

Fjordsedimenter som arkiv for skredhendelser i Vestlandske fjordstrøk - Aurlandsfjorden

av

Anders Norstrand Østigård



Masteroppgave i geovitenskap

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

August 2021

Sammendrag

Kartlegging av skredrisiko er en forutsetning for forsvarlig veiutbygging og skredsikring i vestlandsk fjordlandskap. Sedimentbasseng i fjordene er gode sedimentære arkiv for å kartlegge tidligere skredhendelser. Avsetningene kan brukes til å gi et innblikk i hvordan skredprosessene har endret seg over tid, og til å finne skredfrekvensen til store skred som går så sjelden at de ikke opptrer i de historiske skredarkivene. Langs Aurlandsfjorden har skredhendelser rammet flere veistrekninger. I dag baserer skredfarekartlegging langs utsatte veistrekninger seg på observerte skred, og det er begrenset fokus på historiske skredhendelser.

Det er gjennomført en detaljert kartlegging av sedimentkjerner og seismiske profiler for å forstå skredprosessene i Aurlandsfjorden. Resultatene viser at skredavsetninger er dominerende i det sedimentære arkivet, og det har i perioder vært høy skredfrekvens i hele studieområdet. Flere av skredavsetningene er avsatt av store skredhendelser, som indikerer at det er et potensiale for fremtidig store skredhendelser.

Turbiditt- og debrisavsetninger er identifisert i sedimentkjernene. Turbidittavsetninger karakteriseres av normalgraderte sedimenter med en erosiv base, og brå endringer i magnetisk susceptibilitet. Flere turbidittavsetninger er representert av høy-amplitude reflektorer i de seismiske profilene. Debrisavsetninger er kaotiske avsetninger av usorterte sedimenter, og er ikke like vanlig som turbidittavsetninger.

CT-bilder viser at bioturbasjon forekommer i stor grad gjennom alle kjernene, både i hemipelagiske sedimenter og skredavsetninger. Dette gjør det utfordrende å identifisere mindre skredhendelser i sedimentkjernene.

Skredkronologien viser at høy skredfrekvens sammenfaller med varmt og nedbørsrikt klima i *Det vesle klimatiske optimum* (1200-700 kal. år BP), mens det er få identifiserte skred i perioder med kaldere og tørrere klima i *den lille istiden* (700-20 kal. år BP). Resultatene indikerer at klimapåvirkning kan være en sentral faktor for skred i Aurland. Fremtidige klimaendringer med varmere og våtere klima vil derfor trolig innebære flere skredhendelser.

Forord

Da var to spesielle år unnagjort, og jeg er endelig kommet i mål. Dette til tross for at mesteparten av studietiden har vært preget av nedstenginger, forsinkelser, hjemmekontor, og få sosiale sammenkomster.

Jeg vil først og fremst rette en stor takk til veilederen min, Christian Haug Eide for god oppfølging, veiledning og gjennomlesing av oppgaven. Jeg vil også rette en stor takk til medveilederen min Haflidi Haflidason for introduksjon og hjelp med labarbeid, opplæring og figurer i CorelDraw, og gjennomlesing av oppgave. Oppgaven hadde ikke blitt til uten dere.

Videre vil jeg takke Jan Magne Cederstrøm for hjelp til skanning av kjerner og opplæring i tolking av CT-bilder.

Takk til Karoline og Hugo for korrekturlesing, hjelp med innholdsfortegnelse og moralsk støtte og inspirasjon gjennom innspurten.

Til slutt vil jeg takke familie, venner, medstudenter, og alle andre som har støttet meg gjennom studietiden.

Bergen 24.08.2021

Anders Norstrand Østigård

Innholdsfortegnelse

Sammendrag	i
Forord	ii
Innholdsfortegnelse	iii
1. Innledning.....	1
1.1 Formål.....	2
2. Områdebeskrivelse	3
2.1 Studieområdet	3
2.2 Regional geologi	6
2.2.1 Berggrunn	6
2.2.2 Geomorfologi	7
2.2.3 Paleoklima og klimaprogner	9
2.2.3.1 Deglasiasjonshistorien	9
2.2.3.2 Klima i holocen	10
2.2.3.3 Dagens klima	11
2.2.3.4 Klimaprogner	12
2.2.4 Sedimentologiske prosesser	13
2.2.5 Løsmasser	14
2.2.6 Hydrografi og havstrømmer.....	15
2.2.7 Vassdrag.....	16
3. Skred.....	18
3.1 Klassifisering av skredprosesser.....	18
3.2 Skråningsstabilitet	18
3.3 Skred på land	19
3.3.1 Skred fra fast fjell	19
3.3.2 Snøskred	20
3.3.3 Løsmasseskred	21
3.4 Undersjøiske skred.....	23
3.5 Skredaktivitet i holocen i Vest-Norge.....	25
3.6 Skred i Aurland.....	27
3.6.1 Skredkartlegging	27
3.6.2 Skredutsatte veier langs Aurlandsfjorden.....	27
4. Metoder	32
4.1 Felt- og datainnsamling	32
4.1.1 Forskningsfartøyene	32
4.1.1.1 G.O. Sars.....	32
4.1.1.2 Hans Brattstrøm	32
4.1.2 TOPAS PS18 (Parametric Sub-bottom Profiler System)	32
4.1.3 Kjerneprøver	33
4.1.3.1 Fallkjerneprøvetaker	33
4.1.3.2 Multikjerneprøvetaker	33

4.2 Laboratorieanalyser.....	34
4.2.1 Computertomografi (CT).....	34
4.2.2 Kjernelogger (Multi-sensor core logger).....	35
4.2.3 ITRAX – Røntgenfluorescens-kjerneskanter (XRF)	36
4.2.4 Sedimentologisk kjernebeskrivelse.....	36
4.2.5 Skjærstyrkemålinger	36
4.2.6 Prøvetaking og sedimentanalyse	37
4.2.7 Radiokarbondatering (14C).....	37
4.3 Programvare.....	37
4.4 Feilkilder	38
5. Resultater	39
5.1 Batymetri	40
5.2 Seismostratigrafi.....	42
5.2.1 Seismostratigrafisk setting i basseng SB1.....	44
5.2.2 Seismostratigrafisk setting i SB2	52
5.3 Kjernestratigrafi.....	53
5.3.1 Kjerne GS20-228-03GC	55
5.3.2 Kjerne HB16-201-07GC	60
5.3.3 Kjerne HB16-201-08MC	65
5.3.4 Kjerne HB16-201-09MC	68
5.3.5 Kjerne HB16-201-16GC	71
5.3.2 Radiokarbondateringer	76
5.3.3 CT-bilder.....	78
5.4 Aldersmodell og skredfrekvens	90
6. Diskusjon	98
6.1 Aldersmodell	98
6.2 Identifiserte av skredavsetninger.....	99
6.3 CT-bilder.....	102
6.4 Skredkronologi og skredfrekvens.....	103
6.5 Observerte skredhendelser	104
6.6 Klima og påvirkning på skredfrekvens	105
6.7 Fremtiden.....	105
7. Konklusjon.....	106
7.1 Forslag til videre arbeid	108
Litteraturliste.....	109

1. Innledning

Topografien på Vestlandet består av bratte fjellsider og dype fjorder, som gjør at regionen er utsatt for skred. Dagens klimamodeller viser at været kommer til å bli varmere og våtere, og at dette kan føre til at skredfrekvensen øker (Hanssen-Bauer et al., 2015). Det kan føre til store økonomiske kostnader for samfunnet, samt økt fare for tap av menneskeliv. Grunnet skredfare er sikringstiltak nødvendig langs utsatte veistrekninger. Det er derfor viktig å kjenne til skredprosessene og gjentakelsesfaren for å vite hvilke sikringstiltak som er nødvendig for å sette inn for å redusere konsekvenser ved skred. Skredfarekartlegging er i dag omfattet av TEK17 § 7-3, som gir føringer for utbygging av infrastruktur, inkludert veianlegg (DiBK, 2017). Likevel har skredfarekartlegging en svakhet ved at det ikke knytter seg til faktisk, observert skredfrekvens som kan bestemmes ved å undersøke sedimentkjerner av skredarkiv utenfor skredløp.

Flere studier har brukt marine og lakustrine sedimenter til å kartlegge skredprosesser og skredfrekvens i vestnorske fjorder og innsjøer (Domaas et al. 2002; Bøe et al. 2004; Vasskog 2011; Bellwald et al. 2019). Fjordsystemene er effektive sedimentfeller, som fungerer som gode sedimentære arkiv for avsetningsmiljø og prosesser (Aarseth, 1997). Langs Aurlandsfjorden har det i nyere tid gått flere store skred (NGI, 1986; Statens vegvesen, 2013). Det er identifisert flere skredavsetninger i sedimentkjerner og seismiske profiler. Ved å kartlegge og datere skredavsetningene, kan det lages en skredkronologi som viser skredfrekvens og endringer over tid.

Denne oppgaven baserer seg på sedimentkjerner, seismiske profiler og CT-bilder. Sedimentkjernene har gjort det mulig å lage en detaljert skredoversikt over de øverste 2-3 meterne i sedimentbassenget. Skredfrekvensen er kartlagt ved hjelp av dateringer, og har dannet en kronologi som går tilbake til ca. 2000 kal. år BP. En utfordring med bruk av marine kjerner er å identifisere skredavsetninger i bioturberte sedimenter. CT-skanning gir bilder av høy oppløsning som gjør det lettere å identifisere sedimentære strukturer, og å identifisere bioturbasjon. De seismiske profilene gir en oversikt over begravde skredavsetninger. Ved å sammenstille de forskjellige datasettene er det mulig å kartlegge historiske skredprosesser, for å beregne fremtidig skredfrekvens og potensielle ødeleggelser.

1.1 Formål

Formålet med denne oppgaven er å studere sedimentære avsetninger i Aurlandsfjorden, med spesielt fokus på skredavsetninger. Følgende problemstillinger er formulert:

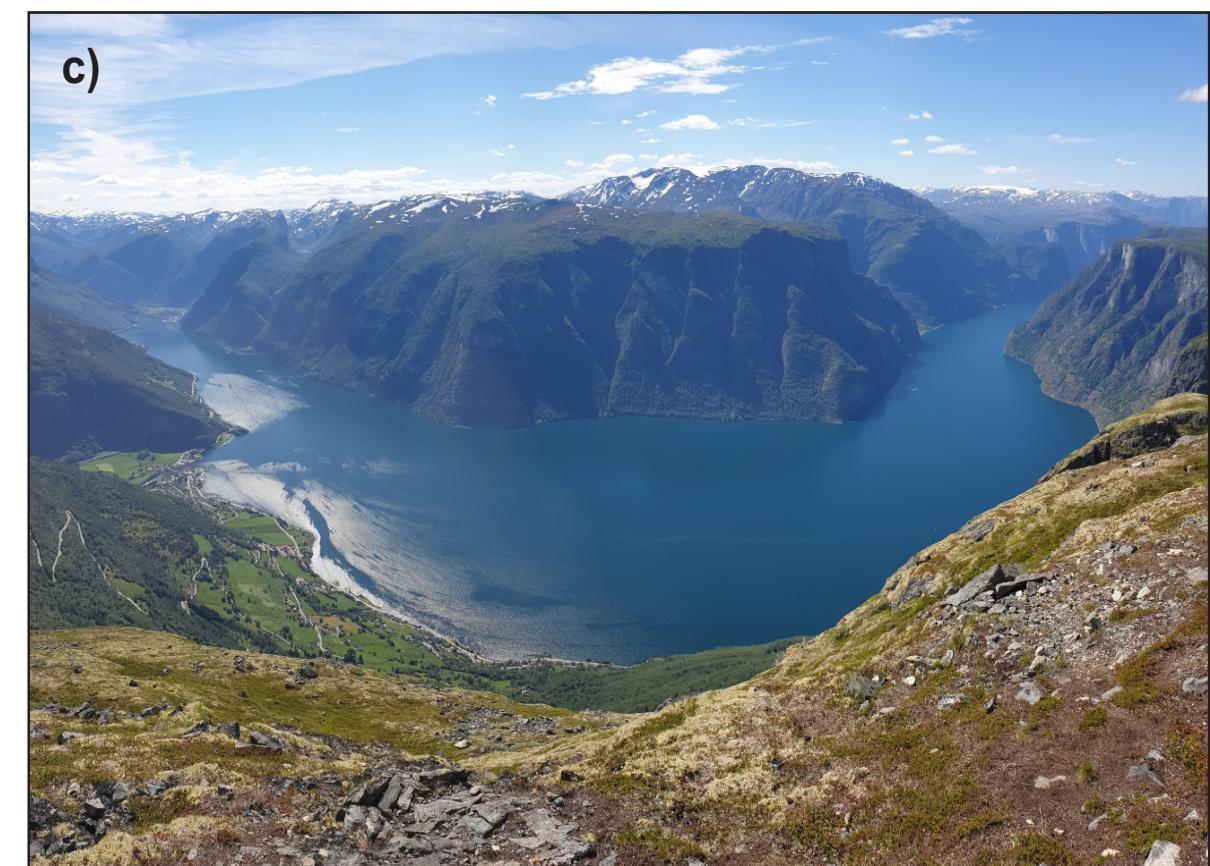
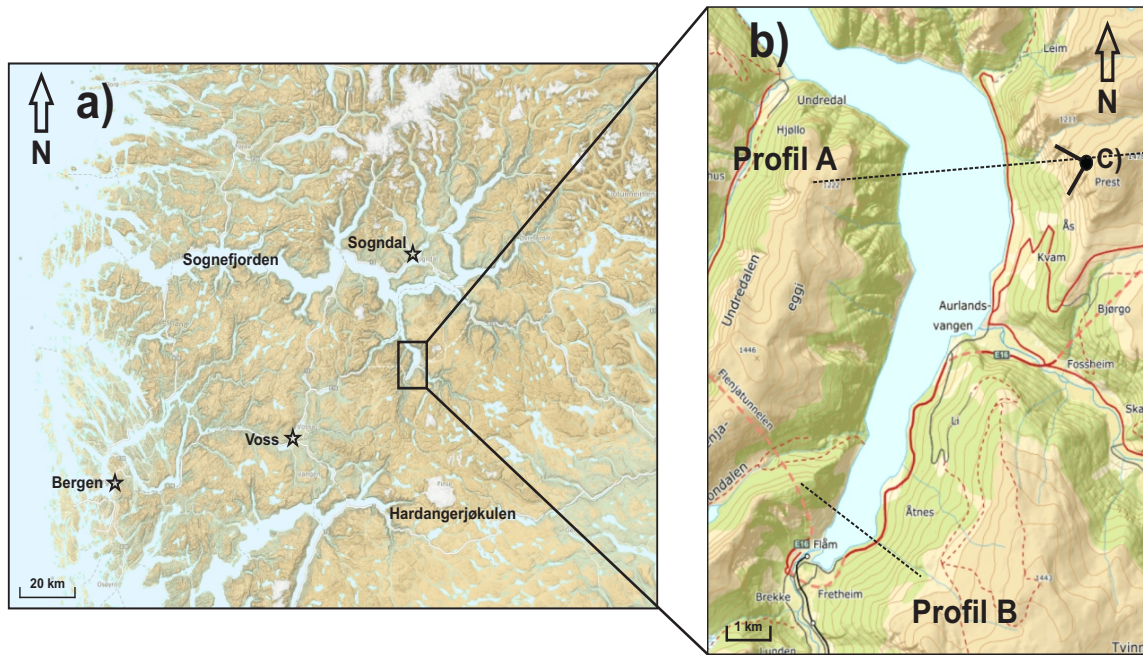
- Er det mulig å bruke skredavsetningene i fjorden til å forstå skredprosessene?
- Hva er skredfrekvensen og størrelsesdistribusjonen for skred?
- I hvilken grad har bioturbasjon vært med på å påvirke skredavsetningene?

2. Områdebeskrivelse

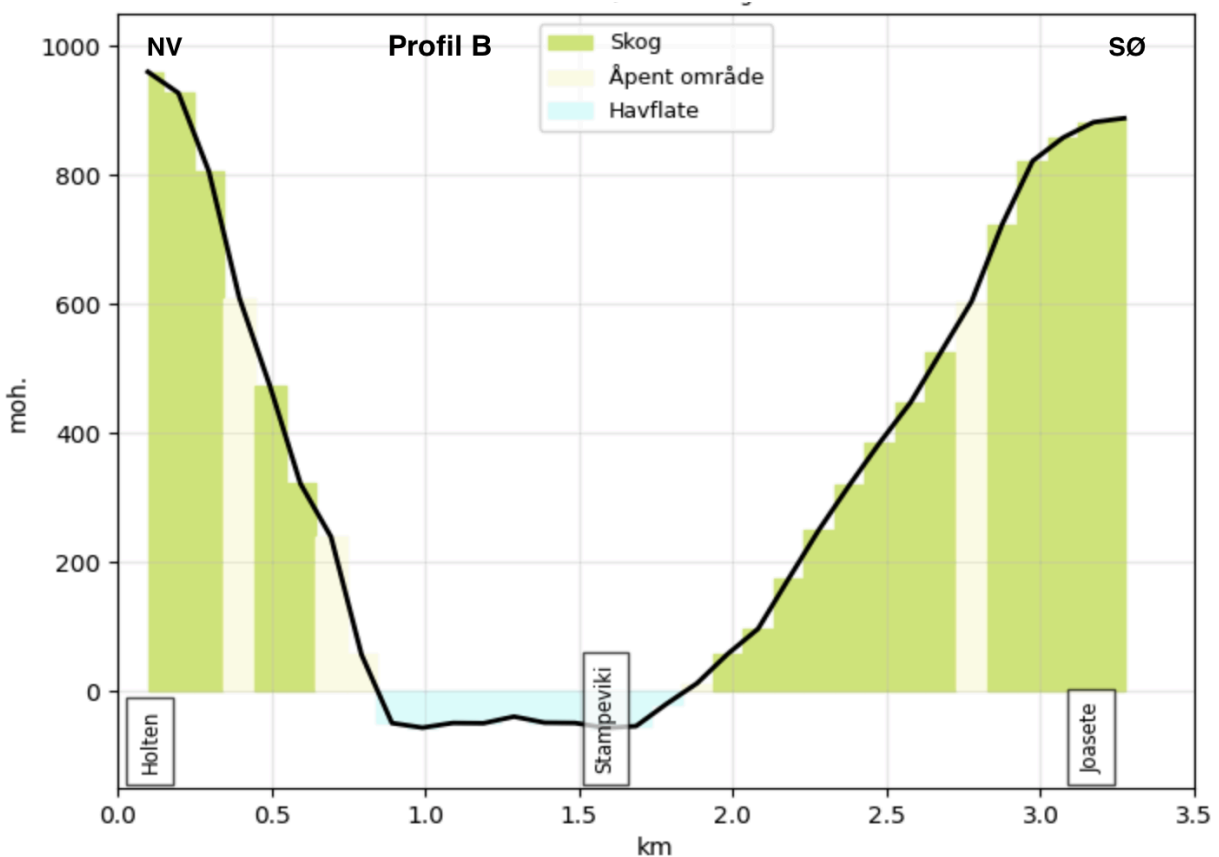
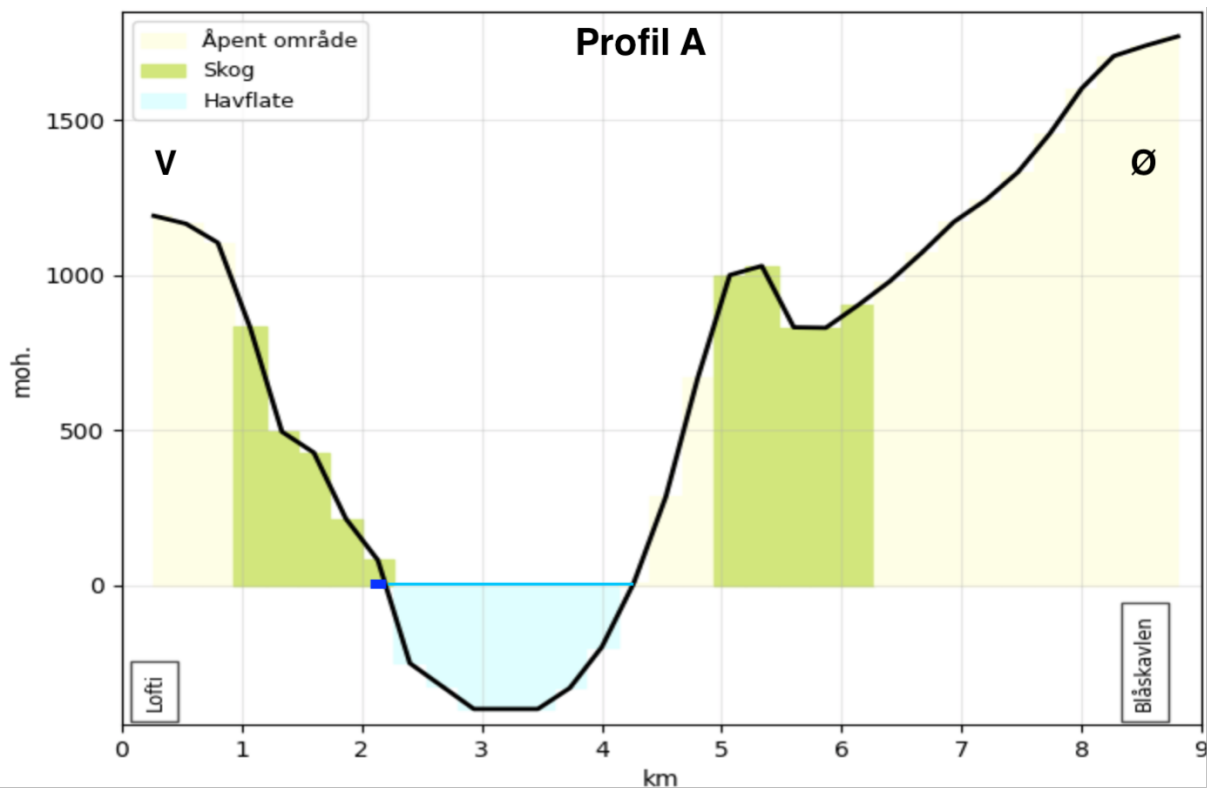
I dette kapitlet gis det en presentasjon av studieområdets berggrunnsgeologi, topografi, klimatiske forhold, deglasiasjonshistorien, og de ulike sedimentære prosessene i området. Dette er faktorer som er med på å styre skredaktiviteten, både i forhold til skredtype og frekvens.

2.1 Studieområdet

Studieområdet befinner seg i den innerste delen av Aurlandsfjorden i indre Sogn (Figur 2.1). Aurlandsfjorden er en fjordarm på sørsiden av Sognefjorden. Den er omtrent 29 km lang og 2-3 km bred. Fjordarmen strekker seg fra nord mot sør de første 12 km, før den deler seg i to. Nærøyfjorden går som en sidearm mot sørvest, mens Aurlandsfjorden fortsetter mot sørøst. I enden av fjorden ligger tettstedet Flåm. Relieffet i området er stort, der fjorden er omgitt av brede fjell på over 1800 meter, mens fjorden er dypere enn 400 meter (Figur 2.2). Ved Undredal er det en fjordterskel på omtrent 270 m.u.h., som skiller den indre og ytre delen av Aurlandsfjorden, og som hindrer direkte utveksling av bunnvann (Tvedten et al., 1996). Nærøyfjorden og de omkringliggende områdene, inkludert studieområdet, ble skrevet inn på verdensarvlisten til UNESCO i 2005.



Figur 2.1: a) Oversikt over studieområdet, som omfatter den indre delen av Aurlandsfjorden, fra Undredal og inn til Flåm. Modifisert fra norgeskart.no (Kartverket, 2021). c) Oversiktsbilde over studieområdet i indre Aurlandsfjorden. Flåm ligger lengst inne i fjorden på venstre side, mens Undredal ligger på venstre side av fjorden til høyre i bildet. Aurlandsvangen ligger omtrent midt i den venstre siden av bildet. Bildet er tatt mot vest. Foto: A.N.Østigård, 2021.



Figur 2.2. Topografiske profiler over Aurlandsfjorden. Profil A er tatt i den ytre delen av studieområdet, mens profil B er tatt i den indre delen av studieområdet. Profilene er markert i kart b) i Figur 2.1. Modifisert fra norgeskart.no (Kartverket, 2021).

2.2 Regional geologi

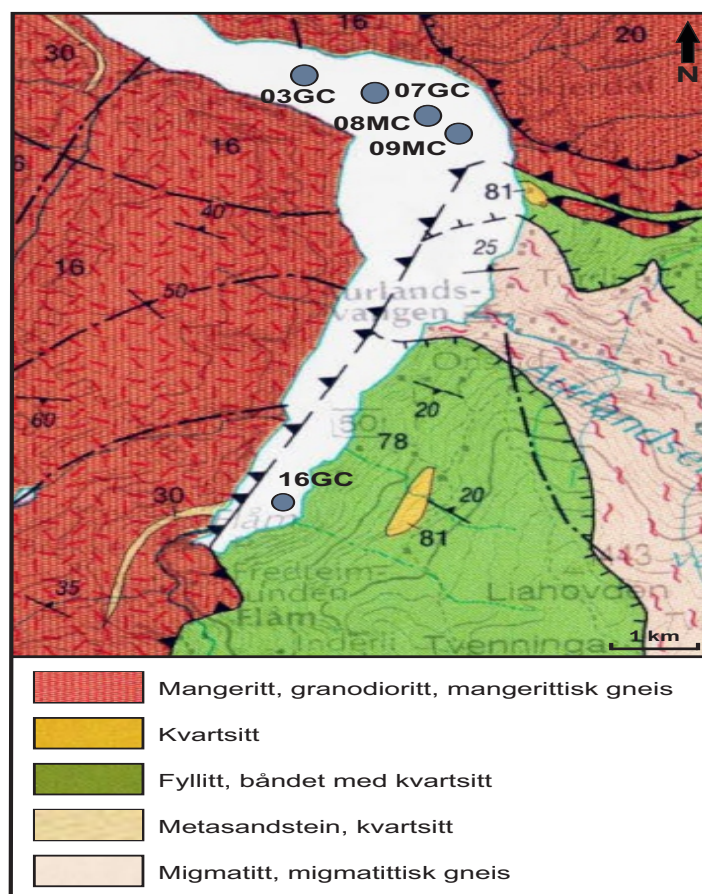
2.2.1 Berggrunn

Berggrunnen i Aurland er delt inn i tre hovedenheter (Figur 2.3). Den nederste enheten er det prekambriske grunnfjellet. Hovedsakelig bestående av gang- og dypbergarter som er metamorfisert i svært ulik grad, fra umetamorfisert til veldig metamorfisert (Sigmond, 1998; Fossen et al. 2007). Grunnfjellet er eksponert langs Aurlandsdalen, og består av migmatitt og migmatittisk gneis, og er en del av den vestre gneisregionen (Nordgulen & Andersen, 2013).

Over grunnfjellet ligger Jotundekket, som er et skyvedekke som ble skjøvet over grunnfjellet under den kaledonske fjellkjededannelsen for 400 millioner år siden. Dette består av omdannede prekambriske bergarter (Fossen et al., 2007).

Mellom grunnfjellet og Jotundekket ligger et lag av fyllitt og glimmerskifer. Dette består av sedimenter fra kambrosilur, som ble skjøvet over grunnfjellet under den kaledonske fjellkjedefoldingen (Fossen et al. 2007). Dette laget er eksponert langs østsiden av Aurlandsfjorden, fra Aurlandsvangen og sørover langs Flåmsdalen.

Litologien er ulik langs østsiden og vestsiden i den sørlige delen av fjorden, og det er derfor mulig å bruke utrase klaster til å se hvilken retning skredene har kommet fra. Fyllittområdet langs østsiden av fjorden består av store mengder med oppsprukket fjell, og ustabile fjell- og løsmasser (Blikra et al., 2002).

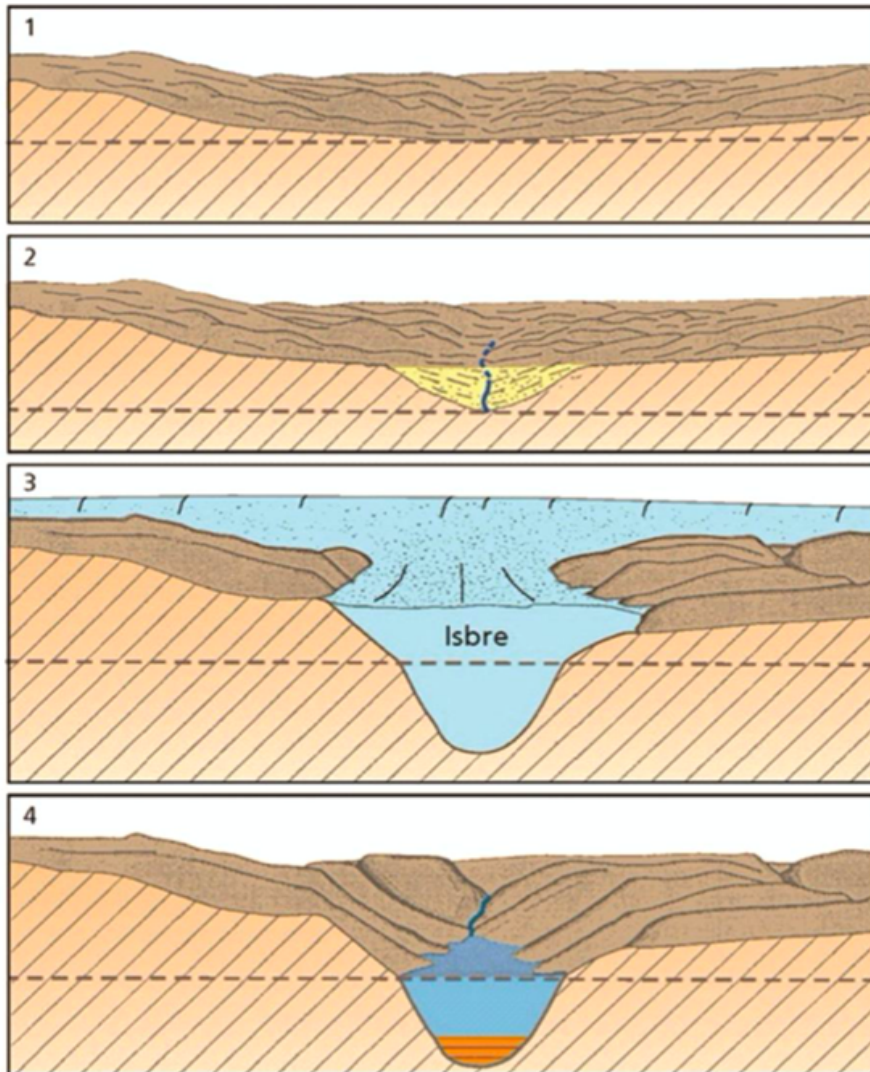


Figur 2.3: Berggrunnskart over indre Aurlandsfjorden, med lokasjonen til kjerneprøvene i studiet. Modifisert fra Sigmond (1998).

2.2.2 Geomorfologi

En fjord er dype oversvømte U-formede daler som finnes på høye breddegrader. Fjordene er smale og omgitt av bratte fjell. Alderen på fjordsystemene, og hva som har vært de dominerende dannelsesprosessene er et omdiskutert tema. Både fluviale, glisiale og tektoniske prosesser har blitt foreslått (Syvitski et al. 1987; Nesje og Whillans, 1994; Steer et al., 2002; Hall et al., 2013).

En modell laget av Nesje og Whillans (1994) deler fjorddannelsesprosessen inn i fire ulike faser (Figur 2.4). I Mesozoikum og tidlig Paleogen ble landoverflaten erodert ned til en flate like over havnivå, kalt den paleiske overflaten. Gjennom paleogen og neogen hevet den paleiske overflaten seg, og fluvial erosjon langs svakhetssoner dannet elveløp og daler. Etterhvert ble klimaet kjøligere, og isbreer strakk seg ut gjennom elvedalene. Den glisiale erosjonen førte til at dalene ble dypere og fikk bratte fjellsider. Mellom istidene ble sedimenter avsatt i dalene av skred og fluviale prosesser. Etter gjentatte glisiasjoner hadde breene erodert under havnivå, og dalene ble oversvømt da isen trakk seg tilbake.



Figur 2.4: Fjorddannelsesprosessen i fire faser. Den stiplede linjen representerer havnivå. (Vorren og Mangerud, 2007).

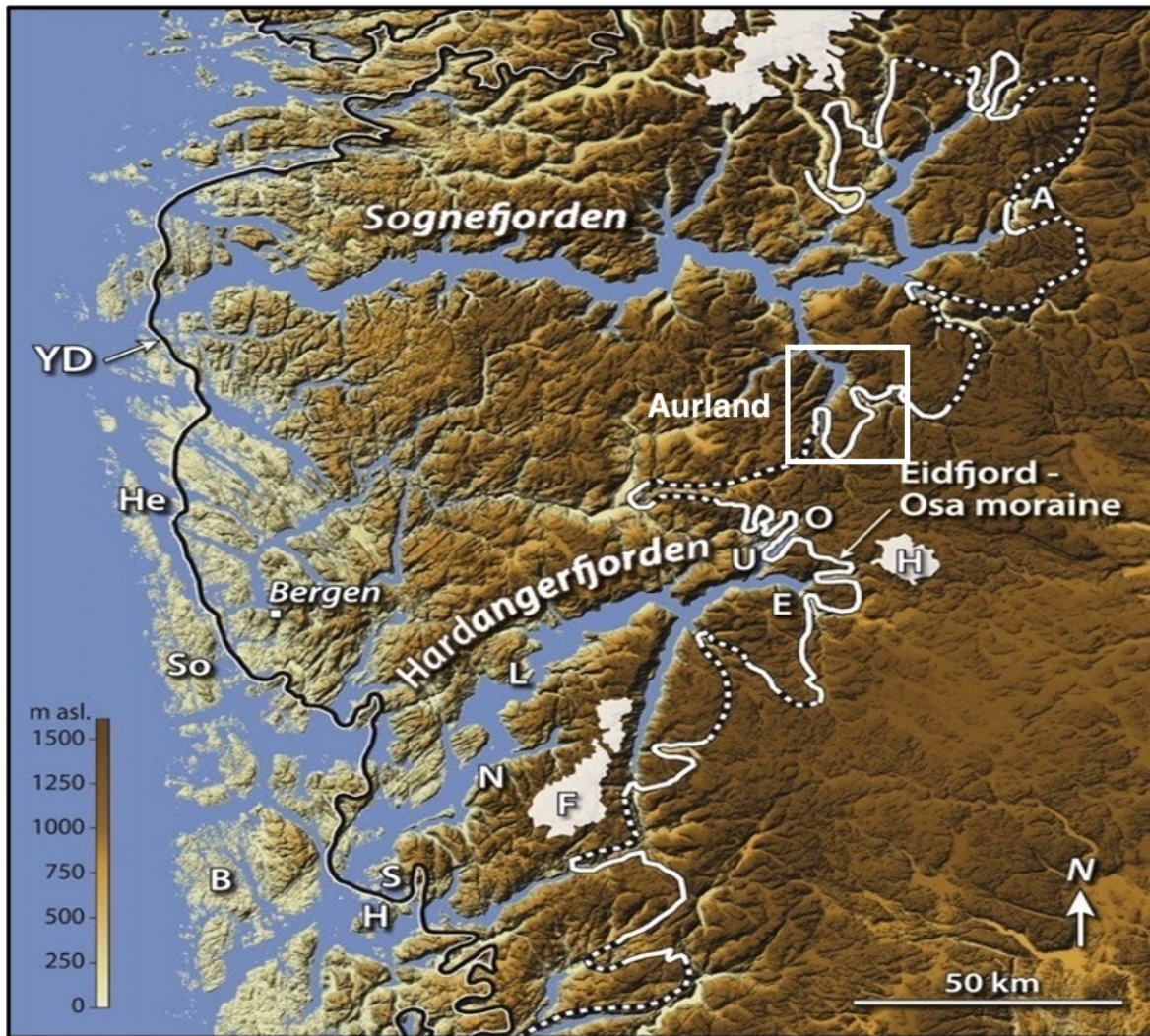
2.2.3 Paleoklima og klimaprogner

Flere studier har vist at klimatiske forhold har en stor innvirkning i forhold til skredprosess, frekvens og størrelse (Blikra & Nemec, 1998; Vasskog et al., 2011; Laute & Beylich, 2014). Løsmasseskred er nært knyttet til store nedbørmengder (Blikra & Nesje, 1997; Blikra & Nemec, 1998; Sandvold et al., 2001), og skred fra fast fjell er knyttet til klimatiske forhold som frostsprengning og økt poretrykk i forbindelse med nedbør (Blikra & Nesje, 1997; Luckman & Fiske, 1997; Blikra & Nemec, 1998). Det er viktig å danne gode skredfrekvensoversikter for å forstå sammenhengen mellom skred og klimaendringer. Denne sammenhengen er allikevel kompleks, og det er mange andre faktorer enn klimaendringer som påvirker skredfrekvensen (Bertran & Jomelli, 2000).

2.2.3.1 Deglasiasjonshistorien

Under siste istids maksimum (LGM) var hele studieområdet dekket av is. Isdekkene dannet isstrømmer som strømmet ut gjennom fordypningene som senere ble til fjorder (Aarseth et al. 2014). Isdekkene nådde sitt maksimum i sen-weischel for omtrent 20.000 år siden, hvor isdekkene nådde helt ut til eggakanten (Svendsen et al., 2004; Mangerud et al., 2011). Gjennom deglasiasjonen var det flere korte og høyfrekvente klimafluktasjoner som førte til brefremrykk. I perioden fra slutten av LGM og frem til yngre dryas trakk isen seg tilbake (Mangerud et al. 2011).

I yngre dryas var en kjøligere periode der isen hadde sitt siste store fremrykk, og hvor brefronten flere steder nådde helt ut til kysten igjen (Figur 2.5). Det ble avsatt flere endemorener under yngre dryas, som fungerer som terskler i fjordene i dag (Aarseth, 1997). I overgangen mellom yngre dryas og holocen smeltet isdekkene på ny tilbake. Temperaturen økte og breene Mellom 11.6 -11.1 kal. år BP smeltet trakk isen seg tilbake 340 +/- 70 meter per år (Fig. 2.5). I løpet av 1000-1500 år forsvant isdekkene helt (Mangerud et al. 2013)



Figur 2.5: Oversikt over isens utbredelse i yngre dryas (YD) og i tidlig holocen (Eidfjord-Osa). Studieområdet er markert med hvit ramme. Modifisert fra Mangerud et al. (2013).

2.2.3.2 Klima i holocen

Isbreenes massebalanse styres nesten utelukkende av vinternedbør og sommertemperaturer, og er sensitive for klimaendringer. De er derfor gode klimaindikatorer, og studier av brevariasjoner og glasiale sedimenter har blitt brukt til å rekonstruere klimaet i holocen (f.eks. Bakke et al., 2005; Nesje et al., 2008; Nesje et al., 2009). Holocen har blitt delt inn i tre perioder, tidlig, midtre og sen (Walker et al., 2018).

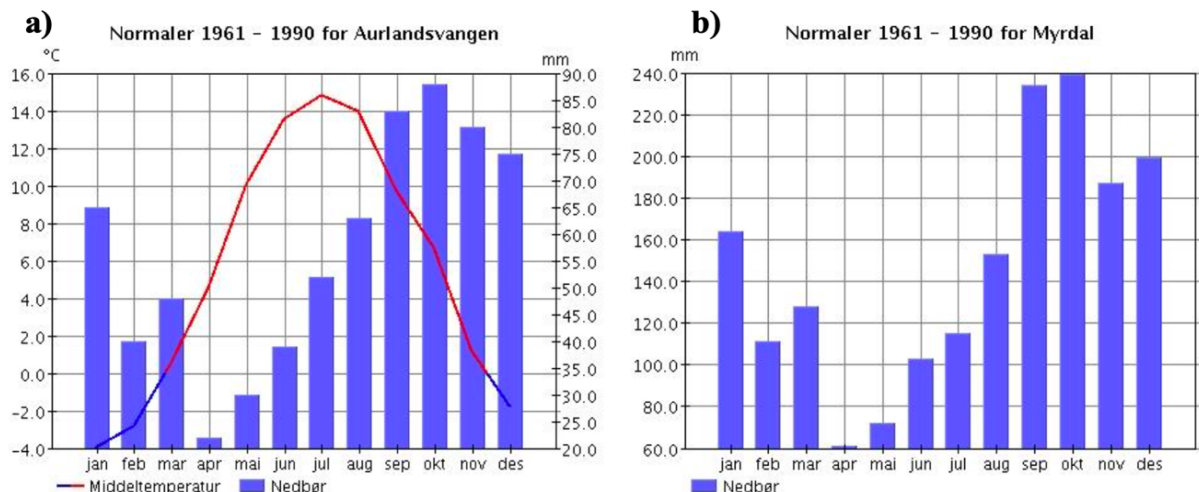
I tidlig holocen trakk isbreene seg tilbake fra fjordene og opp i høyfjellet, men med flere mindre fremrykk. Midtre holocen var karakterisert av høye temperaturer og lite vinternedbør. Mellom 8000 og 6000 år siden var temperaturene opptil 2 grader høyere enn i dag, og de fleste fastlandsbreene i Norge smeltet vekk en eller flere ganger (Nesje et al., 2009). For rundt 5000 år siden startet temperaturene å synke og vinternedbøren økte. Dette markerer starten på den

neoglasiale perioden, der isbreene gradvis begynte å vokse frem igjen. Det har siden vært høyfrekvente endringer i isens utbredelse (Bjune et al., 2005). Den lille istid (LIA) markerer det neoglasiale maksimum, og de fleste isbreene på Vestlandet nådde størst utbredelse i det 18. og 19. århundre (Bakke et al., 2005).

Ved Folgefonna sør for Aurland har Bjune et al. (2005) studert innsjøsedimenter for å rekonstruere klimaet gjennom holocen. Innholdet av pollen og mikrofosser har blitt analysert for å rekonstruere middeltemperaturen for juli. Vinternedbøren er også utregnet ved å sammenligne funnene med rekonstruksjon av likevektslinjer (ELA) for Folgefonna gjort av Bakke et al., 2005. Rekonstruksjonene viser at tidlig holocen var preget av et kaldt klima kald med lite nedbør. Fra midtre holocen økte temperaturen og nedbøren, og i perioder var temperaturen mellom 1,5 og 2 grader varmere enn i dag. Vinternedbøren var også mye høyere, og var i perioder over 200% større enn i dag. I sen holocen har klimaet blitt kaldere igjen, og vinternedbøren har avtatt.

2.2.3.3 Dagens klima

Aurland ligger i et område der fuktig kystklima og tørt innenlandsklima møtes, og det er derfor store topografiske forskjeller. Nedbøren er i stor grad påvirket av topografien i området, og nedbørsmengdene øker proporsjonalt med høyden (Rosenvold og Domaas, 2017). Det er to målestasjoner i studieområdet som har vært i drift over lengre tid. Den ene ligger ved Aurlandsvangen (10 m.o.h.), og har utført målinger av temperatur og nedbør. Den andre ligger ved Myrdal (855 m.o.h.), og har kun utført nedbørsmålinger. Stasjonen ble lagt ned i 1996. Målingene viser at nedbørsmengdene i fjellområdene er mye høyere enn i lavlandet. Ved klimastatistikk brukes måleperioder over 30 år som grunnlag for gjennomsnittværet, og klimadataene for Aurlandsvangen og Myrdal er presentert i Figur 2.6.



