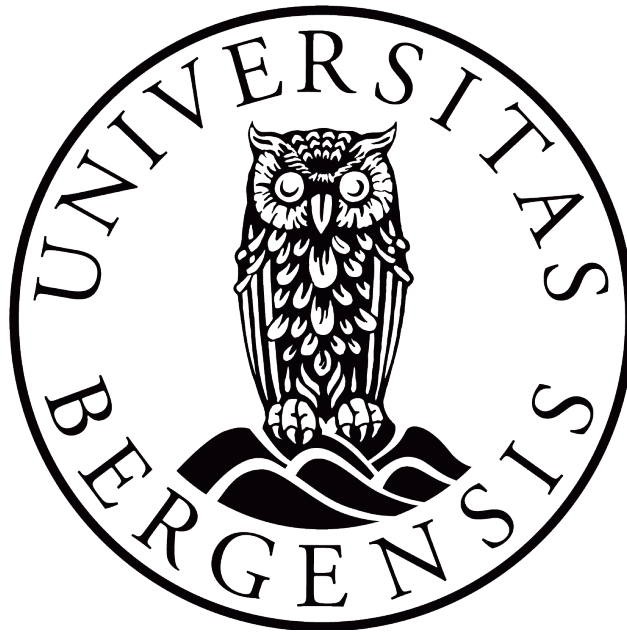


Holocene skredhendinger i Sulafjorden og på Hareidlandet, Sunnmøre

Masteroppgåve i
geovitskap



Anne Lise Grønstad
Institutt for geovitskap
Universitetet i Bergen
Juni 2022

Samandrag

Masteroppgåva har som formål å undersøkje om det er ein potensiell samanheng mellom observerte holocene skredhendingar og jordskjelv eller om det er tsunami, i Sulafjorden og i innsjøsedimenter på Hareidlandet. Problemstillinga skal undersøkjast ved ein kombinasjon av undersøkingar av både marine og landbaserte geologiske arkiv. I tillegg vart det utført modellstudium der jordskjelv og tsunami vart testa som moglege utløysingsmekanisme for dei observerte skreda. Prosjektet er eit samarbeidsprosjekt mellom UiB, NTNU og Statens vegvesen, der moglege løysningar for fjordkryssingar med «Ferjefri-E39-Sulafjorden» inneber installasjonar på fjordbotnen. Ein stor mengde maringeologisk- og geofysisk data har vorte samla inn av Fugro på oppdrag av Statens vegvesen, og av UiB på to tokt med F/F G.O. Sars. I dette studiet er det vorte utført litologisk skildring av ti marine kjerneprøvar frå Sulafjorden, kor fem av dei er valgt som referansekjernar til å representere fjordstratigrafien i Sulafjorden. Frå ein av dei marine kjerneprøvane er fem ^{14}C dateringar analysert på Lunds Universitet, med estimert aldersintervall 7731 – 7982 kal. år BP frå øvre del av ein turbiditt avsetjing som bekreftar avsetjingstidspunktet Storegga tsunamien råka Sulafjorden. Tolking av batymetrisk og geofysisk data, indikerer at det har gått fleire store skred i fjorden samtidig. Tidlegare dateringar tydar på at desse skreda skjedde for mellom 8000 - 10 000 år sidan. Dette samanfattar med alderen på Storeggaskredet som er datert til omlag 8200 år sidan. Det er òg kjent at Storeggaskredet genererte ein tsunami som oversvømte kystlinjer i Norge, i Nordsjøen området og på Grønland. Kva som utløyste Storeggaskredet og tsunamien er framleis eit ope spørsmål. Ein teori kan vera at det var eit jordskjelv. Det er òg eit ope spørsmål om dei skreda som er observert i Sulafjorden kan vera utløyst av tsunamien etter Storeggaskredet vart initiert. Skreda kan òg vera direkte utløyst av eit jordskjelv, kanskje det same som kan ha utløyst Storeggaskredet. På bakgrunn av desse opne spørsmåla, har eit presist marint dateringsgrunnlag ramma inn dei observerte skredhendingane i tidsrommet Storegga tsunamien råka Sulafjorden. Supplering med modellstudium av fjordskråningsstabilitet med fokus på effektane av tsunamibølgja og seismisk last har gitt eit estimat på sikkerhetsfaktoren. Feltarbeid ved innsjøar på Hareidlandet vart utført med motivasjonen om moglege jordskred som kan ha vore utløyst av same jordskjelvet som Storeggaskredet. Aldersestimat frå erosive grenser i lakustrine kjerner bekrefta at skreda førekom i tidleg holocen, 11 000 -11 700 kal. år BP, og vart dermed ikkje utløyst i same tidsrom som Storeggaskredet vart utløyst.

Forord

Eg ynskjer å rekkje ein stor takk til hovudveileidar Jo Brendryen ved Institutt for geovitskap. Tusen takk for veldig god rettleiing, oppfølging og gjennomlesing av oppgåva samt god opplæring på laboratoriet. Eg ynskjer óg å takke min medveileidar Hafliði Hafliðason ved Institutt for geovitskap for veldig god hjelp på laboratoriet og gjennomlesing av oppgåva, og for at du alltid kjem med ein lun kommentar som lyser opp kvardagen. Ein stor takk går til medveileidar Mathilde Bøttger Sørensen ved Institutt for geovitskap for god hjelp med modellstudiumet.

Vidare ynskjer eg å takke Jonas Pedersen for at han kunne køyre teamet til Hareidlandet og for hans gode innsats på feltarbeidet! Ein takk går òg til Markus Mila for arbeidet med mastersizerdata og XRF-skanningar. Takk til Jan Magne Cederstrøm for god hjelp og fine samtalar på sedimentlaben. Eg ynskjer òg å rekkje ein stor takk til Anna Aase for god hjelp med Petrel.

Ein ekstra stor takk ynskjer eg å rekkje til Martin Andersen Høie for eit kjempegodt samarbeid på sedimentlaben, feltarbeidet og i utallige timar på Sejrups Hall. Du har motivert meg utruleg mykje, og fått meg til å hugse på at det er viktig å ta pausar innimellom med kaffi og mellombar (helst salt karamell)! Eg kjem til å sakne den gode humoren din og dei lange samtalanene på Sejrups Hall.

Til slutt ynskjer eg å rekkje ein veldig stor takk til mamma og pappa for alle dei oppmuntrande orda oppgjennom åra, og ein spesiell takk til mamma for korrekturlesing av oppgåva. Takk til alle mine medstudentar på geovitskap for fem kjekke år på Universitetet i Bergen.

