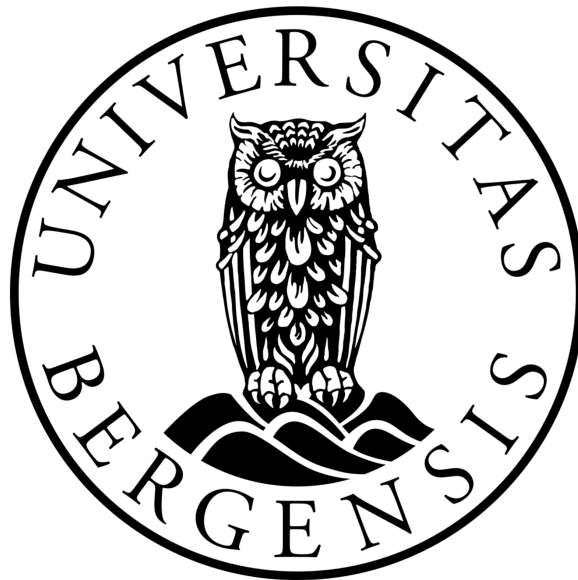


HOLOCENE MARINGEOLOGISKE PROSESSER I SØRFJORDEN, OSTERØY

Masteroppgave i geovitenskap

Heidrun Myrvold Sande



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Mars 2022

Sammendrag

De vestnorske fjordbassengene inneholder høyt oppløselige arkiver som kan brukes for å studere og rekonstruere avsetningsmiljøet i fjordene. I dette studiet har de holocene avsetningsprosessene i den østlige delen av Sørfjorden, Osterøy, blitt studert ved hjelp av marine sedimentkjerner og seismiske chirp-profiler. Basert på analyse av kjernestratigrafien og seismostratigrafien, er det hemipelagisk sedimentasjon og skredprosesser som har dominert i fjordbassenget i holocen. Det er identifisert to typer skredprosesser; turbidittavsetninger og debrisavsetninger. Det er lokale forskjeller i studieområdet, men felles for alle kjernene er at den øvre delen er dominert av hemipelagiske sedimenter, mens det nedover i kjernene er skredavsetninger som dominerer. Sedimentkjernene består i gjennomsnitt av ca. 57% hemipelagiske sedimenter og ca. 43% skredavsetninger.

Ved hjelp av radiokarbondateringer er det blitt laget en robust aldersmodell for studieområdet. Basert på aldersmodellen er det noen lokale variasjoner i sedimentasjonen i studieområdet, men generelt er sedimentasjonsrate målt til 0.4 mm/år - 0.5 mm/år for de siste 3000-4000 år. For de siste 2000-3000 årene viser resultatene fra Sørfjorden at sedimentasjonsraten er to ganger høyere enn den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten i norske fjorder i følge Bellwald et al. (2019).

Avsetningsprosessene i Sørfjorden har endret seg over tid og de fleste identifiserte skredavsetningene er avsatt i tidsrommet 2000 ± 300 kal.år BP, med en ca. skredfrekvens på 100-200 år. Rundt 2700-2200 kal.år BP var skredfrekvensen høy i flere norske fjorder. Det er også identifisert økt skredaktivitet i perioden 2000-1800 kal.år BP som har klimatisk variasjon og seismisk aktivitet som mulig utløsningsmekanisme. Det tyder derfor på at de fleste identifiserte skredhendelsene i Sørfjorden kan knyttes opp mot større, regionale utløsningsmekanismer. Det er ikke identifisert noen større skredavsetninger mot toppen av kjernene, noe som kan tyde på at det er skredavsetninger i mindre størrelse som kommer til å dominere i fremtiden.

Forord

Da har dagen kommet, og to år med masterstudier er plutselig over. Det føles surrealistisk, særlig siden jeg har hatt korona den siste uka og avslutter masterstudiet i hjernetåke.

Jeg vil først rette en stor takk til hovedveilederen min, professor Hafliði Haflidason ved Institutt for geovitenskap. Takk for god veiledning, oppfølging og gjennomlesning av oppgaven, samt god hjelp og opplæring på laboratoriet. Oppgaven hadde ikke blitt til uten den gode veiledningen du har gitt meg. Takk til mine to medveiledere, professor Ingunn Hildenes Thorseth og førsteamanuensis Christian Haug Eide, begge ved Institutt for geovitenskap.

Videre vil jeg takke Jan Magne Cederstrøm for god opplæring og hjelp ved bruk av Avizo for å studere CT-skanningene.

Jeg vil også takke medstudentene og vennene mine på Geo for fem utrolig fine og lærerike år, fylt med mye latter og moro. Jeg vil rette en ekstra stor takk til min gode studievenninne og lesesal-roomie Judith. Takk for mange gode samtaler på drivhuset og for at jeg alltid har kunnet spørre deg om hjelp, den siste tiden av masterstudiet hadde ikke vært den samme uten deg.

Til slutt vil jeg takke familien hjemme for at dere har støttet meg i alle årene jeg har studert i Bergen, og for at dere titt og ofte har kommet på besøk. En ekstra takk til mamma for korrekturlesing, og fordi du pushet meg og fikk meg til å flytte til Bergen for snart sju år siden.

Bergen, mars 2022

Heidrun Myrvold Sande

Innholdsfortegnelse

1. Introduksjon	1
1.2 Formål	2
2. Områdebeskrivelse	3
2.1 Studieområdet.....	3
2.2 Regional geologi	7
2.2.1 Berggrunn.....	7
2.2.2 Løsmasser.....	8
2.2.3 Deglasiasjonen	9
2.2.4 Sedimentologiske prosesser og avsetninger.....	11
2.2.5 Hydrografi og havstrømmer	11
2.2.6 Klima i holocen	13
2.2.7 Klimaprognoser	16
3. Material og metode.....	17
3.1 Forskningsfartøyet.....	17
3.2 Seismikk – Chirp profiler	17
3.3 Prøvetaking.....	19
3.3.1 Fallkjerneprovvetaker.....	19
3.4 Laboratoriemetoder	20
3.4.1 Kjerne logger (Multi Sensor Core Logger (MSCL))	21
3.4.2 ITRAX XRF – kjerneskaner	21
3.4.3 Computer Tomografisk (CT) skanner	21
3.4.4 Sedimentologisk kjernebeskrivelse	22
3.4.5 Skjærstyrkemåling.....	22
3.4.6 Prøvetaking for kornfordelingsanalyse	22
3.4.7 TIC og TOC analyse	22
3.4.8 Radiokarbondatering	23
3.5 Programvare	24
3.6 Feilkilder	24
4. Resultater.....	25
4.1 Seismostratigrafi.....	25
4.2 Kjernerstratigrafi	32
4.2.1 Kjerne HB19 – 03	33
4.2.2 Kjerne HB20 – 05	36
4.2.3 Kjerne HB20 – 04	39
4.2.4 Kjerne HB19 – 02	43

4.2.5 Kjerne HB19 – 01	46
4.2.6 Kjerne HB20 – 03	50
4.2.7 Radiokarbondatering og aldersmodell	52
4.3 Sammenstilling av seismostratigrafien og kjernestratigrafien	53
5. Diskusjon.....	58
5.1 Aldersmodell og sedimentasjonsrater	58
5.2 Avsetningsprosesser	60
5.3 Skredfrekvens.....	63
5.4 Forventninger til endringer i klima	65
6. Konklusjon	66
6.2 Forslag til videre arbeid.....	67
Litteraturliste	68

1. Introduksjon

Det vestnorske landskapet er karakterisert av bratte og høye fjellsider med dype, smale fjorder, der de dype fjordbassengene bevarer et høyoppløselig arkiv som danner en sammenhengende historie gjennom den siste deglaisasjonen og holocen. Disse arkivene er ofte brukt til rekonstruksjon av klima, og kan gi verdifull informasjon. Fjorder har lenge blitt brukt som deponi for gruveavfall. Det har også de siste årene blitt økt fokus på å benytte fjordbassengene som deponi for masser hentet ut fra vei- og jernbanetunnelarbeid. Det er derfor viktig å få en bred kunnskap om de maringeologiske prosessene i fjordbassengene.

Sedimentene som er avsatt under og etter siste istids maksimum (LGM) består hovedsakelig av tykke avsetninger av glasisene sedimenter, inkludert morenemateriale, plumitter og is-dropp rike glasimarine avsetninger. Ved overgangen fra deglasiasjonen til holocen er de «normale» fjordavsetningene ofte punkttert av store skredavsetninger, mens holocene avsetninger er dominert av hemipelagiske sedimenter avbrutt av mindre skred- og/eller turbidittavsetninger (e.g. Aarseth, 1997; Aarseth et al., 1997; Hjelstuen et al., 2009, 2013). Studieområdet i Sørfjorden, Osterøy, ligger i en nord-sør retning og derfor vinkelrett på hovedisbevegelsen, fra høyfjellsområdene i øst til kyststrøkene i vest (Figur 2.1). På grunn av den geografiske retningen blir denne fjorden i liten grad del av et større fjordsystem, og skiller seg derfor ut fra andre vestnorske fjordsystemer. Det har i liten grad blitt utført høyt oppløselige sedimentære undersøkelser i Sørfjorden tidligere, og denne oppgaven vil derfor kunne gi ny informasjon om de sedimentære prosessene i området.

De maringeologiske dataene som denne oppgaven baseres på består av seismiske Chirp-profiler og seks marine sedimentkjerner som dekker Sørfjorden (Figur 2.1) fra sør til nord. De seismiske profilene gir informasjon om holocene avsetningsprosesser ved hjelp av den seismiske karakteren. De marine sedimentkjernene analyseres, og vil gi et høyt oppløselig bilde av hvilke sedimenter som er avsatt og dominerer i tidsintervallet dekket av kjernene. Sedimentkjernen dekker de øverste 1-2.7 m av bunnsedimentene i fjorden og kan sammenlignes med den øvre delen av de seismiske profilene. Sedimentkjernene er hentet opp i sør-, nord- og midt i studieområdet, og gjør det mulig å studere variasjoner i avsetningsprosesser i Sørfjorden.

1.2 Formål

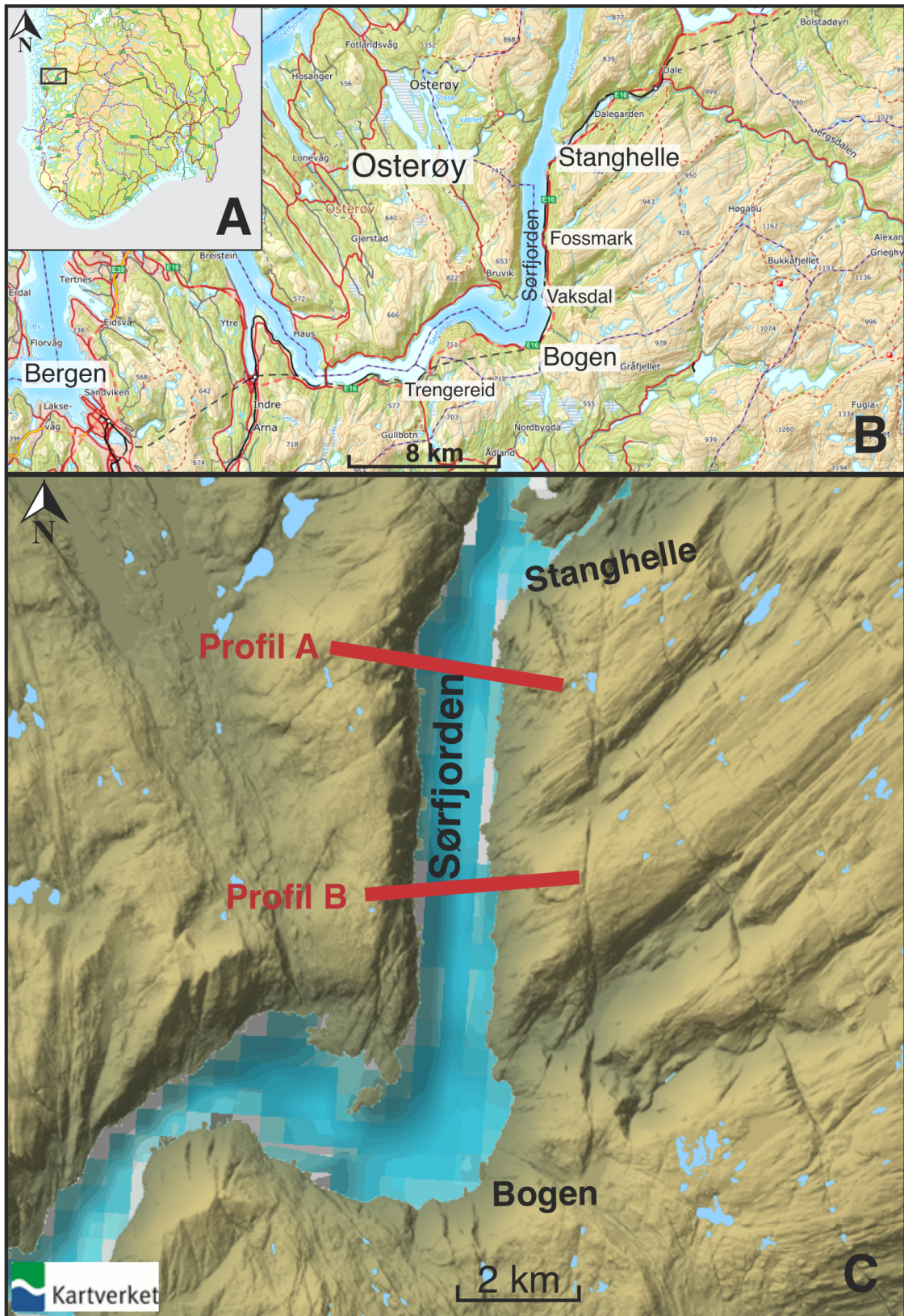
Hovedformålet med denne oppgaven er å få etablert en robust aldersmodell av de holocene sedimentene og studere sedimentasjonsprosessene i Sørfjorden ved hjelp av marine sedimentkjerner og grunnseismiske profiler. Målet er å svare på følgende spørsmål:

- Hvilke sedimentasjonsprosesser har dominert i Sørfjorden i holocen?
- Hva er den normale hemipelgiske sedimentasjonsraten i fjorden?
- Hva er skredfrekvensen i fjorden, og har den endret seg over tid?

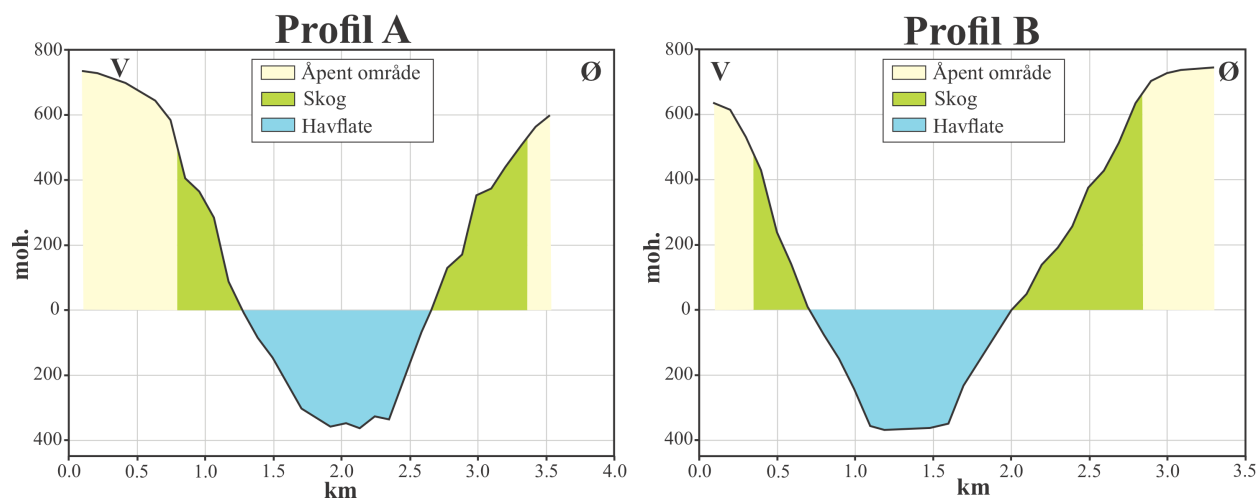
2. Områdebeskrivelse

2.1 Studieområdet

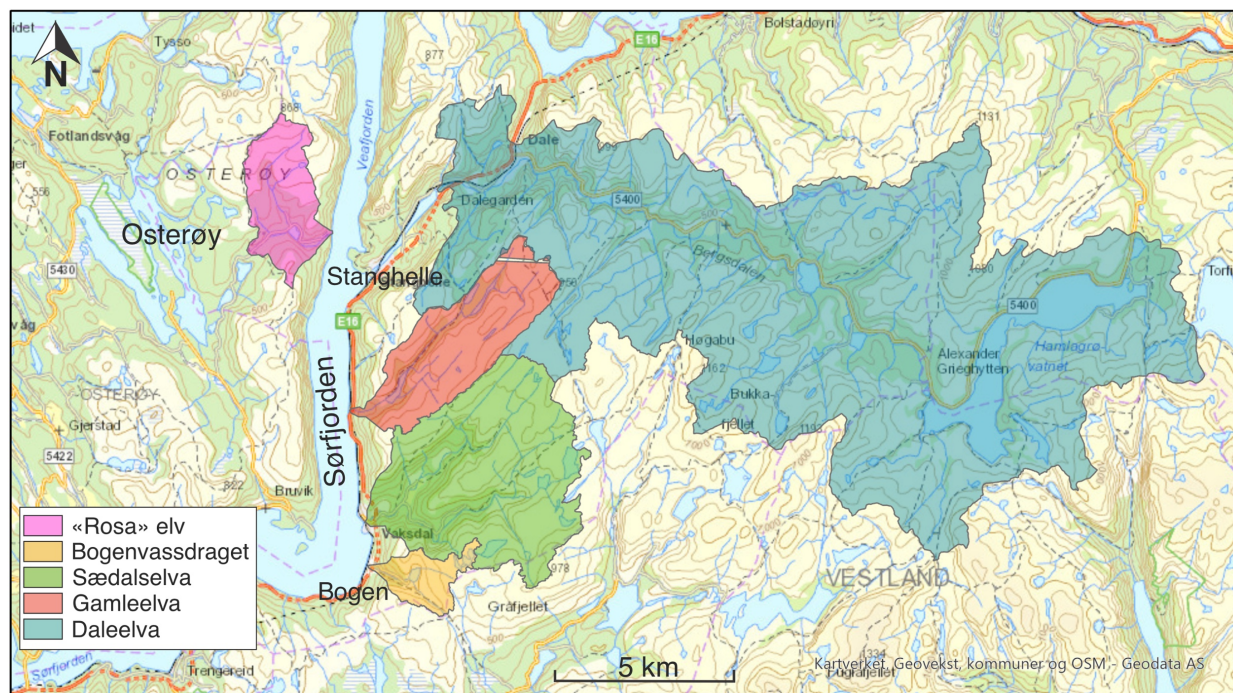
Sørfjorden er en 30 km lang, 2 km bred og 300-400 meter dyp fjord lokalisert langs sør- og østsiden av Osterøy og er en del av fjordsystemet som isolerer Osterøy fra fastlandet (Figur 2.1). Sør for Osterøy er fjorden hovedsakelig erodert ned i det kaledonske skyvedekket (Bergensbuen), mens i øst er den erodert ned i gneisbergarter fra grunnfjellet (Figur 2.5). I dette studiet fokuseres det på den østlige delen av Sørfjorden som strekker seg fra Bogen i sør til Stanghelle i nord (ca. 9 km). Landskapet rundt den østlige delen av Sørfjorden er spektakulært, og fjorden er omkranset av stupbratte dalsider med fjelltopper opp mot 800 moh. Sørfjorden har en vanndybde på 300-400 meter, og med fjelltoppene rundt gir dette et relieff på 1000-1200 meter. Dalsidene smalner inn mot fjordbunnen før de flater ut, og fjordbunnen oppleves som relativt flat (Figur 2.2). Avrenning fra nedbørsfeltene rundt fjorden kommer hovedsakelig fra fire elver langs østsiden av Sørfjorden som tilsammen dekker et område på ca. 256 km² (Figur 2.3). Grunnfjellet langs østsiden av fjorden er veldig oppsprukket, med en nordøst-sørvest retning, og møter fjorden i skrå vinkel. Elvene som renner ut i fjorden følger også de samme strukturene som har ført til at denne fjordsiden er blitt veldig ustabil, og det forekommer hyppige steinsprang og skred (Figur 2.6). Gjennom dette ustabile landskapet, langs østsiden av fjorden, ligger jernbanelinjen mellom Bergen og Voss/Oslo og europavei 16 (E16), dvs en av hovedveiene mellom Bergen og Østlandet.



Figur 2.1. A: Kart over Sør-Norge der studieområdet er vist i svart ramme. B: Kart over studieområdet og omegn. C: Terrengekart over studieområdet, med plasseringen til høydeprofiler vist i Figur 2.2. Modifisert fra norgeskart.no (Kartverket, 2021)



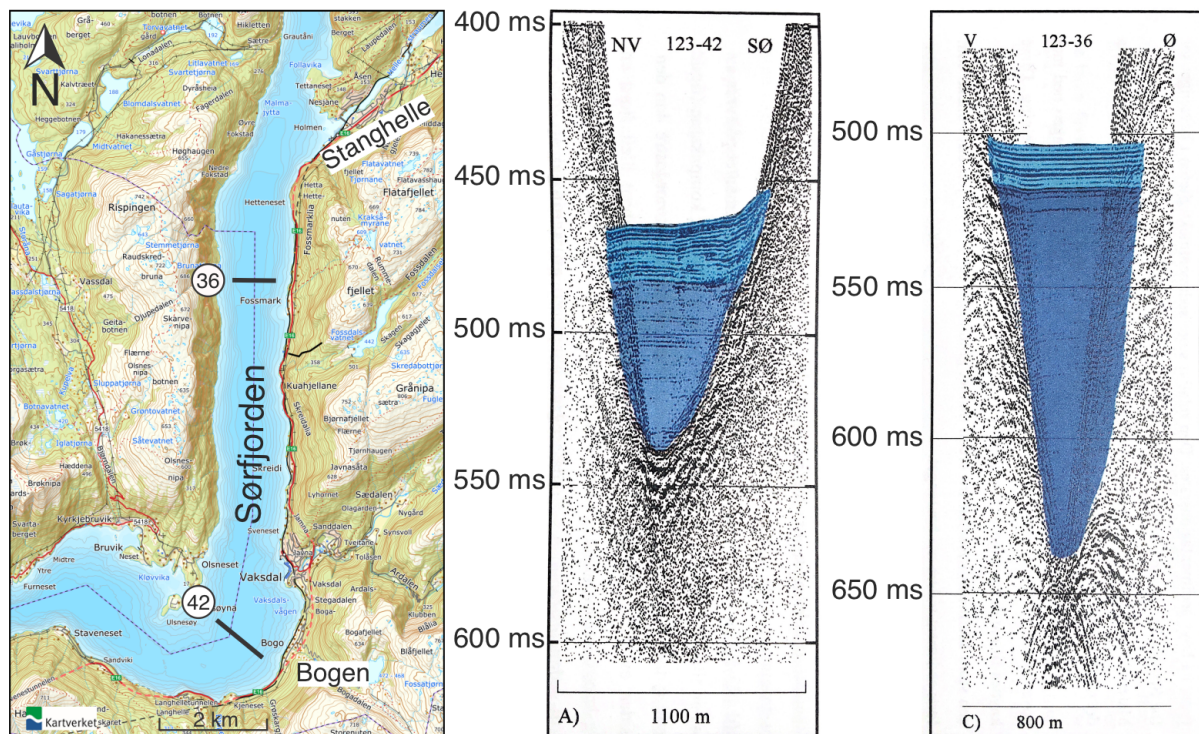
Figur 2.2: Tverrgående høydeprofiler av Sørfjorden. Profilene er markert inn på Figur 1C. Modifisert fra norgeskart.no (Kartverket, 2021)



Figur 2.3: Kart over nedbørsfeltet til fem av de største elvene som har utløpet sitt i fjorden. Data hentet fra temakart.nve.no, og videre utarbeidet i ArcGIS Pro (NVE, 2021b)

Tidligere arbeid

Det har tidligere blitt utført en maringeologiske undersøkelser i Sør fjorden. I hovedfagsoppgaven «Seismostratigrafiske undersøkelser av utvalgte fjordområder i Nordhordland og Sunnhordaland» fra 2001 av Bjørn Torkelsen, er det tatt noen Sparker seismiske profiler fra Sør fjorden og Veafjorden. To av Sparker profilene fra studieområdet er tverrprofiler hvor det ene seismiske profilet er tatt rett utenfor Bogen, og det andre er tatt rett nord for Fossmark. I begge profilene er det identifisert to seismiske sekvenser (Figur 2.4). Sparker profilene gir et godt innblikk i mektigheten av sedimenter som er bevart i fjordbassenget og den generelle stratigrafien denne avsetningen består av. På grunn av lav vertikal oppløsning med den type seismisk kilde (3-5 m) har det ikke vært mulig å studere eller analysere detaljene i den stratigrafiske utviklingen av fjorden.

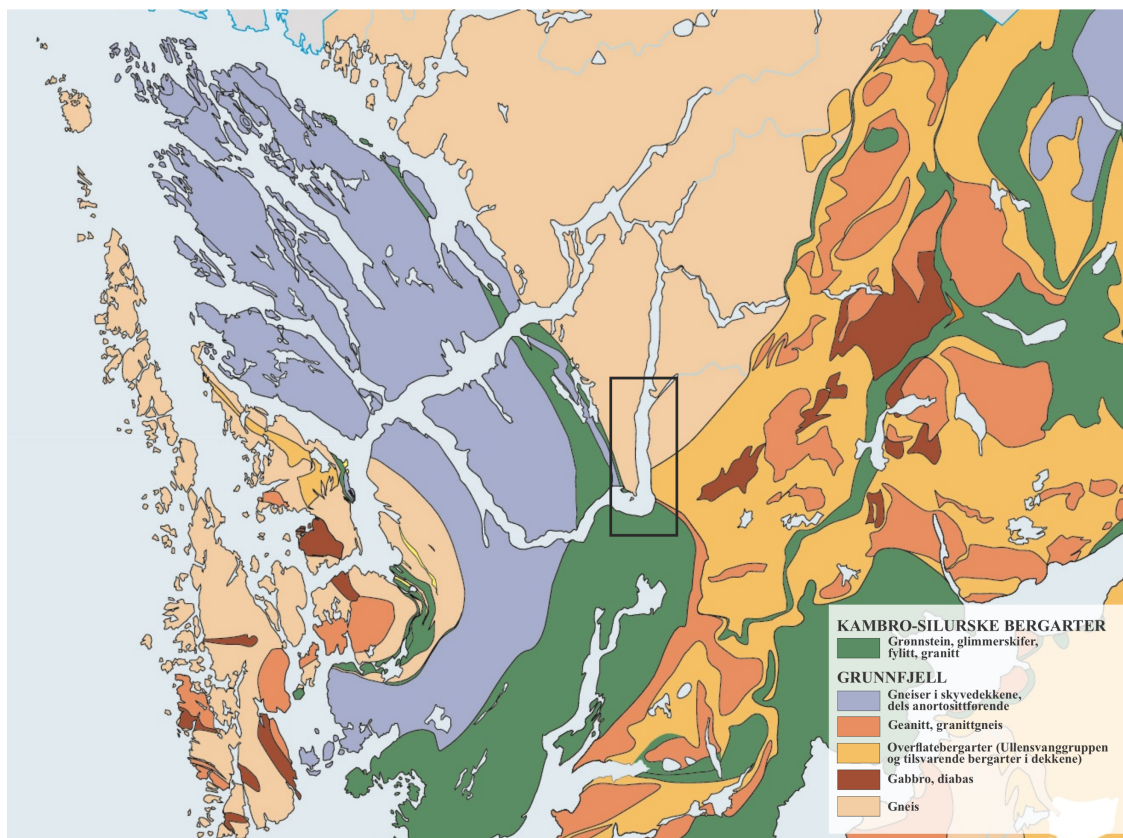


Figur 2.4: Sparker profiler fra Sør fjorden (Veafjorden) (Torkelsen, 2001). Plasseringen til profilene er markert inn på kartet til venstre. Kartet er modifisert fra norgeskart.no (Kartverket, 2021).

