Lobe 2 har en lengde på 1,2 km, er 487 meter på det bredeste og starter ut fra skredkanten i nordøst (Fig.4.7).

Lobe 3 har en annen orientering enn Lobe 1 og 2. Den begynner i nord og strekker seg ut mot sørvest (Fig.4.7). Skredloben følger skråningen nord i bassenget og har en lengde på 468 meter og bredde på 182 meter.

Lobe 4 begynner ved skråningen på sørsiden av bassenget, der den brer seg ut fra øst mot vest (Fig.4.8). Den har en lengde på 369 meter og er 250 meter på det bredeste. Lobe 5 er lokalisert sør i bassenget, begynner ved skråningen i sør og brer seg ut mot nord (Fig.4.8). Skråningen i sør er preget av flere bratte partier. Skredloben brer seg utover 102 m lengde og 185 m bredde. Lobe 6 startete ved skråningen sør i bassenget, er 234 m på det bredeste og har en tydelig vifteform (Fig.4.8).



Figur 4.7 Skyggelagt batymetrikart fra den nordlige delen av sedimentbasseng SB. Kartet utbredelsen av flere skred-lober av ulik størrelse. Flere av skred-lobene har sitt utløp fra skrenter i fjellveggen.



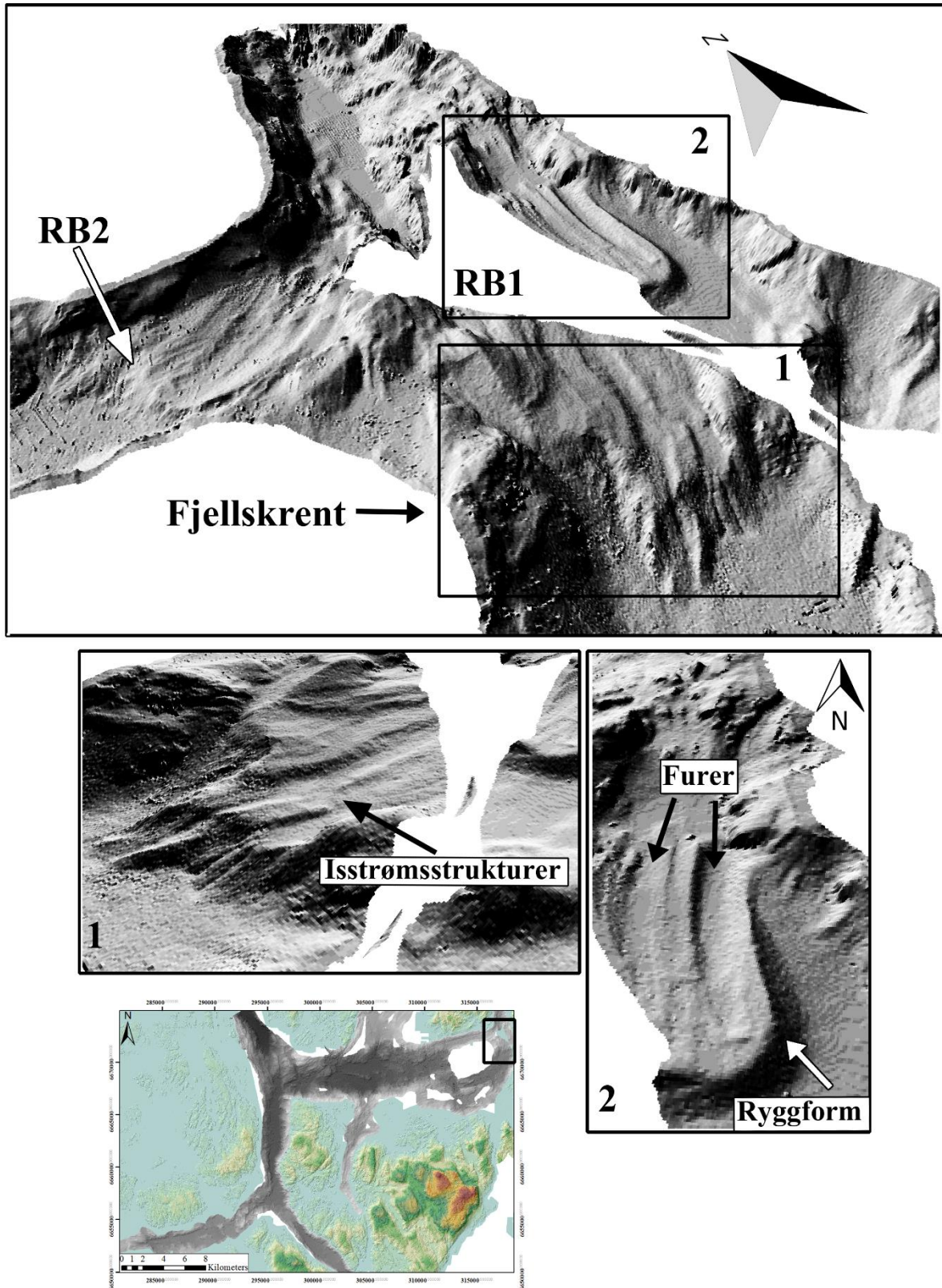
Figur 4.8 Oversikt av de ulike batymetrikarakterstikkene som er observert i den sørlige delen av basseng SB1. Kartet viser nedskjæring, bratte skrenter og raviner som munner ut i skred-lober i bunnen av bassenget.

Glacial geomorfologiske former i indre del av Bjørnafjorden

I den nordøstlige delen mellom basseng SB6 og SB7 i Bjørnafjorden er totalt to ryggformer identifisert. De er navngitt uformelt Ryggform Bjørnafjord1 (RB1) og Ryggform Bjørnafjord2 (RB2) (Fig.4.9; Fig.10). Ryggform RB1 er lokalisert sørøst for basseng SB7 og ligger på 180 meters vanddyb. Karakteristisk for ryggformen er en bratt distalside med markant ryggkant, og avlange furer på proksimalsiden. Furene har en nord-sør orientering. Nordøst for basseng SB5 reduseres dypet til 200 meter. På fjellskrenten på dette dypet identifiseres isstrømsstrukturer med nord-sør orientering (Fig.4.9). Fjellskrenten er lokalisert 795 meter foran rygg RB1.

Ryggform RB2 er lokalisert mellom basseng SB6 og SB7, ligger på 140 meters dyp og er orientert på tvers av bassengene (Fig.4.10). Ryggformen karakteriseres som en vifteformet slak distalside, med avlange furer på proksimalsiden. Furene har nordøst-sørvest orientering (Fig.4.10.). På grunn av manglende data mellom ryggformene RB1 og RB2 er det vanskelig å si om disse hører til samme system eller om de er dannet på to forskjellige tidspunkt. På fjellskrenten i overgangen fra basseng SB4 til SB6, der dypet reduseres til 300 meter, er isstrømsstrukturer med en nordøstlig orientering identifisert (Fig.4.10). Dette er 3,6 km fra lokasjonen til rygg RB2.

I Fusafjorden er to system av parallelle strømlinjeformede rygger identifisert. Ryggene er navngitt uformelt med Ryggform Fusafjord1 (RF1) og Ryggform Fusafjord2 (RF2) (Fig.4.11a). Der første ryggen er lokalisert i munningen ved overgangen til Bjørnafjorden og ligger grunnest på 50 meters dyp. Denne karakteriseres av bratt distalside, slak proksimalside og en markant ryggkant. Rygg RF2 er lokalisert 2 km fra munningen og ligger på dyp 200 meter (Fig.4.11c). Ryggen karakteriseres av en slak vifteformet distalside, bratt proksimalside med avlange furer som har en nordøst-sørvest orientering (Fig.4.11b).



Figur 4.9 Batymetri data fra innerste delen av Bjørnafjorden. Helt øst er ryggform RB1 lokalisert. Denne er karakterisert av en tydelig ryggkant med bratt distalside og en brattere proksimalside.

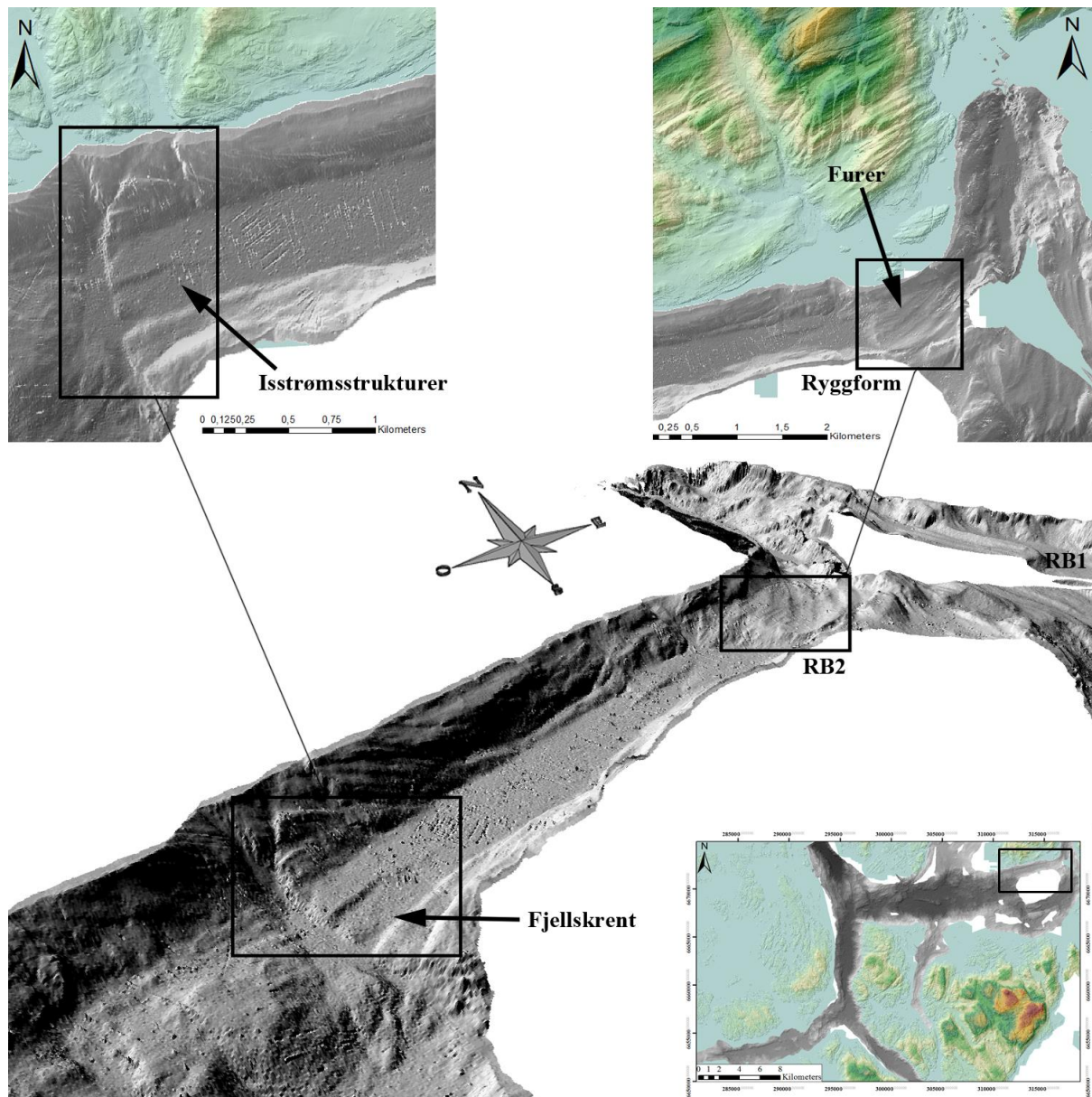
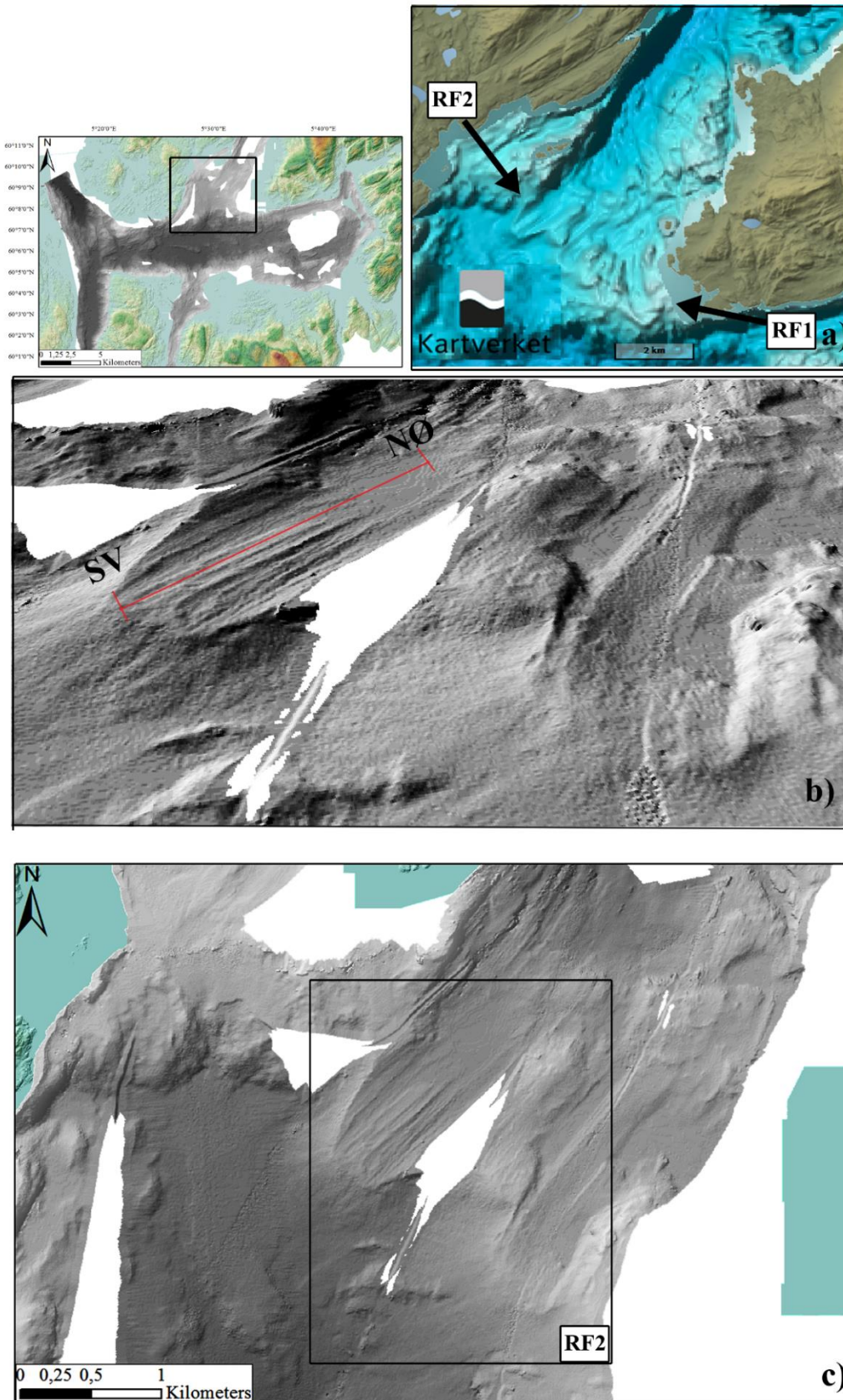


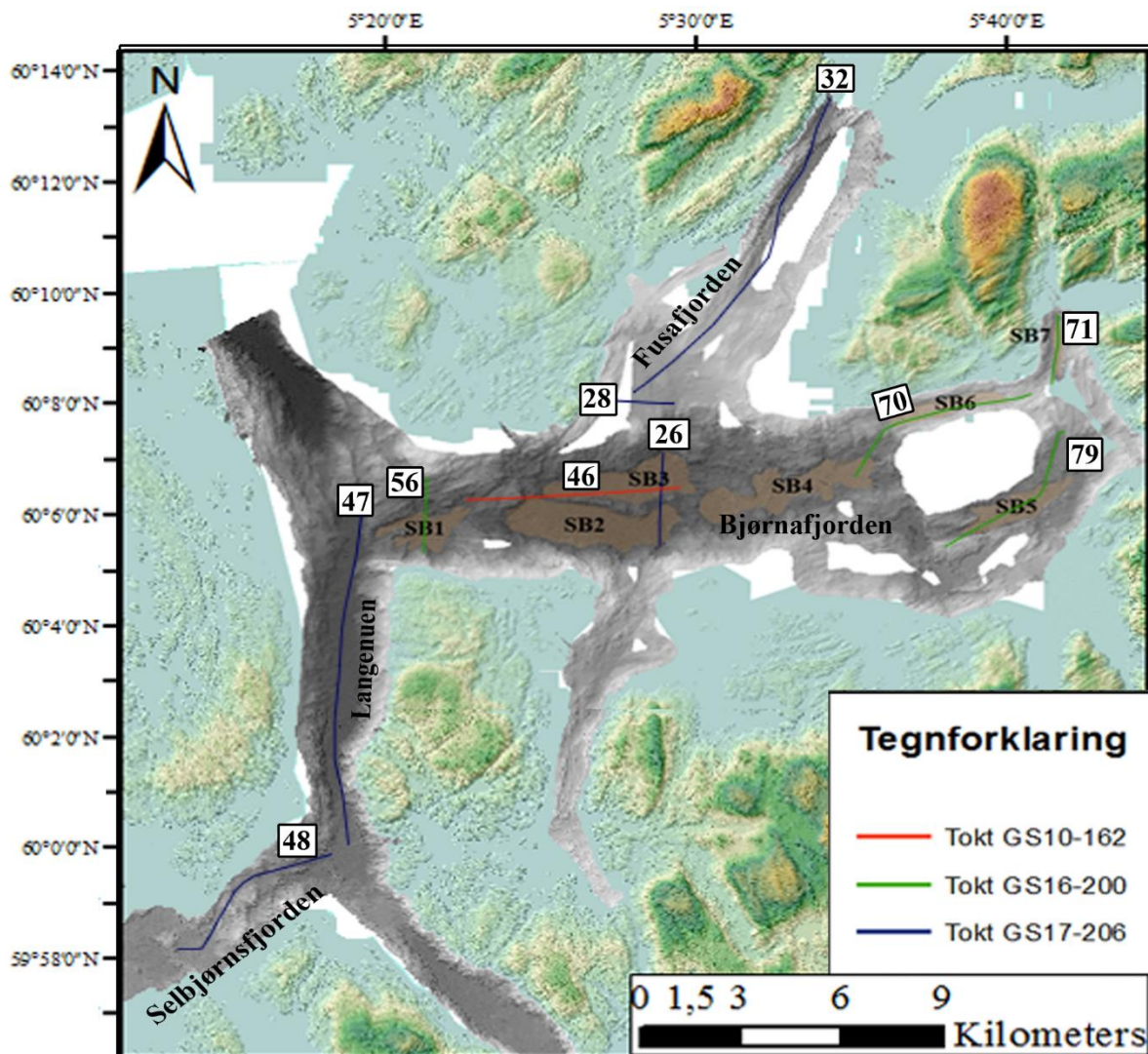
Fig 4.10 Batymetridataene viser tydelige ryggformer innerst i fjorden. Ryggform RB2 ligger ved grensen mellom SB6 og SB7. Furer med nordøst-sørvest orientering er identifisert på proksimalsiden av ryggformen. Datasettet viser også at fjellskrenten fra den nordøstlige delen av basseng SB6 har isstrømsstrukturer på seg.



Figur 4.11 a) Terrengekart over munningen av Fusafjorden fra Norgeskart databasen. Ryggform RF1 vises i munningen av fjorden. b) Ryggform RF2 sett på skrått med orientering. c) Ryggformen RF2 sett ovenfra med slak vifteformet distalside og bratt proksimalside. Med tydelige furer på proksimalsiden.

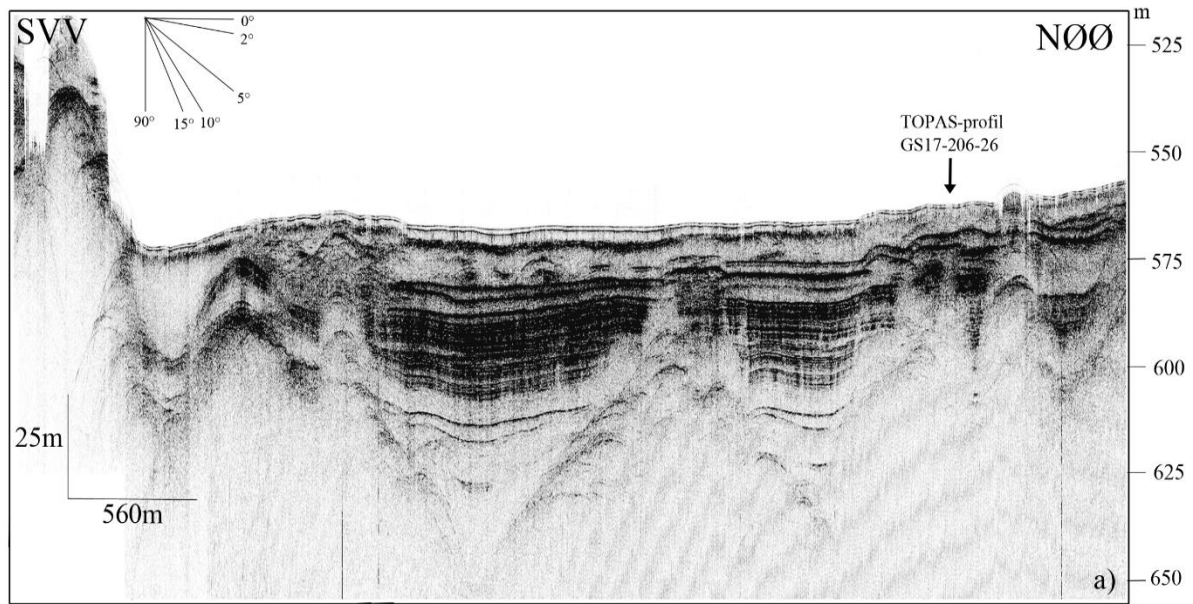
4.4 Seismostratigrafi

For etableringen av det seismostratigrafiske rammeverket i studieområdet, dvs. Bjørnafjorden, Langenuen og Selbjørnsen, er det benyttet 10 utvalgte seismiske profiler (Fig. 4.12). Profilene er valgt ut på bakgrunn av på kvaliteten av seismikken og hvor i studieområdet de ble samlet inn. Utfra de seismiske profilene er fire uformelle stratigrafiske enheter definert, basert fra endringer i seismisk karakter (Tabell 3.2), stratigrafisk beliggenhet og geometri. Det seismostratigrafiske profilet GS10-162-46 fra sedimentbasseng SB3 er benyttet som representant for denne inndelingen (Fig. 4.13). Inndelingen er navngitt som enhet A til enhet D, hvor enhet A er den yngste enheten. Akustisk basement er definert der det akustiske signalet slutter.

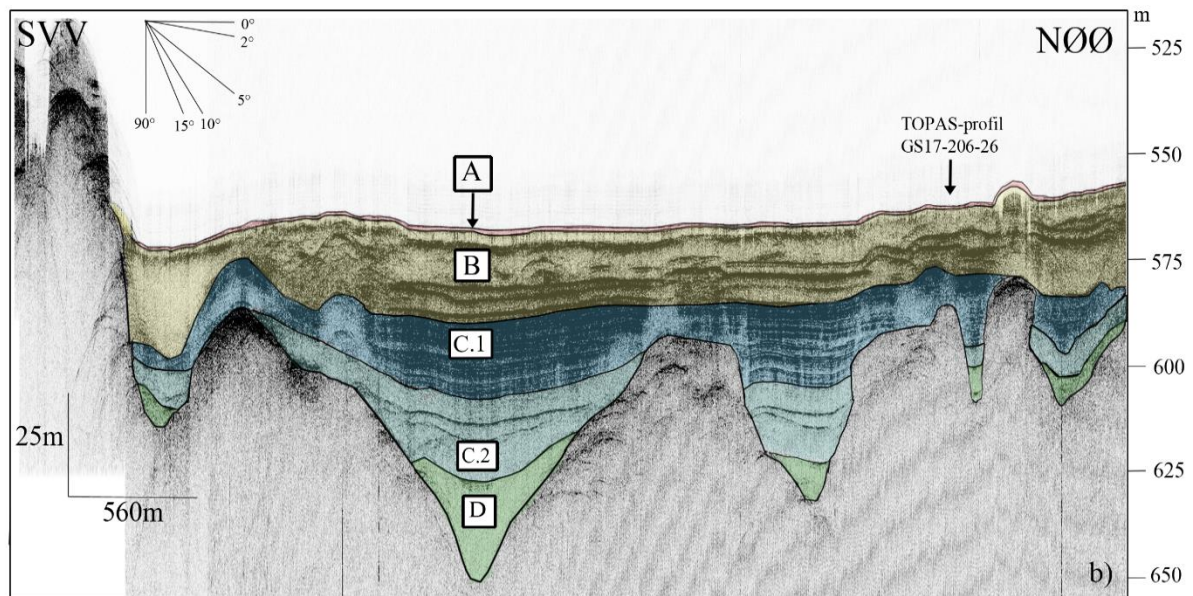


Figur 4.12 De nummererte seismiske profiene vist på kartet har blitt brukt til etableringen av det seismiske rammeverket.

GS10-162-46



- Tegnforklaring:**
- Enhet A
 - Enhet B
 - Underenhet C.1
 - Underenhet C.2
 - Enhet D
 - Akustisk Basement



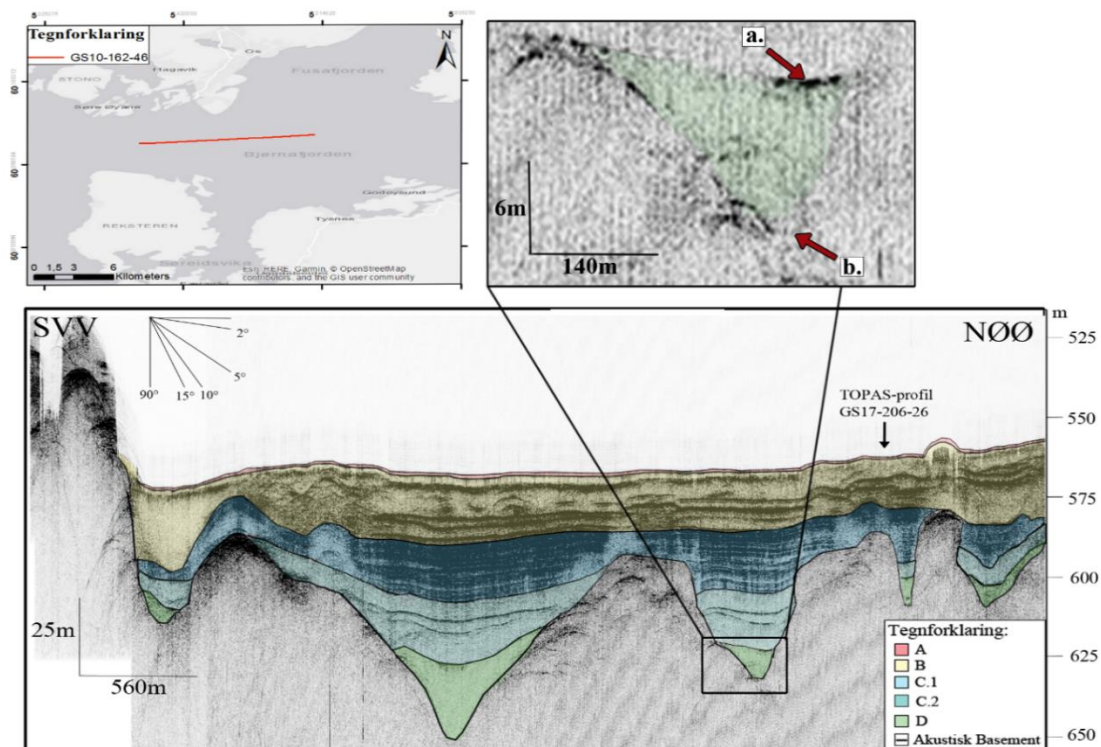
Figur 4.13 a) Utolket versjon av Topasprofilen GS10-162-42 fra sedimentbasseng SB3. Kartutsnittet viser der profilen er tatt. b) Tolket versjon av Topasprofil GS10-162-46. Profilen går langs midtre delen av fjorden og er brukt som utgangspunkt for definisjonen av seismostratigrafiske enhetene etablert for Bjørnafjorden.

Seismostratigrafisk enhet D

Enhet D er den nederste uformelle enheten definert i Bjørnafjorden. Den nedre grensen er definert ved akustisk basement der det akustiske signalet slutter (Fig. 4.14). Karakteristisk for enheten er at den har en homogen transparent refleksjon med sporadiske interne refleksjoner, der lagpakken til dels følger geometrien til bassenget (Tabell 3.2). Enhet D er sentrert til de dypeste delene av sedimentbassengene og er identifisert i alle bassengene.

Enheten har som regel begrenset utbredelse i bassengene, men varierer i mektighet og oppnår størst tykkelse i de dypeste delene av fjordbassengene. Dette vises tydelig i profil GS10-162-46 i SB3 der akustisk basement er på rundt 650 meters dyp og maks mektighet er på rundt 25 meter (Fig. 4.13). Denne settingen gjelder også for de ytre bassengene av fjorden (SB1) der bassengdypet går ned mot 630 meter. Maks mektighet for enheten der er rundt 25 meter (Fig. 4.19). I den indre delen av fjorden blir dypet i bassengene SB5 og SB6 grunnere og er på henholdsvis 535 og 335 meters dyp. Tykkelsen til enhet D utgjør her 10 meter av sedimentene (Fig. 4.21). I det helt innerste bassenget, merket SB7 er tykkelsen på denne enheten kun noen få meter (Fig. 4.23).

GS10-162-46



Figur 4.14 Utsnitt fra Topasprofil GS10-162-46 tatt fra sedimentbasseng SB3, som viser den seismiske karakteren til enhet D. Grense mellom enhet C.2 og enhet D er markert med pil a. i utsnittet. Akustisk basement er markert med pil b.

Seismostratigrafisk enhet C

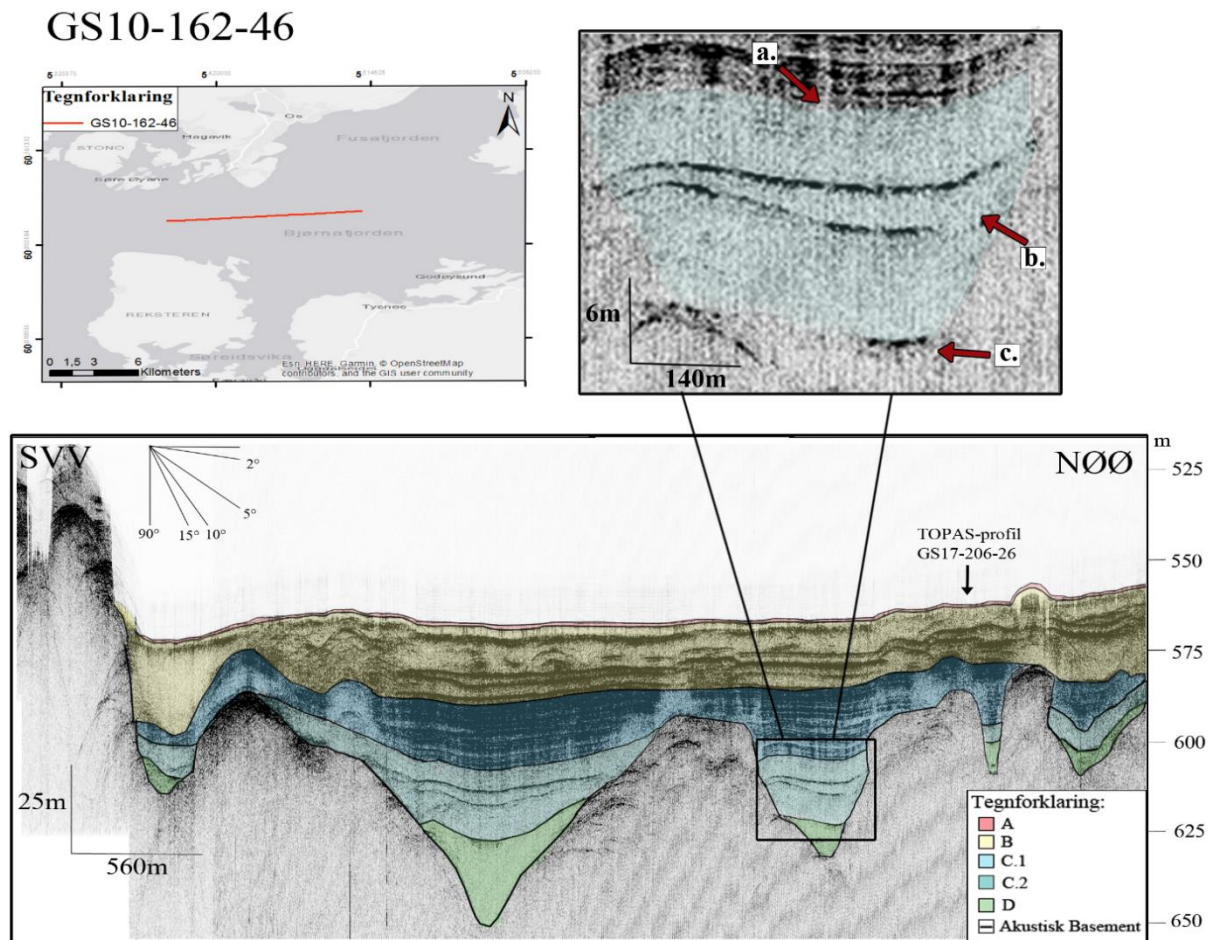
Enhet C ligger stratigrafisk over enhet D, der nedre grense for enheten defineres av en reflektor karakterisert av høyere amplitude. Videre deles enheten inn i to underenheter, merket C.1 og C.2. Inndelingen er basert på endring i styrken på den seismiske amplituden og seismisk karakter (Fig. 4.13). Underenhet C.2 består av en transparent lagpakke og en akustisk laminert lagpakke, bestående av finere laminering og svakere amplitude reflektorerer (Tabell 3.2). Underenhet C.1 består av en akustisk laminert lagpakke med sterkere amplitude reflektorerer.