Bergen, juni 2022

Anne Lise Grønstad

INNHALDSLISTE

INTRODUKSJON	1
2. GEOLOGISK RAMMEVERK	3
2.1 STUDIEOMRÅDA	3
2.2 REGIONAL GEOLOGI	5
2.2.1 BERGGRUNN	5
2.2.2 GLASIASJON- OG DEGLASIASJONSHISTORIEN I VEST-NORGE	5
2.2.3 HAVNIVÅENDRINGAR	8
2.2.4 SEDIMENTOLOGISKE PROSESSAR	9
2.2.5 SKRED I STRANDSONA	10
2.2.6 SVAKE LAG I SEDIMENTSEKVENSEN	10
2.2.7 HAVSTRAUMAR OG HYDROGRAFI	11
2.3 GEOFARAR	12
2.3.1 UNDERSJØISKE SKRED	12
2.3.2 JORDSKJELVAKTIVITETEN I NORGE	13
2.3.3 TSUNAMI I NORGE	15
2.3.4 STOREGGASKREDET	16
3. MATERIAL OG FELTMETODAR	18
3.1 MARINT KJERNEMATERIALE	18
3.2 INNSAMLING AV SEISMIKK OG KJERNEPRØVER	19
3.2.1 FORSKINGSFARTØY	19
3.2.2 2DUHR SPARKER PROFIL	19
3.2.3 TOPAS PS18	20
3.2.4 FALLKJERNETAKAR	21
3.3 LAKUSTRINT KJERNEMATERIALE	22
3.3.1 EDGE TECH SB-424 «CHIRP» EKKOLODD	22
3.3.2 EKKOLODD LOWRANCE ELITE T_r²	22
3.3.3 NESJE STEMPELKJERNETAKAR	23
3.4 MATERIAL OG LABORATORIEMETODAR	24
3.4.1 COMPUTER TOMOGRAFISK (CT) SKANNAR	24
3.4.2 ITRAX XRF ELEMENT KJERNESKANNAR	25
3.4.3 MASTERSIZER	25
3.4.4 SEDIMENTOLOGISK KJERNESKILDRING	26
3.4.5 SKJÆRSTYRKEMÅLING	26
3.4.6 SENSITIVITETSMÅLING (S_T)	27
3.4.7 PRØVETAKING	27
3.4.8 RADIOKARBONDATERING	28
3.4.9 KALIBRERING	28
3.4.10 FEILKJELDER	29
3.5 ALDERSMODELL	31
3.6 MODELLERING AV SKRÅNINGSSTABILITET	31
3.7 PROGRAMVARER	33
4. RESULTATER	35
4.1 BATYMETRISK DATA	35
4.2 SEISMOSTRATIGRAFI	41

4.2.1 SEISMOSTRATIGRAFISK EINING B.....	42
4.2.2 SEISMOSTRATIGRAFISK EINING A	43
4.3 MEKTIGHETSKART	49
4.4 LITOSTRATIGRAFI	50
4.4.1 MARINE KJERNAR	51
4.4.2 INNSJØKJERNAR	63
4.5 DATERINGSRESULTAT	67
4.5.1 MARINE DATERINGSRESULTAT	68
4.5.2 TERRESTRISKE DATERINGSRESULTAT	69
4.5.3 TIDLEGARE FORSKING	70
4.6 SLIDE2-MODELLERING AV SKRÅNINGSSSTABILITET	75
4.6.1 GEOTEKNISKE- OG HYDRAULISKE PARAMETERAR	76
4.6.2 FJORDGEOMETRI OG STRATIGRAFI.....	76
4.6.3 EFFEKTE AV TSUNAMIBØLGJE	78
4.6.4 EFFEKTE AV SEISMISK LAST.....	80
5 DISKUSJON.....	81
5.1 AVSETJING- OG SKREDHISTORIE I HOLOCEN	81
5.1.1 AVSETJINGSHISTORIE	81
5.1.2 SEDIMENTKJELDE FOR AVSETJINGAR I SULAFJORDEN	91
5.1.3 HAREIDLANDET	92
5.1.4 SAMANLIKING AV ALDEREN PÅ SKREDA OG ALDEREN PÅ STOREGGA TSUNAMIEN	94
5.2 SKREDPROSESSAR OG UTLØYSINGSMEKANISMAR I SULAFJORDEN.....	96
5.2.1 BØLGJEEROSJON	96
5.2.2 JORDSKJELV	96
5.2.3 TSUNAMI.....	97
6. KONKLUSJON	100
FORSLAG TIL VIDARE ARBEID.....	101
REFERANSELISTE	102
VEDLEGG	106

Introduksjon

Masteroppgåva bidreg med maringeologisk dokumentasjon til eit tverrfagleg samarbeidsprosjekt mellom aktørane; UiB, NTNU og Statens vegvesen (SVV) om vegprosjektet; «*Ferjefri-E39, Sulafjorden*». Dette prosjektet omfattar planar om fjordkryssing frå Hareidlandet til Sula som kan erstatte dagens ferjesamband, og dermed redusere reisetida til trafikantane. Fjordkryssing av så breie fjordar inneber at ein må ha installasjonar på fjordbotn. Det vil difor vera svært viktig å få kunnskap om potensielle geofarar og kartleggje skredprosessane i området for å kunne redusere kostnad- og vedlikehaldsutgifter og beskytte infrastrukturen. På anbud har Fugro AS innhenta djupe geotekniske boreholkskjerner og Sparker profil frå nordlege del av Sulafjorden, medan UiB har innhenta TOPAS-profil som dekkjer totalstrekning på 28,5 km, frå nordvest i Breisunddjupet til Storfjorden i søraust. Samstundes har UiB innhenta grunne marine kjerner frå midtre og sørlege delen av Sulafjorden. Totalt dannar dette godt grunnlag til å utføre maringeologisk undersøking med fokus på holocene skredhendingar.

Sulafjorden er karakterisert som eit sund som er knyta til Breisunddjupet i nordvest, og til Storfjorden i søraust, og har eitt sedimentbasseng som har vorte erodert gjennom gjentekne glasiasjonar. Fjorden fungerer som ein effektiv sedimentfeller ved at det har vorte avsett sedimentar gjennom forskjellige sedimentologiske prosessar. Lagsekvensen som er representert som pleistocen er karakterisert som sedimentar avsett under og etter siste istids maksimum (LGM), kor det hovudsakleg vart avsett tjukke sekvensar med glasigene sedimentar, morene og plumittar (Hjelstuen et al., 2013). Ved overgangen frå pleistocen til tidleg holocen dominerer skredhendingar som eit resultat av tilbaketrekkinga av SIS, etterfulgt av hemipelagisk avsetjing kor det førekjem isolerte skredprosessar som massestraum- og turbiditt avsetjingar (Aarseth, 1997; Hjelstuen et al., 2013). Marine kjerner frå øvre del av skredprosessane som er identifisert har vorte ^{14}C -datert for å danne ein skredkronologisk rammeverk.