2.2 Regional geologi

2.2.1 Berggrunn

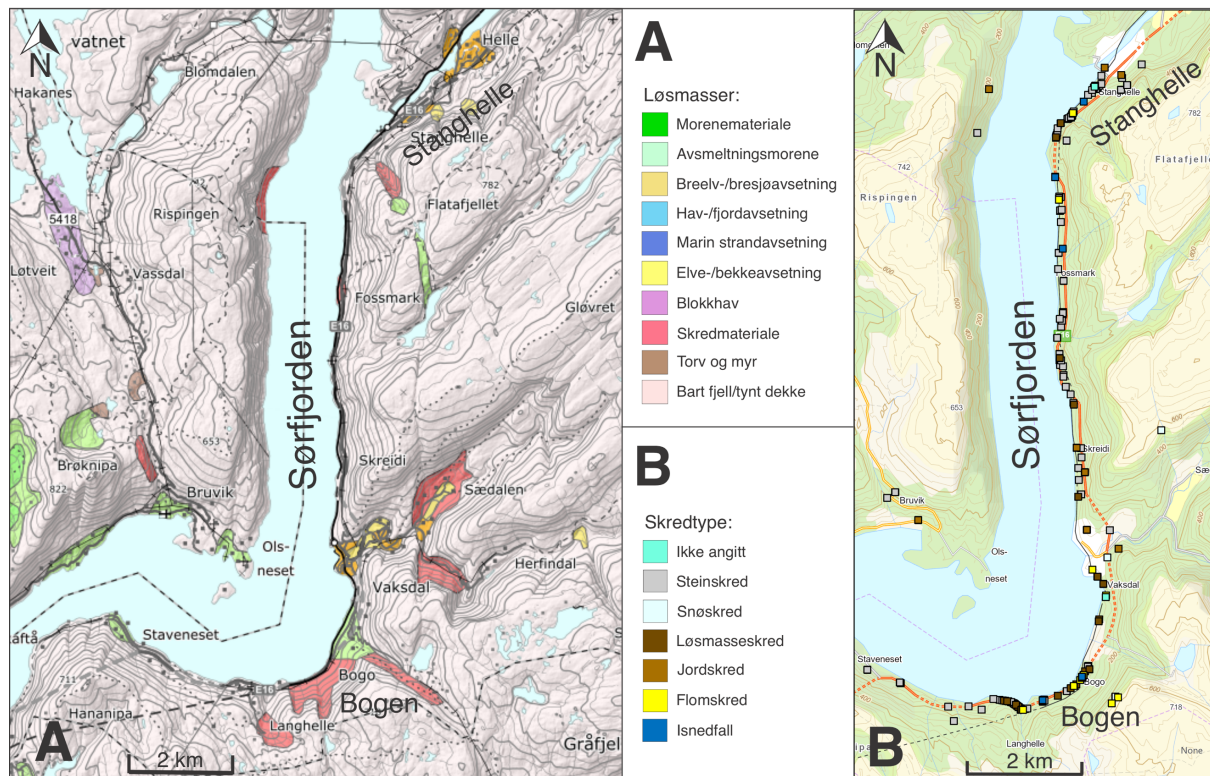
Berggrunnen i området består av bergarter dannet i prekambrium, og i store deler av studieområdet består berggrunnen av gneis som er en del av det nordvestre gneisområdet (Figur 2.5). I ordovicium begynte Baltika og Laurentia å drive mot hverandre. Denne sammenpressingen førte til den kaledonske fjellkjededannelsen. Gneisen i området ble deformert og omdannet under den kaledonske fjellkjededannelsen (Ragnhildstveit & Helliksen, 1997). Sør-øst i studieområdet er det større variasjon, og berggrunnen består av en rekke forskjellige bergarter med ulik opprinnelse. Disse ble forskjøvet under den kaledonske fjellkjededannelsen. Her finner vi overflatebergarter, skyvedekke og bergarter av kambro-silursk opprinnelse som glimmerskifer og fyllitt. Den sør-østlige delen av studieområdet er en del av den Store Bergensbuen. Langs fjorden, spesielt på østsiden, er det flere strukturer i berggrunnen (Ragnhildstveit & Helliksen, 1997). Spesielt i Bogen finnes mange duktile skjærsoner som har oppstått ved kompresjonsbevegelse. Man finner også flere duktile skjærsoner hele veien opp mot Stanghelle.



Figur 2.5: Forenklet berggrunnskart over studieområdet og omegn. Studieområdet er markert med svart ramme (Fossen, 2019).

2.2.2 Løsmasser

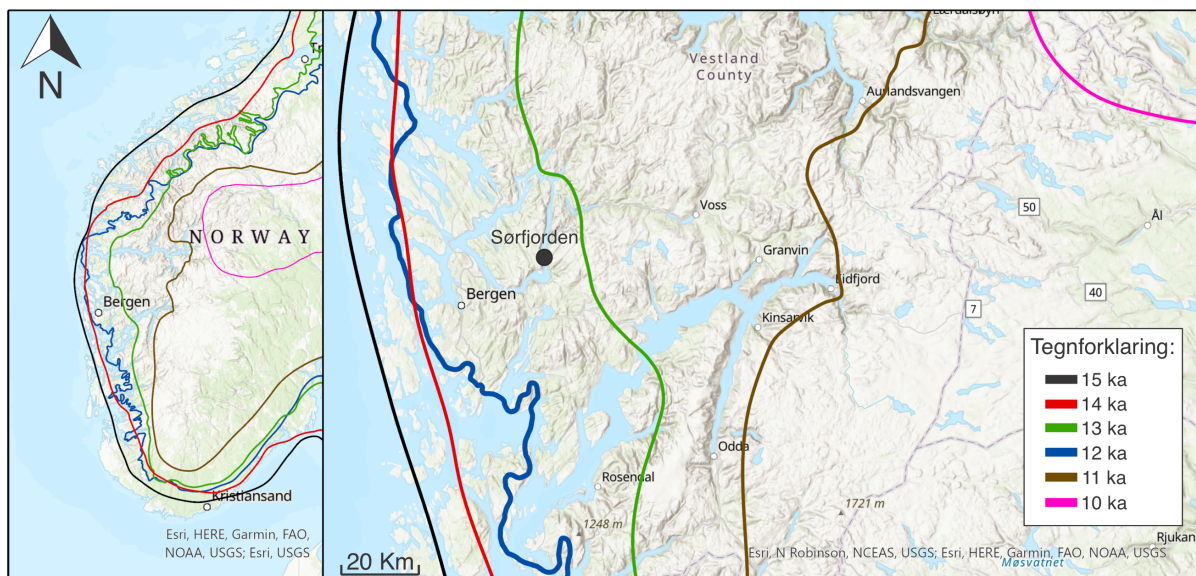
Gjentatte glasierasjoner og deglasierasjoner i kvartær har vært med på å forme landskapet til slik det ser ut i dag. Dette har foregått gjennom glasiere erosjonsprosesser etterfulgt av transport av materiale/løsmasser, og avsetning hovedsakelig langs kysten i fjordbassenger. Området rundt Sørfjorden består for det meste av bart fjell/tynt dekke (Figur 2.6A). Ved elveløpene er det avsatt morenemateriale og breelv- og elveavsetninger. Det er også avsatt noe skredmateriale og avsmeltningsmorene langs Sørfjorden (Figur 2.6A). Det har blitt registrert rundt 200 skred på strekningen Bogen – Stanghelle siden 1825, hvor mesteparten er registrert på 2000-tallet (atlas.nve.no, 2021). Det er steinskred, løsmasseskred og jordskred som er de dominerende skredprosessene i studieområdet (Figur 2.6B). En kombinasjon av type berggrunn, åpne sprekksystemer og klima kan være årsaker til at det utløses så mange skred i dette området.



Figur 2.6: A: Løsmassekart over studieområdet (NGU, 2021). B: Kart med skredhendelser. Data hentet fra temakart.nve.no, bearbeidet i ArcGIS Pro (NVE, 2019b).

2.2.3 Deglasiasjonen

Etter siste istids maksimum (LGM) for 21-23 ka siden (Hughes et al., 2016) begynte det skandinaviske isdekket å trekke seg tilbake fra sokkelen (e.g. Mangerud et al., 2011). Sokkelen ble helt isfri for 18.5 kal.ka siden, samt deler av kysten (Mangerud et al., 2011). Figur 2.7 illustrerer trinnene for tilbaketrekking og at Sørfjorden var isfri for rundt 13 ka siden. I den etterfølgende perioden begynte det skandinaviske isdekket å vokse igjen og ekspandere ut mot kysten, og Sørfjorden ble igjen dekket av is (e.g. Mangerud et al., 2019). Denne perioden er kjent som yngre dryas stadial (ca. 12.8 – 11.7 cal.ka BP). Særlig i bergensområdet hadde isen et stort fremrykk under yngre dryas stadial, best illustrert ved Herdla morenen (Mangerud et al., 2011). I et mer detaljert kart over isbevegelsen i bergensområdet har Mangerud et al. (2019) dokumentert, ved hjelp av dateringer fra ulike terrasser i området, at etter yngre dryas stadial ble Sørfjorden isfri mellom 11 400 BP - 11 100 BP (Figur 2.8). I tidlig holocen begynte isen å tine på nytt, og isdekket over Norge forsvant i løpet av 1000 -1500 år (Mangerud et al., 2011).



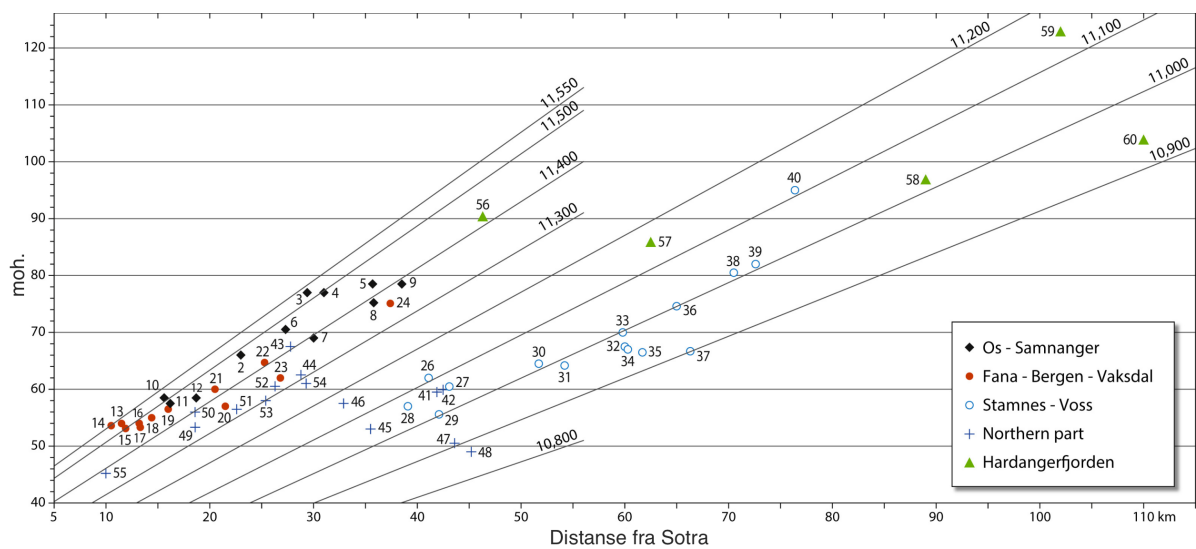
Figur 2.7: Viser utbredelsen av isdekket over Norge fra 15 ka til 10 ka BP. (DATED-1, Hughes et al., 2016).

Deglasiasjonen av Norge, samt isfremrykket under yngre dryas stadial har ført til at havnivået har variert. På deler av Vestlandet forårsaket yngre dryas isfremrykket en relativ havnivåøkning på 10 meter (Lohne et al., 2004). Marin grense er det høyeste nivået som havet har nådd etter siste istid, og i studieområdet ligger den marine grensen på 62-68 moh. (NGU, 2021). Figur 2.9 viser strandforskyvningskurve med moh. på y-aksen og distanse fra Sotra på x-aksen. Strandforskyvningskurven illustrerer hvordan havnivået har endret seg. Flere av målingene

brukt i figuren er tatt i området rundt Sørfjorden. Kartet i Figur 2.8 viser nøyaktig lokalitet for alle målingene.



Figur 2.8: Detaljert kart av isavsmeltingen av Vestlandet fra 11 600 BP – 10 900 BP. Studieområdet er markert med rød ramme (Mangerud et al., 2019).

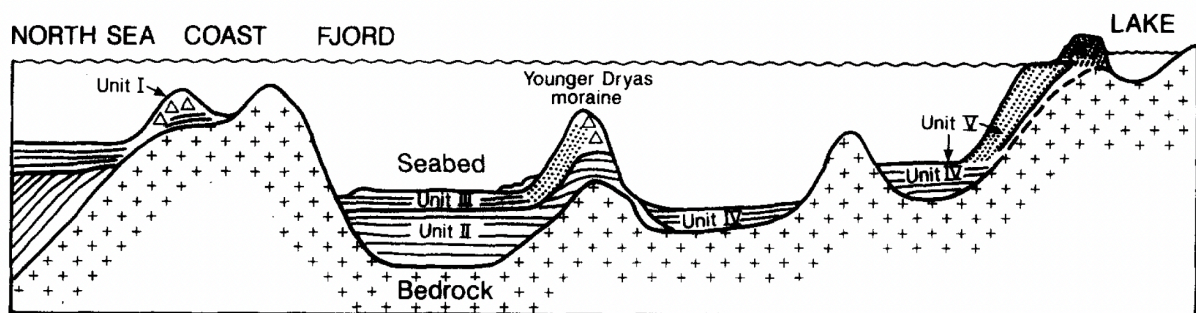


Figur 2.9: Strandforyskyvningskurve med distanse fra Sotra (Mangerud et al., 2019).

2.2.4 Sedimentologiske prosesser og avsetninger

Sørfjorden er en nokså kort fjord, og består kun av ett sedimentbasseng. Over tid har det blitt avsatt sedimenter her gjennom ulike sedimentologiske prosesser

Aarseth (1997) har etablert et forenklet stratigrafisk rammeverk for vestnorske fjordsystemer. Fjordsedimentene er delt inn i fem underenheter, enhet I – V (Figur 2.10). Der enhet I representerer kvartære sedimenter som er avsatt før LGM. Enhet II representerer sedimenter som er avsatt under deglasiasjonen før yngre dryas (14-11 ka). Enhet III tenkes å ha blitt avsatt under størstedelen av yngre dryas stadial, og representerer yngre dryas endemorene (11-10,3 ka). Enhet IV representerer deltaer og glasimarine fjordsedimenter som er avsatt i intervallet 10-9 ka siden. Den yngste enheten er enhet V som representerer sedimenter yngre enn 9 ka og som avsettes i dag (Aarseth, 1997). Det er sjeldent at man finner sedimenter eldre enn LGM i norske fjorder, og de er ofte begrenset til smale fjorder som er orientert vinkelrett på bevegelsen til isdekket (Hjelstuen et al., 2013). Isdekket over Norge har beveget seg fra øst til vest.

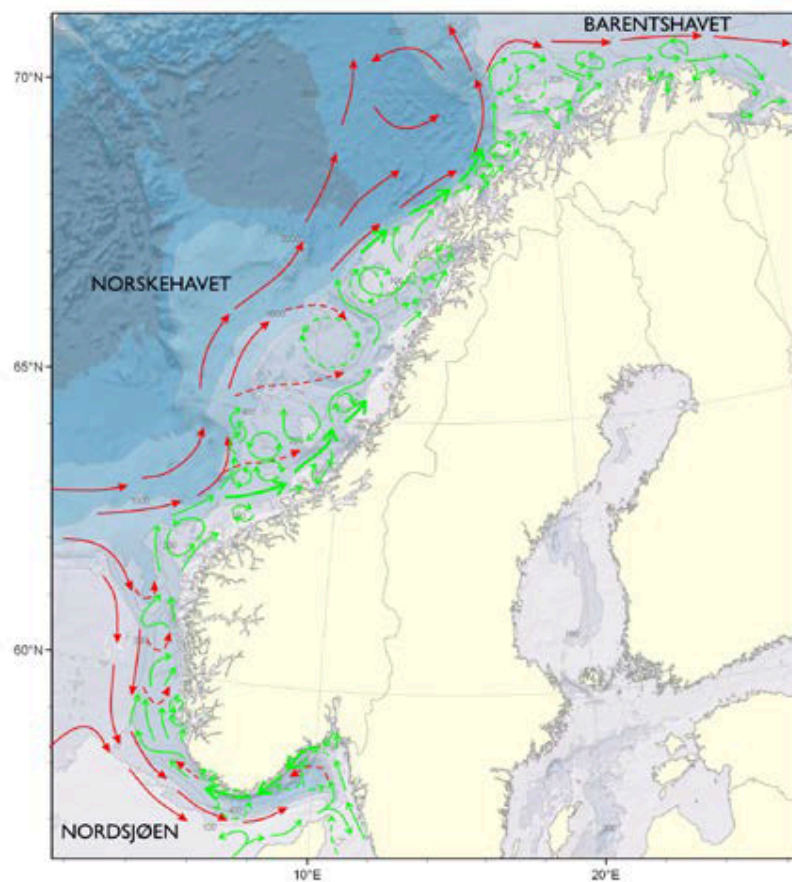


Figur 2.10: En skjematisk framstilling av det stratigrafiske rammeverket for vestnorske fjorder. Enhetene er beskrevet i teksten (Aarseth, 1997).

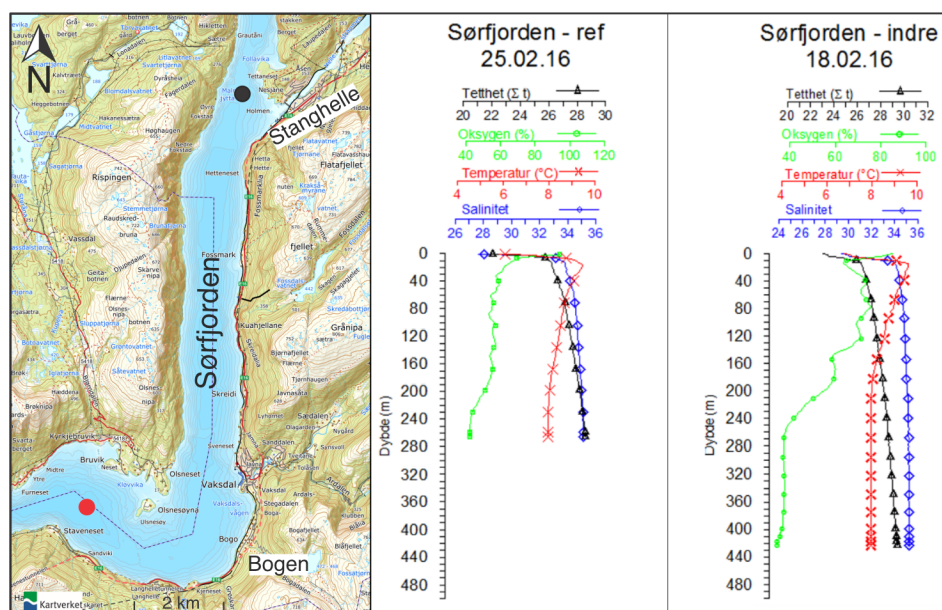
2.2.5 Hydrografi og havstrømmer

Langs kysten av Norge er det kyststrømmen, som strekker seg fra Skagerrak i sør og opp langs hele norskekysten, som er den viktigste transportmekanismen for vannmasser i fjordene (Figur 2.11). Transportmekanismen oppstår fra trykkforskjeller mellom vannmassene i fjordene og den lagdelte kyststrømmen. Kyststrømmen blir tilført brakkvann fra Østersjøen og ferskvann fra norske elver, og er generelt mindre salt enn vannmassene rundt (Havforskningsinstituttet, 2019). Kyststrømmen drives hovedsakelig av tetthetsforskjeller som styres av saltholdigheten (Albretsen & Asplin, 2017).

Vi kan i hovedsak dele vannmassene i fjordene inn i tre soner; overflatelag, mellomlag og dypvann. Overflatelaget er mellom 0-5 meter tykt og inneholder brakkvann (Albretsen & Asplin, 2017). Norske fjorder mottar ferskvann fra avrenning fra elver, med et maksimum om våren og minimum om vinteren. På grunn av mye nedbør, vil Vest-Norge også ha en avrennings-maksimum om høsten (Albretsen & Asplin, 2017). Brakkvannslaget i de øverste 0-5 meterne i vannsøylen kommer tydelig fram på begge CTD-profilene fremstilt i Figur 2.12. Saliniteten målt i Sør fjorden starter på 28-30‰ ved overflaten, før det øker kraftig de neste meterne og stabiliserer seg på 35‰. I de 10-20 øverste meterne av vannsøylen vil strømmene i fjordene være sterkest. Strømmene kan være forårsaket av tidevann, vind eller trykkforskjeller. Trykkforskjeller kan skape sterk strøm både inn og ut fjorden i de øverste 10-50 meterne av vannsøylen, og kan frakte vann i hele fjordens lengde (Albretsen & Asplin, 2017). Fjorder har som oftest en terskel ut mot havet, denne terskelen hindrer vannutskifting mellom dypvannet og havet utenfor (Havforskningsinstituttet, 2019). Sør fjorden ligger inne i landet, og har ingen direkte tilknytning til det åpne hav, og har trolig en dårlig utskifting av dypvann.



Figur 2.11: Oversiktsbilde av havstrømmene utenfor norskekysten. Kyststrømmen er vist med grønne piler, mens de røde pilene representerer atlantisk havvann (Albretsen & Asplin, 2017).

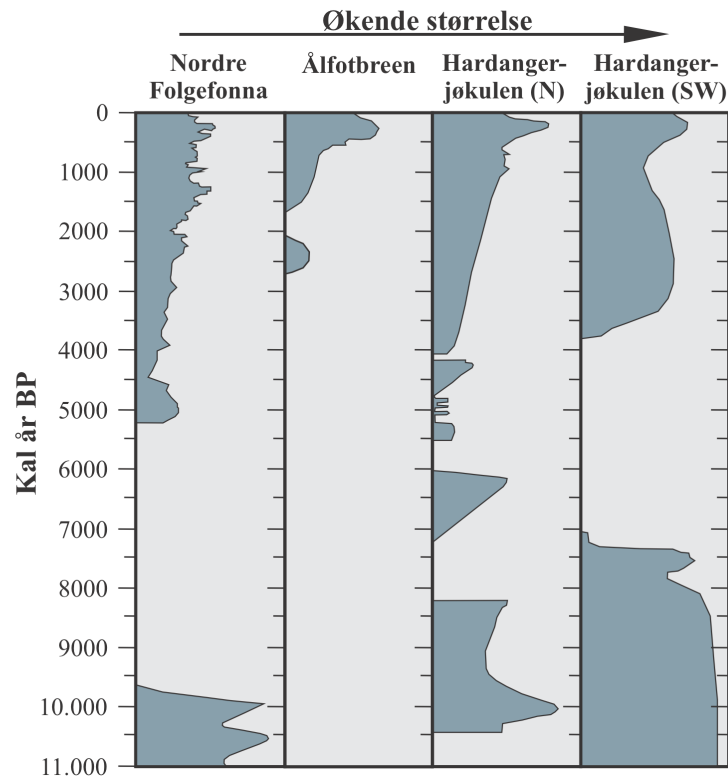


Figur 2.12: CTD-profiler fra Sørfjorden som viser oksygeninnholdet, saliniteten, tettheten og temperaturen gjennom vannmassene. Sørfjorden-ref er tatt nord i studieområdet, utenfor Stanghelle. Sørfjorden-indre er tatt vest for Bogen. CTD-stasjonene er markert inn på kartet til venstre, der Sørfjorden-ref er markert med svart prikk og Sørfjorden-indre er markert med rød. Begge profilene er tatt i februar 2016. Profiler er hentet fra Dale et al. (2019), kart modifisert fra norgeskart.no (Kartverket, 2021).

2.2.6 Klima i holocen

For å rekonstruere klimaet gjennom hele holocen (<11 700 år), er det benyttet en rekke proksi-metoder. En av disse metodene er å bruke isbrevariasjoner for å vise endringer i temperatur og nedbør (Figur 2.13) (e.g. Nesje & Dahl, 1993; Dahl et al., 2002; Nesje, 2009). Selv om isdekket trakk seg hurtig tilbake i tidlig holocen (11 500- 8000 kal. år BP), forekom det flere korte opphold og/eller korte isfremrykk i tidlig holocen, som f.eks. i ~ 11 200, 10 500, 10 100, 9700 og 9200 kal.år BP (Nesje et al., 2008; Nesje, 2009). Glødetapsanalyse av kjerner hentet ut fra flere bresjøer, viser økt glasial aktivitet i nedslagsfelt i perioden ~ 8500 - 8000 kal.år BP. Denne perioden har fått navnet Finsehendelsen og er beskrevet i marine-, terrestriske- og iskjernearkiv på den nordlige halvkule som den kalde 8.2 hendelsen (Nesje et al., 2008). Etter dette ble det varmere i en periode i midt holocen (~ 8000- 4000 kal.år BP) som kjennetegnes som varm og våt med en gjennomsnittlig sommertemperatur trolig 1.5- 2°C varmere enn i dag (Bjune et al., 2005). I denne perioden forsvant mange av Norges isbreer for en kort eller lengre periode (Figur 2.13) (Nesje, 2009). Fra 6100 til 2000 kal. år BP ble det gradvis kaldere og det begynte å dannes isbreer igjen. Denne perioden er også kalt neoglasiasjonsperioden. Isbreene ble dannet på forskjellige tidspunkt, tilsynelatende uten noe mønster. Det betyr at isbreene kan ha reagert på

en variasjon av nedbør om vinteren og temperaturer om sommeren individuelt. Sen holocen (~ 4000 kal.år BP til i dag) kjennetegnes som kaldere og tørrere enn midt holocen. Størstedelen av norske isbreer hadde maksimal neoglasial utbredelse under den lille istiden («little ice age») (Nesje, 2009). Den lille istiden (~ 1550- 1920 AD) var forårsaket av økt nedbør om vinteren og kaldere temperaturer (Bjune et al., 2005).