Underenhet C.2

I basseng SB1, SB2, SB3 og SB4 består den nedre lagpakken av en serie isolerte transparent seismiske enheter, mens den øvre delen av underenhet C.2 består av plan-parallele seismiskereflektorer (Fig. 4.15). De isolerte transparente enhetene separeres fra hverandre av en høy-amplitude reflektor og har en til dels erosiv karakter. Den geometriske karakteren til reflektorene ser ut til å variere og har ikke noen tydelig trend. Den akustisk laminerte lagpakken draperer over den underliggende transparente lagpakken (Fig.4.15). Denne lagpakken i underenhet C.2 skilles fra underenhet C.1 ved at den har en finere laminering. I de ytterste og midterste bassengene i fjorden (SB1, SB2, SB3) utgjør tykkelsen på underenhet C.2 20-25 meter av sedimentene (Fig.4.19; Fig.4.20).

Den akustisk laminerte lagpakkens stratigrafiske nivå er ulik i basseng SB5 i forhold til de andre bassengene (Fig.4.21). Lagpakken ligger der stratigrafisk nederst og en transparent lagpakke ligger stratigrafisk øverst. Den transparente lagpakken eroderer ned i den akustisk laminerte lagpakken og den akustisk laminerte lagpakken består av undulerende parallelle reflektorer som følger geometrien til bassenget. Underenhet C.2 har større mektighet i denne delen av fjorden og er rundt 45 meter på det tykkeste og den akustisk laminerte lagpakken utgjør en mektighet på 25 meter (Fig. 4.21).

I den nordøstlige delen i basseng SB6 og SB7 er dypet grunnere (250-300 meter) og stratigrafien har en annerledes utforming enn det som er observert i de dypere bassengene. Underenhet C.2 utgjør en mektighet på rundt 10 meter og består av et tynt transparent lag øverst og en svak akustisk laminert pakke nederst (Fig.4.22). Denne underenheten er ikke identifisert i det innerste bassenget SB7.



Figur 4.15 Utsnitt av enhet C.2 fra Topasprofil GS10-162-46. Utsnittet viser hvordan enheten er delt opp i en akustisk laminert lagpakke øverst og en transparent lagpakke nederst. Pil **a** viser grensen mellom underenhetene C.1 og C.2 der amplituden avtar. Der reflektorene orienterer seg etter geometrien til overflaten av den transparente lagpakken. Pil **b** viser overgangen til den transparente lagpakken. Her observeres et isolert lag som tynnast ut mot SVV. Pil **c** viser den nedre grensen til enheten.

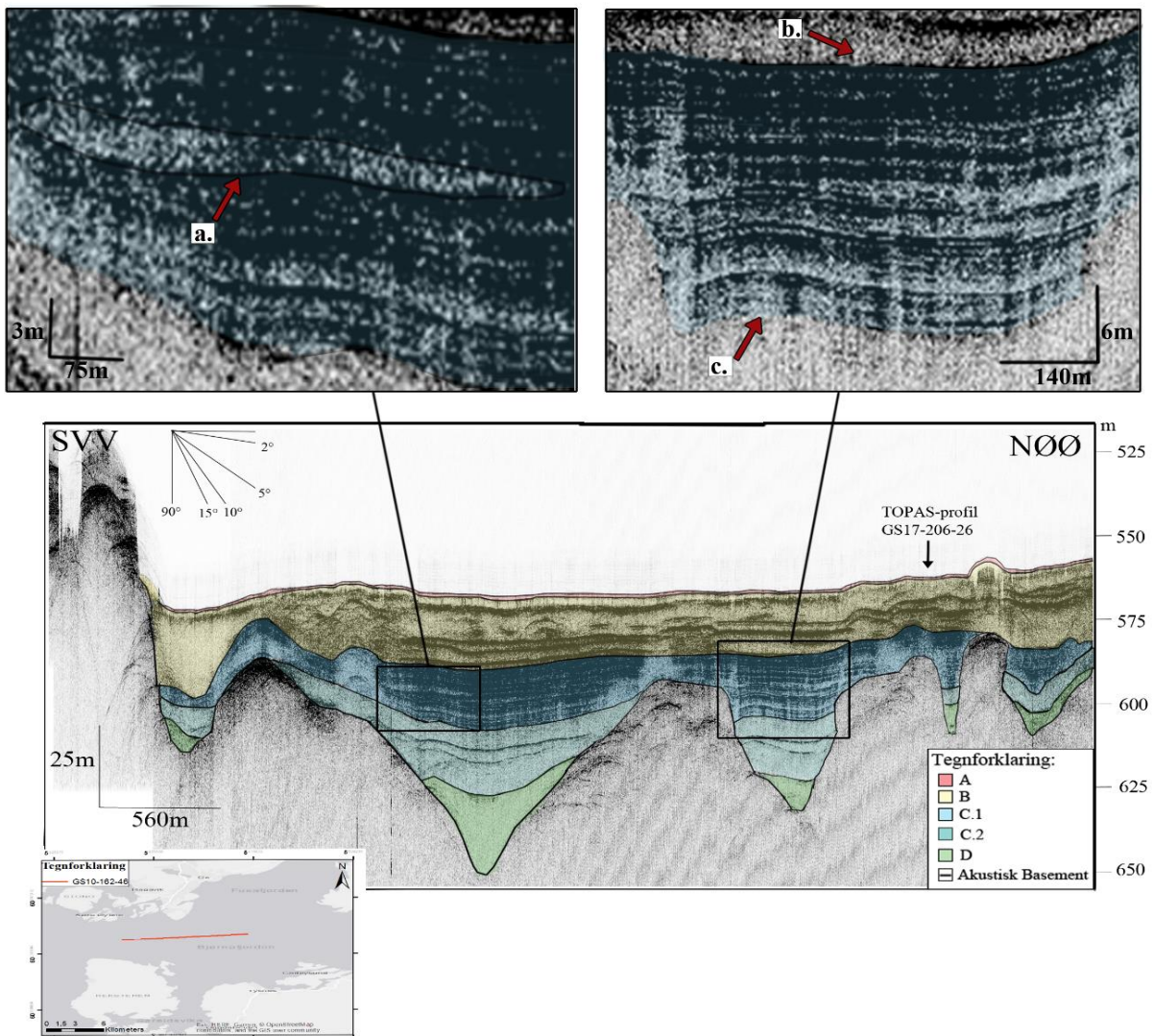
Underenhet C.1

Grensen mellom underenhet C.2 og C.1 er definert ved overgangen fra høy-amplitude reflektorer til reflektorer av lavere amplitude (Fig.4.13). Underenhet C.1 karakteriseres av en akustisk laminert lagpakke med parallelle reflektorer av høy amplitude og grovere stratifisering (Fig.4.16) (Tabell 3.2). Enheten varierer i mektighet i fjorden. Mektigheten til enhet C.1 i bassengene SB2-SB5 er rundt 20-25 meter, mens i de ytre delene i SB1 utgjør mektigheten en størrelse på 10 meter (Fig. 4.19). Flere steder forstyrres den laminerte lagpakken av mindre transparente lag med begrenset utbredelse (Fig. 4.16).

I de ytre delene av fjorden i basseng SB1, følger den akustisk laminerte lagpakken geometrien til underliggende lagpakke med en svak helning mot nord (Fig.4.19). I midterste delen av fjorden forstyrres enheten av transparente lag med utbredelse fra SVV. I basseng SB3 er enheten svært begrenset i SVV på grunn av erosjon fra enhet B (Fig.4.13, Fig.20). Den samme trenden vises i NØØ i bassenget der enheten tynnest av erosjonen. Nederst i enheten orienterer de parallelle reflektorene seg etter underliggende topografi. Orienteringen til reflektorene blir gradvis mer horisontale opp i stratigrafien.

I basseng SB6 utgjør enheten rundt 50 meter av sedimentene og enhet B har der begrenset utbredelse. Reflektorene har en svak helning mot sørøst i den tykkeste delen av enheten (Fig. 4.22). Sørvest rett ved rygg RB2 forstyrres enheten av en tykk transparent pakke som tynnes ut mot nordøst. SB7 er lokalisert proksimalt for rygg RB1 og RB2 i den nordøstlige delen av fjorden. Enheten i dette bassenget har en mektighet på rundt 25 meter og forstyrres av enhet B i den nordlige delen (Fig. 4.23). I den sørlige delen ligger enheten stratigrafisk under enhet A. På grunnlag av at enhet C.2 ikke er identifisert i bassenget vil enhet C.1 ligge stratigrafisk over enhet D, der grensen defineres ved overgangen fra akustisk laminert til kaotisk seismisk karakter.

GS10-162-46



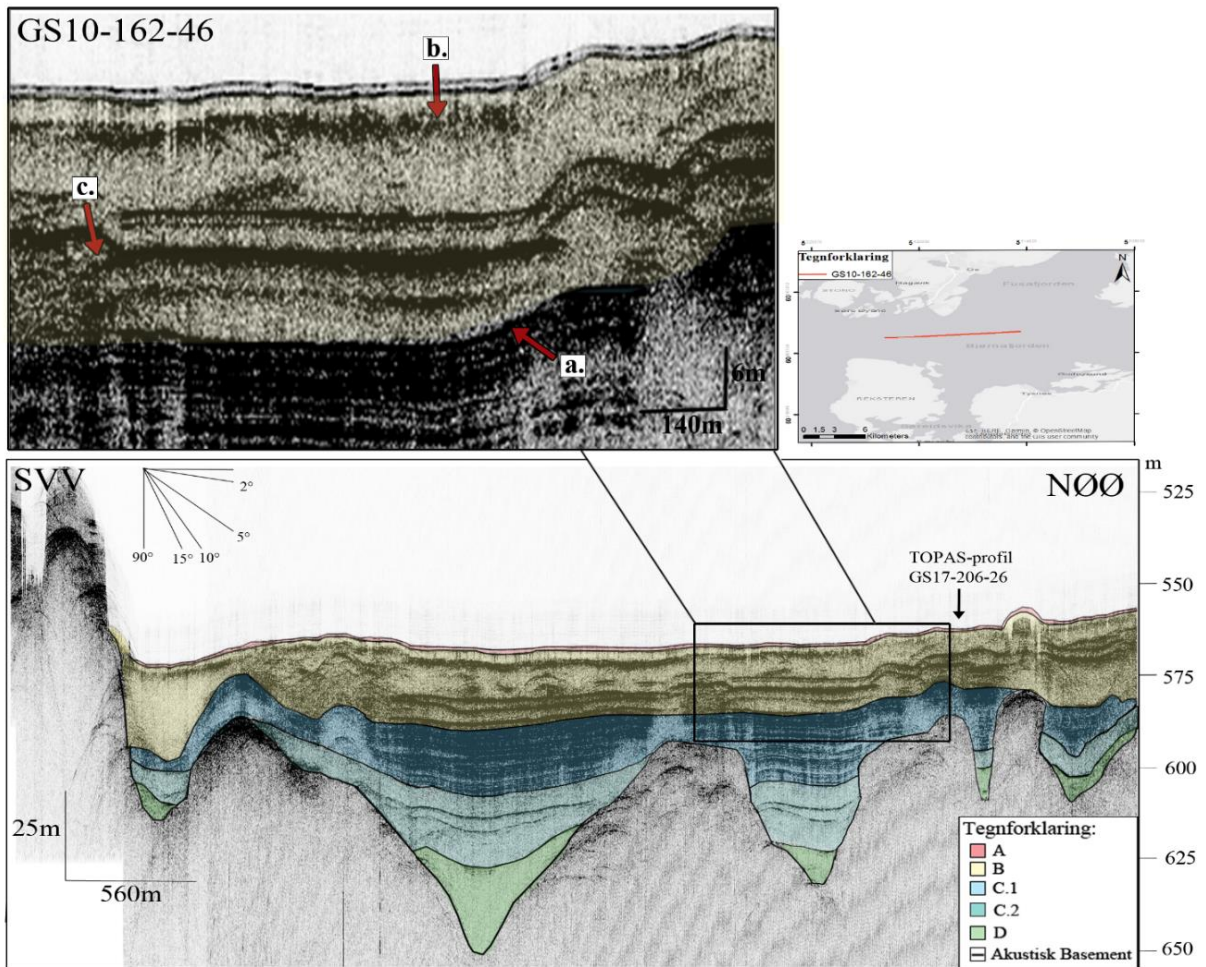
Figur 4.16 Utsnitt av enhet C.1 fra Topasprofil GS10-162-46. Utsnittet viser eksempel på et transparent lag som forekommer flere steder i enheten. Det andre utsnittet viser hvordan de parallelle reflektorene jevner først ut underliggende topografi til å bli mer horisontale. Pil b markerer en erosjonsgrense og pil c viser grensen mellom underenhet C.1 og underenhet C.2

Seismostratigrafisk enhet B

Enheten består av isolerte seismiske transparente enheter som skilles fra hverandre av høy-amplitude reflektorer, der den geometriske formen til enhetene varierer (Fig.4.13; Fig.4.17) (Tabell 3.2). Nedre grensen til enhet B er definert ved overgangen til akustisk laminert seismisk facies (Fig.4.17). Grensen karakteriseres av en undulerende høy-amplitude reflektor, der lagpakken som regel eroderer ned i underliggende lagpakke (enhet C.1). Enheten er identifisert i alle bassengene i Bjørnafjorden.

Enheten viser seg å være størst i de ytre, midtre og sørøstlige delene av fjorden (SB1-5), der mektigheten er mellom 20-25 meter. I det ytterste bassenget SB1 består lagpakken av et kontinuerlig isolert lag øverst som går gjennom hele profil GS16-200-56 (Fig. 4.19). Under er flere isolerte lag, som bøyes av mot sentrale delen av bassenget. I profil GS16-200-46 fra basseng SB3 består den øvre delen av et kontinuerlig isolert lag av erosiv karakter, som går gjennom hele profilet (Fig. 4.13). Nederste enheten i basseng SB3 består av flere tynnere isolerte enheter som har sin utbredelse fra NØØ og avrundes mot SVV. I den sørøstlige delen av fjorden i profil GS16-200-79 fra basseng SB5 har de isolerte lagene utbredelse fra nordøst og avrundes mot sørvest (Fig. 4.21).

Enheten er mindre i den nordøstlige grunnere delen av Bjørnafjorden der den utgjør kun noen meter tykkelse av sedimentene. I basseng SB6 tynnes enheten ut mot sørøst fra rygg RB2 (Fig. 4.22). Den samme karakteristikken er identifisert for basseng SB7 der enheten er tykkest ved det bratte partiet på innsiden av rygg RB2 (Fig. 4.23).



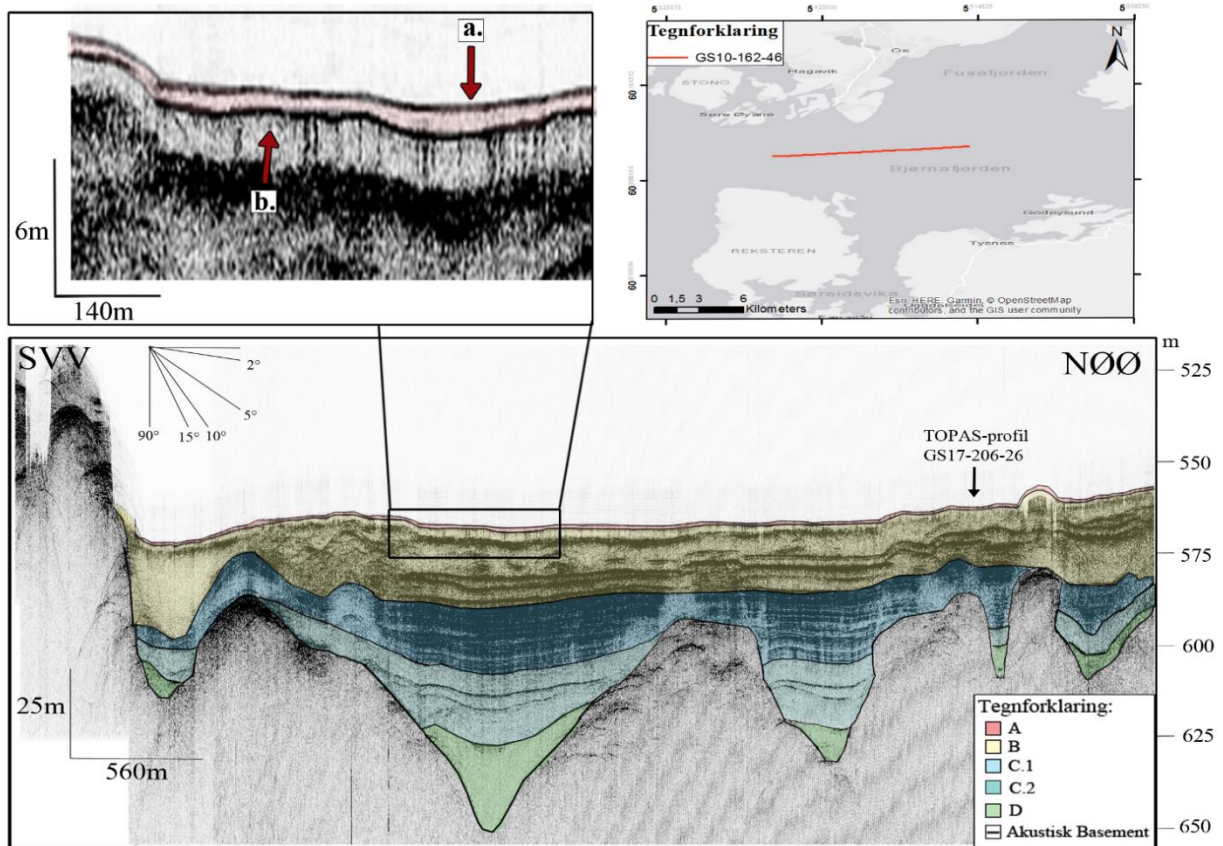
Figur 4.17 Utsnitt av enhet B fra Topasprofil GS10-162-46. Utsnittet viser eksempel på hvordan de isolerte lagpakkene er karakteristisk for enheten. Pil a viser erosjonsgrensen i overgangen til den akustisk laminerte lagpakken. Pil b viser hvor i stratigrafien den tykke kontinuerlige isolerte laget er observert. Pil c viser isolerte lag som har sin utbredelse fra NØØ, bøyes av og stopper mot SVV.

Seismostratigrafisk enhet A

Enheten karakteriseres av et lag av transparent seismisk karakter som draperer underliggende lagpakke (Fig.4.18). Laget i enhet A har en relativt jevn tykkelse. Enheten er definert som den øverste seismostratigrafiske enheten og representerer derfor den yngste avsetningen.

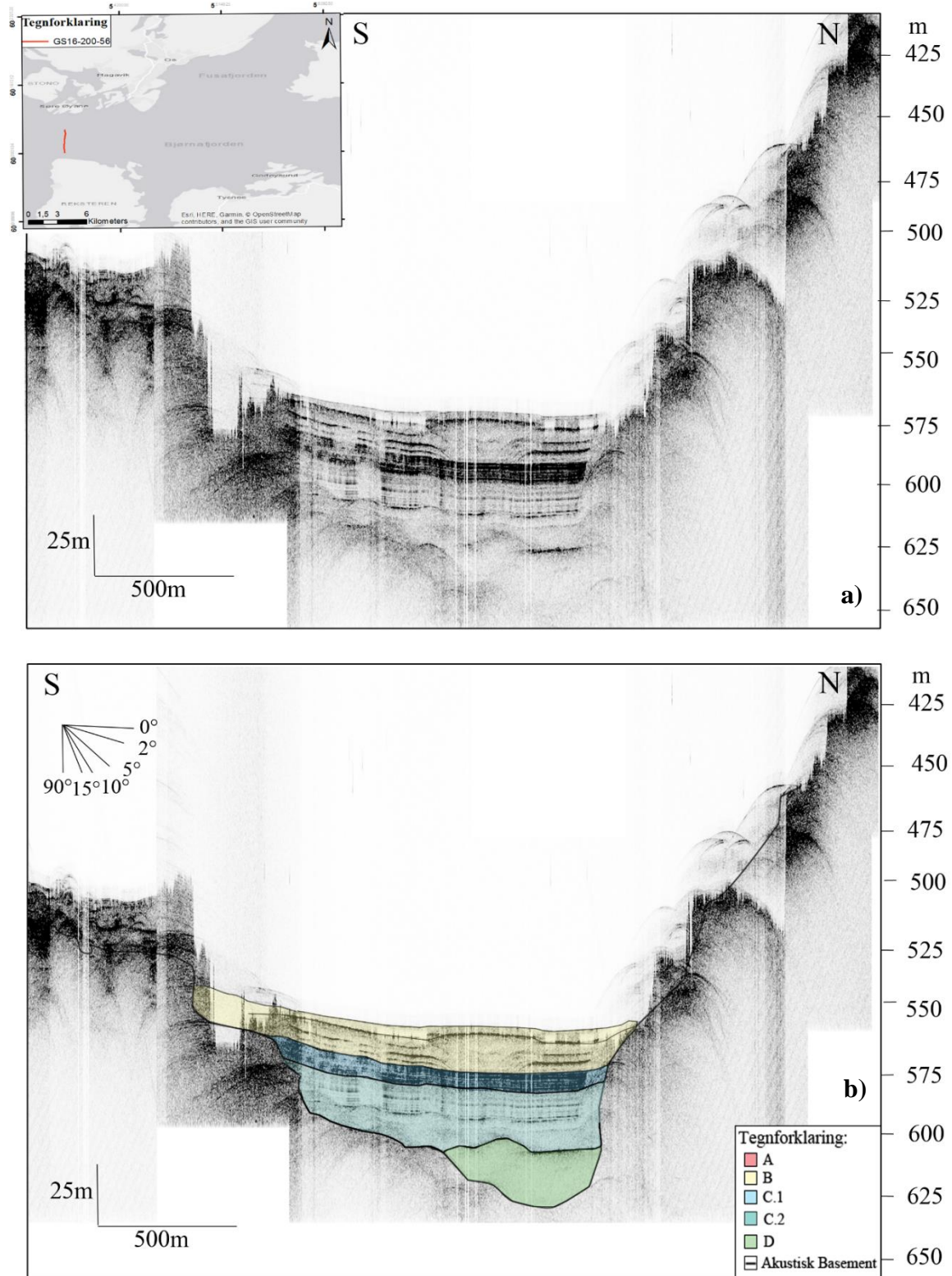
Enhet A er identifisert i de fleste sedimentbassengene med unntak av de ytre delene i basseng SB1 fra profil GS16-200-56 (Fig. 4.19). Fra denne delen av fjorden er ikke enhet A synlig i topasprofilene på grunn av liten tykkelse.

GS10-162-46



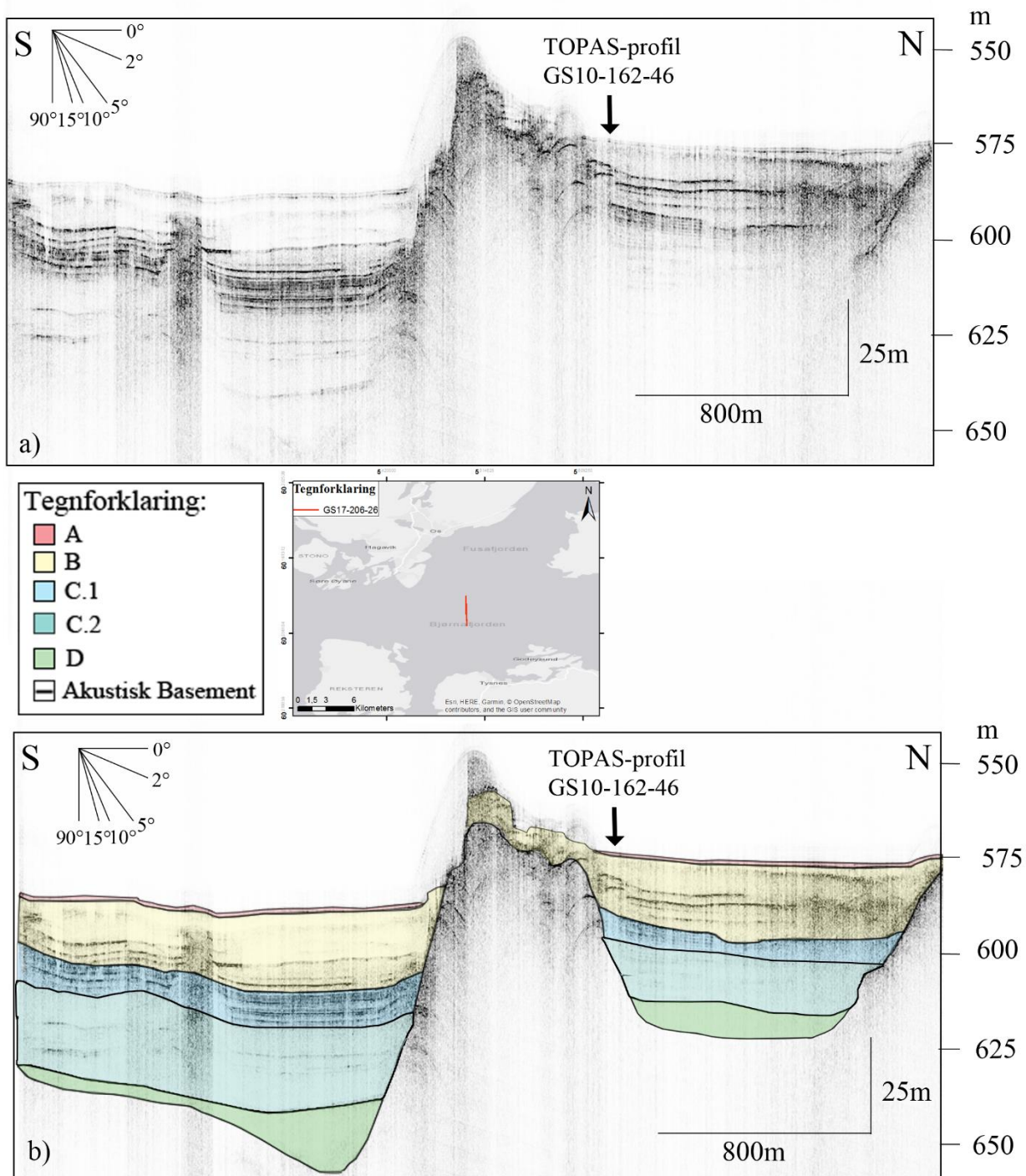
Figur 4.18 Utsnitt av enhet A fra Topasprofil GS10-162-46. Utsnittet viser hvordan enheten draperer underliggende enhet. Pil **a** markerer der enhet A starter og pil **b** viser nedre grensen for enheten.

GS16-200-56



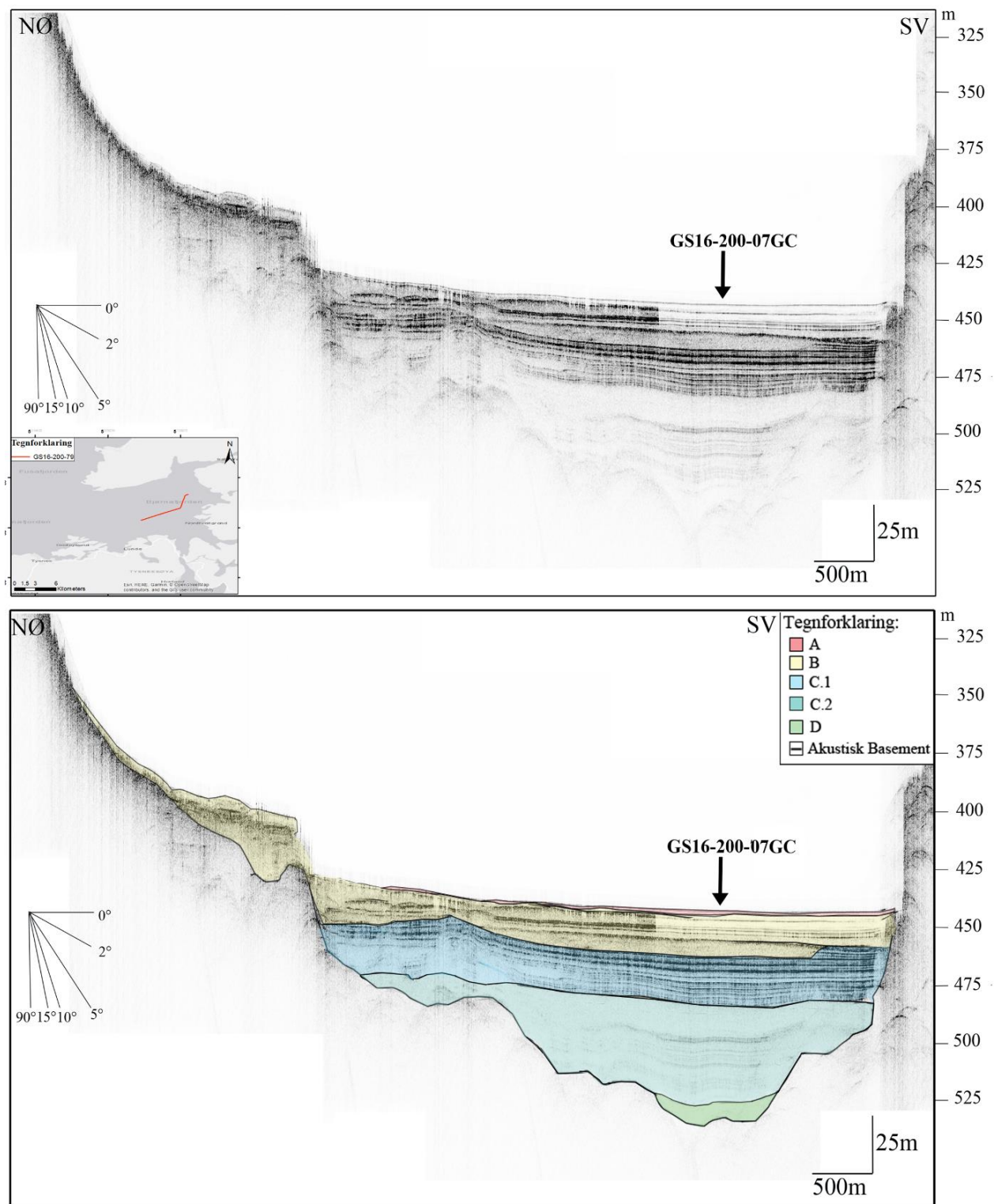
Figur 4.19. a) Utolket versjon av TOPAS-profilet GS16-200-56. Der linjen er tatt vises i kartutsnittet i venstre hjørne. **b)** Tolket versjon av TOPAS-profil GS16-200-56. Profilet er tatt på tvers av munningen i ytre delen av fjorden og representerer seismostratigrafien som er karakteristisk for dette området. I enhet B observeres isolerte lag av transparent karakter som kommer fra sidene og bøyes av mot midten av bassenget.

GS17-206-26

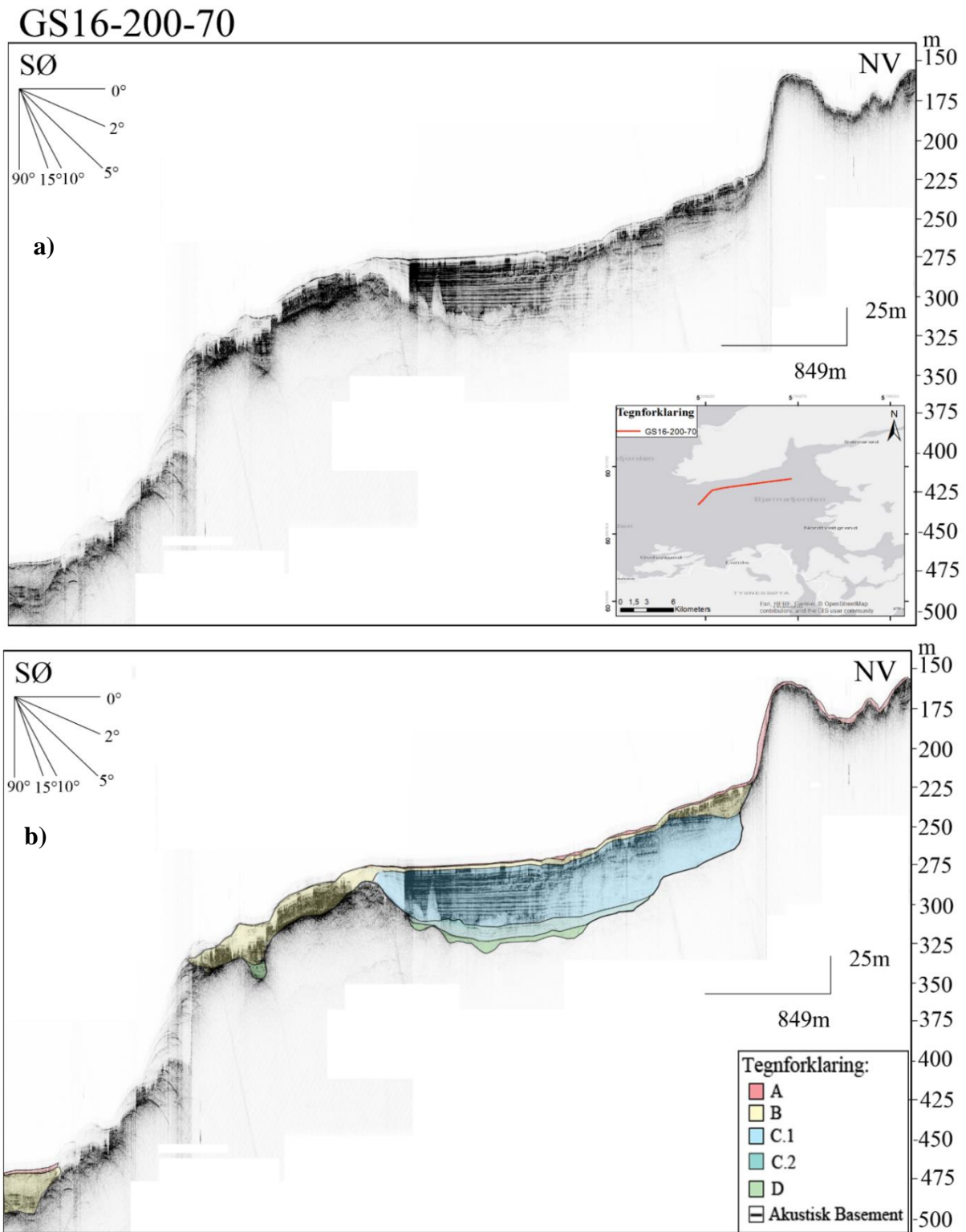


Figur 4.20 Krysningpunktet for Topasprofil GS10-162-46 er markert inn i begge profilene. **a)** Utolket versjon av TOPAS-profil GS17-206-26. Kartutsnittet viser hvor profilet er tatt. **b)** Tolket versjon av TOPAS-profil GS17-206-26. Profilet krysser den midtre delen av fjorden på tvers krysser SB2 i sør og SB3 i nord.