Moglege utløysingsmekanismar for dei observerte holocene skredhendingane i fjordstratigrafien til Sulafjorden er viktig å undersøkje for å kunne forstå potensialet for eventuelle geofarar. Effektane frå jordskjelv og tsunamibølgje på skråningsstabiliteta har vorte modellert som funksjon av sikkerhetsfaktor (F_s) i programvaren Slide2, for å få eit estimat på sikkerhetsfaktoren ved dei utvalde geofarane.

Formål

Hovudformålet med dette studiet er å undersøkje dei underliggjande prosessane bak skredhendingar i Sulafjorden og om det kan vera ein samanheng mellom observerte skredhendingar i Sulafjorden og på Hareidlandet, og tsunami/jordskjelv på Sunnmøre. Målet er å nytte resultata frå marine og lakustrine ^{14}C -dateringar, batymetrisk datasett, tre seismiske lengdeprofil, to tverrprofil, litostratigrafi og modellstudium til å svare på følgjande problemstillingar:

- Kva tid skjedde dei holocene skredhendingane i Sulafjorden og på Hareidlandet?
- Kva er dei underliggjande prosessane som styrer desse hendingane, kan dei verte relatert til tsunami, jordskjelv eller andre prosessar?

2. Geologisk rammeverk

I dette kapittelet vart det geologiske rammeverket til studieområdet presentert. Grunnlaget for det geologiske rammeverket baserer seg på regional geologi, glasiasjon- og deglasiasjonshistorien i Vest-Norge, havnivåendringar, sedimentologiske prosessar, havstraumar og hydrografi samt geofarar som potensielt kan vera utløysingsmekanismar for dei observerte undersjøiske skreda; jordskjelv og tsunami.

2.1 Studieområda

Sulafjorden

Sulafjorden, i Hareid- og Sula kommune i Møre og Romsdal, er eit sund som er knyta til Breisunddjupet i nordvest, og til Storfjorden og Vartdalsfjorden i søraust (Fig. 2.1). Sundet er lokalisert mellom Hareidlandet og Sula (Fig. 2.1). Fjordgeometrien er representert med ei lengde på ca. 10 km i nordvest retning. Breidda til fjorden er ca. 3,3 km i nordleg del av fjorden, medan i sørleg del vart den vidare, ca. 6 km. I følgje dybdedata frå sjøkartverket varierer vassdjupet i Sulafjorden mellom ca. 420 - 450 m under havet (Kartverket, 2022a). Sulafjorden er omringa av bratte fjell både i vest og aust. I vest, på Hareidlandet, har fjella ei høgde over havet på ca. 475 - 770 m, dette gjev ein relieff mellom 895 - 1220 m.

Hareidlandet; Fjellsvatnet og Løsetvatnet

Hareidlandet er ei øy som høyre til Hareid- og Ulstein kommune i Møre og Romsdal. Øya er dominert av eit myrlendt lågland og skoglause fjell opp mot 697 moh. I dette studiet er det fokusert på innsjøbassenga; Fjellsvatnet og Løsetvatnet, som ligg søraust for Ulsteinvik (Fig. 2.1). Fjellsvatnet er ca. 238 moh. og er lokalisert under eit bratt fjell, Flåna 613 moh.

Motivasjonen for å reise på feltarbeid til Hareidlandet var observasjonen som vart gjort av landformer i terrengmodellar, difor vart det utført kartlegging av landform ved Fjellsvatnet og ved ein botn Mørkevatnet ca. 427,9 moh. I sørenden av Fjellsvatnet renn ei elv som knyter innsjøen til Løsetvatnet 203 moh. i øvre del av Ringsstaddalen. Innsjøane har eit nedslagsfelt på ca. 14,7 km², kor overflatevatnet vart drenert via Haddalselva i Ringsstaddalen (NVE, 2022).



Figur 2.1: Geografisk oversiktbilete av studieområda. Øvste kartlag (Kartverket, 2022a) viser Sulafjorden i gul skrift, raud stjerne representerer Fjellsvatnet og grøn stjerne representerer Løsetvatnet. Nedste kartlag (Kartverket, 2022b) viser innsjølokalitetane.

2.2 Regional geologi

2.2.1 Berggrunn

I studieområda viser bergartsundersøkingar at Hareidlandet og Sula er dominert av prekambrisk gneis (Blikra et al., 1998). Møre og Romsdal ligg sentralt i det nordvestre gneisområdet av den vestlege gneisregionen (WGR; Lidmar-Bergström et al., 2000). Gneis inneheld i hovudsak feltspat og kvarts, samt ein liten andel av biotitt, muskovitt, hornblende, granat, silimanitt, kyanitt og staurolitt, avhengig av den kjemiske samansetninga til den opprinnelege bergarten. Ein metamorf gneis er eit produkt av at den opprinnelege bergarten, som kan vera sedimentær eller magmatisk, går gjennom ein regional metamorfose (auka trykk og temperatur) djupt nede i jordskorpa ved tektoniske prosessar som til døme orogenese (fjellkjededanning) eller overskyvingar. I Møre og Romsdal skjedde det ei ny oppvarming av proterozoiske bergartar (gotisk og svekonorvegisk orogeni, ca. 1650 millionar år gamal), som vidare vart omdanna til gneisar og migmatittar i det tektoniske sambandet under kalendonsk orogeni for ca. 420-400 millionar år sidan (Holdhus, 1971).