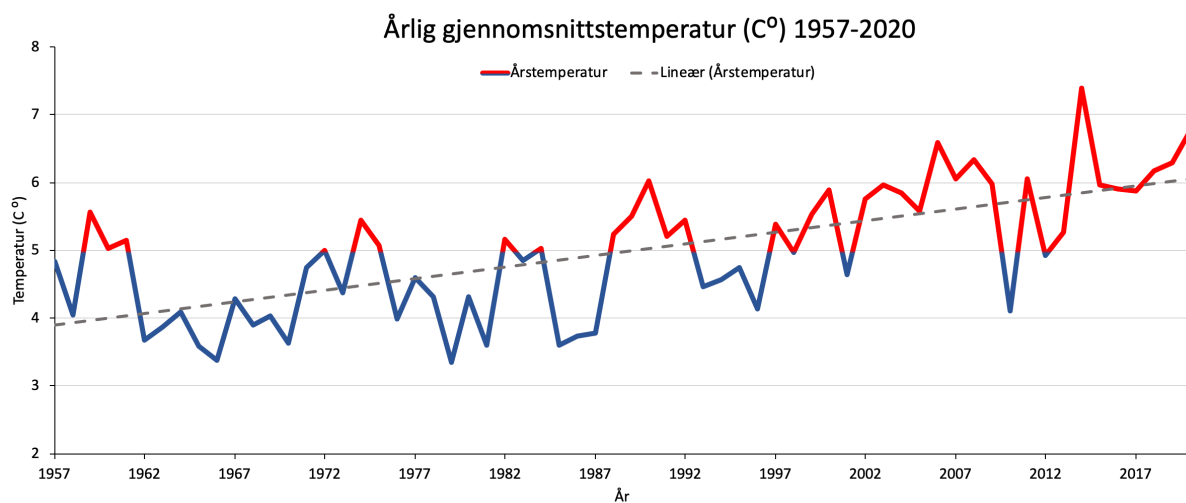
Figur 2.13: Glasielle variasjoner gjennom holocen fra tre isbreer i Vest-Norge. Modifisert fra Nesje. (2009).

Ved hjelp av Köppens klimaklassifisering (Kottek et al., 2006), og klimatiske data fra målestasjonen Fossmark, klassifiseres Sørfjorden til å befinne seg i klimasone Csb. Klimasonen Csb representerer et fuktig temperert klima (C), med tørre somre (s) og lange kjølige somre (b). Dette blir regnet ut ved hjelp av Köppens kriterier for de ulike klimasonene basert på temperatur og nedbør.

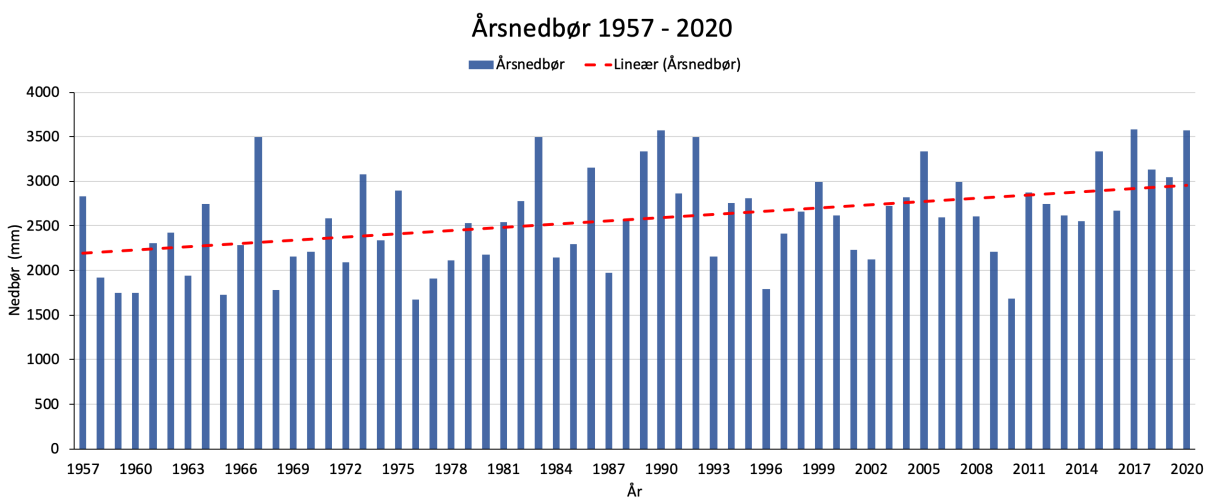
Det har blitt samlet inn temperatur- og nedbørsdata fra to målestasjoner; Fossmark og E16 Indre Arna. Dataene strekker seg fra 1957 og frem til i dag. Figur 2.14 viser gjennomsnittlig årstemperatur fra Fossmark målestasjon. Studerer man grafen kan man tydelig se at det har vært en gradvis temperaturøkning fra 1957 frem til i dag. Dette vises også tydelig på den stiplede

trendlinjen. Det kjøligste året var i 1979, med en gjennomsnittlig årstemperatur på 3.5°C, mens det varmeste året var i 2014, men en gjennomsnittlig årstemperatur på 7.4°C. Det er en forskjell på nesten 4°C.

Figur 2.15 viser gjennomsnittlig årsnedbør ved målestasjon E16 Indre Arna for de siste 63 årene. Grafen viser at årsnedbøren har variert fra år til år, og at det er en variasjon på ca 2000 mm fra året med mest nedbør til året med minst nedbør innenfor det gitte tidsrommet. Trendlinjen viser at det har vært en liten økning i gjennomsnittlig årsnedbør i løpet av de siste 63 årene, men ikke på langt nær så stor økning som i temperatur.



Figur 2.14: Gjennomsnittlig årstemperatur hentet fra Fossmark målestasjon, fra 1957 til 2020. Stiplet linje representerer lineær trendlinje. Data hentet fra senorge.no (NVE, 2021a)



Figur 2.15: Årsnedbør ved målestasjon E16 Indre Arna fra 1957 og til i dag. Stiplet linje representerer lineær trendlinje. Data hentet fra senorge.no (NVE, 2021a)

2.2.7 Klimaprognoser

Sett fra temperaturmålingene fra Fossmark (Figur 2.14) har temperaturen økt i studieområdet fra 1957 og frem til i dag, og dette vil nok trolig stemme for resten av Vestlandet også. Det er usikkert hvordan klimaet vil endre seg i fremtiden, men mye tyder på at den årlige gjennomsnittstemperaturen kommer til å stige. I rapporten «Klima i Norge 2100» av Hanssen-Bauer et al. (2015) blir det presentert klimaprognoser for Norge i perioden 2071-2100 der 1971-2000 blir brukt som referanseperiode. Rapporten tar utgangspunkt i FNs klimarapport IPCC (IPCC, 2014). I referanseperioden var årsmiddeltemperaturen på Vestlandet 6°C i kyststrøkene.

Fra referanseperioden 1971-2000 har temperaturen økt med 0.35°C til perioden 1985-2014 på Vestlandet. IPCC (2014) legger fram flere scenarioer om hvordan lufttemperaturen vil forandre seg, basert på mengden klimagassutslipp i fremtiden. Utslippssenario RCP8.5 gir Norge en økning i årsmiddeltemperatur på 4,5°C i 2017-2100, mens utslippssenario RCP4.5 gir en økning i årsmiddeltemperatur på 2.7°C for samme periode. For Vestlandet beregnes en økning på 3.7°C for 2071-2100 (Hanssen- Bauer et al., 2015). Det er ikke bare temperaturen som kommer til å stige, prognosene viser også at årsnedbøren på Vestlandet kommer til å øke. Fra referanseperioden til 1985-2014 har gjennomsnittlig årsnedbør økt med 1% for Nordhordland. Prognoser viser at den gjennomsnittlige nedbørmengden i Nordhordland vil øke med mellom 8 til 17% for perioden 2071-2100, mens antall dager med kraftig nedbør trolig vil øke med så mye som 41-80% (Hanssen-Bauer, 2015). Det er usikkert hvordan slike klimaforandringer med både høyere temperatur og mer nedbør innen 2100 vil påvirke avsetningsprosessene i Sørfjorden. Klimautviklingen vil trolig gi økt hyppighet av skred knyttet til kraftig nedbør, som jordskred, flomskred, sørpeskred og steinsprang, i bratt terreng (Hanssen-Bauer, 2015).

3. Material og metode

I dette kapitlet beskrives de ulike metodene som er brukt for å samle inn, analysere og prosessere data.

3.1 Forskningsfartøyet

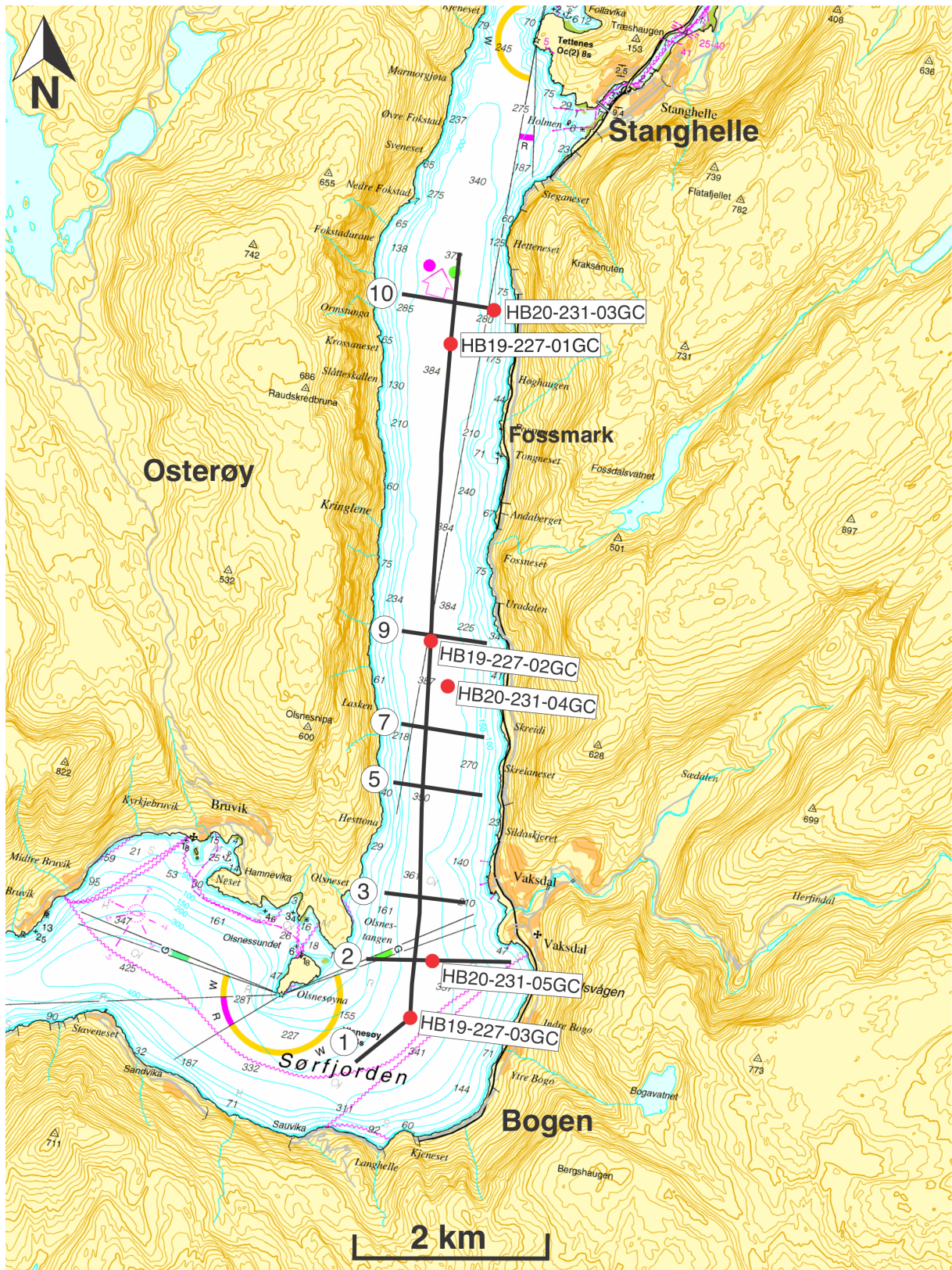
Universitetet i Bergen sitt forskningsfartøy Hans Brattström ble benyttet for innhenting av kjernedata og chirp profiler fra Sørfjorden (Figur 3.1). Fartøyet ble bygget i 1992, og er 24,3 meter langt, 6,5 meter bredt og det har en brutto tonnasje på 97 (Havforskningsinstituttet, 2020). Dataene ble samlet inn på to tokt i 2019 (HB19-227) og i 2020 (HB20-231).



Figur 3.1: Forskningsfartøyet Hans Brattström (Havforskningsinstituttet, 2020)

3.2 Seismikk – Chirp profiler

Seismiske profiler av Sørfjorden ble samlet inn ved å bruke et mobilt EdgeTech 3100 chirp penetrasjons ekkolodd system (Figur 3.3A). SB-216S har en vekt på 76kg, og kan penetrere ned til ca. 80m under havbunnen avhengig av sedimenttype. Den opererer med pulsskvens på 2-16kHz og har en oppløsning på 10-30 cm (EdgeTech, 2009). SB-216S blir ofte brukt fra mindre båter, hvor den henger etter båten ca. 1m under vann. I Sørfjorden har det blitt tatt både lengdeprofiler og tverrprofiler av havbunnssedimentene (Figur 3.2). Profilene blir analysert og tolket for å tyde ulike avsetningsmiljøer og prosesser.



Figur 3.2: Oversiktskart over studieområdet med kjernelokaliteter og seismiske profiler. Kjernelokalitetene er markert med rød prikk og kjernenavn. De seismiske profilene er nummerert, der nr. 1 er lengdeprofilen, mens de andre er tverrprofiler. Norgeskart.no (Kartverket, 2021).

3.3 Prøvetaking

I Sørfjorden er det hentet opp tilsammen 6 fallkjerner, der 3 kjerner ble hentet høsten 2019 og 3 kjerner høsten 2020 (Tabell 1, Figur 3.2B). Alle kjernene har en lengde på mellom 1-3 meter. Lokaliteten for opphenting av kjernene ble bestemt på grunnlag av Chirp-profiler og fjordgeologien i området. For å forenkle kjernenavnet i teksten vil kjernene fra nå av bli referert til med forenklet navn, eksempelvis vil kjerne HB19-227-01GC refereres til som HB19-01 osv...

Tabell 1: Oversikt over alle kjernelokalitetene og tilhørende informasjon.

Kjerne	Kjernelengde (cm)	Dyp (m)	Geografiske koordinater
HB19-227-01GC	186	374	60°31.6755'N, 05°42.7333'Ø
HB19-227-02GC	272	380	60°29.9985'N, 05°42.9871'Ø
HB19-227-03GC	186	346	60°27.9255'N, 05°43.3210'Ø
HB20-231-03GC	100	368	60°31.8950'N, 05°43.1670'Ø
HB20-231-04GC	236	377	60°29.7610'N, 05°43.2480'Ø
HB20-231-05GC	238	341	60°28.2450'N, 05°43.5070'Ø

3.3.1 Fallkjerneprøvetaker

Fallkjerneprøvetakeren som ble benyttet bestod av et fem meter langt plastrør som senkes ned til havbunnen for å hente opp sedimenter. På toppen av plastrøret er det festet tunge lodd som hjelper røret med å penetrere ned i sedimentene (Figur 3.3B). I bunnen av røret er det festet en sandfanger slik at sedimentene forblir i røret når det heises opp. Fallkjerneprøvetakeren senkes ned, før den stopper opp 20-30 meter over havbunnen for å stabiliseres. Når den har stabilisert seg slippes den ned i fritt fall, og den penetrer ned i sedimentene. Penetrasjonsdybden er avhengig av hvilke sedimenter som befinner seg på havbunnen. Røret heises så opp. På toppen av røret er det også en lukkemekanisme slik at vann ikke kommer inn i på vei opp. Sedimentkjernen heises så opp på dekk, og blir klargjort for å kunne brukes til analyser på laboratoriet. Sandfangeren blir tatt av, og det blir fylt inn med oasis for at sedimentene skal holdes på plass før det settes på lokk. I toppen kuttes kjernen av, slik at man bare får med den delen som inneholder sedimenter. Her settes det også på lokk. Avhengig av hvor lang kjernen er, deles den i flere seksjoner. For at man skal kunne analysere kjernene på laboratoriet deles de i to på langs, og oppbevares på kjølelager med plastfolie rundt.



Figur 3.3: A: Mobilt EdgeTech 3100 chirp penetrasjonsekkolodd. Foto: Eva Bjørseth.
B: Fallkjerneprovetaker. Foto: Heidrun Myrvold Sande

3.4 Laboriemetoder

På laboratoriet har kjernene blitt skannet, studert og det har blitt tatt ut en rekke prøver. Laboriemetodene kan deles inn i ikke-destruktive og destruktive metoder. Kjernene er først analysert med ikke-destruktive undersøkelser av typen Multi sensor core logger (MSCL), Itrax XRF kjerneskaner og Computer Tomografisk (CT) skanner. Neste steg på laboratoriet er undersøkelser som destruerer, fjerner eller forandrer materialet i kjernene. Slike undersøkelser er skjærstyrkemåling, glødetapsanalyse, prøvetaking til kornfordeling og til radiokarbondatering.

3.4.1 Kjernelogger (Multi Sensor Core Logger (MSCL))

En MSCL-logger brukes for å tyde de fysiske egenskapene til en sedimentkjerne. MSCL er helautomatiske, og den kan måle p-bølgehastighet, gammatetthet, magnetisk susceptibilitet og fraksjonell porøsitet til en kjerne som en funksjon mot kjernedypet. Loggeren kan brukes på både hele og splittede kjerner, men man vil oppnå best resultat ved bruk av splittede kjerner (Gunn & Best, 1998). Kjernen blir plassert på transportbåndet som dytter kjernen forbi flere sensorer. Sensorene utfører ulike målinger som blir sent til en PC der målingene blir prosessert. Det blir tatt målinger hver 2 mm. I dette studiet brukes gammatetthet og magnetisk susceptibilitet som parametere for å hjelpe til med tolkningen av sedimentkjernene.

3.4.2 ITRAX XRF – kjerneskaner

Alle sedimentkjernene i dette studiet har blitt skannet med ITRAX X-ray fluorescense (XRF) kjerneskaner. ITRAX X-ray fluorescense (XRF) er en automatisk multifunksjons kjerneskaner. XRF analyse av en sedimentkjerne gir en høyt oppløst avbildning av den geokjemiske sammensetningen til kjernen, og kan brukes på både terrestriske og marine kjerner (Croudace et al., 2006). ITRAX er en unik skanner som er designet for å samle optiske og mikroradiografiske bilder, samt mikrospektrometriske elementære profiler (μ XRF) fra samme sedimentkjerne. Skanneren opererer på splittede kjerner som er opp til 180 cm lange og 12 cm brede. Skanneren består av et sentralt plassert «måletårn» som igjen består av en røntgen enhet og flere sensorer (Croudace et al., 2006). I dette studiet er det valgt ut fire grunnstoffer (Ca, K, Ti og Br) som parametere for å hjelpe til med tolkningen av de marine sedimentkjernene.

3.4.3 Computer Tomografisk (CT) skanner

ProCon X-ray CT-ALPHA computer tomografisk skanner er en (shielded cabinet 3D x-ray portal system) 3D røntgen skanner. CT-skanneren blir brukt til å danne 3-dimensjonale avbildninger av sedimentkjerner. Dette gjør det lettere å se teksturer og strukturer i kjernene. Skanneren kan skanne kjerner som er opp mot 150cm lange, og har en diameter på 125mm. Skanneren er utstyrt med et 240 kV mikrofokusrør og en 3000x3000 piksel detektor (Universitetet i Bergen, 2020). Kjernene har blitt CT-skannet, rekonstruert og senere analysert med hjelp av programmet Avizo Fire 3D analysis.

3.4.4 Sedimentologisk kjernebeskrivelse

Før man kan begynne med kjernebeskrivelsen blir overflaten rensert med sparkelspade, og det settes på målebånd for å få helt nøyaktig dybde. Når kjernen er rensert og klar, beskrives den basert på litologi, struktur, tekstur og farge. Farge bestemmes ved å sammenligne fargen på materialet opp mot fargekodene i *Munsell book of color* (Munsell, 1976). Kjernebeskrivelsene blir notert for hånd, før det senere legges inn i CorelDraw for å få bedre oversikt.

3.4.5 Skjærstyrkemåling

Skjærstyrkemålinger ble tatt hver 5 cm, og enda oftere i områder med synlige strukturer i kjernen. For å minske usikkerheten ble det tatt to målinger per dybdeintervall. Skjærstyrkemålinger blir tatt for å finne skjærfastheten til sedimentene. For å måle skjærstyrke brukes et konusapparat. Apparatet består av et kjegleformet lodd som slippes vertikalt ned på kjernen. Loddene som ble brukt hadde en kjent vekt på 100g og 400g. Den spisse delen av loddet penetrerer ned i sedimentene, og man leser av penetreringsdybden på apparatet. Videre brukes en kalibreringstabell for å omgjøre den avleste penetreringsdybden, i millimeter (mm), til skjærfastheten (t/m^2). De nye verdiene blir så multiplisert med gravitasjonskonstanten 9.81 for å finne skjærstyrken (kPa) (Hansbo, 1957).

3.4.6 Prøvetaking for kornfordelingsanalyse

Det ble hentet ut sedimentprøver fra alle kjernene, som ble brukt til kornfordelingsanalyse. Prøvene ble hentet ut på bestemte dyp basert på MST-data og XRF-data, samt den sedimentologiske kjernebeskrivelsen. Prøvene ble tatt ut på et 1cm intervall ved hjelp av en spatel. Prøvene ble plassert i aluminiumskåler med kjent vekt, og veid med en gang for å få mest presis våtvekt. Så ble prøvene plassert i varmeskap på 50°C i noen dager, og veid på nytt for å få tørrvekt. Prøvene ble så helt over i kolber med vann og satt på rullebrett i to dager for å løses opp. Etter dette ble prøvene våtsiktet med 1mm, 125 μ m og 63 μ m sikter. De silte prøvene ble igjen satt i tørkeskapet i 1-2 døgn, og de tørre prøvene ble så veid for hver kornstørrelse. Av dette ble det laget kornstørrelseskurver fra alle kjernene.

3.4.7 TIC og TOC analyse

Det har blitt utført glødetapsanalyser av alle kjernene. Glødetap (loss on ignition (LOI)) er en vanlig brukt metode for å måle den totale mengden organisk karbon (TOC) og den totale mengden uorganisk karbon (TIC) av sedimentprøver (Dean, 1974; Heiri et al., 2001). På sediment laboratoriet ble det tatt sedimentprøver (ca. 1 cm³) fra alle kjernene som ble plassert

i hver sin digel med kjent vekt (Figur 3.4A). Prøvene ble veid, og deretter puttet i et tørkeskap på 100°C over natten. De tørre prøvene ble veid på nytt før de ble plassert i en ovn på 550°C (Figur 3.4B), og deretter veid igjen. Vekttapet tilsvarer da den totale mengden med organisk materiale. Prøvene ble så plassert i en ovn på 950°C, og veid på nytt. Vekttapet tilsvarer denne gangen den totale mengden med uorganisk karbon (Dean, 1974; Heiri et al., 2001).



Figur 3.4: Bilder fra glødetapsanalyse. A: Digerer med våtprøver tatt fra kjernene før de blir tørket i tørkeskapet. B: Digerer med prøver som er satt inn i ovnen og klare for å bli brent på 550°C og 950°C. Foto: Heidrun Myrvold Sande.

3.4.8 Radiokarbondatering

Radiokarbondatering er en kjent numerisk dateringsmetode. Metoden brukes for å aldersbestemme organisk materiale, og forteller oss hvor lenge et dyr eller en plante har vært død. Det ble tatt ut til sammen 12 prøver bestående hovedsakelig av terrestrisk plantemateriale fra kjernene som ble brukt til radiokarbondateringer. Prøvene ble tatt ut med spatel og våtsiktet med fraksjon på 125µm. De siktede prøvene ble så plassert under mikroskop, og dateringsmateriale ble plukket med pinsett og plassert i prøveglass med kjent vekt. Prøveglassene, med prøve, ble satt i tørkeskap over natten og veid på nytt for å finne tørrvekten til prøvematerialet. Prøvene ble deretter sendt til datering.

3.5 Programvare

CorelDRAW Graphics Suite 2021 - Er et vektorbasert tegneprogram som er brukt til å lage figurer. CorelDraw er brukt til å lage og fremstille de seismiske profilene, kjernestratigrafiske logger, CT-bildene og de fleste av kartene.

FEL Avizo Fire 3D analysis - Er et program som brukes til å fremstille CT-skanningene. CT-skanningene blir tatt bilde av i Avizo, og har senere blitt modifisert i CorelDraw.

ArcGIS Pro - Er et kartbasert program som er brukt til å lage kart med skredprosesser, isbevegelse og nedbørsfelt.

EdgeTech discover SBP - Programvare brukt for visualisering av Chirp-profilene. Profilene har i ettertid blitt bearbeidet i CorelDraw.

3.6 Feilkilder

Det kan ha oppstått en rekke feilkilder både under innsamlingen av data på toktet og senere under bearbeidingen av dataene og prøvene på laboratoriet. Disse feilkildene kan ha påvirket resultatene som presenteres i neste kapittel.

- Under prøvetaking av fallkjernene kan det ha oppstått flere feil. En fallkjerneprøvetaker treffer havbunnen med stor kraft, noe som kan føre til at de øverste sedimentene blir omordnet. Når fallkjerneprøvetakeren penetrerer ned i sedimentene kan friksjon mellom røret og sedimentene føre til at sedimentene kan bli bøyd eller deformert nærmest røret. Fallkjerneprøvetakeren kan også penetrere skrått ned i sedimentene og føre til at sedimentene ikke ligger horisontalt i kjernen.
- Ved innhenting av seismiske profiler kan bølgene bli påvirket av fjordsidene, og det kan oppstå støy på de seismiske profilene. Dette kan føre til at det blir vanskeligere å tolke profilene eller at profilene blir feiltolket.
- Under prøvetaking og sikting til kornfordeling kan noe av materiale ha gått til spille. Det vil kunne påvirke vekten til prøvene ved veiing og gi en tilsynelatende lettere vekt.
- Under veiing av prøvene kan det ha blitt lest av feil på vekten og det kan ha vært avvik på vekten. Dette kan ha ført til en feil vekt på prøvene.
- Under prøvetaking av materiale som brukes til datering kan det ha skjedd kontaminering av prøvene. Dette kan føre til feil alder på sedimentene ved datering.

4. Resultater

I dette kapittelet blir resultatene fra de innsamlede dataene presentert. Først presenteres resultatene av seismostratigrafien og deretter kjernestratigrafien.

4.1 Seismostratigrafi

I dette underkapittelet blir det etablert et seismostratigrafisk rammeverk basert på langsgående og tverrgående seismiske Chirp-profiler fra Sørfjorden. Det er tatt én langsgående seismisk profil som strekker seg fra sør til nord i studieområdet og 6 seismiske tverrprofiler (Figur 3.2). Av disse er tre av tverrprofilene valgt ut basert på den seismiske kvaliteten. De seismiske profilene blir analysert og tolket for å kunne beskrive hvilke sedimentære avsetninger som dominerer i den øvre delen av sedimentbassenget i Sørfjorden.

Basert på de seismiske egenskapene og to regionale reflektorer er sedimentene i fjorden delt inn i to uformelle seismostratigrafiske enheter, enhet A og enhet B, der enhet B er den eldste enheten.