Figur 2.6: Klimadata for perioden 1961-1990 for målestasjonene i Aurlandsvangen (a) og Myrdal (b). Data er hentet fra databasen til Meteorologisk Institutt og NVE hos senorge.no (NVE, 2021).

2.2.3.4 Klimaprognoser

I rapporten Klima i Norge 2100 presenterer Hanssen-Bauer et al. (2015) klimaprognoser for år 2071-2100, med 1971-2000 som referanseperiode. Prognosene er basert på rapporten om klimaendringer fra FNs klimapanel (IPCC, 2014). For tidsperioden 1985-2014 har det allerede vært økninger i både lufttemperatur og nedbør målt mot 1971-2000.

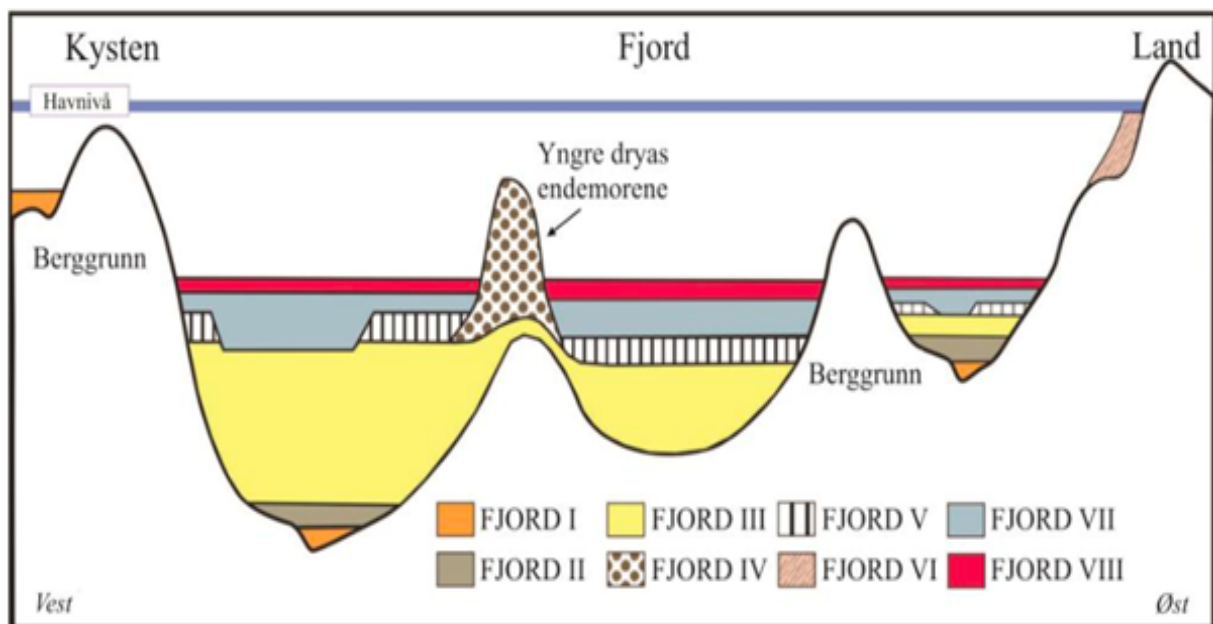
Usikkerhet i klimasystemets følsomhet gjør at prognosene for 2071-2100 spriker, men den årlige lufttemperaturen er forventet å øke mellom 1,3 og 3,9 °C. På grunn av den økte temperaturen vil snøakkumulasjonssesongen bli kortere, med en reduksjon i maksimal snømengde. Den totale årsnedbøren er beregnet å øke mellom 8 og 17 prosent. Det er også beregnet at antall døgn med kraftig nedbør vil øke mellom 41 og 86 prosent, der nedbørsmengden ved døgn med kraftig nedbør kan øke med opp mot 14 prosent (Hanssen-Bauer, 2015).

Skredfrekvensen styres av komplekse og sammensatte prosesser, og det er derfor stor usikkerhet i forbindelse hvordan klimaprognosene vil påvirke dette. Flere kraftige nedbørshendelser vil føre til flere flom- og jordskred, og flere steinsprang og steinskred ved økt porevannstrykk. Snøgrensen vil gå oppover, og antall snødager vil gå ned. Grunnet dette vil den totale mengden snøskred gå ned, særlig tørre snøskred, mens mengden sørpeskred og våte snøskred kan øke. Høyere skoggrense kan være med på å stabilisere skredfaren, ved å binde opp løsmasser i fjellsidene (Hanssen-Bauer, 2015).

2.2.4 Sedimentologiske prosesser

En modell for avsetninger i fjordene ble presentert av Aarseth (1997). Denne foreslo at man kan dele sedimentpakkene i fjordene inn i fem forskjellige stratigrafiske enheter basert på avsetningsmiljø. Denne modellen har blitt videreutviklet av Hjellstuen et al. (2013), og er inndelt i åtte ulike enheter: Fjord I – VIII (Figur 2.7).

Enhetene Fjord I – VI er avsatt i forbindelse med glasiering og deglasiert gjennom pleistocen og tidlig holocen, og består av ulike glasiariske sedimenter og morener. Fjord VII består av pakker med skredavsetninger som stammer fra tilbaketrekkingen av isdekkene. Fjord VIII er de yngste sedimentene, avsatt i holocen. Enheten består av hemipelagiske og fluviale sedimenter, samt skredavsetninger. Hemipelagiske sedimenter består av organisk materiale og finkornet materiale som stammer fra land, og som blir avsatt gjennom suspensjon fra vannsøylen. Hemipelagiske sedimenter indikerer et rolig avsetningsmiljø (Hjellstuen et al. 2013).



Figur 2.7: Modell med åtte stratigrafiske enheter: Fjord I: Pre-LGM sedimenter, Fjord II: bunnmorene, Fjord III: glasiariske sedimenter, Fjord IV: Yngre Dryas-endemorene, Fjord V: glasiariske sedimenter, Fjord VI: Isfrontdeltaer, Fjord VII: Skredavsetninger, Fjord VIII: Hemipelagiske-fluviale sedimenter og skredavsetninger. Modifisert fra Hjellstuen et al. 2013.

2.2.5 Løsmasser

Fordelingen av løsmasser og det store relieffet i studieområdet er viktige faktorer for skredaktiviteten i studieområdet. Løsmassene langs Aurlandsfjorden gjenspeiler de ulike prosessene som har dominert. Figur 2.8 viser at dalførene er dominert av avsetninger fra breelver og elve- og bekkeavsetninger. Fjellsidene er dominert av skredavsetninger og blokkhav. I botnene stammer mesteparten av avsetningene av morenemateriale, mens høyfjellet og fjelltoppene for det meste er bare, eller dekket av tynt dekke eller blokkhav.



Figur 2.8: Løsmassekart over indre Aurlandsfjorden. Modifisert fra NGUs kvartærgeologiske kart (NGU, 2021).

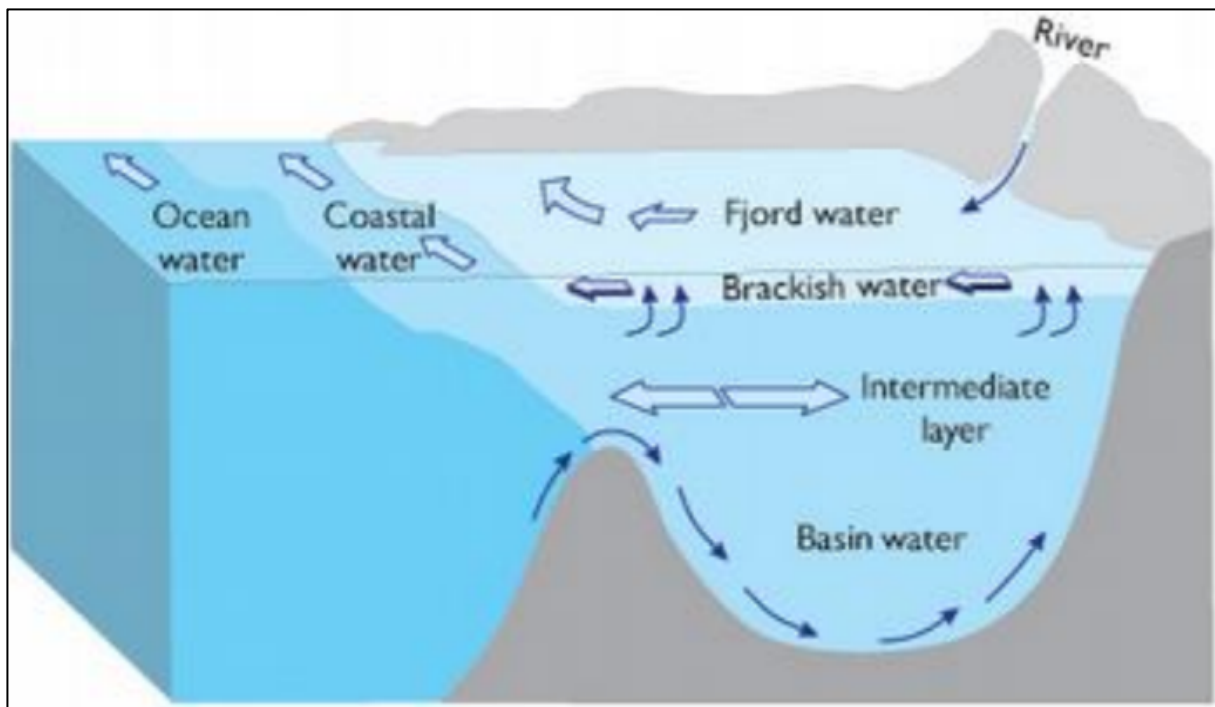
2.2.6 Hydrografi og havstrømmer

Vannmassene i et fjordbasseng deles vanligvis inn i tre dybdesoner: Overflatelaget (brakkvann), intermediære vannmasser (mellomlag), og bunnlag (Figur 2.9). Det skjer utveksling av vannmasser fra fjorden med vannmasser fra havet utenfor ved fjordmunningen (Sætre & Aure, 2007, Stigebrandt 2012). Varme vannmasser blir fraktet med Golfstrømmen over Atlanterhavet og videre langs norskekysten (Sætre & Aure, 2007).

Overflatelaget er den øverste sonen og er opp til 5 meter tykt. Det består av brakkvann dannet ved ferskvannsavrenning fra land blandet med salint kystvann. Tilførselen av ferskvann er vanligvis størst innerst i fjorden, og varierer gjennom året. Vanligvis er det størst tilførsel av ferskvann på våren og lavest tilførsel på vinteren. På Vestlandet er det også ofte mye tilførsel på høsten grunnet store nedbørmengder. Saliniteten i overflatevannet øker når det blir transportert utover fjorden. Vann fra det intermediære laget blander seg med overflatelaget, slik at deler av dette blir transportert tilbake til kysten. Dette fører til at mer kystvann må kompensere for vannet som blander seg med overflatelaget. Dette kalles estuarin sirkulasjon (Aure & Danielsen, 2011).

De intermediære laget strekker seg fra overflatelaget ned til fjordterskelen. Utskiftinger av vannmassene styres av tetthetsforskjeller mellom fjorden og kystområdene utenfor. Dette kalles intermediær sirkulasjon. Transporten av vannmasser er mye større her enn i overflatelaget (Stigebrandt 2012).

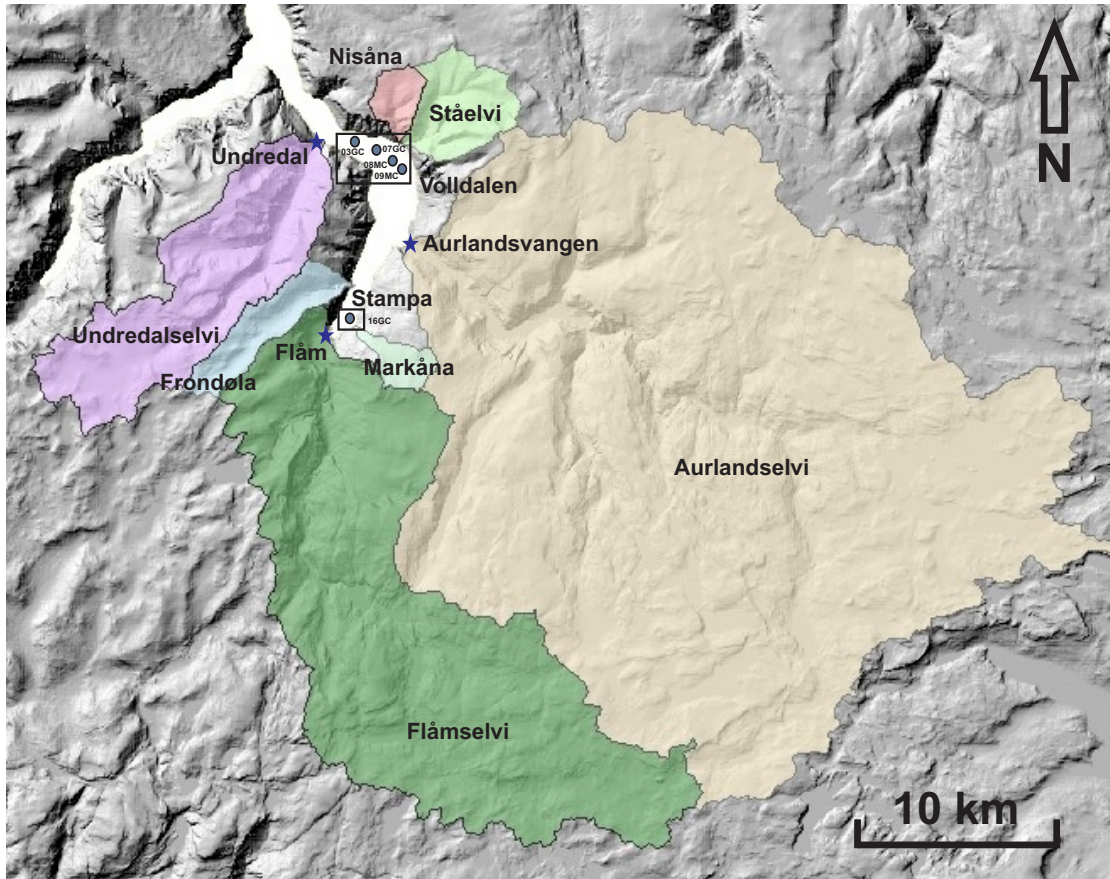
Dypvann er den dypeste delen av fjordbassenget. Vannmassene her er oftest stillestående, ettersom terskelen begrenser tilførsel av kystvann. Endringer i salinitet og temperatur skjer kun ved vertikal blanding i bassenget. Over tid vil tettheten avta, slik at det kan føre til tilførsel av nytt kystvann (Aure & Danielsen, 2011).



Figur 2.9: Oversikt over de ulike dybdesonene og vandistribusjonen i et fjordbasseng (Sætre & Aure, 2007).

2.2.7 Vassdrag

Det er to større vassdrag og flere mindre vassdrag med utløp i den indre delen av Aurlandsfjorden (Figur 2.10). Aurlandselvi renner gjennom Aurlandsdalen, og munner ut i fjorden ved Aurlandsvangen. Elven har et nedbørsområde på 789 km², og ligger vest og sørvest for Aurlandsfjorden. Vassdraget er regulert og vannet blir brukt i fem ulike kraftverk. Flåmselvi renner gjennom Flåmsdalen, og munner ut innerst i fjorden ved Flåm. Den har et nedbørsområde på 269 km², i områdene sør for Aurlandsfjorden. Deler av vannet blir tilført fra Hardangerjøkulen og de omkringliggende områdene. Elven transporterer uvanlig lite vann ved normal vannføring, ettersom de glisiale sedimentene blir fanget av innsjøer i den øverste delen av vassdraget (Hauer & Pulg, 2018). De andre vassdragene markert i Figur 2.10 er mindre vassdrag, som tilfører mindre mengder med ferskvann. I 1985 gikk det et flomskred langs elveløpet til Markåna (NGI, 1986).



Figur 2.10: Kart over nedbørsfeltene til de største vassdragene i studieområdet. Kartet er utarbeidet i ArcMap fra DTM på 10 x 10 meter hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2020).

3. Skred

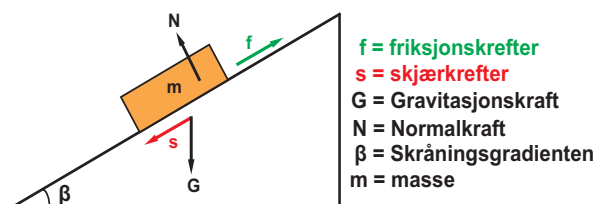
I dette kapitlet gjøres det rede for klassifiseringen av skred som er benyttet i oppgaven. Skred på land og undersjøiske skred er valgt som hovedkategorier for skred, og er videre delt inn i ulike underkategorier.

3.1 Klassifisering av skredprosesser

Blikra og Nemec (1998) definerer skred som plutselige og hurtige bevegelser i våt eller tørr masse av stein, snø eller løsmasser, drevet av gravitasjon. Det er ulike klassifiseringssystemer for skred, der skredtypene deles inn i kategorier basert på hvilke materiale og volum som raser ut, og på materialets bevegelsesdynamikk (Varnes, 1978). I denne oppgaven blir klassifiseringen til NVE (2011d) benyttet. Skredtypene som er definert og beskrevet i oppgaven er skred fra fast fjell (steinsprang, steinskred, fjellskred), snøskred (våte og tørre snøskred, sørpeskred), og løsmasseskred (jordskred, flomskred).

3.2 Skråningsstabilitet

Skred er definert som en gravitasjonsdrevet massebevegelse av materialer nedover en skråning. For at en utgliding skal skje må de destabiliserende kreftene (skjærstyrken) som påvirker en masse være større en de stabiliserende kreftene (skjærmotstand) (Høeg et al., 2014). Skjærstyrken er et resultat av skråningsgradienten og vekten til massen. De stabiliserende kreftene som påvirker massene er friksjonskreftene mellom massen og underlaget, og kohesjonen i massen (De Blasio, 2011). Den kritiske vinkelen er den største gradienten der massene er stabile, og denne kan endres ved reduksjon eller økning av skjærstyrken, skjærmotstanden eller begge (Høeg et al., 2014).



Figur 3.1: Forenklet modell som viser faktorer som påvirker skråningsstabiliteten. Modifisert fra De Blasio (2011).

3.3 Skred på land

3.3.1 Skred fra fast fjell

Skred i fast fjell er skred som utløses direkte i fjellsider med svakhetssoner og sprekkesett i bergmasser (Braathen et al., 2004; Saintot et al., 2011). Skredene klassifiseres ut fra volumet på de utløste massene, og deles inn i steinsprang, steinskred og fjellskred (Figur 3.2). NGI definerer steinsprang som masser inntil 100 m^3 , steinskred med skredmasser mellom 100 og 10.000 m^3 , og fjellskred med skredmasser større enn 10.000 m^3 (Høeg et al., 2014). NVE bruker en tilsvarende klassifisering, men der er fjellskred definert som skredmasser på mer enn 100.000 m^3 (NVE, 2017). Forvittringsprosesser som høyt poretrykk og frysing/tinging, i tillegg til jordskjelvaktivitet er viktige utløsningsmekanismer for skred fra fast fjell (Prager et al., 2014).

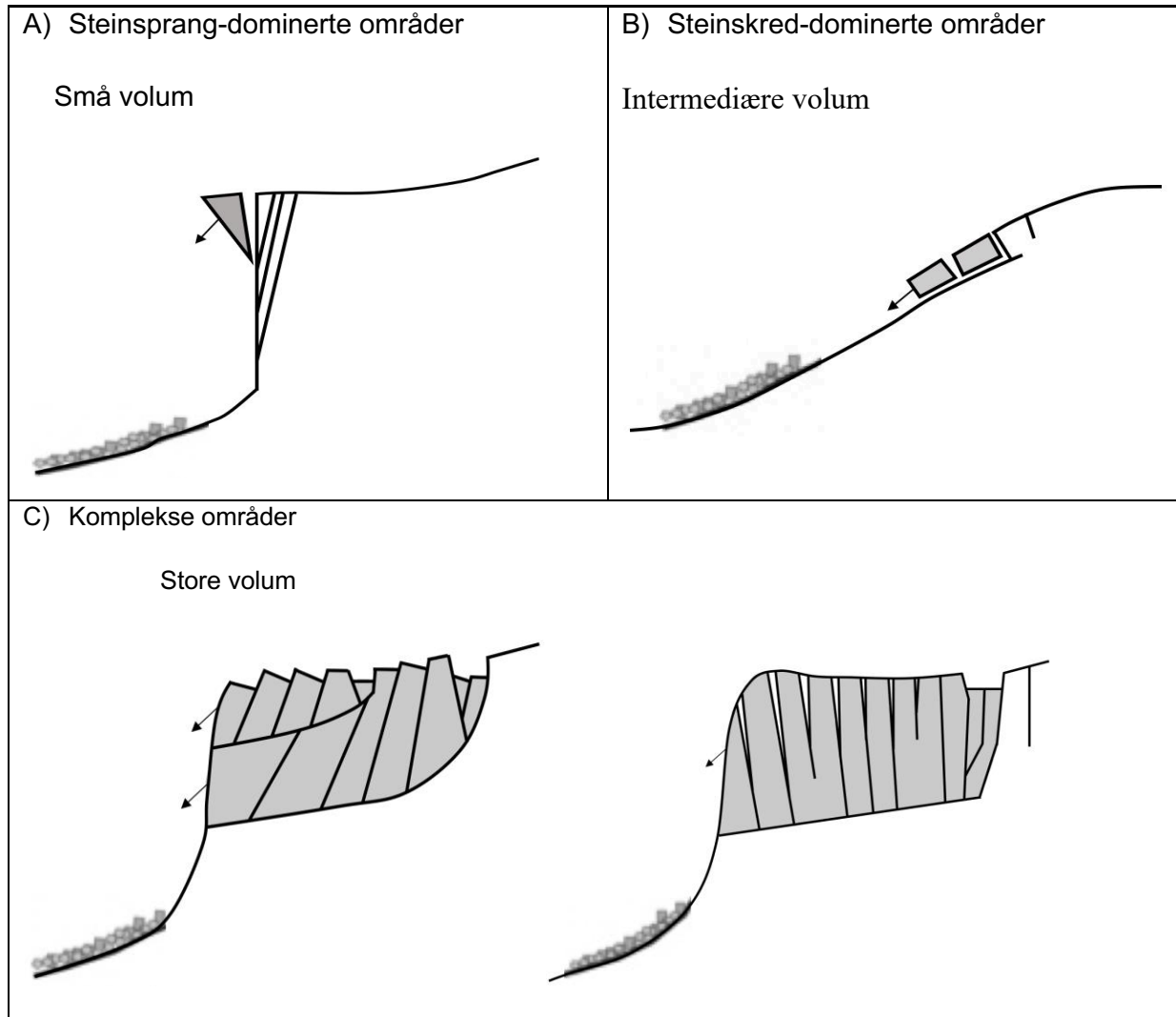
Steinsprang er utløsning av enkeltblokker fra bratte fjellsider. Blokkene ruller, spretter og faller ned fjellsiden til terrenget flater ut. Blokkene i steinsprang forblir ofte intakte. Steinskred er utgliding av større masser, som fragmenteres i skredløpet. (NVE, 2011c) Skredmassene fra steinsprang og steinskred samles i kolluviale vifter og skråninger, der de største bergartsfragmentene beveger seg lengre enn de mindre fragmentene (Blikra og Nemeč, 1998).

Fjellskred er utglidinger som skjer i fra ustabile fjellparti. Fjellskred har en masse på hundretusener til millioner av kubikkmeter, og har høy mobilitet og hastighet . I områder med lav seismisk aktivitet kan forstadiet til et fjellskred vare i flere århundrer, med en utglidning på noen få cm. pr år (NVE, 2011c). Skredbevegelsene er sammensatte, og kan oppstå som en flytende strøm av store og små steinblokker som knuses og danner tørre støvpartikler mellom blokkene. Skredavsetningene kan ha en utløpslengde på opp til flere kilometer, og kan nå flere hundre meter opp i motstående dalside (Høeg et al., 2014).

I Norge er flere ustabile fjellparti under overvåking. Et av disse er Jostabergi som ligger i langs østsiden av den indre delen av Aurlandsfjorden (NVE, 2017).

Fjellskred og store steinskred kan føre til sekundærvirkninger. Hvis steinmassene treffer en vannoverflate (f.eks. en fjord eller en innsjø) kan det dannes flodbølger. Flodbølgene kan ha oppskyllingshøyde på mer enn 100 meter, og gjøre store skader langt unna skredet (NVE, 2011c). De tre største naturkatastrofene på 1900-tallet skyldes flodbølger skapt av fjellskred, og totalt 174 mennesker mistet livet i Loen (1905 og 1936) og i Tafjord (1934) (Furseth, 2006).

Skredmasser som går over elveløp kan føre til oppdemming. Det kan da dannes innsjøer, slik at det fører til oversvømmelse av områdene oppstrøms. Hvis demningen kollapser, kan det føre til store oversvømmelser nedstrøms. Et slikt dambrudd kan skje like etter oppdemmingen, men også flere tusen år senere (NVE, 2011c).



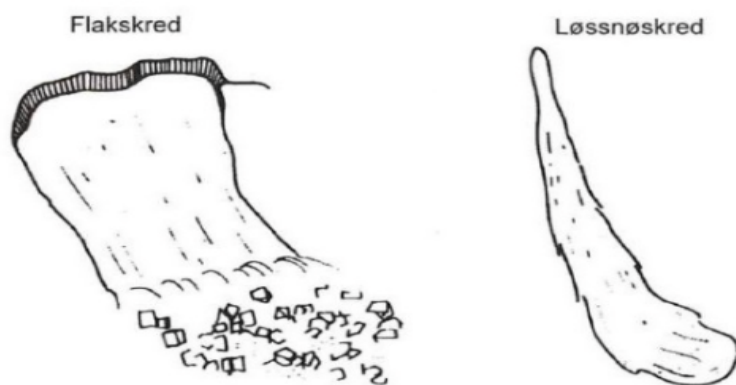
Figur 3.2: Klassifisering av skred fra fast fjell basert på løsneområde og volum. Modifisert fra Braathen et al. (2004).

3.3.2 Snøskred

Snøskred er snø som beveger seg hurtig ned en skråning eller fjellside. Det er den skredtypen som forårsaker størst tap av menneskeliv og materielle skader i Norge. De oppstår vanligvis i skråninger på 30-60°. Er det brattere vil ikke det akkumuleres tilstrekkelige mengder med snø (Lied og Kristensen, 2003, NVE, 2011b). Snøskred utløses ofte etter større snøfall over flere dager, gjerne i kombinasjon med vind. Markerte temperaturendringer kan også føre til skredutløsning (NVE, 2011b).

Snøskred deles hovedsakelig inn i to hovedtyper: a) flakskred og b) løssnøskred (NVE, 2016). a) Flakskred oppstår når store snølag løsner som flak, grunnet høy fasthet. (Blikra et al., 1989). Normalt sett oppstår de i svake lag i snøen, eller i overgangen mellom to snølag med forskjellig fasthet. Flakskred kan bli opp til flere kilometer brede, og er den skredtypen som vanligvis forårsaker dødsfall og materielle skader (NVE, 2011b). b) Løssnøskred er skred av løs snø, med liten fasthet og sammenheng mellom snøkrystallene. De oppstår ofte som en lokal utgliding i et punkt, men som brer seg utover i en pæreform (NVE, 2011b).

Løssnøskred og flakskred kan klassifiseres som tørrsnøskred og våtsnøskred basert på vanninnhold. Tørrsnøskred kan oppnå svært store hastigheter, men eroderer lite i skredbanen. Våtsnøskred beveger seg saktere enn tørrsnøskred, men har større erosjonsevne (Blikra et al., 1989). Er snømassene helt vannmettet kan det oppstå sørpeskred (NVE, 2011b). Sørpeskred kan opptre som en nesten flytende masse, og har høy tetthet. De oppstår i svakere hellinger enn andre snøskred, ned mot bare 5° (NVE, 2013b). De opptrer vanligvis på våren, ved at snøen tilføres store mengder med vann grunnet intens snøsmelting eller regn, uten at vannet kan dreneres ned i undergrunnen (Lied og Kristensen, 2003).



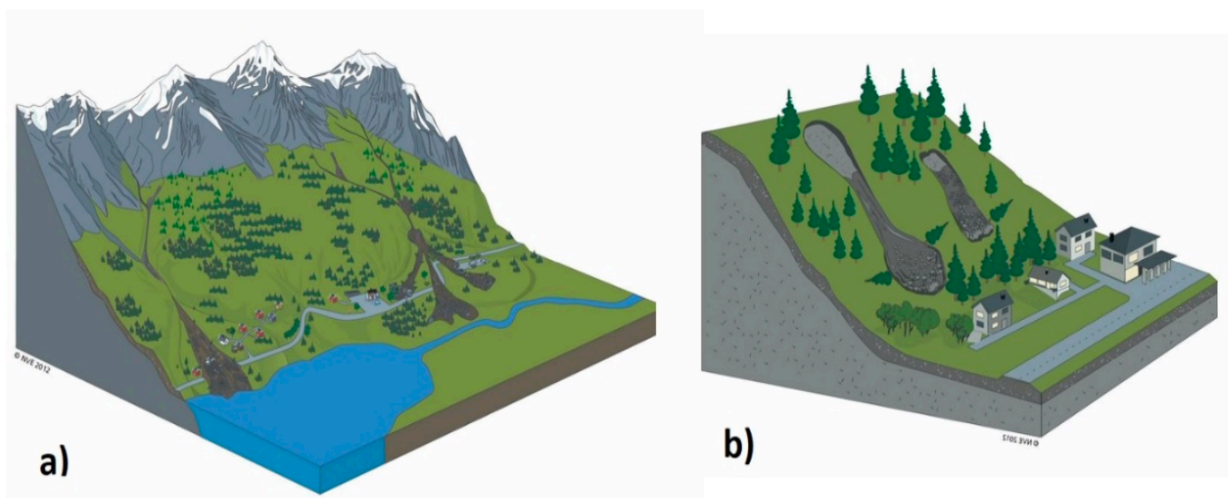
Figur 3.3: Klassifisering av snøskred (Lied og Kristensen, 2003).

3.3.3 Løsmasseskred

Løsmasseskred er skred i alle typer masse som ligger over fast fjell. I Norge deles løsmasseskred inn i fire ulike kategorier: Jordskred, flomskred, leirskred og kvikkleireskred (NVE, 2013c). I dette delkapittelet omtales jordskred og flomskred (Figur 3.4). Disse oppstår som hurtige utglidninger av vannmettede løsmasser i bratte skråninger. De primære forskjellene mellom jordskred og flomskred er utløsningsmekanismer og forhold, bevegelsesmekanismer, og avsetningsformer. Flomskred har også høyere vanninnhold enn jordskred. Den utløsende faktoren for begge skredtypene er nesten alltid intens/langvarig nedbør og/eller snøsmelting (NVE, 2011a).

Jordskred oppstår i skråninger ved plutselig utglidning i et glideplan, enten i et punkt eller langs en bruddsone, og blir gradvis bredere nedover skråningen. Avsetningene danner vifter der de grove massene avsettes øverst, mens finmaterialet avsettes utover i bunnen av skråningen (NVE, 2011a).

Flomskred er utglidninger i elveløp der det ikke er permanent vannføring. De starter gjerne som jordskred i øvre del av skråningen, eller ved erosjon i elveløpet (Blikra & Nemec, 1998). Flomskredene kan oppstå i bølger på én til flere hundre. Løsmassene avsettes som vifter der de groveste massene avsettes øverst, mens de finere masser avsettes gradvis utover viften (NVE, 2013).



Figur 3.4: Skisser av a) flomskred og b) jordskred (NVE, 2014).

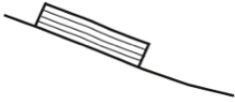



3.4 Undersjøiske skred

Undersjøiske skred er løsmassebevegelser som foregår under vann. Undersjøiske skred løses ut både naturlig og gjennom menneskelig påvirkning. Ved stor sedimenttilførsel kan poretrykket øke, ettersom porevannet ikke rekket å drenere ut i takt med sedimenttilførselen. Høyt poretrykk kan minske skjærstyrken ned mot 20% av fullt drenerte forhold (Høeg et al., 2014). Avsetning og erosjon kan endre helningen på sjøbunnen og lagtykkelse, og slik at havbunnsedimentene blir ustabile. Bølger, strømmer, tidevann og påvirkning fra grunnvann kan føre til spenningsendringer som kan utløse skred (Høeg et al., 2014). I område med seismisk aktivitet er jordskjelv en vanlig utløsningsmekanisme (St-Onge et al., 2011). Det finnes flere klassifiseringer av undersjøiske skred, men det er vanlig med inndeling basert på strømegenskaper (reologi) (Nardin et al., 1979, Moscardelli og Wood, 2008). I dette studiet er undersjøiske skred delt inn i fire ulike kategorier, basert på reologi (Figur 3.5): Utglidingsblokker, skredblokker, debrisstrømmer, og turbidittstrømmer.

Utglidingsblokk og skredblokker er utglidinger av rigide masser med liten til ingen grad av intern deformasjon. Utglidingsblokker er utglidninger av hele blokker langs et glideplan, uten (Nardin et al., 1979). Skjer utglidningen som en roterende bevegelse vil de interne sedimentære strukturene deformeres, og dette er fine skredblokker (Shanmugam, 2016).

Debrisstrømer har et høyere vanninnhold enn skred- og utglidingsblokker, og er gravitasjonsdrevne laminære massestrømmer. Massene er plastisk deformerte og kan bevege seg både som både sakte og hurtige strømmer (Niedoroda et al., 2007).

I undersjøiske skråninger kan det oppstå turbidittstrømmer, som er en gravitasjonsdrevet strøm av oppvirvlede sedimenter, som drives av høyere tetthet enn de omkringliggende vannmassene (Niedoroda et al., 2007). Turbidittstrømmer kan oppnå høye hastigheter og bevege seg over store strekninger. Når strømmen beveger seg nedover, eroderer den langs havbunnen, og kan danne canyoner. (Høeg et al., 2014). Når strømningshastigheten avtar, begynner sedimentene å avsettes. De groveste sedimentene avsettes først, mens de de fineste sedimentene avsettes langsommere. Avsetningen danner normalgraderte Bouma-sekvenser, som kan bestå av opp til fem ulike sekvenser (Bouma, 1962).

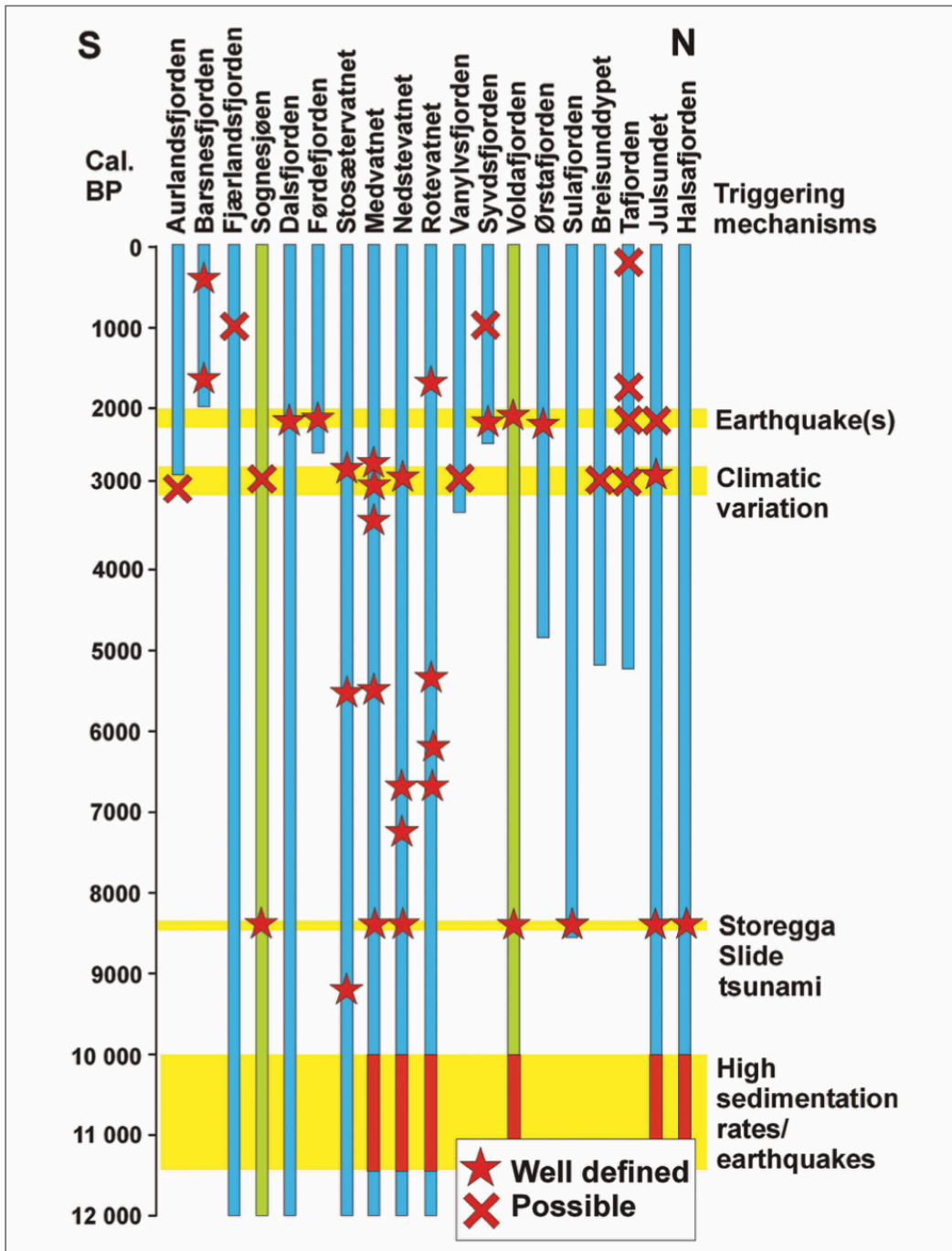
Gravitasjonsprosess	Reologi	Avsetninger
<p data-bbox="316 387 523 421">Utglidingsblokk</p> 	<p data-bbox="676 387 991 584">Utglijning av blokk langs et skjærbrudd, der hele blokken glir langs en glideflate.</p>	<p data-bbox="1016 387 1390 533">Liten eller ingen intern deformasjon, og med sammenhengende lagdeling.</p>
<p data-bbox="341 689 497 723">Skredblokk</p> 	<p data-bbox="676 689 970 887">Utglijning av en blokk, med roterende bevegelse og plastisk deformasjon.</p>	<p data-bbox="1016 689 1406 887">Plastisk deformasjon, særlig i bunnen av blokken, med forkastninger og folder i sedimentene.</p>
<p data-bbox="336 981 502 1014">Debrisstrøm</p> 	<p data-bbox="676 981 975 1234">Laminære massestrømmer med plastisk deformasjon, og sedimenter av ulike størrelser.</p>	<p data-bbox="1016 981 1390 1178">Høy grad av intern deformasjon og tilfeldig sortering. Kan bestå av både fine og grove sedimenter.</p>
<p data-bbox="323 1272 515 1305">Turbidittstrøm</p> 	<p data-bbox="676 1272 962 1469">Turbulente strømmer med fine sedimenter i suspensjon og høyt vanninnhold.</p>	<p data-bbox="1016 1272 1385 1581">Normalgraderte og lagdelte avsetninger. En skarp erosjonskontakt mot de underliggende sedimentene, og en gradvis overgang til overliggende sedimentene.</p>

Figur 3.5: Klassifisering av undersjøiske skred. Modifisert fra Moscardelli og Wood, 2008.

3.5 Skredaktivitet i holocen i Vest-Norge

Skredaktiviteten i Vest-Norge har variert gjennom holocen, med perioder med lav og høy aktivitet. Skredaktiviteten har blitt knyttet til seismisk aktivitet og endringer i klima. Flere av skredene er av samme alder (Figur 3.6), som tyder på regionale utløsningsmekanismer (Bøe et al., 2004, Bellwald et al., 2019). Fjordsedimenter er gode arkiver både i forhold til skredavsetninger og endringer i fjordbassenget og områdene rundt (Aarseth, 1997), og i enkelte fjordbasseng stammer mer enn 70% av sedimentene fra skred (Bellwald et al., 2016).

I tidlig holocen var skredaktiviteten høy, spesielt like etter deglasiasjonen, og flere av de største skredene er fra denne perioden (Böhme et al., 2015). Landskapet var ustabil etter at isen trakk seg tilbake, og det var stor tilgang på sedimenter (Ballantyne, 2002). Den postglasiale landhevingen førte til at flere grunne forkastningssoner ble aktivert (Gudmundsson, 1999), og den seismiske aktiviteten var høy (Mörner, 2013). Rundt 8100-8200 kal. år BP gikk Storeggaskredet, som var et stort undersjøisk skred utenfor kysten av Vest-Norge. Det dannet store flodbølger langs kysten og inne i fjordene (Haflidason et al., 2005), og flere skredavsetninger er koblet til disse flodbølgene (Bellwald et al. 2019). Skredaktiviteten i midtre holocen (8200 til 4100 kal.år BP) var lavere. Klimaet var varmere og isbreene smeltet helt vekk, og det var periodevis lave sedimentasjonsrater. Samtidig var den seismiske aktiviteten lav (Bellwald et al., 2019). I sen holocen (4200 – i dag) økte skredaktiviteten igjen. Isbreene vokste frem på nytt, sedimentasjonsratene økte, samtidig var jordskjelvaktiviteten større (Bøe et al., 2004).



Figur 3.6: Oversikt over historiske skredhendelser med mulige utløsningsmekanismer (Bøe et al., 2004).

3.6 Skred i Aurland

3.6.1 Skredkartlegging

Det har tidligere gjort skredkartlegging i Aurland. Det har særlig vært fokus på de ustabile fjellpartiene i fyllitt ved Flåm. Dette er blant de største ustabile fjellpartiene i Norge (Blikra et al., 2002; NVE, 2013a; Böhme et al., 2014). Det er også gjort undersøkelser av fjordsedimentene som viser at det er avsetninger etter et større skred i Aurlandsfjorden fra ca. 3000 kal. år BP (Blikra et al., 2002).

3.6.2 Skredutsatte veier langs Aurlandsfjorden

I studieområdet er det to skredutsatte veistrekninger (figur 3.9). Disse to er europavei 16 (E16) som er hovedveien mellom Bergen og Oslo, og er skredutsatt mellom Flåm og Aurlandsvangen. Den andre veien er fylkesvei 5625 (fv5625) som går mellom Aurlandsvangen og Skjerdal. Statens Vegvesen (2019) har utarbeidet en regnemodell for å finne skredfaktoren langs ulike veistrekninger. Regnemodellen tar utgangspunkt i faktorene i tabell 3.1.

Tabell 3.1: Faktorene med vekting, som er utgangspunktet for å regne ut skredfaktoren (Statens Vegvesen, 2019).