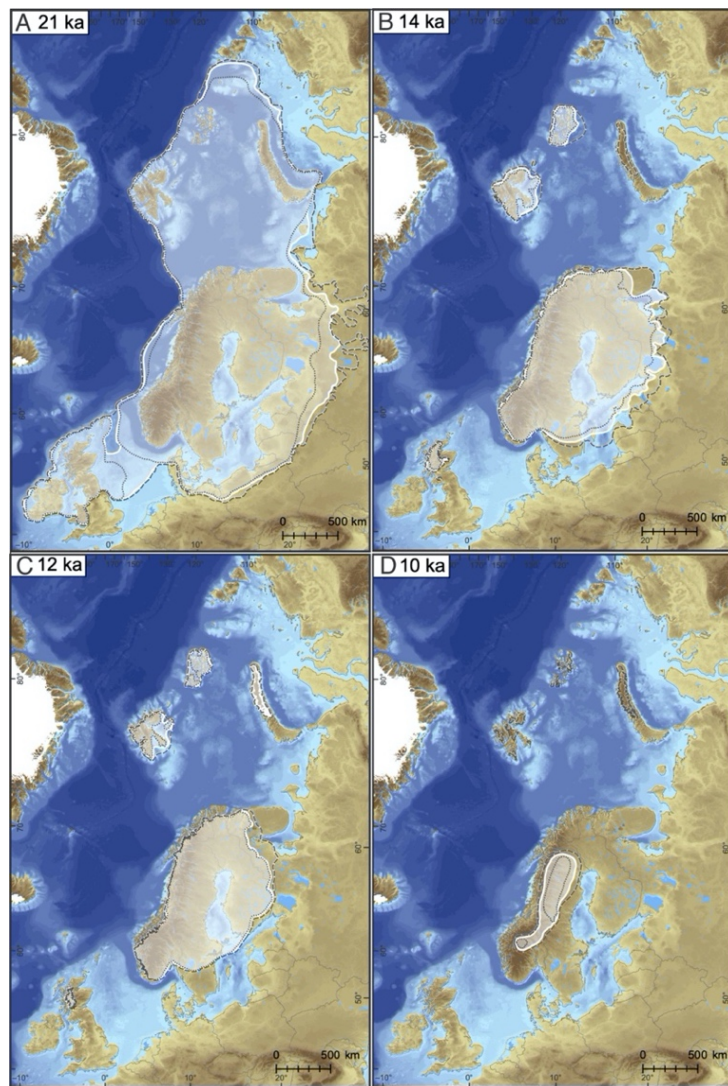
På Flåna 613 moh., sørvest for Fjellsvatnet på Hareidlandet, vart det observert ei eksponert overflate med eklogitt førekomstar inneslutta i gneis. Det har tidlegare vorte hevda at eklogiske førekomstar i gneis er fragmentert produkt av større magmatiske bergartskroppar (Bryhni, 1966). Radiogene aldersresultat utført av McDougall og Green (1964) bekreftar at eklogitten vart krystallisert i prekambrium, og at den delvis vart påverka av kalendonsk orogeni. Nyare studie presentert av Aarseth et al. (2014) påpeikar fyrst at førekomsten av eklogitt er ein del av den vestnorske gneisregionen og at den er indikert som restar av den subduserte Baltiske tektoniske plata.

2.2.2 Glasiasjon- og deglasiasjonshistorien i Vest-Norge

I dette delkapittelet vart forlaupet til glasiasjon- og deglasiasjonshistorien i Vest-Norge presentert. Kunnskapen om utbreiinga og kronologien til det Skandinaviske isdekket (SIS) er viktig når effektar av glasiasjonen- og deglasiasjonen skal bli inkludert i diskusjonen om dei observerte holocene skredhendingane i Sulafjorden og på Hareidlandet.

Kvartærperioden omhandlar tidsintervallet frå 2,6 millionar år sidan og fram til i dag (Head et al., 2015). Perioden baserer seg på to epokar; pleistocen og holocen. Pleistocen (2,6 Ma BP- 11,7 ka BP) representerer dei sykliske svingingane i klimaet og veksten av dei store isdekkja på dei høge breiddegradane (Head et al., 2015). Holocen (<11,7 ka BP) representerer det postglasiale landskapet som vart kompensert for isostatisk- og eustatisk endring. Prosessar

som erosjon og oppløft har kontinuerleg vore aktivt til dagens stadium. Etter den siste interglasiale perioden, Eem (ca. 120 ka BP), vart siste istid (weichsel) initiert og SIS fekk ei dynamisk lateral utbreiing fram til 11,7 ka BP. Regionalt på Sunnmøre hadde SIS ei utbreiing nordvest til søraust (Landvik et al., 1987). Forsking utført av Hughes et al. (2016) presenterer «DATED1» som eit prosjekt, der ein GIS-database inkluderer geomorfologiske og geologiske bevis som dannar ein kronologisk rekonstruksjon av SIS tilbake til 40 ka BP (Fig. 2.2).



Figur 2.2: skjematiske rekonstruksjon av utbreiinga av SIS i tidsrommet 21-10 ka BP. A: LGM, 21 ka BP. B: isfritt på Sunnmøre, 14 ka BP. C: 10 ka BP, yngre dryas-marginen når ikkje til Sunnmøre. D: post-glasiale forhold i tidleg holocen. Modifisert frå Hughes et al. (2016).

I sein weichsel, 21 ka BP (Fig. 2.2 A) nådde det globale isdekket, LGM, sitt maksimum og hadde si maksimale margin innforbi Norskerenna og ut mot Nordsjøplatået (Bellwald et al., 2019). Under LGM strøynde isen langs Vest-Norge raskare enn hovudisdekket og danna dermed raske isstraumar med retning frå Oslo mot Sørlandet, og nordvest til Norskehavet og danna dermed Norskerenna.

I eit studie frå Måløyplatået, presentert av Nygård et al. (2004), indikerer at Måløyplatået vart isfritt samtidig som deglasiasjonen av Norskerenna mellom ca. 19,1-17,5 ka BP. Oppløysinga av isstraumen i Norskerenna auka frekvensen av tilbaketrekkinga av isbreane på Vestkysten av Norge. Ei rekke offshore moreneryggar indikerer fleire stopp i tilbaketrekkinga, der eit større framstøyt bremsa den generelle deglasiasjonen i perioden 16,9-14,7 kal. ka BP. Denne hendinga vart omtalt som Bremangerframstøytet (Nygård et al., 2004). Hendinga transporterte og avsette store mengder morenemateriale på kontinentalsokkelen. Bremangermorenen på Måløyplatået er tentativt korrelert med Storeggamorenen (Nygård et al., 2004), som i forhold til Måløy platået ligg ca. 50 km nord på Møre-Trøndelagsokkelen. Korreleringa gjev ein indikasjon om at framstøytet var ein regional hending som mest sannsynleg hadde ein samanheng med klimaendringane i Nord-Atlanteren under Heinrich-Event1 (Nygård et al., 2004). Etter Bremanger framstøytet vart klimaet varmare, dette initierte deglasiasjonen i Bølling-Allerød, 14,8-12,8 ka BP (Fig. 2.2 B). Rask oppvarming i bølling-allerød førte til at SIS trakk seg vekk frå kysten og avsette store mengder med glasimarine sedimenter, karakteristisk i store laminerte sekvensar (Mangerud et al., 2011). I studie Krüger et al. (2011) frå Sunnmøreregionen viser pollendata at SIS trakk seg frå Sunnmørekysten ca. 15,3 ka BP, medan innlands i fjordsystemet vart det isfritt nokre tusen år seinare.