GS16-200-79

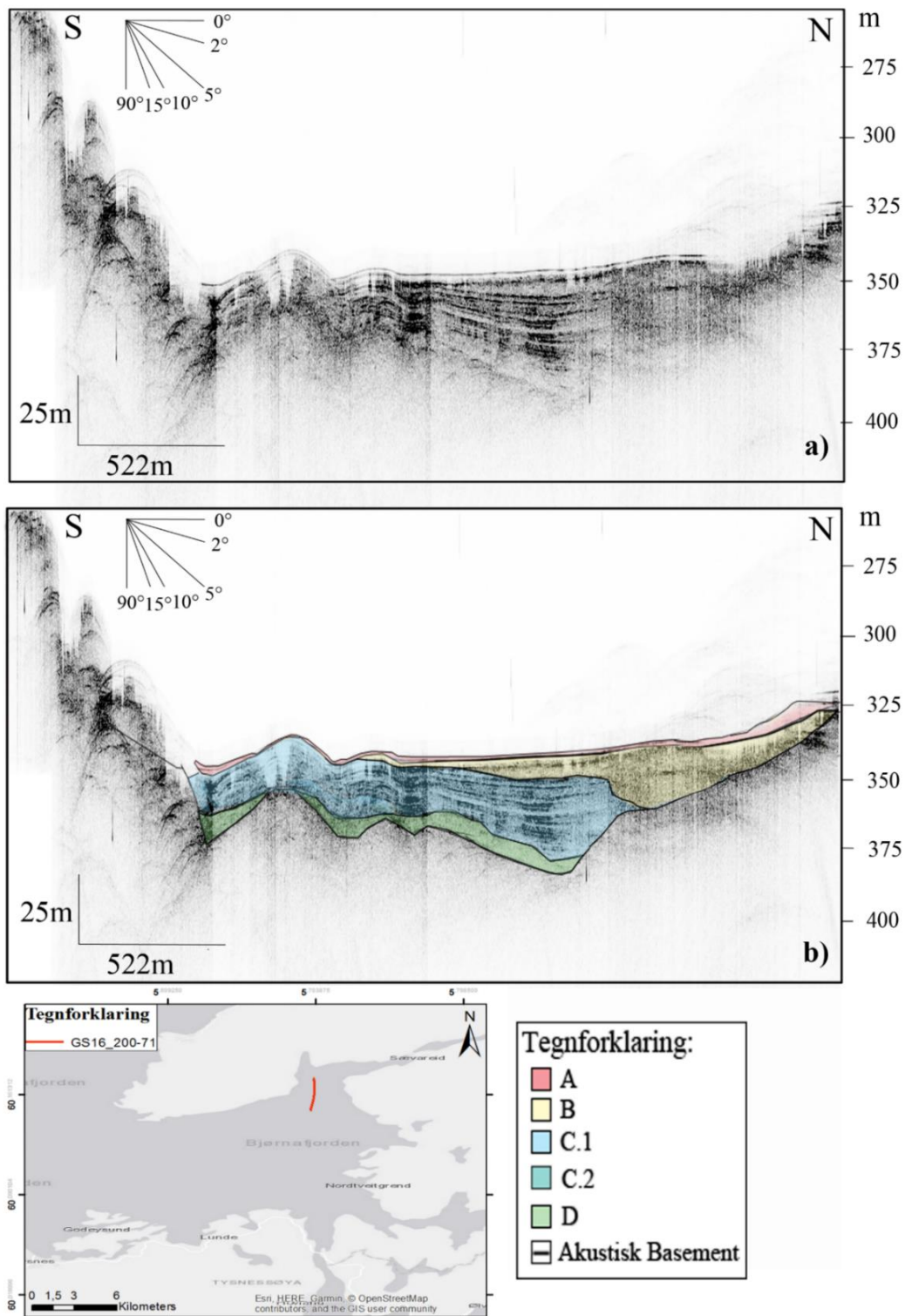


Figur 4.21 a) Utolket versjon av TOPAS-profil GS16-200-79. Profilet går gjennom langs sørøstlige delen av fjorden. Kartutsnittet viser hvor profilet er tatt. b) Tolket versjon av TOPAS-profil GS16-200-79. Profilet representerer seimsostratigrafien for den sørøstlige delen av fjorden i SB5. I dette profilet observeres en endring i underenhet C.2. Der den akustisk laminerte pakken ligger stratigrafisk over enhet D og underenhet C.2 og underenhet C.1 adskilles av en transparent lagpakke. Lokasjon for kjerne GS16-200-07GC er markert inn i begge profilene.



Figur 4.22 a) Utolket versjon av TOPAS-profil GS16-200-70. Kartutsnittet viser hvor profilet er tatt. **b)** Tolket versjon av TOPAS-profil GS16-200-70. Profilet går langs den nordvestlige delen av fjorden gjennom SB6 og representerer seismostratigrafien i denne delen av fjorden. Her observeres mektigheten av enhet B som svært begrenset. Enhet C.2 er også mindre i forhold til det som er observert i de andre bassengene.

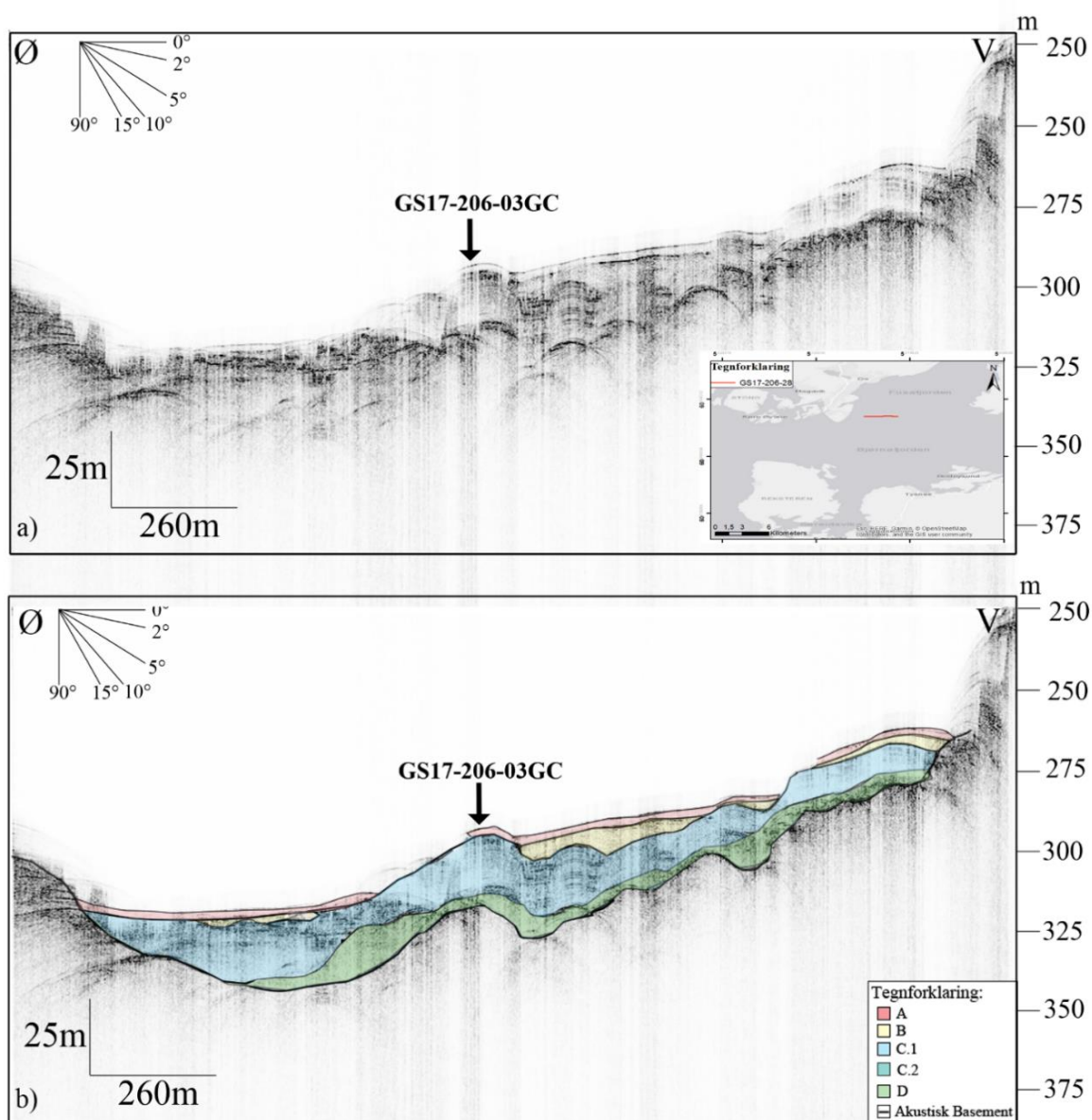
GS16-200-71



Figur 4.23 a) Utolket versjon av TOPAS-profil GS16-200-71. Kartutsnittet viser hvor profilet er tatt. b) Tolket versjon av TOPAS-profil GS16-200-71. Profilet går langs SB7 i den innerste nordlige delen av fjorden og representerer seimostratigrafien i denne delen av området. I profilet er enhet B begrenset til de nordlige delene av bassenget. Underenhet C.2 er ikke observert.

Seismostratigrafien i Fusafjorden

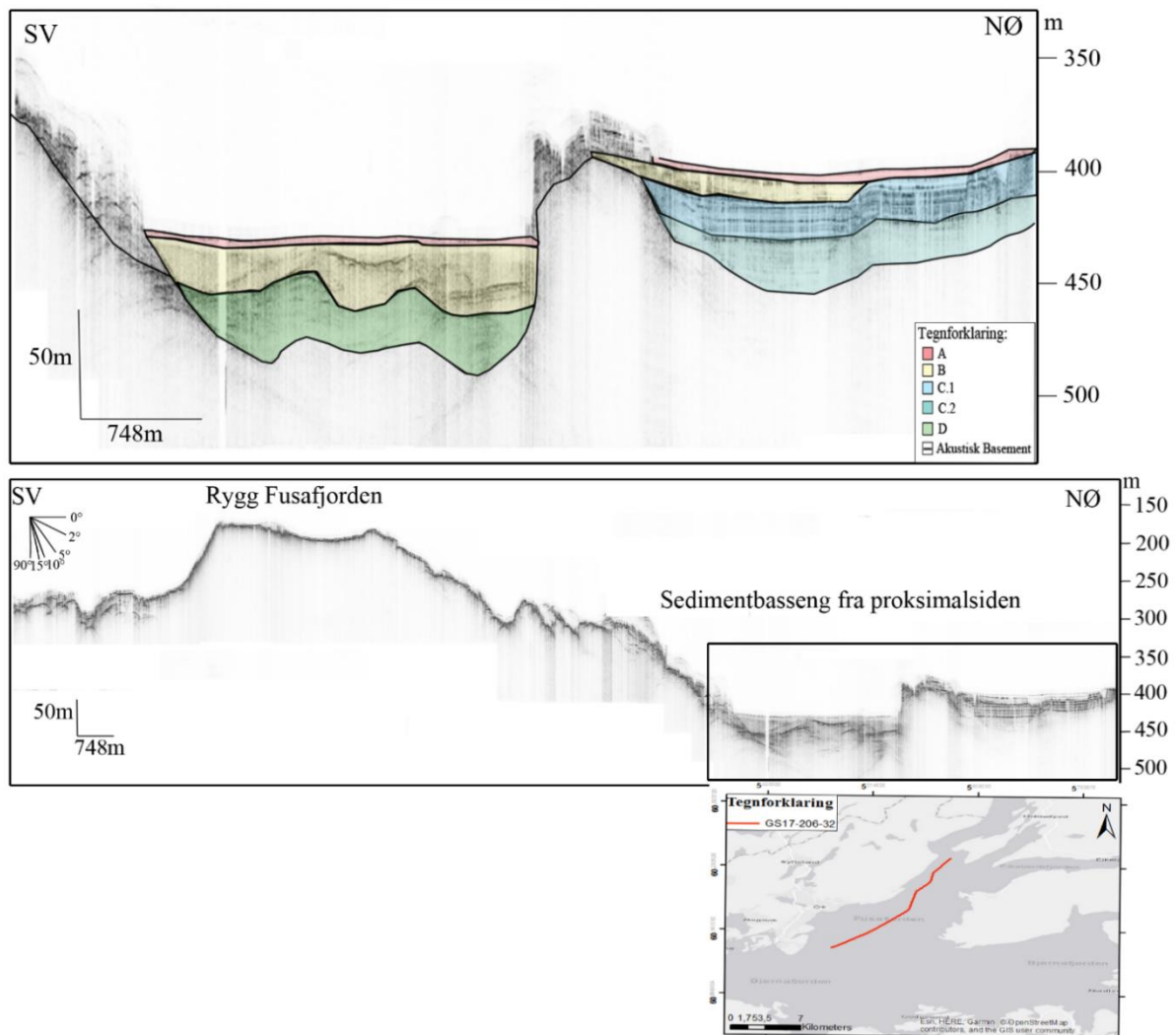
Fusafjorden kan deles opp i to områder, distalt og proksimalt for RF2. Området distalt for ryggen ligger på rundt samme dyp som bassenget SB6 og har relativt liten sedimentmektighet (Fig. 4.22; Fig.4.24). Seismostratigrafien karakteriseres ved svært begrenset utbredelse av enhet C.2 og enhet B. Førstnevnte har samme karakteristikk som enheten i basseng SB6 i Bjørnafjorden og består hovedsakelig av en transparent lagpakke. Enhet C.1 er dominerende. Enhet B er hovedsakelig identifisert i de vestlige delene av profilet, som er i nærheten av ryggene RF1 og RF2 (Fig.4.11; Fig. 4.24).



Figur 4.24 a) Utolket versjon av TOPA-profil GS16-200-28. Kartutsnittet viser hvor profilet er tatt. b) Tolkning av TOPAS-profil GS17-206-28. Profilet krysser de ytre delene av Fusafjorden og representerer seismostratigrafien for dette området. Lokasjon for kjerne GS17-206-03GC er markert inn i begge profiler.

Seismostratigrafien i bassengene ved proksimalsiden av rygg RF2 viser en annen sammensetning enn bassenget fra distalsiden (Fig 4.24; Fig. 4.25). Enhet D er rundt 25 meter tykk og begrenses til området nærmest ryggen. Enhetene C.2 og C.1 er tilstede i bassenget nordøst i profil GS17-206-32 hvor enhet B er mindre i mektighet. Enhet B er tykkest i sørvest, der den eroderer ned i enhet D i sørvest (Fig.4.25). Videre tynnset enheten ut mot nordøst i profilet og der den eroderer ned i enhet C.1

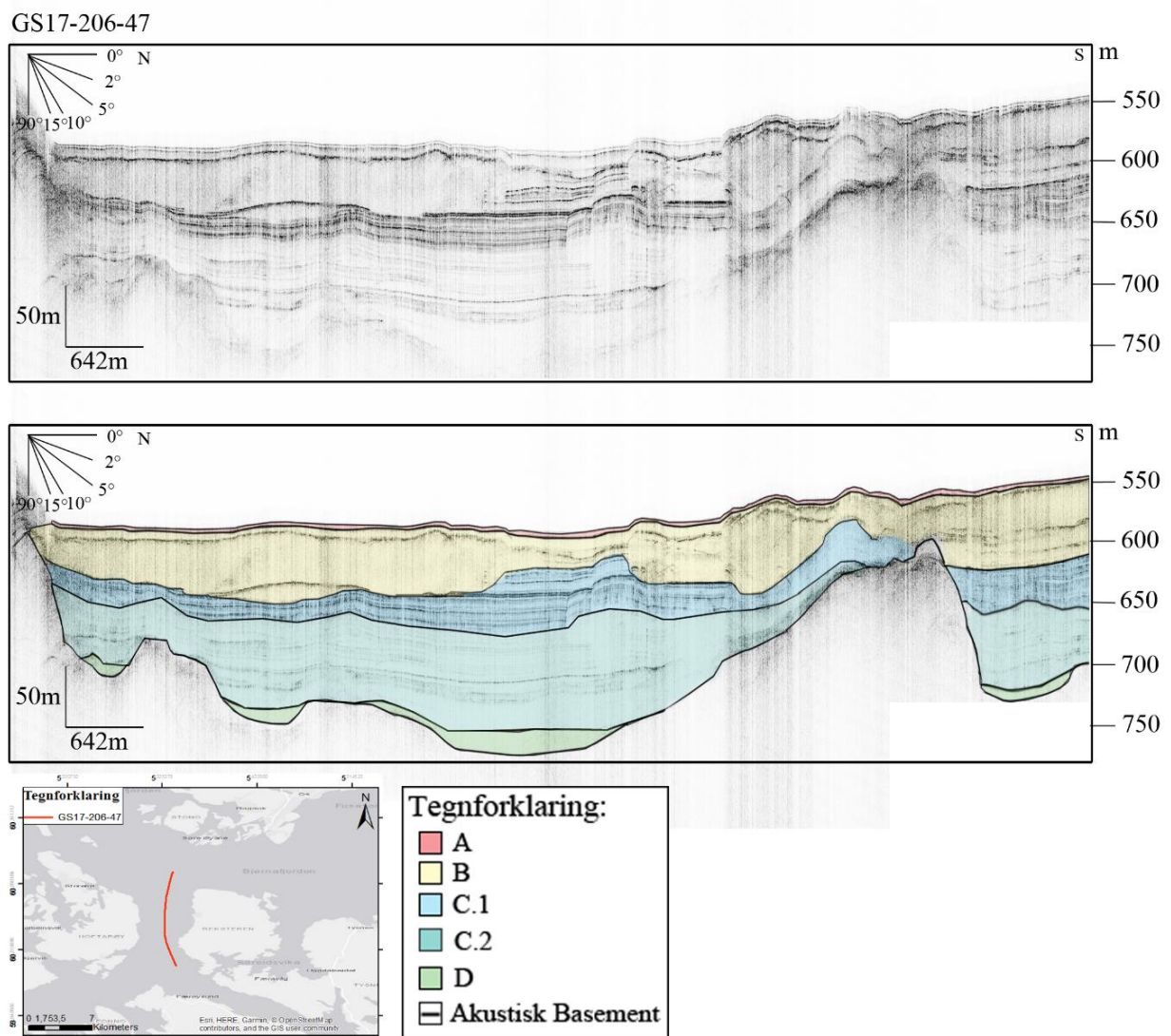
GS17-206-32



Figur 4.25 Utsnitt fra sedimentbassenget lokalisert på proksimalsiden av RF2. Profilet viser at sedimentmektigheten øker på denne siden av ryggen.

Seismostratigrafien i Langenuen

Topasprofiler fra Langenuen bassenget, mellom Bjørnafjorden og Selbjørnsfjorden, viser at denne nord-sør orienterte fjorden består av tykke sedimentavsetninger av en størrelseorden på 175 meter (Fig. 4.26). Enhet C.2 er opp mot 100 m i Langenuen bassenget, som er 75 m tykkere enn det som er målt i Bjørnafjorden. Den akustisk laminerte lagpakken i C.1 er også identifisert i bassenget. Tykkelsen til enheten varierer, med en maksimumstykkelse på 50 meter. Enhet C.1 har flere steder blitt forstyrret av den transparente lagpakken i enhet B (Fig.4.26).

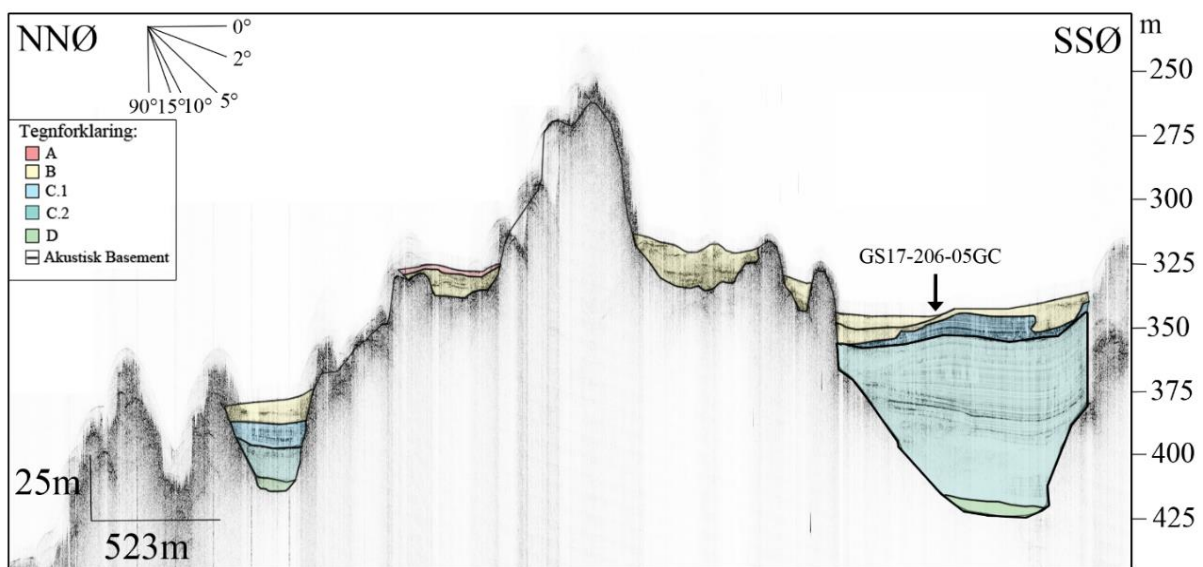


Figur 4.26 Topasprofil GS17-206-47 tatt i Langenuen bassenget lokalisert mellom Bjørnafjorden og Selbjørnsfjorden. Profilet viser tykke sedimentekvenser, der enhet C.2 har større mektighet i forhold til samme enhet observert i Bjørnafjordssystemet.

Seismostratigrafien i Selbjørnsfjorden

Profilen GS17-206-48 representerer seismostratigrafien i Selbjørnsfjorden og er fra den østlige delen av fjorden, ved inngangen til Langenuen. I likhet med seismostratigrafien i Langenuen er mektigheten på underenhet C.2 svært stor, med en størrelses orden opp mot 75 meter (Fig. 4.27). Enhet C.1 og enhet B har derimot svært liten mektighet i Selbjørnsfjorden i forhold til mektigheten som enhetene utgjør i seismostratigrafien i Bjørnafjorden og Langenuen bassenget. I Langenuen og Bjørnafjorden utgjør disse tilsammen en tykkelse på opp mot henholdsvis 100 meter og 50 meter. De samme to enhetene i Selbjørnsfjorden utgjør en tykkelse på 20 meter.

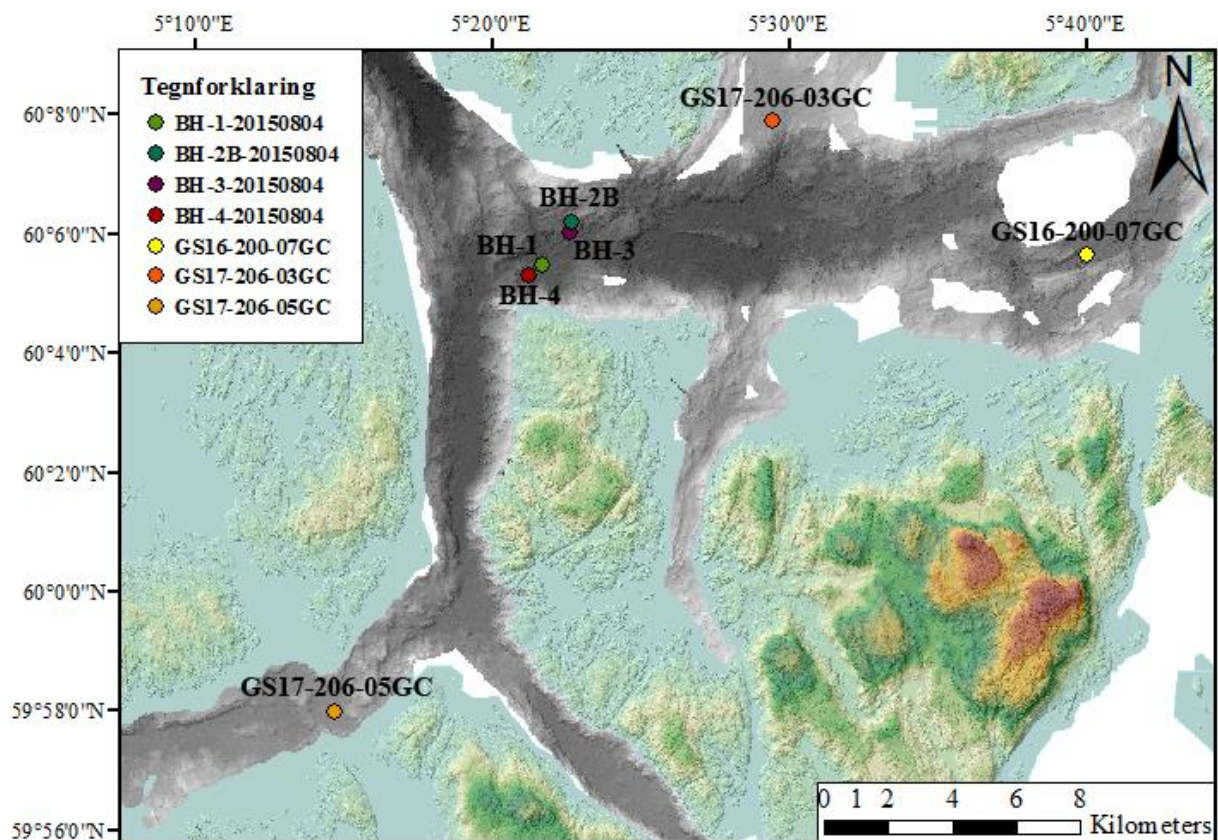
GS17-206-48



Figur 4.27 Topasprofil tatt fra Selbjørnsfjorden. Profilet viser at enhet C.2 har svært stor mektighet. Enhet C.2 og enhet B er derimot betydelig mindre enn det som er observert i Langenuen og Bjørnafjordssystemet.

4.5 Kjernerstratigrafi

I dette delkapittelet vil resultatet fra kjerneanalyser og dateringer på de enkelte kjernene bli presentert. Oversikt over kjernelokasjon, dyp og penetrasjonsdyp er gitt i Tabell 4.1 og i Figur 4.28. Tre av kjernene ble tatt med fallkjerne-prøvetaker (gravitycorer), som har en penetrasjonsdybde på opptil 5 meter. Kjerne GS16-200-07GC er tatt innerst i Bjørnafjorden, kjerne GS17-206-03 ytterst i Fusafjorden og GS17-206-05GC innerst i Selbjørnsfjorden (Fig. 4.28). Alle borekjernene er tatt fra basseng SB1, ytterst i Bjørnafjorden. Borekjernene har en penetrasjons fra ca. 22-46m ned i sediment stratigrafien (Tabell 4.1). Borehullskjernene var primært boret for måling og analysing av geotekniske parametere i sedimentene innenfor basseng SB1. Ytterligere laboratorieanalyser av geotekniske egenskaper av sedimentene ble gjort av kjerneprøver fra utvalgte dyp for geologisk analyse. Resultatene fra de ulike kjerneanalysene vil bli presentert under hver enkelt kjernebeskrivelse og oversikt over gjennomførte ^{14}C dateringer gjort fra kjernene er listet i Tabell 4.2.



Figur 4.28 Oversiktskart som viser lokasjonen til de ulike kjernene. Kjerne GS17-206-03GC er fra Fusafjorden og GS17-206-05GC er tatt i Selbjørnsfjorden. De resterende kjernene er tatt i Bjørnafjorden.

Tabell 4.1 Informasjon om 7 ulike kjernene brukt i studien.

KjerneID:	Penetrasjonsdyp(m):	Dyp(m):	Breddegrad (N)	Lengdegrad (Ø)
GS16-200-07GC	3,60	439	60° 06,53'	05° 40,31'
GS17-206-03GC	3,30	305	60° 08,49'	05° 29,51'
GS17-206-05GC	3,10	346	59° 58,19'	05° 16,04'
BH-1-20150804	40,85	561	60° 05,88'	05° 22,08'
BH-2B-20150804	23,40	464	60° 06,17'	05° 22,22'
BH-3-20150804	22,50	499	60° 06,43'	05° 22,95'
BH-4-20150804	34,48	536	60° 05,67'	05° 21,60'

4.5.1 Dateringer

For å utvikle aldersmodell fra de ulike avsetningene i studieområdet ble prøver fra forskjellige dyp i kjernene sendt til Beta Analytic inc. Totalt ble 15 prøver sendt inn for ¹⁴C aldersbestemmelse. Valg av hvilket dyp som skulle dateres er basert på grenser funnet i seismikken. Resultatet av prøvene er presentert i tabell 4.2

Tabell 4.2 Resultatet av dateringen gjort av de ulike kjernene.

Lab ID nummer	Kjerne	Dyp i kjerne (m)	Datert materiale	$\delta O18$	Konvensjonell AMS ^{14}C BP med 1σ	Kalibrert BP alder, (2σ)	Kalibrert alder intervall (2σ)
BETA-492198	BH-1	6,00	Skjell	+ 1.20	4470 +/- 30	4100 +/- 117	4220 – 3983
BETA-492197	BH-1	13,72-13,80	Skjell	+ 1.10	10140 +/- 40	10650 +/-124	10772 - 10526
BETA-475652	BH-1	27,00	Foraminifera (kald art)	- 0.90	12650 +/- 40	14050 +/-167	14137 - 13982
BETA-492196	BH-2B	13,34-13,40	<i>N. labradoricum</i>	+2.6	12260+/-40	13 328+/-108	13436 - 13221
BETA-475653	BH-2B	13,79	Foraminifera (kald art)	- 1.00	11940 +/- 30	13 390 +/- 97	13487 - 13293
BETA-475654	BH-3	13,20-13,25	Foraminifera (kald art)	- 0.80	11980 +/- 40	13422 +/-110	13533 - 13310
BETA-492194	BH-3	20,27-20,29	<i>N. labradoricum</i> ; <i>Triloculina sp.</i>	- 1.00	14570 +/- 40	16 643 +/-240	16882 - 16403
BETA-475655	BH-4	6,08	Foraminifera	- 0.80	8900 +/- 30	9558 +/- 82	9640 – 9475
BETA-475656	BH-4	13,07	Foraminifera (kald art)	- 2.30	11130 +/- 30	12645 +/- 80	12725 - 12566
BETA-475657	BH-4	20,10	Foraminifera mikset bentisk kalde arter	- 1.00	11520 +/- 30	12988 +/- 132	13120 - 12855
BETA-492195	BH-4	34,69-34,73	<i>N. labradoricum</i> ; <i>Triloculina sp.</i>	+ 0.40	15190 +/- 50	17522 +/- 200	17723 - 17321
BETA-492193	GS16-200-07GC	3,07-3,09	Skjell	-	1690 +/- 30	831 +/- 83	914-748
BETA-475659	GS17-206-05GC	3,13-3,14	Skjell	- 2.00	11090 +/- 40	12625 +/- 84	12709 - 12541

4.5.2 Resultatet av Kjerneanalysene

I dette delkapittelet vil resultatene fra kjerneanalysene bli presentert.