Nr	Faktor	Vekttall
F1	Trafikkmengdefaktor (basert på veiens trafikkmengde – årsdøgntrafikk (ÅDT))	0,20
F2	Skredfarefaktor (basert på skredfrekvens*skredets gjennomsnittlige bredde på vei)	0,20
F3	Omkjøringsfaktor (basert på ekstra kjøretid på grunn av venting og omkjøring)	0,15
F4	Stengingsfaktor (basert på antall ganger veien er stengt på grunn av skredfare)	0,15
F5	Skredfaresstengingsfaktor (basert på antall døgn veien er stengt på grunn av skredfare)	0,10
F6	Naboskredfaktor (basert på faren for nye skred i området hvor trafikken venter/oppholder seg etter at skred har gått)	0,10

Skredfaktoren blir regnet ut basert på de ulike faktorene, og vektet ut fra tabell 3.1. Skalaen går fra 0-9,0, hvor 9,0 er den maksimale skredfaktoren. Videre blir veistrekningene delt inn i skredfaktorkategoriene høy, medium og lav:

Skredfaktorkategori	Skredfaktor
Høy	3,5 og høyere
Medium	2,5-3,49
Lav	2,49 og lavere

E16 ved Stampa er beregnet til å ha en skredfaktor på 3,3 (medium). Langs fv5625 er det flere strekninger hvor skredfaktoren er blitt regnet ut. Ved Skjerdalsberget er veien beregnet til å ha en skredfaktor på 5,6 (høy), mens de andre strekningen er beregnet til å ha lav skredfaktor. Det er foreslått å bygge tunnel forbi det mest skredutsatte området ved Skjerdalsberget. (Statens Vegvesen, 2019). Faktorene i regnemodellen er kun basert på observerte og nyere skredhendelser, og den tar derfor ikke hensyn til historisk skredfrekvens eller katastrofiske skredhendelser.

Tidligere har det gått større skred over begge disse vegstrekningene. 1. oktober 1985 førte kraftig regnvær og stor snøsmelting til at vannstanden i Markåna økte kraftig . Vannet gikk ut av elveløpet, og førte til vannmetning og erosjon i løsmassene i terrenget. Dette utløste et jordskred, som blandet seg med flomvannet i elven, og gikk som et flomskred langs elveløpet (Figur 3.7). Rundt 10.000 m³ raste ut, og gikk med en bredde på 160 m over bilveien (NGI, 1986).



Figur 3.7: Skredløpet i fjellsiden langs Markåna (NGI, 1986).

18. mai 2013 gikk et skred over fv5625 ved Voldedalen (figur. Skredet startet som et snøskred ved 1400 m.o.h. Snømassene demte opp elveløpet ved ca. 1300 m.o.h. Da vannmengdene i snøen nådde kritisk metningsgrad, løsnet en blanding av snø, vann og løsmasser som et sørpeskred nedover elveløpet. Oppdemming langs elveløpet førte til at det kom to nye bølger av flomskred, som blanding av vann og løsmasser (Statens Vegvesen, 2013). Veistrekningen ved Voldedalen (skredfaktor 2,3) er regnet som mindre skredutsatt enn veistrekningen ved Skjerdalsberget, som ligger lengre nord på fv5625 (Statens Vegvesen, 2019).



Figur 3.8: Skredløpet over fv5625 (Statens Vegvesen, 2013).



Figur 3.9: Kartoversikt over de skredutsatte veistrekningene, markert med rød farge. Den nederste strekninger er E16, mens den øverste veistrekningen er fv5625. Skredløpene fra Markåna og Voldedalen er markert. Modifisert fra kommunekart.com (2021).

4. Metoder

I dette kapittelet blir det gitt en introduksjon til metodene som er brukt i skredkartleggingen.

4.1 Felt- og datainnsamling

Forskningsfartøyene G.O. Sars og Hans Brattstrøm ble brukt for å samle inn kjerneprøver og seismikk. G.O. Sars ble brukt til å samle inn TOPAS-profiler i forbindelse med tokt GS-20-228, mens Hans Brattstrøm ble brukt til å samle inn kjernedata og chirp-profiler i forbindelse med tokt HB-16-201.

4.1.1 Forskningsfartøyene

4.1.1.1 G.O. Sars

F/F G.O. Sars er et forskningsskip som ble bygget i 2003. Det opereres i fellesskap mellom Havforskningsinstituttet (75%) og Universitetet i Bergen (25%). G.O. Sars er 77,6 meter langt og 16,4 meter bredt. Det brukes til alle typer marin forskning, og er utstyrt med to hangarer og flere laboratorier (Haflidason et al., 2020). Skipet er utstyrt med moderne forskningsutstyr, blant annet:

- Ekkolodd (EK 60), med kapasitet til å operere på seks ulike frekvenser samtidig
- To multistråleekkolodd, EM302 (30 kHz) og EM1002 (95 kHz)
- Kongsberg TOPAS PS18-sonar

4.1.1.2 Hans Brattstrøm

Hans Brattstrøm er et skip som eies av Universitetet i Bergen, og driftes av Havforskningsinstituttet. Skipet ble bygget i 1992, og er 24 m langt og 6,5 m bredt, og er utstyrt til å samle inn biologiske og geologiske prøver (Havforskningsinstituttet, 2021).

4.1.2 TOPAS PS18 (Parametric Sub-bottom Profiler System)

TOPAS PS18 brukes til å lage høyoppløselige seismiske profiler av de øverste stratigrafiske lagene på havbunnen. Penetreringsevnen til TOPAS PS18 er opp til 130 meter, med en oppløsning på rundt 30 centimeter. Det kan stilles inn flere typer puls avhengig av hvilket dyp og bruk som jobbes på. Lavfrekvente pulser vil ha høyest penetreringsevne, men lavest oppløsning og motsatt for høyfrekvente pulser (Haflidason et al., 2020).

4.1.3 Kjerneprøver

I dette studiet ble det brukt fallkjerneprøvetaker og multikjerneprøvetaker for å hente inn marine sedimentkjerner. Kjerneprøvene ble samlet inn 5.-9. april 2016, og 1.-5. februar 2020. Oversikt over kjernene finnes i Tabell 4.1.

Tabell 4.1: Oversikt over kjerneprøvene og -lokalitet.

Kjerne	Prøvetaker	Dyp (m)	Kjernelengde (cm)	Koordinater
GS20-228-03GC	Fallkjerne	410	240	60.57032° N, 07.08446° Ø
HB16-201-07GC	Fallkjerne	406	300	60.56714° N, 07.09563° Ø
HB16-201-08MC	Multikjerne	403	44	60.56447° N, 07.10199° Ø
HB16-201-09MC	Multikjerne	385	43,5	60.56315° N, 07.10754° Ø
HB16-201-16GC	Fallkjerne	60	194	60.52158° N, 07.08266° Ø

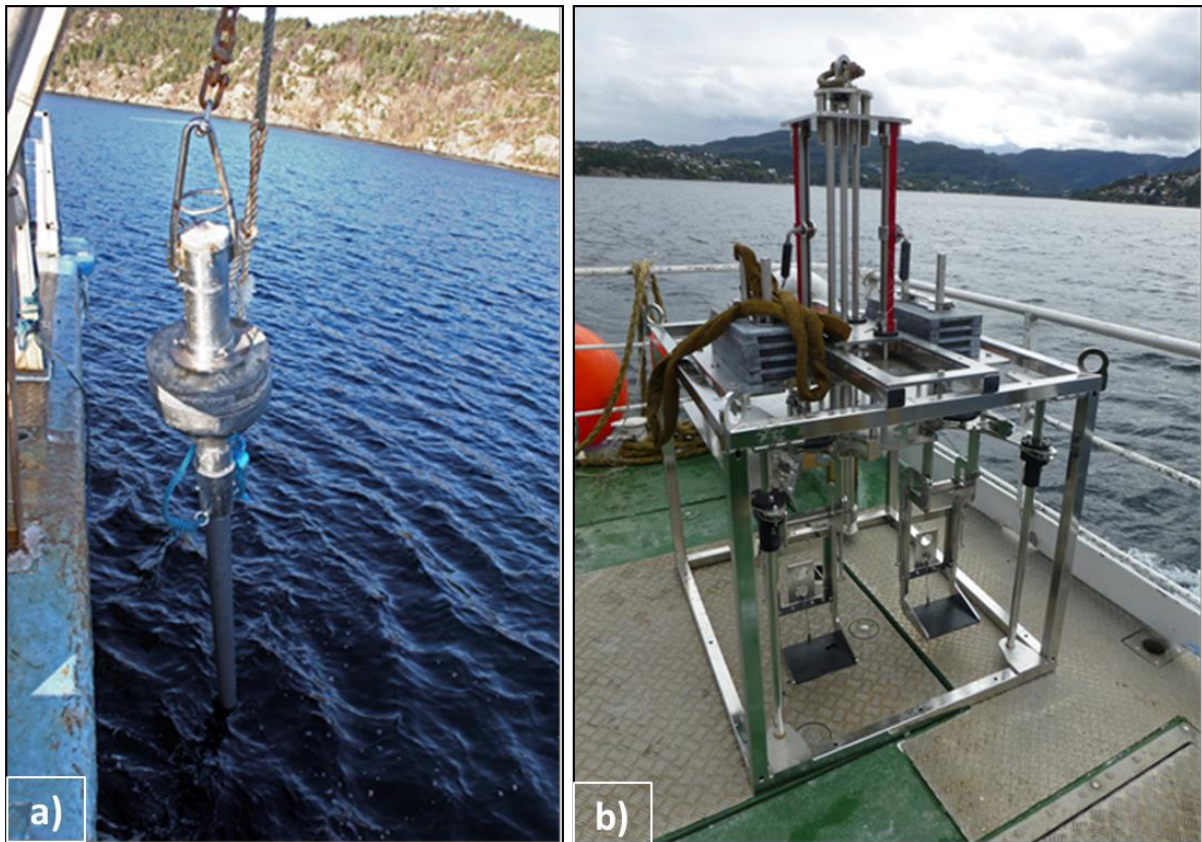
4.1.3.1 Fallkjerneprøvetaker

En fallkjerneprøvetaker består av et 6 meter langt plastrør med et tungt lodd festet på toppen. Prøvetakeren senkes ned til den er ca. 10-20 meter over havbunnen, hvor den stabiliseres for å kunne oppnå en loddrett penetrering. Den slippes så mot havbunnen slik at sediment presses inn i røret. En ventil på toppen av prøvetakeren tillater vanngjennomstrømming under prøvetakingen, og hindrer vann å trenge inn under heving. En sandfanger i bunnen av røret holder sedimentene på plass. Penetreringsdybden avhenger av avsetningstype og nedsynkingskraft, og et stålrør kan plasseres utenpå plastrøret for å styrke penetreringskraften og hindre at plastrøret knekker. Når prøvetakeren er tatt ombord i båten, løsnes plastrøret fra loddet. Det deles inn i mindre seksjoner og det settes lokk på begge ender.

4.1.3.2 Multikjerneprøvetaker

En multikjerneprøvetaker består av et stativ med plass til to plastrør på 70 cm. På toppen av rørene er et lodd. Stativet senkes ned og settes på havbunnen. Loddene presser så plastrørene sakte ned i sedimentene, slik at det er mulig å få en uforstyrret prøve av de øverste sedimentlagene. Lokk på toppen og bunnen av røret lukkes automatisk når prøvene er tatt, slik

at sedimentene fanges i røret. Prøvetakeren blir hevet til overflaten der det settes lokk på begge ender av plastrøret.



Figur 4.1: Bilde av a) Fallkjerneprovetaer og b) multikjerneprovetaer (Haflidason et al., 2016).

4.2 Laboratorieanalyser

Sedimentkjernen ble først analysert ved hjelp av tre ikke-destruktive metoder (CT-skanning, MSCL-kjernelogger, XRF-kjerneskaner), og videre logget visuelt. Det ble så tatt ut prøver fra sedimentkjernene til kornstørrelseanalyse og radiokarbondatering.

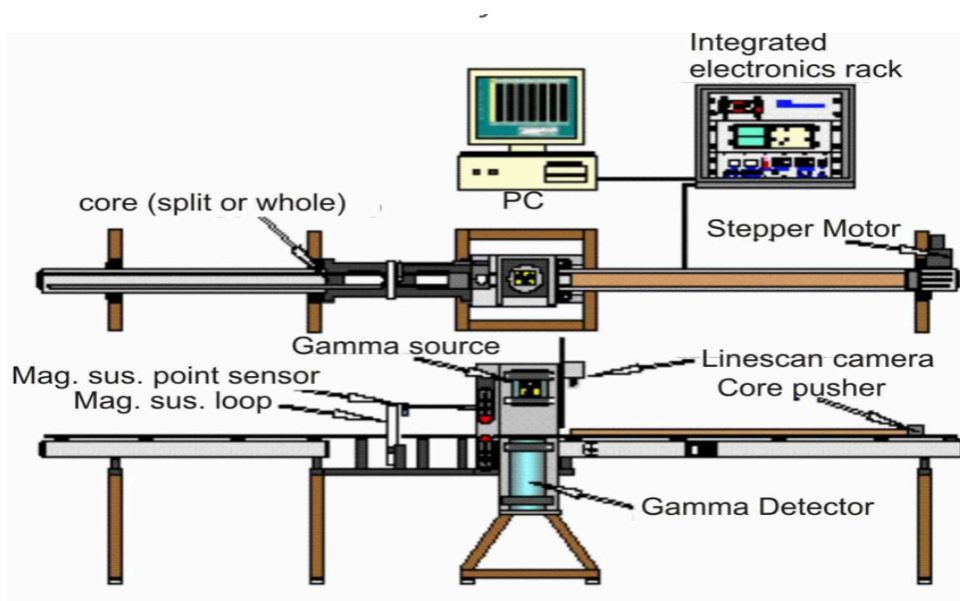
4.2.1 Computertomografi (CT)

CT er en ikke-destruktiv metode å få laget høyoppløselige 3D-røntgenbilder av sedimentære kjerner. ved hjelp av en ProCon X-ray CT-ALPHA. Apparatet kan skanne kjernen på opp til 150 cm lengde, og med en diameter på opp til 12,5 cm. Skanneren er utstyrt med et 240 kV mikrofokusrør en detektor på 3000x3000 piksler (Universitetet i Bergen, 2021). Dataene ble behandlet og visualisert med programvaren FEL Avizo Fire 3D analysis.

4.2.2 Kjernelogger (Multi-sensor core logger)

Multisensor kjernelogger (MSCL) er en ikke-destruktiv metode for å måle fysiske egenskaper til en kjerne. Egenskapene som blir målt er bølgehastighet, magnetisk susceptibilitet, og gammatetthet som funksjoner mot kjernedypet (Figur 4.2). Loggingen foregår ved at kjernen plasseres på et transportbånd. Transportbåndet fører kjernen forbi en rekke sensorer, som utfører målingene og sender disse videre til en datamaskin for prosessering. Hele prosessen er automatisert, og datamaskinen styrer både transportbåndet og sensorene. MSCL kan logge både hele og splittede kjerner, men vil oppnå best resultat og høyere oppløsning av magnetisk susceptibilitet ved logging av splittede kjerner (Gunn og Best, 1998).

Magnetisk susceptibilitet er et mål på hvor lett et materiale lar seg magnetisere (Dearing, 1994). Et høyt utslag på Ferromagnetiske mineraler som hematitt, magnetitt, olivin og terrigene sediment vil gi et høyt utslag av magnetisk susceptibilitet, for disse lar seg lett magnetisere. Dimagnetisk materiale er mineraler og elementer som gir lave utslag på magnetisk susceptibilitet. Mineraler som faller innenfor denne kategorien er kvarts og kalsiumkarbonat, i tillegg til vann og biogent materiale (Dearing, 1994).



Figur 4.2: Skjematisk oversikt over en MSCL-logger (Haflidason et al., 2020).

Gammatetthet brukes til å finne bulk tettheten i kjernen, som er den totale massen delt på det totale volumet. Gammatetthet måles ved å sende gammastråling gjennom kjernen. En sensor måler hvor stor del av strålene som er blitt absorbert, og høy bulk tetthet absorberer en høy andel av strålene. Bulk tettheten er en indikator for mineralsammensetningen og porøsiteten i en sedimentkjerne.

4.2.3 ITRAX – Røntgenfluorescens-kjerneskaner (XRF)

ITRAX er en multifunksjons kjerneskaner som bruker røntgenstråler til å utføre en grunnstoffanalyse av en kerne. Skanneren består av to transportbånd som er plassert på hver sin side av et måletårn. Måletårnet er utstyrt med en radioaktiv røntgenkilde og en rekke sensorer. Skanneren sender røntgenstråler gjennom kjernen, og en sensor måler hvor mye av strålingen som blir reflektert, og hvilken bølgelengde strålene har. Ulike grunnstoff sender ut stråler med ulike bølgelengder, og skanneren kan derfor indentifisere hvilke grunnstoff som er dominerende i kjernen. Skanneren tar også fargebilder, som gjør det letter å indentifisere strukturer i kjernen enn ved visuell logging.

Et utvalg av fem ulike grunnstoff (Ca, K, Ti, Br, Mn) er blitt valgt som proksier for å hjelpe til med tolkningen av sedimentkjernene basert på tidligere studier av marine sedimenter (Croudace et al., 2006 med referanser).

4.2.4 Sedimentologisk kernebeskrivelse

Kjernene ble først påført måletape for å markere kjernedypet. Overflaten på kjernen ble rensert og med en sparkelspade. Sedimentene ble logget visuelt, og endringer i farge, litologi, tekstur og strukturer ble notert ned på millimeterpapir. Fargen på sedimentene ble bestemt ved hjelp av fargekart fra boken *Munsell book of color: glossy finish collection* (Munsell, 1976).

4.2.5 Skjærstyrkemålinger

Skjærfastheten til sedimentene ble målt ved å bruke et konusapparat. Apparatet består av et spisst lodd festet til et stativ. Loddet plasseres loddrett like over overflaten til kjernen, og slippes loddrett ned på sedimentene. Nedsynkingen, som er oppgitt i millimeter (mm), leses umiddelbart av apparatet. I dette studiet ble det brukt lodd på 100 g eller 400g. Det ble gjort to eller tre målinger for hvert dybdeintervall, for å redusere usikkerheten knyttet til målingene. Innsynkingen til loddet omregnes fra mm til skjærfasthet (t/m^2) ved hjelp av en kalibreringstabell. Verdien multipliseres med gravitasjonskonstanten (9,81) for å omregne skjærstyrken til kPa (Hansbo, 1975).

4.2.6 Prøvetaking og sedimentanalyse

Det ble tatt ut sedimentprøver fra forskjellige dybdeintervaller i kjernen, basert på kjernebeskrivelsen, CT-bilder, MSLC- og XRF-data. Sedimentprøver ble tatt ut av kjernen, og lagt i aluminiumskåler og veid. Prøvene ble tørket i tørkeskap i to dager og veid på nytt for å finne vanninnholdet. Sedimentene ble flyttet over i glass med vann og såpe, og plassert på rullebrett i to døgn. Etter at sedimentene var løst opp, ble prøvene siktet i tre ulike fraksjoner: 63 µm, 125 µm og 1 mm. Etter at de var siktet ble de lagt i tørkeskap til alt vannet var fordampet. De ulike størrelsesfraksjonene ble veid og lagt i prøveglass, og det ble laget en kumulativ kornstørrelseskurve for kjernene.

4.2.7 Radiokarbondatering (14C)

Totalt ble det tatt ut åtte prøver med terrestrisk plantemateriale fra kjernene GS20-228-03GC, HB16-201-07GC, og HB16-201-16GC. Prøvene ble tatt ut med spatel fra kjernene og deretter våtsiktet. Videre ble prøvene vasket og tørket i tørkeskap. Materialet ble deretter veid og puttet i merkede prøveglass. Prøvene ble så sendt til enten Lunds Universitet eller Beta Analytic Inc for å dateres ved hjelp av akselerasjonsmassespektrometri (AMS).

4.3 Programvare

CorelDraw Graphics Suiter X7

CorelDraw Graphics Suiter X7 er et vektorbasert tegneprogram brukt til å lage todimensjonale bilder og illustrasjoner. Seismiske profilet, CT-figurer, kjernestratigrafiske logger, og de fleste kartene er laget i CorelDraw.

FEL Avizo Fire 3D analysis

Avizo er et program som brukes til å tolke CT-bilder i 3D. Bildene fra CT-skanningen er laget i Avizo, og behandlet videre i CorelDraw.

ArcGIS 10.5.1

ArcGIS er et geografisk kartleggingsprogram som er brukt til å lage kart over nedbørsfeltene til vassdragene langs Aurlandsfjorden.

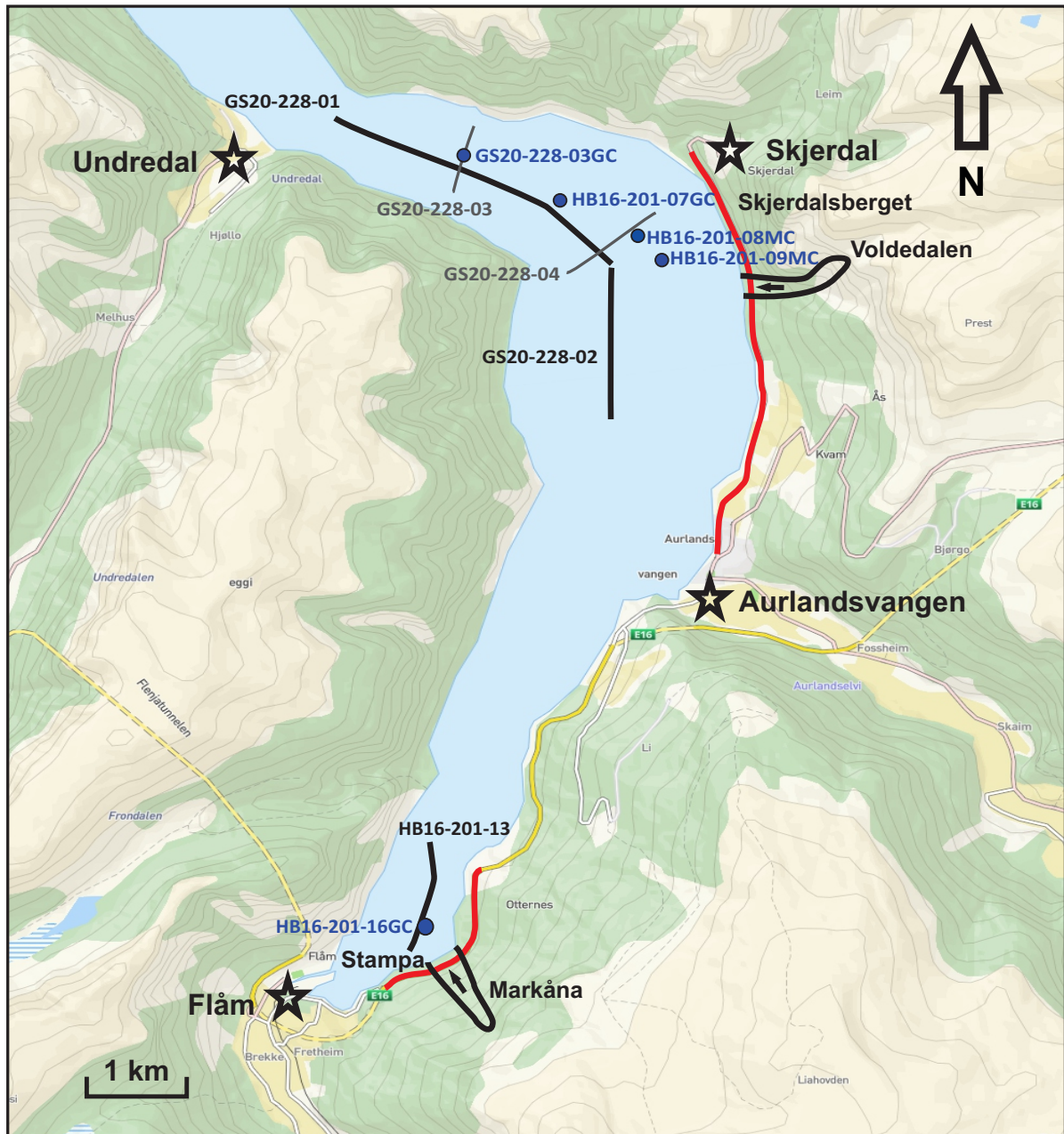
4.4 Feilkilder

Under innsamling og bearbeiding av data og prøver kan det ha oppstått feilkilder. Feilkilder kan ha oppstått under tokt, og under den videre behandlingen av dataene og prøvene. Følgefeil kan da ha påvirkning på resultatet av undersøkelsene.

- Under utførelsen av fallprøvekjernen kan feil ha oppstått ved flere anledninger. Fallkjernen treffer havbunnen med stor kraft og dette kan ha omordnet i sedimentene i det øverste laget. Dette fører til at toppen ikke representerer de reelle forholdene. Under selve penetreringen kan også laginndelingen i sedimentene ha blitt påvirket. Friksjon langs sidene i røret kan føre til at sedimentene blir komprimerte eller strukket, og at det målte dypet ikke blir riktig. Sedimenter Dette kan føre til at tolkningen blir feilaktig og at sedimentasjonsmiljøet ikke stemmer med det reelle.
- Veiging av materialet fra kjerneprøvene blir gjort flere ganger i løpet av analysen på laboratoriet. Feil under avlesninger og avvik på vekten kan ha gjort at vekten til materialet avviker fra den faktiske vekten. Kontaminering underveis i prosessen kan også ha påvirket vekten.
- Materiale kan ha forsvunnet under veiging, sikting eller prøvetaking i laboratoriet.
- Kontaminering av materialet som er tatt ut til datering kan føre til at radiokarbondateringene gir feil alder på sedimentene.

5. Resultater

I dette kapitlet er resultatene fra de innsamlede dataene presentert. Resultatene er delt inn i batymetri, seismostratigrafi, og kjernestratigrafi. De kjernestratigrafiske resultatene er delt inn i klassisk kjerneanalyse og radiokarbondateringer, og videre sammenlignet med CT-bilder. Til slutt blir de kjernestratigrafiske og seismostratigrafiske resultatene sammenlignet.

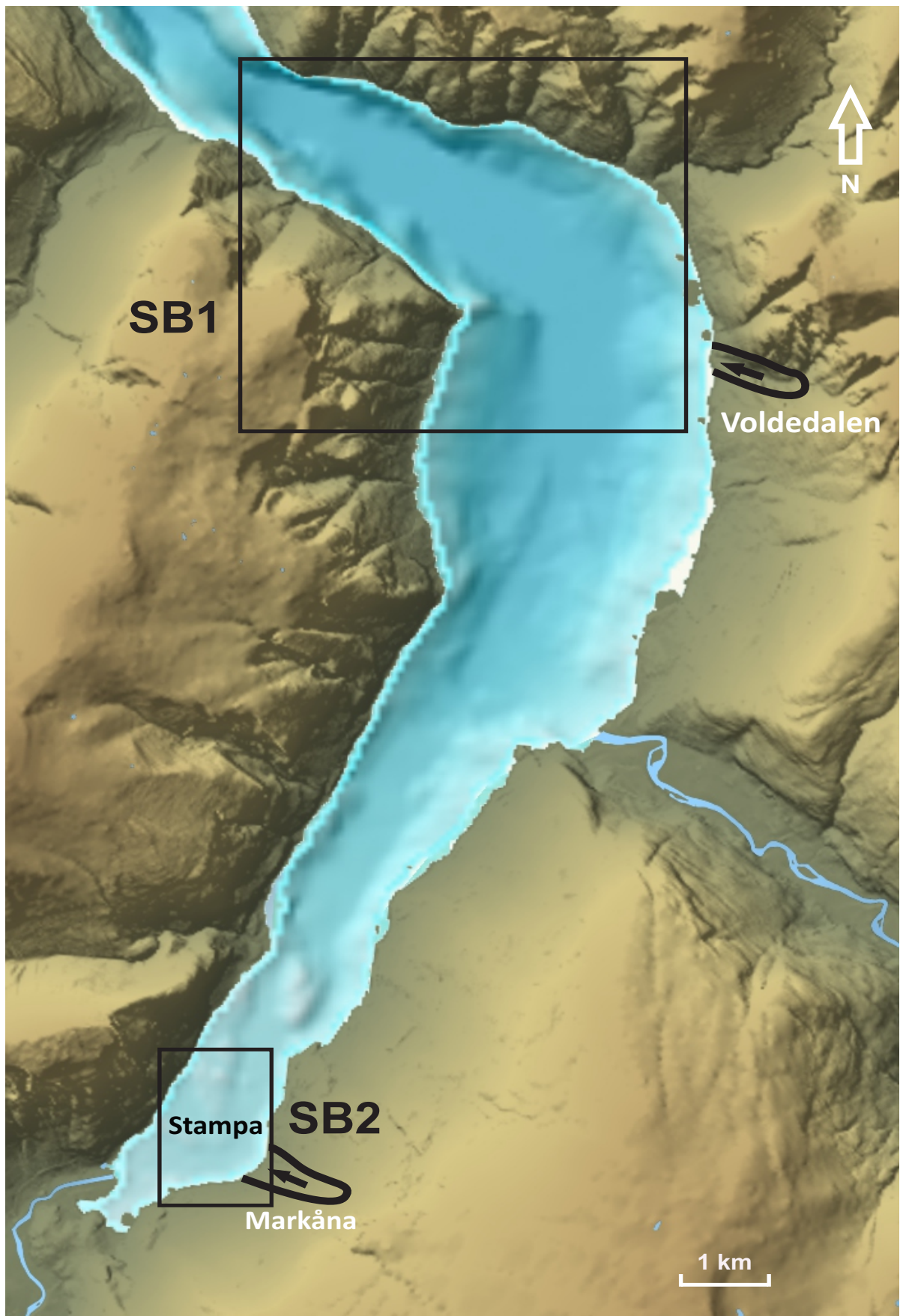


Figur 5.1: Oversiktskart over studieområdet, med seismiske profiler og kjernelokaliteter. Skredutsatte veistrekninger er røde, med skredløp er markert med svarte linjer. Modifisert fra kommune kart.com (2021).

5.1 Batymetri

Det ble ikke samlet inn batymetriske data i forbindelse med studiet. Den batymetriske kartleggingen er derfor basert på sjøkart, seismiske undersøkelser, og tidligere batymetriske undersøkelser (Domaas et al., 2002). Dybden i fjorden er dypest i den ytterste delen av studieområdet, og blir grunnere innover i mot fjordbunnen. Batymetrien viser at fjellssidene går bratt ned til havbunnen, som består av flere flate områder. Disse flate områdene representerer ulike sedimentbasseng, og de ulike sedimentbassengene er adskilt av rygger og skråninger. Det er fokus på to ulike sedimentbasseng i dette studiet (Figur 5.1).

Sedimentbasseng ved Voldedalen (SB1) er det ytterste og største av bassengene. Den største dybden i bassenget er 420 meter, og er avgrenset av en fjordterskel mot nord. Alle kjernene, bortsett fra HB16-201-16GC er tatt i dette bassenget. HB16-201-16GC er tatt i sedimentbassenget ved Stampa (SB2), i den innerste delen av fjorden. Den største dybden her er ca. 100 meter.







Figur 5.2: Terrengkart over studieområdet, med innregnede sedimentbasseng. Modifisert fra norgeskart.no (2021).

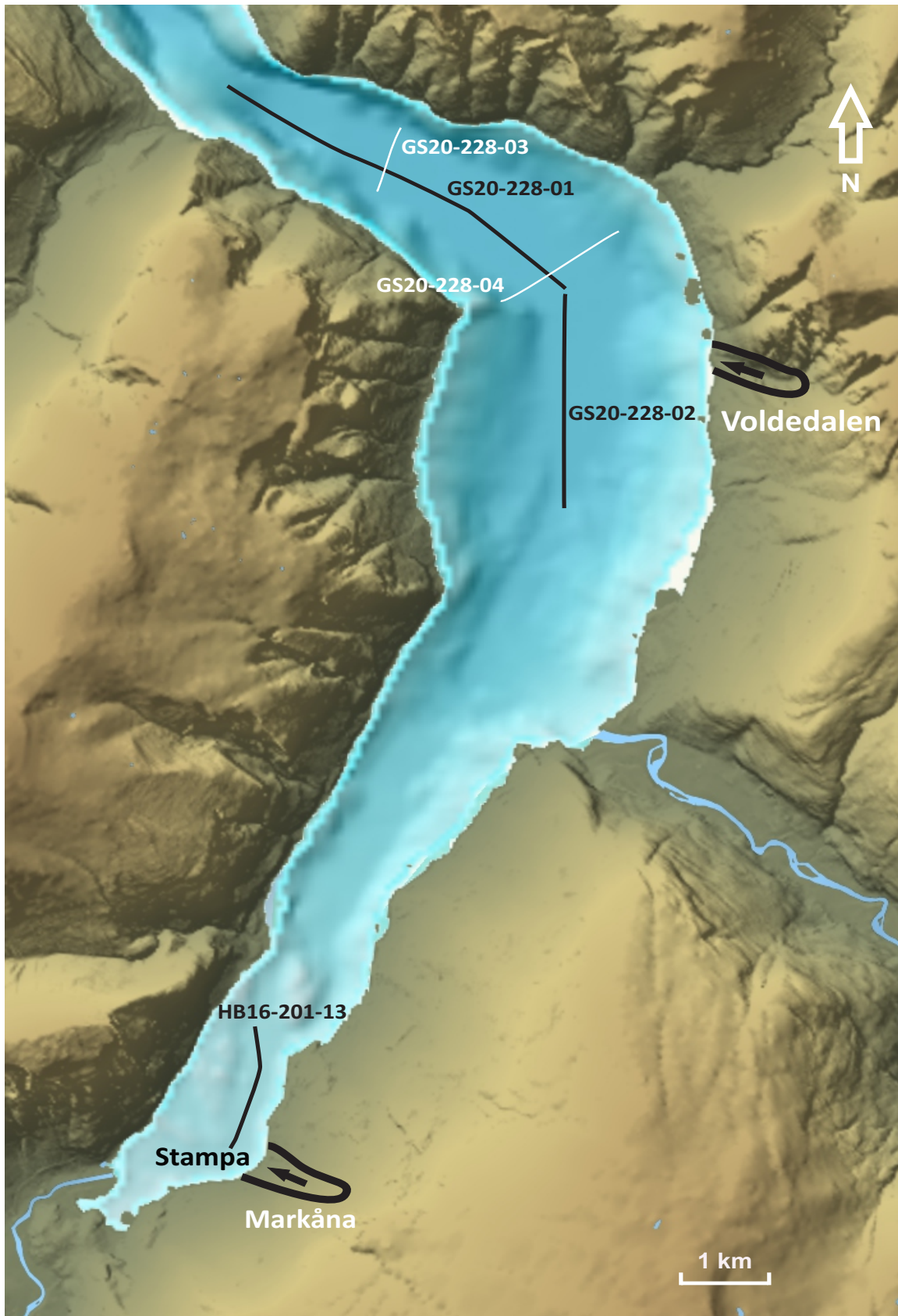
5.2 Seismostratigrafi

I dette studiet er det seismostratigrafiske rammeverket etablert ut fra fem utvalgte langsgående og tverrgående seismiske profiler. Profilene er valgt ut fra den seismiske kvaliteten og for å gi en best mulig oversikt over de sedimentære avsetningene. Fire av de seismiske profilene er tatt i sedimentbassenget ved Voldedalen, mens ett profil er tatt i sedimentbassenget ved Stampa.

Basert på endringer i seismisk karakter seismostratigrafien inndelt i to uformelle hovedenheter (Tabell 5.1). De inndelte seismiske enhetene er navngitt som enhet A og B, der enhet B er den eldste enheten. Hovedfokuset i studiet har vært å identifisere skredavsetninger i samme dybdeintervallene som kjernene, og det er derfor størst fokus på sedimentene i den øvre delen av bassengene. Derfor er sedimentene i enhet A er blitt delt inn i ulike skredhendelser basert på endringer i karakter og amplitude, mens enhet B ikke er delt inn i noen underenheter, men er tolket i sin helhet.

Tabell 5.1: Oversikt over ulike seismiske karakterer som er brukt i tolking og inndeling av stratigrafi.

Seismiske fascies	Eksempler i TOPAS
Transparente avsetninger	
Reflektorer med høy amplitude	
Parallelle reflektorer med svak amplitude	
Kaotiske refleksjoner	



Figur 5.3: Kartoversikt over de tolkede seismiske profilene. De svarte linjene markerer lengdeprofiler, mens de hvite linjer markerer tverrprofiler. Skredløp er markert med svarte linjer. Modifisert fra norgeskart.no (2021).

Seismostratigrafisk enhet B

Beskrivelse: Seismisk enhet B er den nederste av de to definerte enhetene. Den nedre grensen er definert ved akustisk basement, men er i de fleste profilene ikke synlig og er derfor ikke markert. Enheten består av horisontale til subhorisontale reflektorer, som er vekselvis sterke og svake. Det er også flere transparente lagpakker. Mektigheten til underenheten varierer gjennom profilene, men blir tynnere innover fjorden. I den innerste delen av studieområdet er ikke denne enheten synlig.

Tolkning: Enheten er tolket til å være avsatt under isdekkenes tilbaketrekking i yngre dryas og tidlig holocen. De avsatte sedimentene er knyttet til store mengder med sedimenter som er avsatt av smeltevannsplumitter og av skredavsetninger under deglasiasjonen.

Seismostratigrafisk enhet A

Beskrivelse: Seismisk enhet A utgjør den øverste av de to definerte enhetene. Den nedre grensen markeres av en høy amplitude-reflektor. Enheten er for det meste transparent, men det er enkelte svake parallelle reflektorer. Reflektorene er for det meste horisontale i bassengene, men er subhorisontale og tidvis kaotiske langs bassengmarginene. Mektigheten til enheten er relativ jevn, og er rundt 4,5-5 meter i den ytre delen av fjorden. Lenger inn i fjorden er mektigheten mindre, og mer transparent med færre synlige reflektorer. Enheten er funnet i alle de tolkede profilene.

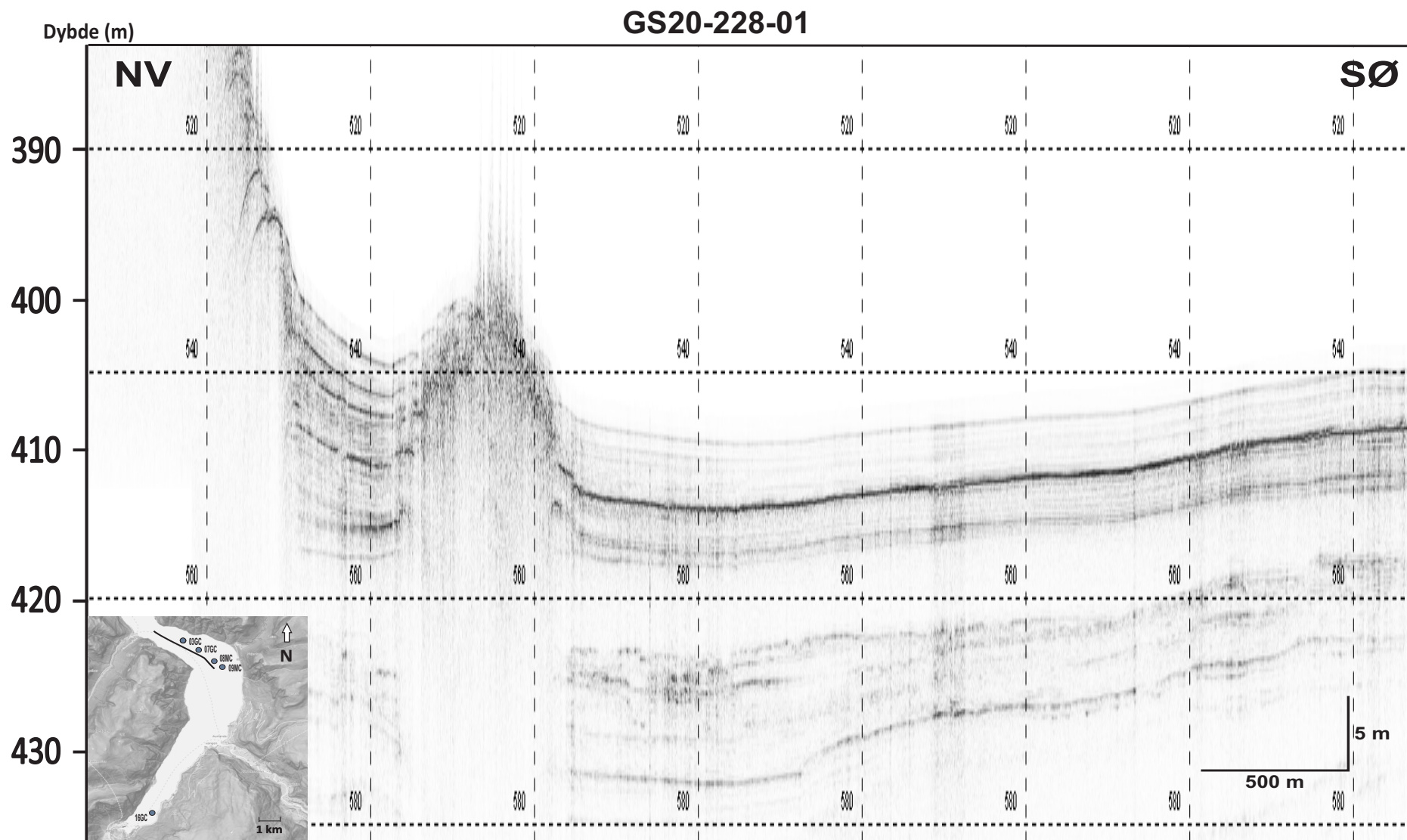
Tolkning: Enheten er tolket til å bestå av hemipelagiske sedimenter og skredavsetninger avsatt i holocen. Skredavsetninger består av sedimenter med høyere tetthet enn hemipelagiske og reflekteres derfor med sterkere amplitude i de seismiske profilene. Hemipelagiske avsetninger er massive og homogene, og gir derfor svakere signaler i de seismiske profilene. Reflektorene med høy amplitude varierer i mektighet gjennom bassengene, og blir ofte tynnere mot en av bassengmarginene. Dette impliserer at det er skredavsetninger som er tykkest nærmest skredområdet, og blir tynnere når distansen fra skredområdet øker.