Seismostratigrafisk Enhet B

Beskrivelse: Seismisk enhet B utgjør den nederste av de to seismostratigrafiske hovedenhetene hvor den nedre grensen er definert av akustisk basement (Figur 4.1). Enheten består av parallelle reflektorer som varierer mellom å være tydelige (høy amplitude) og veldig svake (lav amplitude-transparent). Reflektorene innad i enheten er sterkere mot toppen av enheten og blir svakere mot bunnen. Mellom reflektorene forekommer avsetninger av en transparent seismisk karakter. Mektigheten til enheten er også svært varierende, og til tider vanskelig å måle på grunn av sidereflektorer eller underliggende topografi. Mektigheten er generelt rundt 30 meter på det tykkeste, men helt ned mot 15 meter enkelte steder (Figur 4.1).

Tolkning: Denne enheten tolkes til å være avsatt under den siste fasen av isavsmeltingen, dvs mot slutten av yngre dryas og/eller i tidlig holocen. Enheten er tolket til å bestå av glasimarine smeltevannsplumitter og skredavsetninger, som er avsatt i forbindelse med isavsmeltingen og rask landhevning.

Seismostratigrafisk Enhet A

Beskrivelse: Seismisk enhet A er den øverste av de to seismostratigrafiske hovedenhetene. Nedre grense er definert av en tydelig, sterk regional amplitude-reflektor (Reflektor R1) (Figur 4.1). Enheten består av flere relativt sterke, ikke-sammenhengende reflektorer som er nokså parallelle i forhold til hverandre. Mellom de sterke reflektorene forekommer avsetninger av en transparent seismisk karakter, samt kaotiske områder. Noen steder er det svake parallelle reflektorer. De kaotiske områdene som forekommer kan blant annet skyldes refleksjoner fra fjordsidene. Mektigheten til enheten er ganske jevn, på 8-10 meter i den sørlige delen av studieområdet, og 6-8 meter helt nord i studieområdet (Figur 4.1).

Tolkning: Basert på den seismiske karakteren tolkes enheten til å hovedsakelig bestå av hemipelagiske sedimenter og skredavsetninger som har blitt avsatt i holocen. Hemipelagiske sedimenter vil gi svake signaler på de seismiske profilene fordi de er tilsynelatende homogene på grunn av liten endring i tetthet/kornstørrelse. Skredavsetninger vil bestå av sedimenter med høy tetthet, og vil derfor være tydelige og gi reflektorer med høy amplitude på de seismiske profilene.

Seismostratigrafisk rammeverk i Sørfjorden

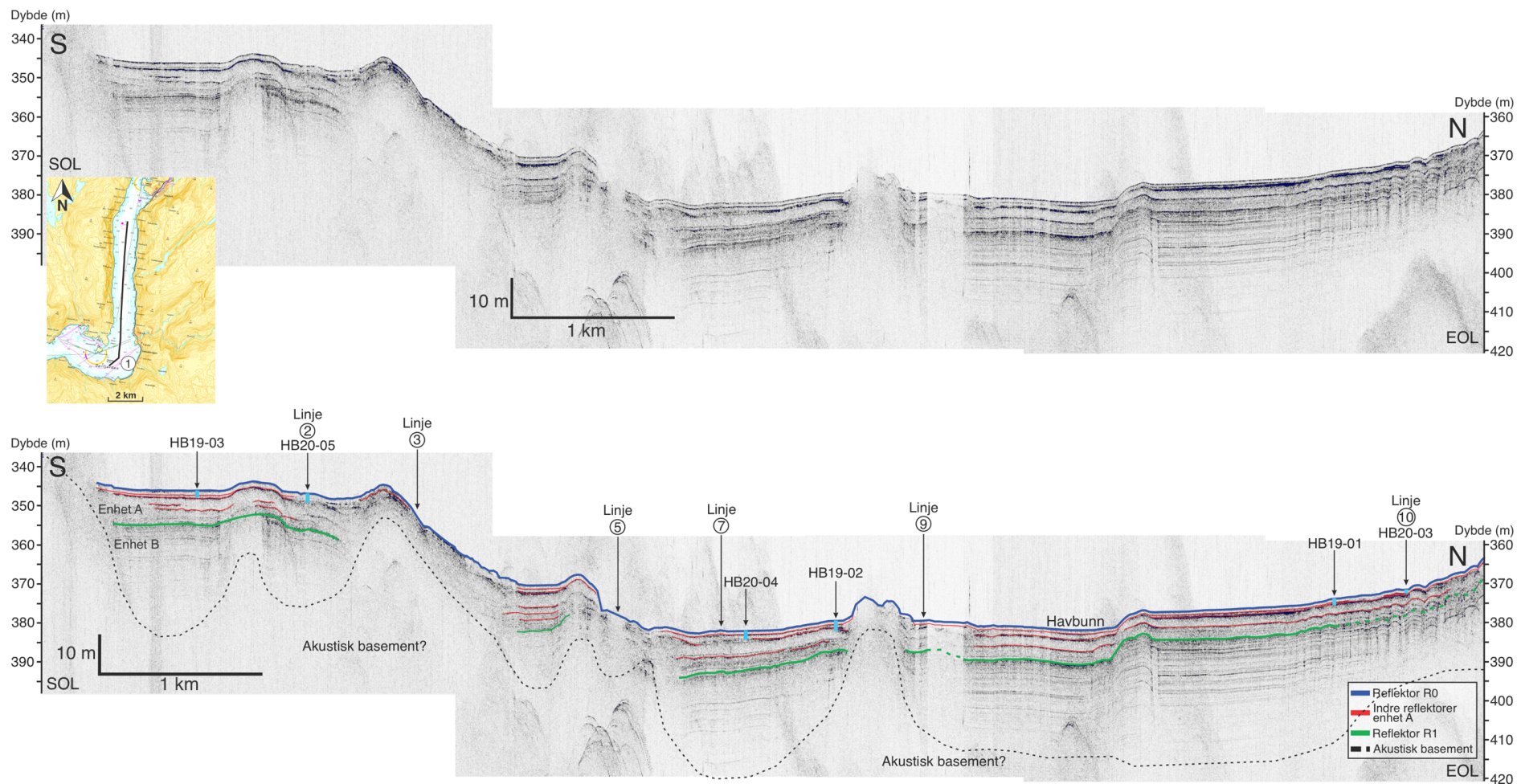
For å etablere det seismostratigrafiske rammeverket i Sørfjorden er det benyttet fire Chirp-profiler. Lengdeprofil HB19-227-01 som strekker seg fra Bogen i sør til Stanghelle i nord med en lengde på ca. 8.5 km, og tre tverrprofiler (Linje 7, Linje 9 og Linje 10). Tverrprofilene er valgt ut basert på den seismiske kvaliteten. Alle tverrprofilene krysser lengdeprofilet og er merket av i Figur 4.1. Kjerne HB19-01, HB19-02 og HB19-03 er tatt langs lengdeprofilet, mens kjerne HB20-03, HB20-04 og HB20-05 er tatt i nærheten av lengdeprofilet. Alle kjernelokalitetene er derfor merket av i Figur 4.1.

Det seismiske lengdeprofilet gir et helhetlig innblikk i sedimentbassenget i Sørfjorden (Figur 4.1). Helt sør i studieområdet begynner lengdeprofilet på ca. 340 meters dyp. Etter ca. 2 km kommer en liten terskel etterfulgt av en skråning før havbunnen flater ut igjen på ca. 380 meters dyp. Helt nord i lengdeprofilen skråner det gradvis oppover igjen til ca. 365 meters dyp. Sedimentmektigheten varierer mye gjennom profilet, fra ca. 10- 45 meter, og er størst på den dypeste delen av profilet. Det er ikke mulig å følge reflektorene gjennom hele lengdeprofilet på grunn av små terskler, kaotiske områder eller støy. Mellom de små tersklene er områder med bevart stratigrafi. Det er mulig å følge høy-amplitude reflektorene innad i enhet A i områdene med bevart stratigrafi, og de fleste reflektorene er til stedet i alle områdene med bevart

stratigrafi langs lengdeprofilet. Figur 4.1 viser at kjernene er hentet opp i områder av sedimentbassenget med bevart stratigrafi.

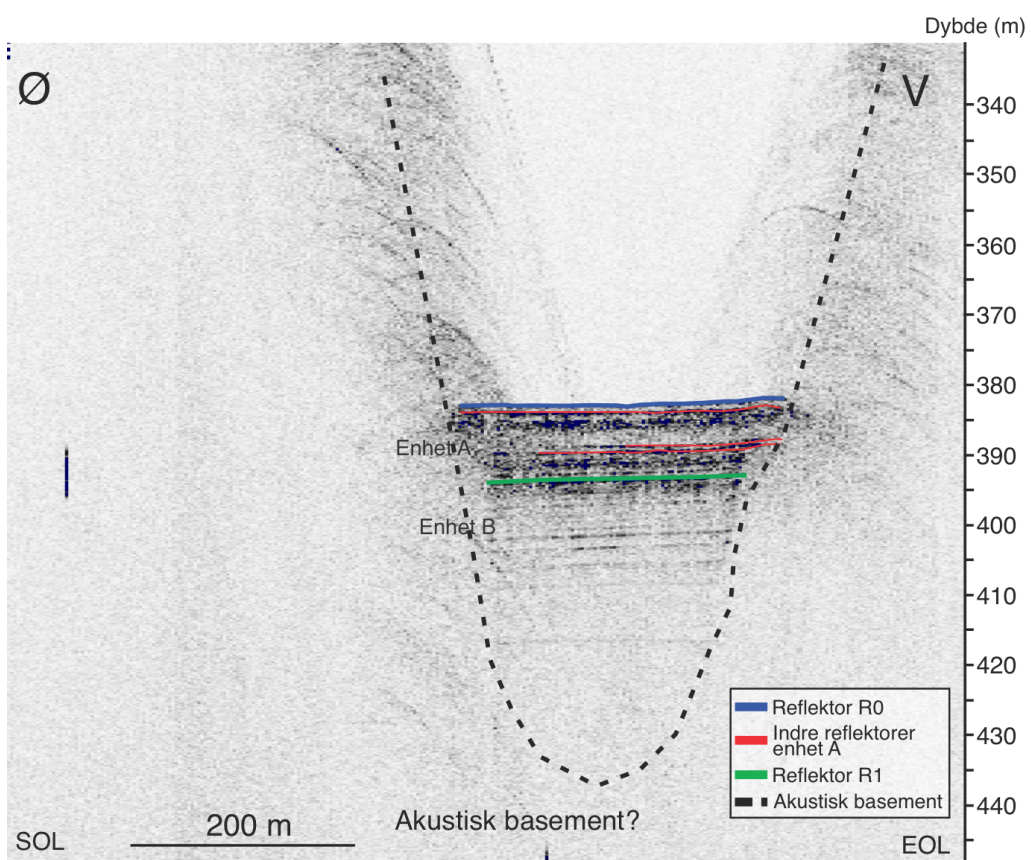
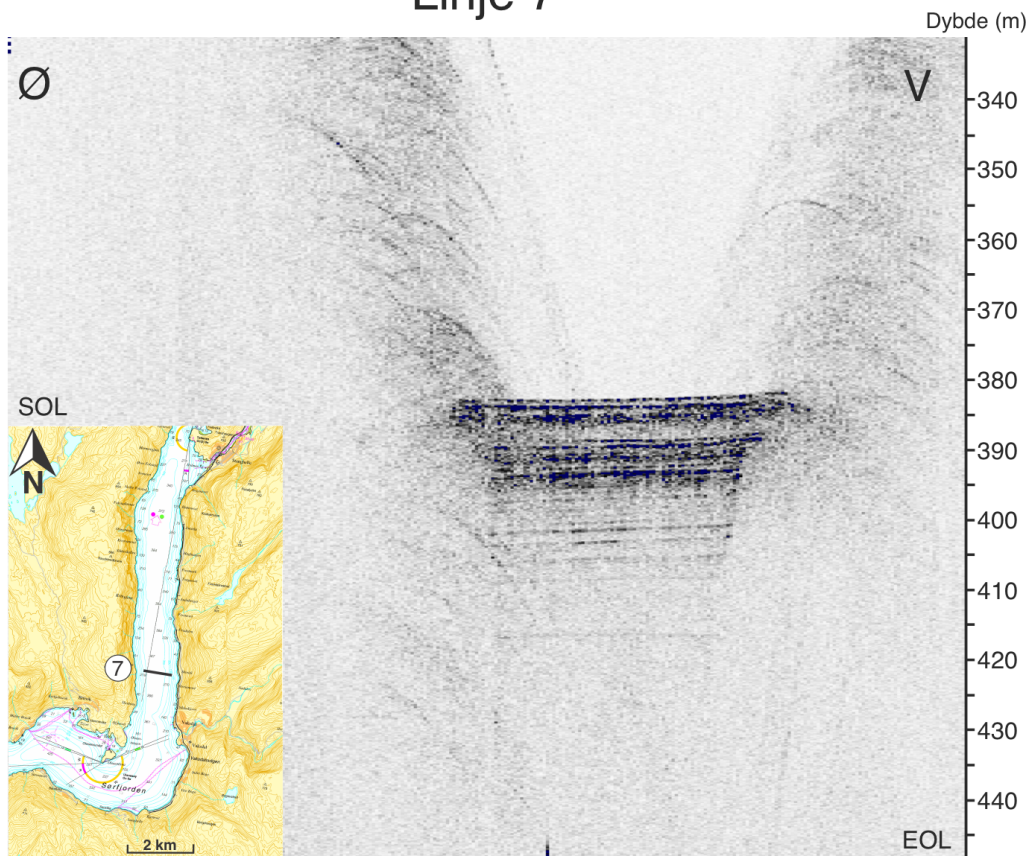
Innad i enhet A er det markert flere tydelige reflektorer som er mer eller mindre til stedet i alle de seismiske profilene (indre reflektorer enhet A) (Figur 4.1; 4.2; 4.3; 4.4). Dette er reflektorer med høy amplitude som skiller seg ut fra resten av enheten, som består av både transparente og kaotiske områder.

De tre seismiske tverrprofilene er alle tatt i den nordlige delen av Sørfjorden. Linje 7 er det sørligste av de utvalgte tverrprofilene (Figur 3.2; 4.2). I profilet er sedimentene jevnt fordelt i fjorden, og det er ingen synlig forskjell i sedimentfordelingen fra østsiden til vestsiden av fjordbassenget, og sedimentene er avsatt horisontalt. De indre reflektorene i enhet A har høy amplitude, og kan følges fra øst til vest gjennom alle de tre tverrprofilene. Linje 9 er det midterste av de utvalgte tverrprofilene (Figur 3.2; 4.3). På vestsiden av profilet finnes en liten, kaotisk terskel som skiller «hovedbassenget» fra et veldig lite område/basseng bestående av noen meter med bevarte sedimenter. Linje 10 er det nordligste av de utvalgte tverrprofilene (Figur 3.2; 4.4). Det kommer tydelig fram i profilet at sedimentene skråer noen oppover mot vest, og at havbunnen ligger ca. 5-7 meter høyere helt vest i profilet enn i øst.



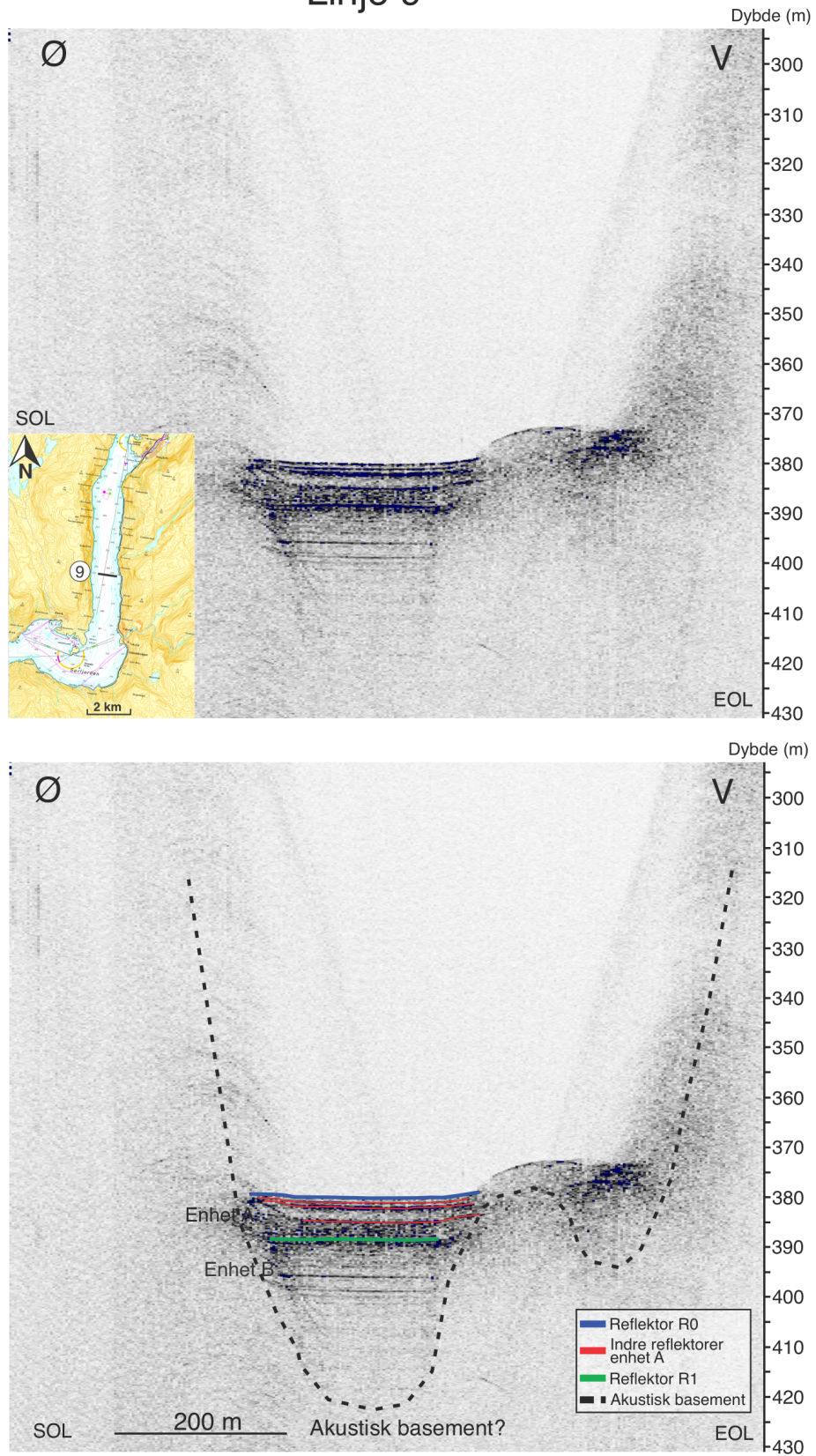
Figur 4.1: Seismisk lengdeprofil HB19-227-01. Lengdeprofilet starter i sør utenfor Bogen og strekker seg helt opp til Stanghelle i nord. Lengdeprofilet er satt sammen av flere profiler for å gi et helhetlig bilde av sedimentene i studieområdet. Det øvre profilet er utolket. Det nedre profilet er tolket, og det har blitt delt inn i enheter. Sedimentkjernene og tverrprofilene er markert på profilet.

Linje 7



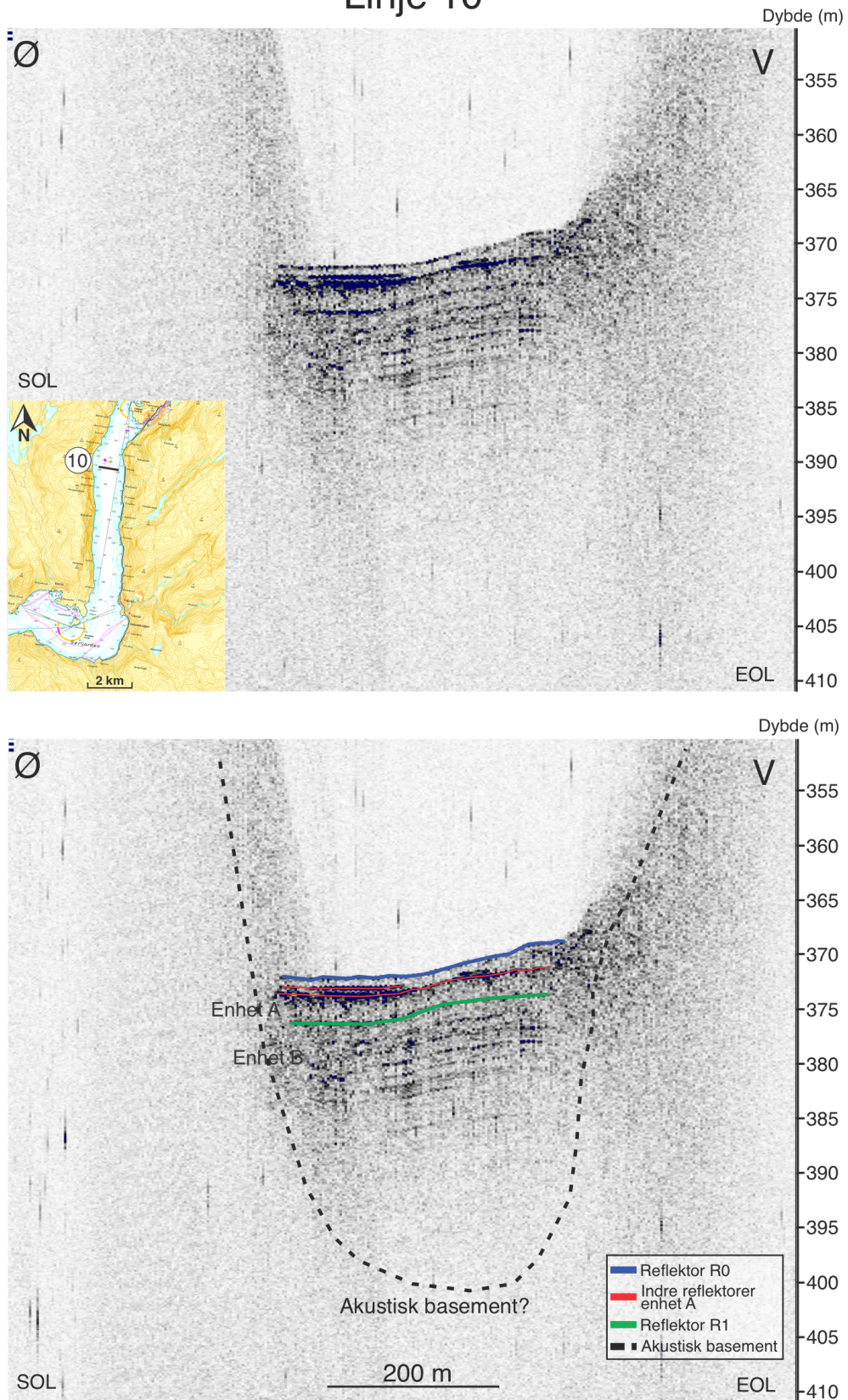
Figur 4.2: Tverrprofil linje 7. Det øvre profilet er utolket, mens det nedre profilet er tolket, og det har blitt delt inn i enheter.

Linje 9



Figur 4.3: Tverrprofil linje 9. Det øvre profilet er utolket, mens det nedre profilet er tolket, og det har blitt delt inn i enheter.

Linje 10











Figur 4.4: Tverrprofil 10. Det øvre profilet er utolket, mens det nedre profilet er tolket, og det har blitt delt inn i enheter.

4.2 Kjernerstratigrafi

I dette delkapittelet vil analysen av sedimentkjernene blir presentert. Kjernene vil bli presentert i rekkefølge ut i fra den geografiske plasseringen i studieområdet, fra sør til nord. Kjernene blir delt inn i litologiske enheter og underenheter. Inndelingen er hovedsakelig basert på endringer i parametere fra MSCL- og XRF skanning, men i tillegg vurderes også synlige forandringer i tekstur og farge, samt analyse av kornstørrelse. Det er også brukt CT-skanninger fra noen av kjernene for å sammenligne og hjelpe til med å bestemme sedimenttype. CT-skanning kan være med på å bekrefte eller avkrefte tolkninger som blir gjort i kjerneanalysen. CT-skanning av sedimentkjerner kan ofte vise strukturer som ellers ikke er synlig visuelt eller på fargebilde.

Analysen av kjernene og CT-skanninger er med på å beskrive hvilke avsetningsprosesser som dominerer i den øverste delen (yngste) av bunnsedimentene i Sørfjorden. Avsetningsprosessene er delt inn i to, hemipelagiske sedimenter og skredavsetninger (Figur 4.5). I de kjernerstratigrafiske undersøkelsene er det identifisert to ulike skredprosesser, det er turbidittavsetninger og debrisaavsetninger.

Avsetningstype		Kjerneanalyse fra Sørfjorden			
		Farge kode	Eksempel fra fargebilde		Tekstur og struktur
Hemipelagiske avsetninger					<ul style="list-style-type: none"> - Homogen - Finkornet - Ofte bioturbasjon
Skredavsetninger	Turbiditt-avsetning				<ul style="list-style-type: none"> - Normalgradering - Erosiv base - Oppfining - Ingen tydelig øvre grense
	Debris-avsetning				<ul style="list-style-type: none"> - Kaotisk - Dårlig sortering - Kan inneholde klaster av grus/sand/leire

Figur 4.5: Inndeling av de ulike avsetningstypene i Sørfjorden med fargekoder, eksempler fra fargebilde og en beskrivelse av de sedimentære strukturene.

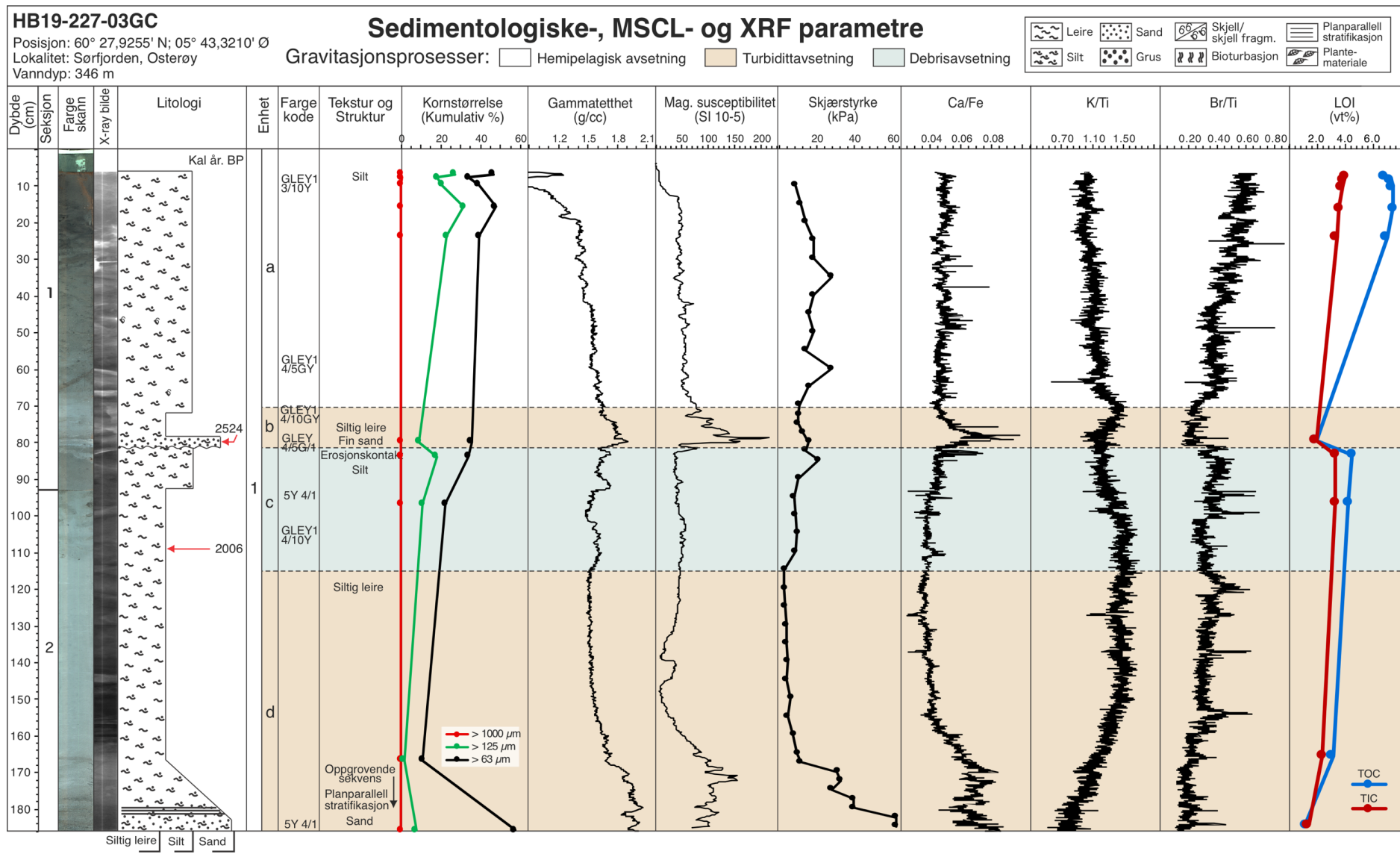
4.2.1 Kjerne HB19 – 03

Fallkjerne HB19-227-03GC er hentet opp fra 346 meters dyp og har en lengde på 186 cm (Figur 4.6; 4.7). HB19-03 er den kjernen som er tatt lengst sør i studieområdet, rett utenfor Bogen (Figur 3.2). Fallkjernen består av en litologisk hovedenhet og fire underenheter. I denne kjernen er det tatt to radiokarbondateringer.