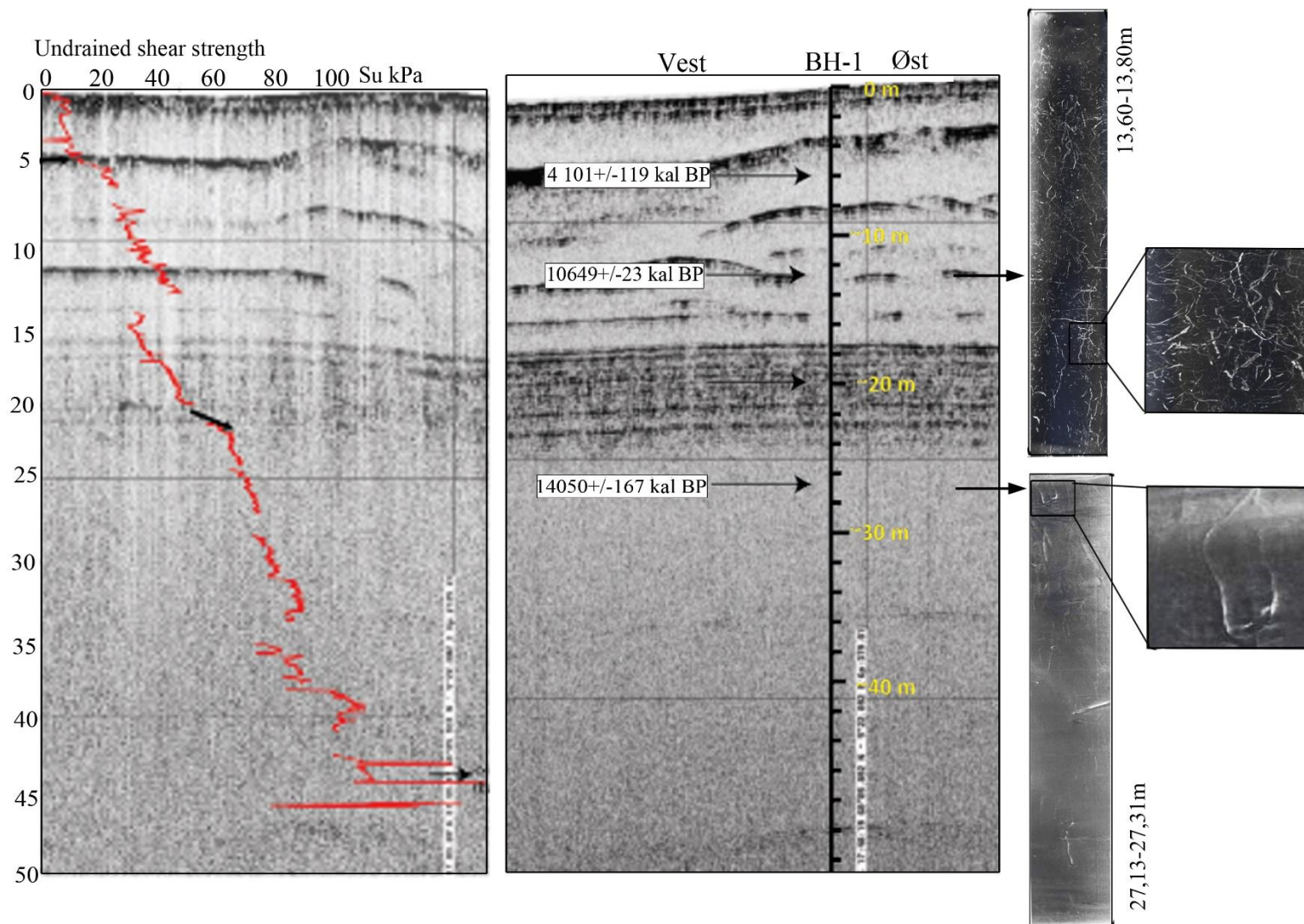
BH-1-20150804 (BH-1)

Denne borehullskjernen ble tatt på 561 meter vanddyb og penetrerte 45.85 meter ned i sedimentene, helt ned til berggrunnen (Fig. 4.29). Borekjernen har derfor penetrert gjennom alle enhetene. Alle uforstyrrede prøver fra denne lokaliteten ble analysert ved hjelp av CT-skanning av kjernene og dateringer gjennomført på prøver fra tre dybdeintervaller (Tabell 4.2). Sedimentkjernen fra kjernelokalitet BH-1 ble skannet ved fire forskjellige dyp: 13.60-13.80m, 27.13-27.31m, 27.33-27.51m og 27.53-27.70m (Fig. 4.30).

Den øverste daterte prøven i BH-1 er tatt på 6 m dyp ved nedre grensen til en isolert transparent lagpakke tilhørende enhet B og dateringen ga alderen 4101 +/- 119 kal BP for denne lagpakken (Fig.4.29). Dette intervallet kunne ikke analyseres av CT-skanneren på grunn av at kjerneprøven var forstyrret etter treaksial analyse. Neste prøve fra denne kjernen ble tatt på 13,60-13,80 meters dyp fra enhet B, ved nedre grensen til en isolert transparent lagpakke. Resultatet fra CT-skanningen viser at dette intervallet er preget av en massiv struktur med finkornet matriks, der bioturberings strukturer forstyrrer sedimentene (Fig. 4.30). Dateringen av dette intervallet ga en alder på 10 649 +/- 23 kal. BP.

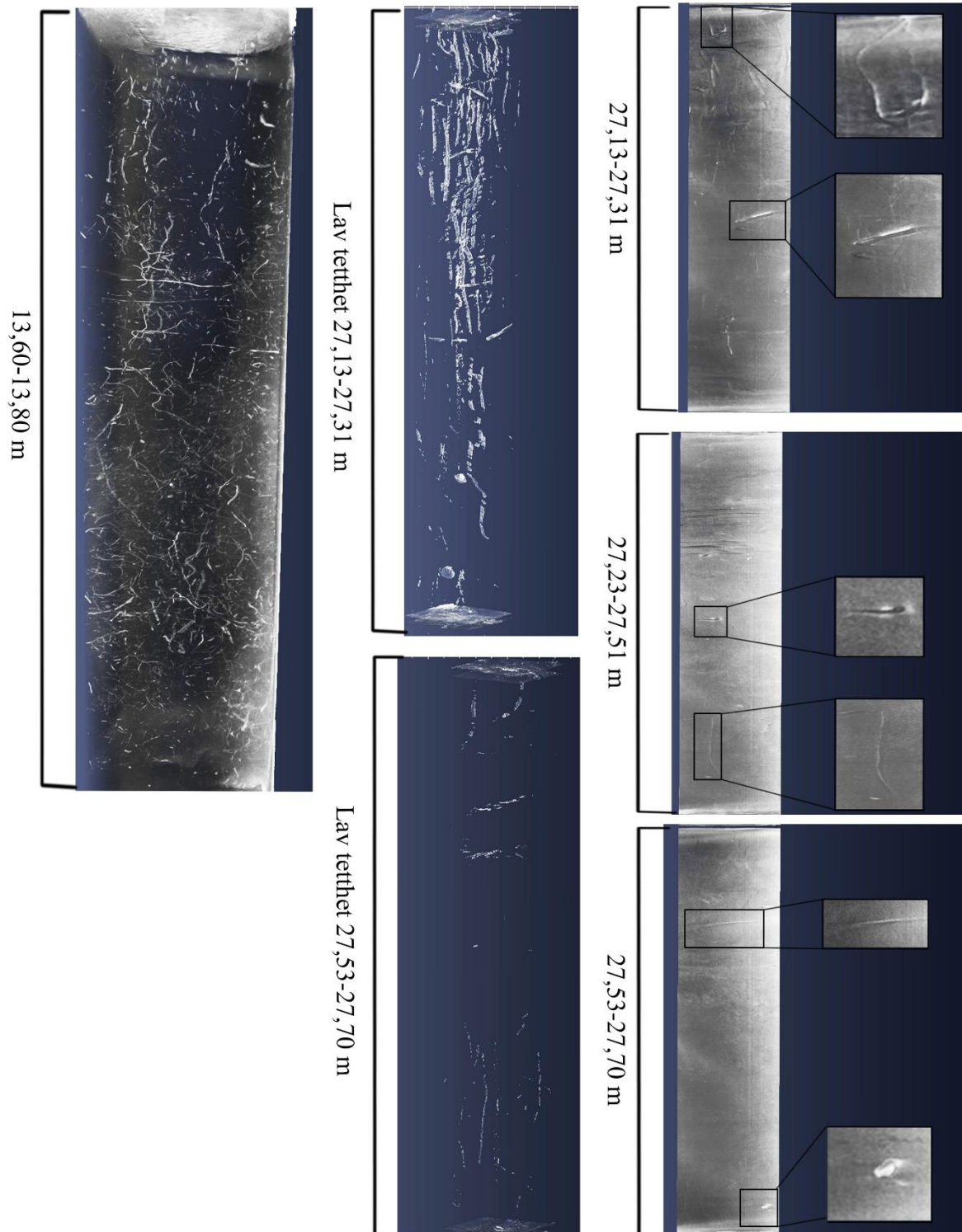
Nederste datering i kjernen er tatt på 27 m dyp rett nedenfor den akustisk laminerte lagpakken i seismisk enhet C.1 (Fig. 4.29). Resultatet fra CT-skanningen viser at sedimentene har vært utsatt for bioturbasjon hvor gravegangene forekommer hyppigst i den øvre delen av dette kjerneintervallet og avtar mot nederste del (Fig. 4.30). Bildeanalysene fra CT-skanningen viser at sammensetningen til kjernen er massiv og har lav tetthet (Fig.4.30). Dateringen viser at nedre grense for den laminerte lagpakken har en alder på 14 050 +/- 167 kal. BP år (Fig.4.29).

De sammenhengende skjærstyrkemålingene er målt ved hjelp av en borehulls sonde logger (Fig. 4.29). Fra 0-5 meter er skjærstyrken på under 20 Su kPa. Ved den høy-amplitude reflektoren identifisert på dette dypet, øker skjærstyrken raskt og øker siden gradvis opp til 40 Su kPa ned mot 13 meters dyp. Her reduseres skjærstyrken igjen til 20 Su kPa før den øker linært med dypet ned til 20 meter, med en økning fra 40 Su kPa til 60 Su kPa over et relativt kort intervall. På 33 meters dyp reduseres verdiene til 60 Su kPa. Skjærstyrkemålingene viser høye verdier rett før 40 meters dyp der verdiene er opp mot 100 Su kPa (Fig. 4.29)



Figur 4.29 Resultater fra udrenerte skjærstyrkemålinger (venstre) (Kjennsbakken et al., 2017), ¹⁴C dateringer og CT-skanning satt sammen med seismikken fra kjernelokaliteten BH.1. Figuren viser ved hvilke dyp dateringene er tatt og hvilke type strukturer en kan forvente å finne i stratigrafien.

Bjørnafjorden borehullskjerne 1 (BH1)



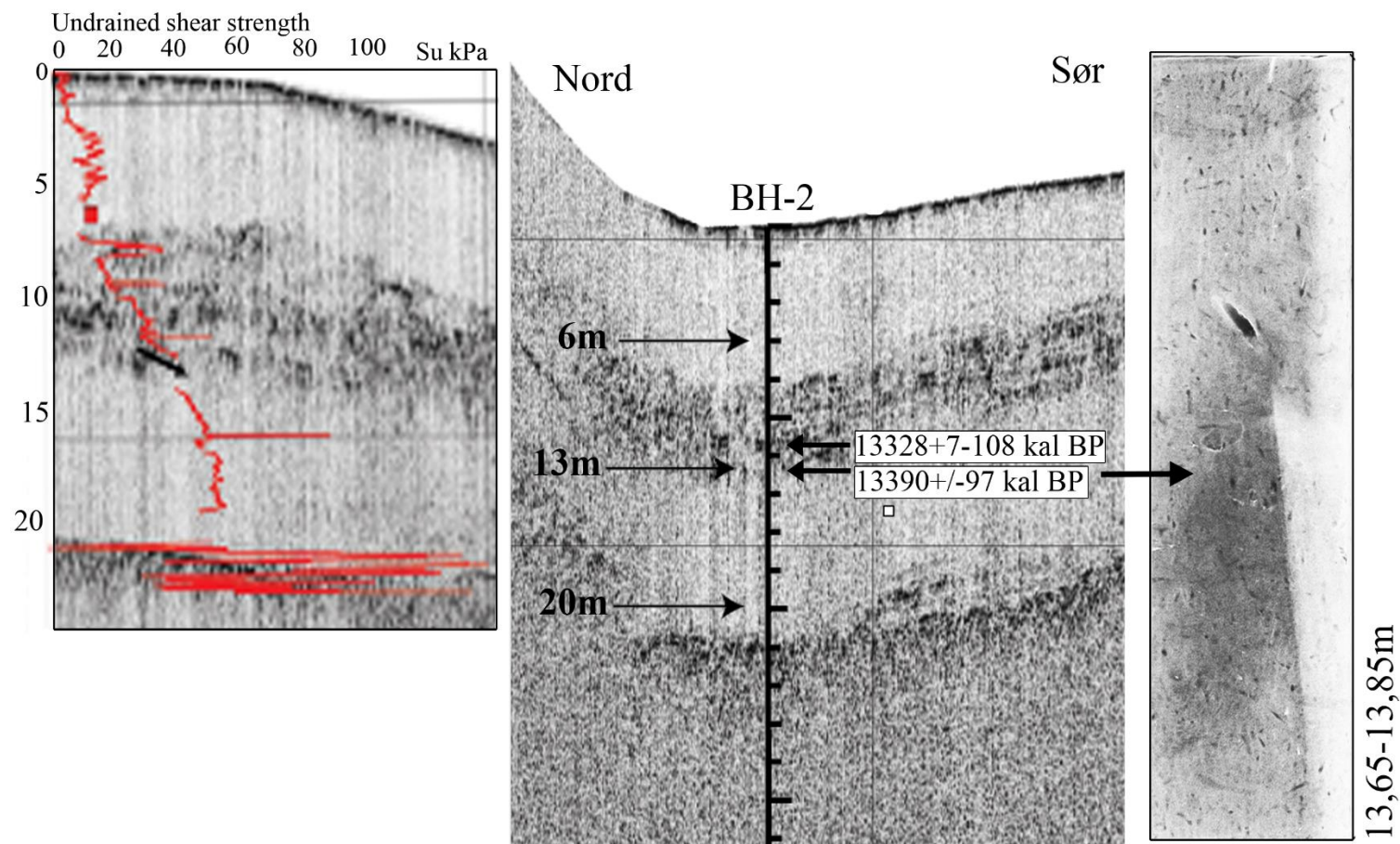
Figur 4.30 Resultatet fra analysen av CT-skanningen. fra intervallene 13,60-13,80m, 27,13-28,31m, 27,33-27,51 m og 27,53-27,70 m Viser tydelige spor av ganger i sedimentene på dyp 27 m. Lav tetthetsfilter fra intervallet 27,13-27,31m, viser at gangene forekommer hyppigst i det øverste intervallet.

BH-2B-20150804 (BH-2B)

Denne borekjernen ble tatt på 464 meters vanddyb og penetrerte gjennom 23.40 meter ned i sedimentene. Under boringen ble berggrunn truffet på 23,40 meter, derfor har kjernen penetrert gjennom alle de seismiske enhetene (Fig. 4.31). Alle uforstyrrede prøver fra lokaliteten ble analysert ved hjelp av CT-skanner og to prøver fra to dybdeintervall ble tatt ut. CT-skanning ble foretatt på tre seksjoner fra kjernen på dypene: 13,25-13,45m, 13,45-13,65m og 13,65-13,85m (Fig. 4.32) (Tabell 4.2).

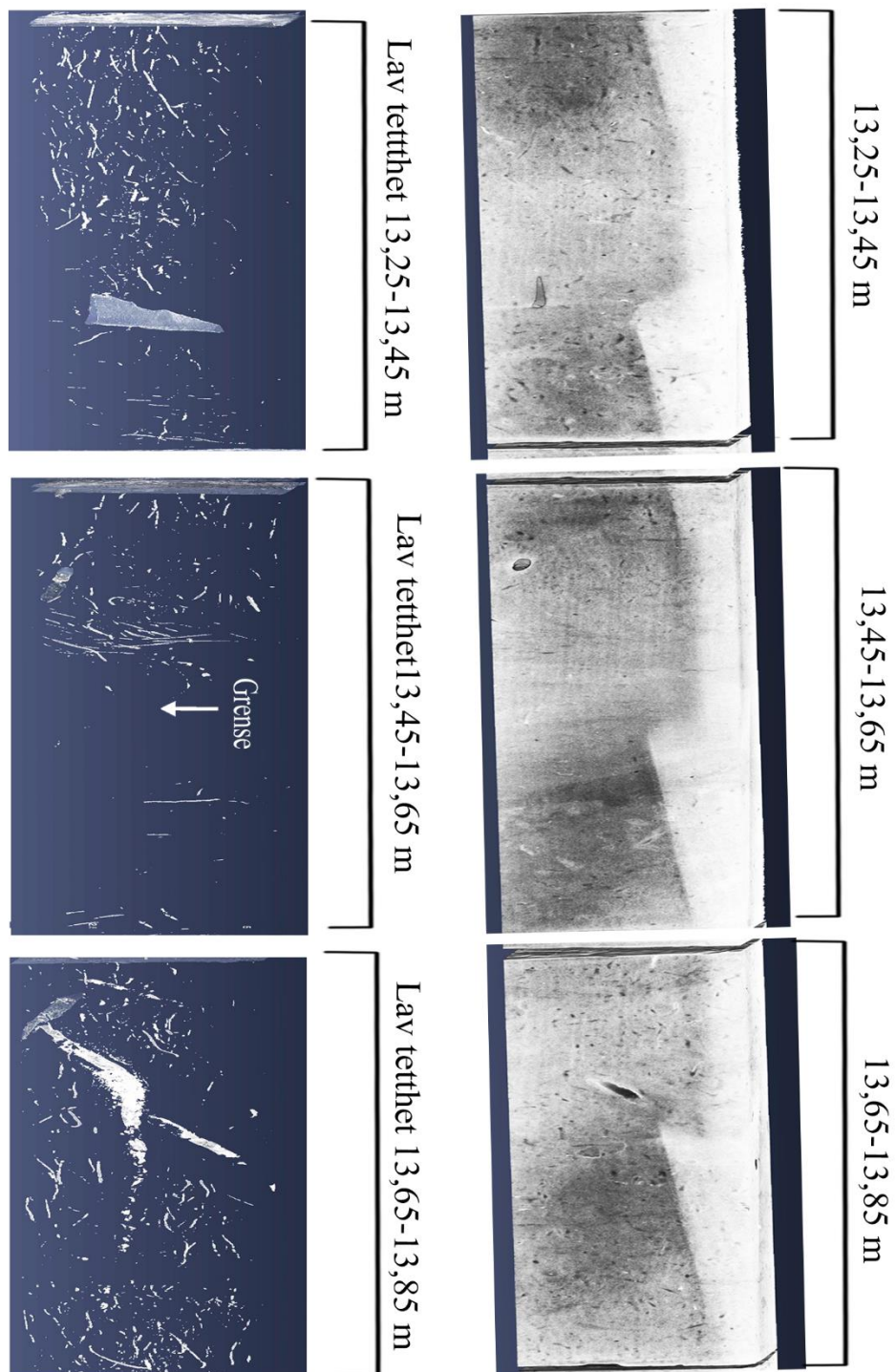
Den øverste daterte prøven i BH-2B er tatt i intervallet 13,34-13,40 m ved nedre grense til den akustisk laminerte lagpakken i enhet C. Daterings materialet fra prøven var *N. labradoricum* og resultatet fra dateringen ga alderen 13 328 +/-108 kal BP (Fig. 4.31). Den andre prøven bestående av kalde bentiske foraminifera arter er tatt fra dyp 13.79 fra den laminerte lagpakken i enhet C. Analysen fra CT-skanningen av kjernen fra samme dyp viser spor av bioturberte grave ganger flere steder i kjernene (Fig. 4.32). Gangene er hyppigst i den øverste delen av intervallet (13.25-13.55m). Ved 13.55m slutter gangene brått og en grense er identifisert ved dette dypet, der strukturen til sedimentene endres i dette intervallet (Fig.4.32). Gangene er tilstede igjen ved 13.65m og forsetter ned til enden av seksjonen. Dateringen fra dette dypet ga en alder på 13 390 +/- 97 kal. BP (Fig.4.31).

De sammenhengende skjærstyrkemålingene målt på kjernelokaliteten viser at fra 0-3 meter ligger skjærstyrken lavt under 20 Su kPa, for så å overstige denne verdien og holder seg videre stabil ned til 7 meter (Fig. 4.31). Ved 7 meter endres den seismiske karakteren til en mer kaotisk karakter med antydning av svak laminasjon og verdiene øker hurtig opp mot 40 Su kPa. Deretter reduseres de til 20 Su kPa. Trenden nedover mot 16 meter viser at verdiene øker gradvis opp mot 50 Su kPa med toppe der laggrenser forekommer. Nedenfor 16 meter holder verdiene seg stabile rundt 50 Su kPa ned til laggrensen på 20 meters dyp. Her er verdiene fluktuerende med verdier opp mot 120 Su kPa (Fig. 4.31).



Figur 4.31 Resultater fra udrenerte skjærstyrkemålinger (venstre) (Kjennsbakken et al., 2017), ^{14}C dateringer og CT-skannin satt sammen med seismikken fra BH-2B. Figuren viser hvor i seismikken CT-skanningen og dateringsprøvene ble tatt og hvilke strukturer en kan finne i strukturen ved angitt dyp..

Bjørnafjorden borehull 2-B (BH2-B)



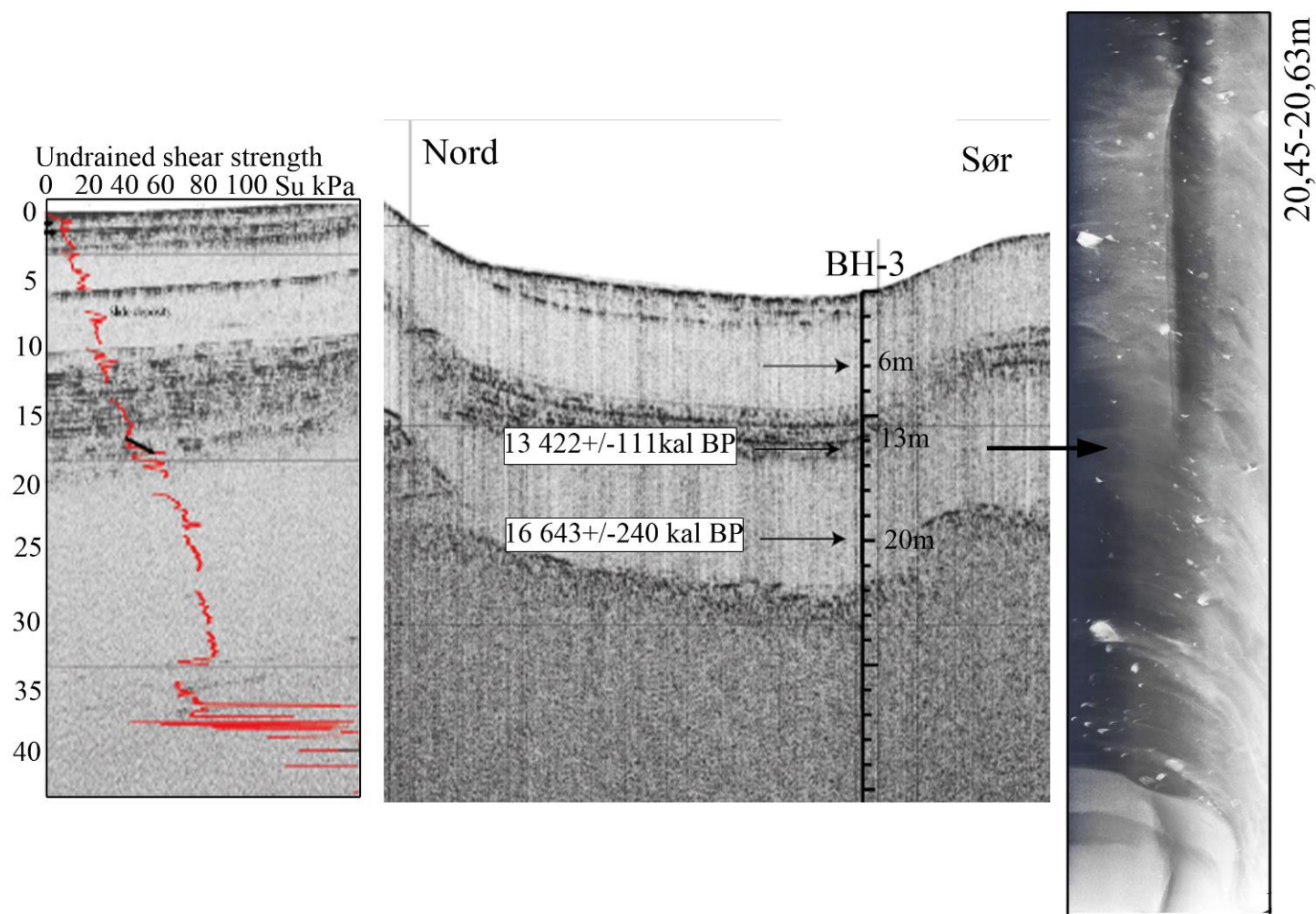
Figur 4.32 Resultatet fra CT-skanningen av de ulike seksjonene. Den viser spor av ganger gjennom den øvre og nedre delen av kjernen. Analyserte dyp i kjernen er intervallene 13,25-13,45 m, 13,45-13,65, 13,65-13,85 m. Omtrent ved 13,55m er en grense hvor gangene stopper og er ikke tilstede igjen før ved 13,65m.. Lav tetthetsfilter fra intervall 13,25-13,45m viser hyppig forekomst av ganger som stopper ved grensen..

BH-3-20150804 (BH-3)

Denne borehullskjernen tatt fra 499 meters vanddyb og penetrerte gjennom 22,50 meter ned i sedimentene. Berggrunn ble antatt truffet på 22,50 m dyp og derfor penetrer kjernen gjennom alle de seismostratigrafiske enhetene. Uforstyrrede prøver på to seksjoner ble analysert ved hjelp av CT-skanner på dyp: 20.22-20.42 meter og 20.45-20.64 meter (Fig. 3.34). Fra kjernen ble det tatt to dateringsprøver ved dypene 13.20-13.25 meter og 20.27-20.29 meter (Tabell 4.2).

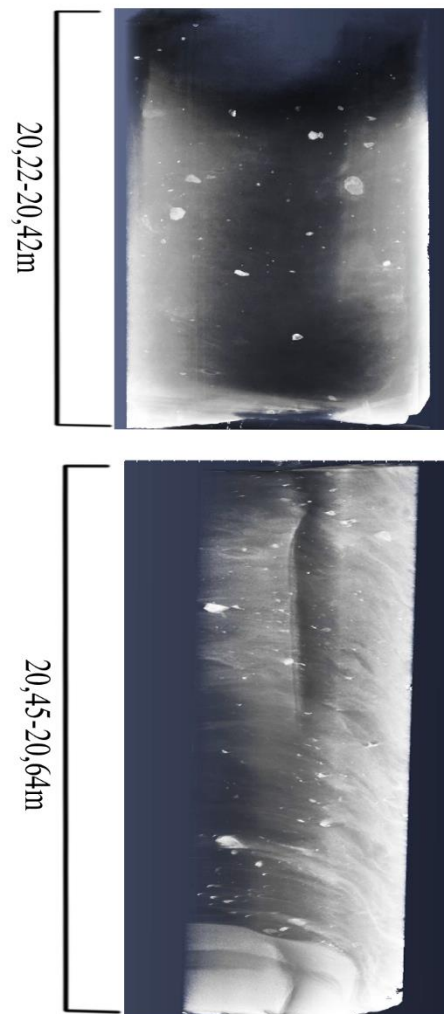
Den øverste prøven er tatt ved nedre grensen (13.20-13.25m) til den akustisk laminerte lagpakken i underenhet C.1, der dateringsprøven ga en alder på 13.422 +/- 111 kal. ka BP (Fig.4.33). Neste prøve (20.27-20.29m) fra en transparent lagpakke tilhørende underenhet C.2 (Fig.4.33). Det daterte materialet var kalde bentiske foraminifera av artene *N.labradoricum* og *Triloculina* sp. Resultatet fra CT-skanningen ved samme dyp viser ingen spor av bioturberingsstrukturer i dette intervallet (Fig. 4.34). Kjernen består derimot av strømningsstrukturer og sedimentene består av flere fragmenter av ulik størrelse og fasong. Dateringen av dette intervallet ga en alder på 16.643 +/- 240 kal BP.

De sammenhengende skjærstyrkemålingene fra borehullskjernen ble tatt ved hjelp av en borehulls sondelogger. Målingene viser at skjærstyrken holder seg i stabilt under 20 Su kPa gjennom de to øverste lagene ned til tre meter. Deretter øker den gradvis ned til rundt 17 meter, der den øker til 60 Su kPa (Fig. 4.33). Videre øker skjærstyrken gradvis opp mot 80 Su kPa ned mot 33 meter dyp. Der den reduseres til 60 Su kPa i intervallet 33-35 meter. Målingene viser at skjærstyrken øker betraktelig ved laggrensen rundt 35 meters dyp, med fluktuerende verdier som overstiger 100 Su kPa (Fig.4.33).



Figur 4.33 Seismisk profil tatt ved kjernelokalitet BH-3. Figuren viser resultater fra skjærstyrkemålinger, dateringer og CT-skanning presentert sammen med seismikken.

Bjørnafjorden borehull 3 (BH3)



Figur 4.34 Resultatet fra CT-skanningen av sediment kjernene i de ulike seksjonene: 20,22-20,42 m og 20,45-20,64 m. Skanningen viser at kjernen består av tydelige fragmenter.

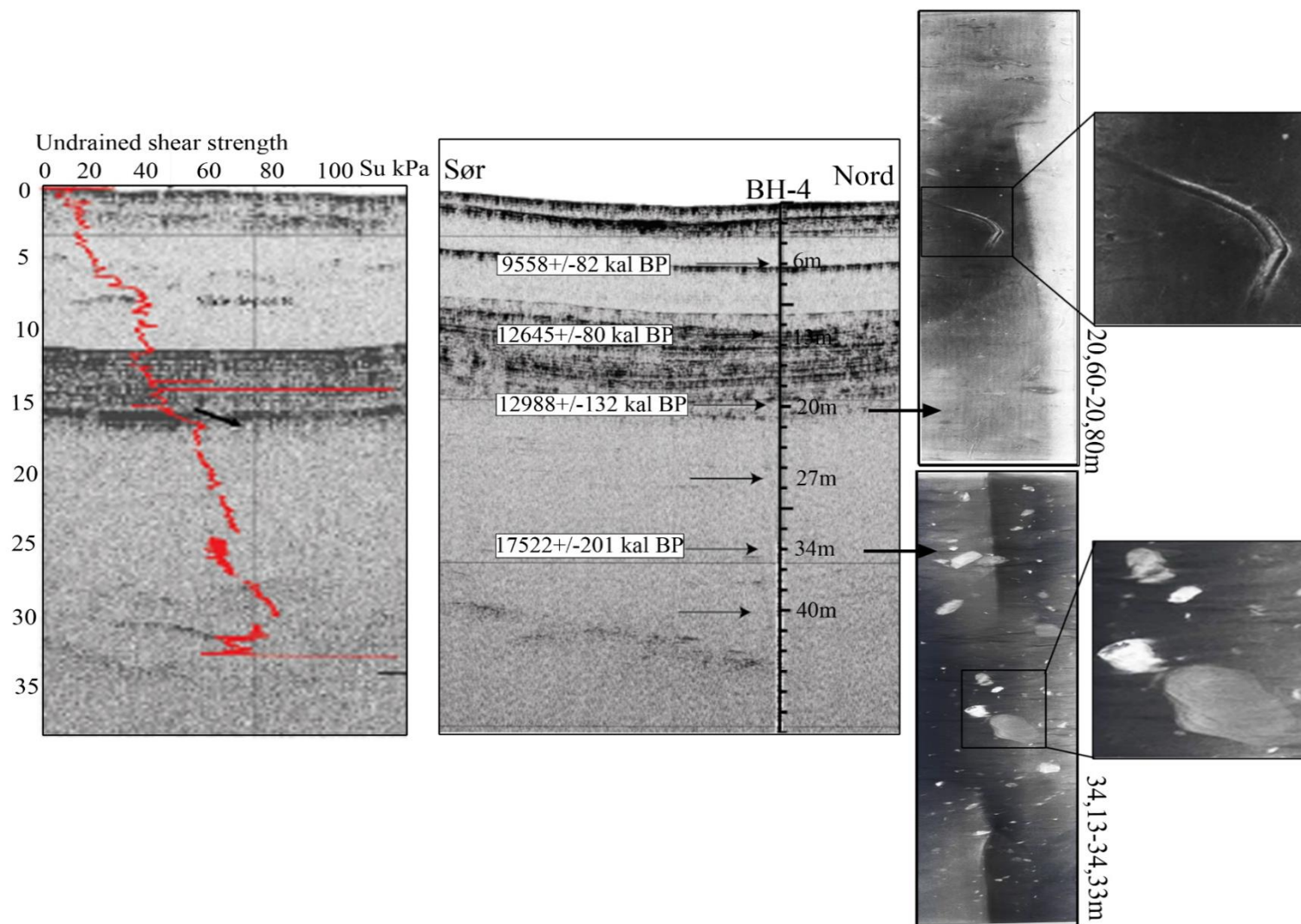
BH-4-20150804 (BH-4)

Denne borehullskjernen ble tatt på 536 meters vanddyb, penetrert gjennom 34.48 meter av sedimentene helt ned til berggrunnen og har derfor penetrert gjennom alle de seismiske enhetene. Uforstyrrede kjerneprøver fra denne lokaliteten ble videre analysert ved hjelp av CT-skanner. Det ble det foretatt skanning av fire seksjoner ved dyp: 20,60-20,80m, 34,13-34,33m, 34,33-34,53m og 34,53-34,73m (Fig.4.36). Fra kjernen ble det tatt ut fire dateringsprøver ved dypene 6m, 13.07m, 20.10m og 34.69-34.73m som ble datert (Tabell 4.2).