5.2.1 Seismostratigrafisk setting i basseng SB1

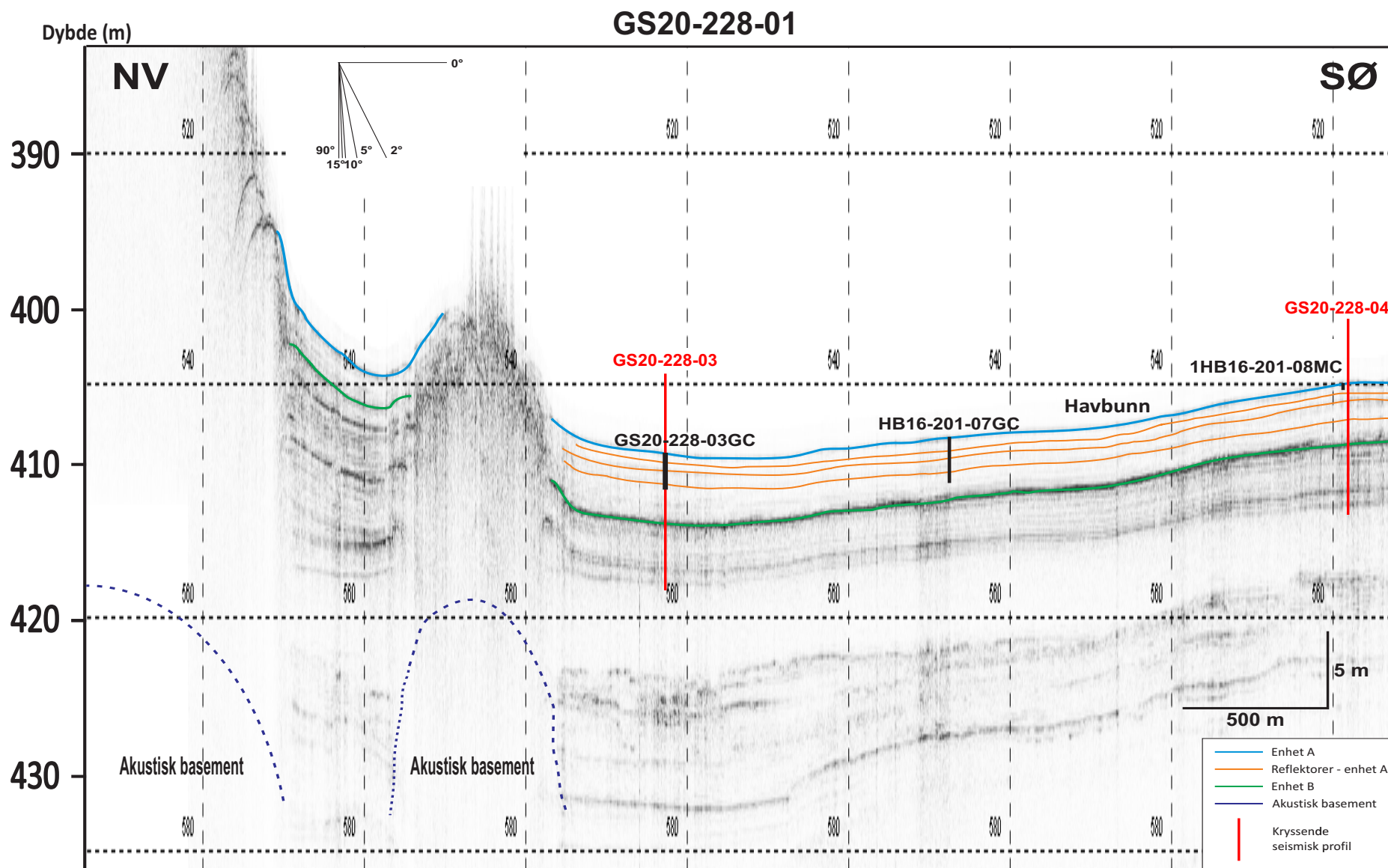
Det er benyttet fire seismiske profiler for å etablere det seismostratigrafiske rammeverket i SB1, hvor to er langsgående profiler og to er tverrprofiler (Figur 5.3). Kjernene GS20-228-03GC (ca. 150 meter), HB16-201-07GC(ca. 100 meter) og HB16-201-08MC(ca. 400 meter) er alle tatt i nærheten av det langsgående profilet, og lokalitetene er derfor merket av i figur 5.5. Fallkjerne GS20-228-03GC ble tatt langs tverrprofilet GS20-228-03 (Figur 5.6). Mot NV grenser sedimentbassenget mot en endemorene avsatt under isens tilbaketrekking ved slutten

av yngre dryas (Figur 5.4) I sør avgrenses bassenget av en skråning (Figur 5.7). Havbunnen i bassenget ligger på mellom 400 og 410 m.u.h. Både enhet A og B er representert i profilet. Enhet B har den største mektigheten, og oppnår størst tykkelse i midten av bassenget og mindre tykkelse mot bassengmarginene. Enhet A har en jevn mektighet gjennom hele bassenget, med 4-5 meters tykkelse.

Enhet A er transparent men med enkelte synlige reflektorer. Det er tre lavfrekvente reflektorer som kan følges gjennom nesten hele bassenget (Figur 5.5). Unntaket er mot den sørlige marginen, hvor bare to av disse er synlige (Figur 5.8). Både amplituden og mektigheten på reflektorene er varierende. I tverrprofilet GS20-228-03 er det en lagpakke med kaotiske reflektorer langs den nordlige bassengmarginen. Fra bunnen av denne lagpakken går det en refleksor som blir svakere mot den sørlige delen av bassenget. Dette tolkes til å representere utraste skredmasser (Figur 5.6) En av de andre reflektorene er synlig i den sørlige og sentrale delen av bassenget, men forsvinner mot den nordlige marginen.

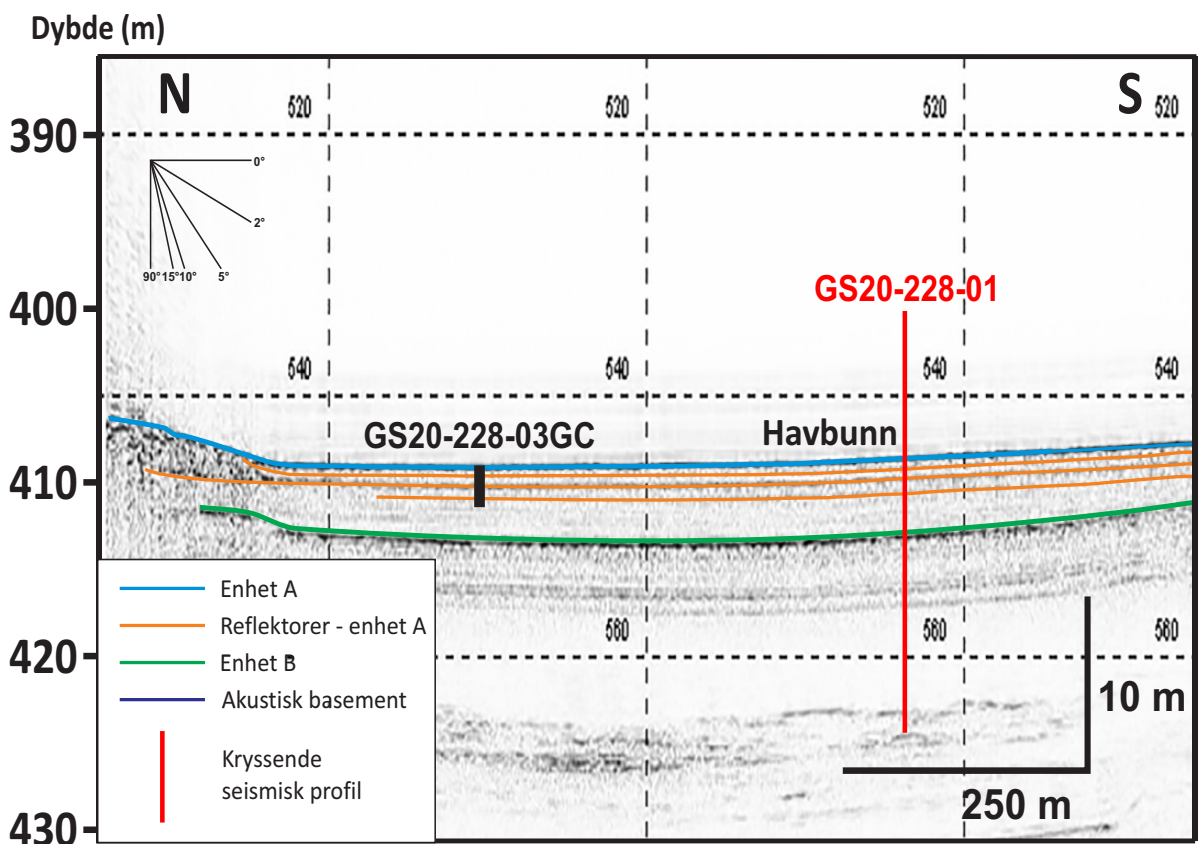
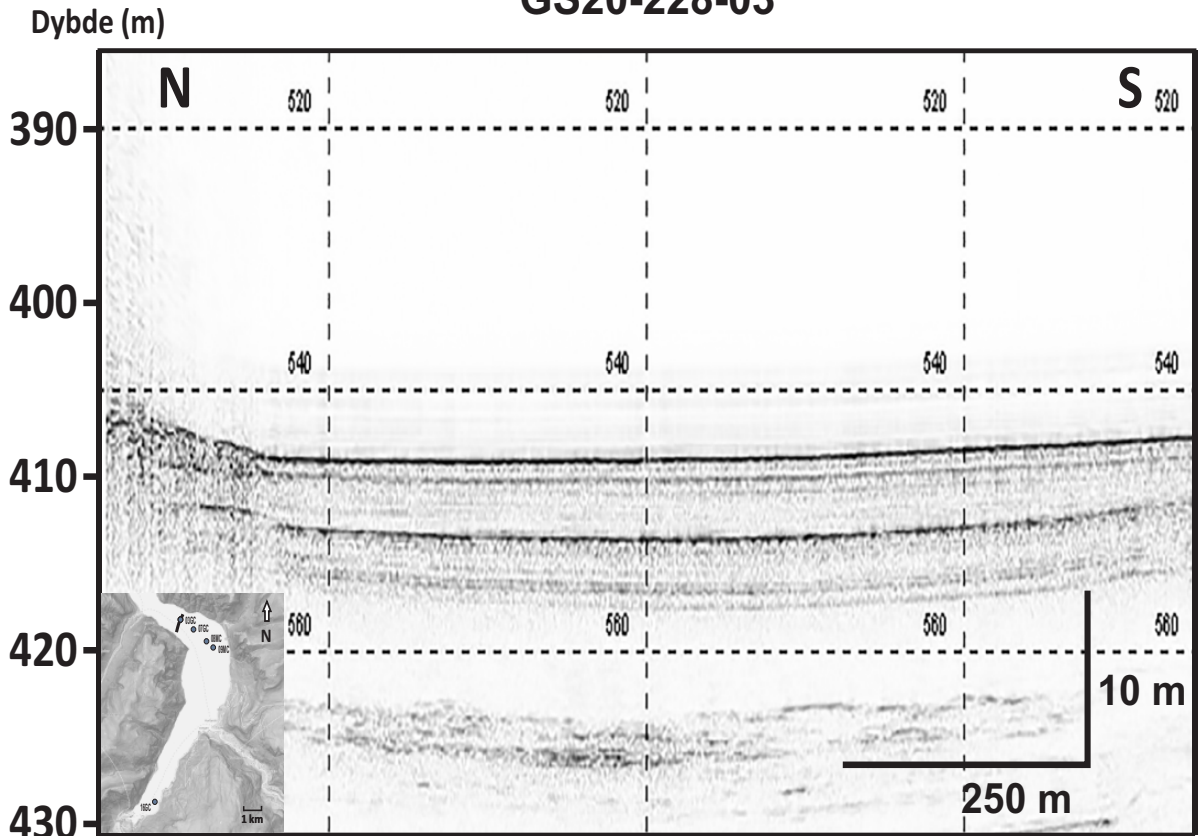


Figur 5.4: Utolket versjon av TOPAS-profil GS20-228-01. Kartutsnittet viser hvor profilet er tatt. Skråningen til høyre i profilet markerer den nordlige grensen til SB1.

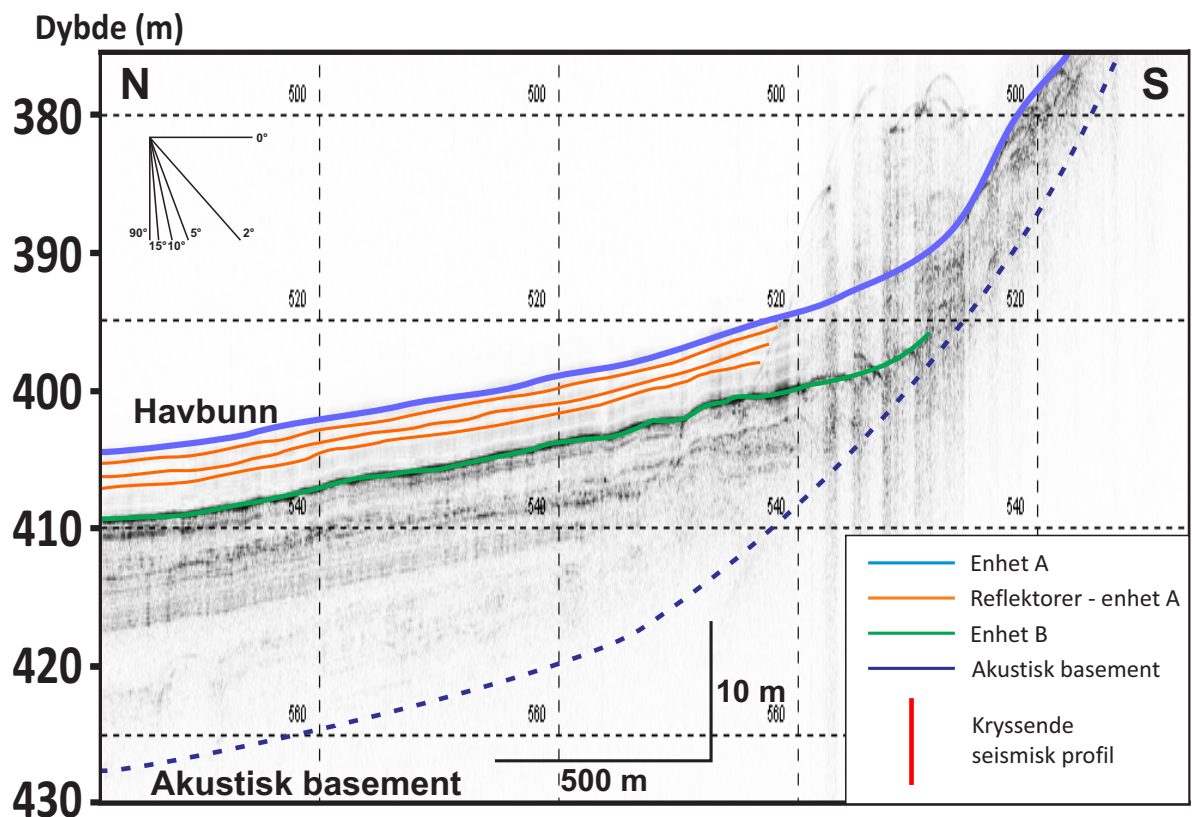
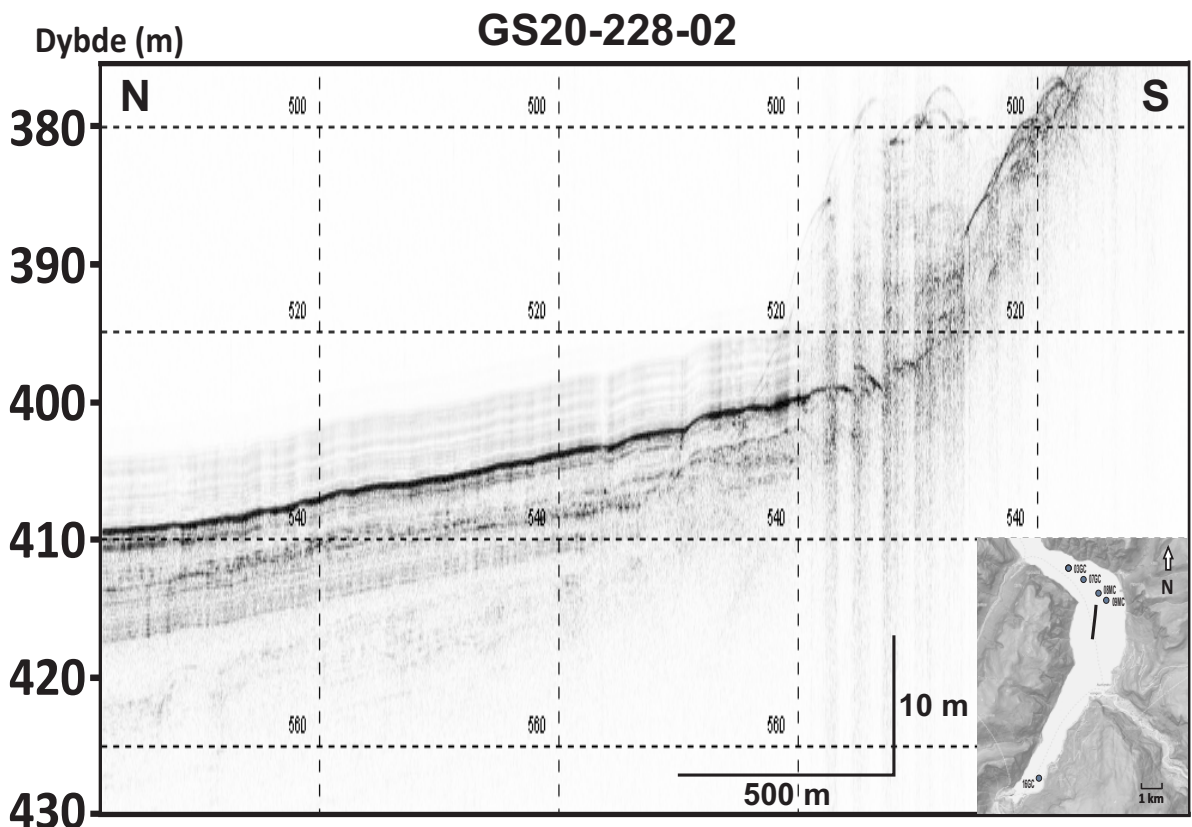


Figur 5.5: Tolket versjon av TOPAS-profil GS20-228-01. Kjernene 03GC, 07GC og 08MC er alle tatt i nærheten av tverrprofilen, og er derfor markert på profilen.

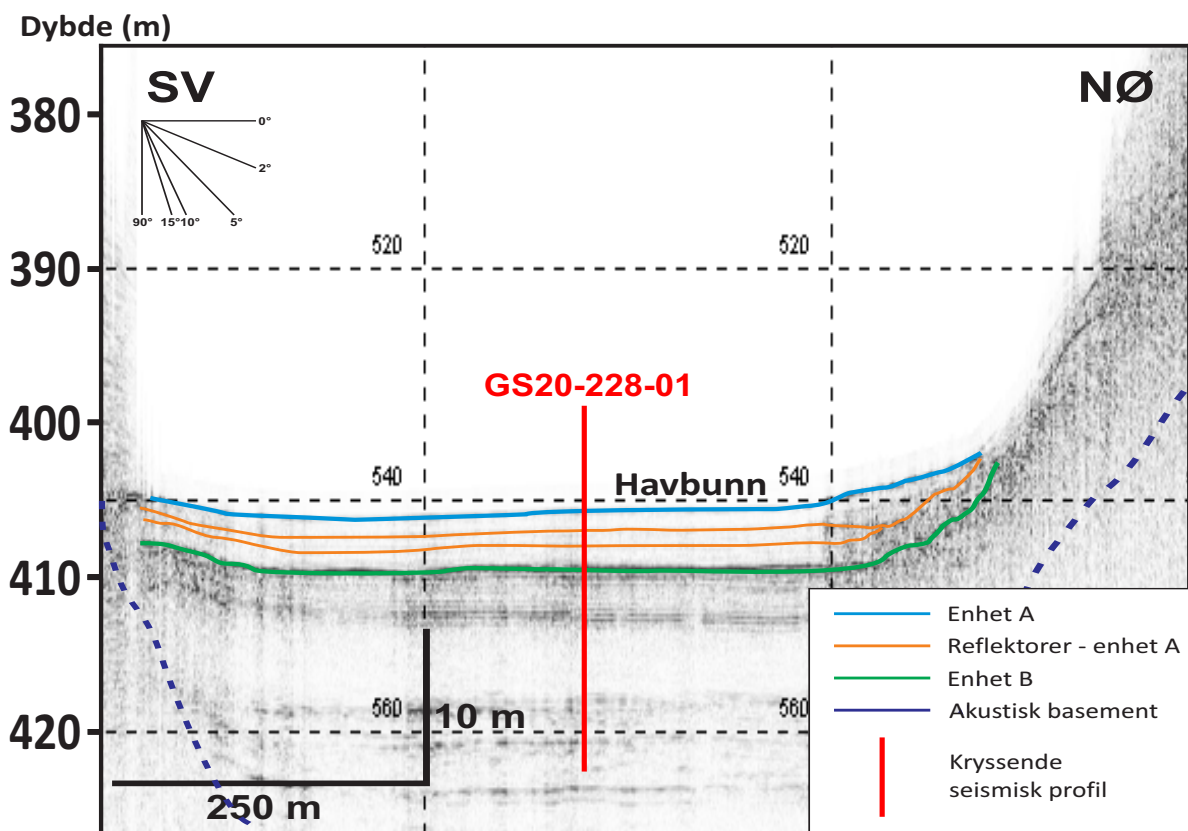
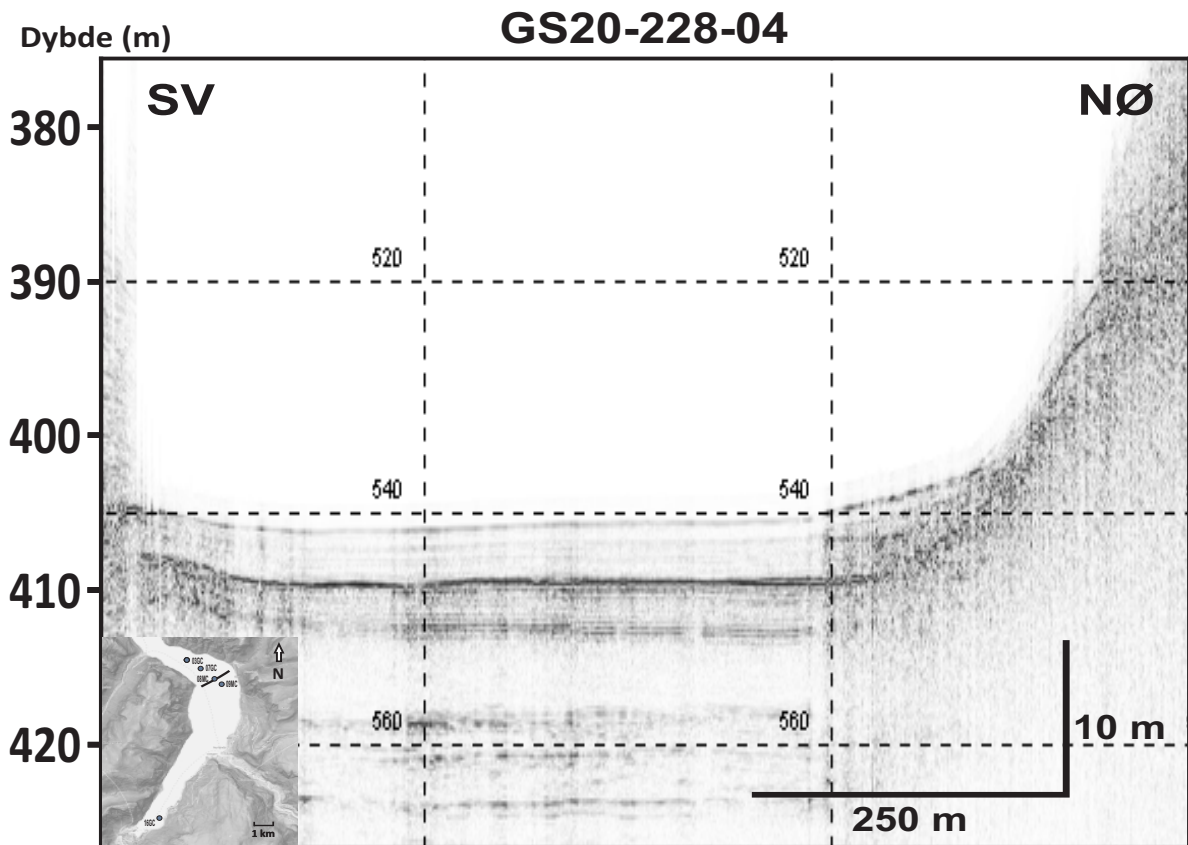
GS20-228-03



Figur 5.6: TOPAS-profil GS20-228-03 fra den nordre delen av SB1. Det øverste profilet er uten tolkning. Kartutsnittet viser hvor profilet er tatt. Det nederste profilet er tolket.



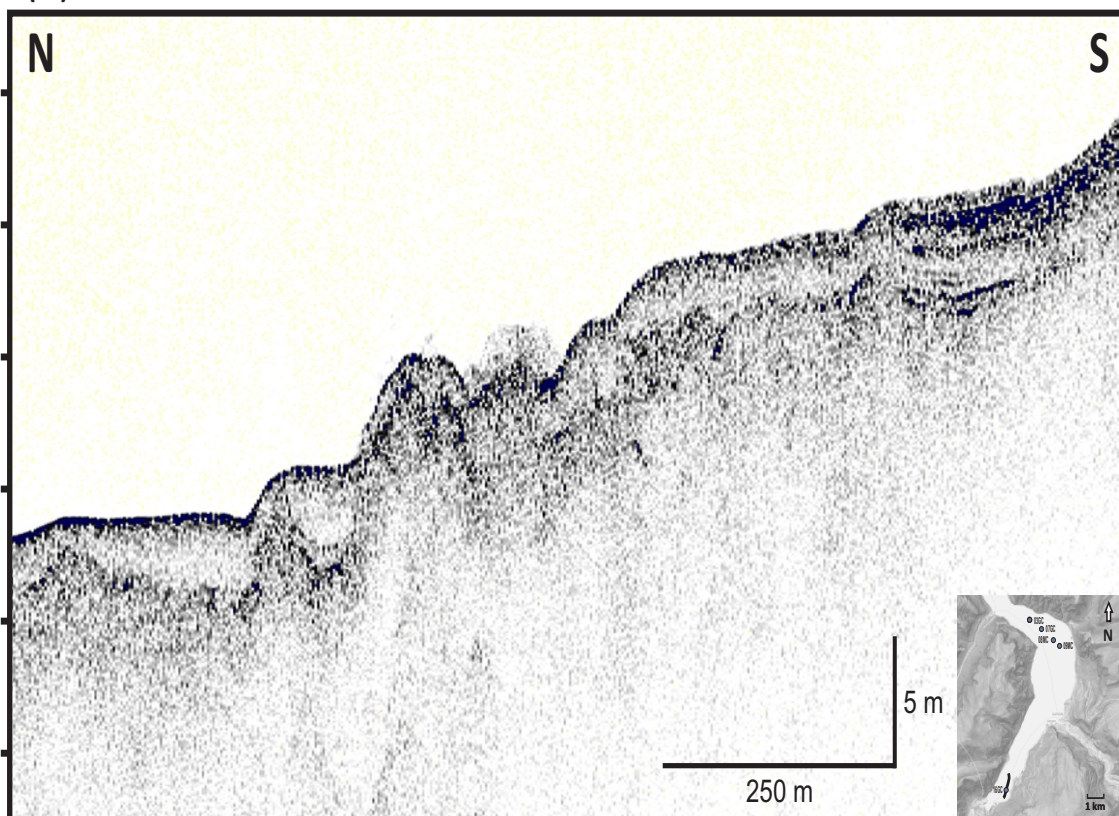
Figur 5.7: Øverst utolket TOPAS-profil GS20-228-02. På innfelt kart er lokaliseringen av profilet i den sørlige delen av SB1. Skråningen til venstre markerer den sørlige grensen til SB1.



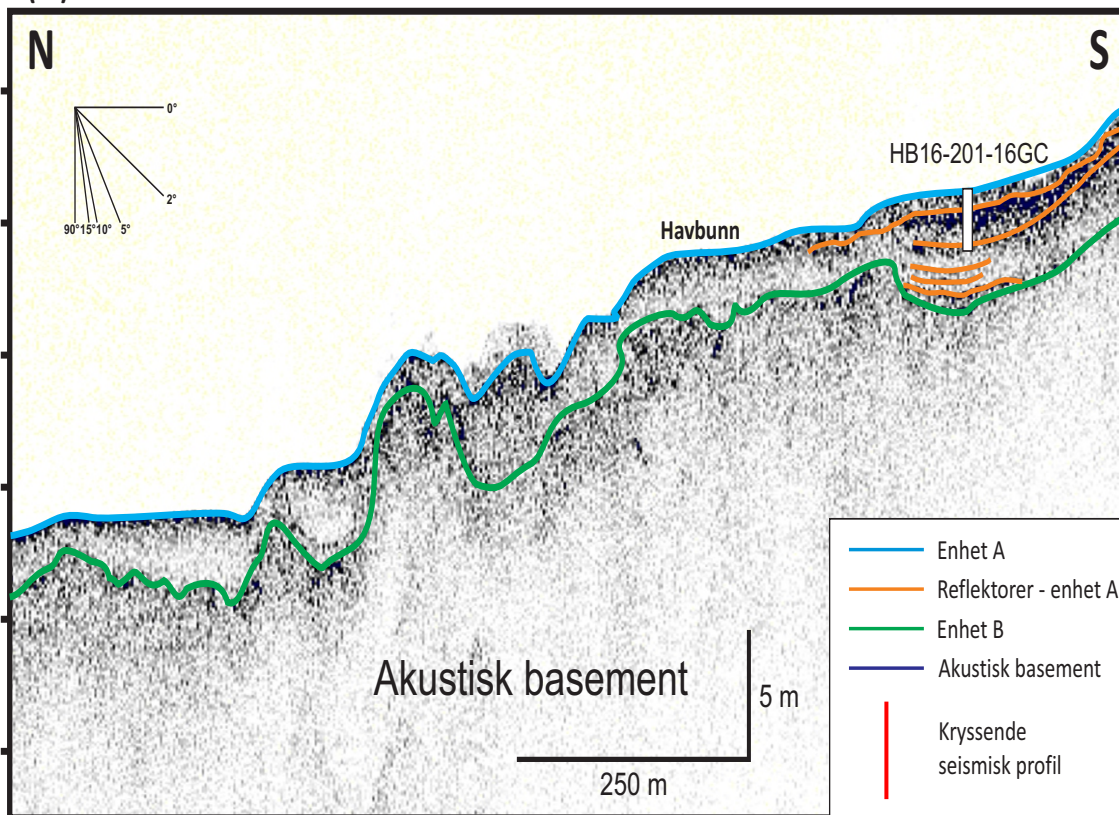
Figur 5.8: TOPAS-profil GS20-228-04 fra den midtre delen av SB1. Det øverste profilet er uten tolkning. Kartutsnittet viser hvor profilet er tatt. Det nederste profilet er tolket.

Dybde (m)

HB16-201-13



Dybde (m)



Figur 5.9: Chirp-profil HB16-201-13, tatt i bassengområdet SB2. Det øverste profilet er uten tolkning. Kartutsnittet viser hvor profilet er tatt. Det nederste profilet er tolket. Se tegnforklaring i Figur 5.8.

5.2.2 Seismostratigrafisk setting i SB2

Chirp-profil HB16-201-13: Det langsgående profilet dekker den innerste delen av studieområdet, i SB2. HB16-201-16GC er tatt like ved dette profilet, og merket av i Figur 5.9. Enhet A har varierende mektighet gjennom bassenget. Den største mektigheten, på ca. 5 meter, er i området hvor HB16-201-16GC er tatt. Enhet A består for det meste av transparente lagpakker, bortsett fra i den sørligste delen av bassenget. Lagpakken i dette området består av flere høy amplitude-reflektorer med varierende tykkelse (Figur 5.9). Reflektorene følger havbunnstopografien, og følger skråningen i bassenget til det flater ut. Disse reflektorene tolkes til å representere skredavsetninger.

5.3 Kjernerstratigrafi

I dette delkapittelet er resultatene fra kjerneanalysene, radiokarbondateringene og CT-bildene presentert. Fire av kjernene ble samlet inn under tokt HB16-201, mens den siste kjernen ble samlet inn under tokt GS20-228 (Figur 5.10). Den ene kjernen er tatt i SB2 i Stampabukta i den innerste delen av Aurlandsfjorden, like ved Flåm. De fire andre kjernene er tatt i det SB1 i den ytre delen av studieområdet. Kjernene er delt inn i litologiske enheter og underenheter basert på, kornstørrelsesanalyse, avsetningsmiljø, endringer i parametere målt ved XRF- og MSCL-skanning.

Avsetningsmiljøet er delt inn i hemipelagisk sedimentasjon og skredavsetninger (Figur 5.11) Det er identifisert to ulike former for skredavsetninger i de kjernerstratigrafiske undersøkelsene: Turbidittstrømmer og debrisstrømmer. Debrisstrømmer er et begrep som inkluderer et vidt spekter av ulike skredprosesser, der avsetningene består av kaotiske og dårlig sorterte sedimenter. Turbidittstrømmer er turbulente strømmer, der avsetningene karakteriseres av normalgraderte sedimenter med en erosiv base. De ulike skredprosessene er nærmere beskrevet i delkapittel 4.4.



Figur 5.10: Kart over kjernelokalitetene i Aurlandsfjorden. Kjernelokaliteter er markert med rød prikk, og skredløpene er markert med svarte linjer. Modifisert fra norgeskart.no (2021).

Avsetningstype		
Skredavsetninger		Hemipelagiske avsetninger
Turbiditt	Debrisavsetning	
<ul style="list-style-type: none"> • Normalgradering • Erosjonskontakt • Gradvis oppfining, ingen tydelig øvre grense 	<ul style="list-style-type: none"> • Kaotisk • Kan inneholde store klaster av grus, sand, leire • Dårlig sortering 	<ul style="list-style-type: none"> • Homogent • Finkornet • Massiv • Ofte bioturbert

Figur 5.11: Oversikt over de ulike identifiserte avsetningstypene i kjernestratigrafien, med kjennetegn og eksempelbilder fra kjernene. Kjernenavnene er forkortet til de fire siste tallene og bokstavene. Bildene til venstre viser turbidittavsetninger, med erosiv base og normalgradering. De midterste bildene viser debrisavsetninger med kaotisk struktur og klaster av sand og grus. Bildene til venstre viser hemipelagiske avsetninger, med en massiv og homogen struktur.

5.3.1 Kjerne GS20-228-03GC

GS20-228-03GC er en fallkjerne tatt på 410 meters vanddyb ytterst i indre Aurlandsfjorden (Figur 5.10). Lengden på kjernen er 240 cm, og den består av to litologiske enheter og åtte underenheter. Kjernen ble tatt langs TOPAS-profil GS20-228-03.

Enhet 2 (underenhet 2a) (240-209 cm)

Den nedre grensen for enheten er ikke kjent, og den er derfor definert som bunn av kjernen. Enheten består hovedsakelig av leire, med noe innhold av silt og en sandklast i den øvre delen av enheten. Magnetisk susceptibilitet er lav bortsett fra en brå økning som samsvarer med sandklasten, og det er heller ingen store endringer i de geokjemiske parameterne. Det er forekomst av både skallfragmenter og terrigent plantemateriale. Fargen på sedimentene er mye lysere enn resten av kjernen, både visuelt og i fargebildet. Sandklasten og innholdet av mye plantemateriale og skallfragmenter gjør at underenheten er tolket til å være en debrisavsetning.

Enhet 1 (209-9 cm): Enheten er delt inn i syv underenheter, som representerer både hemipelagiske og forskjellige gravitasjonsavsetninger. Visuelt fremstår enheten som veldig homogen nesten uten fargeendringer, og med få synlige lag. I det fargebildet er det derimot flere synlige endringer. Den magnetiske susceptibiliteten er stabil gjennom hele enheten, men med store fluktuasjoner gjennom de ulike underenhetene. XRF-parameterne varierer i større grad, hvor elementene Ca og K viser størst utslag i den nederste delen av enheten.

Underenhet 1g (209-186 cm): Underenheten består av leire og siltig leire. Den nedre grensen markerer overgangen mellom enhet 2 og 1, og er definert av endringer i sedimentstørrelse og flere av XRF- parameterne. Ca øker fra 3500 til 5000 cps, mens K faller fra 3500 til 1700 cps mot den øvre grensen. De andre XRF-parameterne har også mindre endringer, mens den magnetiske susceptibiliteten er økende. Det er skallfragmenter i både nedre og øvre del av underenheten, samt terrestrisk plantemateriale i den øvre delen. I fargebildet endrer fargen på sedimentene seg gradvis oppover fra lys grå til gråbrunt. Den homogene strukturen og gradvis økning i den magnetiske susceptibiliteten gjør at underenheten er tolket til å være en hemipelagisk avsetning.

Underenhet 1f (186-157 cm): Underenheten består av sandig siltig leire. Den nedre grensen er markert ved en overgang fra lyse til mørke sedimenter i fargebildet, med en nedgang i den magnetiske susceptibiliteten. Sandinnholdet er på omtrent 30%, og grensen er derfor definert

som en erosjonskontakt. Det er forekomst av skallfragmenter og terrigent plantemateriale flere steder. Kornstørrelsen er varierende men blir finere oppover. Den magnetiske susceptibiliteten fluktuerer gjennom hele underenheten, mens de andre parameterne er stabile uten store endringer. På bakgrunn av de normalgraderte sedimentene og erosjonskontakten, er underenheten tolket til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 1e (157-129 cm): Underenheten består av siltig leire med innhold av sand i den nederste delen. Den nedre grensen er markert av grovere sedimenter enn i underenheten under, og av en brå endring i både magnetisk susceptibilitet og flere av de geokjemiske parameterne. I fargebildet er det en tydelig fargeforskjell der sedimentene er mørkere. I den nederste delen av intervallet er sandinnholdet høyt, og inneholder både plantemateriale og skallfragmenter. Den magnetiske susceptibiliteten er økende oppover, mens kornstørrelsen er synkende. Skjærstyrken er sterkt økende oppover, og går fra 10 til 27 kPa. Basert på erosjonskontakten og normalgradering av sedimentene, er underenheten tolket til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 1d (129-86 cm): Underenhet består av siltig leire med et sandlag (~ 50% sand) mot den nedre grensen i enheten. Overgangen fra underenhet 1e er markert av en erosjonskontakt markert ved en brå økning i kornstørrelse og fall i den magnetiske susceptibiliteten. Det er terrigent plantemateriale i sandlaget mens det er skallfragmenter nær den øvre grensen. De ulike parameterne er forholdsvis stabile gjennom enheten, men med store utslag ved 95-90 cm, som samsvarer med skallfragmentene. Den tydelige erosjonskontakten og normalfordelingen av sedimentene gjør at underenheten er tolket til å være en turbidittavsetning.

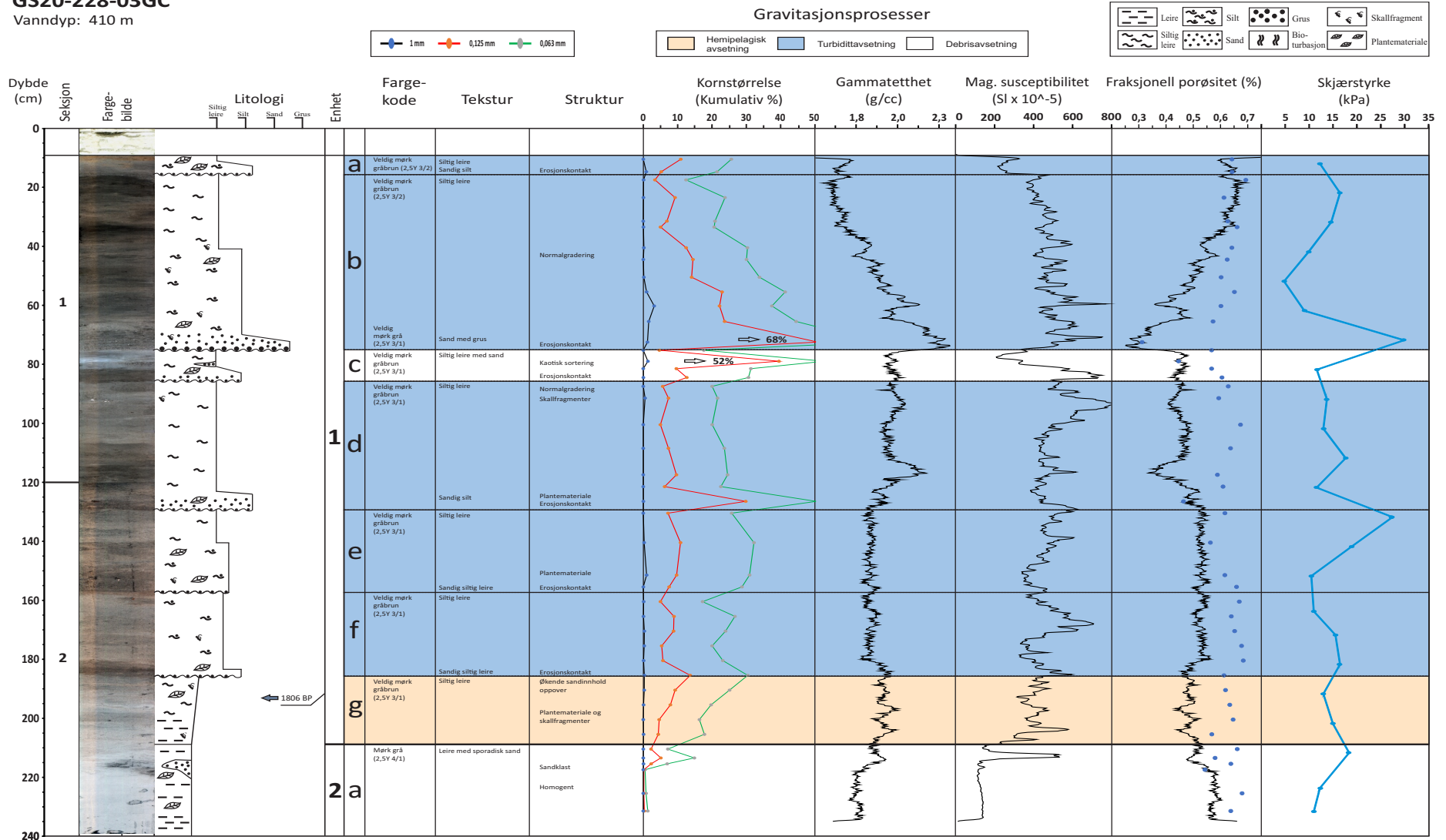
Underenhet 1c (86-75 cm): Underenheten består av finkornede sedimenter med svært varierende sandinnhold. Den nedre grensen er definert som en erosjonskontakt ved en brå økning i magnetisk susceptibilitet og overgang til mørkere sedimenter i fargebildet. Sedimentene fremstår med en kaotisk struktur, med de største sedimentene i midten av underenheten, og med høyt innhold av terrestrisk plantemateriale. De ulike parameterne varierer veldig. Magnetisk susceptibilitet faller fra 750 til 200 SI $\cdot 10^{-5}$, men øker til 300 ved den øvre grensen. XRF-parameterne fluktuerer også mye. I fargebildet er det stor variasjon i fargen på sedimentene, med mørke sedimenter i den nedre delen og lysegrå sedimenter i den øvre delen. De usorterte sedimentene og høyt planteinnhold, samt erosjonskontakten, gjør at underenheten er tolket til å være en debrisavsetning.