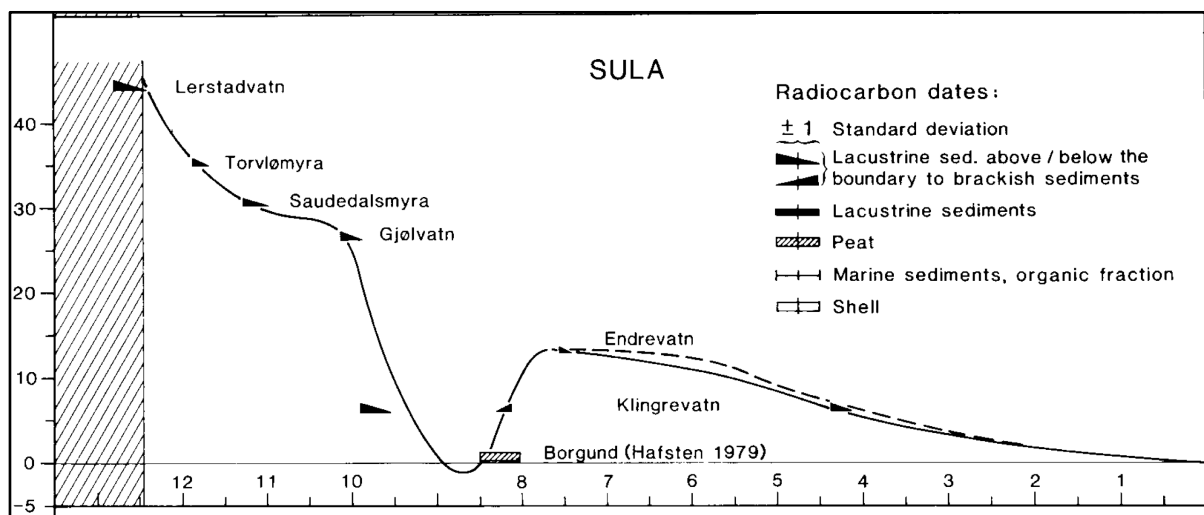
I yngre dryas (YD) vart klimaet kjøligare og SIS fekk ei utbreiing i store deler langs Norskekysten, men YD-marginen nådde ikkje Sunnmøre (Fig. 2.2 C). I staden opptrer isdekket på Sunnmøre meir eller mindre stillestående med førekomstar av lokale glasiasjonar i høgfjella (Hughes et al., 2016; Svendsen & Mangerud, 1987).

I overgangen frå YD til holocen vart klima varmare og SIS gjekk i oppløysing over eit tidsrom på ca. 1000 til 1500 år (Fig. 2.2 D). Bellwald et al. (2016) har kategorisert holocen i tre periodar; Tidleg holocen (11,7 - 8,2 ka BP), midt holocen (8,2 - 4,1 ka BP) og sein holocen (< 4,1 ka BP). Karakteristisk for tidleg holocen er rask tilbaketrekking av YD-isdekket, som resulterte i rask isostatisk kompensasjon og akselerasjon av masserørsler. I dette tidsrommet skjer det både små- og storskala masserørsler langs norskekysten. Ei kjent hending er Storeggaskredet ca. 8100 kal. år BP (Haflidason et al. 2004, 2005), som er identifisert i fleire stratigrafiske lokalitetar langs kysten av Sunnmøre (Bøe et al., 2004, Bellwald et al., 2019, Bondevik et al., 1997, 2005 og 2012). I midt holocen er det stabiliserande forhold med låg sedimentasjonsrate og masserørsleaktivitet. I sein holocen vart klimaet kjøligare, kor frekvensen av masserørsler aukar som resulterer i høgare sedimentasjonshastighet. To

moglege årsaker er; endring i klimaforholda og auka jordskjelvaktivitet (Bøe et al., 2004; Bellwald et al., 2016), eller framvekst av Jostedalsbreen (Nesje et al., 2008).

2.2.3 Havnivåendringar

I Sulafjorden ligg dei høgaste marine terrassane på mellom 35 - 41 moh. (Høie, 2022) og representerer dermed den marine grensa i området. I studiet til Svendsen og Mangerud (1987) har stratigrafiske analyser av grenser mellom marine og lakustrine sedimenter i forskjellige isolasjonsbasseng på Sula og ^{14}C -dateringar danna grunnlag for rekonstruksjonar av det relative havnivået på Sunnmøre (Fig. 2.3). Havnivåkurven viser eit gradvis fall i havnivå etter deglasiasjonen og fram til ca. 12,4 – 12,3 ka BP, i denne perioden startar den isostatiske hevinga for å kompensere for det massive trykket SIS har påført jordskorpa over lengre periodar (Fig. 2.3). På grunn av at isdekka forsvann frå store deler av kontinenta, kom enorme mengder med smeltevatn til havområda, ergo steig det globale havnivået (eustasi) ca. 125 m. I overgangen til holocen dominerte den isostatiske hevinga over den eustatiske og vart dermed vist som regressiv trend (Fig. 4.3). Frå midt holocen dominerte eustasi over isostatisk heving, dette fenomenet er omtalt som Tapes-transgresjonen, og er i Svendsen og Mangerud (1987) bekrefta av ^{14}C -dateringar frå lakustrine sedimenter i Endrevatnet 13 moh (Fig. 2.3). Som eit resultat av Tapes-transgresjonen, vart sedimenter frå holocen i Endrevatnet erodert vekk, og vidare konstruksjon av havnivåkurva baserte på berre ein ^{14}C -datering frå Klingrevatn (Svendsen og Mangerud, 1987; Fig. 2.3).



Figur. 2.3: Havnivåkurve for Leinøy (Sunnmøre), etablert med utgangspunkt i ^{14}C -dateringar frå grenser mellom marine og lakustrine sedimenter i isolasjonsbasseng på Leinøy (Svendsen og Mangerud, 1987).