Den øverste daterte prøven er tatt ved nedre grense for en av de øvre transparente lagpakkene tilhørende enhet B på 6 m dyp. Dateringen av prøven ga en alder på 9558 +/- 82 kal. BP. Den neste prøven er tatt på grensen ved overgangen mellom enhet B og C.1, der den seismiske karakteren endres fra transparent til akustisk laminert. Resultatet fra dateringen ga en alder på 12 645 +/- 80 kal. BP. Tredje datering er fra nedre grense for den akustisk laminerte lagpakken i enhet C.1 (Fig.4.35). Ved dette dypet indikerte resultatet fra CT-skanningen at kjernen inneholdt spor av flere bioturberte graveganger gjennom hele seksjonen. Ved 20.70m ble en større bioturbert gravegang identifisert (Fig.4.36). Bildeanalysen fra denne intervallet viser at kjernesammensetningen har en relativt lav tetthet (Fig. 4.36). Resultatet fra dateringen ga her en alder på 12 988 +/- 132 kal. BP (Fig. 4.35).

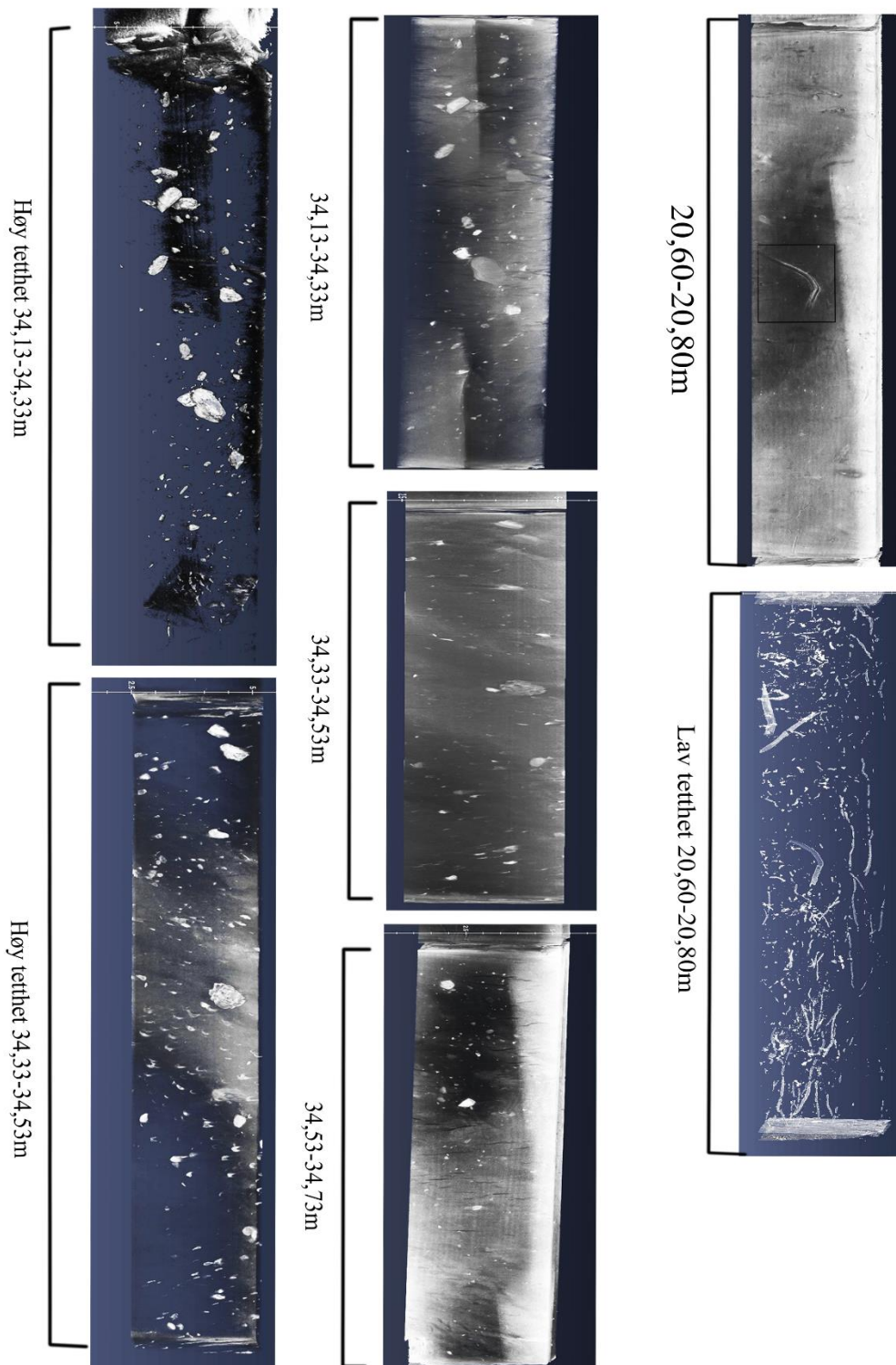
Den nederste prøven ved denne kjernelokaliteten fra intervallet 34.69-34.73 meter, er fra en transparent lagpakke i enhet C.2. Det daterte materialet inneholdt kalde bentiske foraminifera av artene *N. Labradoricum* og *Triloculina* sp (Tabell 4.2). Analysen av CT-skanningen fra dyp 34,13-34,73 m ble det identifisert strømningsstrukturer og sedimentene bestod av flere fragmenter av ulik størrelse (Fig.4.36). Resultatet av dateringen ga en alder på 17 522 +/- 201 kal BP (Fig.4.35).

De sammenhengende skjærstyrkemålingene fra borehullskjernen viser høye verdier ved overgangen fra havbunn til sedimenter der de overstiger 30 Su kPa. Verdiene reduseres til 20 Su kPa i lagpakken under og holder seg videre stabilt ned mot 3 m dyp (Fig. 4.35). Deretter øker de gradvis opp mot 40 Su kPa ned til grensen mot den akustisk laminerte lagpakken på 11 meter. I intervallet 13-15 meter ned i kjernen i den akustisk laminerte lagpakken overstiger verdiene 100 Su kPa før de synker ned til 45 Su kPa ved 15 meters dyp og der øker de opp mot 60 Su kPa. Gjennom lagpakken under den akustisk laminerte pakken øker verdiene mot 80 Su kPa og på rundt 30 meters dyp avtar verdiene igjen til 60 Su kPa. Ved grensen på 33 meter øker skjærstyrken betraktelig og den overstiger 100 Su kPa (Fig.4.35).



Figur 4.35 Seismiskprofil fra kjernelokalitet BH-4. Figuren viser resultatene fra skjærstyrkemålingene, dateringene og CT-skanningen satt sammen med seismisk profil fra kjernelokaliteten.

Bjørnafjorden borehull 4 (BH4):



Figur 4.36 Resultatet fra analysen av CT-skanningen av borehullskjerne 4. Ved 20 meters dyp består kjernen av bioturberte strukturer. De dypere kjernene på 34 meter består av fragmenter og strømstrukturer er identifisert i kjernen.

Kjerne GS17-206-03GC

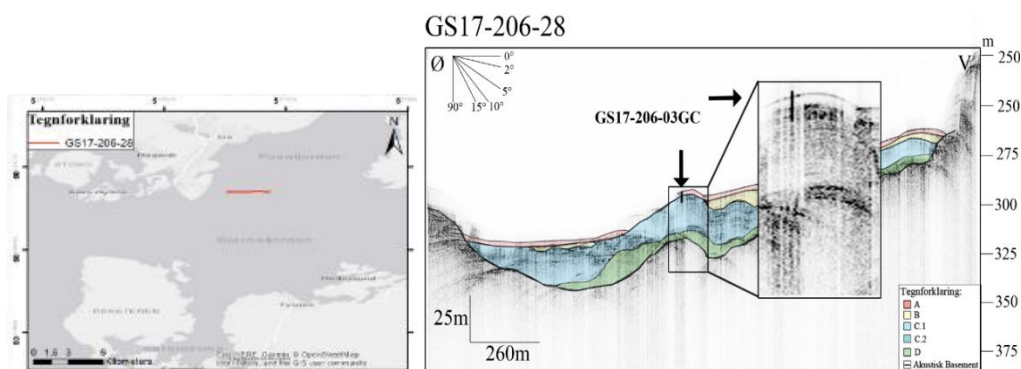
Kjernen ble tatt på 305 meters vanddyb, der den pentrekte gjennom 3.60 meter av sedimentene og gjennom enhet A og enhet C.1 i Fusafjorden (Fig.4.37). Kjernen fra denne kjernelokaliteten ble analysert i CT-skanner, MSCL, XRF-skanner og det ble tatt ut sedimentprøver. Der to av seksjonene av kjernen ble analysert i CT-skanneren.

Resultatene fra røntgenskannen og CT-skanningen viser at kjernen overgangen laminerte lag starter på 20 cm og går videre gjennom hele kjernen (Fig.4.38; Fig.4.39). De laminerte lagene varierer i kornstørrelse, der de lyse lagene representerer sedimenterer med grovere fraksjoner og de mørke lagene representerer sedimenter av finere fraksjoner (Fig.4.39). Tykkelsen til de laminerte lagene er ulik flere steder i kjernen, der de lyseste lagene er tykkere enn de mørke lagene og varierer mest i størrelse. Analysen fra CT-skanningen viser at fragmenter opptrer flere steder i kjernen. Disse forekommer på tilfeldige steder i kjernen og varierer i størrelse, for eksempel ved 187 cm ned i kjernen er en større klast som forstyrrer det underliggende laminerte laget (Fig. 4.39).

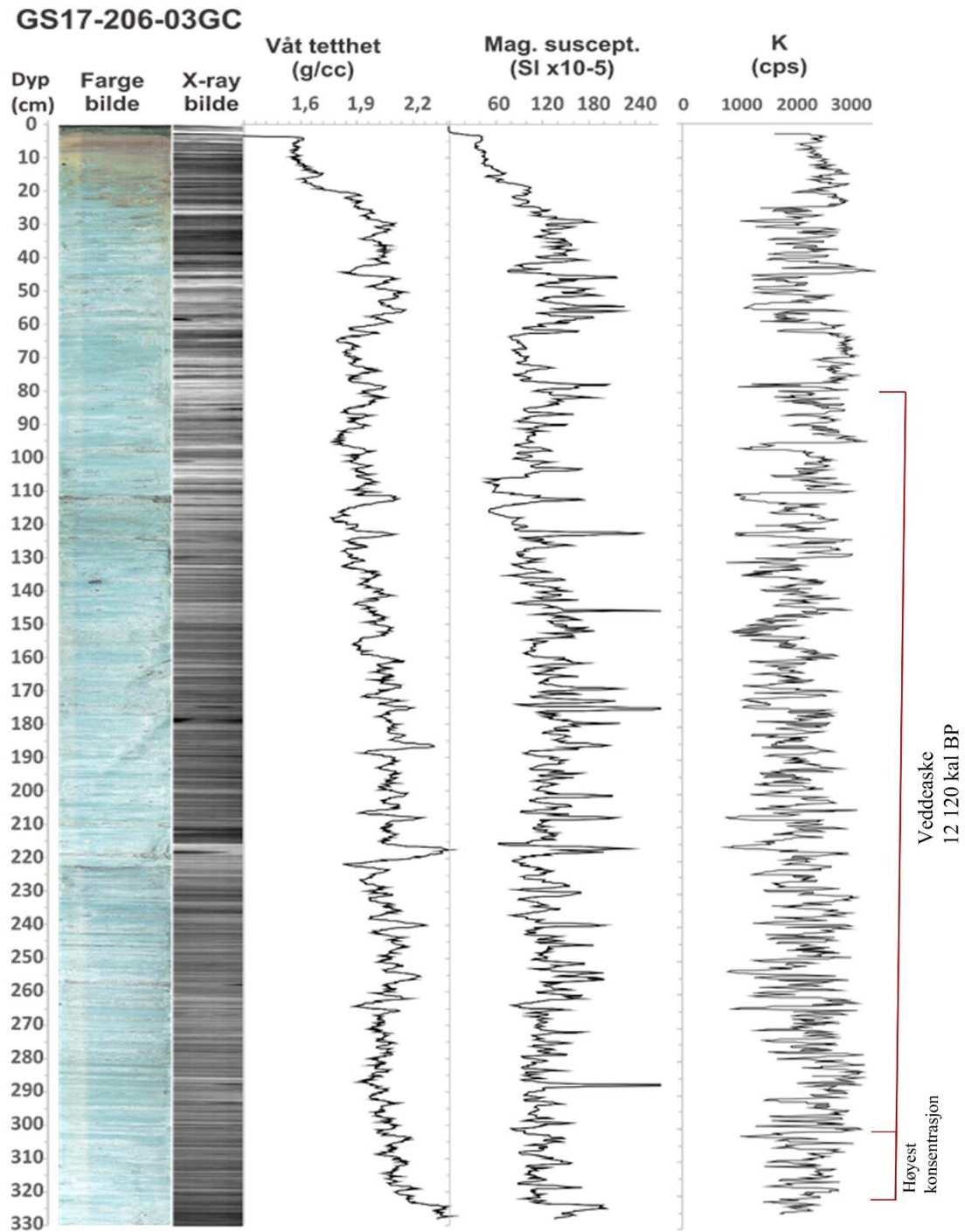
Resultatet MSCL- og XRF-analysen fremstilt i Figur 4.38 viser at våttettheten øker med kjernedyb og magnetisk susceptibilitet øker nedover i kjernen helt til 50 cm. Trenden er at fluktasjonene av magnetisk susceptibilitet holder seg relativt stabil gjennom kjernen med noen

små topper ved ulike intervaller. Toppene fra magnetisk susceptibilitet samsvarer med toppene i våttetthet. Trenden til kalium fluktasjonene holder seg relativt stabilt gjennom kjernen.

I analyse av sedimentprøver fra kjernen ble det funnet Veddeaske i intervallet 310-80 cm dyp i kjernen, med høyest forekomst av tefrafragmenter i intervallet 306-310 hvor den rhyolitisk og den basaltiske komponenten er tilstede (Fig.4.38). I prøvene fra intervallene 38-41 cm og 324-327 cm var Veddeaske fraværende.

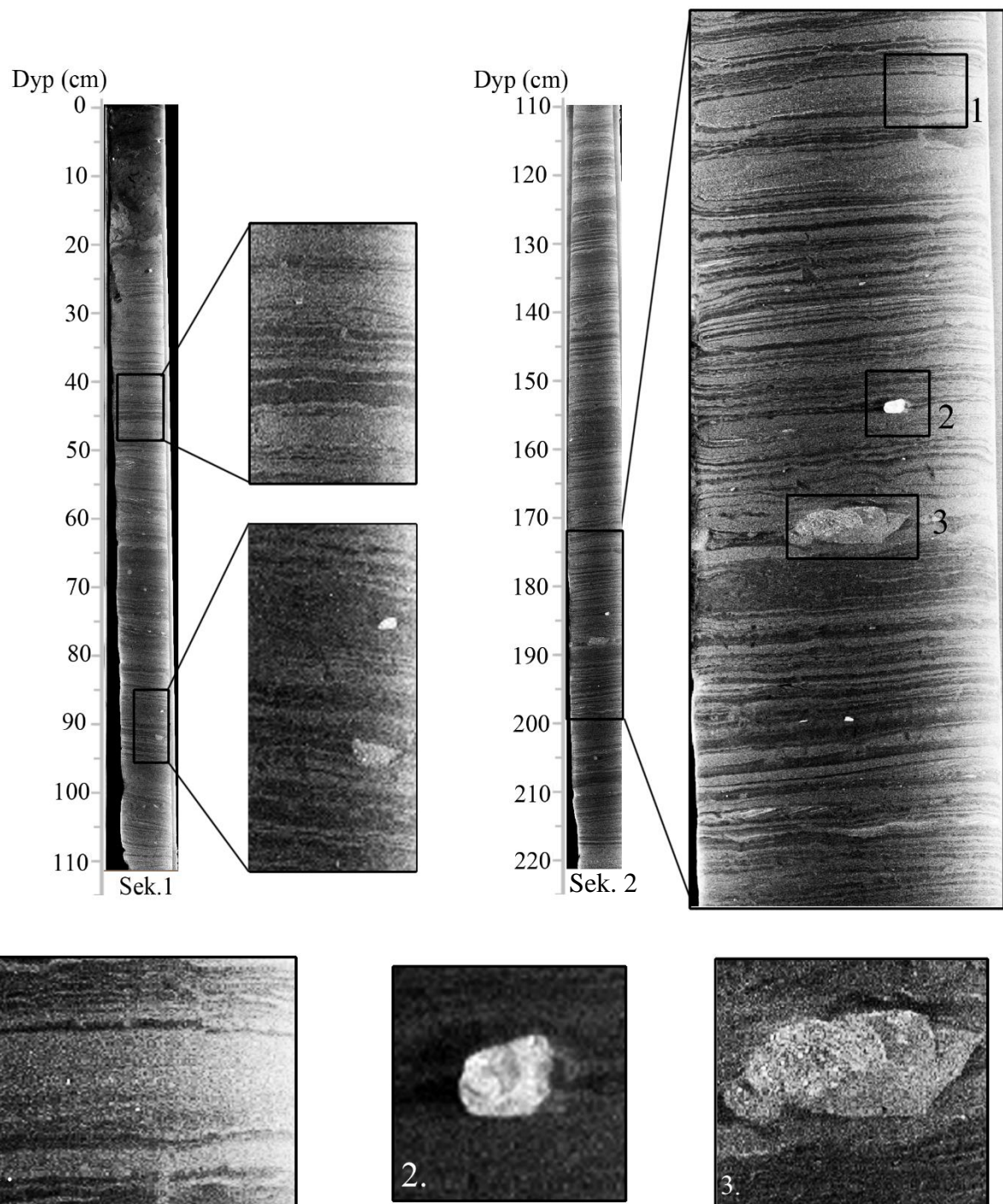


Figur 4.37 Lokasjon for kjerneprøve GS17-206-03GC vist på kart (venstre), og hvor i seismikken kjernen penetrerer (høyre).



Figur 4.38 Resultatene fra MSCL-skannen, XRF-skannen, farge- og røntgenskannen. Intervallet det ble funnet Veddeaske er markert nederst.

GS17-206-03GC



Figur 4.39 Resultatet fra CT-skanning av de øverste to seksjonene i sedimentkjerne GS17-206-03GC. I både seksjon 1 og seksjon 2 observeres laminering og fragmenter som ligger spredd gjennom kjernen. 1. Innslag av tykkere sekvens med grovere sediment. 2. Eksempel på fragment fra kjernen. 3. Større klast observert i seksjon 2.

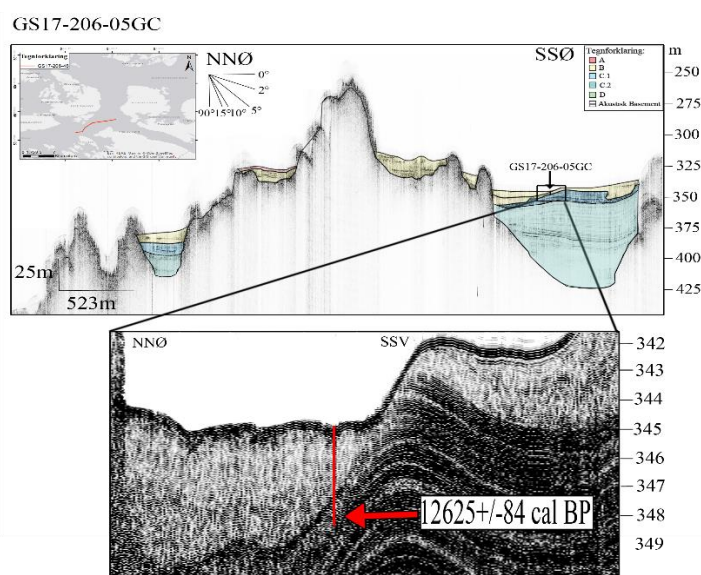
Kjerne GS17-206-05GC

Kjernen ble tatt med gravitycorer på 346 meters vanddyb, der den hadde et penetrasjonsdyb på 3.30 meter og penetrerer gjennom enhet B og C.1. Kjernen er tatt i de østlige delene av Selbjørnsfjorden og penetrerer gjennom to transparente lagpakker og øvre del av den akustisk laminerte pakken (Fig.4.40). Kjernen fra denne kjernelokaliteten ble skannet med MSCL-skanner og det ble tatt ut prøver til datering ved dyp 3.13-3.14 meter.

Den daterte prøven er tatt på grensen ved overgangen fra enhet B til enhet C der den seismiske karakteren endres fra transparent til akustisk laminert. Dateringer fra denne prøven viser at denne grensen har en alder på 12 625 +/- 84 kal BP (Fig.4.40; Fig. 4.41).

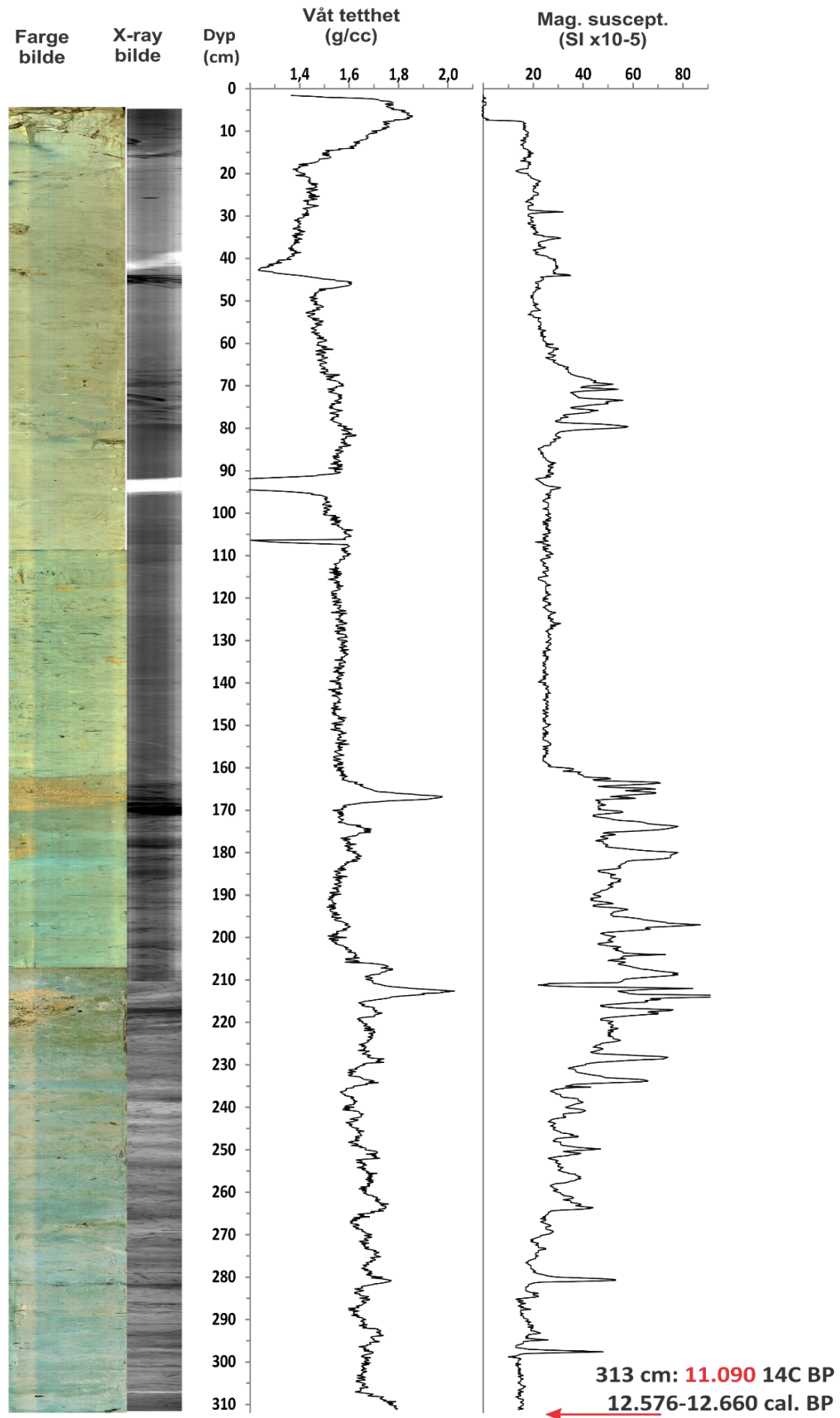
Resultatet fra røntgenskannen viser at kjernen består av en homogen lagpakke øverst etterfulgt av en laminert lagpakke nederst. Den laminerte lagpakken starter på rundt 170 cm og går gjennom resten av kjernen (Fig. 4.41).

Analysen fra XRF-skanneren vist i Figur 4.41, viser hvordan magnetisk susceptibilitet og våttettheten varierer i kjernen. Våttettheten avtar sakte ned mot 40 cm i kjernen, for så å øke og holder seg stabil over et lengre intervall. Ved overgangen til den laminerte enheten i kjernen er variasjonen i våttetthet større og høyere topper forekommer. Magnetisk susceptibilitet øker gradvis mot 70 cm ned i kjernen. Deretter holder den seg stabil over et lengre intervall før høyere fluktasjoner forekommer der det laminerte laget begynner.



Figur 4.40 Lokasjon for kjerne GS17-206-05GC tatt øst i Selbjørnsfjorden. Rød pil markerer der dateringen ble tatt og gitt alder for lagpakken ved dette dypet.

GS17-206-05GC



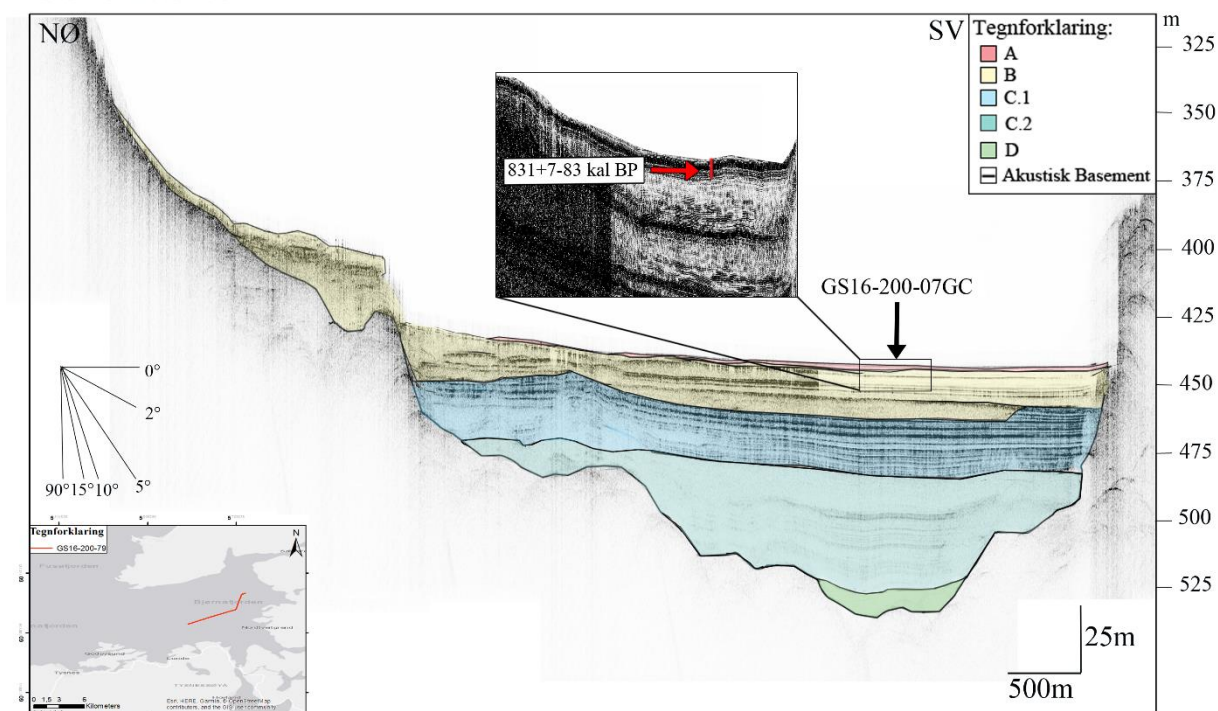
Figur 4.41 Resultatene fra MSCL-skannen, farge og røntgenskannen. Dypet der den daterte prøven ble tatt er markert med rød pil.

Kjerne GS16-200-07GC

Kjernen ble tatt med gravitycorer på 439 meters vanddyb, hadde et penetrasjonsdyb på 3.60 meter og penetrer gjennom enhet A og B. Kjernen er fra basseng SB5 i indre del av Bjørnafjorden. Kjernen fra denne kjernelokaliteten ble skannet med MSCL og XRF-skanner. Det ble tatt ut prøver til datering ved dyp 306-309 cm i kjernen fra den transparente pakken i enhet B (Fig.4.42).

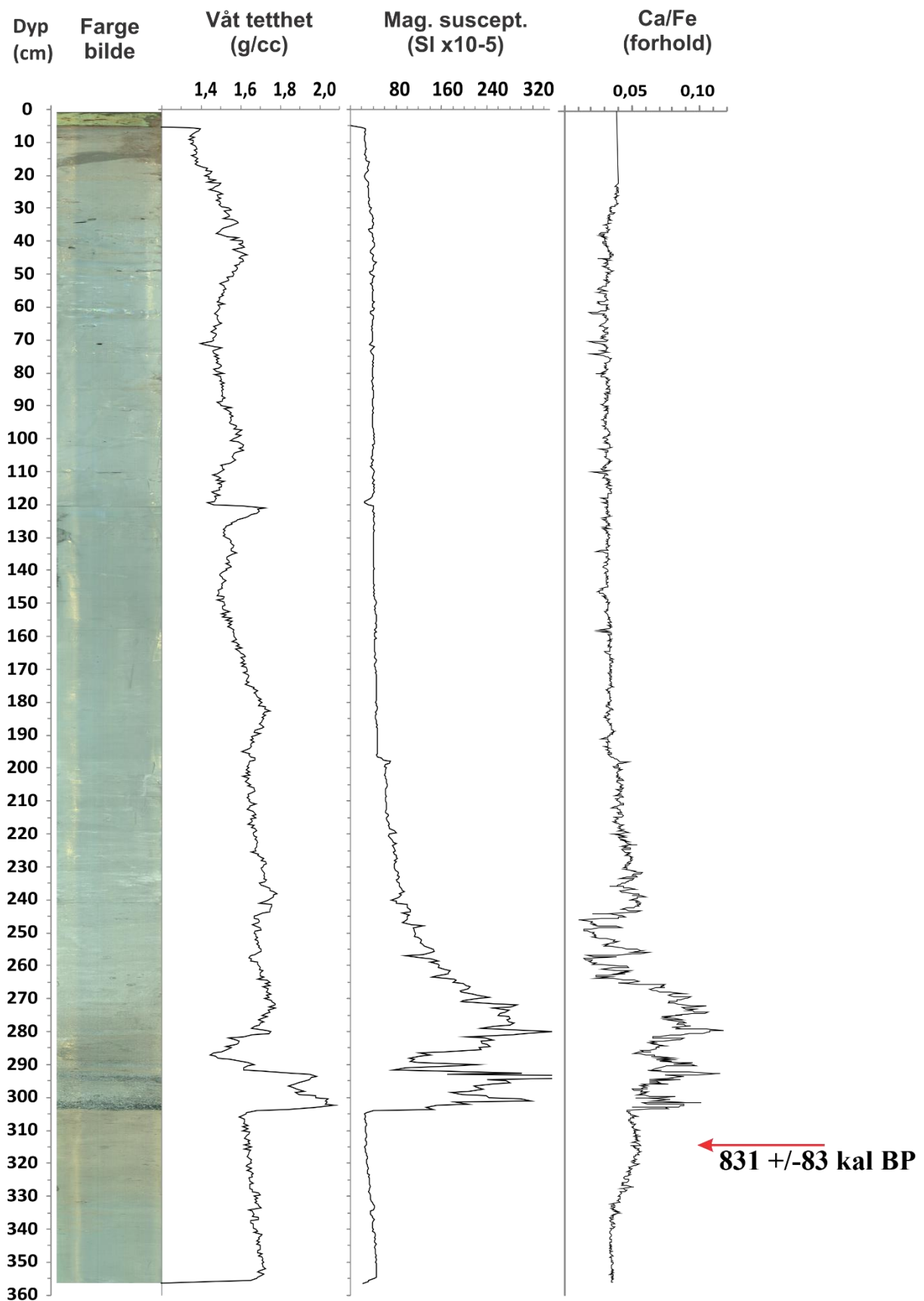
Resultatet fra fargeskanningen viser at kjernen har en homogen karakter som endres i intervallet ved 295-305 cm. I det samme intervallet forekommer økninger i våttettheten, mens magnetisk susceptibilitet øker sakte nedover i kjernen før den øker hyppig ned mot 305 cm, der verdien synker kraftig (Fig.4.43). Ca/Fe fluktasjonene holder seg også stabilt og som ved magnetisk susceptibilitet begynner den å øke rundt 210 cm ned i kjernen før den synker igjen ved 305 cm. Prøvene som ble tatt ut for datering ble tatt rett under den kraftige reduksjonen i parameterne vist i Figur 4.43. Resultatene fra dateringen ga en alder på 831 \pm 83 kal BP.

GS16-200-79



Figur 4.43 Seismisk profil som viser hvor i seismikken kjerne GS16-200-07GC er tatt. Dateringen er vist i utsnittet med rød pil.