Underenhet 1b (75-16 cm): Overgangen til underenheten er en visuelt synlig erosjonskontakt, med brå endring i kornstørrelse. Det nederste sedimentlaget består av sand med grusklaste, terrestrisk plantemateriale og skallfragmenter. Oppover i underenhet er kornstørrelsen synkende og med flere forekomster av plantemateriale og skallfragmenter. Magnetisk susceptibilitet stiger markant ved den nedre grensen. K og Br synker kraftig, mens det er store utslag i Ti. Gjennom underenheten fluktuerer parameterne, men bortsett fra for Br (øker fra 250 til 500 cps) er det ingen større endringer. Basert på en tydelig erosjonskontakt og normalgraderte sedimenter er underenheten tolket til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 1a (16-9 cm): Underenheten består av siltig leire med et sandlag nederst. Den nedre grensen er markert av en skråstilt erosjonskontakt, og et kraftig fall i magnetisk susceptibilitet (fra 500 til 200 SI * 10⁻⁵). Det er bare tatt to sedimentprøver, men disse viser en normalfordeling av sedimentene. Det er også ganske store utslag på XRF-parameterne, både ved den nedre grensen og opp mot toppen av kjernen. På bakgrunn av erosjonskontakten og de normalgraderte sedimentene er underenheten tolket til å være en turbidittavsetning.

GS20-228-03GC

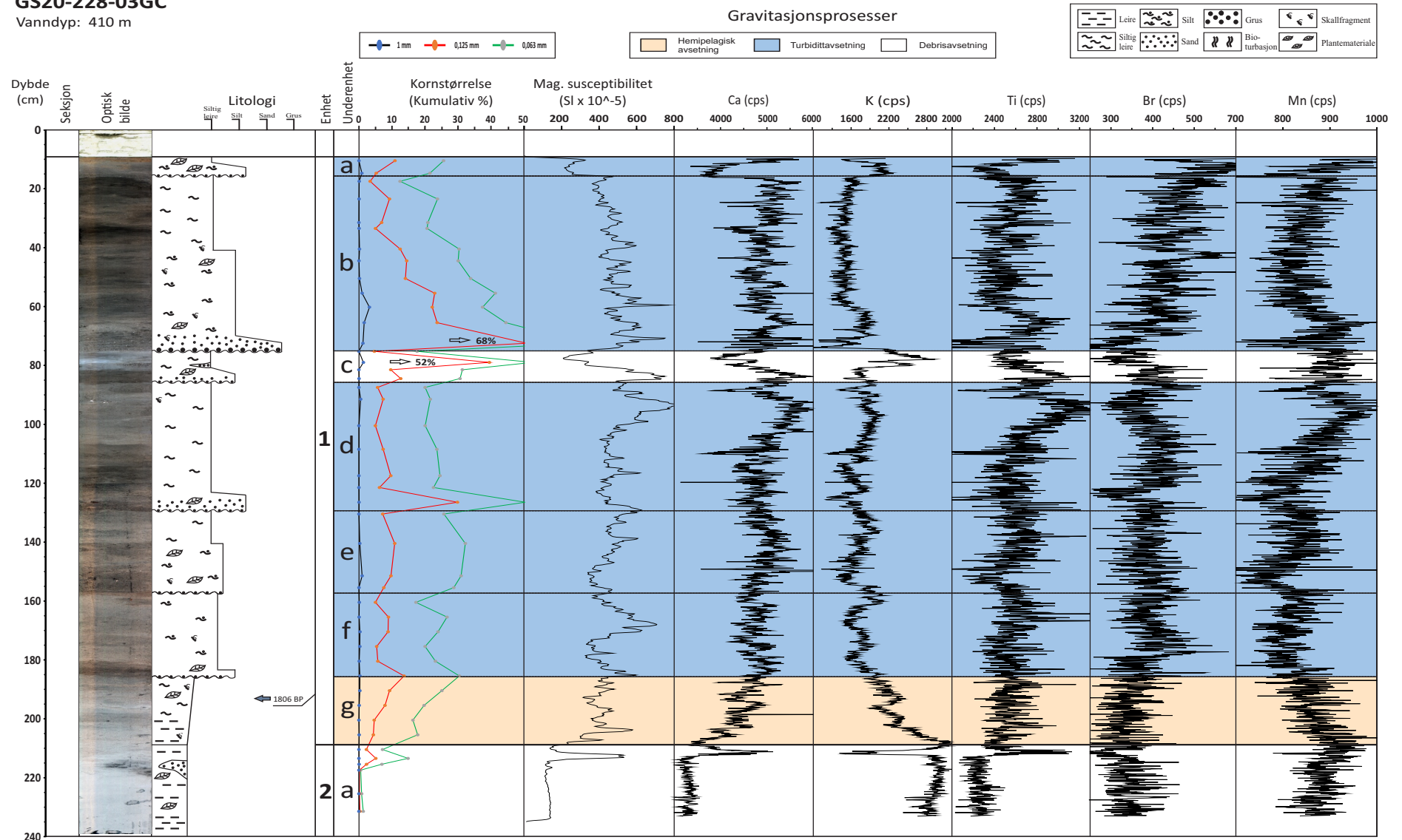
Vannndyp: 410 m



Figur 5.12: Litologisk logg fra kjerne GS20-228-03GC. Resultatene fra de sedimentologiske undersøkelsene og MSCL-skanningen er lagt inn. Vanninnholdet er lagt inn under fraksjonell porøsitet, med intervall mellom 15 og 40 prosent.

GS20-228-03GC

Vanddyb: 410 m



Figur 5.13: Litologisk logg fra kjerne GS20-223-08GC, med resultater fra XRF-skanningen.

5.3.2 Kjerne HB16-201-07GC

HB16-201-07GC er en fallkjerne tatt på 406 meters vanddyp sentral i SB1 (Figur 5.10). Kjernen består av to litologiske enheter, som videre er delt inn i ni underenheter.

Enhet 2 (300-261 cm)

Enheten består hovedsakelig av mørk grå (5Y 4/1) leire, men med et sporadisk innhold av sand og silt. Kornstørrelsen er varierende gjennom enheten, men med de fineste sedimentene nederst. Ved ca. 290 cm er det et tynt og usammenhengende lag av sand. Det er også terrigent plantemateriale flere steder i enheten. Den nedre grensen til enheten er ikke kjent, og den er derfor definert som bunnen av kjernen. Den magnetiske susceptibiliteten er generelt stigende, fra ca. 150 ved bunnen av kjernen til ca. 300 ved den øvre grensen. De andre geokjemiske parameterne endrer seg også, og det er spesielt store utslag i mengden med K som halveres gjennom enheten. Basert på finkornede sedimenter og stabile parametere er enheten tolket til å være en hemipelagisk avsetning.

Enhet 1 (261-6 cm):

Enheten består av åtte underenheter. Visuelt fremstår enheten som ganske massiv, men med flere fargeendringer. Det er også synlige endringer i kornstørrelse, markert som grenser mellom underenhetene. Det er bioturbasjon i store deler av enheten, med synlige graveganger både visuelt og i fargebildet. Grunnet dette fremstår sedimentene som ganske omarbeidet flere steder. Flere av gravegangene går mellom underenhetene, og er med på å påvirke laggrensene.

Underenhet 1h (261-171 cm): Underenheten består for det meste av siltig leire og silt. Sedimentene skiller seg fra enhet 2 ved at fargen på sedimentene er mørkere (2,5Y 3/1) både visuelt og i fargebildet, og ved at sandinnholdet er høyere. Den magnetiske susceptibiliteten er svakt høyere, og vanninnholdet også er høyere. Skjærstyrken synker fra ca 30 kPa til ca 15 kPa. Underenheten fremstår som homogen og strukturløs, med en liten økning i sedimentstørrelsen oppover. Det er ingen store endringen i noen av parameterne. Det er forekomster av terrestrisk plantemateriale flere steder, og det er også observert flere graveganger. Basert på at den homogene strukturen og de stabile parameterne, er underenheten tolket til å være en hemipelagisk avsetning.

Underenhet 1g (171-115 cm): Underenheten består av silt og siltig leire, med innhold av sand. Den nedre grensen er klassifisert som en erosjonskontakt, ettersom kornstørrelsen øker fra

enheten under, og at det er en tydelig fargeforskjell i fargebildet. Den magnetiske susceptibiliteten varierer veldig, og øker fra i underkant av 300 til over 600 i de øvre 25 cm, før den synker mot den øvre grensen. Skjærstyrken er også varierende i den nederste delen, mellom 10 og 30 kPa, før den ligger ganske stabilt på rundt 10 kPa i den øvre delen. Det er plantemateriale og skallfragmenter flere steder i underenheten. Enheten fremstår som homogen, men innholdet av sand er synkende oppover i enheten. og fargen endrer seg fra veldig mørk gråbrun til veldig mørk grå. Basert på den nedre erosjonskontakten og normalfordeling av sedimentene, er underenheten tolket til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 1f (115-99 cm): Underenheten består av siltig leire, men den inneholder også en leirklast med lysere farge. Den nedre grensen er markert ved en økning i sandinnholdet, en økning i den magnetiske susceptibiliteten, og en klar fargeendring i fargebildet. Flere av de geokjemiske parameterne har brå utslag, noe som samsvarer med leirklasten. Basert på den heterogene strukturen, og innholdet av leirklasten og terrigent plantemateriale, er underenheten tolket til å være en debrisavsetning.

Underenhet 1e (99-65 cm): Underenheten består av siltig leire og silt, med Overgangen til underenhet 1e markeres ved en brå økning i kornstørrelse, samt en brå endring i magnetisk susceptibilitet (under 300 til over 600 $SI \cdot 10^{-5}$) i tillegg til Ca (fra 3000 til over 4500 cps) og Ti (1700 til 2700 cps). Overgangen er derfor definert som en erosjonskontakt. Videre oppover i kjernen blir kornstørrelsen mindre, mens de fleste parameterne er stabile. Magnetisk susceptibilitet er synkende, mens mengden med Br er stigende. Det er også stor grad av bioturbasjon gjennom hele underenheten. Basert på dette er underenheten tolket til å være en turbidittavsetning, med en gradvis overgang til hemipelagiske sedimentasjon. Det har ikke vært mulig å sette en klar grense mellom de ulike prosessene.

Underenhet 1d (65-39 cm): Underenheten består av veldig mørke gråbrune sedimenter, for det meste sandig siltig leire. Det er også plantemateriale og skallfragmenter flere steder. Den nedre grensen er markert ved økende kornstørrelse og økt magnetisk susceptibilitet, endret farge på sedimentene, og nedgang i Br, er indikasjon på erosjonskontakt. Øverst i enheten blir sedimentene finere og magnetisk susceptibilitet øker fra 450 til 600 $SI \cdot 10^{-5}$. De geokjemiske parameterne er stabile gjennom underenheten, men det er utslag på plantematerialet og skallfragmentene. Det er også tydelige spor etter bioturbasjon både visuelt og i fargebildet. Basert på erosjonskontakten og de normalgraderte sedimentene, er underenheten tolket til å være en turbidittavsetning.

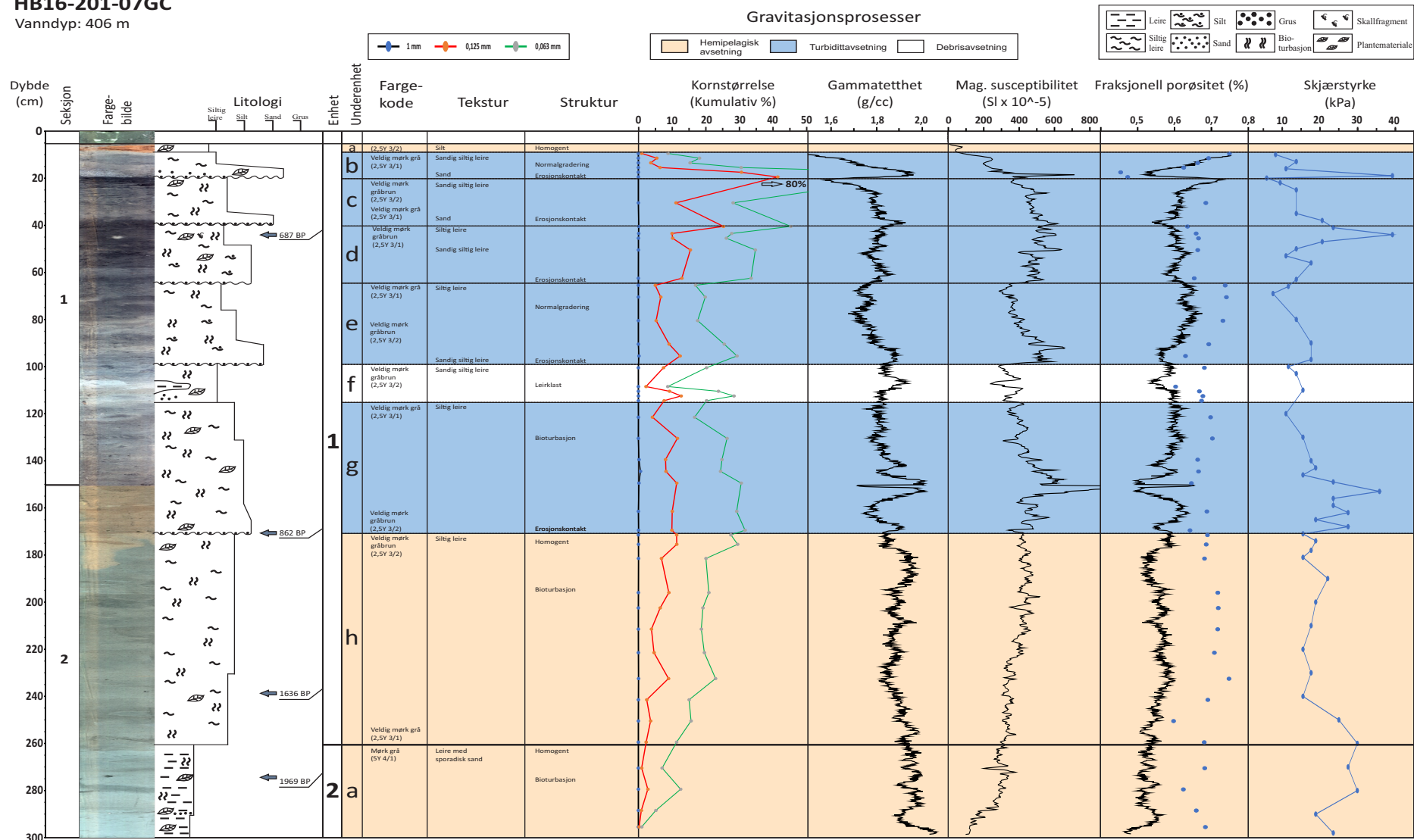
Underenhet 1c (39-20 cm): Underenheten består av sand og sandig siltig leire. Sedimentene fremstår som lysere enn enheten under i fargebildet, og overgangen markeres ved en erosjonskontakt med overgang fra siltig leire til sand. Til tross for endringene, er det ingen store endringer i magnetisk susceptibilitet, men trenden skifter fra positiv til negativ. Skjærstyrken er synkende fra 18 kPa til 5 kPa. Endringene i de andre parameterne er varierende, og det er store utslag gjennom underenheten, En del av disse utslagene samsvarer med innhold av terrestrisk plantemateriale. Det er bare tatt to sedimentprøver av underenheten, som viser en oppfining av kornstørrelse. Basert på normalfordeling og erosjonskontakt med sand nederst, er underenheten tolket til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 1b (20-9 cm): Underenheten består av veldig mørk grå (2,5Y 3/1) sand og sandig siltig leire. Den nedre grensen er valgt ut fra endring i kornstørrelse og farge på sedimentene, samt en tydelig strukturendring i fargebildet, og er tolket til å være en erosjonskontakt. Sandinnholdet i underenheten er den høyeste i hele kjernen, og er på over 80%. Det er en tydelig normalfordeling av sedimentene, og det kraftig utslag på alle de målte parameterne. Underenheten er tolket til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 1a (9-6 cm): Den øverste underenheten er et tynt lag bestående av veldig mørke gråbrune (2,5Y 3/2) sedimenter, hovedsakelig siltig leire. Underenheten skiller seg fra sedimentene under ved en endring i farge, i tillegg til endringer i de ulike parameterne. Tellingene av Br er på ca 700 cps, som er det høyeste i hele kjernen. De andre geokjemiske parameterne skifter fra negativ til positiv trend ved den nedre grensen. Det er ikke tatt sedimentprøver fra underenheten, men den fremstår som homogen ved visuell undersøkelse. Basert på dette er underenheten tolket til å være hemipelagiske avsetninger

HB16-201-07GC

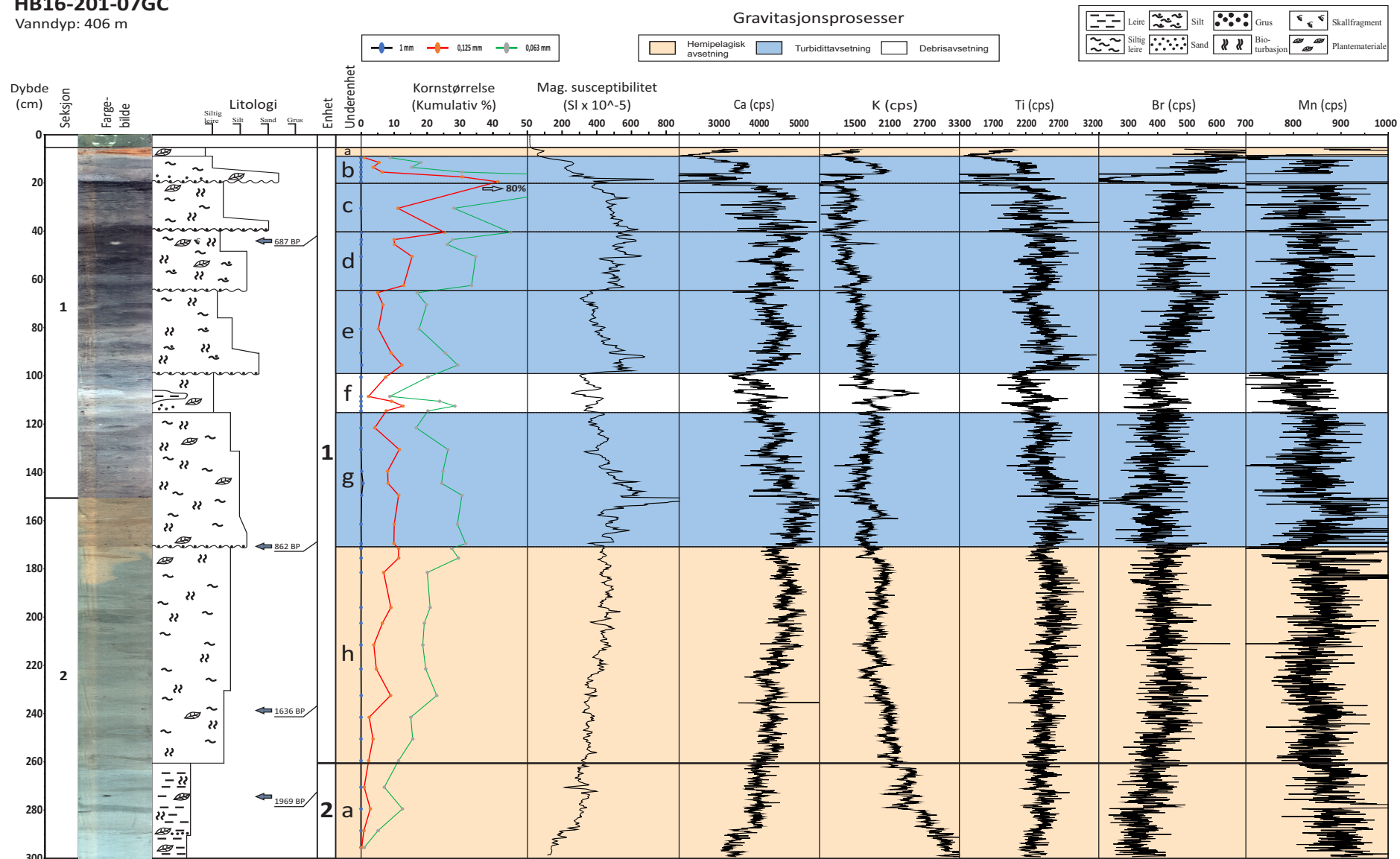
Vannnyp: 406 m



Figur 5.14: Litologisk logg fra kjerne HB16-201-07GC. Resultatene fra de sedimentologiske undersøkelsene og MSCL-skanningen er lagt inn. Vanninnholdet er lagt inn under fraksjonell porøsitet, med intervall mellom 20 og 43 prosent.

HB16-201-07GC

Vanndyb: 406 m



Figur 5.15: Litologisk logg fra kjerne HB16-201-07GC, med resultater fra XRF-skanningen.

5.3.3 Kjerne HB16-201-08MC

HB16-201-08MC er en multikjerne tatt på 403 meters vanddyb i den indre delen av SB1 (Figur 5.10). Kjernen består av en litologisk enhet og to underenheter.

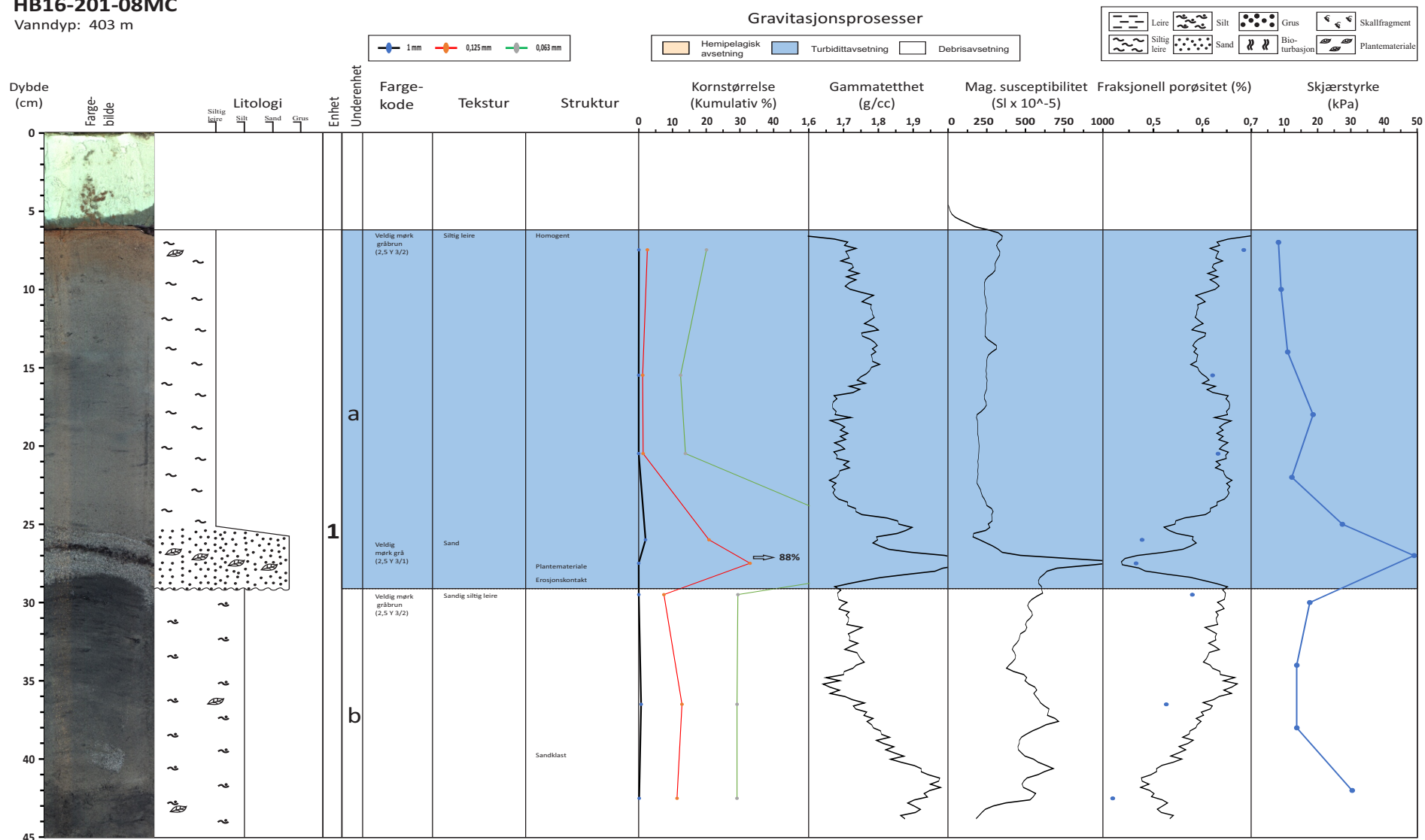
Enhet 1:

Underenhet 1b (45-29 cm): Underenheten består av silt med sporadisk sand. Sandinnholdet ligger stabilt på ~ 30%. Den nedre grensen er ikke tilstede, og derfor definert som bunnen av kjernen. Ved 36 cm er det flere korn av veldig fin grus, som samsvarer med økning i den magnetiske susceptibiliteten. Det er også identifisert plantemateriale flere steder. Parameterne er stabile gjennom underenheten, men med litt fluktuasjoner som samsvarer med større sedimentstørrelser og plantematerialet. Basert på at sandinnholdet er høyt gjennom hele underenheten, i tillegg til innhold av grus og plantemateriale, er den tolket til å være en debrisavsetning.

Underenhet 1a(29-6 cm): Underenheten består av sand og siltig leire. Overgangen ved den nedre grensen er definert ved en skråstilt erosjonskontakt, som er synlig både visuelt og i fargebildet. Det er store og brå utslag på alle parameterne, og magnetisk susceptibilitet øker brått fra 600 til 1050 SI $\cdot 10^{-5}$, før den synker til 200 SI $\cdot 10^{-5}$. Fra 30 cm til 25 cm er sandinnholdet på 84%, mens det er et lag av terrestrisk plantemateriale mellom 26 og 27 cm. Resten av underenheten fremstår som homogen, og består av siltig leire med noe plantemateriale ved 7 cm. Det er ingen store endringer i parameterne, bortsett en økning av Br og nedgang i K fra 10 cm og opp. Basert på erosjonskontakten og de normalgraderte sedimentene med sandlaget nederst, er underenheten tolket til å være en turbidittavsetning.

HB16-201-08MC

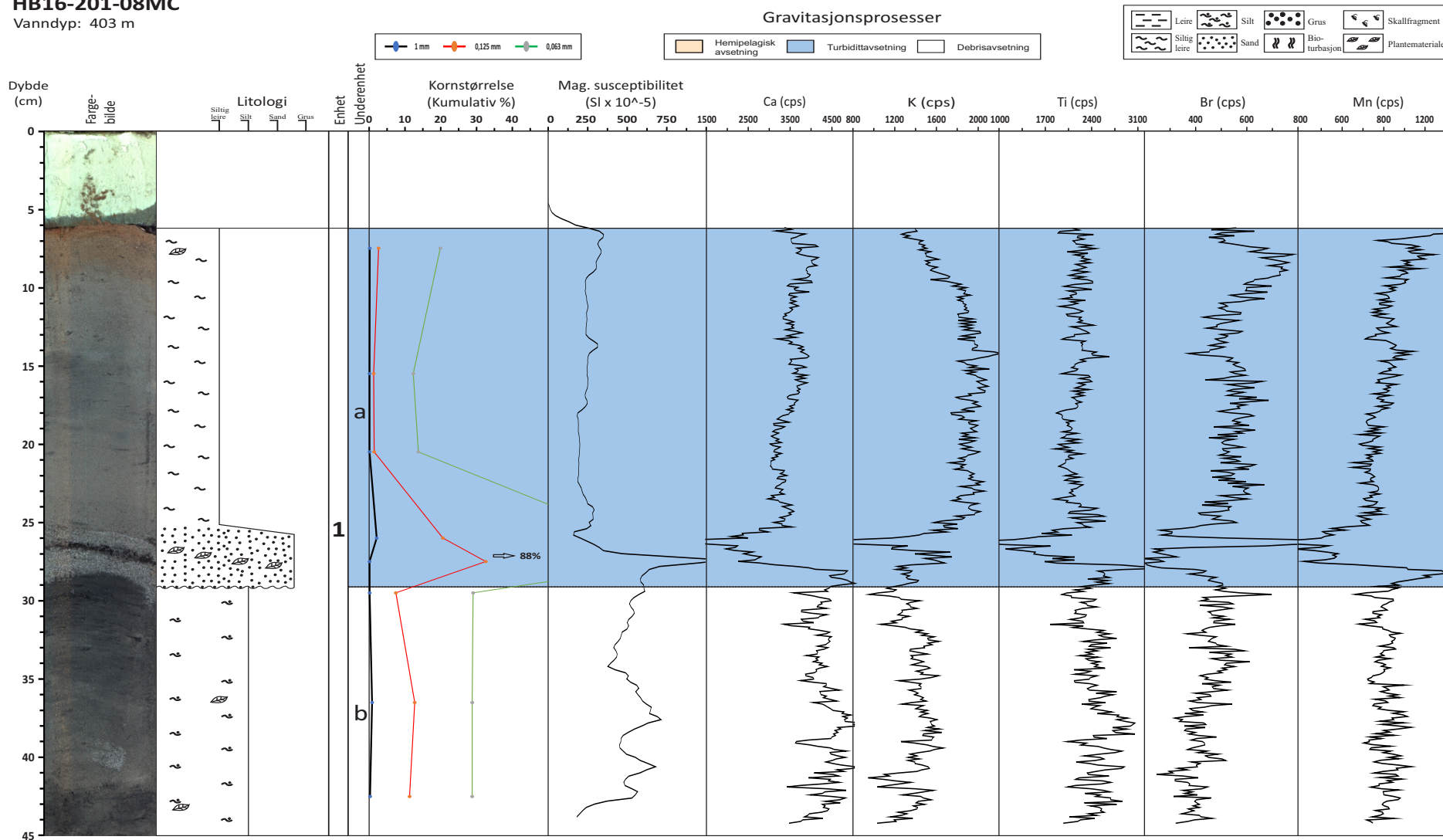
Vannndyp: 403 m



Figur 5.16: Litologisk logg fra kjerne HB16-201-08MC. Resultatene fra de sedimentologiske undersøkelsene og MSCL-skanningen er lagt inn. Vanninnholdet er lagt inn under fraksjonell porøsitet, med intervall mellom 33 og 43 prosent.

HB16-201-08MC

Vanndyp: 403 m



Figur 5.17: Litologisk logg fra kjerne HB16-201-08MC, med resultater fra XRF-skanningen.

5.3.4 Kjerne HB16-201-09MC

HB16-201-09MC er en multikjerne tatt på 385 meters vandyp, og er den innerste av kjernene som er tatt i SB1 (Figur 5.10). Kjernen består av en litologisk enhet og to underenheter.

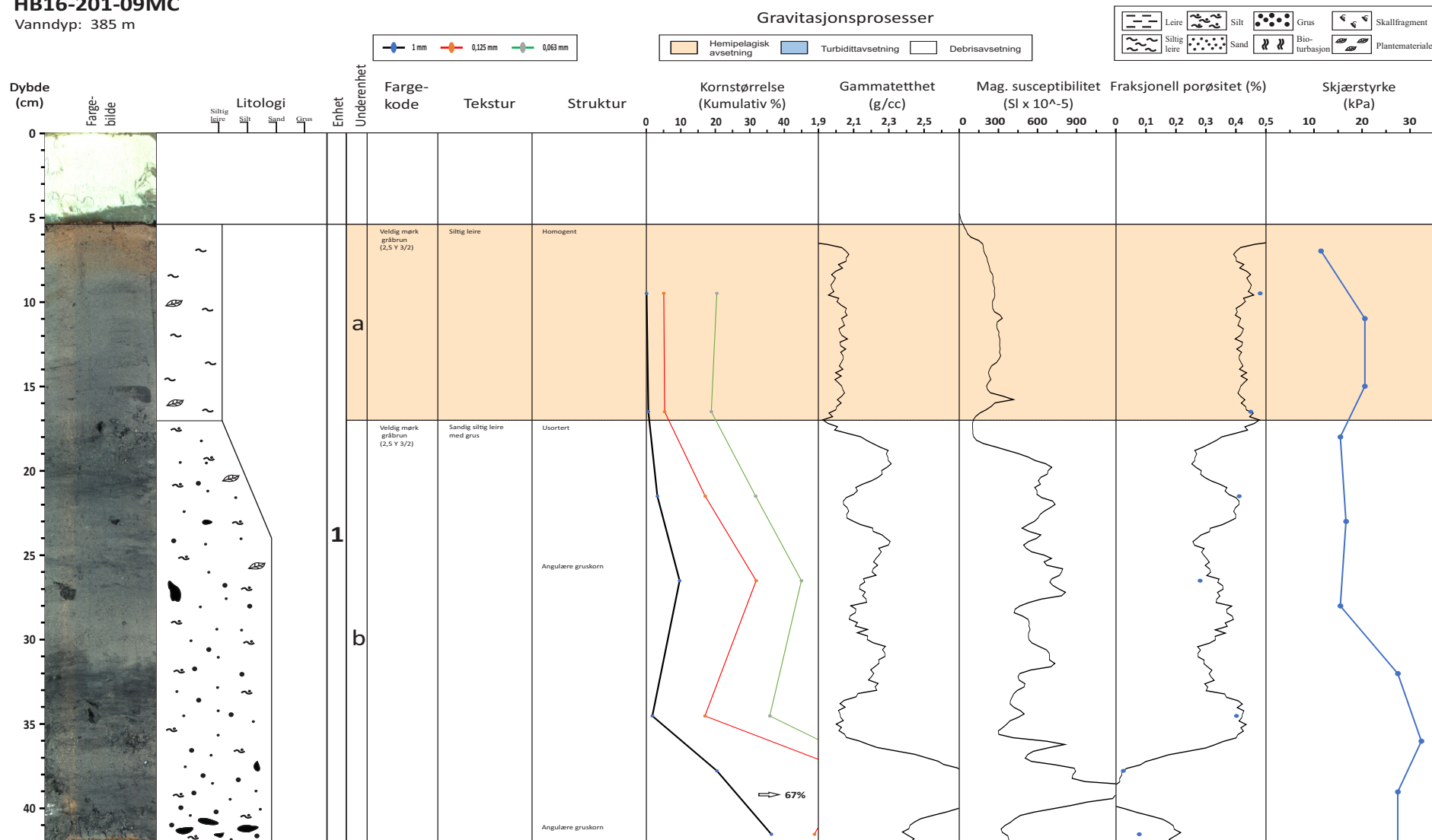
Enhet 1:

Underenhet 1b (42-17 cm): Teksturen og strukturen i underenheten er svært heterogen, med stor variasjon i kornstørrelse og liten eller ingen kornstørrelsesfordeling. Underenheten er matriksbåret, der matriksen består av siltig leire og fin sand. De største klastene er kantede, og består av veldig grov grus. Den nedre grensen til underenheten er ikke kjent, og er derfor definert som bunnen av kjernen. Alle parameterne varierer stort, går fra 300 til 1600 SI *10⁻⁵ ved 38 cm, som samsvarer med store mengder med grus. Basert på kaotisk sammensetning, med stor variasjon i kornstørrelse, er underenheten tolket til å være en debrisavsetning.

Underenhet 1a (17-5 cm): Grensen til underenhet 1a markeres ved en overgang til en homogen struktur bestående av silt. Underenheten har et sandinnhold på ~ 20% gjennom hele intervallet. Parameterne fluktuerer en del, men i mye mindre grad enn i underenhet 1b. Den magnetiske susceptibiliteten er stabil, og ligger på mellom 200 og 400 SI *10⁻⁵. Plantemateriale er identifisert flere steder. I fargebildet er sedimentene gråfarget, bortsett fra i intervallet 5-8 cm, hvor sedimentene fremstår som gråbrun. Basert på at underenheten er homogen, men lavt sandinnhold, er den tolket til å være hemipelagisk avsatt.

HB16-201-09MC

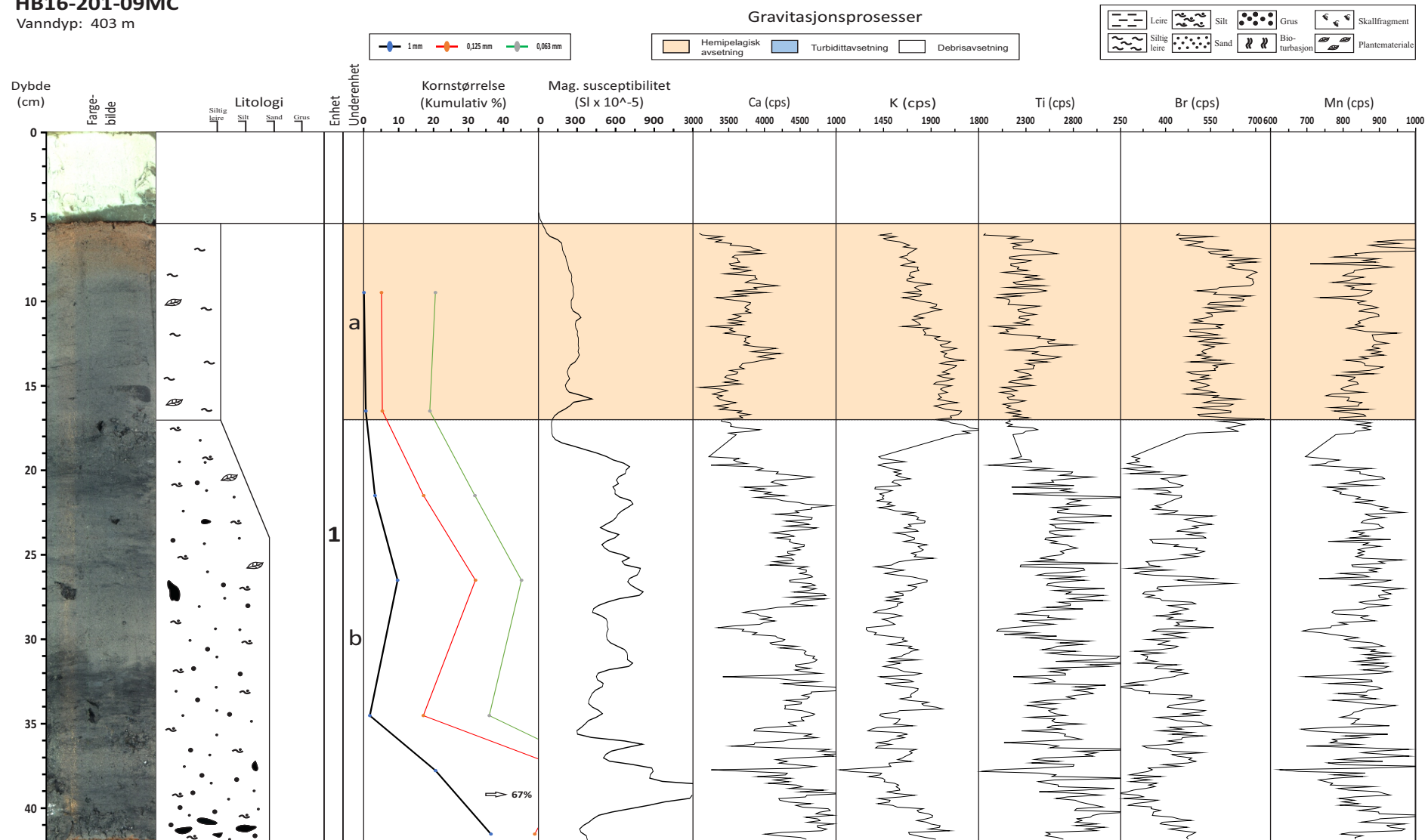
Vannndyp: 385 m



Figur 5.18: Litologisk logg fra kjerne HB16-201-09MC. Resultatene fra de sedimentologiske undersøkelsene og MSCL-skanningen er lagt inn. Vanninnholdet er lagt inn under fraksjonell porøsitet, med intervall mellom 22 og 41 prosent.

HB16-201-09MC

Vannndyp: 403 m



Figur 5.19: Litologisk logg fra kjerne HB16-201-09MC, med resultater fra XRF-skanningen.

5.3.5 Kjerne HB16-201-16GC

HB16-201-16GC er en fallkjerne tatt på 60 meters vanddyb i Stampaviki i SB2, like øst for Flåm (Figur 5.10). Kjernen består av en litologisk enhet og syv underenheter.

Enhet 1 (197-6 cm)

Enhet 1 representerer hele kjernen, og består av veldig mørke grå sedimenter (2,5Y 3/2) med unntak av et tydelig lag av svart (2,5Y 2,5/1) sand og grus mellom 55 og 48 cm. Flere av underenhetene fremstår som omarbeidet og med graveganger i fargebildet og i CT-bildene, uten at dette er identifisert ved den visuelle undersøkelsen.

Underenhet 1g (197-175 cm): Underenheten består av veldig mørk grå (2,5Y 3/2) siltig leire med innhold av sand, særlig mot øvre grense. Det er også enkelte grusklyster gjennom hele underenheten. Den nedre grensen til enheten er ikke kjent, og den er derfor definert ved bunnen av kjernen. Alle parameterne er stabile gjennom hele underenheten, men det er utslag ved 181-182 cm som samsvarer med et økt innhold av sand. Skjærstyrken er synkende med en nedgang fra 25 kPa til 12 kPa. Basert på de stabile parameterne og ingen synlige strukturer er underenheten tolket til å være en hemipelagisk avsetning.

Underenhet 1f (175-123 cm): Overgangen til underenheten er markert av en brå endring i kornstørrelse, erosjonskontakt og kraftig nedgang i magnetisk susceptibilitet, Ca, Br, og Mn. Det er store grusklyster nederst i underenheten, med en diameter på opp til 1 cm. Det er innhold av plantemateriale og skallfragmenter både nederst i underenheten og mot den øvre grensen. Kornstørrelsen er synkende oppover i enheten, men det er grusklyster i alle sedimentprøvene. Parameterne er stort sett uforandret gjennom underenheten, bortsett fra magnetisk susceptibilitet som er stigende fra 40 til 90 SI *10⁻⁵. Skjærstyrken speiler endringene i den magnetiske susceptibiliteten. Ved 130 cm er det store fluktuasjoner i alle parameterne, noe som samsvarer med et høyt innhold av terrestrisk plantemateriale, og tydelige graveganger i fargebildet. Basert på erosjonskontakten og normalfordelingen av sedimentene er underenheten tolket til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 1e (123-92 cm): Underenheten består av sandig siltig leire i den nederste delen og siltig leire i den øverste delen. Den nedre grensen sammenfaller med en økning i kornstørrelse og brå endringer i parameterne. Den magnetiske susceptibiliteten endres fra 90 til 40 SI *10⁻⁵, mens Ca synker fra 2500 til 800 cps og K stiger fra under 1000 til 2500 cps. Det er også et

sandlag med innhold av terrestriske plantematerialer. Overgangen fra underenhet 1f er derfor tolket til å være en erosjonskontakt. Innholdet av sand er fortsatt høy oppover i underenheten, men er synkende fra ca 105 cm og opp. Ved 100 cm (overgang fra seksjon 2 til seksjon 1) er det et veldig brått fall i magnetisk susceptibilitet fra 70 til 10 SI $\cdot 10^{-5}$. Dette vises ikke i endringer i kornstørrelse, innhold av plantemateriale eller skallfragmenter, eller endringer i de geokjemiske parameterne, og antas derfor å skyldes seksjonsovergangen. Grunnet erosjonskontakten og normalfordeling av sedimentene er underenheten tolket til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 1d (92-67 cm): Underenheten består av siltig leire med innhold av sandklaster. Sedimentene er lysere enn i toppen av den underliggende enheten, og kornstørrelsen er større. Alle parameterne har mindre utslag ovenfor den nedre grensen, men er ellers uendret gjennom underenheten. Det eneste unntaket er små utslag som samsvarer med sandklastene og skallfragmenter ved 70-75 cm. Kornstørrelsen er også forholdsvis uendret gjennom, med unntak av sandklastene. Basert på den heterogene strukturen og innholdet av skallfragmenter er underenheten tolket til å være en debrisavsetning.