2.2.4 Sedimentologiske prosessar

Sulafjorden er karakterisert som eit sund som er knyta til Breisunddjupet i nordvest, og til Vartdalsfjorden og Storfjorden i søraust, og har eitt sedimentbasseng. Likevel fungerer fjorden som ein effektiv sedimentfeller ved at det har vorte avsett sedimentar i forskjellige sedimentologiske prosessar. Hjelstuen et al. (2013) har etablert ein vidareutvikling av Aarseth (1997) si framstilling av stratigrafien i vestnorske fjordsystem frå fem- til åtte fjordeiningar; I - VII (Fig. 2.4). Fjordeiningane I – VI representerer epoken pleistocen og er dominert av glasimarine sedimentar og morene som er avsett i forbindelse med glasiasjon og deglasisjon. Desse fjordeiningane er skildra i masteroppgåva til Martin Andersen Høie. Fjordeiningane; VII og VIII derimot representerer epoken, holocen (Fig. 2.4).

Fjordeining VII er dominert av skredavsetjingar som har vorte avsett som resultat av tilbaketrekking av det skandinaviske isdekket (SIS) der isostatisk heving vart initiert i tidleg holocen (Fig. 2.4)

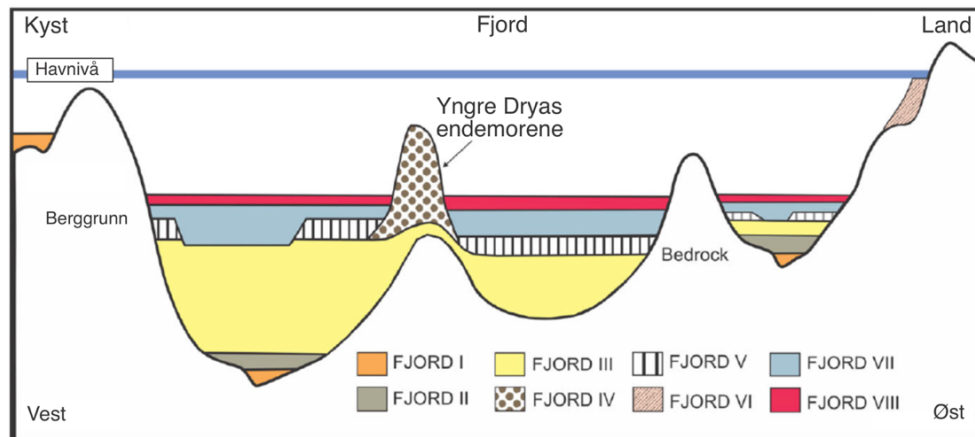
Fjordeining VIII representerer den øvste og yngste eininga i fjordstratigrafien og inneheld i hovudsak hemipelagisk-, massestraum- og turbiditt avsetjingar frå sein holocen (Hjelstuen et al., 2013; Aarseth, 1997) (Fig. 2.4).

Hemipelagiske avsetjingar er karakterisert som homogent og finkorna materiale med organisk innhald som har vorte transportert frå land og avsett i suspensjon i vassøyla, ergo indikasjon på roleg avsetjingsmiljø, betegnast som fjordeining VIII. Hemipelagisk avsetjing draperer over underliggjande fjordeining VII. Karakteristisk i fjordsystema er lokale havstraumar som endrar intensitet og retning ved fjordskråninga, og kan dermed over tid dannar stratifisert lagsekvens med marin silt og leire, representert som konturitt (Hjelstuen et al., 2013; Aarseth, 1997).

Massestraum avsetjingar er karakterisert som heterogent og dårleg sortert materiale som saman med vatn vart initiert av gravitasjonskrafta (Hjelstuen et al. 2013). Massestraumar strøymer i nedadrettande retning mot fjordbotn og kan erodere ned i distinktive post-holocene sedimentar som oppfører seg som glideplan (L'Heureux et al., 2010).

Turbiditt avsetjingar er karakterisert som normalgradering av kornstorleik, frå grov til fin (Hjelstuen et al., 2013). I Ge et al. (2022) har avsetjingssystema til turbiditt avsetjing vorte undersøkt, og viser då til at avsetjingssystema varierer både i dimensjon og morfodynamikk delvis på grunn av turbidittstraumane sine hydrauliske eigenskapar og oppførsel. Basert på dette er turbiditt straumar delt inn i to kategoriar; enkeltpuls straumar og langvarige straumar.

Enkeltpuls straumar er karakterisert som overspenningsstraumar som er generert av ei brå strøymingsvolum i eit kort tidsrom og er representert som oppfiningssekvens/normalgradering. Medan langvarige straumar er karakterisert som fleire strøymingspulsar med forskjellige kjelder til sedimenter og forskjellig sortering, og kan vare frå fleire veker til månadar (Ge et al., 2022).



Figur 2.4: Ei skjematisk oversikt av fjordstratigrafien som er felles for vest-norske fjordsystem. FJORD I: pre-LGM sedimenter, FJORD II: botnmorene, FJORD III: akustisk laminerte glasimarine sedimenter, FJORD IV: endemorene, FJORD V: glasimarine sedimenter, FJORD VII: isfront delta, FJORD VII: skredmateriale og FJORD VIII: hemipelagiske sedimenter (m/ massestraum- og turbiditt avsetjingar). Modifisert frå Hjelstuen et al. (2013).

2.2.5 Skred i strandsona

Det er relevant å inkludere teori om skred i strandsona sidan det er spor etter mange skred ved fjordskråningane i Sulafjorden utan at ein kjenner til omstendighetane kring hendingane.

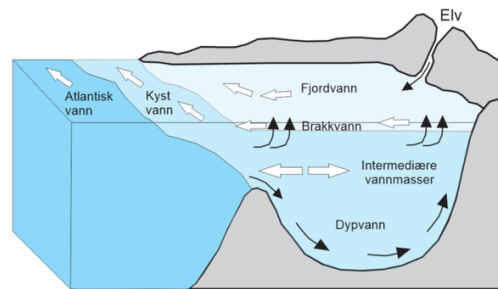
Strandsona er karakterisert som summen av geologiske prosessar over tid, der fluvial avsetjingsprosessar dominerer, kor sedimentasjonshastigheta avheng av dreneringsområdet samt kunnskapen til fluviale transportmekanismar (Hansen et al., 2012).

2.2.6 Svake lag i sedimentsekvensen

I dette studiet er det supplert med teori om svake lag i fjordsystem sidan dei kan opptre som glideplan og resultere i svikt i lagsekvensen som dannar skred. Dette er nøkkelinformasjon som er viktig å kartlegge geotekniske eigenskapar frå for å kunne bestemme kva og kvifor desse laga er disponert for kollaps (Gatter et al., 2021). Svake lag kollapsar ved svikt i form av belastning av lokale permeable avsetjingar med høg tettleik som massestraum avsetjingar, raske endringar i poretrykk eller regionale hendingar som jordskjelv, tsunami osv. (Johansson, 2014). Svake lag er karakterisert som tynne lag med blaut leire som er laminert. Slike leirlaga viser lågare udrenert skjærstyrke og omrørt skjærstyrke, høgare vassinnhald og lågare permeabilitet enn omkringliggjande avsetjingar (L'Heureux et al., 2010; Locat et al., 2014).