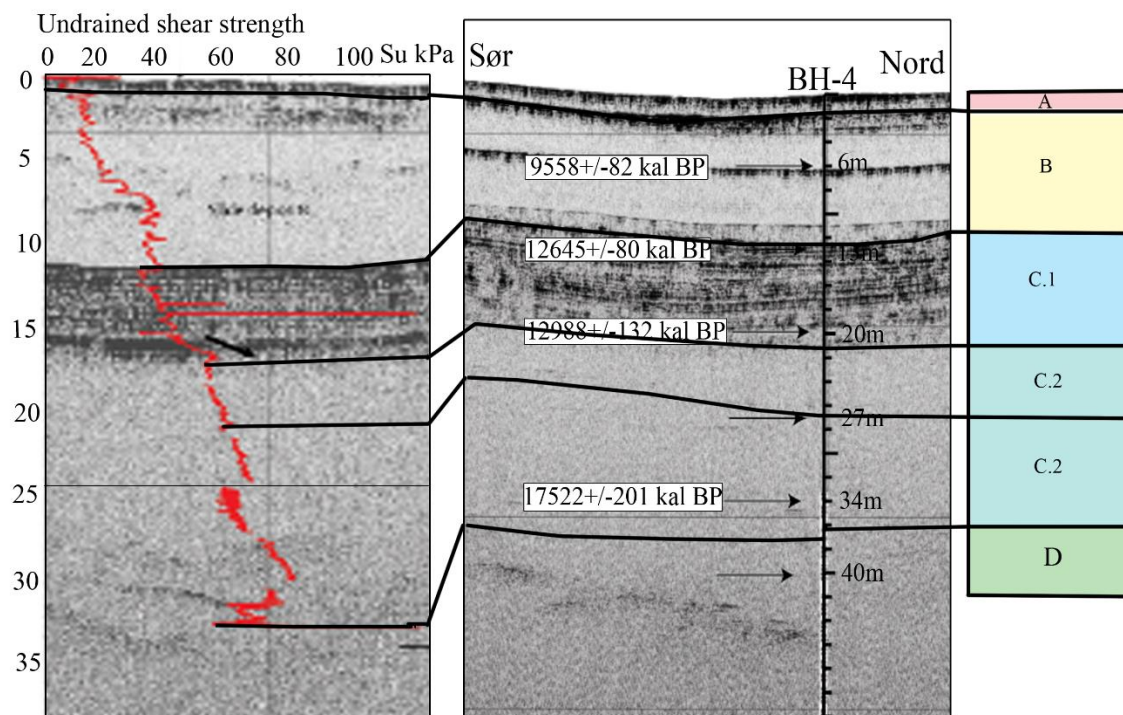
GS16-200-07GC



Figur 4.44 Resultatet fra MCSL-skanningen, XRF- og fargeskanningen. Parameterne viser en tydelig endring ved 295-305 cm ned i kjernen. Der dateringen er tatt er markert med rød pil.

4.5.3 Sammenstilling med borehullkjerner og TOPAS-profil

Seismikken samlet inn ved borehull-lokasjonene er tatt med ROV og har ikke like langt penetreringsdyp som seismiske profiler samlet inn med Topas subbottom profiler 18. De dypeste stratigrafiske enhetene vil derfor ikke være like synlige. For videre tolkning av borehullskjerner og sammenkobling av fjordsystemet, er seismikken fra borehullslokasjonene sammenstilt med de seismostratigrafiske enhetene fra denne studien. Sammenstillingen baserer seg på endringer i seismisk karakter og s kjærstyrkemålinger (Fig.4.45)



Figur 4.45 Sammenkobling av de uformelle seismiske enhetene med seimiskprofil tatt fra borehull-lokaliteten.

5. Diskusjon

Dette kapittelet vil inneholde tolkning av resultatene fra de seismiske dataene, analysene av kjernedata og batymetridataene. Disse blir diskutert i forhold til avsetningsprosessen sett i forbindelse med regionale hendelser. Til slutt blir avsetningshistorie for området presentert og diskutert.

5.1 Kronostratigrafi

I dette delkapittelet blir de seismostratigrafiske enhetene korrelert opp mot de kronostratigrafiske enhetene, basert på datering og stratigrafisknivå. Dateringsmaterialet i prøvene bestod hovedsakelig av bentiske foraminifera fra kaldt åpent marint miljø. Noen få prøver var datert på marine skjell, tatt fra ulike stratigrafisknivå (Tabell 4.2; Fig 5.1).

Under siste glisiale maksimum (LGM) strekte det Fennoskandinaviske isdekket (FIS) seg over Skandinavia og Finland og drenerte aktivt gjennom fjordområdene (Ottesen et al., 2016). Studieområdet lå under dreneringsområdet og eldre sedimenter fra isfrie interstadialer og/eller interglisiale perioder, er antatt å ha blitt erodert bort (Mangerud et al., 2011; Ottesen et al., 2016) Avsetningene i studieområdet regnes derfor for å være av sen weichsel/holocen alder (Aarseth, 1997). Nederste uformelle som er enhet identifisert i studieområdet, enhet D, ligger stratigrafisk over tolket akustisk basement. På grunn av manglende dateringsmateriale fra denne enheten er ikke avsetningen aldersbestemt. Det stratigrafiske nivået til enheten er lokalisert på berggrunnen og det betyr at denne enheten er avsatt under siste istids maksimum.

Den kronostratigrafiske enheten eldste dryas (Grønland stadial 2) er karakterisert som en kjølig periode og er definert fra 18 500 kal BP til 15 500 kal BP. Fra den transparente lagpakken i underenhet C.2 ble det tatt to dateringsprøver fra borehullskjerner fra ytre del av Bjørnafjorden. Resultatet fra dateringene ga alderen 17 522 +/-201 kal BP og 16 643 +/-240 kal BP (Tabell 4.2). Basert på det daterte materialet, *N. Labradoricum* og *Triloculine* sp., dvs. bentiske foraminifera fra kaldt marint miljø, viser resultatene at området var isfritt i den perioden disse foraminiferaene opprinnelig ble avsatt. Denne alderen viser at det var åpent hav inn mot Bjørnafjorden etter 17 500 kal BP, som er samme periode som deglasiasjonen av Norskerenna foregikk i eldste dryas (Moren et al., 2017). Ut fra dateringene korreleres sedimentene i avsetningen med den kronostratigrafiske enheten den kronostratigrafiske enheten eldste dryas. (Fig. 5.1).

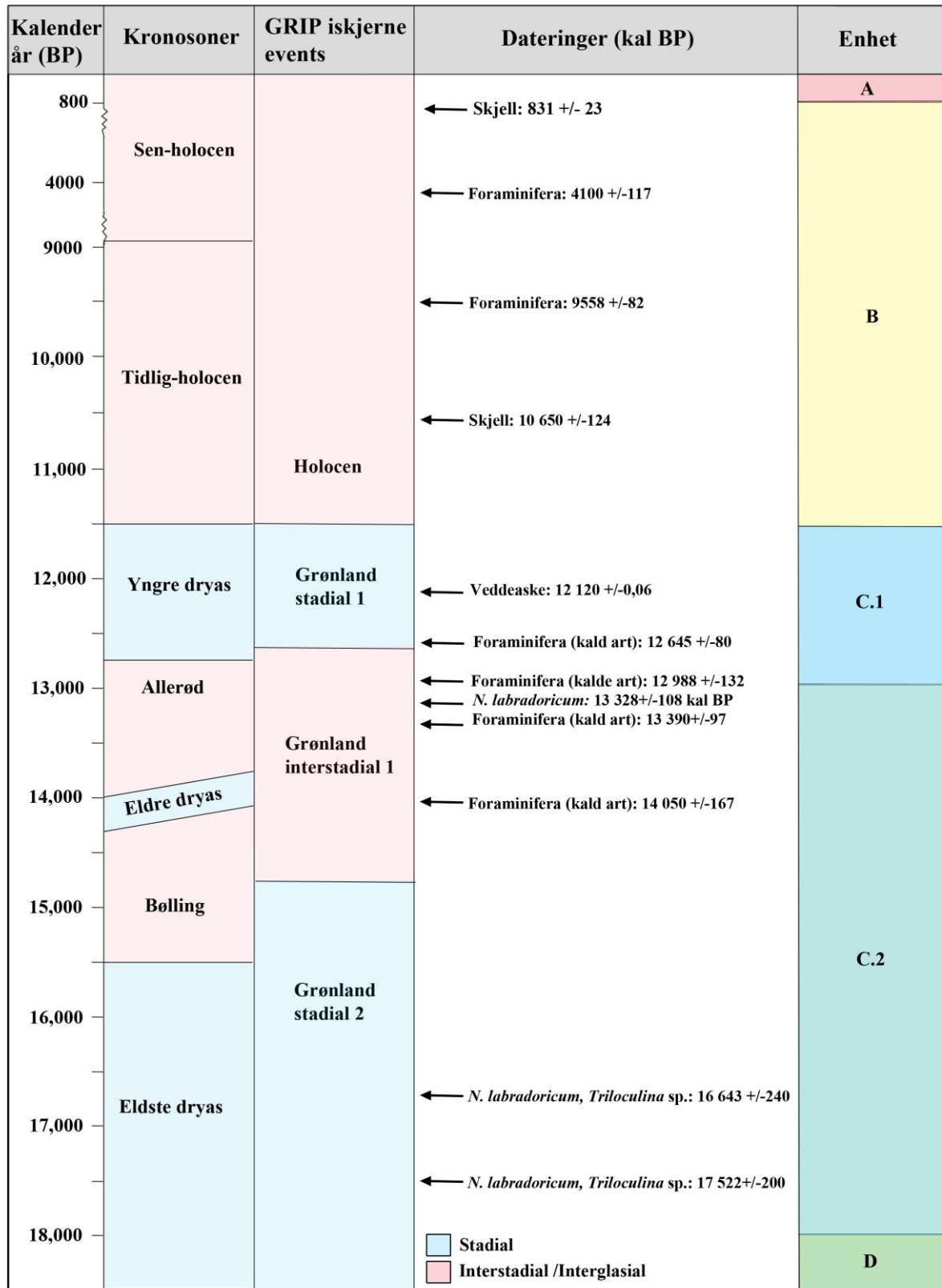
Etterfulgt av eldste dryas stadiaalen starter varmeperioden bølling-allerød (Grønland interstadial 1) fra 15 500-12 800 kal BP (Fig. 5.1). Resultatet av dateringsprøvene fra den akustisk

laminerte lagpakken i underenhet C.2 gir en alder på 14 050 +/-167 kal. BP, og for den øverste dateringen en alder på 13 328 +/-108 kal. BP. Dateringene indikerer at lagpakken akkumulerte i perioden 14 050-13 328 kal BP og korreleres med den kronostratigrafiske enhetene bølling-allerød (Grønland interstadial 1) (Fig 5.1)

Perioden mellom 12 800-11 600 kal BP er definert som yngre dryas kuldeperiode. Fra den akustisk laminerte lagpakken i underenhet C.1 ble det tatt ut totalt tre dateringsprøver (Tabell 4.2; Fig. 5,1). Dateringene av nedre grense ble datert til 12 988 +/-132 kal BP. Prøvene av den øvre grensen i ytre deler av Bjørnafjorden og indre del av Selbjørnsfjorden, ble datert til henholdsvis 12 645 +/-132 kal BP og 12 625 +/-84 kal BP. I de øvre delene av samme lagpakke i Fusafjorden ble Veddeasken identifisert, datert i iskjerner og basseng i nordvest Norge til 12 120 kal BP (Andersen et al., 2006; Lohne et al., 2014). Basert på disse dateringene i underenhet C.1 korreleres avsetningen til kronostratigrafiske enhetene allerød og yngre dryas. Sedimentasjonen av lagpakken har pågått fra sen allerød mot slutten av yngre dryas.

Holocen er den siste epoken i kvartær og varer fra 11 600 kal BP frem til i dag. I denne studien vil termene tidlig- (11 600-8000 kal BP), midtre- (8000-4000 kal BP) og sen-holocen (4000 kal BP frem til i dag) brukt til inndeling av epoken (Fig. 5.1). Fra enhet B har det vært mulig å ta ut fire dateringsprøver, der tre er fra de ytre delene av Bjørnafjorden (Basseng SB1) og den siste er fra de indre delene av Bjørnafjorden (Basseng SB5). Prøver fra den nederste delen av lagpakken ga aldre 10 649 +/-23 kal. BP og 9558 +/-82 kal. BP. Prøvene fra de øvre delene ga aldre 4050 +/-119 kal BP og 831 +/-83 kal BP. Resultatene fra dateringene viser at enheten er avsatt etter yngre dryas fremstøtet og korreleres opp mot epoken holocene. Den nederste delen av lagpakken knyttes opp mot tidlig-holocen og den øvre delen kobles sammen med sen-holocen.

Det ble ikke tatt ut prøver for datering av enhet A. Det stratigrafiske nivået til enheten indikerer at denne er avsatt på toppen av enhet B. Basert på den stratigrafiske plasseringen til enheten og i kombinasjon med dateringer fra underliggende enhet tolkes enheten til å ha blitt avsatt gjennom sen-holocen og frem til idag.



Figur 5.1 Sammenstilling av dateringer og de uformelle seismostratigrafiske enhetene fra denne studien med kronostratigrafiske enheter og stratigrafiske enheter fra GRIP kjernen (basert på data fra Bjørk et al., 1998 og).

5.2 Tolkning av resultatene

I dette underkapittelet blir tolkning av prosesser og avsetningsmiljø med utgangspunkt i resultatene presentert.

5.2.1 Tolkning av de seismiske enhetene og kjerneanalyse

Akustisk basement er definert der det akustiske signalet dør ut og/eller slutter. I skråninger og steder i Bjørnafjorden med lite sedimenter er akustisk basement ofte jamført med berggrunnen (Kjennsbakken et al., 2017). I områder med tykkere sedimentsekvenser vil det akustiske signalet i noen av bassengene være for svakt til å penetrere ned til basement/berggrunnen. Noen steder kan det derfor forekomme sedimenter avsatt under det som er definert som akustisk basement (Hjelstuen et al, 2009; Hjelstuen et al., 2013; Kjennsbakken et al., 2017).

Enhet D

Enheten ligger stratigrafisk over akustisk basement og regnes for å være den nederste seismostratigrafiske enheten i studieområdet. Den består utelukkende av en homogen kaotisk transparent karakter, hvor geometrien til dels følger geometrien til akustisk basement. Skjærstyrkemålinger fra borehullene som penetrerer ned i denne enheten viser at verdiene øker 60 til over 100 Su kPa (Fig. 4.35; Fig.4.45). Kornfordelingsundersøkelser gjort av NGI (2016d) viser at sedimentene i denne delen av kjerneprøven fra BH-4 ved dyp 40.55 m bestod utelukkende av usortert materiale av silt og sand.

Ut fra den geometriske beliggenheten i terrenget og den seismiske karakteren til enheten, kan lagpakken være avsatt under en isbre som moreneavsetning. Den kan også ha blitt avsatt som debris av undersjøiske skred og senere modifisert av en isbre. Tidligere studier av Aarseth (1997) fra Vestnorske fjorder, definerer akustisk strukturløse seismostratigrafiske lagpakker til å være moreneavsetninger. Dermed samsvarer den seismiske og sedimentologiske karakteren godt med karakteren til moreneavsetninger støttet av en høy skjærstyrke på over 100 Su kPa (Kjennsbakken et al., 2017). Basert på tidligere studier og resultater fra denne studien tolkes dermed enhet D til å være moreneavsetninger avsatt under LGM.

Enhet C.2

Enheten er delt opp i to lagpakker, der den nederste lagpakken har en akustisk transparent karakter og den øvre lagpakken består hovedsakelig av akustisk laminerte avsetninger (Fig.4.15).

Den transparente lagpakken består av uregelmessige isolerte enheter. Disse er adskilt fra hverandre med høy-amplitude reflektor, der økning i amplituden indikerer økning i tetthet ved grenser mellom lagpakkene. Analysen av kjerneprøver fra denne lagpakken indikerer at avsetningene har vært resedimenterte, der det kjernen har spor av strømstrukturer (Fig.4.33; Fig.4.35). I kjerneprøvene fra denne enheten ble det gjort funn av de bentiske kaldtvanns foraminifera artene *N. Labradoricum* og *Triloculina* sp. Dateringen av disse artene ga alderen 17 522 +/-201 kal BP og 16 643 +/-240 kal BP (Fig.5.1).

Den transparente seismiske karakteren som forekommer på disse topas profilene består ofte av en seismisk facies tilhørende skredavsetninger (Hjelstuen et al., 2009). På grunnlag av denne seismiske karakteren kombinert med CT-analyse av kjerneprøver, tolkes lagpakken til å bestå av flere lag med skredpakker fra skredhendelser av ulikt omfang. Den høy-amplitude reflektoren deler opp enheten og markerer toppen av hver enkel skredpakke (Kjennsbakken et al., 2017). Funn av de bentiske foraminifera artene *N. labradoricum* og *Triloculina* sp. indikerer at det var åpent hav inn til Bjørnafjorden i alle høve fra 17 522 +/-201 kal BP og 16 643 +/-240 kal BP. På bakgrunn av at dateringene er tatt fra resedimentert materiale, kan det ikke utelukkes at skredpakkene ble avsatt på et senere tidspunkt enn det alderen til det daterte materialet tilsier. Området vil uansett ha vært isfritt senest rundt ca. 17 500 kal BP. På grunn av mangel på kjerneprøvemateriale fra andre deler av denne lagpakken i enhet C.2, er det et gap på ca. 1500 år opp til den neste datering på 14 050 +/-167 kal BP. Lagpakken må på bakgrunn av dette, ha vært avsatt i perioden fra eldste dryas mot slutten av bølling (Fig. 5.1).

I basseng SB5 innerst i Bjørnafjorden ligger den transparente lagpakken på et annet stratigrafisknivå enn det lagpakken av samme karakter gjør i de ytre og midtre delene. Plasseringen i stratigrafien indikerer at lagpakken i dette bassenget er avsatt på et senere tidspunkt enn den transparente lagpakken i bassengene fra ytre (basseng SB1) og midtre del (basseng SB2, SB3 og SB4) av Bjørnafjorden (Fig. 4.13; Fig. 4.21). Kun deler av lagpakken i enhet C.2 er tilstede i de grunnere bassengene SB6, og i Fusafjorden der dypet er redusert fra ca.500 m til 300 m. I basseng SB7 er enheten ikke identifisert. Dette indikere at denne delen av fjorden fortsatt var dekket av is når de ytre og dypere delene av fjorden var isfrie.

Den øvre delen av enhet C.2 består av akustisk lavamplitude fin laminert stratifiserte parallelle reflektorer som draperer overflaten til den underliggende transparente lagpakke. Dateringsprøver fra denne lagpakken bestod av kalde bentiske foraminifera arter. Resultatene viser at akkumuleringen av sedimentene startet etter bølling 14 050 +/-167 kal BP og fortsatte til midten av allerød ved 13 328 +/-108 kal BP (Fig. 5.1).

Akustisk laminert seismisk facies opptrer i glasigene marinemiljø og består av vekslende lag av finkornede sedimenter. Stratifiseringen her forårsakes som regel av regelmessig endring i kornstørrelse (Aarseth, 1997; Hjelstuen et al., 2009; Howe et al., 2010). Glasimarine sedimenter ble avsatt i suspensjon på distal siden av isdekket i forbindelse med smeltevannsplumer, som resulterte i tykke akustisk laminerte avsetninger (Leknes et al., 2005). Basert på den akustiske seismiske karakteren tolkes lagpakken til å være glasimarine smeltevannsplumer avsatt under tilbaketrekningen av isdekket gjennom allerød perioden.

Den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten for denne enheten i Bjørnafjorden, er regnet til ca. 0,83 cm per år. I studie av Hjelstuen et al. (2009) er den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten for tilsvarende lagpakke i Nordfjord (Vest-Norge) regnet til 4 cm per år. Dette er vesentlig høyere enn sedimentasjonsraten fra Bjørnafjorden.

Analysen av kjerneprøver fra øvre del av denne øvre lagpakken i enhet C.2 viser spor av bioturberte graveganger fra borehullskjerne BH-1 og BH-4 (Fig.4.30; Fig.4.36). Skjærstyrkemålingene fra borehullskjernene viser at skjærstyrken øker fra 40 Su kPa til 60 Su kPa ved grensen mellom underenhet C.2 og C.1 (Fig 4.29; Fig.4.35). Dette indikerer at den glasimarine lagpakken i C.2 har lagt seg før lagpakken i C.1 akkumulerte (Kjennsbakken et al., 2017).

Enhet C.1

Lagpakken i denne enheten består av akustisk høyamplitude laminert parallelle reflektorer. Mellom enhet C.2 og C.1 øker kontrasten mellom reflektorene i de akustisk laminerte lagpakkene. Dette indikerer endring i de litologiske egenskapene der kontrasten mellom de fine og de grovere kornstørrelsene er større. Grunnen til det er at sedimentkilden ligger nærmere studieområdet. Den akustisk laminerte lagpakken avbrytes flere steder av transparente enheter av varierende tykkelse og utbredelse. Dateringer fra enhet C.1 viser at akkumuleringen begynte i slutten av allerød (12 988 +/-132 kal BP) og fortsatte videre inn i yngre dryas perioden (12 645 +/-80 kal BP) (Fig. 5.1). Sedimentasjonsraten i enheten regnes for å være c. 1,6 cm/år. Prøvematerialet fra grensen mellom enhet C.2 og C1, viser bevarte graveganger ned i enhet C.2. Dette indikerer at det har forekommet biogenisk aktivitet på havbunnen til tross for relativ høy sedimentasjonsrate.

I sedimentkjernen fra ytre Fusafjorden (GS17-206-03GC) ble det funnet spor av Veddeaske fra 310 cm til 80 cm. Kjernen hadde høyest forekomst mellom 306-327 cm dyp, der både den rhyolitiske og den basaltiske komponenten forekom (Fig. 4.38). På grunn av at forekomsten

nederst i kjernen har den høyeste konsentrasjonen, og at både den basaltiske og den rhyolitiske geokjemiske komponentene er tilstede i sedimentene. Vil det nederste intervallet i kjernen representerer tilnærmet in situ forekomst av Veddeasken og da datert til ca. 12 120 kal BP, dvs. midt yngre dryas perioden. Den samme kjernen er tidligere koblet opp med den akustiske laminerte lagpakken i enhet C.1 (Fig.4.37; Fig.4.46). Analysen fra denne kjernen viser at sedimentene er laminerte av sand og finkornede sedimenter. Lamineringen representerer rytmiske lag, sannsynlig dannet av sesongvariasjoner i smeltevannstilførselen fra isdekket.

Basert på den seismiske karakteren, dateringer og CT-analysen av kjernen tolkes denne lagpakken til å være glasimarine smeltevannsplumitter avsatt i forbindelse med yngre dryas fremrykket, der lagpakken forstyrres av enkelte skredhendelser. Den akustiske lamineringen kan knyttes opp til avstanden fra brefronten. Grovere laminering indikerer at avstanden fra brefronten er blitt mindre. Funn av Veddeaske gjennom store deler av den laminerte enheten indikerer at sedimentasjonen av glasimarinesedimenter fortsatte gjennom yngre dryas. Dette til tross for at øvre grense for den glasimarine lagpakken er datert til 12 645 +/-80 kal BP i Bjørnafjorden (Fig. 5.1).

Enhet B

Denne enheten karakteriseres av en serie med transparente lagpakker. Disse er adskilt fra hverandre av høy-amplitude reflektorer, der lagpakkene varierer i tykkelse. Den nedre grensen til enheten er som regel erosiv. Enheten er opp mot 25 meter tykk i de ytre, midtre og sørøstlige bassengene av Bjørnafjorden, i bassengene SB6 og SB7 i innerste del av Bjørnafjorden er den kun et par meter i tykk (Fig. 4.22; Fig.4.23).

I kjerneprøven fra BH-1 fra toppen av en av de oppdelte enhetene ved 13 meters dyp viser spor etter bioturbasjon (Fig. 4.30). Siden kjerneprøven har bevarte strukturer indikerer det at bioturbasjonen ikke har vedvart lenge før nye sedimenter ble avsatt. I Solli et al. (2017) konkluderes det med at skred ofte draperes med tynt lag av hemipelagiske sedimenter, der det dannes næringsrikt materiale og som gjenspeiles i bevarte bioturberte avsetninger.

Fra de høy-oppløselige batymertridataene i denne studien, er det identifisert flere spor etter skred i basseng SB1. Den største skredloben identifisert i bassenget regnes for å være utløst etter 9520 kal BP (Kjennsbakken et al., 2017). I Solli et al. (2017) har er det kartlagt spor etter totalt 45 skred, hvor flere av disse er utløst fra fjellsider med helningsgradient på minst 20°. I studien av Bjørnafjorden fra Kjennsbakken et al. (2017) viser dateringer at det sist gikk skred for senest 520 kal BP og neste skredhendelse er datert til 1200 kal BP. Yngste skredhendelse i

denne studien er fra innerste del i fjorden og er datert til 831 +/-83 kal BP. Noe som viser at det har gått et skred i de indre delene av fjorden mellom disse to skredhendelsene i ytre delen av Bjørnafjorden.

Basert på denne seismiske karakteren til enheten og på tolkning fra tidligere studier, analyser av kjernene og helningsgradient tolkes lagpakken til å bestå mange og sammensatte skredpakker, der de lagdelte enhetene representerer skredhendelser av ulikt omfang (Kjennsbakken et al., 2017; Solli et al., 2017; Carlton et al., 2018). Høy-amplitude reflektorene markerer toppen til de ulike skredhendelsene (Kjennsbakken et al., 2017). Forekomsten av skredpakkene er hyppigst nederst i enheten og dette indikerer høy skredaktivitet i starten av perioden da disse ble avsatt. Dateringer av denne enheten, viser at skred utløses hyppig i tidlig holocen, etterfulgt av en rolig periode i midtre holocen. Alderen på skredhendelsene antyder at skred utløses relativt hyppig etter 4000 kal BP i Bjørnafjorden. Jordskjelv er regnet for å være den dominerende utløsningsmekanismen (Solli et al., 2017).

Enhet A

Enhet A karakteriseres av et transparent tynt lag som draperer overflaten til den underliggende lagpakken. Lagpakken skilles fra de underliggende seismiske enhetene ved en høy-amplitude reflektor og har en relativt jevn tykkelse. Basert på den seismiske karakteren og stratigrafisk nivå tolkes enheten til å være en hemipelagisk avsetning. Enheten er avsatt gjennom sen holocen og frem til i dag under bunn- og strømforhold som ligner dagens forhold (Kjennsbakken et al., 2017, Solli et al., 2017). Sedimentasjonsraten til enheten regnes for å være 10-12 cm per 100 år (Kjennsbakken et al., 2017). Denne raten er svært høyt for å være holocen sedimentasjon og er tilnærmet lik sedimentasjonsraten målt for yngre dryas lagpakken. Til sammenligning er sedimentasjonsraten for hemipelagisk sedimentasjon i holocen i Nordfjord, Vest-Norge, målt til å være 3 mm per år (Hjelstuen et al., 2009).

5.2.2 Tolkning av glasiale geomorfologiske strukturer

De glasiale geomorfologiske ryggformene er kun identifisert i indre del av Bjørnafjorden og ytre del av Fusafjorden. Ryggene er lokalisert i de grunnere delene av fjorden og knyttes opp mot endemoreneavsetninger kartlagt på land (Aarseth et al., 1997; Mangerud et al., 2016) (Fig. 2.15). Glasiale geomorfologiske strukturer av denne karakteren knyttes ofte opp mot isfremrykk, der ryggene dannes ved ismarginen og representerer maksimums utbredelse til det representative isfremstøtet.

I den innerste delen av Bjørnafjorden er ryggformen RB2 lokalisert. I Fusafjorden, ryggformen er RF2 lokalisert innenfor ryggform RF1. Ryggformene RF2 og RB2 karakteriseres av en slak vifteformet distalside og en bratt proksimalside (Fig. 4.10). Denne type glasiale landform dannes når isen har ligget i samme posisjon over en lengre periode, der vifteformen dannes ved at sedimenter kontinuerlig fraktes frem med smeltevann og avsettes ved isfronten (Benn og Evans, 2010). Lokaliseringen av ryggene i Bjørnafjordsystemet og karakteristikken av disse viser at de er endemorener dannet under samme fremstøt, der isen i ettertid har ligget stabilt over lengre tid.

Ryggform RF1 som er lokalisert ved munningen av Fusafjorden, der dypet øker med 200 meter inn til Bjørnafjorden. Formen på ryggen er karakterisert med bratt distalside og en tydelig ryggkant (Fig. 4.11). Tilsvarende karakteristikkk gjelder for rygg RB1 som er lokalisert helt mot øst i indre del av Bjørnafjorden. Denne karakteristikken assosieres ofte med «push» morener. Dette er endemorener som er dannet under et isfremrykk ved at sedimenter dyttes frem foran breen. Ved isfronten danner sedimentene en ryggform med slak proksimalside og bratt distalside (Benn og Evans, 2010).

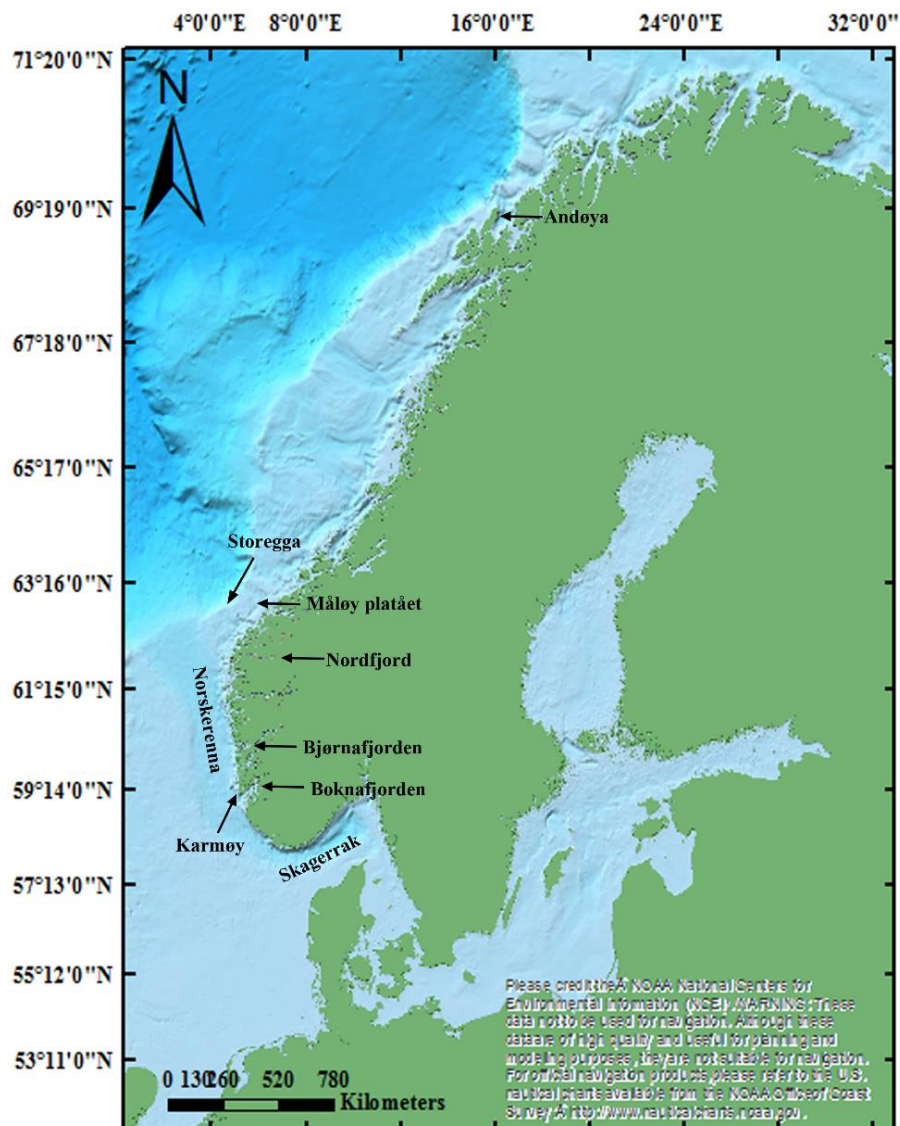
Furene identifisert på proksimalsiden av ryggformene RB1, RB2 og RF2 tolkes til å være «flutes». Dette er avlange isstrømstrukturer som er dannet parallelt med isbevegelsen og er bevis på en hurtig isbevegelse (Benn and Evans, 2010). Orienteringen til strukturene på proksimal siden av ryggformene RB2 og RF2 indikerer at isbevegelsen har vært fra nordøst (Fig. 4.10; Fig. 4.11). Isstrømstrukturene på ryggform RB1 antyder derimot at isbevegelsen har vært fra nord (Fig. 4.9). Orienteringen på spor etter bevegelsen av isen sett i kombinasjon med karakteristikken av ryggene RB1 og RF1, viser at ryggformene kan ha vært dannet under samme fremstøt.

Isstrømstrukturer er identifisert på fjellskrenten som lokalisert ved munningen av Fusafjorden, og ytterst på de grunnere partiene i Bjørnafjorden (Fig. 4.x). De glasiale strukturene indikerer

at isen har gått over disse partiene før dannelsen av moreneryggene i Bjørnafjorden og Fusafjorden. Det er ikke identifisert noen ismarginale landformer i området knyttet til isfremrykket. Derfor er omfanget på dette fremrykket usikkert. En begrensende faktor for isfremrykket kan ha vært bunntopografien der fjorddypet som går fra 300 meter ned mot 500 meter utenfor fjellskrenten i Fusafjorden og nord i Bjørnafjorden (Fig. 4.2).