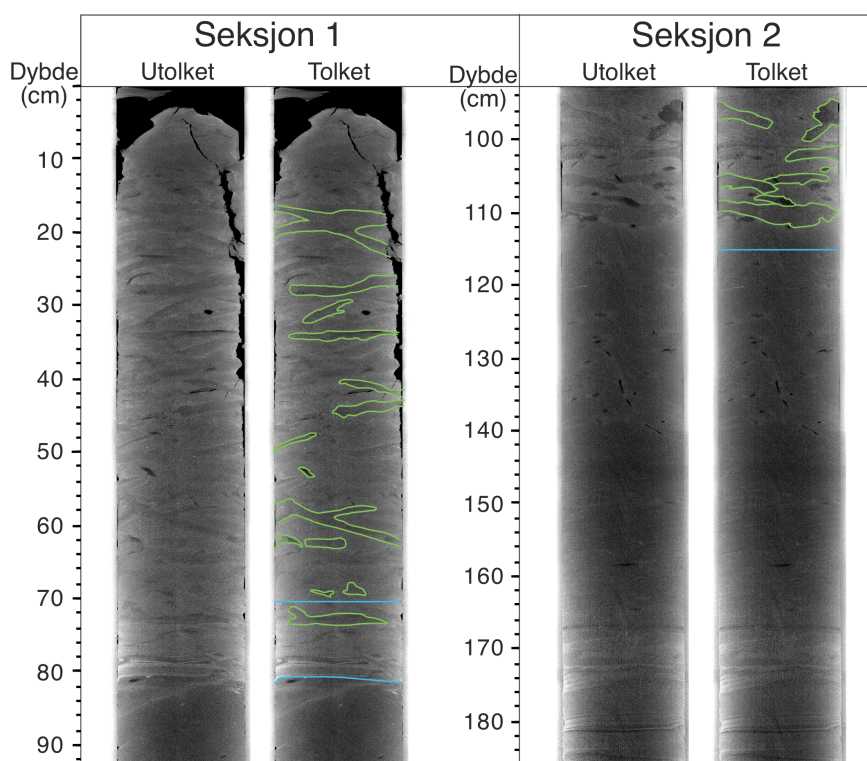
Enhet 1 (186-6 cm): Enheten dekker hele kjernen, der bunnen av kjernen representerer nedre grense til enheten. Visuelt fremstår enheten som homogen med lite fargeendringer og enheten har en tekstur som hovedsakelig består av leire og silt. Fargebildet gjør det lettere å se flere forandringer i enheten. Den magnetiske susceptibiliteten har flere tydelige utslag i de forskjellige underenhetene. Det samme gjelder for gammatettheten.

Underenhet 1d (186-115 cm): Underenheten består av leire og silt med noe sand i bunnen. Den nedre grensen til underenheten er ikke kjent, og representeres derfor av bunnen til kjernen. Kornstørrelsen blir finere oppover, og går fra siltig leire med noe sand i bunnen av underenheten til siltig leire mot toppen. Gammatettheten og magnetisk susceptibilitet minker oppover i underenheten. Fra bunnen av underenheten og opp til ca. 178 cm er det tydelig planparallel stratifikasjon som kommer godt fram på fargebildet. På bakgrunn av normalgraderingen tolkes underenheten til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 1c (115-82 cm): Underenheten består av siltig leire og silt, og kornstørrelsen øker noe oppover. Den nedre grensen representeres av forandringer i parametere som gammatetthet, skjærstyrke og Br/Ti, der de to første øker, mens Br/Ti minker. Det er ingen visuelt synlige forandringer fra underenheten under, men det er mulig å observere forandringer i både farge og tekstur på fargebildet. Fargen blir litt mørkere og det er mulig å se enkelte strukturer i sedimentene. Strukturene er mer synlig i CT-bilde, og tolkes til å være bioturbasjon. Ingen av parametere har store forandringer innad i underenheten, men gammatettheten varierer noe. Denne underenheten tolkes til å være en debrisavsetning.



Figur 4.6: Litologisk logg av kjernestratigrafien til kerne HB19-03. Videre vises utvalgte resultater fra MSCL- og XRF- skanning, samt kornfordelingskurve og LOI.



Figur 4.7: CT-bilde av kjerne HB19-227-03. Grønn markerer bioturbasjon og blå markerer grense mellom underenhetene.

Underenhet 1b (82-70 cm): Underenheten består av siltig leire og fin sand. Den nedre grensen til underenheten er representert av en tydelig erosjonskontakt, samt store forandringer i flere av MSCL- og XRF parameterne. Erosjonskontakten kommer tydelig fram både på fargebildet og i på CT-bildet. Kornstørrelsen minker oppover i underenheten. Det er en tydelig reduksjon i både gammatetthet, magnetisk susceptibilitet og Ca/Fe oppover i underenheten. På bakgrunn av normalgraderingen og den tydelige erosjonskontakten tolkes underenheten til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 1a (70-6 cm): Underenheten består av silt og på fargebildet har underenheten en mørkere farge enn resten av kjernen. Den nedre grensen er representert av en betydelig økning i gammatetthet, magnetisk susceptibilitet og Ca/Fe. De øverste cm av kjernen har en rødlig farge som kommer tydelig fram på fargebildet. Gammatettheten minker oppover i underenheten, mens Br/Ti øker. TOC og TIC prosentene er høyere i denne underenheten enn i resten av kjernen, noe som tyder på at den øvre delen av kjernen har et høyere innhold av organisk og uorganisk karbon. CT-bilde av kjernen viser at mye strukturer som tolkes til å være bioturbasjon. Basert på dette tolkes underenheten til å være en hemipelagisk avsetning.

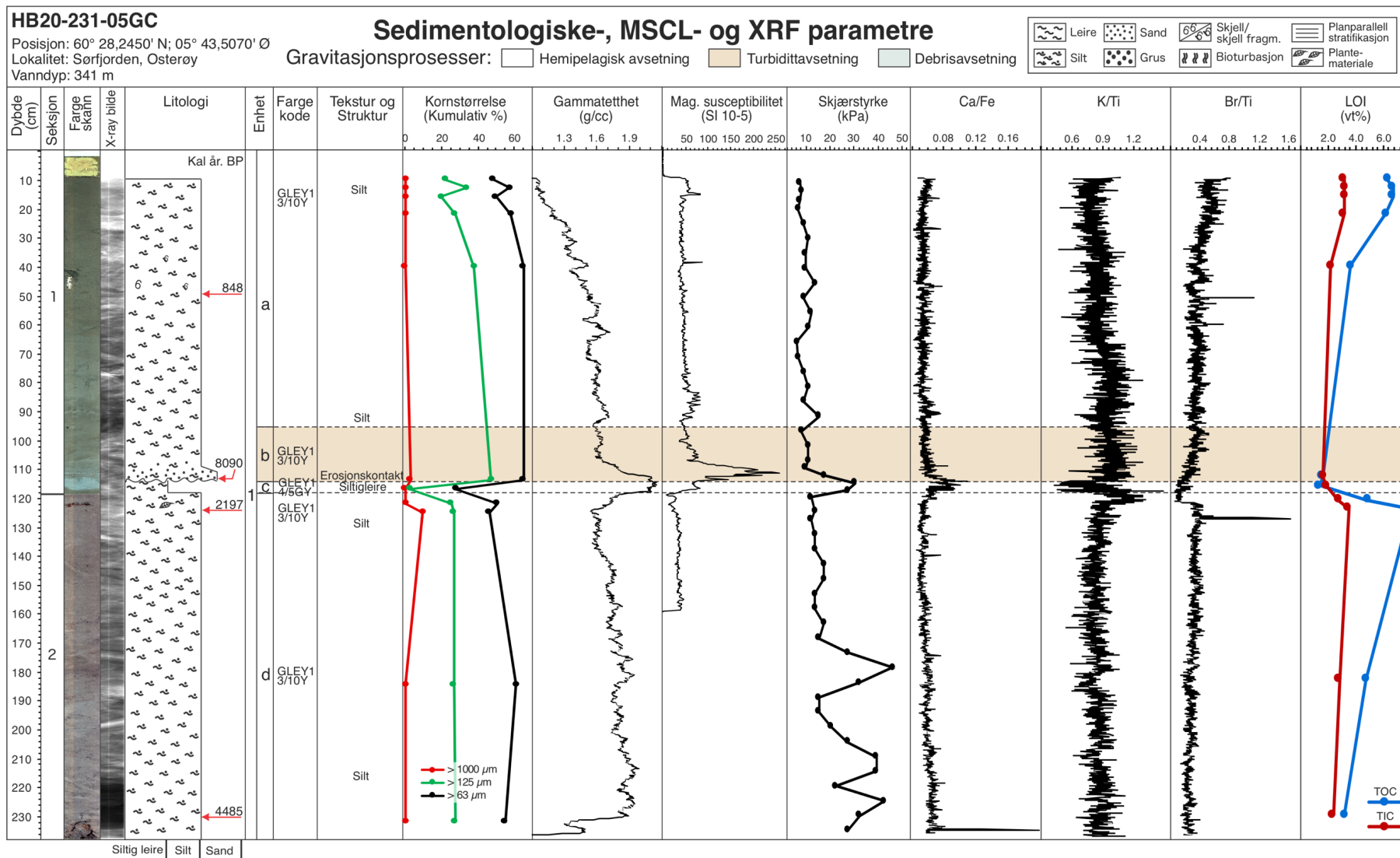
4.2.2 Kjerne HB20 – 05

Fallkjerne HB20-231-05GC er hentet opp fra 341 meters dyp og har en lengde på 238 cm (Figur 4.8; 4.9). Også denne kjernen er hentet opp sør i studieområdet (Figur 3.2). Fallkjernen består av en litologisk hovedenhet og tre underenheter. I denne kjernen er det tatt fire radiokarbondateringer.

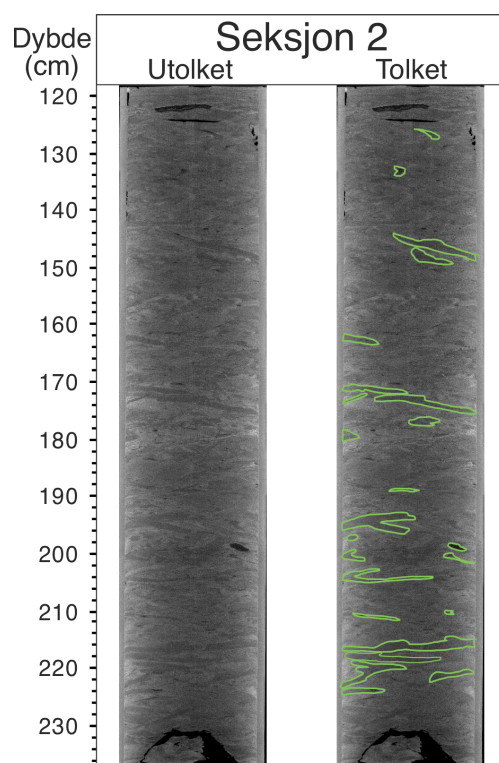
Enhet 1 (238-8 cm): Enheten dekker hele kjernen, der bunnen av kjernen representerer nedre grense til enheten. Enheten er delt inn i tre underenheter. Store deler av enheten oppfattes som nokså homogen og visuelt er det ikke mange synlige forandringer gjennom kjernen. Øvre og nedre del av enheten har en veldig mørk grønnlig grå farge, mens ved 118-113 cm har fargen endret seg til en mørk grønnlig grå farge, fargeforandringen kommer tydelig fram på fargebildet av kjernen.

Underenhet 1d (238-118 cm): Underenheten består av silt og har en brungrå farge på fargebildet. Underenheten har ingen tydelige visuelle forandringer i hverken farge eller kornstørrelse. Ved 122-124 cm er det observert et mørkt lag som skiller seg ut fra omkringliggende sedimenter. Laget gir et stort utslag på LOI grafen, noe som tyder på at laget har et høyt innhold av organisk materiale. De andre parameterne gir ingen store utslag, utenom skjærstyrken som varierer en del oppover i underenheten. Gammatettheten minker oppover i underenheten. Selv om det er få synlige forandringer, observeres det mange strukturer på CT-bildet. De observerte strukturene tolkes til å være bioturbasjon. På bakgrunn av dette tolkes underenheten til å være en hemipelagisk avsetning.

Underenhet 1c (118-113 cm): Underenheten består av fint materiale av leire og silt, og er homogen. Den nedre grensen representeres av en fargeforandring, samt en forandring i samtlige parametere. Visuelt er underenheten ganske lik underenhet 1d, men på fargebildet skiller underenheten seg veldig ut med en lysere, mer blågrå farge enn resten av kjernen. Underenheten gir også utslag på en rekke parametere med en økning i både skjærstyrke og Ca/Fe, og en tydelig reduksjon i kornstørrelse og Fe/Ti. Basert på den homogene strukturen er underenheten tolket til å være hemipelagisk avsetning.



Figur 4.8: Litologisk logg av kjernestratigrafien til kjerne HB20-05. Videre vises utvalgte resultater fra MSCL- og XRF- skanning, samt kornfordelingskurve og LOI.



Figur 4.9: CT-bilde av kjerne HB20-231-05, seksjon 2. Grønn markerer bioturbasjon.

Underenhet 1b (113-95 cm): Underenheten består av silt og sand. Nedre grense til underenheten representeres av en tydelig erosjonskontakt som kan observeres visuelt og i fargebildet. Kornstørrelsen blir finere oppover i underenheten. Både gammatettheten, den magnetiske susceptibiliteten og skjærstyrken minker oppover i underenheten. Glødetapsanalysen viser at underenheten har et lavt innhold av både organisk og uorganisk karbon. Basert på erosjonskontakten og normalfordelingen tolkes enheten til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 1a (95-8 cm): Underenheten består av silt og er nokså homogen uten visuelle forandringer. Den nedre grensen er representert av en liten økning i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet fra underenhet 1b. Innad i underenheten er det ingen store forandringer i noen av parameterne, unntatt gammatetthet. Gammatettheten minker gradvis mot toppen av kjernen. Ved 43-47 cm ligger et stort skjell, og Ca/Fe verdien øker akkurat på det dybdeintervallet skjellet ligger. Innholdet av organisk og uorganisk karbon øker oppover i underenheten. Basert på den homogene strukturen og stabile parametere tolkes underenheten til å være en hemipelagisk avsetning.

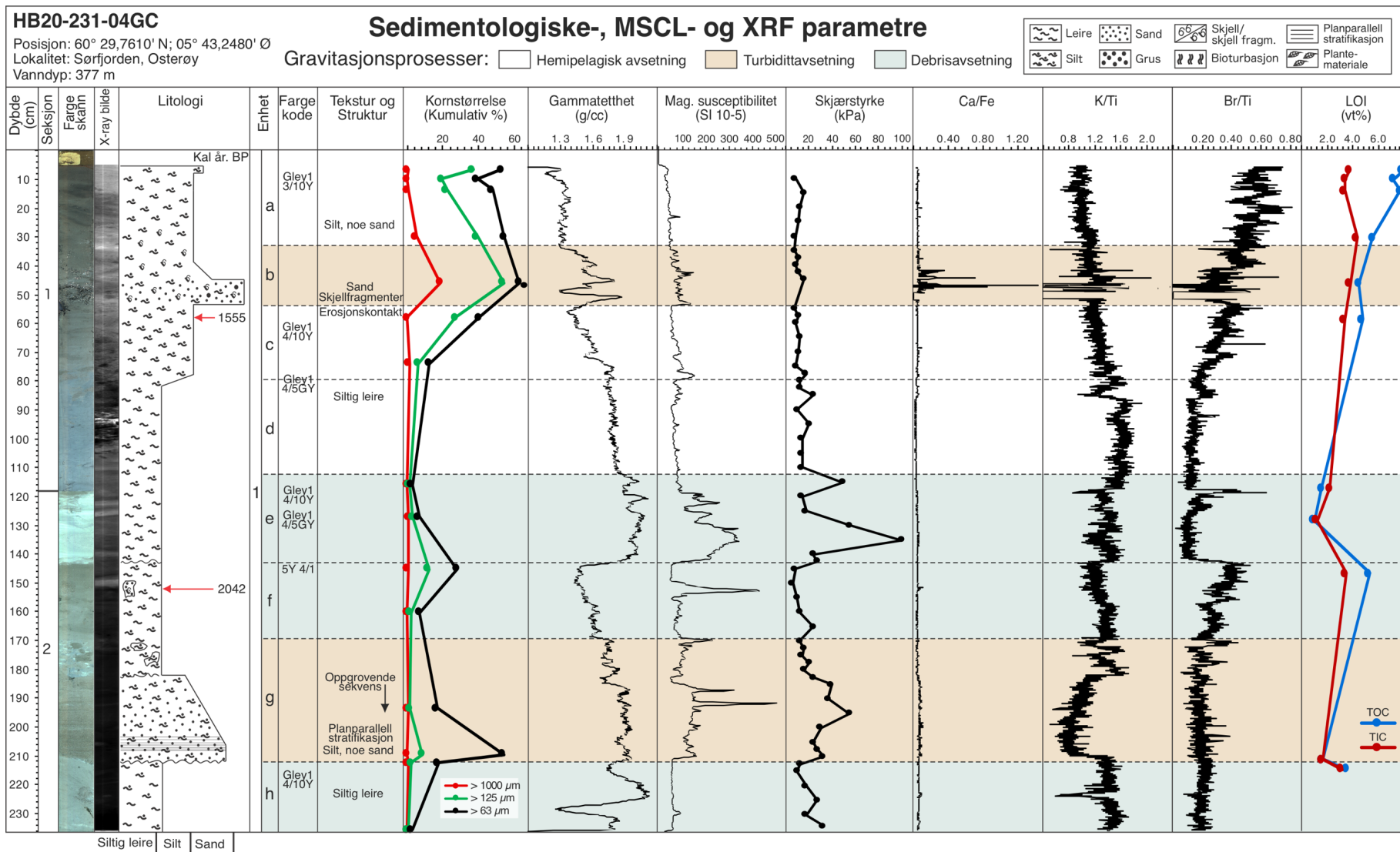
4.2.3 Kjerne HB20 – 04

Fallkjerne HB20-231-04GC er hentet opp fra 377 meters dyp omtrent midt i studieområdet (Figur 4.10; 4.11). Fallkjernen har en lengde på 236 cm og består av en litologisk hovedenhet og åtte underenheter. I denne kjernen er det tatt to radiokarbondateringer.

Enhet 1 (236-5 cm): Enheten dekker hele kjernen, der bunnen og toppen av kjernen representerer nedre og øvre grense til enheten. Enheten er videre delt inn i åtte underenheter. Gjennom hele enheten er det veldig lite fargeforandringer, men det er flere visuelt synlige forandringer i tekstur.

Underenhet 1h (236-212 cm): Underenheten består av siltig leire. Den nedre grensen til underenheten er ikke kjent og representeres derfor av bunnen til kjernen. Underenheten er visuelt nokså homogen med unntak av en synlig klast bestående av grovere materiale ved 226-220 cm. Gammatettheten varierer mye og øker kraftig der klasten ligger, mens K/Ti verdien minker kraftig. På bakgrunn av den observerte klasten og stor svingning i gammatetthet tolkes underenheten til å være en debrisavsetning.

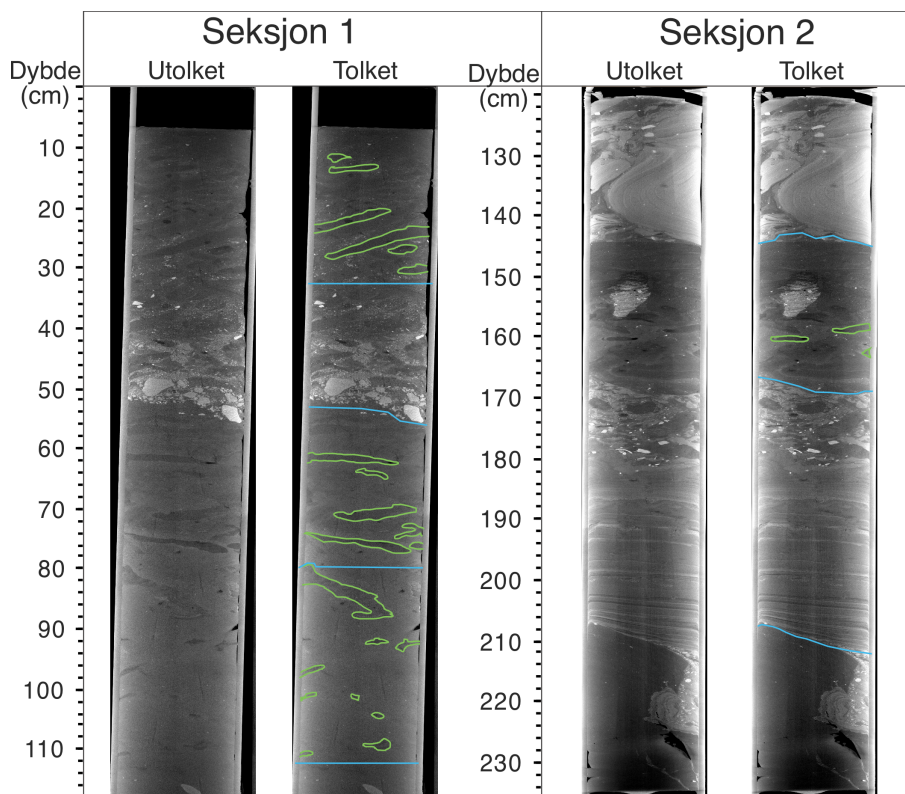
Underenhet 1g (212-170 cm): Underenheten består av siltig leire og sand. Nedre grense til underenheten er representert av en tydelig erosjonskontakt samt en synlig endring i kornstørrelse. Kornstørrelsen synker oppover i underenheten. Det er tydelig planparallel stratifikasjon i den nedre delen. Den planparallelle stratifikasjonen kommer enda tydeligere fram i CT-bilde av kjernen. Gammatettheten minker oppover i underenheten, mens den magnetiske susceptibiliteten har store svingninger. Den øvre delen av underenheten inneholder flere synlige klaster bestående av litt annet materiale enn sedimentene rundt. Basert på kornfordelingen og erosjonskontakten tolkes underenheten til å være en turbidittavsetning.



Figur 4.10: Litologisk logg av kjernestratigrafien til kjerne HB20-04. Videre vises utvalgte resultater fra MSCL- og XRF- skanning, samt kornfordelingskurve og LOI

Underenhet 1f (170-143 cm): Underenheten består av siltig leire og den nedre grensen representeres av en forandring i gammatetthet, magnetisk susceptibilitet, samt en visuell forandring i tekstur. Skjærstyrken og K/Ti har store svingninger innad i underenheten. Ved 150-154 cm observeres det en klast bestående av grovere materiale enn omkringliggende sedimenter. På samme dybdeintervall er det et stort utsalg på den magnetiske susceptibiliteten. Klasten kommer tydelig fra på CT-bilde, og den skiller seg veldig ut fra resten av underenheten. På bakgrunn av observasjonene tolkes underenheten til å være en debrisavsetning.

Underenhet 1e (143-112 cm): Underenheten består av siltig leire. Den nedre grensen til underenheten representeres av en erosjonskontakt som kommer tydelig fram både på fargebildet og CT-bildet. Gammatettheten, den magnetiske susceptibiliteten og skjærstyrken minker betraktelig ved den nedre grensen. Det er store variasjoner i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet innad i underenheten. Det er ingen visuelt synlige strukturer eller forandringer i underenheten, men på CT-bildet kommer strukturene i underenheten tydelig fram. I CT-bildet observeres det flere klaster og noe som likner på foldet laminasjon i underenheten. Observerte klaster og variasjon i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet tyder på at underenheten er en debrisavsetning.



Figur 4.11: CT-bilde av kjerne HB20-227-04. Grønn markerer bioturbasjon og blå markerer grense mellom underenhetene.

Underenhet 1d (112-80 cm): Underenheten består av siltig leire og er veldig homogen, uten visuelle forandringer. Den nedre grensen til underenheten representeres av en tydelig økning i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet. Gammatettheten minker noe oppover i underenheten. På CT-bildet observeres det strukturer som tolkes til å være bioturbasjon i underenheten. På grunn av den homogene strukturen og observert bioturbasjon tolkes underenheten til å være en hemipelagisk avsetning.

Underenhet 1c (80-54 cm): Underenheten består av silt og er homogen. Den nedre grensen til underenheten representeres av at gammatettheten og den magnetiske susceptibiliteten slutter å øke og stabiliserer seg. Både gammatettheten og den magnetiske susceptibiliteten minker oppover i underenheten, mens Br/Ti øker oppover. Kornstørrelsen øker også oppover i underenheten. På CT-bildet observeres det strukturer som tolkes til å være bioturbasjon i underenheten. På grunn av den homogene strukturen tolkes underenheten til å være en hemipelagisk avsetning.

Underenhet 1b (54-33 cm): Underenheten består av silt og sand. Den nedre grensen til underenheten representeres av en erosjonskontakt, samt endringer i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet. Underenheten fremstår som litt kaotisk, og har ingen tydelige strukturer. Underenheten inneholder store mengder med skjellfragmenter, noe som gir et stort utslag på Ca/Fe kurven. CT-bildet viser at underenheten har et høyt innhold av klaster i ulik størrelse, og at klastene blir mindre oppover i underenheten. Basert på disse observasjonene tolkes underenheten til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 1a (33-5 cm): Underenheten består av leire og silt, med noe sand og har en veldig mørk grønnlig grå farge. Nedre grense til underenheten er i hovedsak basert på endringer i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet, da begge disse begynner å øke betraktelig ved den nedre grensen. De fleste av parameterne holder seg stabile gjennom hele underenheten. Glødetapsanalysen viser at underenheten har et høyt innhold av organisk karbon. I CT-bildet observeres noen strukturer som tolkes til å være bioturbasjon. På bakgrunn stabile parametere og observert bioturbasjon tolkes underenheten til å være en hemipelagisk avsetning.