2.2.7 Havstraumar og hydrografi

Langs kysten til Norge strøymer både den norske kyststraumen og den atlantiske straumen kontinuerleg frå Skagerrak i søraust og nordover parallelt med norskekysten til Barentshavet (Sætre og Aure, 2007). Den norske kyststraumen har sitt opphav frå Skagerrak, kor forskjellige vindstyrkar kontrollerer intensiteten til kyststraumen og tettleiksskilnadar er styrt av saliniteta. Kyststraumen har låg salinitet som eit resultat av utstrøyming av ferskvatn frå elvar langs norskekysten og brakkvatn frå Østersjøen (Albretsen og Asplin, 2017). Frå Mikalsen et al. (2001) vart det lagt fram at variasjonar i oksygenisotopdata frå bunnfauna foraminifera i Sulafjorden var ein indikasjon på at det hadde vore fleire kuldeperiodar for ca. 5000 år sidan, kor årsaka var endringar i den norske kyststraumen. Den atlantiske straumen har ei større utbreiing, og fraktar med seg varme vassmassar frå Golfstraumen til den nordlege delen av Europa, ergo held klimaet seg relativt temperert (Albretsen og Asplin, 2017).



Figur 2.5: Oversikt over vassmassane og ei illustrasjon av korleis utveksling skjer mellom fjordvatn og kystvatn. Modifisert frå (Sætre og Aure, 2017).

Fjordar langs norskekysten utvekslar vassmassar gjennom fjordmunninga, sidan Sulafjorden er eit sund, utvekslar den både i nordvest og sørvest (Fig. 2.5). Den norske kyststraumen spelar ei viktig rolle som transportmekanisme i fjordane, ein mekanisme som oppstår ved skilnadar i trykk mellom vassmassane i fjordane. Vassmassane er basert på tettleiksskilnadar delt inn tre forskjellige soner; overflatelag, mellomlag og botnvatn (Fig. 2.5). Overflatelaget er omlag 0 – 5 m med brakkvatn og transporterer brakkvatn frå fjordbassenget og ut til det opne havet. Mellomlaget representerer vassmassen mellom terskelhøgde og overflatelaget, og er dominert av sterke botnstraumar. Straumane er kontrollert av trykkskilnadar mellom vassmassane, vinderosjon, bølger eller tidevatn (Albretsen og Asplin, 2017). Den nedste vassmassen, botnvatnet, er i hovudsak stillestående vatn som får lite tilførsel av vatn frå det opne havet på grunn av at tersklar begrensar utskifting av vassmassar. Sulafjorden ligg i eit sund med ein terskel nordvest ved Breisunddjupet og ein bratt skråning i vest ved inngangen til Vartdalsfjorden, noko hindrar botnvatnet frå Sulafjorden til å utveksle godt nok. Dette kan mellom anna få følgjer ved datering av foraminifera frå botnfauna.

2.3 Geofarar

Geofarar omhandlar hendingar som er kopla til geologiske og geofysiske prosessar som potensielt kan øydeleggje infrastruktur og samfunn (Smith, 2013). I statens vegvesen sitt vegprosjekt, «Ferjefri-E39-Sulafjorden», er det planlagt installasjonar på fjordbotn, dermed er det viktig å kartleggje tidlegare katastrofale hendingar for å kunne forstå potensialet for eventuelle geofarar i framtida. Skredaktiviteten i vest-Norge var høg i bestemte tidstintervallar gjennom holocen, kor det er indikert at utløysingsmekanismar som jordskjelv og/eller klimaendringar dominerte (Bøe et al., 2004; Bellwald et al., 2019). Skredaktiviteten har pågått fram til i dag; i varme og tørre periodar har det vore færre skred, medan i våte og kalde periodar har skredaktiviteten vore større. Uansett korleis klimaet kjem til å endre seg i framtida, må ein rekne med at det parallelt med klimaendringane vil utvikle seg forskjellige skredtypar som kan skape problem for samfunnet (Kvalstad, 2014). På bakgrunn av førekomsten av holocene undersjøiske skredavsetjingar i Sulafjorden, er det relevant å skildre utviklinga av eit undersjøisk skred og mekanismane bak. Lamarche et al. (2016) skildrar at det er manglande studier på faktorar kring utløysing av undersjøiske skred i slake skråningar og jordskjelv. Difor er det starta ei rekkje studier for å kunne svare på korleis undersjøiske skred utviklar seg og kor ofte dei førekjem (Lamarche et al., 2016). I dette delkapittelet vart difor geofarane undersjøiske skred, jordskjelv og tsunami presentert sidan dei potensielt kan ha vore utløysingsmekanismar for dei holocene skredavsetjingane som er observert i studieområdet. Vidare vart Storeggaskredet presentert sidan hendinga skjedde nordvest for studieområdet og har ifølgje tidlegare forskning (Bøe et al., 2004; Bondevik et al., 1997, 2005, 2012) ei samanheng med paleo-skredhendingar som er observert i Vest-Norge og på Sunnmøre.

2.3.1 Undersjøiske skred

Undersjøiske skred er karakteristisk ukonsolidert lausmasse som bevegar seg under vatn, anten progressivt eller retrogressivt på skråninga (Kvalstad, 2014). Utløysingsmekanismane er ofte knyta til topografien på fjord/havbotn, avsetjingsmiljø og eigenskapane til lausmassane (Kvalstad, 2014). Topografien kan vera noko brattare i fjordar samanlikna med kontinentalskråninga (Harbitz et al., 2006). I dette studiet er fjordskråninga i Sulafjorden mellom ca. 17° - 25°. Avsetjingsmiljøet kan variere frå roleg til aktivt miljø, kor lokale havstraumar kan kontrollerer sedimentasjonshastigheta. Skredprosessar frå land kan òg influere avsetjingsmiljøet. Ved høg sedimentasjonshastighet vart sedimentar hurtig avsett på skråninga, noko som kan føre til poreovertrykk på grunn av at porevatnet vart blokkert ved

forsøk på migrasjon ut sedimentsekvensen. Dette skapar auka vasstrykk i sedimentsekvensen og utgliding av skredmateriale skjer (Kvalstad, 2014). I dette studiet er det observert to typar undersjøiske skredtypar i Sulafjorden; turbiditt- og massestraum.