5.3 Deglasiasjon- og avsetningshistorie

I dette kapittelet er det gjort et forsøk på å sammenstille alle dataene for å rekonstruere deglasiasjons- og avsetningshistorien for Bjørnafjordsystemet. Dette er basert på resultater fra tolkninger av seismikk, kjerner, dateringer og batymetri data fra studieområdet.



Figur 5.2 Oversikt over lokasjonen til ulike områder som vil bli brukt videre i dette delkapittelet.

Rekonstruksjon av weichsels istids historikk for vest-nordvest Norge (inkludert Ålesundområdet), har demonstrert at disse kyststrøkene kun har vært dekket av is fra det Skandinaviske isdekket i relativt korte perioder (f.eks. Mangerud et al., 2010) (Fig. 2.8). Under siste istids maksimum var Norge dekket av det Fennoskandinaviske isdekket (FIS) helt ut til eggakanten (f.eks. Mangerud, 2004; Hughes et al., 2015). Studier fra Norskerenna viser at Norskerenna isstrømmen brytes opp ytterst ved Nordsjøviften rundt 19 100 kal BP (Moren et al., 2017). Dateringer fra Trollkjernen viser at isstrømmen trakk seg tilbake fra Troll området ved 18 500 kal BP (Sejrup et al., 1994; Sejrup et al., 2009, og tilbaketrekkingen nådde Jæren området ved 18 100 kal BP og videre mot Skagerak rundt 17 600 kal BP (Moren et al., 2017).

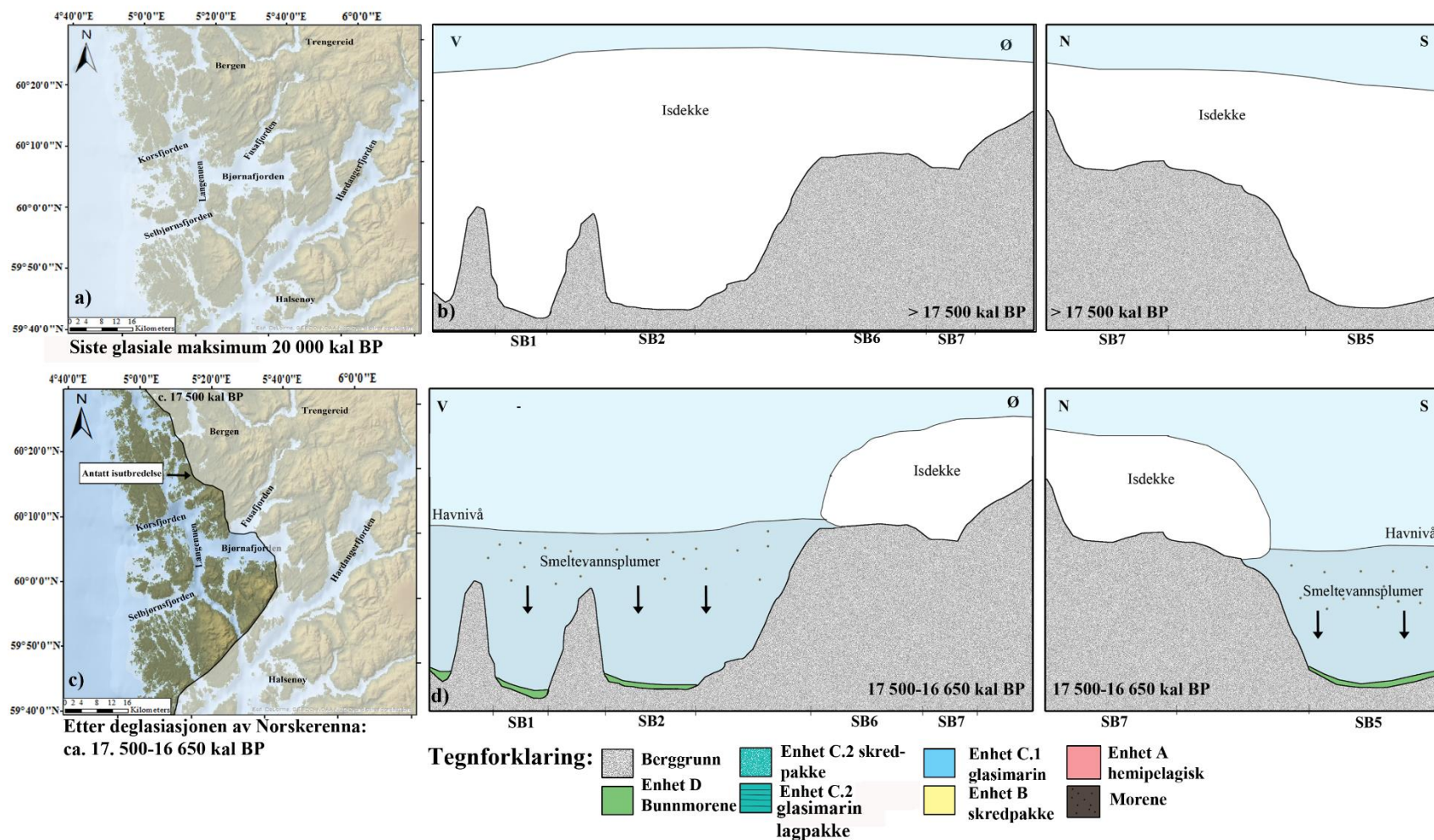
Eldste indikasjon på isfrie forhold på land i Vest-Norge etter LGM er dateringer av skjell fra Blomvåg på Sotra som viser en alder på 14 600 kal BP (tidlig bølling) (Mangerud, 1970). Dateringer av terrestriske planterester fra Bømlo viser at også det området var blitt isfritt rundt 14 800 kal BP (Karlsen, 2009; Mangerud et al., 2013). Dateringer av marine skjell fra Trengereid øst for Bergen viser at ismarginen gikk forbi området i forbindelse med deglasiasjonen i allerød rundt 13 600 kal BP (Mangerud et al., 1977). Eneste sikre sporet av et isfremstøt i Vest-Norge er funn fra yngre dryas perioden. Under dette fremrykket ble det dannet et moreneryggsystem over hele Skandinavia og Finland som representerer isutbredelsen i denne perioden (Hughes et al., 2015). I Bergensområdet er maksimal utbredelse under yngre dryas representert av Herdla-Halsenøy morenen.

Nye studier av detaljerte havbunnsdata fra kystområdene i Vest-Norge viser at isen fra det Skandinaviske isdekket, har aktivt drenert ut noen av fjordområdene på Vestlandet og ut i Norskerenna isstrømmen (Ottesen et al., 2016). Et av disse dreneringsområdene går gjennom området som er studert i denne studien. I fjorder som er orientert parallelt med isbevegelsen var erosjonen spesielt stor. Sedimenter fra før LGM ble fjernet og fraktet ut i Norskerenna isstrømmen (Aarseth, 1997). Avsetninger i studieområdet som ble avsatt før LGM, er derfor antatt å være stort sett erodert. De avsetningene som er avsatt på fjell/basement i studieområdet regnes derfor for å ha blitt avsatt enten under eller etter siste istids maksimum. Basert på denne antakelsen er moreneavsetningene i enhet D tolket til å være bunnmorene avsatt under siste istids maksimum (Fig. 5.3b).

Ved rundt 17 400 kal BP regnes Norskerenna for å ha vært helt isfri (Leknes et al., 2005; Moren et al., 2017). Dateringer fra underenhet C.2 viser at det må ha vært åpent hav inn mot

Bjørnafjorden senest 17 500 kal BP. Sammenlignet med dateringene fra Trollkjernen i studien av Sejrup et al. (1994) kan deglasiasjonen av Bjørnafjorden ha skjedd omtrent samtidig med denne tilbaketrekningen. Det kan tenkes at glasimarin sedimentasjonprosesser preget avsetningsmiljøet i denne perioden. De glasimarineavsetningene nederst i enhet C.2 i basseng SB5 kan derfor være bevarte sedimenter fra denne perioden når fjorden var isfri (Fig 4.21; Fig. 5.3d). Lagpakken fra dette stratigrafiske nivået er ikke identifisert i de ytre og midtre bassengene, og det kan tyde på at denne lagpakken har blitt erodert bort senere.

Det har tidligere vært antatt at isdekket lå stabilt og kalvet utenfor kysten i en periode på 4000 år etter deglasiasjonen av Norskerenna. Kysten ble isfri først ved begynnelsen av bølling ved 14 600 kal BP (Mangerud et al., 2013; Mangerud et al., 2016). De nye dateringene fra ytre Bjørnafjorden bassenget viser at dette kystområdet må ha blitt isfritt ca. 3000 år tidligere enn tidligere antatt. I studien Gump et al. (2017) fra Boknafjorden (nord for Stavanger) viser ^{10}Be eksponeringsdateringer at deglasiasjonen av Boknafjorden startet før 16 000 kal BP. Dette er lenge før enn deglasiasjonen av Hardangerfjorden og Bømlafjorden er antatt å ha startet (Gump et al., 2017). Eksponeringsdateringer fra Utsira og Sør-Karmøy antyder også at isdekket har trukket seg tilbake tidligere enn antatt (Svendsen et al., 2015). På grunnlag av resultatene fra disse studiene som er gjort sør for Bjørnafjorden, antyder dateringene at hele kystområdene fra Bjørnafjorden og sør til Boknafjorden kan ha blitt isfritt lenge før bølling (Fig. 5.3c; Fig. 5.8).



Figur 5.3 a) Oversiktskart fra studieområdet som viser hvor isdekket lå under siste glasiere maksimum. b) Skjematisk skisse over miljøet i fjorden under siste glasiere maksimum. c) Oversiktskart av antatt utbredelse av isfronten etter deglasiasjonen før 17 500 kal BP. d) Skjematisk skisse over avsetningsmiljøet i Bjørnafjorden i perioden 17 500-16 650 kal BP, der smeltevannsplumer dominerer sedimentasjonsmiljøet i de isfrie delene.

I studie av Nygård et al. (2004) fra Måløy plataet viser det at dette sokkelområdet ble isfritt på samme tidspunktet som deglasiasjonen av Norskerenna fant sted mellom 19 100 kal BP og 17 500 kal BP. Isen rykket senere frem igjen ut til Måløy plataet og endte ved Bremangermorenen, som ligger 35 km vest for Nordfjord (Nygård et al., 2004; Lyså et al., 2010). Fremrykket er omtalt som Bremangereventen datert fra 15 000 til 13 300 ^{14}C BP, og kobles sammen med Fladen fremrykket (17 500-15 500 ka BP) (Sejrup et al., 2009; Nygård et al., 2004). Dette regnes for å være en regionalhendelse der Bremangermorenen kan korreleres med Storeggamorenen (Nygård et al., 2004). Funn av drumliner på Karmøy er tolket til å være spor etter et isfremrykk mellom 18 600 kal BP og 16 700 kal BP (Olsen og Bergstrøm, 2007). På Andøya er det også identifisert et isfremstøt etter avsetningen av Egga II, som er omtalt som Flesen fremrykket (Nesje et al., 2007). Karmøy- og Flesen fremrykket kobles opp mot Bremanger fremrykket (Olsen et al., 2013). I Nygård et al. (2004) foreslås det at fremrykket var en regionalhendelse, der isdekket rykket frem som en respons på nedkjøling i Nordøst-Atlanteren i eldste dryas under Heinrich event 1 (Fig. 5.1). Ut fra spor etter mulig isfremrykk i denne perioden identifisert nord og sør for Bjørnafjorden, kombinert med at dette er tolkes til å være en regionalhendelse antas det at isdekket kan ha rykket frem igjen i studieområdet senest etter c. 16 500 kal BP (Fig; 5.4a; Fig. 5.8).

I Selbjørnsfjorden er den glasimarine lagpakken i enhet C.2 opp mot 70 meter tykk i motsetning til tilsvarende lagpakke i Bjørnafjorden som er rundt 20 meter tykk (Fig. 4.27). Selbjørnsfjorden ligger i nærheten av kysten og sedimenttykkelsen kan indikere at fjorden har vært isfri lengre enn Bjørnafjorden. Utbredelsen av isfremrykket i eldste dryas kan derfor ha vært begrenset til terskler i munningen ved Bjørnafjorden og at Selbjørnsfjorden ble permanent isfri før bølling (Fig.5.4a; Fig.5.4b)..

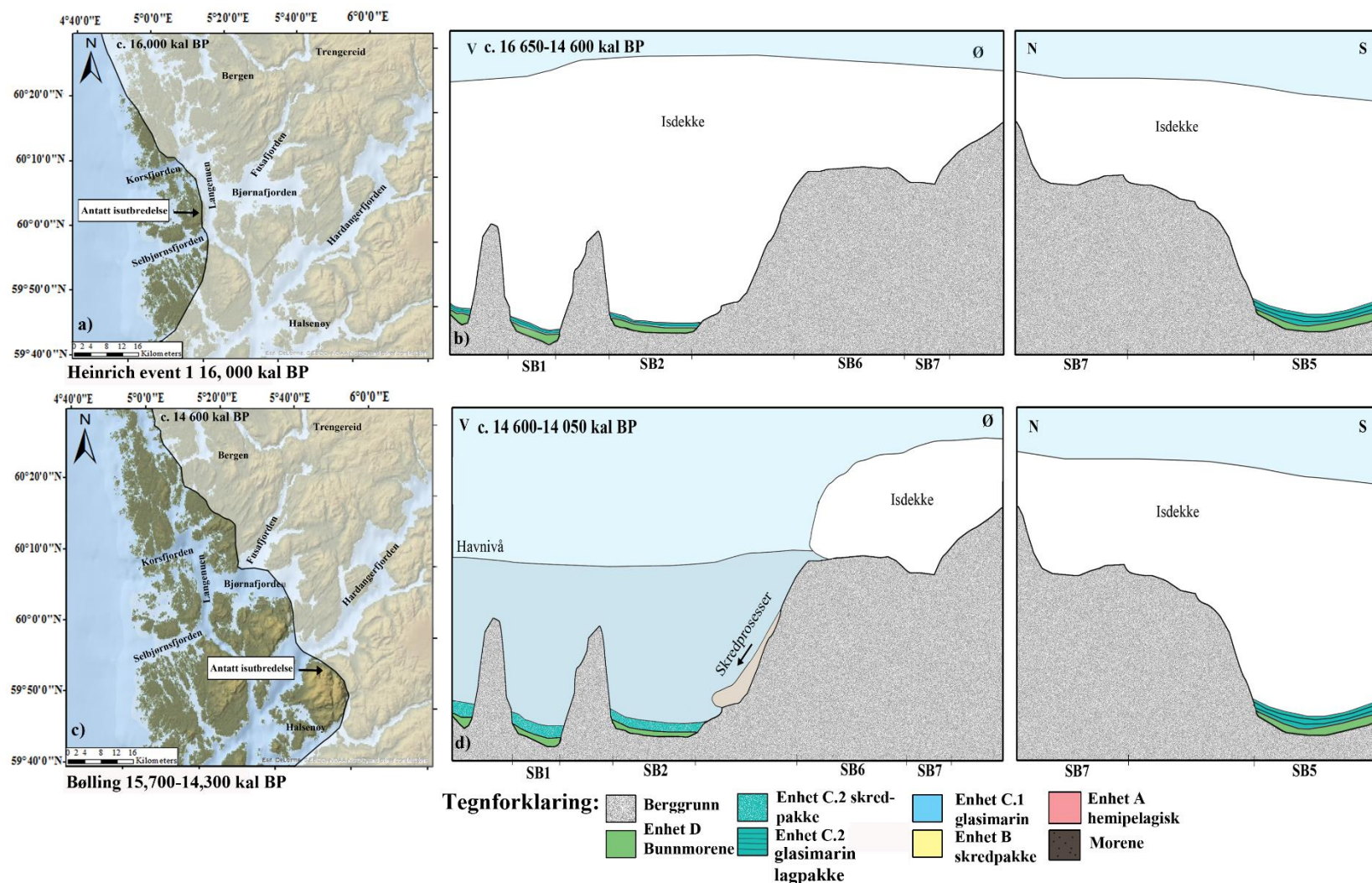
GRIP-kjernen fra Grønland viser stor reduksjon i $\delta^{18}\text{O}$ verdiene ved inngangen til bølling (Grønland interstadial 1) rundt 14 600 kal BP (Haflidason et al., 1995) (Fig. 5.1). Reduksjonen i verdiene indikerer at klimaet ble mildere og kan ha vært en pådriver for at deglasiasjonen av kysten startet på dette tidspunktet. I forbindelse med at isen trakk seg tilbake fra kysten og videre innover i Bjørnafjorden, blir de eldre sedimenter avsatt langs sidene av fjorden ustabile. Under deglasiasjonen i bølling stiger havnivået (Lohne et al., 2007) (Fig. 2.12a). Sedimentene avsatt i skråningene har høyt porevanninnhold og dette gjør at de sårbare for påkjenninger. Studier som er gjort av skredhendelser i holocen viser at de utløses ofte i forbindelse med klimaendringer og deglasiasjoner (Bøe et al., 2004). Identifiserte skredhendelsene i de transparente lagpakkene i underenhet C.2 kan derfor ha blitt utløst under deglasiasjonen av

fjorden i bølling. Skredpakken på dette stratigrafiske nivået mangler i basseng SB5 og på grunnere nivåer i Bjørnafjorden og i ytre Fusafjord. Det kan tenkes at isen trakk seg tilbake på et senere tidspunkt i denne delen av fjordsystemet og at de indre delene av fjorden ikke ble isfri før i starten av allerød (Fig. 5.4d).

Tidligere var Ulvøy diamikton avsatt på Blomvåg vest for Herdla, tolket til å være morene avsatt under et fremrykk i forbindelse med kuldeperioden eldre dryas og isen rykket frem over kysten igjen. Etter endring i tolkningen av Ulvøy diamiktonet er utbredelsen av isen under eldre dryas endret. Områdene på distalt for yngre dryas marginen fra Bjørnafjorden til Fensfjorden, antas derfor å ha blitt permanent isfrie under bølling (Mangerud et al., 2017). Ved Selbjørnsfjorden og Langenuen er det tolket at eldre dryas marginen gikk fra Fitjar over mot Tysnes (Mangerud et al., 2017). Dette indikerer at Selbjørnsfjorden og deler av Langenuen kan ha blitt permanent isfritt i den foreslåtte deglasiasjonen av fjordsystemet ved 17 500 kal BP (Fig. 5.8).

Tidligere i dette kapittelet ble isstrømsstrukturer tolket til å markere grensen for et eldre isfremrykk begrenset av dyp til sørvest for basseng SB6 og nordøst for basseng SB5 i Bjørnafjorden og til den ytre delen av Fusafjorden. begrenset av økende vanddyb fra 300 meter ned til 500 meter. Det antydes at disse fjellskrentene markerer ismarginens utbredelse i området før allerød. Dette er basert på strukturer funnet i batymetri dataene og tolkninger av seismostratigrafien. Basseng SB5 ligger distalt for de identifiserte isstrømsstrukturene, og ofte utløses skred nær isfronten (Bøe et al., 2004). Dette kan forklare at skredpakken ble avsatt stratigrafisk over den glasimarine lagpakken i bassenget sørøst i Bjørnafjorden. Bunntopografien i denne delen av Bjørnafjorden er noe grunnere og den er mellom 300-400 meter dyp. Isen kan derfor ha ligget nær basseng SB5 og kalvet (Fig. 5.4c; 5.4d).

Dateringene fra den glasimarine lagpakken i enhet C.2 indikerer at akkumuleringen kan ha startet tidligst 14 050 kal BP og fortsatte frem til senest 13 328 kal BP gjennom bølling-allerød (Fig. 4.15; Fig. 5.5b). Under varmeperioden allerød blir flere av fjorder langs vestkysten av Norge isfrie. Tykke fin laminerte glasimarine sedimenter avsettes i forbindelse med tilbakesmeltingen (Mangerud et al., 2004; Hjelstuen et al., 2009). Ut fra dateringene kan den glasimarine lagpakken i enhet C.2 sammenkobles med tilbakesmeltingen i tidlig allerød og at ismarginen begynte å trekke seg tilbake rundt 14 000 kal BP (Fig. 5.5a; Fig. 5.5b).



Figur 5.4 a) Kart som viser hvor ismarginen kan ha vært under et mulig fremrykk under Heinrich event 1. b) Hvis isen har rykket frem vil Bjørnafjorden ha vært isdekket i denne perioden. c) I Bølling trekker isdekket seg tilbake fra munningen av Bjørnafjorden og videre innover i fjorden. d) Skjematisk skisse fra avsetningsmiljøet i bølling, der skredprosesser dominerer.

I Hardangerfjorden, øst for Bjørnafjorden, trakk ismarginen seg 40 km tilbake under allerød og var isfri gjennom store deler av perioden (Mangerud et al., 2013). Dateringer av skjell viser at ismarginen var lokalisert ved Trengereid ved 13 600 kal ka BP i tidlig allerød, som er 32 km fra den tolkede eldre dryas marginen i Bjørnafjorden og Fusafjorden (Fig. 5.5a) (Mangerud et al 1977). Hvis ismarginen trakk seg tilbake samtidig som akkumuleringen av de glasimarine sedimentene startet vil tilbaketrekningssraten for isdekket i området være c. 80 m per år. Sammenlignet med Hardangerfjorden indikerer det at isen også i Bjørnafjorden og Fusafjorden har trakk seg relativt hurtig tilbake.

I yngre dryas blir klimaet kjøligere og isdekket har et sist stort fremrykk, der endemorener avsettes, for deretter å smelte bort i løpet av 1000-1500 år i tidlig holocen (Mangerud, 2004) (Fig. 5.5d; Fig 5.8). Havnivåkurver fra Lohne et al. (2007) viser at havnivået begynte å stige allerede i slutten av allerød og indikerer at fremrykket av isdekket startet allerede før yngre dryas kuldeperioden (Fig. 2.12). Lagpakken i enheten består av grovere laminering, som indikerer at isdekket startet seg mot studieområde ved akkumuleringen av denne lagpakken. Dateringen av nedre grensen til underenhet C.1 ga alderen 12 988 kal BP, tilsvarende sen-allerød. Dette kombinert med havnivå kurven fra Os indikerer at isfremstøtet startet i slutten av allerød (Fig. 5.5d).

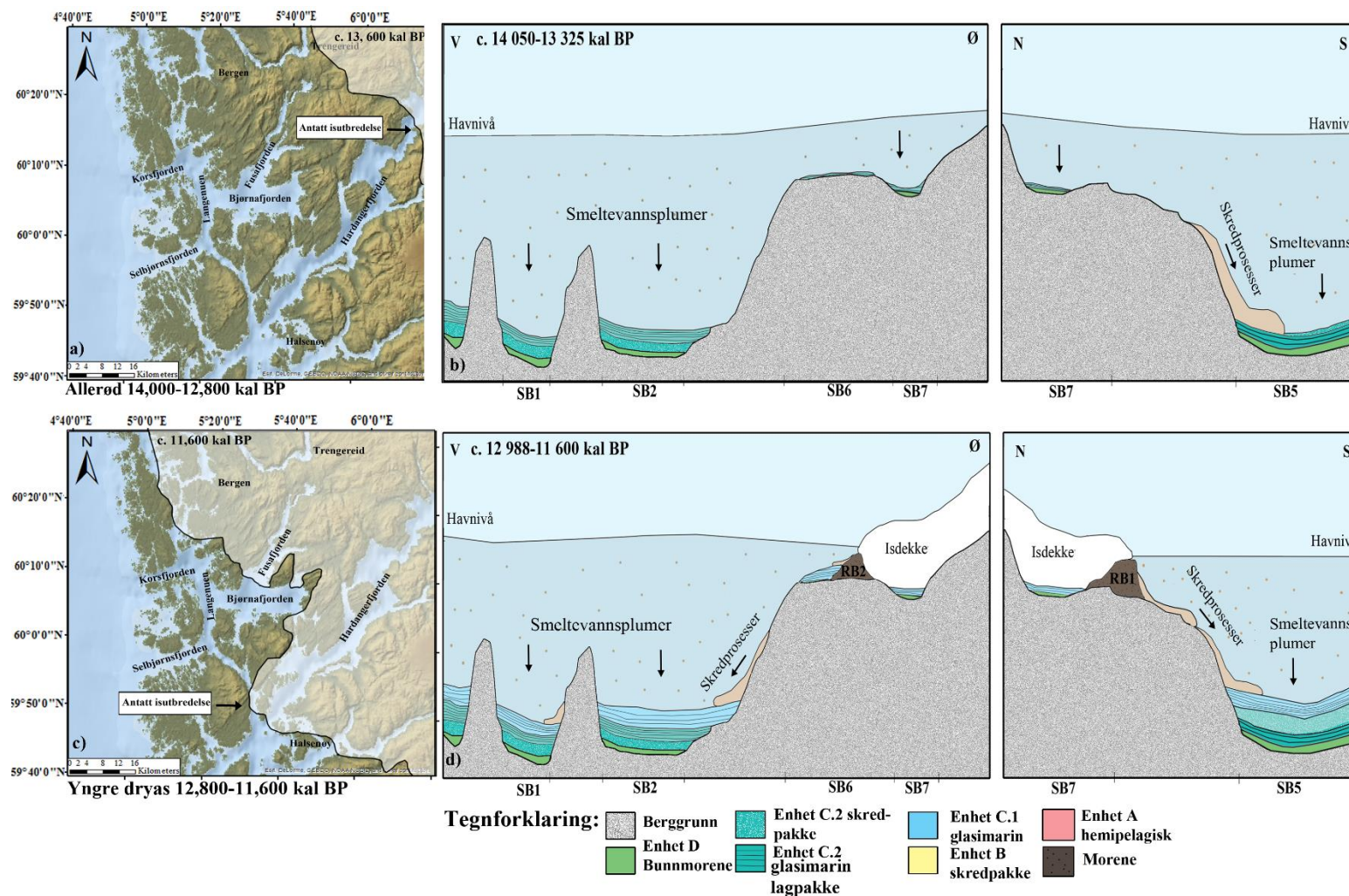
I studieområdet er det identifisert to tolkede ryggssystem dannet under yngre dryas fremrykket. Der endemorene RF1 og RB1 ble dannet ved at isen skjøv progradiale sedimenter foran seg og avsatt de ved isfronten. Under fremrykket var ismarginen lokalisert ved den østlige delen av munningen i Fusafjorden og den nordøstlige delen av Bjørnafjorden (Fig.5.5c). Endemorene knyttes opp mot isfront dateringer på land utenfor Os og Vinnes. På Vinnes er denne datert til 10 970 +/- ¹⁴C, noe som indikerer at området var isfritt under yngre dryas fremstøtet (Aarseth og Mangerud, 1973). Dateringene fra Os viser at isfremstøtet var rundt 12 500 kal BP (Aarseth og Mangerud, 1973). Veddeaske funnet distalt for rygg RF2 indikerer munningen av Fusafjorden var isfritt ved 12 120 kal BP og at ryggen RF1 er dannet før dette. Dermed antas det at ryggene RF1 og RB1 ble dannet i midten av perioden. Ryggene RF2 og RB2 var avsatt etter isen trakk seg litt tilbake mot slutten av perioden og lå stabilt over en lengre periode.

Endemorene funnet i ryggene RB1, RB2 og RF2 i indre Bjørnafjorden og i Fusafjorden er avsatt på 200 meters dyp. Havnivåkurven fra Lohne et al., (2014) indikerer at havnivået under yngre dryas var på c. 60-70 meter høyere enn i dag i disse områdene og ryggene ble derfor avsatt under havnivå på c. 250-300 m vanddyb (Fig. 2.12). Studien fra Mangerud et al., (2016) tolket at isfronten var flytende når den gikk ut i Hardangerfjorden og strandet ikke før den nådde

Halsnøy. Ut fra situasjonen i Hardangerfjorden og høyt havnivå i yngre dryas antas isfronten å ha vært flytende. De glasimarine avsetningene lokalisert på proksimalsiden av yngre dryas morenen kan dermed ha blitt avsatt før yngre dryas isen nådde maksimal utbredelse.

I overgangen til holocen endres klimaet over til interglasiale forhold, noe som gjenspeiles i GRIP kjernen fra Grønland der $\delta^{18}\text{O}$ verdiene synker ved yngre dryas/holocen grensen (Haflidason et al., 1995). En kombinasjon av kalving av isfronten og høye temperaturer førte til at isdekket i Hardangerfjorden trakk seg hurtig tilbake med et rate på 240 +/-70 m per år (Mangerud et al., 2013). Dette viser at isen i Bjørnafjorden kan ha trukket seg raskt tilbake i denne perioden før den smeltet helt vekk tidlig i holocen.

Under en deglasiasjon blir det avsatt mye sedimenter (Cofaigh & Dowdeswell, 2001). Havnivåfall i starten av perioden gav overtrykk i porevannet som reduserte stabiliteten til sedimentene, i kombinasjon med økt landheving og forekomst av jordskjelv blir mange skred utløst i denne perioden (Bøe et al., 2004; Lyså et al., 2010; Bellwald et al., 2016) (Fig. 2.x; Fig 5.x). Når ismassen forsvant vil skorpen begynne å heve seg for å oppnå isostatisk likevekt og dermed ble flere forkastningssoner reaktivert (Lyså et al., 2010). Landhevingen var 20 ganger større enn i dag, der halvparten av den isostatisk likevekten var oppnådd før 9 kal. ka BP (Bøe et al., 2004; Hjelstuen et al., 2013). Dette førte til at seismiske aktiviteten høy i perioden rett etter sist istid, og for skred utløst i denne perioden er høy sedimentasjon kombinert med jordskjelv vanlig utløsningsmekanisme (Bøe et al., 2004; Lyså et al., 2010). I studier fra Hardangerfjorden er flere tykke skredpakker identifisert, av tidlig holocen alder, som har blitt koblet til økt seismisitet etter deglasiasjonen (Bellwald et al., 2016). I Bjørnafjorden viser dateringer fra skredpakken i enhet B at flere av skredene kan være av tidlig holocen alder. Ut fra sammensetningen av lagpakken i enhet B, hvor skredpakkene forekommer hyppigst nederst i enheten, regnes de nederste skredpakkene å være utløst i tidlig holocen. Jordskjelv og høy sedimentasjonsrate i forbindelse med smelting av isdekket regnes derfor å være utløsningsmekanismen (Bøe et al., 2004).



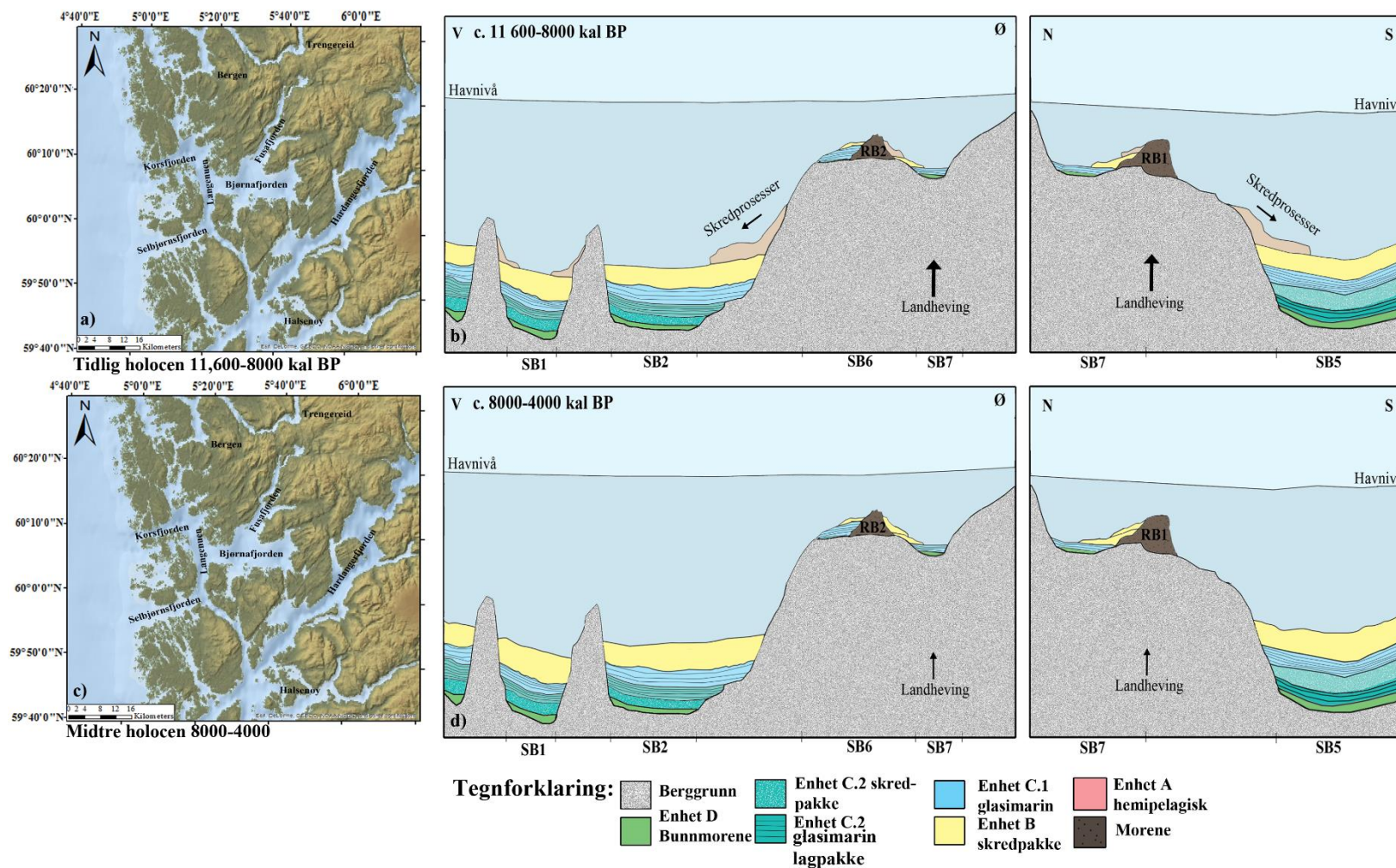
Figur 5.5 *a)* I allerød trakk isdekket seg tilbake og passerte Trengereid rundt 13 600 kal BP. *b)* Skjematiske skisse av avsetningsmiljøet i allerød. Glasimarine sedimenter avsettes hurtig av smeltevannsplumer fra en tilbaketrekkende isfront. *c)* Under yngre dryas kuldeperiode er isfronten lokalisert i munningen av Fusa fjorden og i den innerste delen av Bjørnafjorden. *d)* Skjematiske skisse av avsetningsmiljøet under yngre dryas, der glasimarine sedimenter avsettes av en voksende isfront og morenerygger dannes.