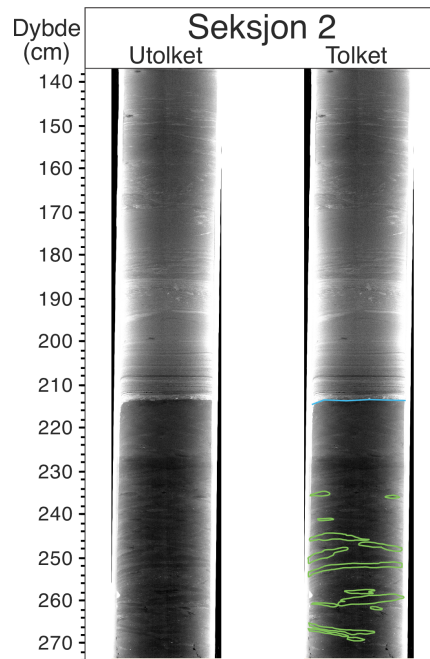
4.2.4 Kjerne HB19 – 02

Fallkjerne HB19-227-02GC er hentet opp fra 380 meters dyp, lokalisert på Chirp-profil HB19-227-01 (Figur 4.12; 4.13). Fallkjernen har en lengde på 272 cm og består av en litologisk hovedenhet og seks underenheter. I denne kjernen er det tatt to radiokarbondateringer

Enhet 1 (272-4 cm): Enheten dekker hele kjernen, der bunnen og toppen av kjernen representerer nedre og øvre grense til enheten. Enheten er videre delt inn i seks underenheter. Gjennom hele enheten er det veldig lite fargeforandringer, men det er flere visuelt synlige forandringer i tekstur.

Underenhet 1f (272-213 cm): Underenheten består av leire og silt og er homogen uten synlige visuelle forandringer. Den nedre grensen til underenheten representeres av bunnen av sedimentkjernen. De fleste parameterne holder seg nokså stabile gjennom hele underenheten. Gammatettheten minker noe oppover i underenheten og skjærstyrken varierer litt gjennom underenheten. På CT-bildet observeres det strukturer som tolkes til å være bioturbasjon. Basert på stabile parametere og observert bioturbasjon tolkes denne underenheten til å være hemipelagiske avsetning.

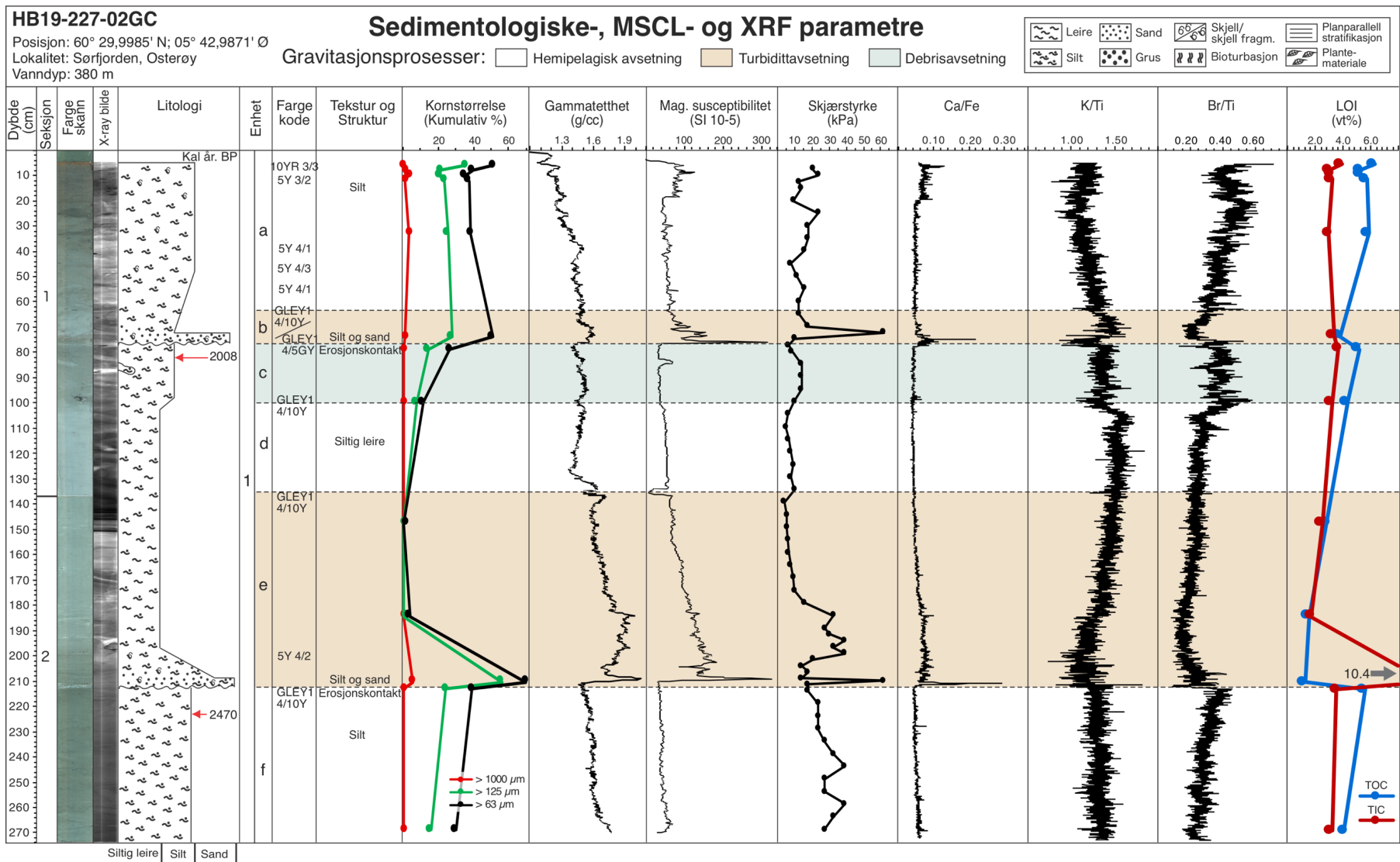
Underenhet 1e (213-135 cm): Underenheten består av siltig leire og sand. Den nedre grensen representeres av en erosjonskontakt, samt en stor forandring i flere av parameterne. Kornstørrelsen minker oppover i underenheten. Den nederste cm av underenheten har et høyt innhold av skjellfragmenter, noe som gir et stort utslag på Ca/Fe kurven. Gammatettheten, den magnetiske susceptibiliteten og skjærstyrken har en topp nederst, og minker oppover i underenheten. TOC kurven viser at underenheten har et veldig høyt innhold av uorganisk karbon på hele 10.4 vekt prosent. I CT-bildet observeres tydelig planparallel stratifikasjon i den nedre delen av underenheten. Basert på kornfordelingen og erosjonskontakten tolkes underenheten til å være en turbidittavsetning.



Figur 4.12: CT-bilde av kjerne HB19-227-02, seksjon 2. Grønn markerer bioturbasjon og blå markerer grense mellom underenhetene.

Underenhet 1d (135-100 cm): Underenheten består av siltig leire. Nedre grense til underenheten representeres av en liten økning i gammatetthet. Underenheten er veldig homogen uten noen visuelt synlige forandringer. Underenheten gir heller ingen store utslag på hverken XRF-parametere eller MSCL-parametere. Skjærstyrken er også jevn gjennom hele underenheten. På bakgrunn av den homogene strukturen og stabile parametere tolkes underenheten til å være en hemipelagisk avsetning.

Underenhet 1c (100-77 cm): Underenheten består av siltig leire. Den nedre grensen til underenheten er representert av en forandring i K/Ti og Br/Ti, samt en liten forandring i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet fra underenhet 1d. Helt i bunnen av underenheten ligger et stort skjellfragment. Ved 82-86 cm observeres en liten klast bestående av annet materiale enn omkringliggende sedimenter, og det gir et utslag på den magnetiske susceptibiliteten. Basert på observasjonene tolkes underenheten til å være en debrisavsetning.



Figur 4.13: Litologisk logg av kjernestratigrafien til kjerne HB19-02. Videre vises utvalgte resultater fra MSCL- og XRF- skanning, samt kornfordelingskurve og LOI.

Underenhet 1b (77-63 cm): Underenheten består av siltig leire og sand. Den nedre grensen til underenheten er representert av en tydelig erosjonskontakt, samt forandringer i en rekke parametere. Den magnetiske susceptibiliteten, skjærstyrken og Ca/Fe-kurven har høyest verdier i bunnen av underenheten, og minker oppover. Gammatettheten og kornstørrelsen minker også oppover i underenheten. De nederste 4 cm av underenheten har et høyt innhold av skjellfragmenter, og dette gir et tydelig utslag på Ca/Fe kurven. Basert på normalgraderingen og erosjonskontakten tolkes underenheten til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 1a (63-5 cm): Underenheten består av silt. Den nedre grensen til underenheten er representert av en økning i magnetisk susceptibilitet, samt en forandring i K/Ti og Br/Ti fra underenhet 1b. Helt øverst i underenheten observeres et tynt lag med en rødbrun farge som skiller seg ut fra fargen på resten av sedimentene i underenheten. Den øvre delen av underenheten inneholder en del skjellfragmenter, noe som gir utslag på Ca/Fe-kurven. Gammatettheten minker oppover i underenheten. Basert på disse observasjonene tolkes underenheten til å være en hemipelagisk avsetning.

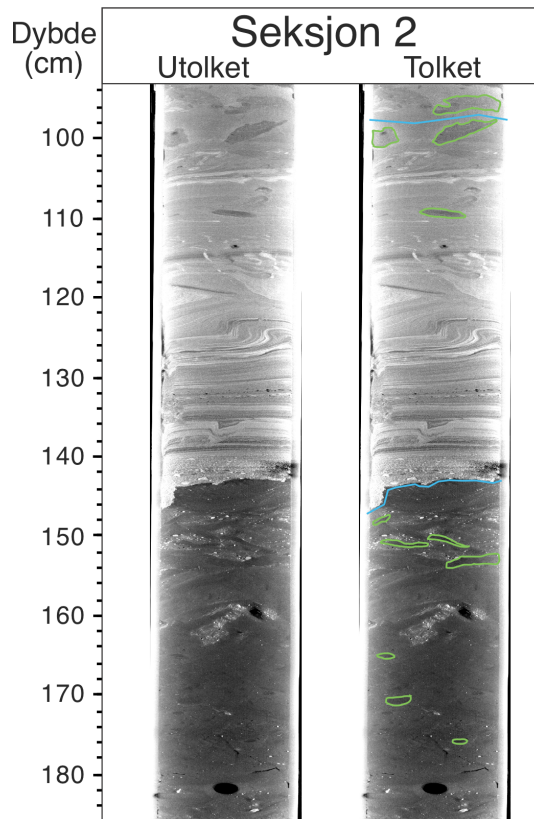
4.2.5 Kjerne HB19 – 01

Fallkjernen HB19-227-01GC er hentet opp fra 374 meters dyp i den nordre delen av studieområdet lokalisert langs Chirp-profil HB19-227-01 (4.14; 4.15). Fallkjernen har en lengde på 186 cm og består av en litologisk hovedenhet og tre underenheter. I denne kjernen er det tatt to radiokarbondateringer.

Enhet 1 (186-5 cm): Enheten dekker hele kjernen, der bunnen og toppen av kjernen representerer nedre og øvre grense til enheten. Enheten er generelt homogen, med noen mindre variasjoner i tekstur.

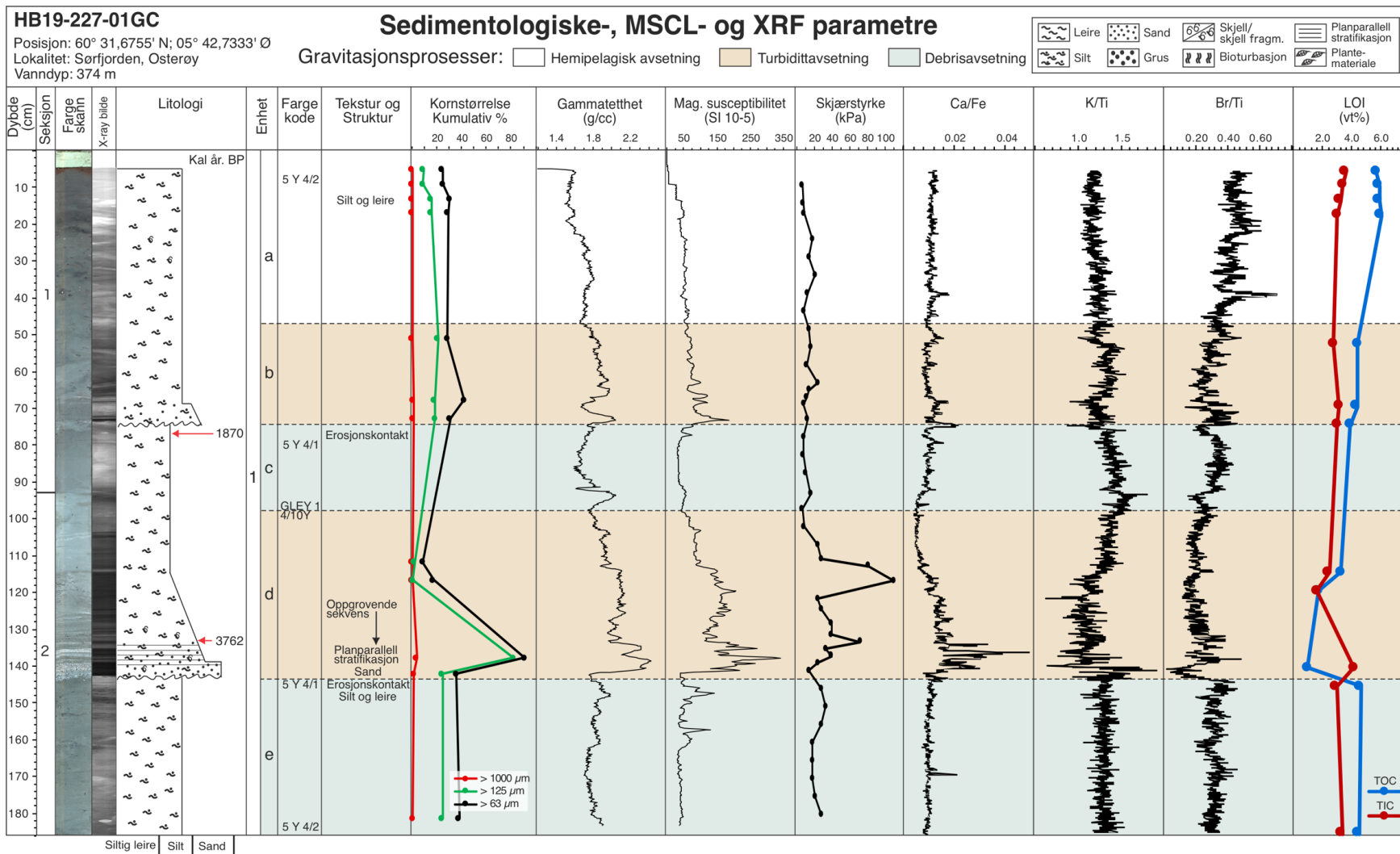
Underenhet 1e (186-144 cm): Underenheten består av siltig leire. Den nedre grensen til underenheten representeres av bunnen til sedimentkjernen. Underenheten er homogen, og det er ingen visuelt synlige forandringer i tekstur eller struktur. Gammatetthet, skjærstyrke og XRF-parametere holder seg stabile gjennom hele underenheten. I CT-bildet observeres det strukturer som ikke er synlig i fargebildet. Strukturene tolkes til å være boiturbasjon. Det observeres også, på CT-bildet, flere klaster i den øvre delen av underenheten som har en lysere farge og består

av litt grovere materiale en omkringliggende sedimenter. Basert på dette tolkes underenheten til å være en debrisavsetning.



Figur 4.14: CT-bilde av kjerne HB19-227-01, seksjon 2. Grønn markerer bioturbasjon og blå markerer grense mellom underenhetene.

Underenhet 1d (144-98 cm): Underenheten består av siltig leire og sand. Den nedre grensen representeres av en erosjonskontakt. Kornstørrelsen minker oppover i underenheten. Det er også mulig å observere tydelig planparallell stratifikasjon mellom 134-140 cm dybde på fargebildet. Underenheten har et høyt innhold av skjellfragmenter, noe som gir et tydelig utslag på Ca/Fe kurven. Parametere som gammatetthet og magnetisk susceptibilitet minker oppover i underenheten. LOI analysen viser at TOC og TIC kurven krysser hverandre, og at i deler av underenheten så er TIC prosenten høyere enn TOC, dette skiller seg ut fra resten av kjernen, der det er motsatt. På CT-bildet observeres det også planparallell stratifikasjon i den nedre delen av underenheten, mens det blir mer kaotisk oppover. Basert på observasjoner av blant annet normalgradering og en erosjonskontakt, tolkes underenheten til å være turbidittavsetning.



Figur 4.15: Litologisk logg av kjernestratigrafien til kjerne HB19-01. Videre vises utvalgte resultater fra MSCL- og XRF- skanning, samt kornfordelingskurve og LOI.

Underenhet 1c (98-74 cm): Underenheten består av siltig leire. Den nedre grensen til underenheten representeres av en økning i gammatetthet og magnetisk susceptibilitet, mens K/Ti og Br/Ti verdiene minker noe. De fleste parameterne holder seg stabile gjennom hele underenheten. Gammatettheten øker ganske kraftig fra bunnen, før den minker, og deretter øker litt mot toppen av underenheten. K/Ti verdien minker oppover i underenheten. Basert på disse observasjonene tolkes underenheten til å være en debrisavsetning

Underenhet 1b (74-47 cm): Underenheten består av siltig leire og sand. Den nedre grensen til underenheten representeres av en visuelt synlig erosjonskontakt, samt en tydelig forandring i flere av parameterne. Kornstørrelsen blir finere oppover i underenheten. Gammatettheten og den magnetiske susceptibiliteten har høyest verdier i bunnen av underenheten, også minker verdiene oppover. Basert på normalgraderingen og erosjonskontakten tolkes underenheten til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 1a (47-5 cm): Underenheten består av siltig leire. Den nedre grensen representeres hovedsakelig av en forandring i gammatetthet. De øverste cm av kjernen har en rødlig brun farge og skiller seg ut fra resten av sedimentene i underenheten, som har en mer mørk grå farge. De ulike parameterne holder seg stabile gjennom hele underenheten, med kun små variasjoner. Unntaket er Br/Ti som får et kraftig utslag ved 48-50 cm. Her ligger et større skjell som trolig forårsaker utslaget. På bakgrunn av stabile parametere tolkes underenheten til å være en hemipelagisk avsetning.

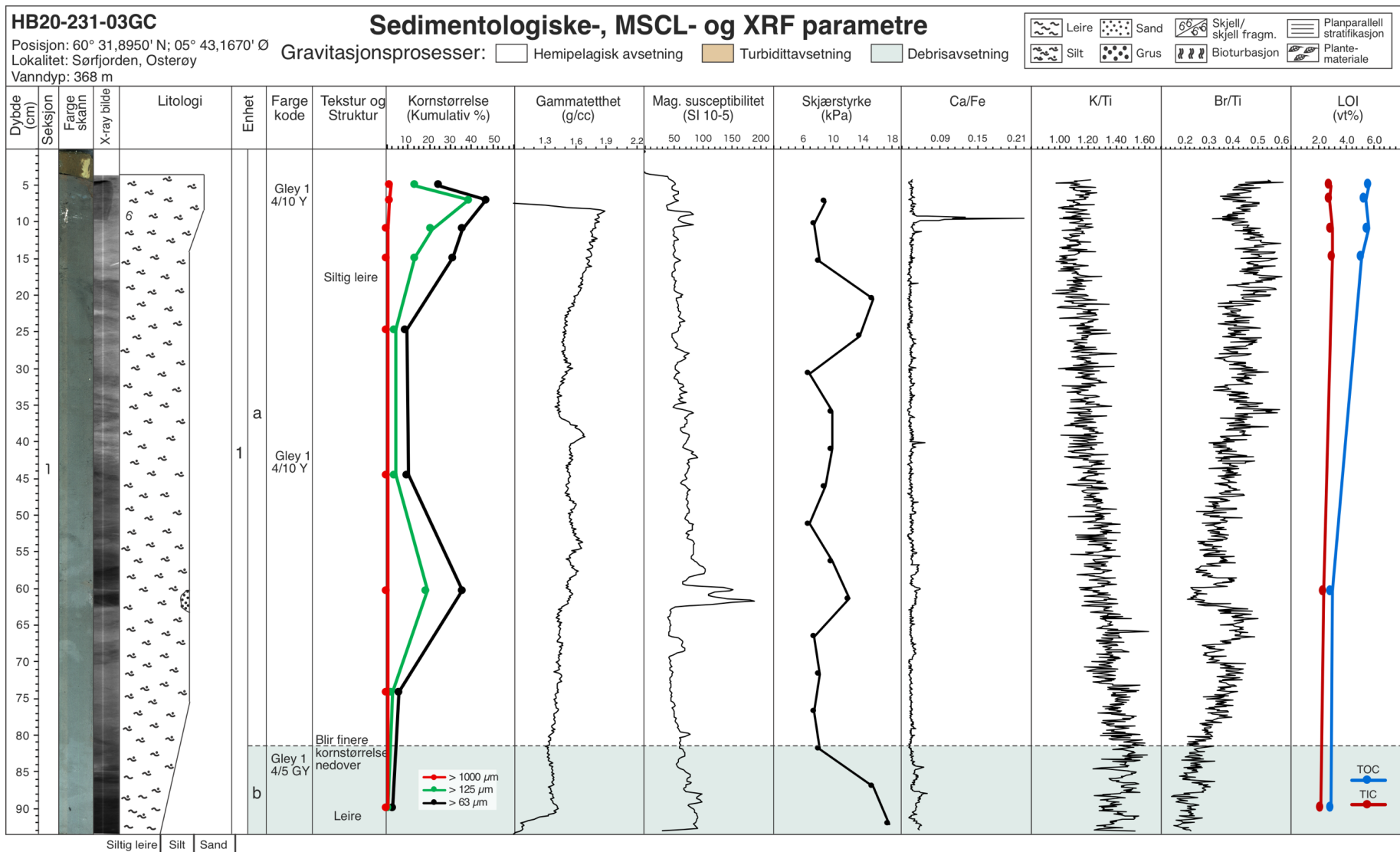
4.2.6 Kjerne HB20 – 03

Fallkjerne HB19-231-03GC ble tatt på 368 meters vanddybde helt nord i studieområdet (Figur 4.16). Fallkjernen er 100 cm lang, og er derfor den korteste kjernen. Kjernen består av en litologisk hovedenhet og to underenheter.

Enhet 1 (100-4 cm): Enheten dekker hele kjernen, der bunnen av kjernen representerer nedre grense til enheten. Kjernen er veldig homogen uten store forandringer i hverken farge eller strukturer. Kornstørrelsen varierer noe, med litt finere sedimenter mot bunnen av kjernen og litt grovere sedimenter mot toppen. Kornstørrelsen er siltig leire og leire. Fargen gjennom hele enheten er mørk grønnlig grå.

Underenhet 1b (100-83 cm): Underenheten består av siltig leire. Den nedre grensen til underenheten representeres av bunnen av kjernen. Underenheten er veldig homogen, og visuelt er det ikke mulig å se variasjoner i hverken farge, tekstur eller kornstørrelse. Skjærstyrken minker fra bunnen til toppen av underenheten. Gammatettheten øker kraftig i den nedre delen av underenheten før den stabiliserer seg. Denne underenheten tolkes til å være toppen av en skredavsetning.

Underenhet 1a (83-4 cm): Underenheten består av siltig leire og den nedre grensen representeres av en økning i magnetisk susceptibilitet og skjærstyrke. Ved 60-65 cm er det observert en klast bestående av grovere materiale enn sedimentene rundt. Denne klasten gir et stort utslag på den magnetiske susceptibiliteten. Ved 7-10 cm ligger et stort skjell, noe som gir utslag på både den magnetiske susceptibilitet og et stort utslag på Ca/Fe. Utover dette øker gammatettheten jevnt oppover i underenheten. Br/Ti verdien øker også noe oppover i underenheten. Basert på disse observasjonene tolkes til å være en hemipelagisk avsetning.



Figur 4.16: Litologisk logg av kjernestratigrafien til kjerne HB19-03. Videre vises utvalgte resultater fra MSCL- og XRF- skanning, samt kornfordelingskurve og LOI.

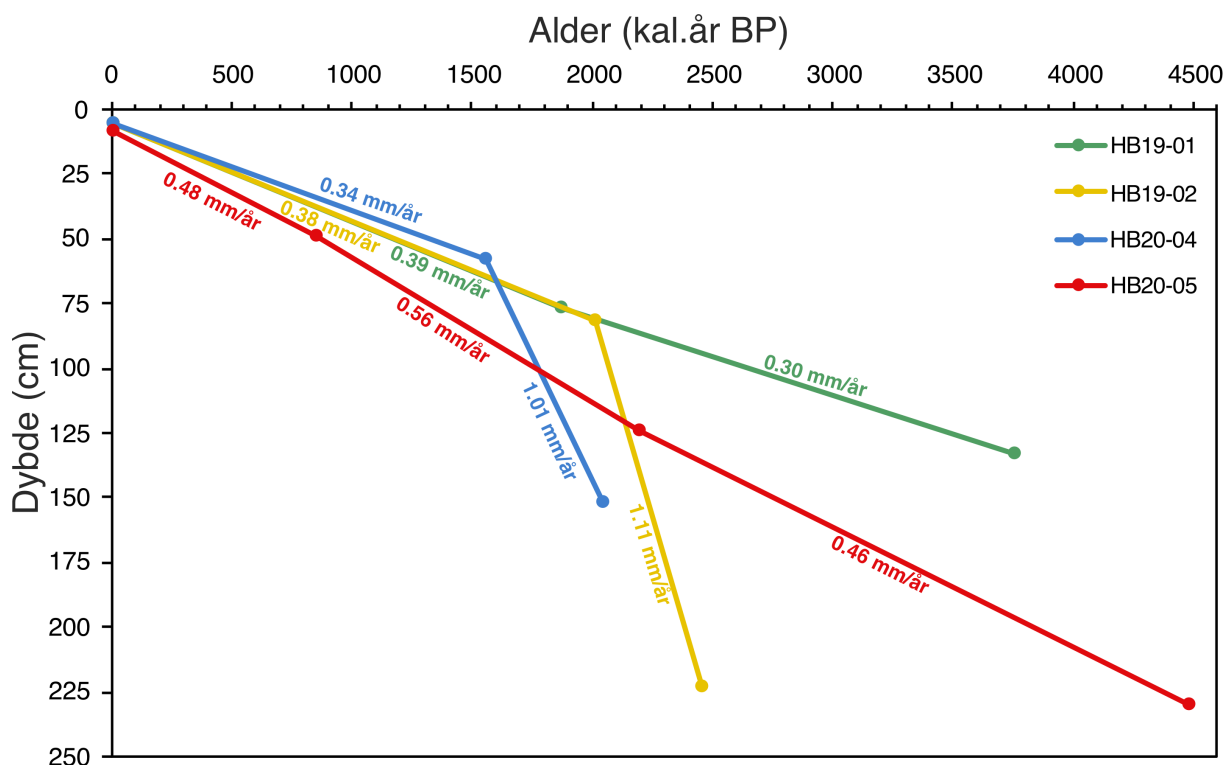
4.2.7 Radiokarbondatering og aldersmodell

Tabell 2 viser resultatene av de 12 prøvene som ble sent til radiokarbondatering. For å korrigere prøvene fra ^{14}C -alder til kalender år BP (kal.år BP) ble kalibreringskurven IntCal20 brukt (Reimer et al., 2020). Aldrene listes opp med 1 standardavvik (1σ) og som vektet median (kal.år BP), da dette representerer medianen (toppen av sannsynlighetskurven). Fordi alle prøvene består av terrestrisk plantemateriale har det ikke vært nødvendig å ta hensyn til reservoar alder. Å ta ut materiale til aldersdatering var utfordrende, da det fantes veldig lite organisk materiale i kjernene. På grunn av dette var det ikke mulig å hente ut materiale til dateringene akkurat der det er optimalt, og noen av dateringene er derfor plassert på litt ugunstige steder i kjernene.