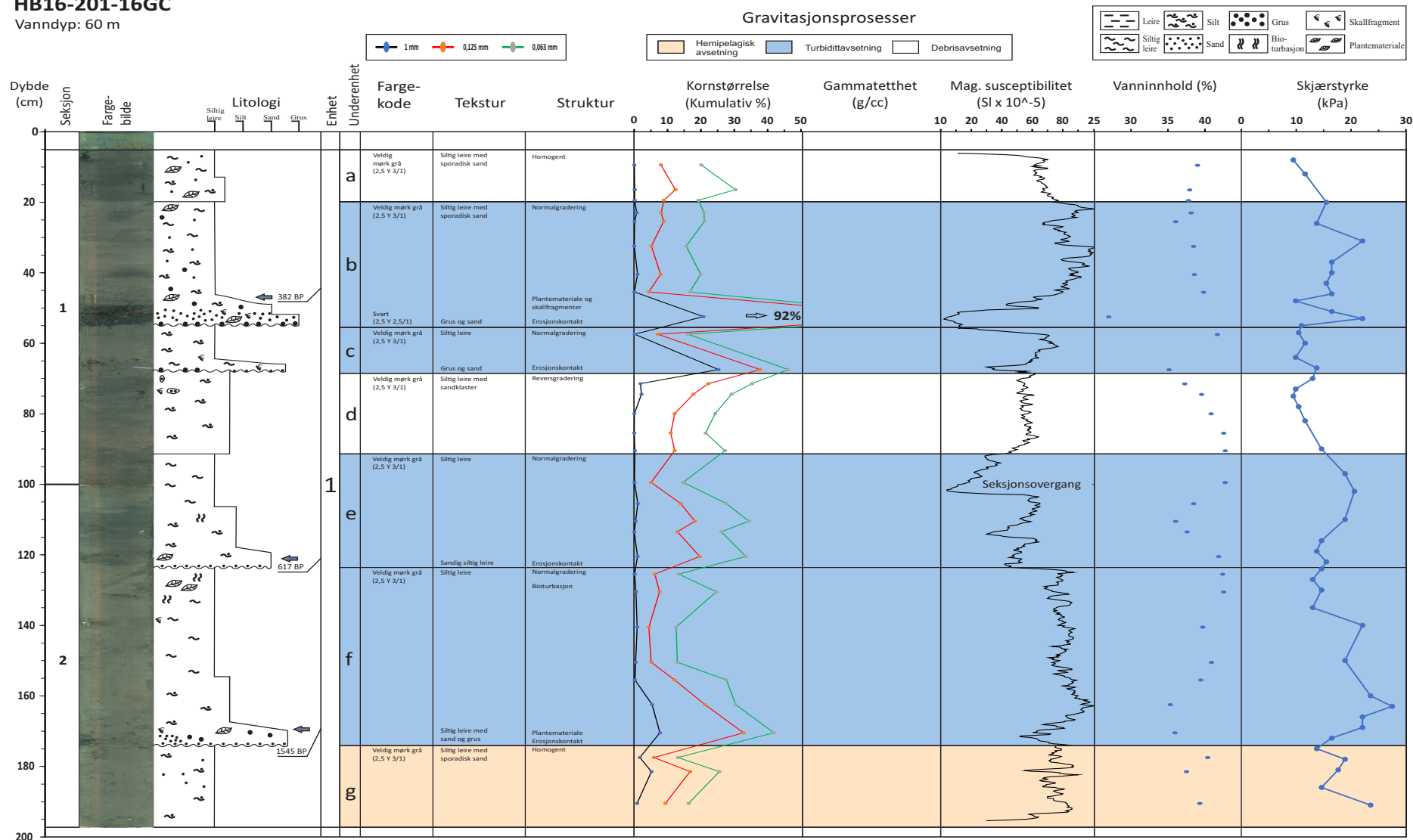
Underenhet 1c (67-55 cm): Underenheten består av siltig leire, men med et lag av grus og sand ved den nedre grensen. Mengden med sand og grus er 45% og inneholder også skallfragmenter. Den magnetiske susceptibiliteten synker brått fra 60 til 25 SI $\cdot 10^{-5}$. Det er også utslag i de geokjemiske parameterne, spesielt Ti som fluktuierer mellom 2600 og 1400 cps. Dette samsvarer med en erosjonskontakt mot enheten under. Over laget med sand og grus er teksturen homogen, bestående av siltig leire med et lavt sandinnhold ($\sim 15\%$). Underenheten er tolket til å være en turbidittavsetning basert på erosjonskontakten og normalgraderingen med sand og grus ved den nedre grensen.

Underenhet 1b (55-20 cm): Underenheten består av siltig leire med sporadisk sand, med grus og sand ved nedre grense. Overgangen fra underenhet 1c er definert av veldig brå endringer i alle parameterne og kornstørrelse, samt visuelle observasjoner og optisk bilde. Sand og gruslaget nederst er ca 7 cm tykt, og utgjør over 90% av sedimentene i dette intervallet. Det er også store mengder med terrestrisk plantemateriale og skallfragmenter. Videre oppover i kjernen endres kornstørrelsen til siltig leire, men det er sporadisk sand gjennom hele enheten, og sporadisk grus opp til 35 cm. Alle parameterne fluktuierer gjennom hele underenheten. Basert på den tydelige erosjonskontakten og den normalgraderte lagdelingen er underenheten tolket til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 1a (20-6 cm): Underenheten markerer toppen av kjernen, og består av siltig leire med sporadisk sand. Den nedre grensen er definert ved mørkere sedimenter i fargebildet, og nedgang i magnetisk susceptibilitet og alle kjemiske parameterne bortsett fra Br. Sandinnholdet øker fra rundt ~ 20 til over 30%, men synker ned igjen mot 20% oppover mot toppen. Det er bare tatt to sedimentprøver fra underenheten, og det er derfor ikke mulig å se evt. andre endringer. Basert på heterogen tekstur på underenheten, er den tolket til å være en debrisavsetning.

HB16-201-16GC

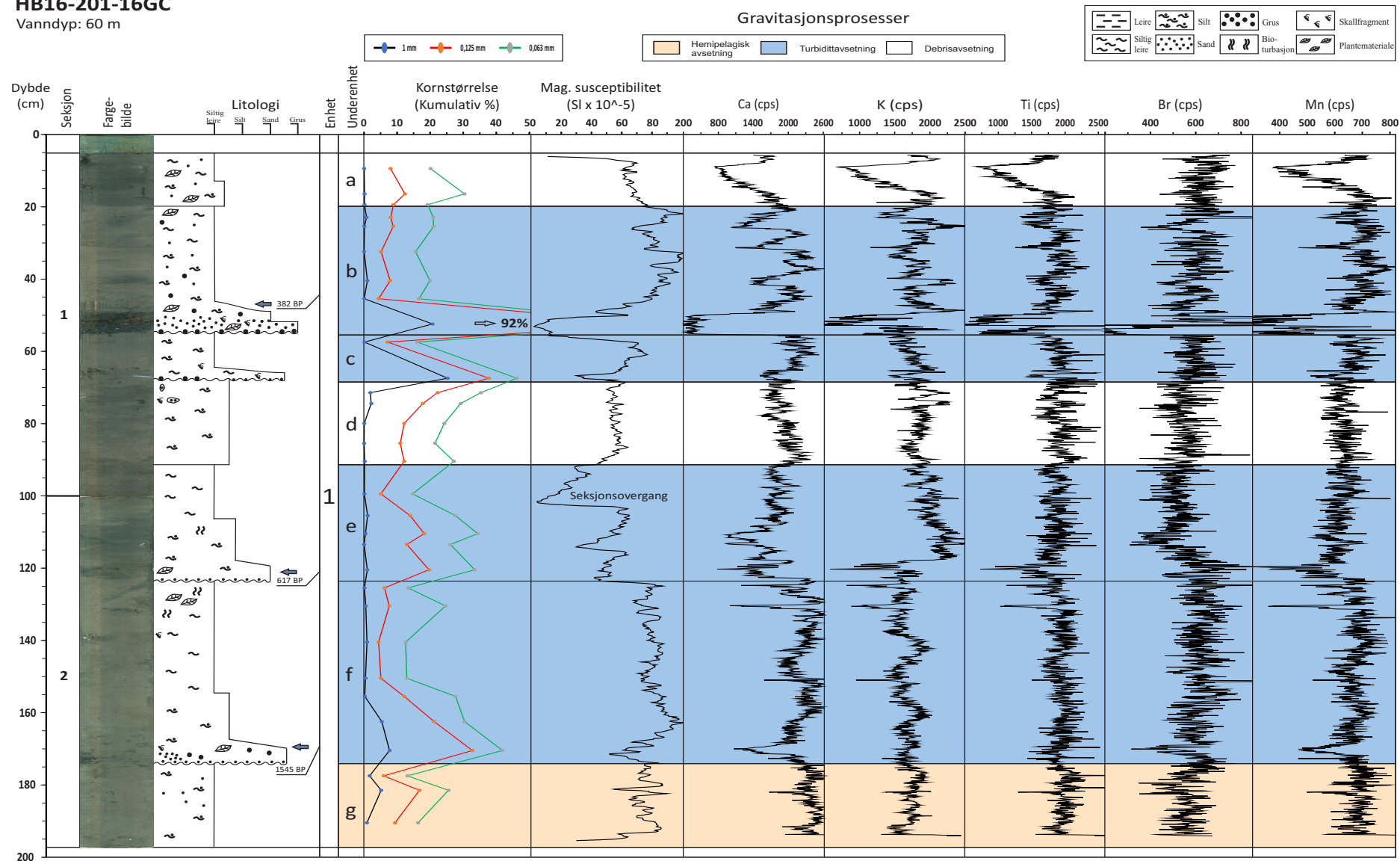
Vanddyb: 60 m



Figur 5.20: Litologisk logg fra kjerne HB16-201-16C. Resultatene fra de sedimentologiske undersøkelsene og MSCL-skanningen er lagt inn. Gammatetthet er ikke målt, og er derfor ikke loggført.

HB16-201-16GC

Vanddyb: 60 m



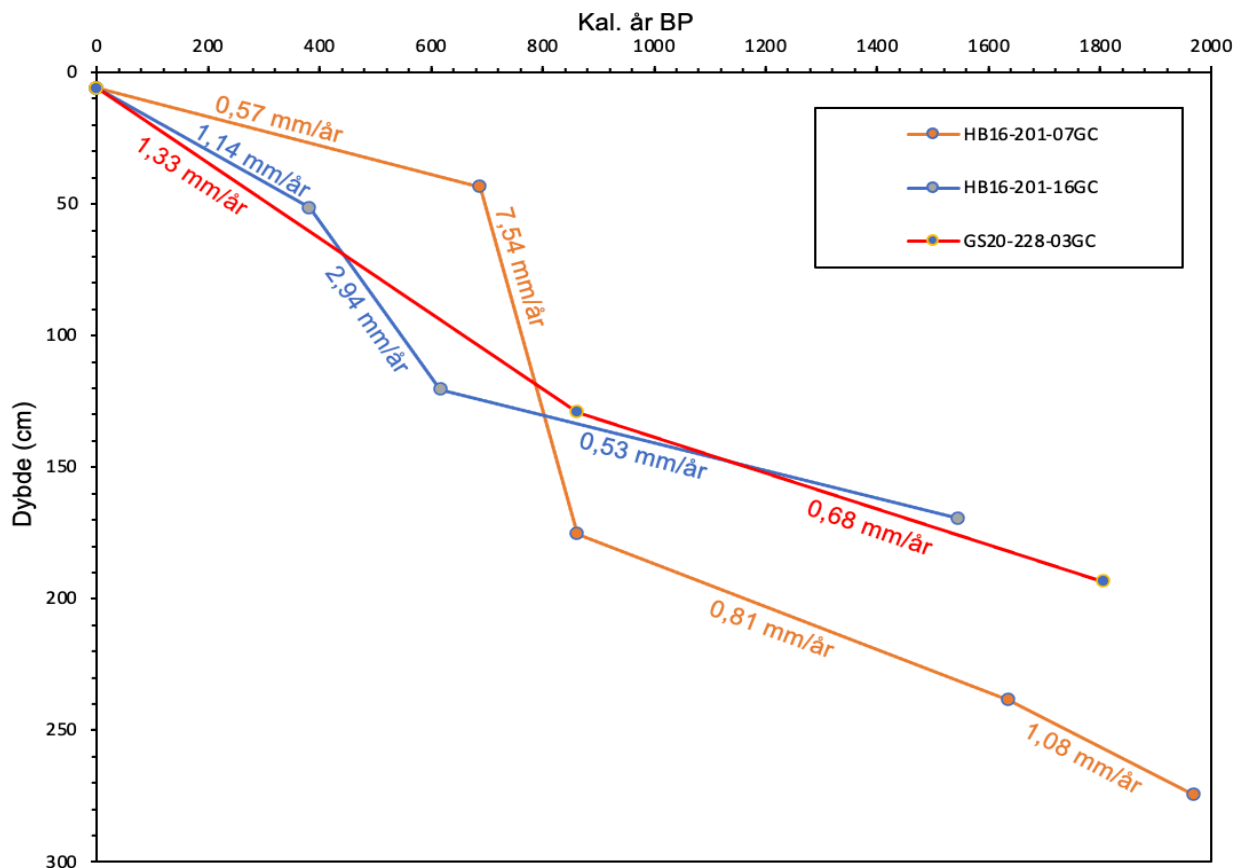
Figur 5.21: Litologisk logg fra kjerne HB16-201-16GC, med resultater fra XRF-skanningen.

5.3.2 Radiokarbondateringer

De åtte dateringsprøvene som ble tatt fra tre kjerner er listet i Tabell 5.2. Alder er oppgitt som vektet median i kal. år BP. Prøvene er korrigert med kalibreringskurven IntCal20 (Reimer et al., 2020). Det er kun tatt ut terrestrisk plantemateriale, og det har derfor ikke vært nødvendig å korrigere resultatene mot reservoaralder.

Tabell 5.2: Resultater fra aldersdateringene.

Kjerne	Prøve-ID	Dybde (cm)	Materiale	¹⁴ C-alder (BP)	Vektet median (kal.år BP)
GS20-228-03GC	Beta-593912	193-194	Terrestrisk plantemateriale	1900 ± 30	1806
HB16-201-07GC	LuS 16749	43-44	Terrestrisk plantemateriale	740 ± 40	687
HB16-201-07GC	LuS 16750	175-176	Terrestrisk plantemateriale	975 ± 35	862
HB16-201-07GC	Beta-593913	238-239	Terrestrisk plantemateriale	1730 ± 30	1636
HB16-201-07GC	Beta-593914	274-275	Terrestrisk plantemateriale	2030 ± 30	1969
HB16-201-16GC	LuS 16751	51-52	Terrestrisk plantemateriale	310 ± 35	382
HB16-201-16GC	LuS 16752	120-121	Terrestrisk plantemateriale	675 ± 35	617
HB16-201-16GC	LuS 16753	169-170	Terrestrisk plantemateriale	1660 ± 40	1545



Figur 5.22: Forenklet aldersmodell med sedimentasjonsrater for kjernene GS20-228-03GC, HB16-201-07GC og HB16-201-16GC.

En aldersmodell er utarbeidet for kjernene HB16-201-07GC og HB16-201-16GC og sedimentasjonsrater estimert (Figur 5.22). Det ble bare tatt en dateringsprøve fra GS20-228-03GC. Det er derfor laget sedimentasjonsrate for kjernen etter inter. For kjerner HB16-201-07GC og HB16-201-16GC er sedimentasjonsratene generelt like, hvor sedimentasjonsraten er lav i bunnen av kjernene. Videre oppover i kjernen øker sedimentasjonsratene kraftig, før de faller igjen i den øverste delen av kjernene. Endringene i sedimentasjonsratene henger i stor grad sammen med antallet skredhendelser. I perioder med mye skred er sedimentasjonsraten mye høyere enn i perioder som er dominert av hemipelagiske avsetninger.

5.3.3 CT-bilder

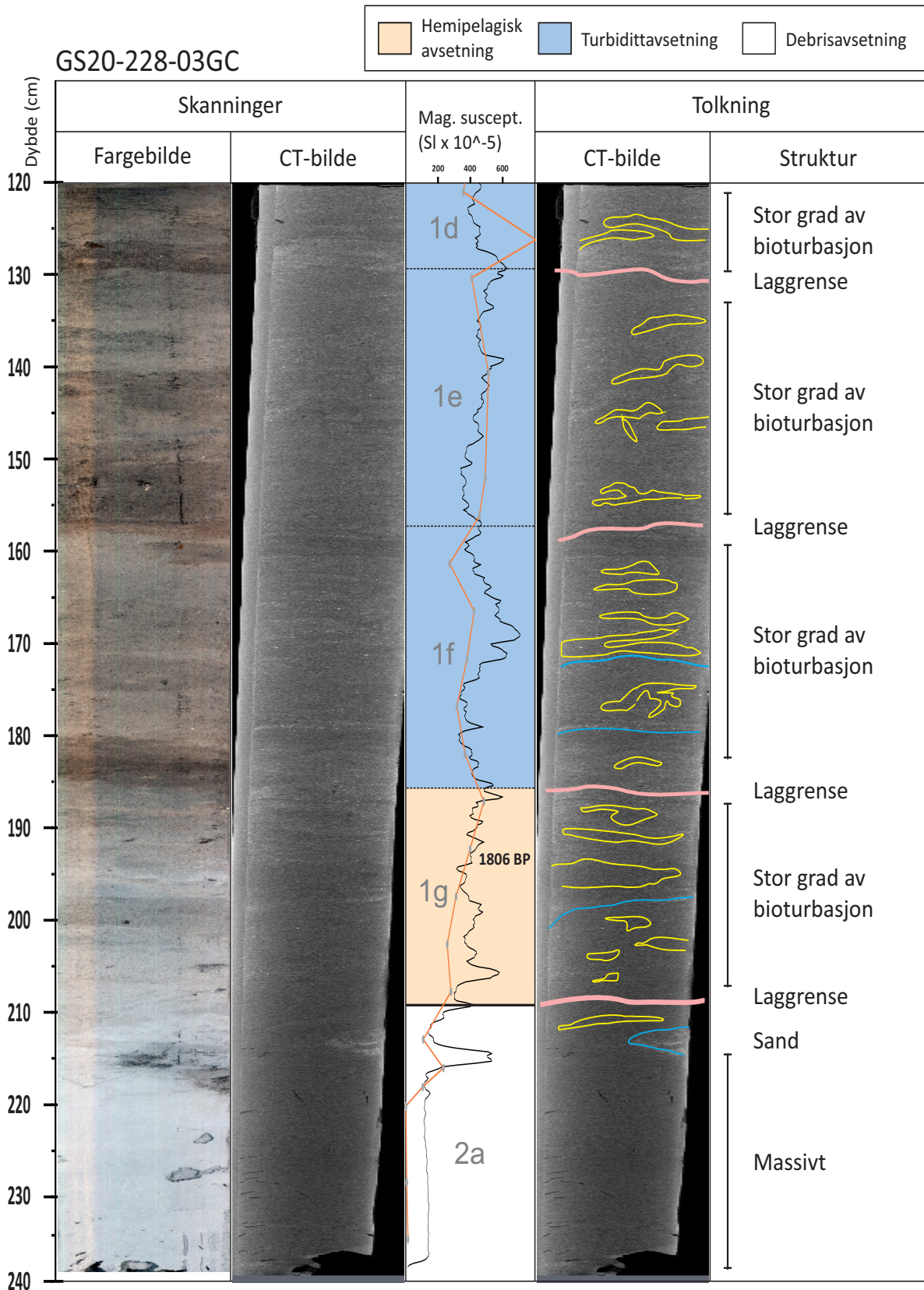
CT-bilder gir en tredimensjonalt oversikt over kjernen basert på tetthetsforskjellen mellom ulike materialer, der lav tetthet gir mørke farger mens høy tetthet gir lyse farger. Ved hjelp av dette er det mulig å få en mye mer detaljert oversikt over kjernene enn ved en vanlig kjernestratigrafisk undersøkelse. Analysen av CT-bildene er presentert sammen med resultatene fra den kjernestratigrafiske undersøkelsen. I tillegg er fargebildet, magnetisk susceptibilitet, og kumulativ kornstørrelseskurve for 63 µm lagt inn som et sammenligningsgrunnlag. Fargebildet er valgt som sammenligningsgrunnlag for å vise forskjellen. Magnetisk susceptibilitet og kornstørrelseskurve er valgt for å få frem endringene som skjer gjennom kjernen. CT-skanningene av HB16-201-08MC og seksjon 1 av GS20-228-03GC var mislykket, og de er derfor ikke blitt tolket.

GS20-228-03GC

En oversikt over seksjon 2 av GS20-223-03GC er gitt i Tabell 5.3 og Figur 5.23. Skanningen av seksjon 1 var mislykket, og er derfor ikke tolket. Det er stor grad av bioturbasjon gjennom hele enhet 1. I enhet 2 er det ikke observert bioturbasjon i det hele tatt, bortsett fra mot grensen til enhet 1. Mengden av sand i kjernen øker oppover i kjernen, og det er enkelte synlige sandlag. Dette kan representere skredavsetninger som ikke er identifisert i kjerneanalysen. Bortsett fra grensen mellom 1d og 1e kommer ingen av laggrensene tydelige frem i CT-bildet.

Tabell 5.3. Oversikt over resultater fra CT-bildene, der x markerer identifisering. Laginndelingen er basert på resultatene fra kjernestratigrafien. Blå farge markerer turbidittavsetning, hvitt markerer debrisavsetning og gul markerer hemipelagisk avsetning. Bunnen av underenhet 2a er ikke tilstede i kjernen, og – markerer derfor at det ikke er mulig å identifisere dette i kjernen.

Under-enhet	Dybde (cm)	Identifisert laggrense	Erosiv base	Bioturbasjon	Normalfordeling	Planterester
1d		x	x	x	x	
1e				x		
1f				x		
1g		x		x		x
2a		-	-			



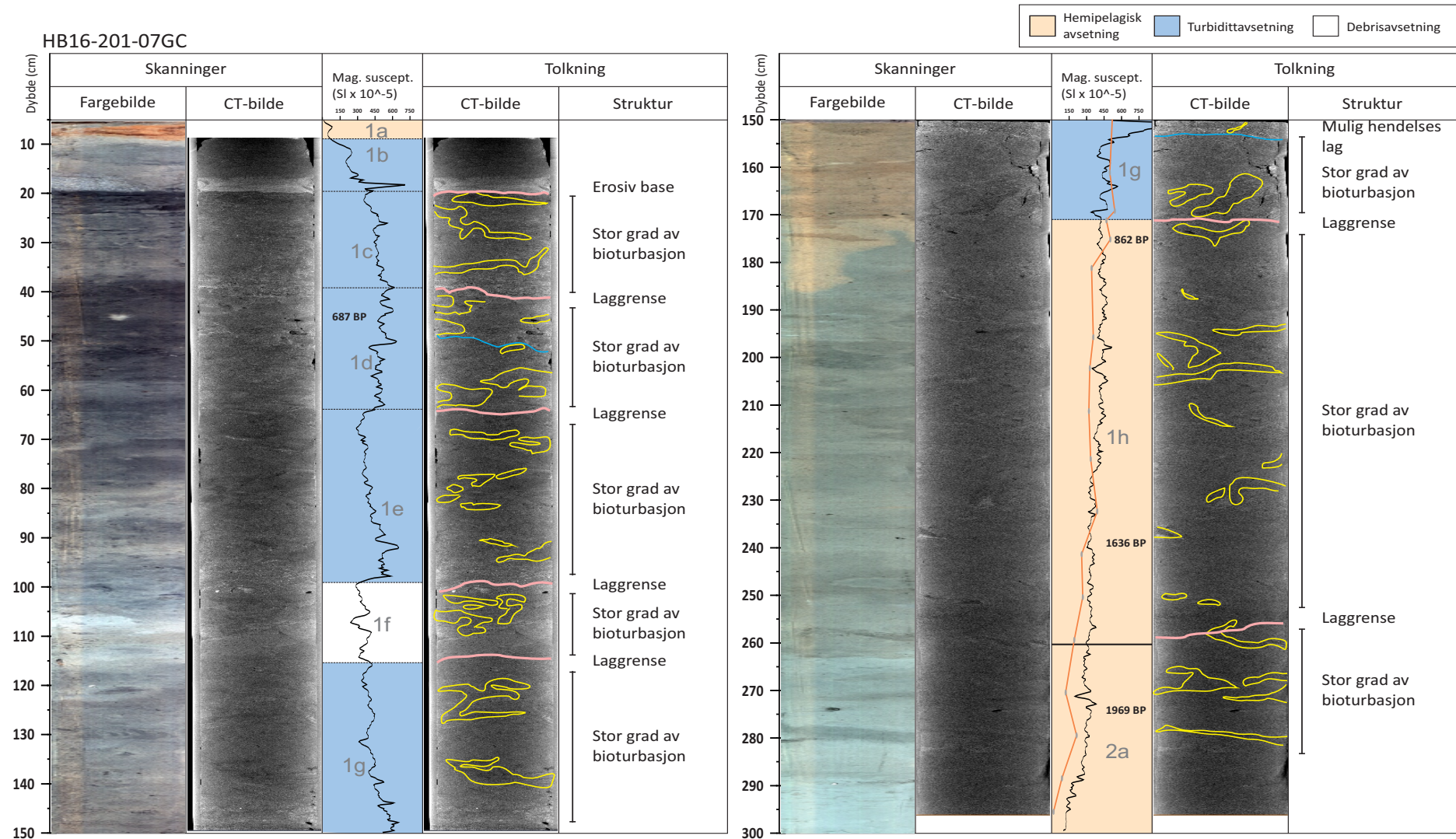
Figur 5.23: Tolkning av CT-bilde av seksjon 2 fra GS20-228-03GC. Optisk bilde, magnetisk susceptibilitet og kummulativ kornfordelingskurve (63 μm) er sammenstilt med CT-bildet. Kornfordelingskurve (oppgitt i intervallet 0-50%), underenheter og dateringer (oppgitt som vektet median) er listet opp under magnetisk susceptibilitet. Rosa streker markerer grensene mellom underenheter, lyseblå streker markerer mulige hendelseslag, og gule figurer markerer bioturbasjon.

HB16-201-07GC

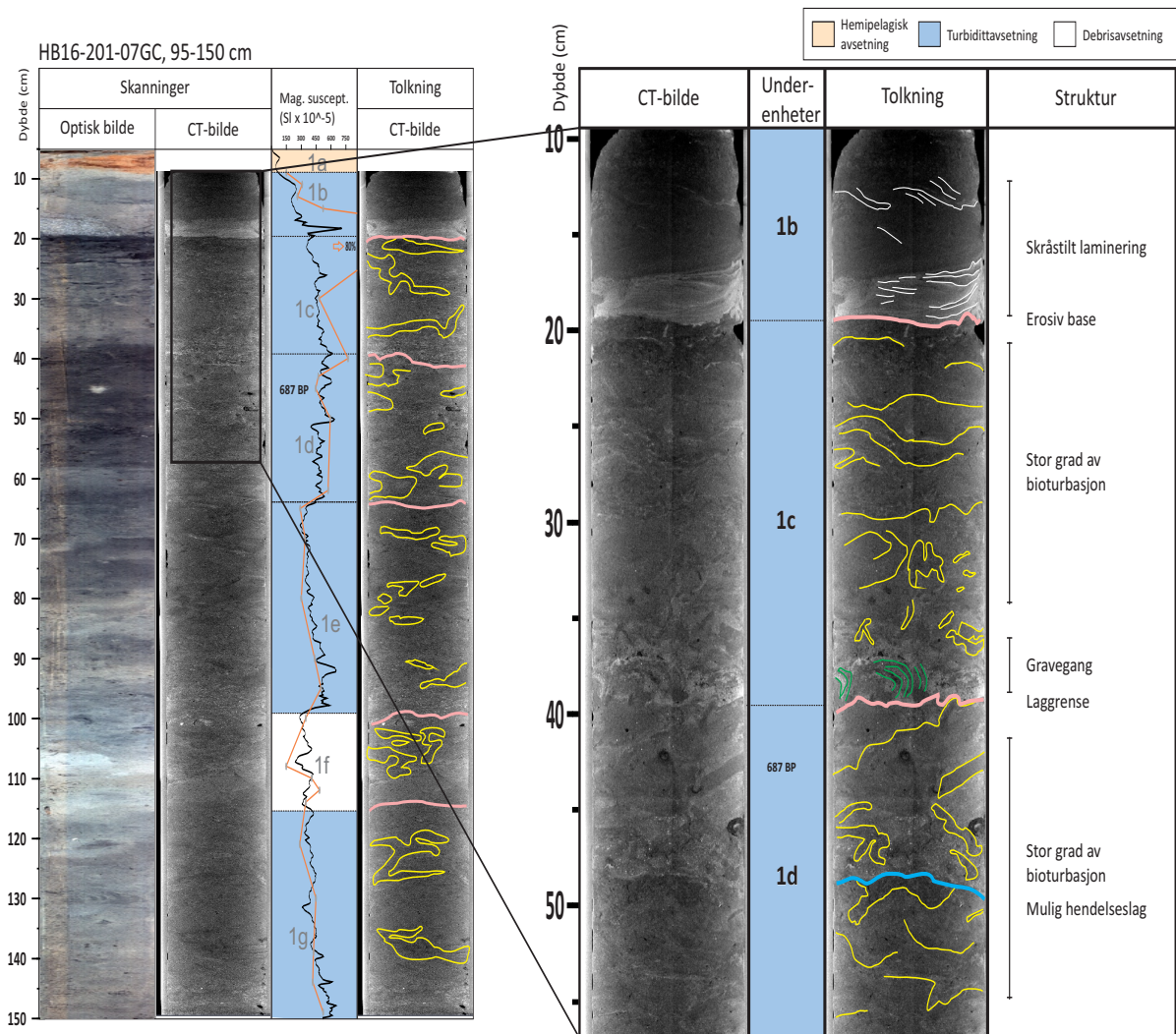
En oversikt over HB16-201-07GC er gitt i Tabell 5.4 og Figur 5,24, der endringene gjennom kjernen er gjengitt. Det er stor grad av bioturbasjon gjennom hele kjernen, noe som ikke fremkommer i like stor grad visuelt eller i fargebildet. Sedimentene fremstår flere steder som omarbeidet, særlig i den øvre halvdel av kjernen. Tre ulike dybdeintervaller er valgt ut for å gi mer detaljerte tolkninger av endringene i kjernen.

Tabell 5.4: Oversikt over resultater fra CT-bildene, der x markerer identifisering. Laginndelingen er basert på resultatene fra kjernestratigrafien. Blå farge markerer turbidittavsetning, hvitt markerer debrisavsetning og gul markerer hemipelagisk avsetning. Underenhet 1a er ikke synlig i CT-bildet og bunnen av underenhet 2a er ikke tilstede i kjernen, og – markerer derfor at det ikke er mulig å identifisere dette i kjernen.

Underenhet	Dybde (cm)	Identifisert laggrense	Erosiv base	Bioturbasjon	Normalfordeling	Planterester
1a	6-9	-	-	-	-	-
1b	9-20	x	x		x	
1c	20-39	x	x	x	x	x
1d	39-65			x	x	
1e	65-99	x	x	x	x	x
1f	99-115			x		x
1g	115-171	x	x	x	x	x
1h	171-261			x		
2a	261-300	-	-	x		x

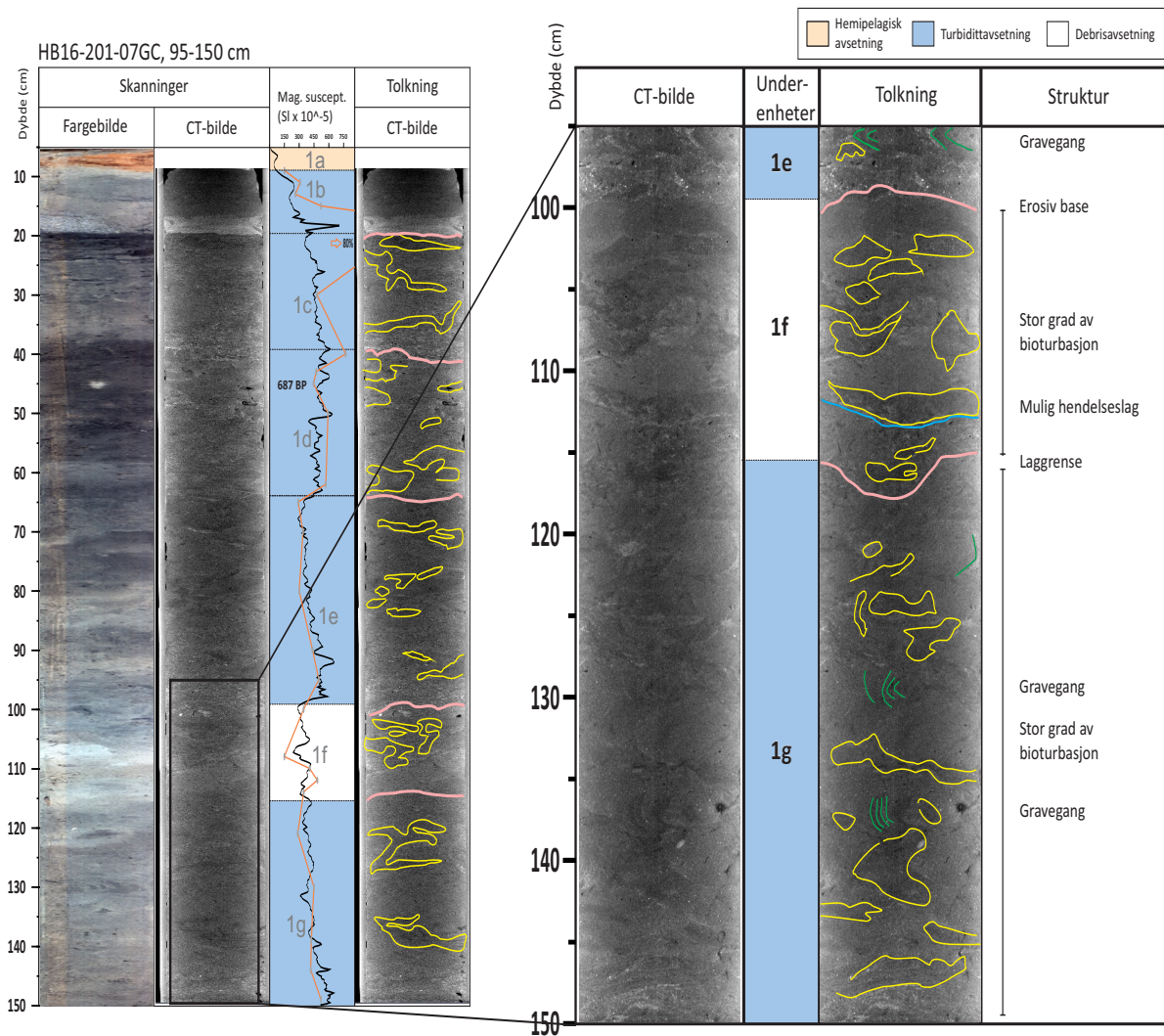


Figur 5.24: Tolkning av CT-bilde av HB16-201-07GC. Fargebilde, magnetisk susceptibilitet og kummulativ kornfordelingskurve (63 μm) er sammenstilt med CT-bildet. Kornfordelingskurve (oppgitt i intervallet 0-50%), underenheter og dateringer (oppgitt som vektet median) er listet opp under magnetisk susceptibilitet. Rosa streker markerer grensene mellom underenhetene, lyseblå streker markerer mulige hendelseslag, og gule figurer markerer bioturbasjon.



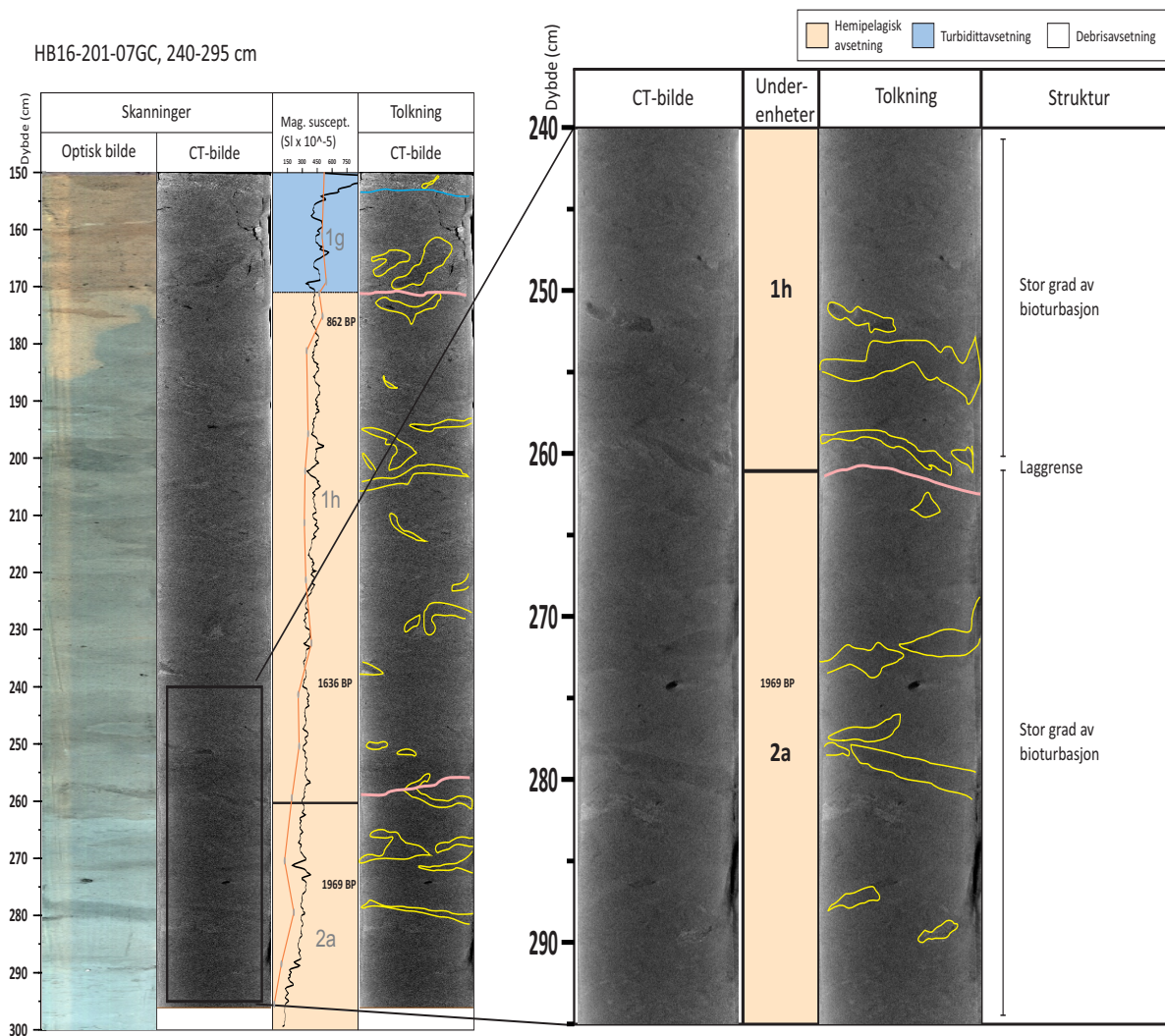
Figur 5.25: CT-bilde av intervallet 9-57 cm i kjerne HB16-201-07GC. Rosa streker markerer laggrenser, hvite streker markerer sedimentære strukturer, gule figurer markerer bioturbasjon, grønne streker markerer graveganger, lyseblå streker markerer potensielle hendelseslag som ikke er identifisert i kjernestratigrafien.

Underenhet 1b er den eneste i underenheten som ikke har synlig bioturbasjon i CT-bildet. Laggrensen mellom 1b og 1c er den tydeligste i hele kjernen, med en svært brå overgang fra mørke til lyse sedimenter. Dette er tolket til å være en erosjonskontakt. Det er flere synlige sedimentære strukturer i underenhet 1b, med tilsynelatende skråstilt laminering. Fra 19 cm og nedover gjennom resten av intervallet er det stor grad av bioturbasjon. Det er flere synlige graveganger, og sedimentene er i stor grad omarbeidet. Laggrensen mellom underenhet 1c og 1d er synlig som en erosjonskontakt, og med et økende sandinnhold. Bunnen av 1d (ikke synlig i intervallet) er tolket til å være en erosjonskontakt. Oppover i underenheten er det en oppfining av sedimentene. Ved 58 cm er det en brå økning i sandinnholdet, og dette kan representere et hendelseslag som ikke er tolket i kjernestratigrafien. Det er flere synlige rester av plantemateriale i underenhet 1d, og datering gir en alder på 687 kal. år BP.



Figur 5.26: CT-bilde av intervallet 95-150 cm i kjerne HB16-201-07GC. Rosa streker markerer laggrenser, gule figurer markerer bioturbasjon, grønne streker markerer graveganger, lyseblå streker markerer potensielle hendelseslag som ikke er identifisert i kjernestratigrafien.

I intervallet 95-150 cm er det gjennomgående stor grad av bioturbasjon, på samme som i intervallet 9-57 cm, og sedimentene fremstår som svært omarbeidet. Flere steder er det synlige graveganger. Ved 99 cm kommer laggrensen mellom underenhetene 1e og 1f tydelig frem i CT-bildet. Sandige sedimenter med innhold av plantemateriale har gravd seg ned i finere sedimenter, og representerer en erosjonskontakt. Underenhet 1e er derfor tolket som en turbidittavsetning. Det er bioturbasjon både over og under erosjonskontakten, men dette har tilsynelatende ikke påvirket laggrensen. Laggrensen mellom underenhetene 1f og 1g kommer ikke tydelig frem i CT-bildet, men det er enkelte synlige større sedimenter og plantemateriale i bunnen av 1f. Ved 112-113 cm er et tynt horisontalt sandlag. Dette kan representere skredavsetninger som ikke er identifisert i de kjernestratigrafiske undersøkelsene. Ved 111 cm blir skjer det en brå overgang til et lag av lysere sedimenter, med en tykkelse på ca. 2-3 cm. Dette samsvarer med kjernestratigrafien, hvor sedimentene er tolket til å være en leirklast.