Massebevegelser i vest- og midt norske fjorder øker ved 8200 kal BP, der tsunamien generert av Storeggaskredet regnes som utløsningsfaktoren (Bøe et al., 2004; Bellwald et al., 2016). I studier av Sognesjøen, Voldafjorden, Sulafjorden, Halsafjorden og Julsundet er det funnet spor av massebevegelser av 8200 kal BP alder som kobles opp mot tsunamien fra Storegga (Sejrup et al., 2001; Haflidason, 2002; Bøe et al., 2004). I studien Bellwald et al. (2016) fra Hardangerfjorden er det også gjort funn av massebevegelser relatert til Storegga tsunamien. Dateringene av skredpakkene fra denne studien gir ikke en alder som kan direkte kobles til Storeggatsunamien, men på bakgrunn av at dateringene gir kun en maksimal alder for når skredet ble utløst, kan det ikke utelukkes skred ble utløst i forbindelse med Storeggatsunamien.

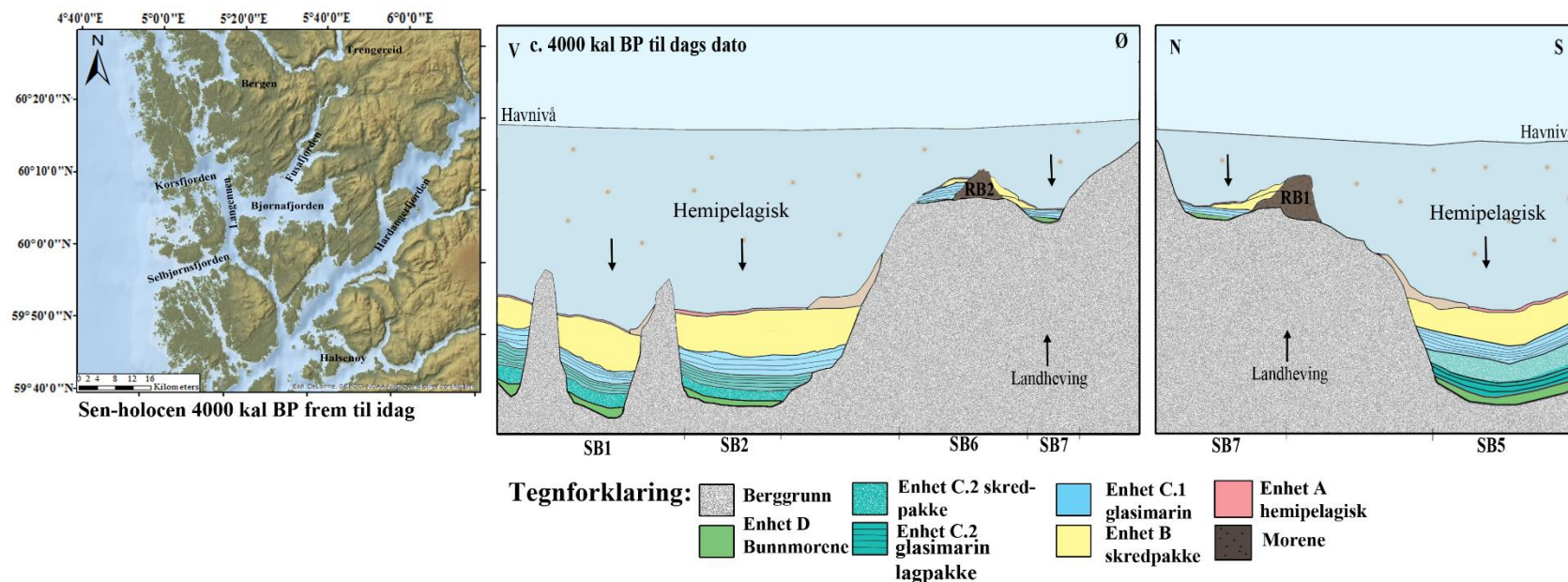
Ut fra studier av Bøe et al. (2004) er midt-holocen (8200-4100 kal. BP) karakterisert som en relativt rolig periode der massebevegelser av større størrelse er mindre vanlig. I Hardangerfjorden er samme trenden med lav skredaktivitet, som forklares med lav sedimentasjonsrate (0,2-0,3 mm/år) i kombinasjon med reduksjon i landheving og lav seismisitet (Bellwald et al., 2016). I denne studien er ser det ut til at skredaktiviteten avtar i denne perioden ved at de daterte skredpakkene stammer sannsynligvis fra tidlig og sen holocen (Fig.5.6b; Fig.5.7).

I sen-holocen er klimaet kjøligere og dermed vokser breene som smeltet bort i midt-holocen, frem igjen (Dahl og Nesje, 1996; Bakke et al, 2005). I Hardangerfjorden er massebevegelser igjen fremtredende i perioden 4100-2400 kal BP (Bellwald et al., 2016). I denne studien er den yngste daterte skredtoppen av alder 4050 +/- 23 kal BP, og kan dermed kobles til denne perioden der klimatiske faktorer regnes for å være vanlig utløsningsmekanisme (Fig. 5.7) (Bøe et al 2004).

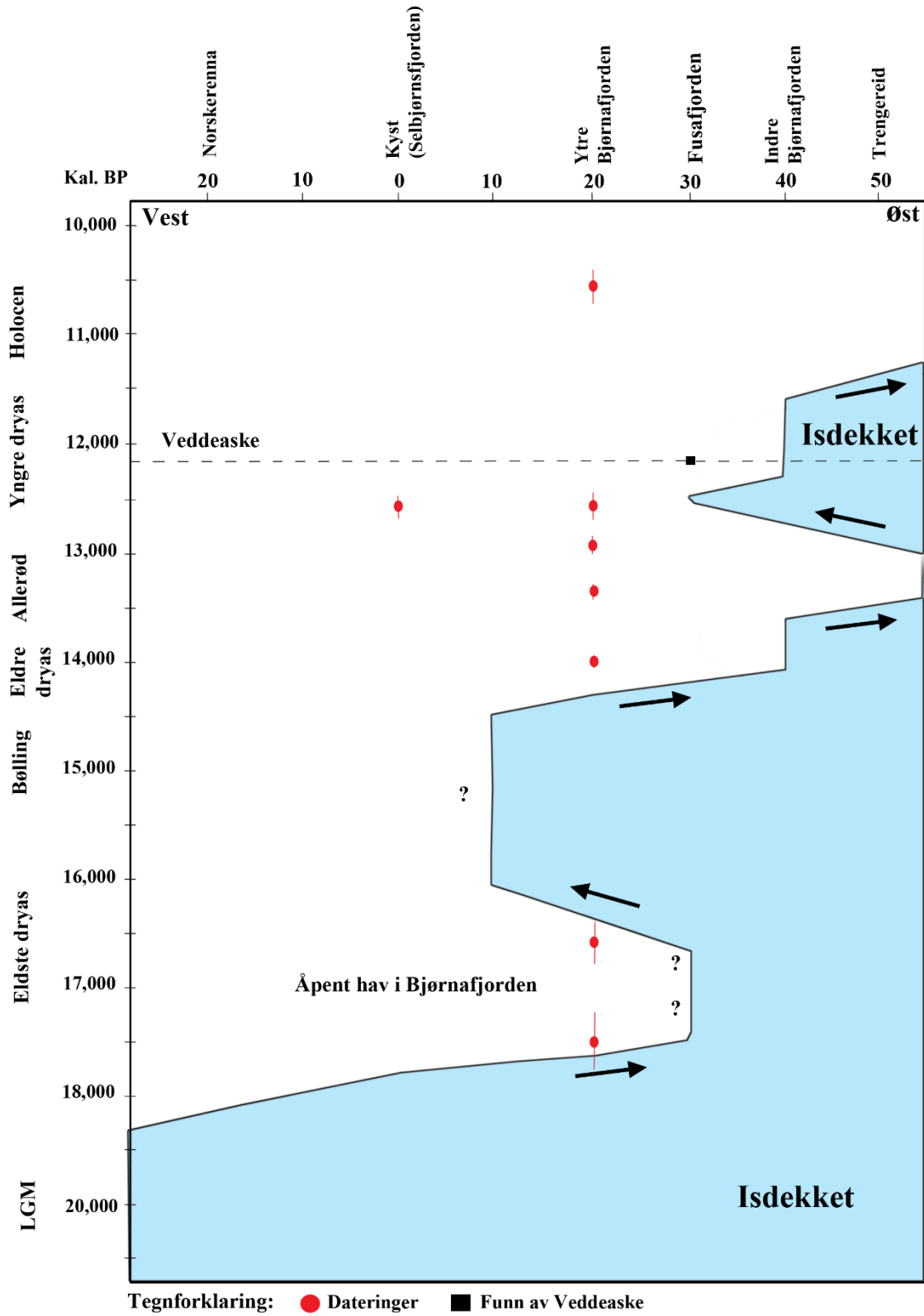
Skredavsetninger datert til 2000-2200 kal BP er identifisert i flere fjorder fra Vest-Norge og Bøe et al. (2004) foreslår at større jordskjelv på land eller nær kysten var triggermekanisme for denne hendelsen. I Hardangefjorden er yngste massebevegelse registrert i fjorden datert til 2400 kal BP og turbiditter ser ikke ut til å ha blitt utløst i forbindelse med denne regionale hendelsen (Bellwald et al., 2016). I Kjensbakken et al. (2017) viser dateringer at sist skred i basseng SB1 i Bjørnafjorden gikk for 520 kal BP, mens det nest yngste skredet gikk rett før 1200 kal ka BP. Carlton et al. 2018 konkluderer med at sist skred av større skala gikk for et par tusen år siden. I Hardangerfjorden kobles for eksempel fravær av større skredhendelser i sen holocen med lave sedimentasjonsrater i fjorden (Bellwald et al., 2016). Etter at siste dokumenterte skredhendelse i Bjørnafjorden for 520 kal BP, har hemipelagisk sedimentasjon vært den dominerende sedimentasjonsprosessen i fjorden.



Figur 5.6 a) Oversiktskart over studieområdet som viser at isdekket har smeltet bort. b) Den skjematiske skissen illustrerer at etter at isdekket har smeltet bort fører økt landheving og sedimentasjon til økt skredaktivitet. c) Kart over studie område under midt-holocen. d) Skjematisk skisse av avsetningsmiljøet i midt-holocen.



Figur 5.7 Skjematisk skisse over avsetningsmiljøet i sen-holocen. I denne perioden er skredprosesser igjen aktive i fjordsystemet og øvre del av enhet B avsettes. Videre avsettes enhet A av hemipelagiske prosesser.



Figur 5.8 Isdistanse diagram utviklet for Bjørnafjorden, basert på dateringer fra denne studien og studien av Mangerud et al. (2017).

6. Konklusjon

Hovedformålet med denne studien har vært å etablere et kronologisk rammeverk for Bjørnafjorden med fokus på få bedre kjennskap til deglasiasjonshistorien i Vest-Norge og de tilhørende sedimentære prosessene i denne perioden etter siste glasiiale maksimum. Dette har blitt gjort ved å kartlegge isdekkets fremrykk og tilbaketrekningen i studieområdet. Basert på resultatene fra dateringer, batymetridata, høyoppløselige seismiske profiler og analyser av sedimentkjerner konkluderes det med følgende:

- Sedimentene i studieområdet ble avsatt gjennom sen weichel og holocen. Lagpakken i enhet D er tolket som bunnmorene avsatt under LGM.
- Studieområdet var isfritt allerede ved 17 500 kal BP, men kan også ha vært isfritt før dette. Deglasiasjonen av området har skjedd omtrent samtidig med at Norskerenna isstrømmen trakk seg inn mot Skagerak. På dette tidspunktet hadde den passert Trollområdet og området utenfor Bjørnafjorden/Selbjørnsfjorden. Den glasimarine lagpakken nederst i enhet C.2 i basseng SB5 ble avsatt i sammenheng med deglasiasjonen i denne perioden.
- I forbindelse med nedkjølingen under Heinrich 1 16 000 kal BP, er fremstøt fra det Skandinaviske isdekket eller isstrømmsystemer identifisert sør og nord for studieområdet. Dette er ansett for å være en regionalhendelse og isdekket har sannsynligvis hatt et framrykk i Bjørnafjorden i denne perioden.
- Under varmeperioden bølling trakk isen seg tilbake fra de ytre og midtre delene av Bjørnafjorden. Ismarginen har vært begrenset til de grunnere partiene ved munningen av Fusafjorden. De grunne partiene nordøst i Bjørnafjorden, ble isfrie på et senere tidspunkt. Den transparente lagpakken i enhet C.2 er avsatt gjennom skredprosesser i de isfrie delene av fjorden i perioden før 14 050 kal BP.
- Den glasimarine lagpakken i enhet C.2 ble avsatt i perioden fra senest 14 050 kal BP til 13 328 kal BP. Akkumuleringen av lagpakken relateres til tilbaketrekningen av isdekket i varmeperioden allerød, der flere fjorder i Vest-Norge ble isfri. Tilbaketrekningssraten for isdekket var 80 m per år.
- Avsetningen av lagpakken i enhet C.1 startet rundt 12 988 kal BP, som er rundt 400 år etter enhet C.2. Lagpakken ble avsatt i sammenheng med et voksende isdekke under brefremrykket i kuldeperioden yngre dryas, med en sedimentasjonsrate på 1,6 cm per år. Funn av Veddeaske i Fusafjorden indikerer at glasimarin sedimentasjon fortsatte

gjennom yngre dryas selv om den øvre grensen til enheten i Bjørnafjorden er datert til 12 645 kal BP.

- Under brefremrykket i yngre dryas ble endemorene (RF1) øst i munningen av Fusafjorden og (RB1) lengst mot nord i Bjørnafjorden avsatt. Disse to endemorene knyttet opp mot endemorenen funnet på land ved Os og Vinnes. Endemorene RF2 og RB2 ble deretter avsatt ved at isen trakk seg litt tilbake og lå stabilt over lengre tid.
- I tidlig holocen smeltet isdekket bort. Økt seismisk aktivitet kombinert med høye sedimentasjonsrater førte til at skredprosesser dominerte studieområde, og en stor andel av skredpakkene i enhet B ble avsatt.
- Forekomsten av massebevegelser var avtagende i midt-holocen, men var fremtredende igjen i sen-holocen. Her har klimatiske faktorer som nedkjøling blitt regnet for å være en vanlig utløsningsmekanisme. Den siste skredhendelsen i Bjørnafjorden ble utløst rundt 520 kal BP. Etter dette har hemipelagisk sedimentasjon dominert avsetningsmiljøet i fjorden.

Videre arbeid:

For å få bedre kjennskap til den tidlige delen av deglasiasjonen av Vest-Norge, bør det gjøres flere undersøkelser av de nederste stratigrafiske enhetene. Slike undersøkelser må utføres med fokus på den transparente lagpakken i enhet C. Dette kan gjøres ved å ta dype kjerneprøver av denne lagpakken i Korsfjorden, Langenuen og Selbjørnsfjorden, for så å ta dateringsprøver av kjernene. En slik undersøkelse vil kunne gi svar på når kysten ble isfri i Vest-Norge. Nærmere undersøkelser bør gjøres på land og kombineres med undersøkelser i fjordsystemene. Dette må gjøres for å finne ut om det har vært et isfremrykk under Heinrich event 1 og utbredelsen av fremrykket.

7. Referanseliste

- Aarseth, I. & Mangerud, J., (1973). Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. *Boreas*, 3,3-22.
- Aarseth, I. (1997). Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles. *Marine Geology*, 143, 39-53.
- Aarseth, I., Austbø, P.K. & Risnes, H. (1997). Sesimic stratigraphy of Younger Dryas ice-marginal deposits in western Norwegian fjords. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 77, 65-85.
- Andersen, B.G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. & Bergstrøm, B. (1995). Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary*. 28, 147-169.
- Andersen K, Svensson A & Johnsen S, et al. (2006). The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42ka. Part 1: constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews*, 25, 3246–3257.
- Aure, J. & Danielssen, D. S., 2011, Miljøundersøkelser i norske fjorder: Grenlandsfjordene 2000-2009.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S.O. & Paasche, Ø. (2005). Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna; western Norway. *The Holocen*, 15 (2), 161-176.
- Bellwald, B., Hjelseten, 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, 157-175.
- Benn, I.D. & Evans, D.J.A. (2010). Sediment-Landform associations. I.D. Benn & D.J.A. Evans (red.) *Glaciers and glaciation*. (s.442-568) New York: Routledge
- Bjørk, S., Walker, M.J.C., Wynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.L., Lowe, J.J., Wohlfarth, B. & INTIMATE members. (1998). An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 13 (4), 283-292.
- Bryhni, I., & Thorsnæs, G. (2014). Hordaland – natur: Geologi. Hentet fra:
https://snl.no/Hordaland_-_natur
- Bøe, R., Longva, O., Lepland, A., Blikra, L.H., Sønstegeard, 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, 35-55.
- Carlton, B., Vanneste, M., Forsberg, C.F., Knudsen, S., Schrøder, K., Løvholt, F., Kvalstad, T., Holm, S., Kjennbakken, H., Mazhar, M.A., Degago, S., Haflidason, H. (2018). Geohazard assessment related to submarine instabilities in Bjørnafjorden, Norway. 8th Submarine Mass Movements and their Consequenses Symposium, 7-9 2018, Victoria, British Columbia, Canada. Confrence paper.
- Cofaigh, C.O, Dowdeswell, J.A. (2001). Laminated sediments in glaciarmarine environments diagnostic criteria for their interpretation. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1411-1436.

- 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), 51-63
- Dahl, S.O., Nesje, A., (1996). A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitude and pine-tree limits: a case study from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *The Holocen*, 6 (4), 381-398.
- DSN: DOF Subsea Norway AS (2016) Marine Grunnundersøkelser I Bjørnafjorden – Bjørnafjorden Survey report Doc. No. 600308-SV-CL-403-001
- Ebbesen, H., Hald, M. (2004). Unstable Younger Dryas climate in the north-east North Atlantic. *Geology*, 32, 673-676.
- Fairbanks RG. 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the younger dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637–642.
- Fossen, H. (2004). Urtiden og grunnfjellet. Hentet fra <https://grind.no/en/node/488#title>
- Fossen, H., Pedersen, R.B., Bergh, S., Andresen, A. (2013a). En fjellkjede blir til. I I. B. Ramberg, I. B., Bryhni A. Nøttvedt, & K. Ragnes (red.) *Landet blir til* (s.183-233). Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Fossen, H., Dallman, W., Andersen T-B. (2013b). Fjellkjeden går til grunne. I I. B. Ramberg, I. B., Bryhni, A. Nøttvedt, K. Ragnes (red.) *Landet blir til* (s.234-261). Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Geotek Ltd (2014). Multi-sensor Core Logger Manual. Northamptonshire: Storbritannia
- Grabbe, M., Lalander, E., Lundin, S. & Leijon, M. (2009). A review of the tidal current energy resource in Norway. *Renewable and sustainable energy reviews*, 1898-1909
- Gudmundsson, A. (1999). Postglacial crustal doming, stresses and fracture formation with application to Norway. *Tectonophysics*, 307, 407-419.
- Gump, D.J, Briner, J.B, Mangerud, J., Svendsen, J.I. (2017). Deglaciation of Boknafjorden, southwestern Norway. *Journal of Quaternary Science*, 32 (1), 80-90.
- Haflidason, H., Sejrup, H.P., Kristensen, D.K., Johnsen S., (1995) Coupled response of the late glacial climatic shifts of northwest Europe reflected in Greenland ice cores: Evidence from the North sea. *Geology*, 23 (12), 1059-1062.
- Haflidasson, H. (2002) Chronological investigation of the Storegga Slide Events: Summary Report to Norsk Hydro. University of Bergen, Department of Geology, Report No.100-01/02, 42
- Haflidason, H., Kjennbakken, H., Nilssen, E.S., Monsen, S., & Student Team (2017). Marine Geological Cruise Report from Fanafjorden, Langenuen, Bjørnafjorden, Fusafjorden and Selbjørnsfjorden. Report No. 100-01/17. Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, Norway, 32pp.
- Havforskningsinstituttet (2014a). Fjorder- vannutskiftning og strøm. Hentet fra http://www.imr.no/temasider/kyst_og_fjord/fjorder_vannutskiftning_og_strom/no [3.11.207]
- Havforskningsinstituttet (2014b). G. O. Sars. Hentet fra

- http://imr.no/om_havforskningsintitutet /fasiliteter/fartoy/g_o_sars/nb-no [3.11.2017]
- Havforskningsinstituttet (2015). Fjorder- vannutskiftning og strøm. Hentet fra http://www.imr.no/temasider/kyst_og_fjord/fjorder_vannutskiftning_og_strom/nb-no [5.11.2017]
- Havskov, J. & Bungum, H. (1987). Source parameters for earthquakes in northern North Sea, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 67, 51-58.
- Hicks, E.C., & Ottermöller, L. (2001). The ML 4.5 Stord/Bømlo, southwestern Norway, earthquake of 12 August 2000. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 81, 193-204.
- Hjelstuen, B.O., Haflidason, H., Sejrup, H.P & Lysa, A. (2009). Sedimentary processes and depositional environments in glaciated fjord systems – Evidence from Nordfjord, Norway. *Marine Geology*, vol 258, 88-99.
- Hjelstuen, B.O., Kjennbakken, H., Bleikli, V., Erslund, 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, 421-432.
- 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), 5-15.
- Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I. (2015) The last Eurasian ice sheets- a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*. DOI 10.1111/bor. 12142
- Karlsen, L.C., (2009). Lateglacial vegetation and environment at the mouth of Hardangerfjorden, western Norway. *Boreas*, 38, 315-334
- Kartverket (2018). Norgeskart – Bjørnafjorden [kart]. Hentet fra <http://norgeskart.no/#!?project=seeiendom&layers=1007,1015&zoom=13&lat=6701365.53&lon=-33426.48&sok=bj%C3%B8rnafjorden> [25.09.2017]
- Kjennsbakken, H., Mazhar, M.A., Schröder, K., Haflidason H. (2017). Mapping and modelling of subsea slides in Bjørnafjorden Western Norway. Fjellsprengningsteknikkdagen, Bergmekanikkdagen og Geoteknikkdagen, 23-24. November 2017, Oslo, Norway, Conference paper
- Kongsberg Maritime. (u.å.b). multibeam echosounder, maximum depth 7000 m EM 302. Hentet fra: <http://www.km.kongsberg.com/ks/web/nokbg0240.nsf/AllWeb/871B055B3DE0DAC3C125715E002B5C68?OpenDocument> [11.11.2017]
- Larsen, E., Attig, J.W., Aa, A.R. & Sønstegeard, E. (1998). Late glacial cirque glaciation in parts of western Norway. *J. Quaternary Sci.*, Vol 13, 17-27
- Leknes, W.A.H., Sejrup, H.P., Haflidason. H., Petersen, G.Ø., Hjelstuen, B., Knorr, G. (2005). Laminated sediments preceding Heinrich event 1 in the Northern North Sea and Southern Norwegian Sea: Origin, processes and regional linkage. *Marine geology*, 216, 27-50.
- Lohne, Ø.S., Bondevik, S., Mangerud, J., Schrader, H., (2004). Calendar year age estimates of Allerød-Younger Dryas sea-level oscillations at Os, western Norway. *J. Quatern. Sci.* 19, 443–464.

- 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*, vol. 26, 2128-2151.
- Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I. (2012) Timing of the Younger Dryas glacial maximum in Western Norway. *J. Quatern. Sci.* 27. 81-88
- Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Birks, H.H. (2014). IntCal13 calibrated ages of the Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from Kråkenes, western Norway. *J. Quat. Sci.* 29, 506-507
- Lowe, J. & Walker, M (2015). *Reconstructing Quaternary environments* (3. utg) Oxon: Routledge
- 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, 39–55.
- Mangerud, J. (1970). Late Weichselian vegetation and ice-front oscillations in the Bergen district, western Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 24 (3), 121-148.
- Mangerud, J. (1977). Late Weichselian marine-sediments containing shells, foraminifera, and pollen at Ågotnes, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 57(1), 23-54.
- Mangerud, J. (1980). Ice-front variations of different parts of the Scandinavian Ice Sheet, 13,000-10,000 years BP, I Lowe, J.J., Gray, J.M. & Robinson, J.E. (red.), *Studies in the lateglacial of North-West Europa*, 23-30. Pergamon Press, Oxford.
- Mangerud, J. (2004) Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. In Ehlers, J. and Gibbard, P. (Eds.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: Europe. Vol 1.* Elsevier, Amsterdam.
- Mangerud, J., Gulliksen, S., Larsen, E. (2010) ¹⁴C-dated fluctuations of the western flank of the Scandinavian Ice Sheet 45-25 kyr BP compared with Bølling-Younger Dryas fluctuations and Dansgaard-Oeschger events in Greenland. *Boreas*, vol. 39, 328-342
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. & Svendsen, J.I. (2011) Glacial History of Norway. In Ehlers, J. and Gibbard, P.L. (Eds.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part IV – a closer look.* Elsevier, Amsterdam.
- Mangerud, J., Goehring, B.M., Lohne, Ø.S, Svendsen, J.I., & Gyllencreutz, R. (2013). Collapse of marine-based outlet glaciers from Scandinavian outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet- *Quaternary Science Reviews*, 67, 8-16.
- Mangerud, J., Aarseth, I., Hughes, A.L.C., Lohne, Ø.S., Skår, K., Sønstegaard, 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, 175-205.
- Mangerud, J., Briner, J. P., Goslar, T. & Svendsen, J. I. (2017): The Bølling-age Blomvåg Beds, western Norway: implications for the Older Dryas glacial re-advance and the age of the deglaciation. *Boreas*, Vol. 46, 162-184.
- Moren, B.M., Sejrup, H.P., Hjelstuen, B.O., Borge, M.V. & Schäuble C. (2017). The last deglaciation of the Norwegian Channel- geomorphology, stratigraphy and radiocarbon dating. *Boreas*. <https://doi.org/10.1111/bor.12272>.

- Nesje, A. & Williams, I. M. (1994). Erosion of Sognefjord, Norway. *Geomorphology*, 9, 33-45.
- Nesje, A., Dahl, S.O., Linge, H., Ballantyne, C.K., McCarroll, D., Brook, E.J., Raisbeck, G.M. and Yiou, F. (2007). The surface geometry of the Last Glacial Maximum ice sheet in the Andøya – Skånland region, northern Norway, constrained by surface exposure dating and clay mineralogy. *Boreas*, 36, 1–13.
- Nesje, A. (2012). *Brelære*. Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- Norges Geotekniske Institutt (2016) Bjørnafjorden suspension bridge. Soil investigation- Field Operations and Preliminary Results Doc. No. 20150804-03-R, Rev.0 dated 2016-06-16. Statens Vegvesen Doc. No. SBT-PGR-RE-203-008-1.
- Norges geologiske undersøkelse (2017). Berggrunnskart- Hordaland [kart]. Hentet fra <http://geo.ngu.no/kart/bergrunn>
- NORSAR. (2017). Hentet fra <https://www.jordskjelv.no/jordskjelv/om-jordskjelv/jordskjelv-i-norge/> [13.12.2017]
- Nygaard, A., Sejrup, H. P., Hafliðason, H., Cecchi, M. & Ottesen, D. (2004): Deglaciation history of the southwestern Fennoscandian Ice Sheet between 15 and 13 14C ka BP. *Boreas*, 33, 1–17.
- Nwhit. (2012) Diagram of marine seismic survey. Hentet fra http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/0/01/Diagram_of_a_marine_seismic_survey.png
- Oljedirektoratet. (2010). Marin refleksjonsseismikk. Hentet fra <http://www.npd.no/publikasjoner/rapporter/petroleumsressurser-i-havomradene-utenfor-lofoten-vesteralen-og-senja---geofaglig-vurdering/vedlegg/> [03.12.2017]
- Olsen, L. (2002) Mid and Late Weichselian ice-sheet fluctuations northwest of the Svartisen glacier, Nordland, northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin*, 440, 39-52.
- Olsen, L., Svelan, H., Bergstrøm, B., Ottesen, D. Rise, L. (2013) Quaternary glaciations and their variations in Norway and on the Norwegian continental shelf. I Olsen, L., Fredin, O. og Olesen, O. (red.) *Quaternary Geology of Norway*, Geological Survey of Norway Special Publication, 13, pp. 27-78.
- Ottesen, D., Stokes, C.R., Bøe, R., Rise, L., Longva, O., Thornes, T., Olesen, O., Bugge, T., Lepland, A., Hestvik, O.B. (2016). Landform assemblages and sedimentary processes along the Norwegian Channel Ice Stream. *Sedimentary Geology*, 1-23
- Rønning, A. (2010). Kjempeflommen som stoppet Golstrømmen. Tilgjengelig fra: <http://forskning.no/klima-geofag-polarforskning/2010/03/kjempeflommen-som-stoppet-golfstrommen>
- Pinet, P.R. (2013). *Invitation to Oceanography* (6.utg). Burlington: Jones & Barlett Learning.
- Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Aarseth, I., King, E., Forsberg, C.F., Long, D., Rokoengen, K. (1994). Late Weichselian glaciation history of the northern North Sea. *Boreas*, 23 (1), 1-13.
- Sejrup, H.P., Aarseth, I., Hafliðason, H., Lovlie, R., Bratten, Å., Tjøstheim, G., Forsberg, C.F., Ellingsen, K. I. (1995). Quaternary of the Norwegian Channel: glaciation history and palaeoceanography. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 75, 65-87.

- Sejrup, H.P., King, E., Aarseth, I., Haflidason, H., Elverhi, A., (1996). Quaternary erosion and depositional processes: Western Norwegian fjords, Norwegian Channel and North Sea Fan. *Geological Society of London*, 117, 187-202.
- Sejrup, H.P., Larse, E., Landvik, K., King, E.L., Haflidason, H., Nesje, A. (2000). Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews*, 19 (7), 667-685.
- Sejrup, H.P., Haflidason, H., Flatebø, T., Klitgaards Kristensen, D., Grøsfjeld, K., Larsen, E. (2001). Late-glacial to Holocene environmental changes and climate variability: evidence from Voldafjorden, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 16, 181-198.
- Sejrup, H.P., Hjelstuen, B.O., Dahlgren, K.I.T., Hafliði, H., Kuijpers, A., Nygård A., Praeg D., Stoker, M.S., Vorren, T.O. (2005). Pleistocen glacial history of the NW European continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 1111-1129
- Sejrup, H.P., Nygård, A., Hall, A.M., Haflidason, H. (2009). Middle and Late Weichselian (Devensian) glaciation history of south-western Norway, North Sea and eastern UK. *Quaternary Science Reviews*, vol. 28, 370-380.
- Sigmond, E.M.O. (2013). *Norsk geologisk ordbok*. Trondheim: Akademika forlag
- Solli, K., Vikebø, J.A., Søyland, E., Hjelstuen, B.O., Kjennbakken, H., Thomassen, T (2017). Detailed site survey examining the postglacial sediment succession and depositional processes within a Norwegian fjord system, Bjornafjorden (West Norway). *Norwegian Journal of Geology*, 97, 95-104
- Stigebrandt, A. (2012). Hydrodynamics and Circulation of Fjords. I *Encyclopedia of Lakes and Reservoirs*, 327-341. Houten: Springer Nederland.
- Stoker, M.S., Pheasant, J.B., Josenhans, H. (1997). Seismic Methods and Interpretation. I *Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images* (9-26). London: Chapman & Hall.
- Svendsen, J.I., Briner, J.P., Mangerud, J., Young, N.E. (2015). Early break-up of the Norwegian Channel Ice Stream during the last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 107, 231-242.
- Thomassen, T. (2016). Befaringsrapport Bjørnafjorden. Statens Veivesen
- Thorsnæs, G. (2015). Den Norske kyststrøm. I *Store norske leksikon*. Hentet fra https://snl.no/Den_norske_kyststr%C3%B8m [05.10.17]
- Universitetet i Bergen (2017) ProCon X-Ray CT-ALPHA Computed Tomography (CT) scanner. Hentet fra: <https://www.uib.no/geo/111537/ct-laboratorium> [29.04.2018]
- Vorren, T.O., Mangerud, J. (2013). Istider kommer og går. I Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttevedt, A. & Rangnes, K. (red.) *Landet blir til* (s. 532-555). Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Vorren, T. O., Mangerud, J., Blikra, L.H., Nesje, A. & Sveian, H. (2013). Norge av i dag trer fram. I Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedtm A & Rangnes, K. (red.) *Landet blir til* (s. 532-555). Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Weber, J.E. (2015) Den norske atlantehavsstrømmen. I *Store norske leksikon*. Hentet fra https://snl.no/Den_norske_atlantehavsstrømmen [05.10.17]