Tabell 2: Oversikt over dateringsprøvene og resultater fra radiokarbondateringer. *Reversert, og ikke tatt med i aldersmodellen.

Kjerne	Prøve - ID	Dybde (cm)	Materiale	^{14}C -alder (BP)	1σ (kal.år BP)	Vektet median (kal.år BP)
HB19-01	LuS 16921	76-77	Terrestrisk plantemateriale	1945 ± 35	1826 - 1925	1870
HB19-01	LuS 16922	133-134	Terrestrisk plantemateriale	3490 ± 35	3699 - 3829	3762
HB19-02	LuS 16923	81-83	Terrestrisk plantemateriale	2055 ± 45	1939 - 2097	2008
HB19-02	LuS 16924	223-225	Terrestrisk plantemateriale	2420 ± 40	2357 - 2668	2462
HB19-03	LuS 16925	80-81	Terrestrisk plantemateriale	2450 ± 35	2369 - 2696	2521*
HB19-03	LuS 16926	109-110	Terrestrisk plantemateriale	2055 ± 35	1943 - 2053	2006
HB20-04	LuS 16927	57-59	Terrestrisk plantemateriale	1665 ± 35	1524 - 1685	1555
HB20-04	LuS 16928	151-153	Terrestrisk plantemateriale	2080 ± 35	1994 - 2100	2042
HB20-05	LuS 16929	49-50	Terrestrisk plantemateriale	940 ± 35	794 - 910	848
HB20-05	LuS 16930	113-114	Terrestrisk plantemateriale	7260 ± 50	8015 - 8168	8090*
HB20-05	LuS 16931	124-125	Terrestrisk plantemateriale	2175 ± 35	2118 - 2302	2197
HB20-05	LuS 16932	230-231	Terrestrisk plantemateriale	4020 ± 40	4424 - 4522	4485

Det er laget en aldersmodell for kjerne HB19-01, HB19-02, HB20-04 og HB20-05 basert på aldre fra radiokarbondateringene. Det er også kalkulert og plottet sedimentasjonsrate for disse kjernene (Figur 4.17). Resultatene fra kjerne HB19-03 er ikke tatt med i aldersmodellen fordi datering ved 80 cm gir en høyere alder enn ved 109 cm dyp, dvs en reversert alder. Datering ved 113 cm fra kjerne HB20-05 er heller ikke med i modellen, da denne har gitt en usannsynlig høy alder.



Figur 4.17: Aldersmodell og utregnet sedimentasjonsrate for fire av kjernene; HB19-01, HB19-02, HB20-04 og HB20-05.

Modellen viser at kjernene HB19-01 og HB20-05 har en nokså lik sedimentasjonsrate som holder seg jevn fra nederste datering og oppover til toppen av kjernene. Kjernene HB19-02 og HB20-04 har også en ganske lik sedimentasjonsrate, der sedimentasjonsraten er høy fra nederste datering og oppover til neste datering. Etter dette minker sedimentasjonsraten, og den er mye lavere mot toppen av de to kjernene. Alle de fire kjernene har ganske lik sedimentasjonsrate de ca. siste 2000 år.

4.3 Sammenstilling av seismostratigrafien og kjernestratigrafien

Ved å sammenstille kjernestratigrafien mot seismostratigrafien kan man korrelere identifiserte reflektorer i seismikken opp mot avsetningsprosesser som er indentifisert i sedimentkjernene. Det vil da være mulig å se om den seismiske karakteren til reflektorene gjenspeiles i litologien til sedimentkjernene. To reflektorer har blitt tolket fra seismostratigrafien, og listet opp under.

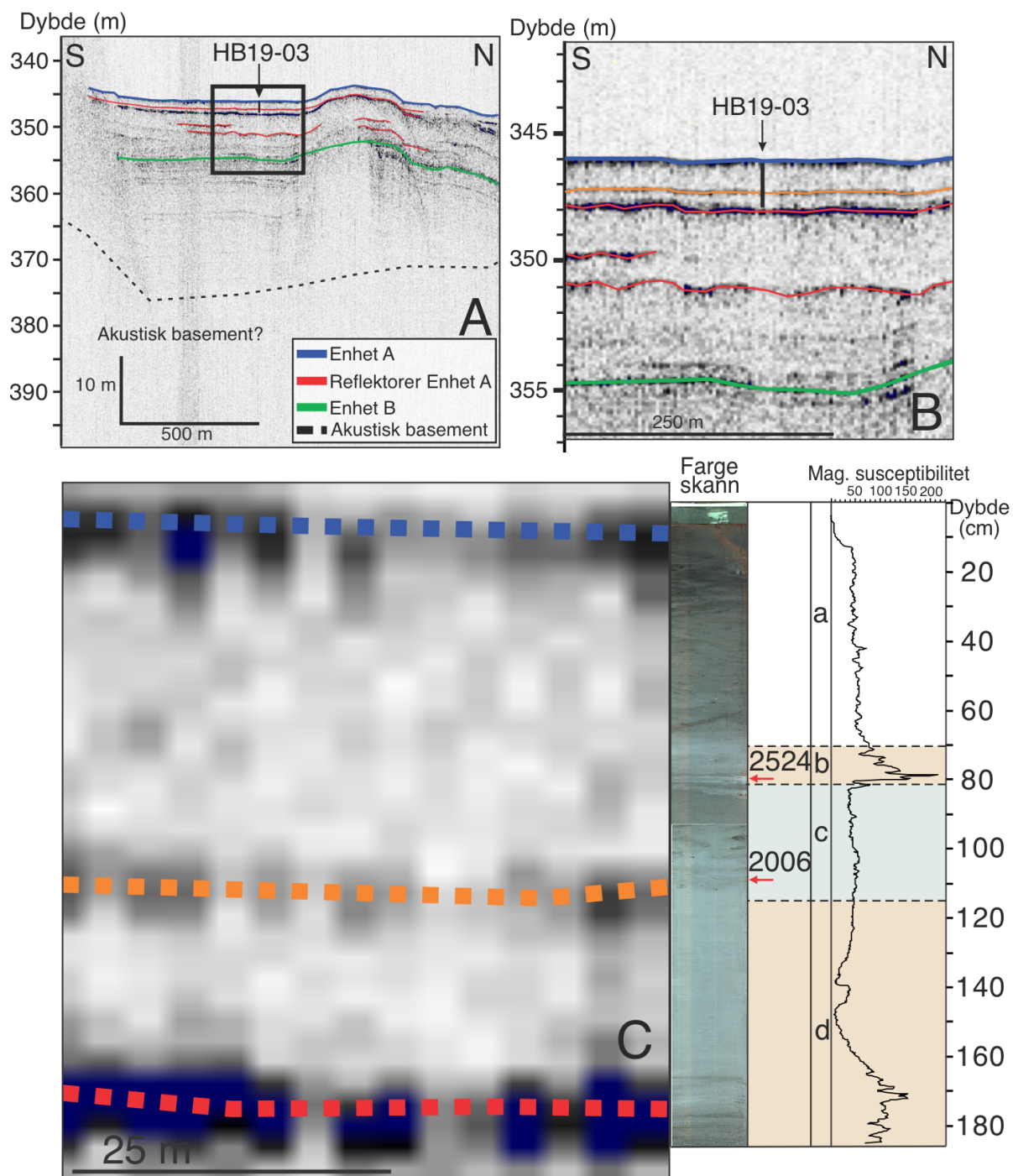
Det er kjernene HB19-03 (Figur 4.18), HB19-02 (Figur 4.19) og HB19-01 (Figur 4.20) som blir brukt i sammenstillingen av seismostratigrafien og kjernestratigrafien. Disse tre kjernene er tatt langs lengdeprofil HB19-227-01 og vil derfor bli direkte sammenlignet med seismikken fra lengdeprofilet.

Rød reflektor: Den røde reflektoren er identifisert i store deler av det seismiske profilet. Reflektoren har veldig høy amplitude sammenlignet med den andre reflektoren markert med oransje. Reflektoren har høy amplitude langs hele profilet, men er til tider vanskelig å følge grunnet små terskler eller støy. Reflektoren er tilstede i områdene langs lengdeprofilen med bevart stratigrafi og den er til stede i alle de tre sedimentkjerner. Reflektoren samsvarer med erosjonsgrensen til underenhet d i HB19-03, underenhet e i HB19-02 og underenhet e i kjerne HB19-01. Alle de tre underenhetene som er nevnt er tolket til å være en turbidittavsetning.

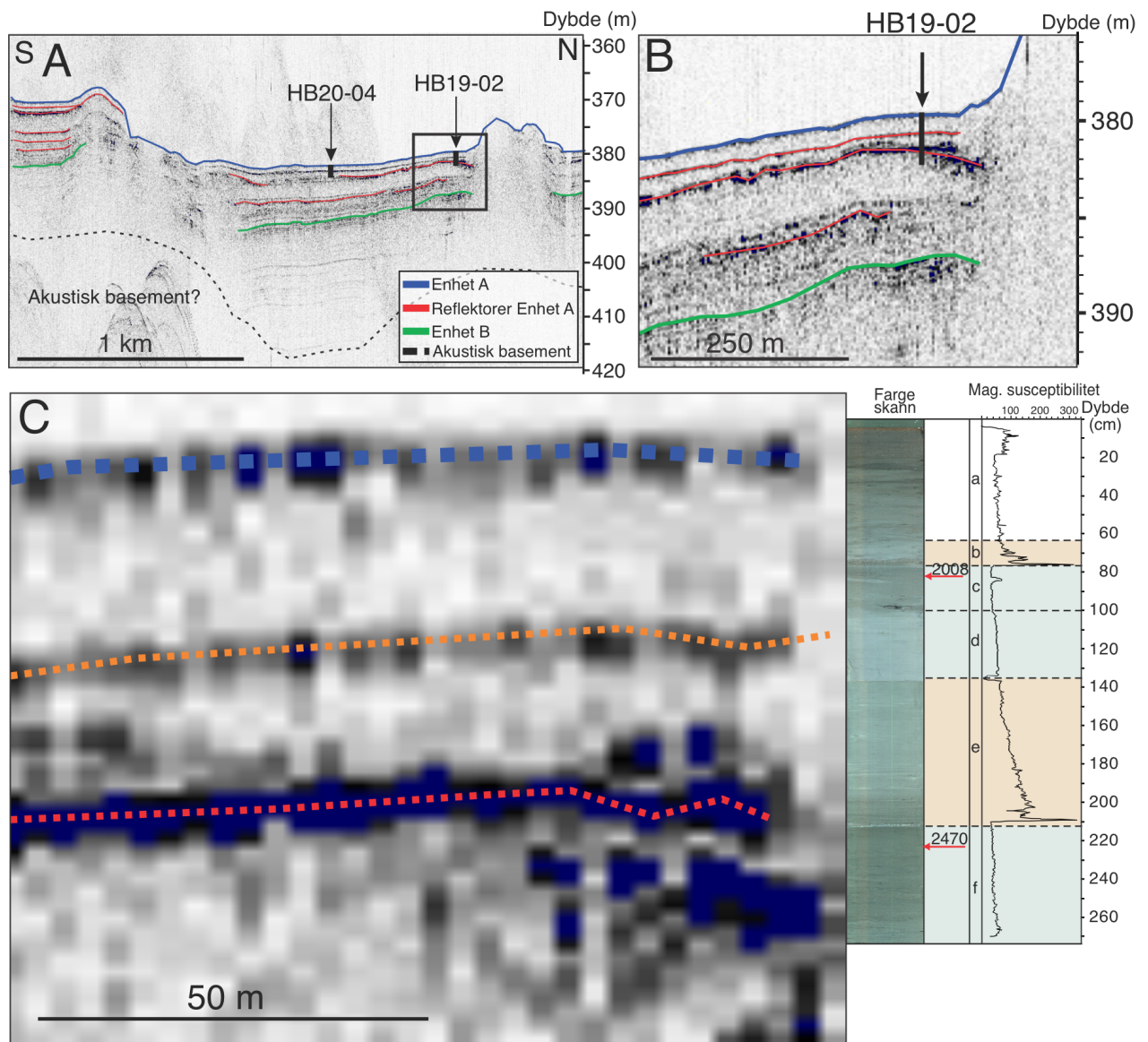
Oransje reflektor: Den oransje reflektoren har en lavere amplitude enn den røde reflektoren, men er fortsatt veldig synlig. Reflektoren er til stede i store deler av profilet, men er vanskelig å følge grunnet små terskler eller støy. I kjerne HB20-03 samsvarer reflektoren godt med bunnen på underenhet c, som er tolket til å være en debrisavsetning. I kjerne HB19-02 samsvarer reflektoren godt med grensen mellom underenhet c og b. Begge disse enhetene er tolket til å være debrisavsetninger. Reflektoren samsvarer med underenhet c i kjerne HB19-01. Denne underenhet er også tolket til å være av en debrisavsetning.

Blå reflektor: Den blå reflektoren representerer havbunnen. Havbunnsreflektoren har en middels høy amplitude, og er synlig langs hele lengdeprofilen.

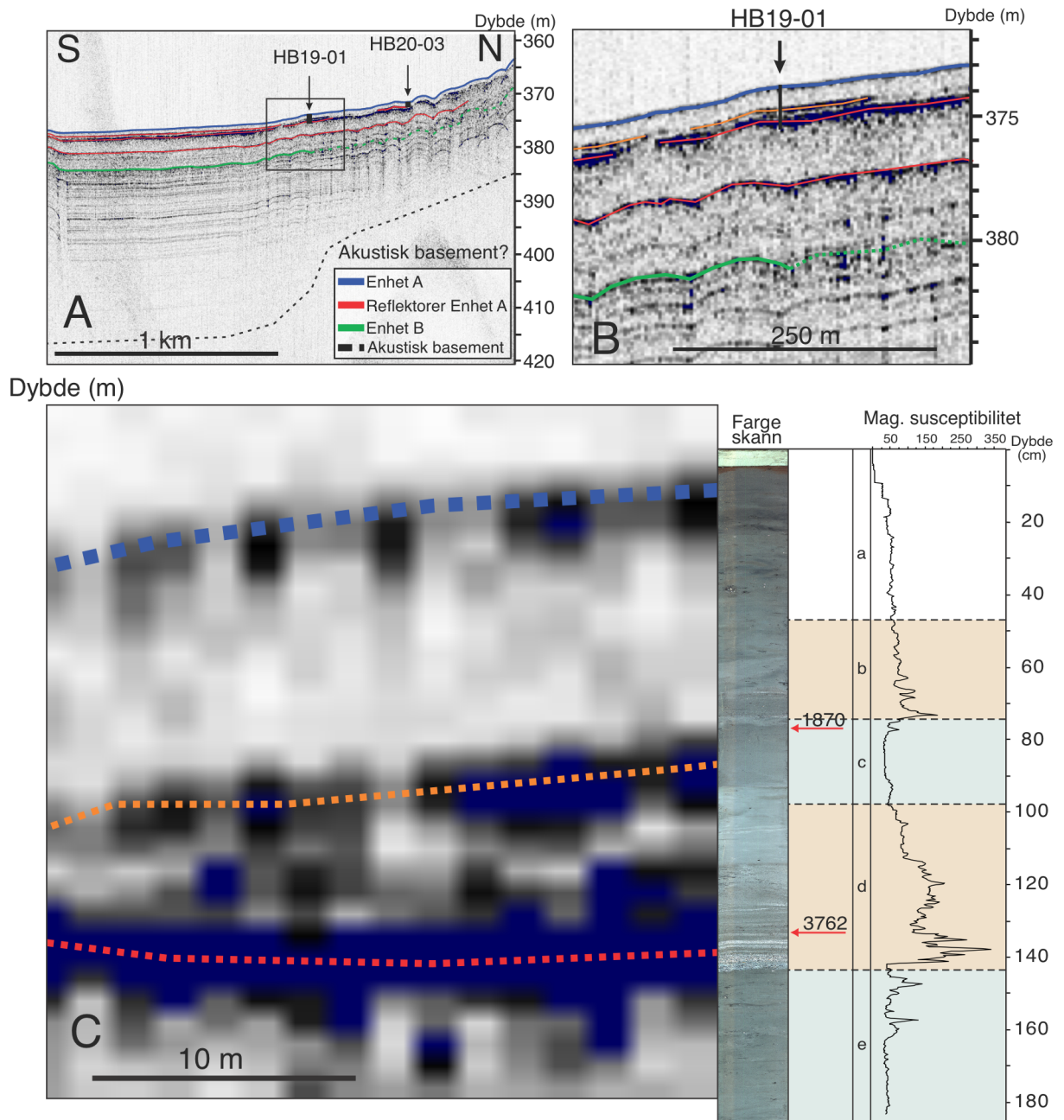
Det er observert flere skredavsetninger og laggrenser i seismostratigrafien til de tre sedimentkjernene som ikke gjenspeiles av den seismiske karakteren. Det observeres kun to tydelige reflektorer i dybdeintervallet som kjernene penetrerer.



Figur 4.18 A: Utsnitt av det seismiske lengdeprofil av Sørkjolen der kjerne HB19-03 er markert. Utsnitt vist i B er markert med svart ramme. B: Forstørret bilde av seismikken som viser bedre plasseringen til kjernen. C: Viser kjernestratigrafien i kjerne HB19-03 korrelert opp mot seismikken.



Figur 4.19: A: Utsnitt av det seismiske lengdeprofil av Sørkjolen der kjerne HB19-02 er markert. Utsnitt vist i B er markert med svart ramme. B: Forstørret bilde av seismikken som viser bedre plasseringen til kjernen. C: Viser kjernestratigrafien i kjerne HB19-02 korrelert opp mot seismikken.



Figur 4.20: A: Utsnitt av det seismiske lengdeprofilet av Sørkjolen der kjerne HB19-01 er markert. Utsnitt vist i B er markert med svart ramme. B: Forstørret bilde av seismikken som viser bedre plasseringen til kjernen. C: Viser kjernestratigrafien i kjerne HB19-01 korrelert opp mot seismikken.

5. Diskusjon

I dette kapitlet vil resultatene fra de seismostratigrafiske- og kjernestratigrafiske undersøkelsene bli diskutert og benyttet for å gi informasjon om avsetningsprosessene i Sørfjorden.

5.1 Aldersmodell og sedimentasjonsrater

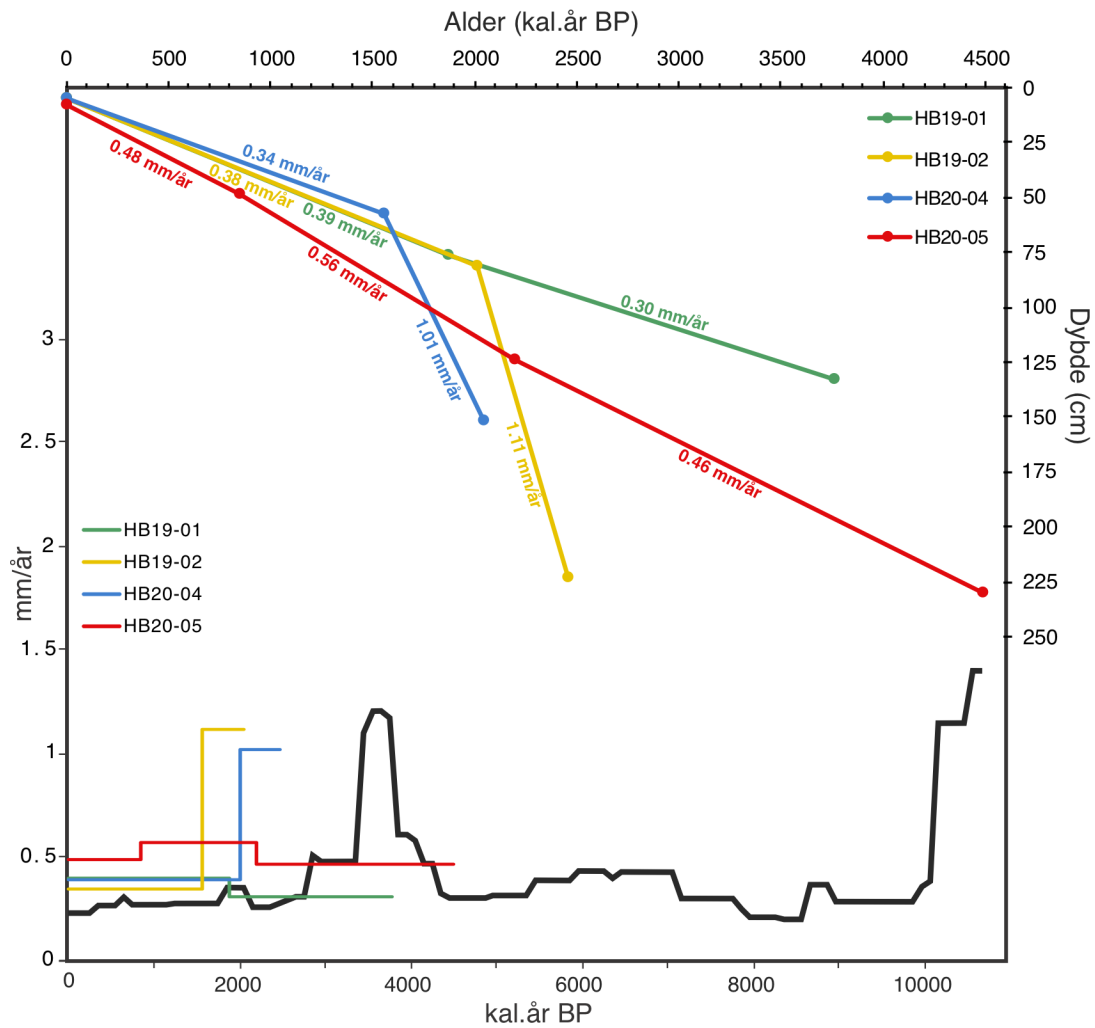
Et av formålene med oppgaven er å lage en aldersmodell ved hjelp av de marine sedimentkjernene og resultater fra radiokarbondatering. Det er laget en regional aldersmodell for Sørfjorden basert på resultatene fra dateringsprøvene tatt i kjernene. Det blir også regnet ut en sedimentasjonsrate basert på den kalibrerte alderen fra dateringsprøvene.

For å minske usikkerheten rundt dateringene er det kun brukt terrestrisk plantemateriale til datering, og ingen mikrofossiler eller skallfragmenter. Terrestrisk plantemateriale vil gi en maksimumsalder på sedimentene fordi datering gir en alder på hvor lenge det terrestriske materialet har vært dødt, og ikke nødvendigvis hvor lenge det har vært bevart i sedimentene. Dette vil derfor være en usikkerhet ved bruk av denne dateringsmetoden. Aldersmodellen har heller ikke tatt høyde for at sedimentene kan ha erodert og at det kan være tilfeller av hiatus i sedimentkjernene, noe som også vil kunne påvirke sedimentasjonsraten.

Det er veldig lite plantemateriale å hente ut fra kjernene, noe som førte til at en del av materiale som ble sendt til datering ble hentet ut på ugunstige dybder i sedimentkjernene. For eksempel er noe av dateringsmaterialet hentet ut i skredprosesser, og kan derfor gi en tilsynelatende for høy alder. Av 10 dateringer er det kun én datering som ikke er i stratigrafisk rekkefølge, noe som øker påliteligheten til dateringene. Med dette tatt i betraktning gir dateringene et godt bilde av den generelle sedimentasjonsraten i Sørfjorden, og aldersmodellen anses som robust.

Som oppsummert i Figur 5.1 varierer sedimentasjonsraten mellom de fire sedimentkjernene. HB19-02 og HB20-04 har en lik trend, der sedimentasjonsraten er betydelig høyere i den nedre delen av kjernen enn i den øvre delen, og minker fra henholdsvis 1.11 mm/år og 1.01 mm/år til 0.39 mm/år og 0.34 mm/år mot toppen av kjernene. Disse to kjernene ble hentet opp 500 meter fra hverandre i samme del av Sørfjorden og er derfor forventet å ha en nokså lik sedimentasjonsrate. HB19-01 og HB20-05 har begge en jevn sedimentasjonsrate fra henholdsvis 3762 kal.år BP og 4485 kal.år BP og helt til toppen, og sedimentasjonsraten ligger

på 0.56 mm/år til 0.30 mm/år for begge kjernene. HB19-01 er hentet opp helt sør i studieområdet mens HB20-05 er hentet opp helt nord i studieområdet, det er derfor ikke forventet at disse skal ha en såpass lik sedimentasjonsrate, da hovedkilden til sedimenter trolig er forskjellig.



Figur 5.1: Sedimentasjonsrate for kjerne HB19-01, HB19-02, HB20-04 og HB20-05. Den svarte linjen representerer gjennomsnittlig sedimentasjonsrate gjennom holocen, regnet ut fra en rekke norske fjorder. Modifisert fra Bellwald et al. (2019).

Den store variasjonen i sedimentasjonsrate mellom sedimentkjernene tyder på at kilden til sedimenter er forskjellig, og at kjerne HB19-02 og HB20-04 tidligere har hatt en høyere tilførsel av sedimenter enn HB20-05 og HB19-01. Sedimentasjonsraten i kjerne HB19-01 og HB20-05, samt den øvre delen av kjerne HB19-02 og HB20-04, er ganske jevn, og tolkes derfor som mest troverdig. På grunnlag av dette antas det at Sørfjorden har en gjennomsnittlig

sedimentasjonsrate på ca. 0.4-0.5 mm/år de siste 3000-4000 år. Med en gjennomsnittlig sedimentasjonsrate i Sørfjorden på 0.4-0.5 mm/år vil det ta 100-125 år å danne 5 cm med hemipelagiske sedimentasjon på havbunnen. 5 cm er ofte benyttet som en minimumstykkelse for at det skal bli etablert en ny, naturlig bunnfauna med aktiv bioturbasjon.

Bellwald et al. (2019) har laget en gjennomsnittlig sedimentasjonsrate gjennom holocen, regnet ut fra en rekke norske fjorder, sort kurve i Figur 5.1. For de siste 2000-3000 årene viser resultatene fra Sørfjorden at sedimentasjonsraten er ca. 0.2 mm/år - 0.3 mm/år høyere enn den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten i norske fjorder i følge Bellwald et al. (2019). For 3000-4000 år siden øker den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten i norske fjorder ganske kraftig, mens sedimentasjonsraten i Sørfjorden holder seg ganske konstant.