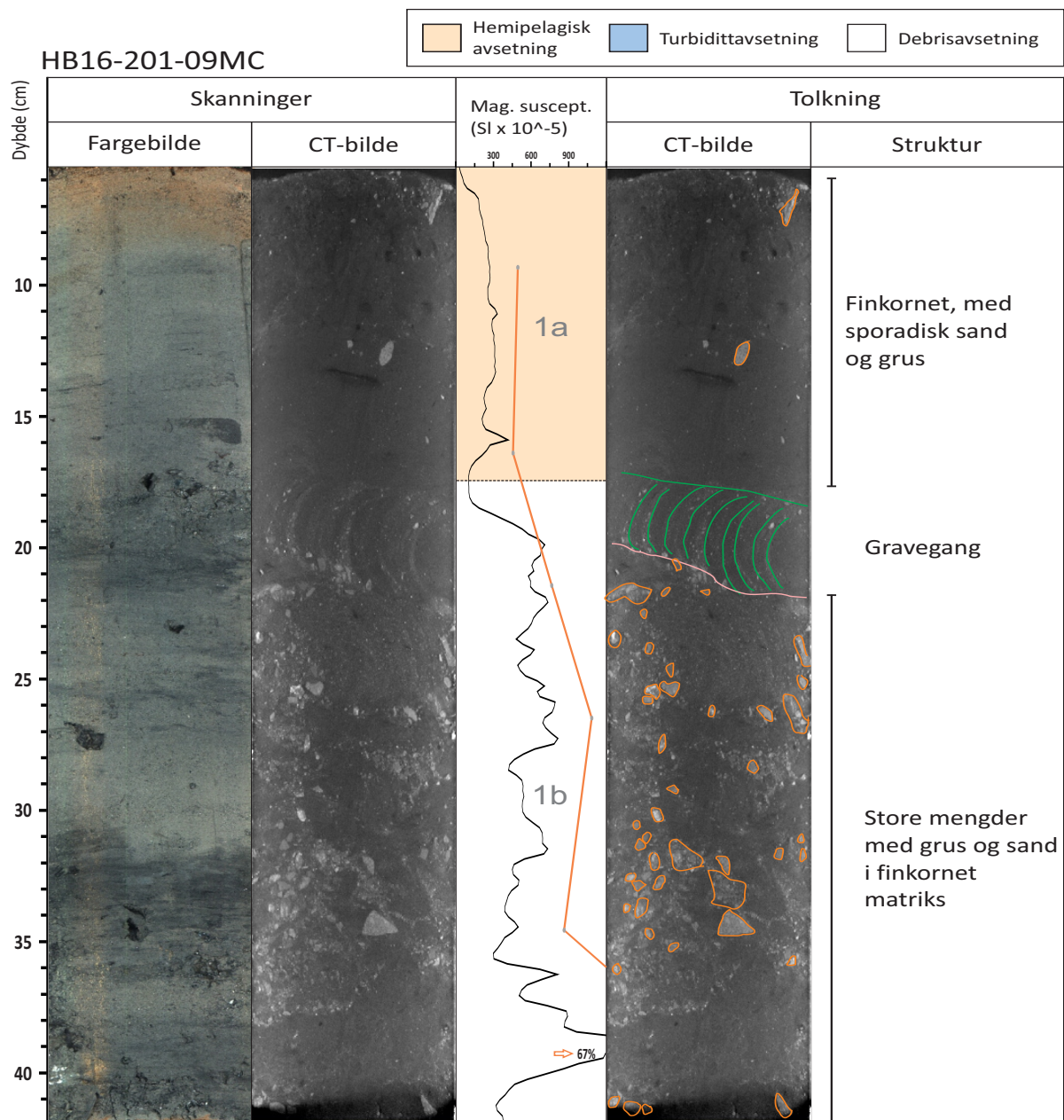


Figur 5.27: CT-bilde av intervallet 240-295 cm i kjerne HB16-201-07GC. Rosa strek markerer laggrens, gule figurer markerer bioturbasjon.

Intervallet 240-295 cm er i den nederste delen av kjernen, og består av tilsynelatende homogene sedimenter. Det er ingen store synlige endringer gjennom intervallet, noe som samsvarer med de kjernestratigrafiske resultatene. Det er flere synlige graveganger, der de fleste er horisontale eller subhorisontale. Bortsett fra graveganene fremstår sedimentene som intakte, og mindre omarbeidede enn i den øvre delen av kjernen. Den homogene strukturen sammen med stor grad av bioturbasjon tyder på et rolig avsetningsmiljø. Laggrensen mellom enhet 2 og 1 kommer er markert av en brå men svak endring til lysere sedimenter. Det er ingen synlige større sedimentkorn eller planterester, og heller ingen erosiv base. Ved 282 og 290 cm er det linser av lysere sedimenter, som er tolket til å være sand. Ved 274 cm er det synlige planterester, som er datert til 1969 kal. år BP.

HB16-201-09MC

Det er laget en oversiktsfigur over hele kjernen. Kjernen er delt inn i to underenheter, som begge kommer tydelig frem i CT-bildet. Underenhet 1b består av en finkornet matriks med store mengder grus og sand. Underenhet 1a fremstår som ganske homogen, bestående av finkornede sedimenter. Det er noe sporadisk grus og sand, spesielt i den øverste delen av kjernen. I overgangen mellom underenhetene er det tydelige spor etter en horisontal gravegang.



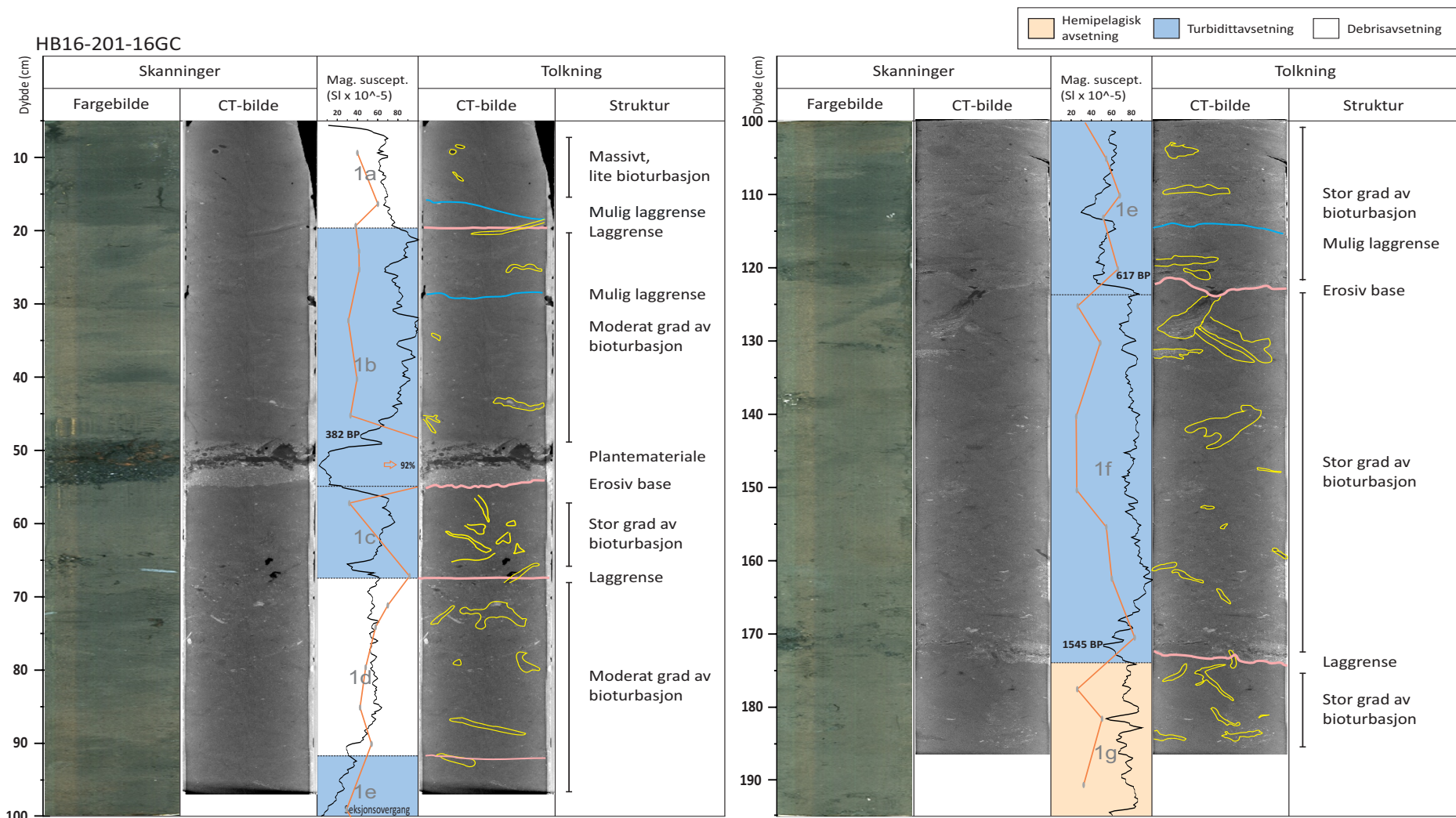
Figur 5.28: Tolkning av CT-bilde av kjerne HB16-201-09MC. Fargebilde, magnetisk susceptibilitet og kummulativ kornfordelingskurve (63 µm) er sammenstilt med CT-bildet. Kornfordelingskurve (oppgitt i intervallet 0-50%) og underenheter er listet opp under magnetisk susceptibilitet. Oransje pil markerer at 67% av sedimentene er over 63 µm. Rosa strek markerer grensen mellom underenhetene, grønne streker markerer graveganger, og oransje figurer markerer store sedimentkorn.

HB16-201-16GC

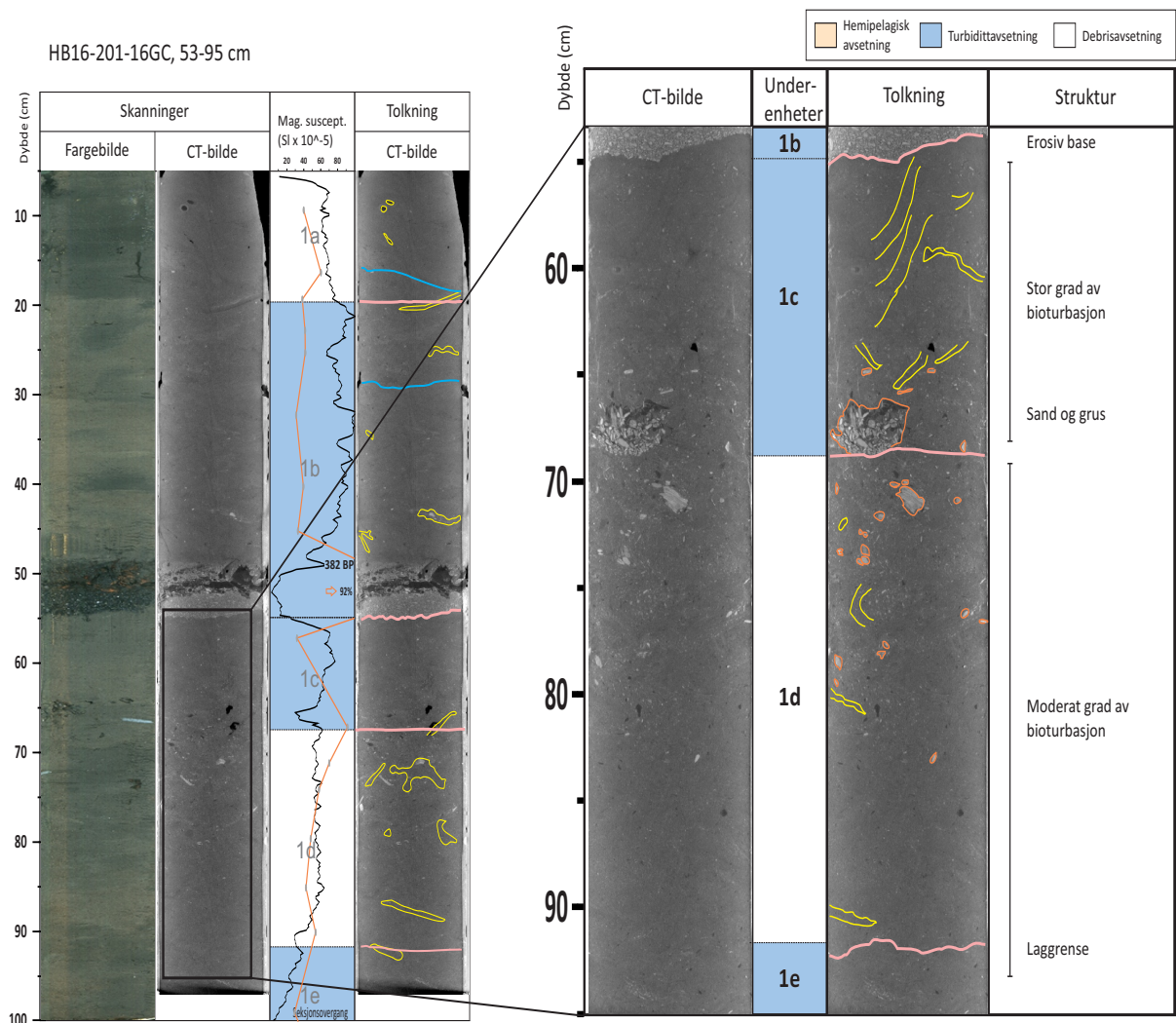
En oversikt over HB16-201-16GC er gitt i Tabell 5.5 og Figur 5,29, der endringene gjennom kjernen er gjengitt. HB16-201-16GC er tatt i SB2. Det er bioturbasjon gjennom hele kjernen, men i mindre grad enn i de andre fallkjerneprovne. To ulike dybdeintervaller er valgt for å vise endringer gjennom kjernen, og sammenligne disse med tolkningen fra kjernestratigrafien.

Tabell 5.5: Oversikt over resultater fra CT-bildene, der x markerer identifisering. Laginndelingen er basert på resultatene fra kjernestratigrafien. Blå farge markerer turbidittavsetning, hvitt markerer debrissetning og gul markerer hemipelagisk avsetning. Bunnen av underenhet 1g er ikke tilstede i kjernen, og – markerer derfor at det ikke er mulig å identifisere dette i kjernen.

Underenhet	Dybde (cm)	Identifisert laggrense	Erosiv base	Bioturbasjon	Normalfordeling	Planterester
1a	6-20			x		x
1b	20-55	x	x	x	x	x
1c	55-67			x		x
1d	67-92			x		x
1e	92-123	x	x	x	x	x
1f	123-175	x	x	x	x	x
1g	175-197	-	-	x		

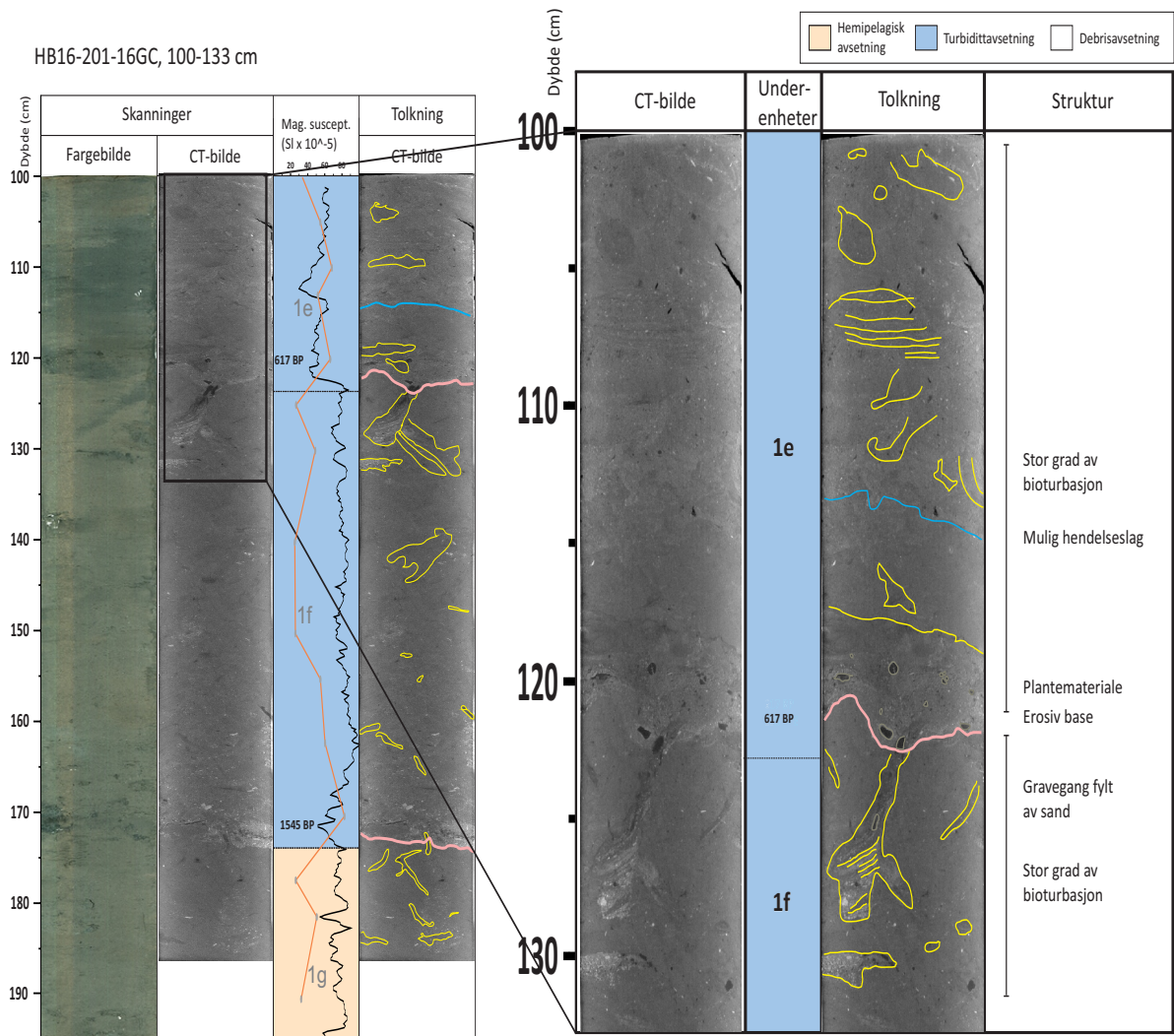


Figur 5.29: Tolkning av CT-bilde av kjernen HB16-201-16GC. Fargebilde, magnetisk susceptibilitet og kumulativ kornfordelingskurve (63 μm) er sammenstilt med CT-bildet. Kornfordelingskurve (oppgitt i intervallet 0-50%), underenheter og dateringer (oppgitt som vektet median) er listet opp under magnetisk susceptibilitet. Oransje pil markerer at 92% av sedimentene er over 63 μm . Rosa streker markerer grensene mellom underenheter, lyseblå streker markerer mulige hendelseslag, og gule figurer markerer bioturbasjon.



Figur 5.30: CT-bilde av intervallet 53-95 cm i kjerne HB16-201-16GC. Rosa streker markerer laggrenser, gule figurer markerer bioturbasjon, oransje markerer store sedimentkorn.

Utsnittet i Figur 5.26 viser intervallet mellom 53 og 95 cm, fra bunnen av underenhet 1b til toppen av 1c. Overgangen mellom 1b og 1c kommer er veldig, der sand og grus sedimenter har erodert ned i finkornede sedimenter. I underenhet 1c er det synlig bioturbasjon gjennom hele intervallet, med både vertikale og horisontale graveganger. Det er ingen synlig grense mellom underenheten 1c og 1d i CT-bildet, men det er store mengder med grovkornede sedimenter mellom 65 og 72 cm. Ved 66-68 cm er det en klast bestående av sand og grus, i det som er definert som bunnen av 1c. Mengden med grovkornede sedimenter avtar nedover i 1d, og det er mindre grad av bioturbasjon enn i 1c. Det er ingen synlige endringer i overgangen mellom underenhetene 1d og 1e i CT-bildet.



Figur 5.31: CT-bilde av intervallet 100-134 cm i kjerne HB16-201-16GC. Rosa streker markerer laggrenser, gule figurer markerer bioturbasjon, lyseblå streker markerer mulige hendelseslag.

Hele intervallet mellom 100 og 133 cm har stor grad av bioturbasjon, med synlige graveganger og omarbeidede sedimenter. Laggrensen mellom 1f og 1e er definert av en erosiv base, med overgang fra fine sedimenter til grove sedimenter med plantemateriale. Gjennom laggrensen går det en vertikal gravegang fra 120 til 130 cm, der den blir horisontal. Gravegangen er fylt inn av sand fra underenhet 1e, og danner et tilsynelatende horisontalt lag av sand ved 130 cm. Ved er det en overgang til lysere sedimenter, og med synlige sedimentkorn og plantemateriale. Denne endringen samsvarer med et brått fall i magnetisk susceptibilitet. Plantemateriale fra bunnen av underenhet 1e er datert til 617 kal. år BP.

5.4 Aldersmodell og skredfrekvens

Resultatene fra de seismiske og kjernestratigrafiske undersøkelsene er sammenstilt for å korrelere resultatene. I SB1 er flere av reflektorene identifisert gjennom mesteparten av bassenget. Fem ulike reflektorer er tolket i seismostratigrafien, og er listet opp under.

Kjernene som er sammenstilt er GS20-228-03GC og HB16-201-07GC. Begge er tatt i SB1, og det er ca. 900 meter mellom kjernene. Fallkjerne GS20-228-03GC ble tatt langs TOPAS-profil GS20-228-03, og resultatene fra de kjernestratigrafiske undersøkelsene kan derfor sammenlignes direkte mot det seismiske profilet. Korreleringen viser at de identifiserte skredavsetningene i det seismiske profilet samsvarer med laggrensene fra den kjernestratigrafiske undersøkelsen (Figur 5.32). Kjerne HB-16-201-07GC er sammenstilt med det nærmeste seismiske profilet, TOPAS-profil GS20-228-01. Kjernelokaliteten ligger ca. 100 meter nord for profilet (Figur 5.1).

Etttersom GS20-228-03GC er tatt langs det seismiske profilet er dette valgt som referanse for de ulike reflektorene. HB16-201-07GC er korrelert mot disse resultatene. Aldersmodellen gir en høyere sedimentasjonsrate for kjerne HB16-201-07GC enn for GS-20-228-03GC, og laggrensen for de identifiserte skredhendelsene ligger derfor litt dypere i kjernen.

Grønn reflektor: Den grønne reflektoren er en reflektor med høy amplitude, som er tilstede i alle de seismiske profilene. Sedimentene som representerer reflektoren ligger på mellom 4 og 5 meter dyp, og er derfor ikke tilstede i noen av kjernene. Reflektoren er tolket til å representere overgangen mellom glasimarine og marine sedimenter i tidlig holocen (Hjelstuen et al., 2013)

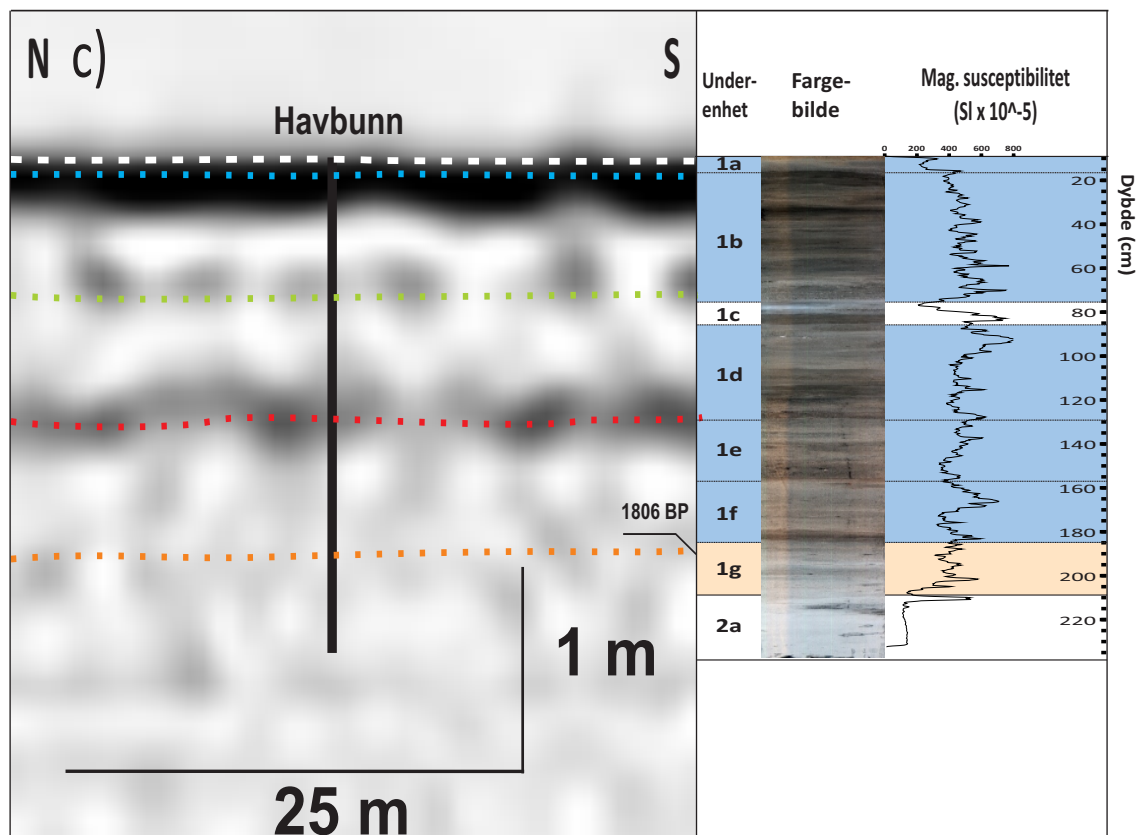
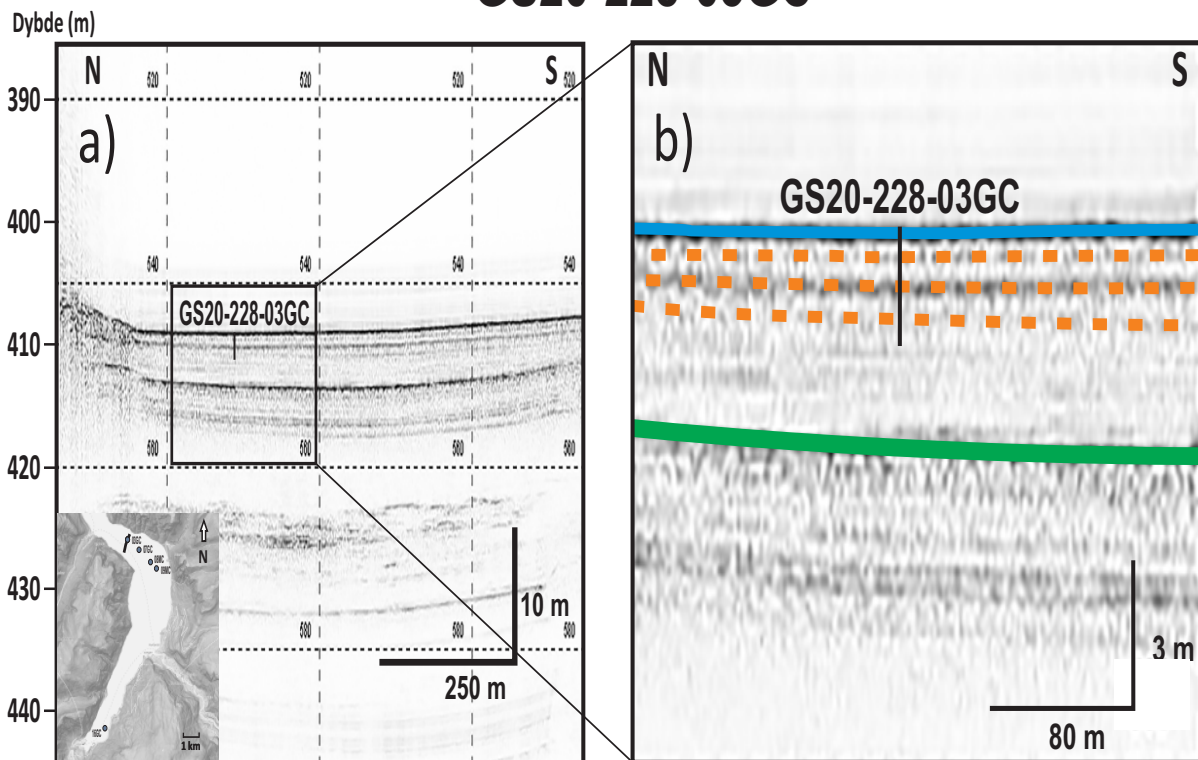
Oransje reflektor: Den oransje reflektoren har lav amplitude, sammenlignet med de andre reflektorene. I TOPAS-profil GS20-228-03 er amplituden varierende gjennom bassenget, men høyest fra den midtre delen av bassenget og sørover, mens den forsvinner i den nordre delen. I kjerne GS20-228-03GC korrelerer reflektoren med bunnen av underenhet 1f, tolket til å være en turbiditt. Selv om reflektoren også er synlig i TOPAS-profil GS20-228-01, korrelerer den ikke med noen av laggrensene i HB16-201-07GC.

Rød reflektor: Den røde reflektoren har høy amplitude, og er tydelig gjennom alle profilene. Reflektoren samsvarer med laggrensen mellom underenhetene 1d og 1e i kjerne GS-20-228-03CG (Figur 5.32 c)). I TOPAS-profil GS20-228-03 er reflektoren tolket til å representere utraste skredmasser i den nordlige delen av bassenget. I HB16-201-07GC samsvarer reflektoren med bunnen av underenhet 1g (Figur 5.33). Sedimentene i begge kjernene er tolket til å være turbidittavsetninger. Dateringsprøver fra HB16-201-07GC gir sedimentene en alder på 687 kal. år BP.

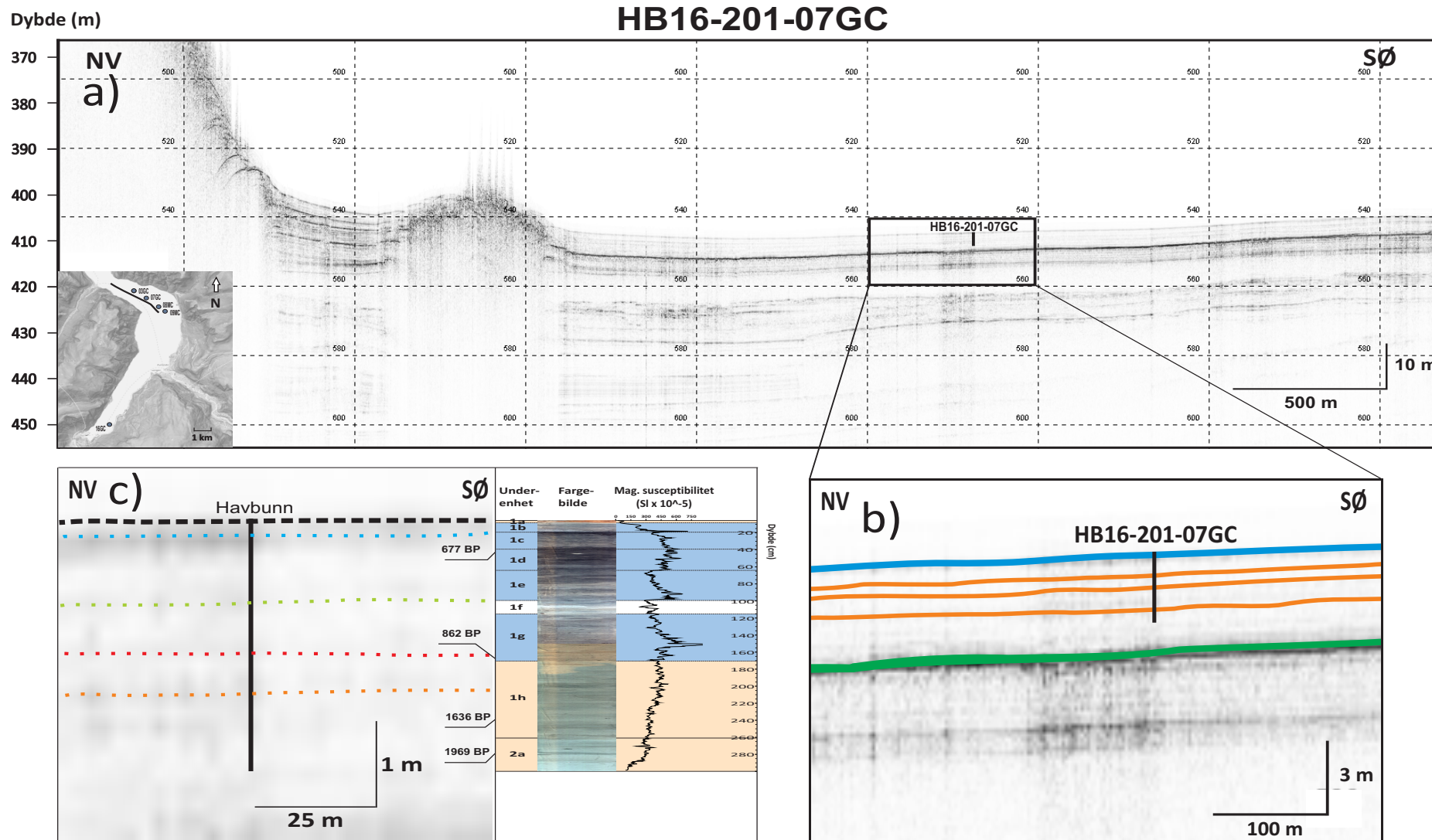
Lys grønn reflektor: Den lysegrønne reflektoren er identifisert i alle seismiske profilene fra SB1. Amplituden er lavere enn de tolkede reflektorene over og under. I GS20-228-03GC samsvarer reflektoren med bunnen av underenhet 1b, som er en turbidittavsetning (Figur 5.32 c)). Sammenlignet med resultatene fra HB16-201-07GC, samsvarer reflektoren med bunnen av underenhet 1e (Figur 5.33 c)). Det er ingen aldersdatering av sedimentene i noen av kjernene, men den sedimentene er mellom sedimenter datert til 862 og 687 kal. år BP i HB16-201-07GC.

Blå reflektor: Den blå reflektoren representerer havbunnen. I sammenstillingen mellom det seismiske profilet og kjernestratigrafien er denne reflektoren tegnet inn med to linjer. I begge kjernene, i tillegg til multikjernene, er det skredavsetninger i de 15-20 øverste cm av kjernene. Etersom disse avsetningene ligger så grunt vil ikke disse skredavsetningene reflekteres i seismikken. Den øverste reflektoren er de I kjerne HB16-201-09MC er denne hendelsen identifisert som en debrissstrøm, med usorterte sedimenter (Figur 5.18). Denne ligger litt dypere enn i de andre kjernene, og tykkelsen på dette laget er ikke kjent. I kjernene GS20-228-03GC, HB16-01-07GC og HB16-201-08MC er denne hendelsen identifisert som en turbidittavsetning, med en tydelig erosjonskontakt og normalgraderte sedimenter. Tykkelsen på sedimentpakken er også størst i den indre delen av bassenget, og blir tynnere utover i de ytre delene, som indikerer at skredet stammer fra den østlige siden av fjorden.

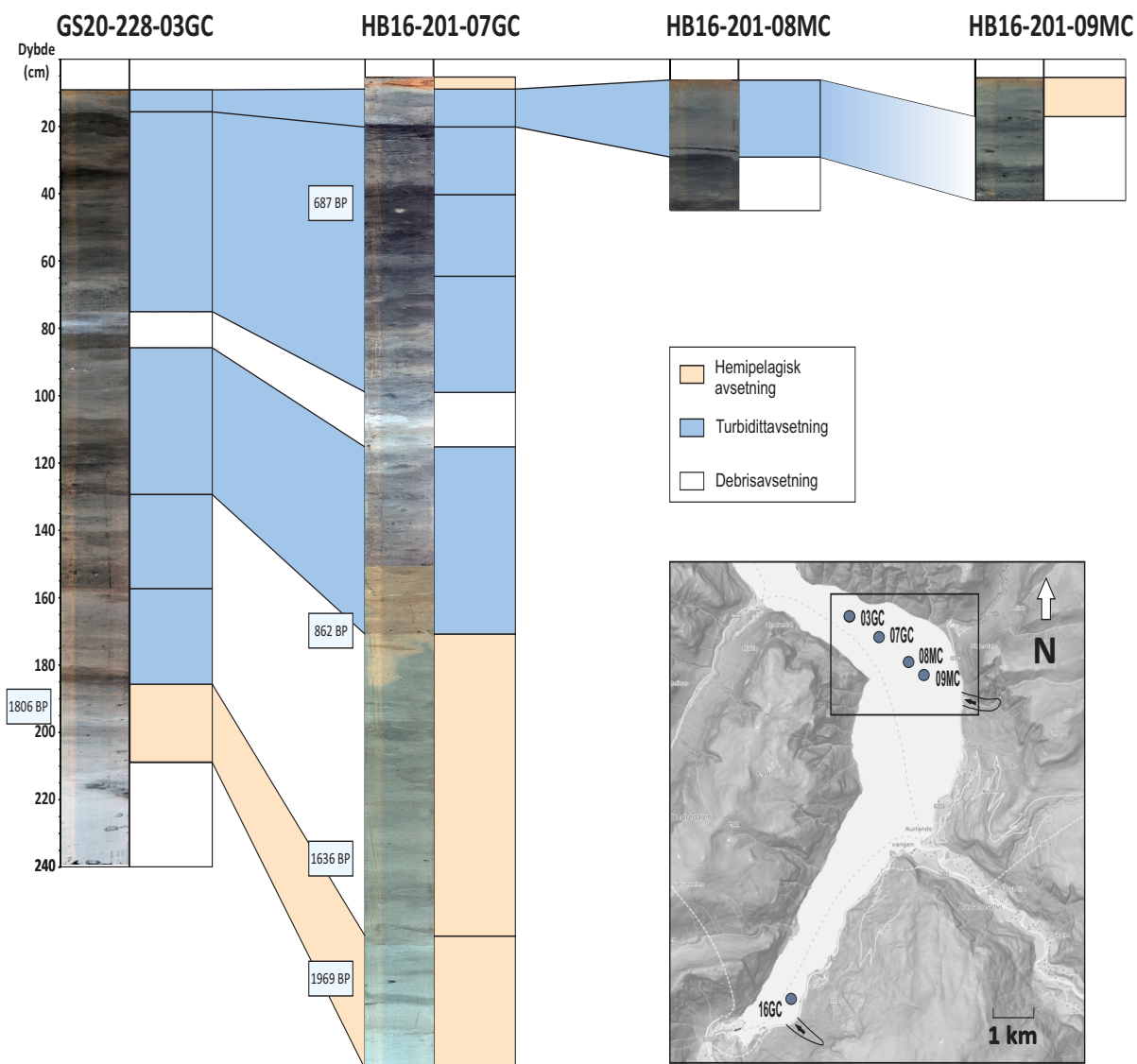
GS20-228-03GC



Figur 5.32: Sammenstilling av kjerne GS20-228-03GC mot TOPAS-profil GS20-228-03. Kjernen er tatt ved avmerket kjernelokasjon i profilet. a) Utolket TOPAS-profil. b) viser tolket utsnitt fra a). c) Kjernerstratigrafi korrelert med det seismiske profilet.



Figur 5.33: Sammenstilling av kjerne HB16-201-07GC mot TOPAS-profil GS20-228-01. Kjernen er ikke tatt langs profilet, men ca. 100 meter lenger nord i bassenget. Plasseringen av kjernen er derfor nær kjernelokasjonen. a) viser utolket TOPAS-profil, med plassering av kjernen. b) viser utsnittet fra a) med tolkning. c) Kjernerstratigrafi korrelert med det seismiske profilet.



Figur 5.33: Sammenstilling av kjernene fra basseng SB1. Den totale distansen fra GS20-228-03GC til HB16-201-09MC er ca. 2,5 km.

Flere av kjernene fra SB1 har avsetninger som kan følges gjennom bassenget. Det er skredavsetninger i toppen av alle kjernene, som øker i tykkelse mot sørøst. Avsetningene forekommer som debrisavsetninger i HB16-201-09MC, men som en turbidittavsetning i de andre kjernene. Videre korrelerer flere av avsetningene i kjernene i GS20-228-03GC og HB16-201-07GC, der flere av avsetningene er datert. De korrelerte skredavsetningene i HB16-201-07GC har større tykkelse enn skredavsetningene i GS 20-228-03GC. Samtidig har HB16-201-07GC også større mengde av hemipelagiske sedimenter. At tykkelsen på skredavsetningene er større i HB16-201-07GC indikerer at kjernen ligger nærmere rasstedet.

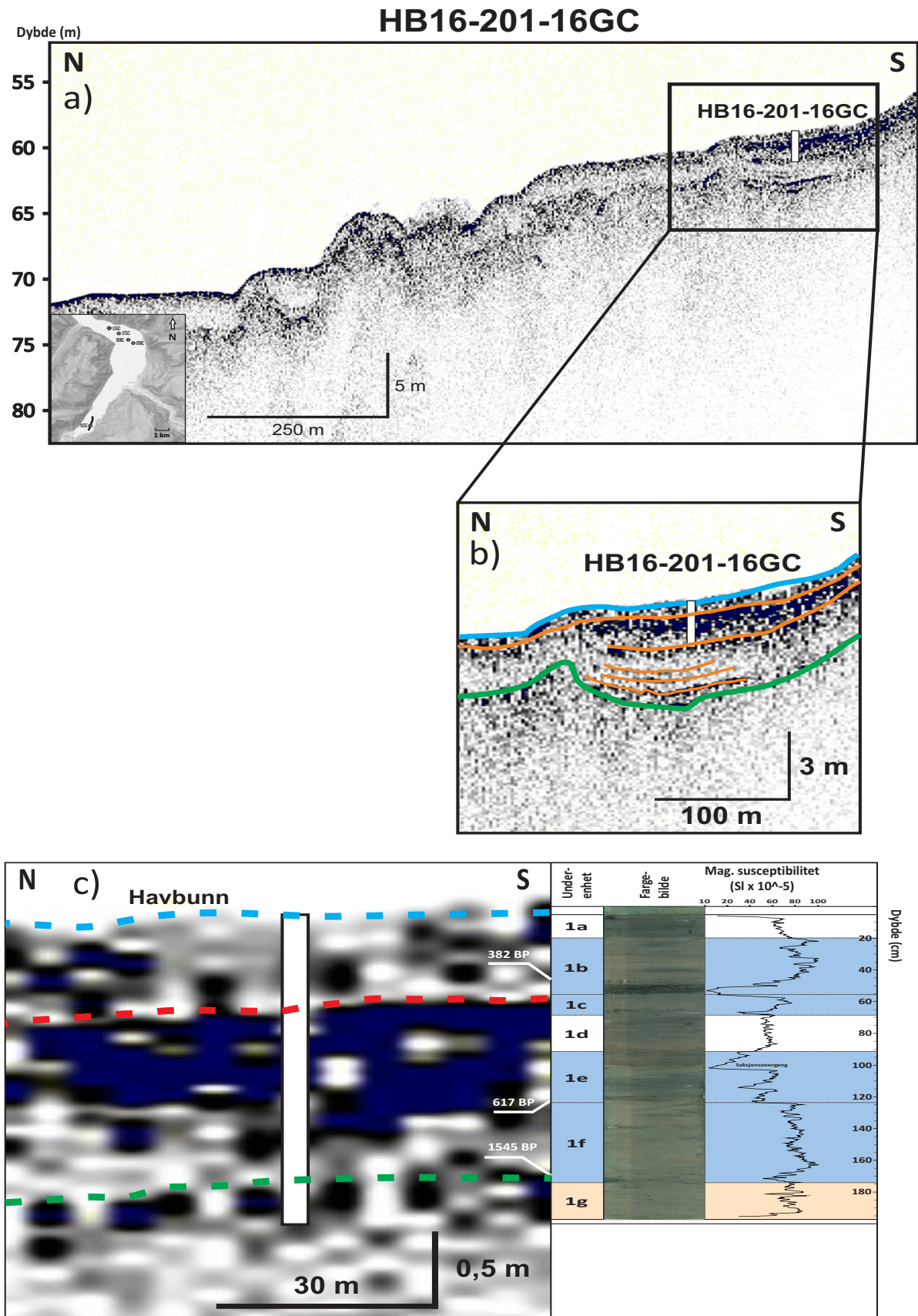
Basert på korreleringene og dateringene av avsetningene, er skredfrekvensen, gitt i Tabell 5.6 og 5.7.