Sørfjorden får tilførsel av sedimenter fra flere elver med delvis stort dreneringsareal langs østsiden av fjorden. Dette er unikt sammenlignet med andre fjorder som ofte har en punktkilde innerst i fjorden, og er trolig årsaken til den høye sedimentasjonsraten de siste 2000-3000 år sammenlignet med gjennomsnittet.

5.2 Avsetningsprosesser

Et annet formål med denne oppgaven er å identifisere de dominerende avsetningsprosessene i Sørfjorden i holocen.

Ved detaljert analyse av kjernestratigrafien er det identifisert to avsetningstyper i kjernene. Det er hemipelagiske sedimenter og skredavsetninger, hvor skredavsetningene er delt inn i turbidittavsetninger og debrissetninger. Hvilke av disse to avsetningstypene som dominerer varierer fra kjerne til kjerne, og det er lokale forskjeller i studieområdet.

I alle sedimentkjernene er det observert en eller flere underenheter bestående av hemipelagiske avsetninger, men andelen av hemipelagisk avsetninger i kjernene varierer (Figur 5.2). I kjerne HB20-05, HB19-02 og HB20-03 er det hemipelagiske avsetninger som dominerer, der to av kjernene er tolket til å bestå av ca. 90% og en til å bestå av ca. 60% hemipelagiske sedimenter. I de tre andre kjernene, HB19-03, HB20-04 og HB19-01, er det skredavsetninger som dominerer, og to av kjernene er tolket til å bestå av ca. 30% og en til å bestå av ca. 45%

hemipelagiske sedimenter. En fellesnevner for alle kjernene er at den øverste underenheten (yngste) er tolket til å være hemipelagiske avsetninger, mens det ofte er skredprosesser som dominerer nedover i kjernene.

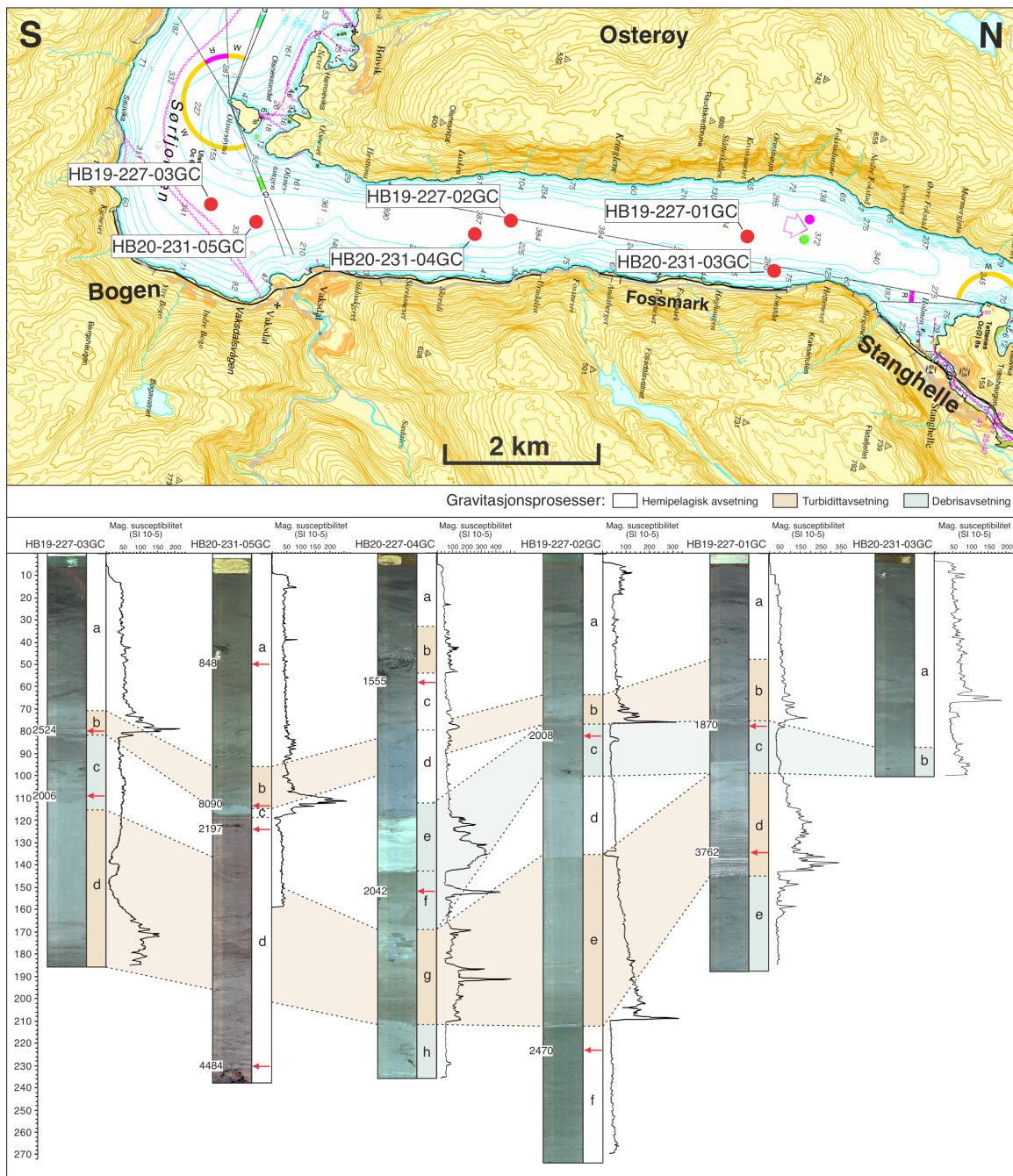
Turbidittavsetninger er en av de to skredavsetningene som er identifisert i sedimentkjernene. I fem av sedimentkjernene er det tilsammen observert 9 avsetninger som er tolket til å være turbidittavsetninger (Figur 5.2). Turbidittavsetningene er veldig fremtredende i de fem kjernene hvor det er observert, og er synlig både visuelt, på fargebilde og på CT-bilde. I kjerne HB19-03, HB20-04, HB19-02 og HB19-01 er det observert to turbidittavsetninger i hver av kjernene, noe som fører til at turbidittavsetninger er ganske dominerende i disse fire kjernene. Mektigheten til turbidittavsetningene varierer mye fra kjerne til kjerne. Den nederste (eldste) turbidittavsetningen observert i de fire kjernene har en mektighet på mellom 42-78 cm, mens den øverste (yngste) observerte turbidittavsetningen i de fire kjernene har en mektighet på 12-27 cm.

Debrisavsetninger er den andre av de to observerte skredavsetningene i sedimentkjernene. Det er observert avsetninger som er tolket til å være debrisavsetninger i fem av sedimentkjernene (Figur 5.2). Debrisavsetningene observeres for det meste i den eldste delen av sedimentkjernene, og er ikke observert mot toppen i noen av kjernene. HB20-04 og HB19-01 er de to kjernene som har størst andel med debrisavsetninger. Kjerne HB19-03, HB19-02 og HB20-03 inneholder også debrisavsetninger, men i liten grad.

Sedimentkjernene dekker ikke hele tidsintervallet i holocen, da den eldste daterte alderen er på 4484 kal.år BP. På grunn av dette kan ikke kjernene brukes til å fortelle noe om avsetningsprosessene tidligere i holocen. Heldigvis er det tatt flere seismiske profiler som dekker et mye større dybdeintervall, og da også et større tidsintervall, som kan brukes til tolkingen av eldre avsetningsprosesser. Slik det ser ut på den seismiske karakteren av enheten tolket til å dekke mesteparten av holocen, er det også hemipelagiske sedimenter og skredprosesser som dominerer tidligere i holocen.

Figur 5.2 viser en sammenstilling av kjernestratigrafien for de seks sedimentkjernene som er hentet opp fra Sørfjorden. Kjernene er fremstilt i rekkefølge fra sør (venstre) til nord (høyre) for å lettere kunne se likheter og forskjeller i avsetningsprosesser gjennom hele studieområdet. To og to kjerner er tatt i nærheten av hverandre, dette vises på kartet øverst på figuren. HB19-

03 og HB20-05 er hentet opp 612 m unna hverandre, i området utenfor Bogen. HB20-04 og HB19-02 er tatt 501 m unna hverandre, ganske midt i studieområdet. HB19-01 og HB20-03 er hentet opp 565 m unna hverandre nord i studieområdet. Til sammen er det 7.5 km fra den sørligste til den nordligste kjernen.



Figur 5.2: Sammenstilling av alle kjernene med tolket gravitasjonsprosesser. Kartet øverst viser hvor sedimentkjernene er hentet opp, og kjernene er plassert fra sør (venstre) til nord (høyre).

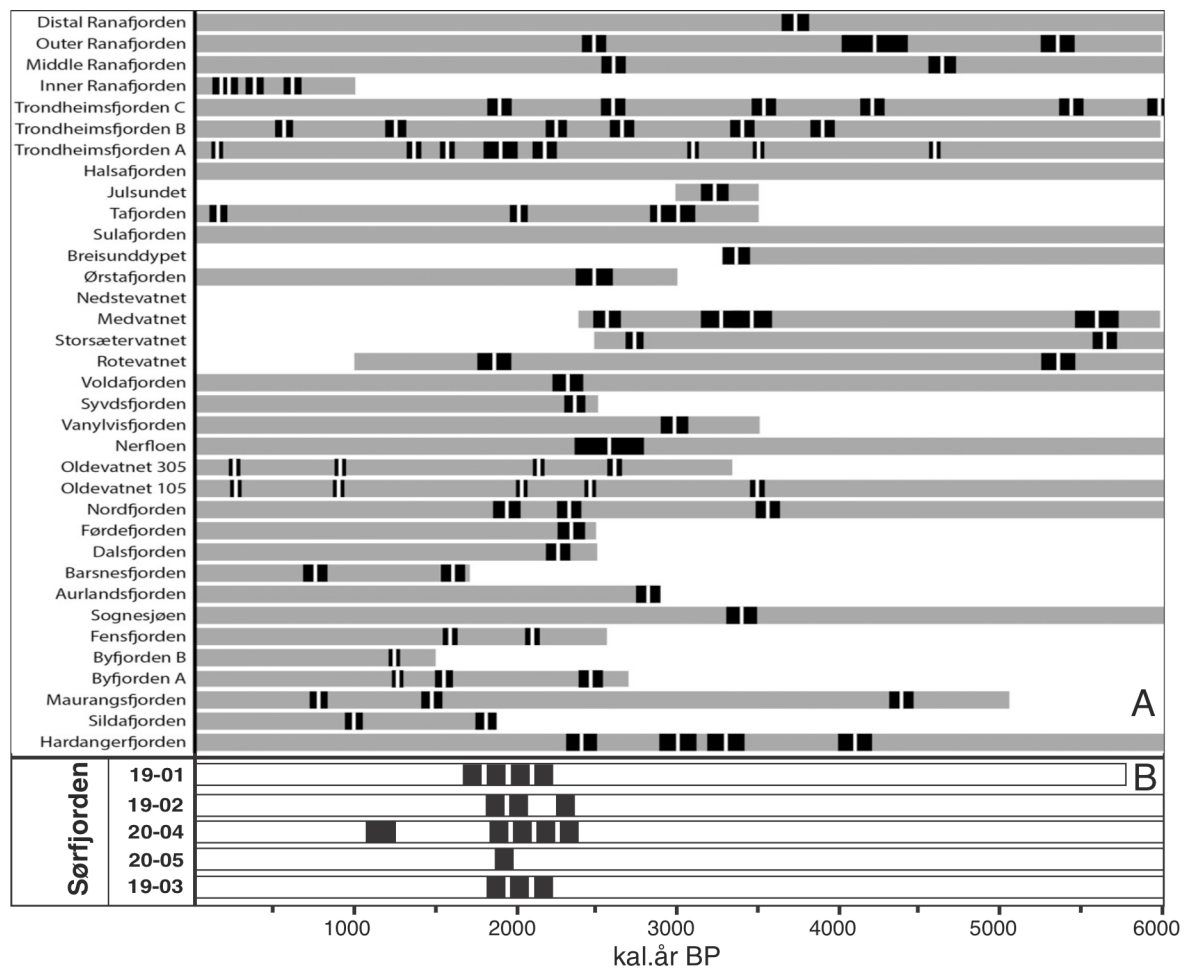
Det er ingen synlig trend i avsetningsprosessene observert i kjernene fra sør til nord i studieområdet. Det er heller ingen tydelig økning eller minking av mektighet på noen av avsetningsprosessene gjennom studieområdet, og mektigheten på de hemipelagiske avsetningene og skredprosessene varierer veldig fra kjerne til kjerne. I gjennomsnitt består kjernene av ca. 57% med hemipelagiske sedimenter og ca. 43% med skredavsetninger (ca. 26% turbidittavsetninger og ca. 17% debrisavsetninger). Den nedre turbidittavsetningen i kjerne HB20-04 og HB19-02 ligger på samme dyp, noe som stemmer godt med tanke på at de to kjernene er hentet opp i nærheten av hverandre. Sør og nord i studieområdet ligger den nedre turbidittavsetningen på grunnere dyp i kjernene. Dette samsvarer med at kjerne HB20-04 og HB19-02 har en høyere sedimentasjonsrate i den nedre delen av kjernen enn kjerne HB20-05 og HB19-01. Det tyder på at det er store lokale forskjeller i studieområdet, og at kilden til sedimenter varierer mellom kjernelokalitetene. Det kan også forekomme erosjon og hiatus i kjernene som det ikke er tatt hensyn til, som kan påvirke de observerte avsetningsprosessene.

5.3 Skredfrekvens

Gravitasjonsprosesser og skredavsetninger har blitt studert i mange vestnorske fjorder (f. eks. Bøe et al., 2004; Lyså et al., 2010; Hjelstuen et al., 2013; Bellwald et al., 2019). Det har blitt laget et detaljert rammeverk for identifiserte skredhendelser i holocen som baseres på både marine og lakustrine avsetninger. Identifiserte skredhendelser fra dette studiet er aldersbestemte og sammenlignet med identifiserte skredhendelser fra andre studier. Figur 5.3 viser en sammenstilling av tidfestede skredhendelser oppsummert av Bellwald et al. (2019) med identifiserte skredhendelser fra dette studiet. En slik sammenstilling gjør det mulig å vurdere om skredene identifisert i Sørfjorden har en lokal eller regional utløsningsmekanisme, og knytte dette funnet opp mot endringer i klima og eventuelt jordskjelvaktivitet.

Ved hjelp av dateringene som er gjort i kjernene, er skredhendelsene identifisert i Sørfjorden forsøkt aldersbestemt. På grunn av få dateringer og mulig erosjon/hiatus vil det være en viss usikkerhet rundt presis aldersbestemmelse på de identifiserte skredavsetningene. Alderen på skredene er likevel å anse som ganske robust. Figur 5.3 viser at det var veldig høy skredaktivitet i Sørfjorden rundt 2000 ± 300 kal.år BP, og at de fleste kjernene har 3-4 observerte skredavsetninger innenfor dette tidsintervallet. Det betyr at det grovt sett har skjedd en

skredhendelse hvert 100-200 år innenfor dette tidsrommet. Utover dette er det identifisert én skredavsetning som er yngre enn 1555 kal.år BP, som kun er identifisert i kjerne HB20-04.



Figur 5.3: A: Identifiserte skredhendelser fra norske fjorder. Modifisert fra Bellwald et al. (2019.) B: Identifiserte skredhendelser fra Sørfjorden. Svart markerer usikkerhetsintervallet til de aldersbestemte skredavsetningene.

I aldersintervallet 2700 – 2200 kal.år BP var det høy skredaktivitet i flere norske fjorder (Figur 5.3). I perioden ~2800-2200 kal.år BP er det identifisert flere små skredhendelser i området ved Storegga (Bellwald et al., 2019). Dette samsvarer godt med den økte skredaktiviteten i fjordene i samme tidsintervall, og øker troverdigheten til seismisk aktivitet som en regional utløsningsmekanisme (Bellwald et al., 2019). Det kan derfor tyde på at de eldste identifiserte skredhendelsene i Sørfjorden kan korreleres til denne utløsningsmekanismen. Tidsperioden mellom 3000 til 2000 cal.år BP er et veldig viktig klimatisk tidsintervall, og er karakterisert av lav solaktivitet. Den lave solaktiviteten kan være årsaken til et kaldere klima og økt glacial aktivitet i dette tidsrommet. Massebevegelsene i sen-holocen kan derfor både være linket til tektoniske prosesser og postglacial landheving som dominerer seismoteknikken (Bellwald

et al., 2019). Det er også identifisert en økt skredaktivitet i perioden 2000-1800 kal.år BP som har klimatisk variasjon og seismisk aktivitet som trolig utløsningsmekanisme. Den yngste identifiserte skredhendelsen i Sørfjorden samsvarer ikke med en spesiell regional klimatisk eller tektonisk hendelse. Den identifiserte skredhendelsen er derfor trolig en lokal hendelse i Sørfjorden og kan av den grunn linkes opp mot klima som trolig utløsningsmekanisme. Det tyder derfor på at de fleste identifiserte skredhendelsene i Sørfjorden kan knyttes opp mot større, regionale utløsningsmekanismer.

5.4 Forventninger til endringer i klima

IPCC (2015) sine klimaprogner sier at klimaet kommer til å endre seg i fremtiden. Det kommer generelt til å bli varmere, og prognosen for Vestlandet er at det kommer til å bli mer nedbør. Også dager med kraftig nedbør kommer til å øke betraktelig. En slik endring i klima, med høyere temperatur og mer nedbør, kommer til å påvirke hvilke type avsetningsprosesser som vil dominere i tiden fremover. Tidligere studier har vist at klima er en faktor som har stor påvirkning på avsetningsprosesser, og det kommer til å fortsette i fremtiden. Med høyere temperatur og mer nedbør, er det mye som tyder på at skredfrekvensen i området kommer til å øke. Østsiden av studieområdet er veldig skredutsatt, og bare siden 1825 er det registrert ca. 200 skred på denne strekningen (atlas.nve.no, 2022). Økt skredfrekvens på land vil trolig føre til en økt skredfrekvens i sedimentene i fjorden også.

Den yngste daterte skredhendelsen i Sørfjorden er antatt å ha en alder på maksimalt 1555 kal.år BP. Etter dette er det ikke observert noen store, godt definerte skredavsetninger. Det kan fortsatt ha blitt avsatt mindre skredavsetninger som ikke er blitt oppdaget under tolkningen av kjernestratigrafien, men det er ikke observert noen større skredhendelser i senere tid. Man kan derfor forvente at det i fremtiden, hvis klimaprognerne stemmer, vil avsettes skredavsetninger med mindre mektighet som kan være vanskelig å oppdage.

6. Konklusjon

Formålet med oppgaven er å undersøke de holocene maringeologiske sedimentasjonsprosessene i Sørfjorden ved hjelp av seismiske profiler og marine sedimentkjerner. Basert på resultater fra seismiske undersøkelser og kjernestratigrafiske undersøkelser konkluderes følgende:

- Undersøkelsene som er utført i dette studiet har gjort det mulig å kartlegge hvilke maringeologiske prosesser som har dominert i Sørfjorden i holocen.
- Aldersmodellen og sedimentasjonsraten som har blitt regnet ut for studieområdet illustrerer at det er lokal variasjon i sedimentasjon i studieområdet. Det tyder på forskjellig sedimentkilde. Den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten i Sørfjorden de siste 3000-4000 årene antas å ligge på 0.4 mm/år - 0.5 mm/år.
- Avsetningsmiljøet i sen-holocen er dominert av ulike avsetningsprosesser. Det er identifisert to forskjellige sedimenttyper i de marine sedimentkjernene fra Sørfjorden. Det er hemipelagiske avsetninger og skredavsetninger, der skredavsetninger deles inn i turbidittavsetninger og debrisavsetninger. Sedimentkjernene består i gjennomsnitt av ca. 57% hemipelagiske sedimenter og ca. 43% skredavsetninger.
- Av de to identifiserte avsetningsprosessene så er det i hovedsak hemipelagiske sedimenter som dominerer i den øvre delen av kjernene, mens skredprosesser dominerer mer nedover i kjernene.
- Det er ikke funnet noen tydelige mønster eller trender på avsetningsprosessene gjennom studieområdet. Hvilken rekkefølge de er avsatt i og hvilken mektighet de har, varierer fra kjerne til kjerne.
- Sørfjorden har hatt en høy skredfrekvens innenfor tidsrommet 2000 ± 300 kal.år BP, og en mye lavere skredfrekvens i nyere tid. Størstedelen av de identifiserte skredhendelsene i Sørfjorden kan linkes opp mot større regionale skredhendelser.

6.2 Forslag til videre arbeid

- Hente opp flere sedimentkjerner for å få en enda bedre oversikt over avsetningsprosessene og de lokale variasjoner i Sørfjorden.
- Ta flere radiokarbondateringer i alle kjernene for å kunne lage en mer detaljert aldersmodell. Det vil føre til mindre usikkerhet rundt alder og gjøre det lettere å korrelere kjernene og spesielle hendelser, sammen. Det ville også gjøre det mulig å regne ut en mer korrekt sedimentasjonsrate.
- Utføre en geokjemisk analyse av sedimentene i fjorden. I denne oppgaven er det lite fokus på de geokjemiske egenskapene til sedimentene i Sørfjorden. For videre undersøkelser kan man ta porevannsprøver av sedimentkjerner for å få den geokjemiske sammensetningen til porevannet i sedimentene. Dette kan blant annet fortelle noe om menneskelig påvirkning og forurensning av sedimentene.

Litteraturliste

- 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., Austbo, P., & Risnes, H. (1997). Seismic stratigraphy of Younger Dryas ice marginal deposits in western Norwegian fjords. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77(2), 65-85.
- Albretsen, J., & Asplin, L. (2017). Fysisk oseanografiske forhold i produksjonsområdene for akvakultur. *Rapport fra havforskningen*.
- Bellwald, B., Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P., Stokowy, T., & Kuvås, J. (2019). Holocene mass movements in west and mid-Norwegian fjords and lakes. *Marine Geology*, 407, 192-212.
- Bjune, A. E., Bakke, J., Nesje, A., & Birks, H. J. B. (2005). Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene*, 15(2), 177-189.
- Bøe, R., Longva, O., Lepland, A., Blikra, L. H., Sønstegaard, E., Haflidason, H., Bryn, P., & Lien, R. (2004). Postglacial mass movements and their causes in fjords and lakes in western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 84(1), 35-55.
- 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., Lie, Ø., Fjordheim, K., & Matthews, J. (2002). Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early-Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalsbreen, western Norway. *The Holocene*, 12(1), 17-25.
- Dale, T., Bahr, G., Harendza, A., Velvin, R., Palerud, R., & Szczuciński, W. (2019). Miljøovervåkning i Sørfjorden ved Osterøy. *NIVA-rapport*.
- Dean, J. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44(1), 242-248.
- EdgeTech. (2009). 3100, portable sub-bottom profiling system. *EdgeTech*.
- Fossen, H. (2019). Urtiden og grunnfjellet. GRIND. Tilgjengelig fra: <https://www.grind.no/berggrunn/urtiden-grunnfjellet> (Lest 28.10.2021)
- Gunn, D. E., & Best, A. I. (1998). A new automated nondestructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores. *An International Journal of Marine Geology*, 18(1), 70-77.
- Hansbo, S. (1957). A new approach to the determination of the shear strength of clay by the fall-cone test. *Royal Swedish Geotechnical Institute*, 14, 7-47.

- Hanssen-Bauer, I., Førland, E. J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J. E. Ø., Sandven, S., Sandø, A. B., Sorteberg, A., & Ådlandsvik, B. (2015). *Klima i Norge 2100 : kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert 2015*. Oslo: Norsk klimaservicesenter. 204 sider.
- Havforskningsinstituttet. (2020). Hans Brattstrøm. Tilgjengelig fra: <https://www.hi.no/hi/om-oss/fasiliteter/vare-fartoy/hans-brattstrom-1> (Lest 04.09.2021)
- Havforskningsinstituttet. (2019). Kyst og Fjord. Tilgjengelig fra: <https://www.hi.no/hi/temasider/hav-og-kyst/hav-kyst-og-fjord/kyst-og-fjord> . (Lest 23.09.2021)
- Heiri, O., Lotter, A. F., & Lemcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of paleolimnology*, 25(1), 101-110.
- Hjelstuen, B., Hafliðason, H., Sejrup, H., & Lyså, A. (2009). Sedimentary processes and depositional environments in glaciated fjord systems — Evidence from Nordfjord, Norway. *Marine Geology*, 258(1), 88-99.
- Hjelstuen, B. O., Kjennbakken, H., Bleikli, V., Ersland, R. A., Kvilhaug, S., Euler, C., & Alvheim, S. (2013). Fjord stratigraphy and processes—evidence from the NE Atlantic Fensfjorden system. *Journal of Quaternary Science*, 28(4), 421-432.
- Hughes, A. L., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., & Svendsen, J. I. (2016). The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45(1), 1-45.
- IPCC. (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Geneva, Switzerland*, 151 sider.
- Kartverket. (2021). Norgeskart. Tilgjengelig fra: www.norgeskart.no. (Lest 09.09.2021).
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World map of the Köppen Geiger climate classification updated.
- 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. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 19(5), 443-464.
- Lysa, A., Hjelstuen, B., & Larsen, E. (2010). Fjord infill in a high-relief area: Rapid deposition influenced by deglaciation dynamics, glacio-isostatic rebound and gravitational activity. *Boreas*, 39(1), 39-55.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø., & Svendsen, J. I. (2011). Glacial history of Norway. In *Developments in Quaternary Sciences* (Vol. 15, pp. 279-298). Elsevier.
- Mangerud, J., Hughes, A. L., Sæle, T. H., & Svendsen, J. I. (2019). Ice-flow patterns and precise timing of ice sheet retreat across a dissected fjord landscape in western Norway. *Quaternary Science Reviews*, 214, 139-163.

- Munshell, A. 1976. *Munsell book of color*. Baltimore: Munsell Color.
- Nesje, A., & Dahl, S. (1993). Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: A review. *Quaternary Science Reviews*, 12(4), 255-261.
- Nesje, A. (2009). Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 28(21-22), 2119-2136.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø., & Matthews, J. A. (2008). Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60(1-2), 10-27.
- NGU. (2021). Løsmasser: Nasjonal løsmassedatabase. Tilgjengelig fra: http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/ . (Lest 26.09.2021)
- NVE. (2021a). Senorge: Klima. Tilgjengelig fra: <http://www.senorge.no/?p=klima>. (Lest 17.09.2021).
- NVE. (2021b). Temakart, skredhendelser. Tilgjengelig fra: <https://temakart.nve.no/tema/SkredHendelser> (Lest 27.10.2021)
- Ragnhildstveit, J. & Helliksen, D. (1997): Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Bergen – M1:250.000 med beskrivelse. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Muscheler, R., Palmer, J., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., K hler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., & Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725-757.
- Torkelsen, B. (2001). Seismostratigrafiske undersøkelsen av utvalgte fjordområder i Nordhordland og Sunnhordland, 147 sider.
- Stiansen, J. E. (2021). Tema: Klima i havet. Havforskningsinstituttet. Tilgjengelig fra: <https://www.hi.no/hi/temasider/hav-og-kyst/klimaet-i-havet> (lest 23.09.2021)
- Universitetet i Bergen. (2020). CT-laboratorium. Tilgjengelig fra: <https://www.uib.no/geo/111537/ct-laboratorium> (Lest: 24.10.2021)