Tabell 5.6: Skredfrekvens basert på kjerne GS20-228-03GC.

Tidsintervall (kal. år BP)	Antall observerte skred	Skredfrekvens (år mellom hvert observerte skred)
862-Nå	4	233
862-1806	3	472

Tabell 5.7: Skredfrekvens basert på kjerne HB16-201-07GC.

Tidsintervall (kal. år BP)	Antall observerte skred	Skredfrekvens (år mellom hvert observerte skred)
687-Nå	2	379
862-687	4	44



Figur 5.34: Sammenstilling av kjerne HB16-201-16GC mot chirp-profil HB16-201-13. Kjernen er ikke tatt langs profilet, men i umiddelbar nærhet av hvor den er markert i figuren. a) viser utolket chirp-profil med kjernelokasjon. b) Tolket utsnitt av sedimentene ved kjernelokasjonen c) Kjernerstratigrafi korrelert med det seismiske profilet.

HB16-201-16GC: Kjernen ble tatt i SB2 (Figur 5.1), og er derfor ikke korrelert mot de andre kjernene. Figur 5.34 viser sammenstilling av det seismiske profilet og kjernestratigrafien. Det seismiske profilet viser to lagpakker med høy amplitude-reflektorer. Disse er identifisert som skredhendelser i den seismiske tolkningen. Den øverste av disse lagpakkene (rød reflektor) har en tykkelse på 80-90 cm, og består av kaotiske reflektorer med høy amplitude. Dette korrelerer med underenhetene 1b-1e i kjernestratigrafien (Figur 5.33). Alle disse underenhetene er tolket til å være skredavsetninger, enten som turbidittavsetninger eller debrisavsetninger. Underenhet 1b består av sand og grus med en tydelig erosiv base, og korrelerer med toppen av enheten. Alle de identifiserte skredlagene som er tolket i kjernen inneholder fyllitt, som kun finnes langs østsiden av fjorden. Den nederste lagpakken (grønn reflektor) har en tykkelse på 20-30 cm. Den korrelerer med underenhet 1f, som er tolket til å være en turbidittavsetning. Underenhet 1g er representert i seismikken som akustisk transparent, som samsvarer med tolkningen som hemipelagiske avsetninger.

Basert på antall identifiserte skredhendelser og dateringer av avsetningene, er skredfrekvensen gitt i Tabell 5.8.

Tabell 5.8: Skredfrekvens basert på kjerne HB16-201-16GC.

Tidsintervall (kal. år BP)	Antall observerte skred	Skredfrekvens (år mellom hvert observerte skred)
382-Nå	2	202
617-382	3	78
1545-617	1	928

6. Diskusjon

I dette kapittelet blir resultatene fra de kjernestratigrafiske, seismostratigrafiske, og batymetriske undersøkelsene diskutert.

6.1 Aldersmodell

Den konstruerte aldersmodellen for sedimentkjernene viser at det er store variasjoner i sedimentasjonsratene (Figur 5.22). Skredprosesser har vært den dominerende prosessen i avsetingsmiljøet, og det har ført til at det i perioder har blitt avsatt store mengder sedimenter på kort tid. For å lage en aldersmodell og undersøke skredfrekvensen i Aurlandsfjorden, ble det tatt ut totalt åtte prøver for radiokarbondatering. For å redusere usikkerhet ble det utelukkende tatt ut prøver av terrestrisk plantemateriale, og ikke av skallfragmenter. Det har derfor ikke vært behov for å korrigere prøvene mot reservoaralder. Basert på resultatene ble det laget en forenklet aldersmodell med utregnede sedimentasjonsrater. For kjernen GS20-228-03GC ble det bare tatt ut en prøve, men kjernen har blitt korrelert mot HB16-201-07GC, og det har derfor vært mulig å lage en aldersmodell for denne kjernen også (Figur 5.33). Alle dateringsprøvene er i stratigrafisk rekkefølge, som bidrar til å styrke påliteligheten til aldersmodellen.

En usikkerhet ved aldersmodellen er at de daterte prøvene representerer en maksimumalder, og det er ikke mulig å utelukke at det daterte materialet kan være resedimentert. En annen usikkerhet ved bruk av aldersmodellen er at det ikke er korrigert for erosjon, og at hiatus i kjernen kan representere høyere sedimentasjonsrater.

Resultatene viser at sedimentasjonsraten har vært varierende, og spesielt HB16-201-07GC har store variasjoner. Sedimentasjonsraten påvirkes av de ulike prosessene som avsetter sedimentene. Hemipelagiske prosesser avsetter relativt små mengder med sedimenter over lang tid, mens skredprosesser kan avsette store mengder sedimenter over kort tid. Mellom 862 og 687 kal. år BP ble det avsatt 131 cm med sedimenter. Dette tyder på at i perioder har vært høy skredfrekvens.

Aldersmodellen for HB16-201-16GC gir lignende resultater, med relativt høy skredfrekvens mellom 617 og 382 kal. år BP.

Tidligere seismiske undersøkelser i Aurlandsfjorden har identifisert større skredavsetninger i den innerste delen av fjorden. Disse avsetningene er datert til å være omtrent 3000 år gamle, og

det er ikke funnet større skredavsetninger over dette (Blikra et al., 2002, Bøe et al., 2004). HB16-201-16GC er tatt i dette området, men går ikke dypt nok ned til å påtreffe så gamle skredavsetninger. Denne studien viser tydelig at det har gått flere mindre skred i Aurlandsfjorden, og bekrefter at det ikke har gått så store skred som det som er beskrevet at Blikra et al (2002).

6.2 Identifiserte av skredavsetninger

Formålet med oppgaven har vært å identifisere de ulike sedimentavsetningene i indre Aurlandsfjorden, og finne ut hvilke prosesser som har avsatt disse. I de kjernestratigrafiske undersøkelsene ble det identifisert tre ulike former for sedimentære avsetninger.

Det er lokale forskjeller i hvilke avsetningstyper som dominerer i de ulike kjernene (Figur 6.1). I tilfelle ved SB1 er den magnetiske susceptibiliteten i de ytre delene av studieområdet betydelig høyere enn i de indre delene. Dette skyldes ulikt kildemateriale. Sedimenter blir tilført fra to ulike vassdrag, og bergartene langs den sørlige delen av fjorden skiller seg også fra bergartene lenger nord. Sør i fjorden blir sedimenter tilført fra Flåmvassdraget. Lenger ut i fjorden blir sedimenter tilført fra Aurlandsvassdraget.

Hemipelagiske avsetninger

Andelen hemipelagiske sedimenter varierer fra kjerne til kjerne (Figur 6.1) De fleste identifiserte hemipelagiske sedimentene er funnet i de nedre delene av kjernene. I de nedre delene av GS20-228-03GC og HB16-201-07GC er det hemipelagiske avsetninger. I fargebildet er disse sedimentene mer gråaktige enn resten av kjernen. Tellingene av Br og Ca i kjernene er lave, som indikerer at det er lite biogen påvirkning. Dette kan tyde på at det har vært så hurtig sedimentasjon, at bunndyrene ikke har rukket å grave seg ned i sedimentene.

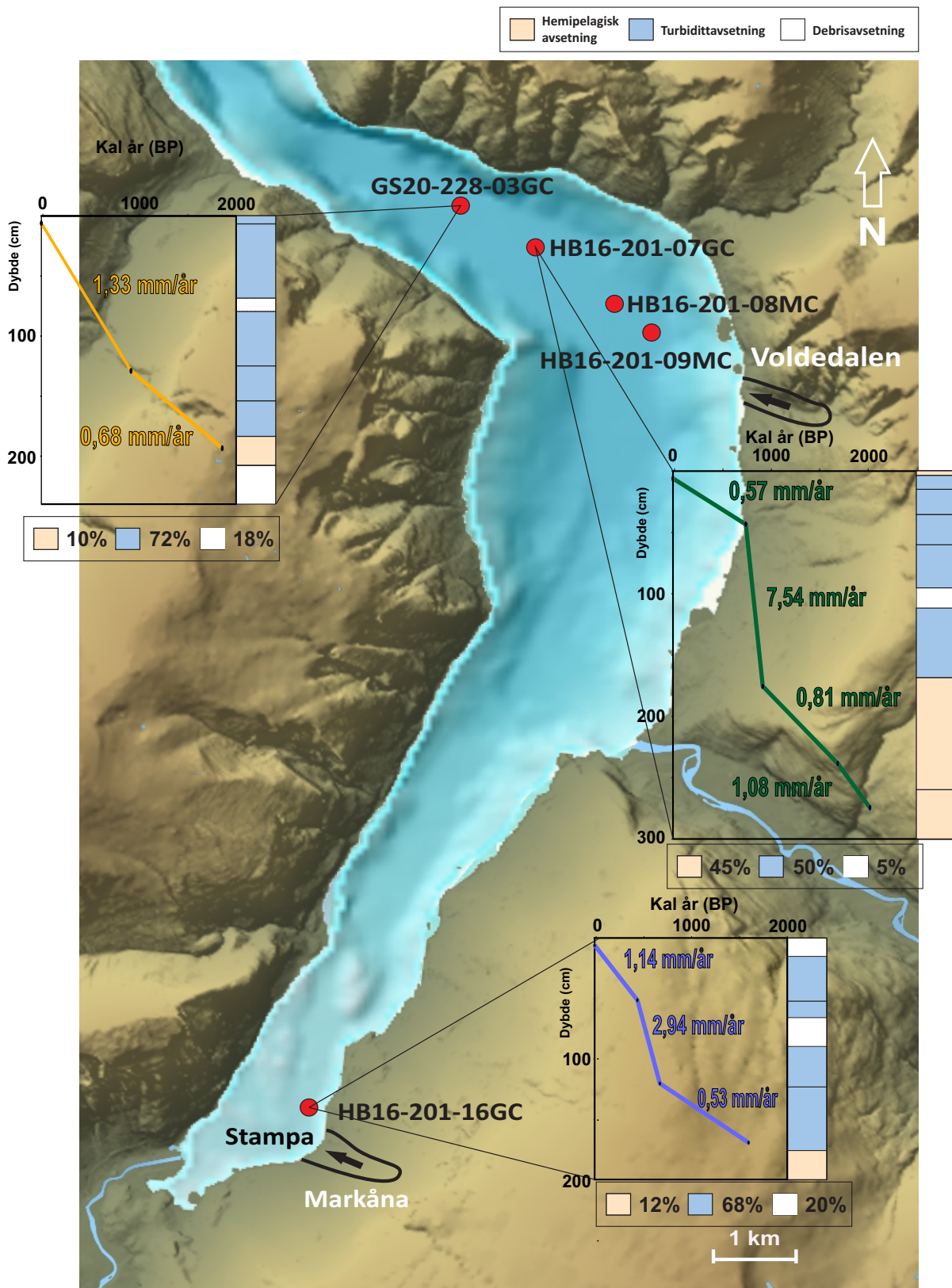
Turbidittsstrømmer

Turbidittsstrømmer er den dominerende avsetningstypen i alle de undersøkte fallkjernene. Normalt kjennetegnes turbiditter av normalgraderte sedimenter, med en brå erosiv base (Figur 5.11). Magnetisk susceptibilitet har blitt brukt som et redskap i tolkingen av turbidittavsetninger, og det er brå utslag fra sedimentene under. For HB16-201-16GC er utslagene motsatt, og turbidittavsetningene markeres av et brått fall i magnetisk susceptibilitet. Ettersom halen til

turbiditten består av finere sedimenter kan det være vanskelig å skille hvor den øvre grensen til overliggende hemipelagiske sedimenter, og dermed tykkelsen til de ulike avsetningstypene.

Debrisstrømmer

Debrisstrømmer dekker flere ulike skredprosesser, og kjennetegnes ved dårlig sortering, kaotisk struktur, og ofte klaster av sand og grus. Det er identifisert debrisavsetninger i alle kjernene. Det er knyttet usikkerhet til hvilke skredprosesser som har skapt disse avsetningene. En mulighet er at flere av sedimentene som er identifisert som debrisavsetninger egentlig er skapt av bioturbasjon.



Figur 6.1: Oversiktskart over sedimentære prosesser og aldersmodell for alle fallkjernene. Modifisert fra norgeskart.no (2021).

6.3 CT-bilder

Kjernene i dette studiet har blitt undersøkt ved kjernelogging i tillegg til CT-skanning. Ved å bruke CT-bilder er det mulig å gjennomføre en detaljert tredimensjonal undersøkelse av sedimentene, som bidrar til å identifisere primære og sekundære sedimentære strukturer. Bioturbasjon er vanskelig å identifisere ved hjelp av vanlig kjerneanalyse, og tolking av CT-bilder kan derfor være et godt verktøy for å finne graden av bioturbasjon.

En av svakhetene ved å bruke CT-bilder er at det er vanskelig å skille mellom de ulike gråtonene (Duliu, 1999). Tolkningen av CT-bilder blir derfor subjektiv, og det kan være vanskelig å skille mellom skredhendelser, bioturbasjon og erosjonsgrenser. For å gjøre tolkingen lettere er bildene sammenlignet med magnetisk susceptibilitet, kumulativ kornstørrelse og fargebilder.

CT-bildene viser det som er tolket til å være tynne sandlag som ikke er observert i kjerneanalysene. Dette kan skyldes at mindre skredhendelser som etterlater seg tynne avsetninger, og som det er vanskelig å identifisere ved vanlig kjerneanalyse. Det kan også sedimentere som er omarbeidet av bioturbasjon. Eksempler på slike tynne lag vises i Figur 5.25, Figur 5,26, og Figur 5,29.

Et annet eksempel på at sedimentene blir tolket forskjellig i CT-bildene og kjerneanalysen er i HB16-201-16GC (Figur 5.30). Innenfor intervallet i figuren er det to identifiserte skredhendelser. En debrisavsetning og en turbidittavsetning. Ingen av disse grensene kommer frem i CT-bildene. Det er også identifiserte graveganger og omarbeidede sedimentere i disse enhetene, og det er derfor en usikkerhet om disse avsettingene representerer skredavsetninger og eventuelt hvor mange. De grove sedimentene kan ha fylt inn graveganger eller blitt flyttet på av bunndyr som for eksempel sjømus. Figur 5.31 illustrerer hvordan lagrenser kan påvirkes av bioturbasjon. Organismer har gravd seg gjennom laggrensen, og gravegangen har blitt fylt opp av grove sedimentere fra bunnen av underenhet 1e.

I den øvre delen av HB16-201-07GC er hele intervallet blitt påvirket av bioturbasjon (Figur 5.25). Hele intervallet er tilsynelatende omarbeidet, med store mengder av graveganger og potensiell ødeleggelse av skredavsetninger. Det er derfor grunn til å tro at bioturbasjon kan være med på å ødelegge hendelseslag, og da i særlig grad avsetninger etter mindre skred. På den måten kan den utregnede skredfrekvensen bli lavere den reelle skredfrekvensen.

Det er større grad av bioturbasjon i kjernene fra den ytre delene av studieområdet enn innerst i fjorden, og det kan skyldes forhold som forskjell i salinitet, tilførsel av ferskvann, eller mindre utskifting av vannmasser.

CT-undersøkelsene viser at sedimentene er påvirket av bioturbasjon i så stor grad at det kan påvirke kjerneanalysene. Det er derfor stor sjanse for at mindre skredhendelser ikke blir oppbevart i det sedimentære arkivet. Dette er i kontrast til data fra innsjøer, der en ofte vil få bevart svært tynne skredhendelser (Vasskog, 2011; Røthe et al., 2019).

6.4 Skredkronologi og skredfrekvens

Det er gjort en rekke studier på skredhendelser i holocen (Bøe et al., 2004; Vasskog, 2011; Bellwald et al., 2019). Disse studiene baserer seg både på marine og lakustrine avsetninger. Skredfrekvensen har endret seg gjennom holocen, og det er funnet flere regionale skredhendelser i vestnorske fjorder. Den eneste skredavsetningen som tidligere er identifisert i Aurlandsfjorden er datert til å være omtrent 3000 år gamle (Bøe et al., 2002). Ingen av skredavsetningene i dette studiet har derfor tidligere blitt identifisert. Det er heller ikke registrert andre regionale skredhendelser i samme tidsrom som noen av de daterte skredavsetningene i dette studiet. Dette tyder på at skredhendelsene i Aurlandsfjorden er lokale hendelser, med klimatiske forhold som utløsningsmekanisme. Noe annet som kommer frem i studien at skredhendelser gjerne skjer i puljer, der det er flere skredhendelser i løpet av relativt kort tid. I HB16-201-07GC er det avsatt 130 cm med sedimenter i underkant av 300 år. Dette kan også ha vært med på å påvirke studiet da tidligere skredhendelser kan ha blitt erodert av nye skredhendelser, og som da vil gi en lavere skredfrekvens enn det historisk sett har vært

Kjernene GS20-228-03GC og HB16-201-07GC har lignende avsetninger i den øverste delen av kjernen, men i den nederste delen av kjernen er det store ulikheter. De nederste avsetningene i HB16-201-07GC er tolket til å være hemipelagiske avsetninger, mens det samme intervallet i GS20-228-03GC er tolket til å være turbidittavsetninger (Figur 5.33). Kjernene ligger ca. 1 km fra hverandre (Figur 6.1). At det er så stor forskjell i to kjerner som ligger så nærme hverandre i samme basseng, tyder på at avsetningene i den ene kjernen kan ha blitt feiltolket under kjerneanalysen. En annen forklaring kan være at enkelte skred er så små at avsetningene kun er synlig i kjernen som er nærmest skredløpet. En lignende observasjon gjelder også i den øvre delen av kjernene, der det er tre identifiserte turbidittavsetninger i HB16-201-07GC. I det

samme intervallet i GS20-228-03GC er hele intervallet tolket som en enkel turbidittavsetning (Figur 5.33). Feiltolkninger vil derfor føre til store feil ved utregning av skredfrekvens.

Ved å kunne korrelere de samme skredhendelsene gjennom et sedimentbasseng kan det være mulig å si fra hvilken side av skredet har gått fra. Skredavsetningene vil typisk ha størst mektighet nær skredområdet og bli tynne utover i bassenget. Et eksempel på dette er underenhet 1b i GS220-228-03GC. Denne avsetningen er tolket til å være en turbidittavsetning. Den ene seismiske reflektoren er tolket til å representere denne avsetningen. Det som er tolket til å være samme avsetning i HB16-201-07GC er mye mindre tydelig, og gir bare små utslag i de kjernestratigrafiske undersøkelsene.

6.5 Observerte skredhendelser

I løpet av de siste tiårene har bilveier i studieområdet blitt rammet av større skredhendelser to ganger (Figur 3.9). I 1985 gikk et 150 meter bredt flomskred over veien ved Stampa. I HB16-201-16GC som er tatt i sedimentbassenget like ved er det flere skredavsetninger. Den øverste av disse avsetningene er tolket til å være en debrisstrøm, basert på økende sandinnhold og brå utslag magnetisk susceptibilitet. Mørkere sedimenter i fargebildet tyder også på økte mengder organisk materiale. Ettersom disse sedimentene ikke er datert, er det ikke mulig å knytte avsetningene til skredet i 1985 med sikkerhet. Det er allikevel grunn til å tro at avsetningene stammer fra dette skredet, ettersom de er i toppen av kjernen og skredet var stort. Sammenlignet med de andre skredavsetningene i kjernen er disse avsetningene mye mindre tydelig, både i forhold til kornstørrelse og Hvis det er tilfelle, viser det at det har gått mye større skred i dette området. De tydeligste skredavsetningene i kjernene er underenhet 1b. Dette er en turbiditt som er datert til 382 kal. år BP, og er en den tydeligste turbidittavsetningen i alle kjernene.

Det gikk et stort flomskred over Fv5625 i 2013. Skredet startet som et sørpeskred som demmet opp elven Volda, før det utviklet seg til et flomskred som fulgte elveleiet ned fjellsiden og over bilveien. Det er funnet skredavsetninger i den øverst delen i alle kjernene som er i SB1 (Figur 5.33). Skredavsetningene er mektigst i HB16-201-09MC, som er den mest proksimale av kjernene til skredløpet. Avsetningene her er tolket til å være en debrisavsetning, med store mengder usortert grus og sand i en matriks av leire. I alle de andre kjernene er skredavsetningene tolket til å være en turbiditt, med erosjonskontakt og normalgraderte sedimenter (Figur 5.33). Ettersom disse avsetningene ikke er aldersdatert, er det ikke mulig å si med sikkerhet at de stammer fra samme skredhendelse. Debrisstrømmer kan også utvikle seg

til å bli mer turbulent, og gå over til å bli en turbidittstrøm. Det kan forklare hvorfor avsetningene i HB16-201-09MC skiller seg fra avsetningene i de andre kjernene.

6.6 Klima og påvirkning på skredfrekvens

Periodene med størst skredfrekvens sammenfaller med «Det vesle klimatiske optimum», som strekker seg fra 1200-700 kal. år BP (Cronin et al., 2003). I denne perioden var klimaet varmere enn i dag, samtidig som det var mer vinternedbør. Studier fra Hardangerjøkulen viser at den vokste i denne perioden, til tross for at et varmere klima (Dahl & Nesje, 1996). De største skredfrekvensene i studiet er i denne perioden, og er henholdsvis 78 og 44 år for skredløpene ved Markåna og Voldedalen respektivt.

Det er også lav skredfrekvens i *den lille istid* (700- 20 kal. år BP). Denne perioden er karakterisert av kalde somre og nedbørsrike vintre (Mann et al., 2009). Det er registrert en økning i snøskred i denne perioden (Vasskog et al., 2011). Skredfrekvensen i denne perioden er henholdsvis 202 og 379 for de samme skredløpene som er nevnt i forrige avsnitt.

Samtidig som skredfrekvensen i *den lille istid* er lav, er det største registrerte skredet i studien datert til å ha skjedd i denne perioden (382 kal. år BP). Dette viser at faktorene som påvirker skredprosessene er komplekse, og at det er vanskelig å knytte utløsningsmekanisme til enkeltfaktorer.

6.7 Fremtiden

Prognosene for fremtiden peker mot at klimaet kommer til å endre seg til et varmere klima med mer nedbør, og flere episoder med styrtregn. Fremtidig skredfrekvens er avhengig av flere ulike faktorer. Med en økning i nedbørsmengder og høyere temperaturer, i tillegg til flere episoder med intense nedbørsmengder er det sannsynlig at skredfrekvensen vil øke (Hanssen-Bauer et al., 2015). Løsmasseskred blir utløst av vannmettede sedimenter. Samtidig kan høyere poretrykk grunnet store mengder nedbør føre til en økning i steinsprang og til en viss grad steinskred. Snømengdene vil sannsynligvis bli mindre, som kan føre til færre snøskred. De kjente skredhendelsene langs bilveiene har skjedd etter episoder med plutselig temperaturøkning og store nedbørsmengder eller snøsmelting. Lignende hendelser har også skjedd andre steder, blant annet etter store nedbørsmengder i Jølster i 2019, der flere jord- og flomskred ble utløst etter lokalt store nedbørsmengder over kort tid.

7. Konklusjon

Hovedmålet med oppgaven har vært å undersøke sedimentene i fjordbassenget, for å forstå skredprosessene. Basert på resultatene fra batymetriske, seismiske og kjernestratigrafiske undersøkelser konkluderes det med følgende:

- Kjernestratigrafiske og seismostratigrafiske undersøkelser har gjort det mulig med en detaljert kartlegging av marine skredavsetninger i Aurlandsfjorden.
- Avsetningsmiljøet er i dag dominert av ulike skredprosesser. Det er identifisert turbidittavsetninger og debrisavsetninger. Skredavsetningene stammer fra skred fra fast fjell og løsmasseskred fra fjellssidene som omgir Aurlandsfjorden.
 - Turbidittavsetninger kjennetegnes ved erosiv base, normalgraderte sedimenter, og brå endringer i magnetisk susceptibilitet.
 - Debrisavsetninger kjennetegnes av avsetninger med kaotisk struktur og klaster av grus og sand.
- Enkelte skredavsetninger kan følges gjennom flere av sedimentkjernene i studiet, og mektigheten på avsetningene avtar forholdsvis med avstand fra skredområdet. Korrelering av skredavsetninger kan gi en indikasjon på hvilken retning skredet kommer fra.
- Terrigent plantemateriale i skredavsetningene har blitt datert for å etablere skredkronologi. Skredfrekvensen har i perioder vært svært høy, og sammenfaller med et varmt og nedbørsrikt klima i *Det vesle klimatiske optimum*. I *Den lille istiden* var det et kaldere og tørrere klima med lav skredfrekvens. Resultatene antyder at klimapåvirkning er en utløsende faktor for skred, og sammenstilt med prognosene for et varmere og våtere klima innebærer dette at skredfrekvensen trolig vil øke.
- For de to undersøkte studieområdene, i fjorden utenfor skredløp ved Markåna og Voldedalen, er det observert skredfrekvens på 78 og 44 år, respektivt. Det er verdt å bemerke at skred som er store nok til å nå, og til å bli oppbevart i disse arkivene, må ha vært så store at de ville ha ført til store ødeleggelser på vei om de gikk gjennom de undersøkte skredløpene.

- Enkelte identifiserte skredavsetninger er vesentlig større enn avsetningene etter de kjente skredhendelsene, som viser at det er potensiale for store skredhendelser. Dette betyr at det er risiko for store fremtidige ødeleggelser av utsatte veistrekninger langs Aurlandsfjorden. Dette er en faktor som ikke fanges opp av skredfareutredning i samsvar med TEK17 og NVE sin prosedyre for skredfareutredning, og viser at disse metodene har en stor svakhet.
- CT-bildene viser at det er stor grad av bioturbasjon i alle sedimentkjernene, og at dette påvirker potensialet til å identifisere skredhendelser.

7.1 Forslag til videre arbeid

- Flere sedimentkjerner kan gi en enda bedre oversikt over skredprosesser i Aurlandsfjorden, og forbedre den utarbeidede skredkronologien.
- Flere dateringsprøver for å gi en mer detaljert aldersmodell, og redusere usikkerheten til resedimentert plantemateriale. Det gjør det også mulig å kunne korrelere de ulike kjernene i større grad.
- Benytte Mastersizer 3000 for å gi en mer detaljert sedimentoversikt.

Litteraturliste

- Aarseth, I., 1997. Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles. *Marine Geology*, 143, 39-53.
- Aure, J., Danielssen, D. S., 2011. *Miljøundersøkelser I norske fjorder: Grenlandsfjorden 2000-2009*. Rapport no.: 3. Bergen: Havforskningsinstituttet, 23.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S.O. & Paasche, Ø., 2005. Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene*, 15(2), 161-176.
- Ballantyne, C. K. 2002, A general model of paraglacial landscape response, *The Holocene* 12,3 (2002), 371–376.
- 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.
- Bellwald, B., Hjelstuen, B.O., Sejrup, H.P., Haflidason, H., 2016. Postglacial mass movements and depositional environments in a high-latitude fjord system – Hardangerfjorden, Western Norway, *Marine Geology*, 379, 157–175.
- Bertran, P. & Jomelli, V., 2000. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record – Discussion. *Sedimentology* 47, 1053-1058.
- 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.
- Blikra, L. H. & Selvik, S. F., 1998. Climatic signals recorded in snow avalanche-dominated colluvium in western Norway: depositional facies successions and pollen records. *The Holocene*, 8(6), 631-658.
- Blikra, L.H., Tønnesen, J.F. & Longva, O., 2002. Fjellskred og stabilitet i fyllittområder – Geologiske og geofysiske studier. *NGU Report* 2002.005.
- Blikra, L.H. & Nesje, A., 1997. Holocene avalanche activity in western Norway: chronostratigraphy and palaeoclimatic implications. I: Frenzel, B. (red.) *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*. Paläoklimaforschung, Special Issue: ESF Project. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz. 299-312.
- Blikra, L.H., Nemeč, W., 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology* 45, 909–959.
- Blikra, L. H., Hole, P. A., & Rye, N. 1989. Skred i Norge: hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, Indre Nordfjord. *Skrifter*, 92, 1-17.
- Bouma, A. H. 1962. *Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam: Elsevier. 168 sider.
- Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S. & Karlsen, F., 2004. Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norwegian Journal of Geology*, 84, 67-88.

- Bøe, R., Longva, O., Lepland, A., Blikra, L. H., Sonstegaard, 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.
- Cronin, T.M., Dwyer, G.S., Kamiya, T., Schweide, S. & Willard, D.A. (2003) Medieval Warm Epoch, Little Ice Age and 20th century temperature variability from Chesapeake Bay. *Global and planetary change*, 36, 17-29.
- Croudace, I. W., Rindby, A. and Orthwell, R. G., 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core skanner. In: Rothwell, R., G. (red). *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geological Society, 267, 51-63.
- Dahl, S.O. & Nesje, A., 1996. A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: a case stud from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *The Holocene*, 6(4), 381-398.
- De Blasio, F.V., 2011. Friction, Cohesion, and Slope Stability. *Introduction to the Physics of Landslides*. Springer, Dordrecht, 23-52.
- Dearing, J., 1994. *Environmental Magnetic Susceptibility, Using the Bartington MS2 system*. Kenilworth, England: Chi Publishing. 104 sider.
- DiBK. 2017. *Byggeteknisk forskrift med veiledning (TEK 17)*. §7-3. Sikkerhet mot skred.
- Domaas, U., Rosenvold, B.S., Blikra, L. H., Johansen, H., Grimstad, E., Sørli, J.E., Gunleiksrud, O., Engen, A, Lægreid, O., 2002. *Studie av fjellskred og dalsidestabilitet i fyllittområder*. NFR rapport nr. 20001132-2. Oslo, Norge: Norges forskningsråd.
- Duliu, O.G., 1999. Computer axial tomography in geosciences: an overview Earth-Science Reviews, 48 (1999), pp. 265-28
- Fossen, H., Pedersen, R. B., Bergh, S. and Andresen, A., 2007. En fjellkjede blir til. I: Ramberg, I. B., Bryhni, B., Nøttvedt, A. (red) *Landet blir til: Norges geologi*. Trondheim: Norsk Geologisk Forening, 180-233.
- Furseth, A., 2006. *Skredulykker i Norge*. Oslo: Tun. 207 sider.
- Gudmundsson, A., 1999. Postglacial crustal doming, stresses and fracture formation with application to Norway. *Tectonophysics*, 307(3), 407-419.
- 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.
- Haflidason, H., Eide, C.H., Monsen, S., 2016. Marine Geological Cruise Report from Fjærlandsfjorden and Aurlandsfjorden. *Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, Norway*, Report No. 100-02/16. 32 sider.
- Haflidason, H., Thorseth, I.H., Olsen, L.M.B., Henriksen, H., Monsen, S., Knudsen J., Rikter Svendsen, R., Student Team, 2020. Marine Geological Cruise Report from Lærdalsfjorden, Aurlandsfjorden, Åfjorden, Vilnesfjorden, Stongfjorden and Førdefjorden. *Department of Earth Science, University of Bergen, Bergen, Norway*, Report No. 100-01/20. 36 sider.

- Haflidason, H., Lien, R., Sejrup, H. P., Forsberg, C. F., & Bryn, P., 2005. The dating and morphometry of the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1), 123-136.
- Hall, A.M., Ebert, K., Kleman, J., Nesje, A. and Ottesen, D., 2013. Selective glacial erosion on the Norwegian passive margin. *Geology*, 41(12), pp.1203-1206.
- 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.
- Hauer, C., Pulg, U., 2018. The non-fluvial nature of Western Norwegian rivers and the implications for channel patterns and sediment composition. *Catena*, 181, 83-98.
- Havforskningsinstituttet, 2021. Tilgjengelig fra <https://www.hi.no/hi/om-oss/fasiliteter/vare-fartoy/hans-brattstrom-1>. (Lest 02.02.2021).
- Hjelstuen, B. O., Kjennbakken, H., Bleikli, V., Ersland, R. A., Kvilhaug, S., Euler, C., Alveheim, S., 2013. Fjord stratigraphy and processes - evidence from the NE Atlantic Fensfjorden system. *Journal of Quaternary Science*, 28, 421-432.
- Høeg, K., Lied, K., Karlsrud, K., & Gregory, T. (2014). *Skred: skredfare og sikringstiltak: praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI Universitetsforlaget. 256 sider.
- 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, 2020. *Høydedata*. Tilgjengelig fra: <https://www.hoydedata.no> (Lastet ned 07.12.2020).
- Kartverket, 2020. *Norgeskart*. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no> (Lastet ned 23.05.2021).
- Kommunekart.com, 2021. Kart. Tilgjengelig fra www.kommunekart.com. (Lastet ned 14.08.2021).
- Laute, K., Beylich, A. A., 2014. Morphometric and meteorological controls on recent snow avalanche distribution and activity at hillslopes in steep mountain valleys in western Norway. *Geomorphology*, 218, 16-34.
- Lied, K., Kristensen, K., 2003. *Snøskred: håndbok om snøskred*. Oslo: Vett & Viten. 128 sider.
- Luckman, B.H., Fiske, C.J., 1997. Holocene development of coarse-debris landforms in the Canadian Rocky Mountains. I: Frenzel, B. (red.) *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*. Paläoklimaforschung, Special Issue: ESF Project. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz. 283-297.

- Mangerud, J., Goehring, B.M., Lohne, Ø.S., Svendsen, J.I. & Gyllencreutz, R., 2013. Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 67, 8-16.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Øystein, L., & Svendsen, J. I., 2011. Glacial History of Norway. I: P. D. Hughes, P. L. Gibbard, & J. Ehlers (Red.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology : A Closer Look*. Amsterdam: Elsevier. 279-298.
- Moscardelli, L., Wood, L., 2008. New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad. *Basin Research*, 20(1), 73-98.
- Munsell, A. H., 1976. *Munsell book of color: glossy finish collection*. Maryland: Macbeth Division. 25 sider.
- Mörner, N.A., 2013. Patterns in seismology and palaeoseismology, and their application in long-term hazard assessments – the Swedish case in view of nuclear waste management. *Pattern Recognit. Phys.* 1, 75–89.
- Nardin, T., Hein, F., Gorsline, D., & Edwards, B., 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems vs. canyon-fan-basin floor systems. I: L. J. Doyle & O. H. Pilkey (Red.), *Geology of Continental Slopes*. USA: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 61-73.
- Nesje, A., Davis, P. T., Menounos, B., & Osborn, G., 2009. Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 28(21), 2119-2136.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S.O., Lie, Ø. and Matthews, J.A., 2008. Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60, 10-27.
- Nesje, A., Whillans, I. M., 1994. Erosion of Sognefjord, Norway. *Geomorphology*, 9(1), 33-45.
- NGI, 1986. Vurdering av fare for flomskred i Markåna, og forslag til sikring, *Norges Geotekniske Institutt*, Rapport 85474-1, 1986.
- NGU, 2021. Løsmasser: Nasjonal løsmassedatabase. Tilgjengelig fra <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>. (Lastet ned 14.01.2021).
- Niedoroda A.W., Reed C.W., Das H., Hatchett L., 2007. The General Behavior Of Mass Gravity Flows In The Marine Environment. *Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research*, 27. Springer, Dordrecht, 111-118.
- Nordgulen, Ø., Andersen, A., 2013. Jordas urtid - De eldste bergarter dannes. I: B. Ramberg, A. Bryhni, & A. Nøttvedt (Red.), *Landet blir til - Norges geologi*. Trondheim: Norges Geologiske Forening. 65-118.
- NVE, 2013a. De ustabile fjellssidene i Stampa – Flåm, Aurland kommune: Sammenstilling, scenario, risiko og anbefalinger. *Norges vassdrags- og energidirektorat* (Rapport nr. 30/2013), 14 sider.
- NVE, 2017. Fjellskred – overvåking og beredskap. *Norges vassdrags- og energidirektorat* (Faktaark nr. 5/2017), 2 sider.

- NVE, 2013b. Hva er sørpeskred? *Norges vassdrags- og energidirektorat* (Faktaark nr. 6/2013), 4 sider.
- NVE, 2013c. Jordskred og flomskred. *Norges vassdrags- og energidirektorat* (Faktaark nr. 5/2013), 8 sider.
- NVE, 2011a. Plan for skredfarekartlegging - Delrapport jordskred og flomskred. *Norges vassdrags- og energidirektorat* (Rapport nr. 16/2011), 44 sider.
- NVE, 2011b. Plan for skredfarekartlegging - Delrapport snøskred og sørpeskred. *Norges vassdrags- og energidirektorat* (Rapport nr. 18/2011), 27 sider.
- NVE, 2011c. Plan for skredfarekartlegging - Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred. *Norges vassdrags- og energidirektorat* (Rapport nr. 15/2011), 50 sider.
- NVE, 2011d. Plan for skredfarekartlegging – Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi. *Norges vassdrags- og energidirektorat* (Rapport 14/2011), 86 sider.
- NVE, 2021. Senorge: Klima. Tilgjengelig fra <http://www.senorge.no/?p=klima>. (Lest 14.04.2021).
- NVE, 2016. Snøskred – tørre og våte. *Norges vassdrags- og energidirektorat* (Faktaark nr. 1/2016), 4 sider.
- Prager, C., Zangerl, C., Patzelt, G., Brandner, R., 2008. Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding areas. *Natural Hazards Earth System Sciences*, 8, 377–407.
- 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., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., & Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62.
- Rosenvold, B. S. og Domaas U. (2017) *Klimatilpasning og endringer i kommunal risikohåndtering/beredskap. Instrumentering, prosessforståelse som grunnlag for tidlig varsling - Lokal varsling av skred og flom i risikoutsatte områder. Kommunal beredskap basert på terskelverdier, lokale analyser og overvåking av risikoutsatte områder*. NGI rapport nr. 20150084-05-R. Trondheim, Norge: Norges geotekniske institutt.
- Røthe, Torgeir O ; Bakke, Jostein ; Støren, Eivind WN ; Dahl, Svein O, 2019. Wintertime extreme events recorded by lake sediments in Arctic Norway, *Holocene (Sevenoaks)*, 2019-08, Vol.29 (8), p.1305-1321
- Saintot, A., Henderson, I. H. C. & Derron, M. H., 2011. Inheritance of ductile and brittle structures in the development of large rock slope instabilities: examples from western Norway. I: Jaboyedoff, M. (red.) *Slope Tectonics*. London: Geological Society, London, Special Publications, 351, 27-78.

- Sandvold, S., Lie, Ø., Nesje, A. & Dahl, S.O., 2001. Holocene glacial and colluvial activity in Leirungsdalen, eastern Jotunheimen, south-central Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 81, 25-40.
- Shanmugam, G., 2016. Slides, Slumps, Debris Flows, Turbidity Currents, and Bottom Currents. I: *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. USA: Elsevier. 1-87.
- Sigmond, E. M. O., 1998. Geologisk kart over Norge. Berggrunnsgeologisk kart ODDA, M 1:250 000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Simpson, M. J. R., 2015. *Sea level change for Norway : past and present observations and projections to 2100*. Hentet fra Norwegian centre for climate services, Oslo, 156 sider.
- St-Onge, G., Chapron, E., Mulsow, S., Salas, M., Viel, M., Debret, M., Foucher, A., Mulder, T., Winiarski, T., Desmet, M., Costa, P., Ghaleb, B., Jaouen, A., & Locat, J., 2011. Comparison of earthquake-triggered turbidites from the Saguenay (Eastern Canada) and Reloncavi (Chilean margin) Fjords: Implications for paleoseismicity and sedimentology. *Sedimentary Geology*, 243-244, 89-107.
- Statens vegvesen, 2013. Fv 242, HP 1, km 3,500 Skred i Voldedalen, Aurland kommune. *Statens vegvesen*, Geologisk notat, 36040-460, 10 sider.
- Statens vegvesen, 2019. Skredsikringsbehov for riks- og fylkesvegar i Region vest, desember 2019, *Statens vegvesen*, 51 sider.
- Steer, P., Huismans, R.S., Valla, P.G., Gac, S. and Herman, F., 2012. Bimodal Plio–Quaternary glacial erosion of fjords and low-relief surfaces in Scandinavia. *Nature Geoscience*, 5(9), pp.635-639.
- Stoker, M.S., Pheasant, J.B., Josenhans, H., 1997. Seismic Methods and Interpretation. I Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images (9-26). London: Chapman & Hall.
- Stigebrandt, A., 2012. Hydrodynamics and Circulation of Fjords. In: Bengtsson, L., Herschy, R. W., Fairbridge, R.W. (eds). *Encyclopedia of Lakes and Reservoirs*. Dordrecht: Springer, 327-344.
- Støren, E.N., Dahl, S.O., Nesje, A. & Paasche, Ø. (2010) Identifying the sedimentary imprint of high-frequency Holocene river floods in lake sediments: development and application of a new method. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3021-3033.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ólafur, I., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F. og Stein, R., 2004. 'Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia', *Quaternary Science Reviews* 23(11-13), s. 1229–1271.
- Syvitski, J. P. M., Burrell, D. C., and Skei, J. M., 1987. *Fjords: processes and products*, New York, Springer-Verlag.
- Sætre, R., & Aure, J. (2007). Characteristics circulation feature. I: R. Sætre (Red.), *The Norwegian Coastal Current-Oceanography and climate*. Trondheim: Tapir academic press. 99-114.

- Tvedten, Ø. F., Hagen, H., Botnen, H. B. and Johannessen, P., 1996. *Aurlandsfjorden Konsekvensvurdering i forbindelse med utfylling av steinmasser*. Report no.: 6. Bergen: Institutt for marinbiologi, 49.
- Universitetet i Bergen, 2021. CT-laboratorium. Tilgjengelig fra <https://www.uib.no/geo/111537/ct-laboratorium>. (Lest fra 03.02.2021).
- Van Beek, R., Cammeraat, E., Andreu, V., Mickovski, S. B. & Dorren, L., 2008. Hillslope Processes: Mass Wasting, Slope Stability and Erosion. I: Norris, J. E., Stokes, A., Mickovski, S. B., Cammeraat, E., Van Beek, R., Nicoll, B. C. & Achim, A. (red.) *Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnological Solutions*. Dordrecht: Springer, 17-64.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. I: Schuster R. L., Krizek R. J. (red.) *Landslides, analysis and control*. Special report 176: Transportation research board, National Academy of Sciences, Washington, DC., 11-33.
- Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E. N., Waldemann, N., Chapron, E. and Ariztegui, D., 2011. A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene*, 21, 597-614.
- Vorren, T. O., & Mangerud, J., 2007, Istider kommer og går. In Ramberg, BI, Bryhni, I., & Nøttvedt, A. (Ed.), *Landet blir til. Norges geologi. (2 ed.)*, Norsk Geologisk Forening, Trondheim, 489, 524 sider.
- Walker, M., Head, M.J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L., Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., Lowe, J., Newnham, R., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2018, Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries, *Episodes*, 41(4), 213-223.