2.3.2 Jordskjelvaktiviteten i Norge

Norge er ein passiv kontinentalmargin som er lokalisert i ein intraplatesetting, distansert frå plategrenser i eit stabilt tektonisk miljø. Sjølv om Norge er lokalisert i ein intraplatesetting, har det oppstått jordskjelv, som karakteristisk er grunne og sjeldan djupare enn 30 km. I Norge er det kartlagt mest jordskjelvaktivitet langs kysten av vest-Norge, Oslo riftsonen og i Nordland (Bungum et al., 2005).

Paleoseismologi indikerer høg jordskjelvaktivitet i Fennoskandina for ca. 12 000 år sidan, som ein respons på isostatisk heving under deglasiasjonen av SIS (Fjeldskaar et al., 2000). Tydelege skredgroper, riftsystem og forkastningar ved Troms og Mørkekysten tydar på at undersjøiske skred vart utløyst av jordskjelv under deglasiasjonen av SIS (Anda et al., 2000). Når den isostatiske hevinga reduserte, for omlag 6000 år sidan, minka òg jordskjelvaktiviteten. I dette tidsrommet var det dermed tektoniske prosessar istadenfor isostatisk heving som var utløysingsmekanismen for lokale og regionale jordskjelv (Bellwald et al., 2016).

For å kunne forstå potensialet for at jordskjelv kan utløyse nye undersjøiske skred i Norge, er det viktig å forstå kva spenningsmekanismar som kan føre til generering av spenningsfeltet i Norge. Spenningsmekanismar kan på bakgrunn av forskjellige geologiske settingar bli delt inn i tre orden; kontinental, regional og lokal (Fejerskov og Lindholm, 2000). Kontinental orden omhandlar tektoniske prosessar, kor den eleverte havbotntopografien mellom midthavsryggen og den passive kontinentalskråninga dannar kompresjonskraft på grunn av auking i tettleik, som eit resultat av ny og avkjølt basalt. Kompresjonskrafta vart høgare desto lengre vekk frå midthavsryggen ein kjem. Spenningsmekanismen i kontinental orden er rekna som den dominerande spenningsmekanismen bak spenningsfeltet i Norge (Fejerskov og Lindholm, 2000). Spenningsmekanismar i regional orden omhandlar rask akkumulering av sedimentar på kontinentalsokkelen som aukar trykket i jordskorpa og genererer spenning som kan utløyse eit jordskjelv. Isostatisk heving har utløyst jordskjelv, men har per i dag ikkje like stor innverknad på grunn av at isostasiraten er mykje mindre samanlikna med under deglasiasjonen (Bungum et al., 2010). Tettleikskilnadar i bergartar kan òg utløyse jordskjelv. Lokal orden omhandlar topografi i form av høge fjell som utgjer liknande belastning på

sokkelen som t.d. akkumulering av is- og sedimenter, men slike tilfeller er svært sjeldan i Norge (Fejerskov og Lindholm, 2000).

Potensialet for at jordskjelv utløyer undersjøiske skred i Norge er vanskeleg å kommentere fordi det er gjort lite studier av sammenhengen mellom jordskjelv og undersjøiske skred, Lamarche et al. (2016) skildrar at det er mange faktorar kring utløysing av undersjøiske skred i slake skråningar som må besvarast først. Difor er det starta ei rekkje studier for å nettopp kunne svare på korleis undersjøiske skred utviklar seg og kor ofte dei førekjem (Lamarche et al., 2016). Slik forholdera er i dag er det relativt høg jordskjelvaktivitet i Nordsjøen og Barentshavet, kor det er spenningsmekanismar i kontinental orden, tektoniske prosessar, som dominerer (Olesen et al., 2013, Bungum et al., 2005). Frå studiet Mäntyniemi et al. (2020) er jordskjelvet som oppstod i Ranafjorden i 1819 omtalt som det største jordskjelvet som er registrert i Fennoskandia dei siste hundre åra med magnitudo (M) 5,9. Slike jordskjelv kan òg potensielt utløyse skred og undersjøiske skred, som igjen kan generere tsunamiar i fjordar og på koninentalskråninga (Olesen et al., 2013). Med fokus på studieområdet i dette studiet, Sulafjorden og Hareidlandet, er det relevant å anta potensialet for jordskjelv med utgangspunkt i skredgropane, riftsystemet og forkastningane som er lokalisert ved sokkelskråninga kor Storeggaskredet oppstod. Desse formasjonane er karakterisert som svakhetssoner som kan skape ustabilitet ved nye jordskjelv, men då avheng det av spenningsmekanismar i kontinental og regional orden. Massestraum avsetjingar frå tidsintervalla; 2000-2200 kal. BP og 11 000-11 700 kal. BP er identifisert i fjordstratigrafien til fleire fjordar på Sunnmøre, og dei er antydde å ha vorte utløyst av eitt eller fleire jordskjelv. Denne observasjonen tydar på at Sunnfjord-Sunnmøre regionen var episenteret til jordskjelva. Den dag i dag er Sunnfjord-Sunnmøre regionen framleis ein aktiv neoteknisk region kor jordskjelv opp mot M5 kan førekomme (Bøe et al., 2004). I 1988 og 1989 vart det registrert jordskjelv med M5 på Sunnmøre (NNSN, 2022). Bungum et al. (2005) er det antatt at jordskjelv med M5 kan skje kvart tiande år, medan jordskjelv med M7 kan skje kvart 1100. år, med hensyn til usikkerhetsmomenta kring den lange returperioden.

2.3.3 Tsunami i Norge

Den mest kjende tsunamien som har vorte utløyst av undersjøiske skred i Norge er Storegga tsunamien (8200 kal. BP) som vart generert av eit skred med eit volum på 2400-3200 km³ (Haflidason et al., 2005). Trænadjup- og Andøyaskredet som er lokalisert nord for Storeggaskredet hadde tilsynelatande for lite skredvolum og liten hastighet til å kunne generere tsunami (Romundset og Bondevik, 2010). Det er òg registrert tsunamiar som har vorte utløyst av mindre undersjøiske skred i Norge, desse har oppstått i kystnære områdar i fjordsystem og ved nærleiken av fluviale prosessar (Glimsdal et al., 2016). Frå Glimsdal et al. (2016) har følgjande lokalitetar opplevd tsunamiar; ved Trondheim havn (1888), Orkdalsfjorden (1930), Sokkelvik (1959), Balsfjord (1988) og Statland skredet. Til felles for desse lokalitetane er at tsunamiane har vorte utløyst av brot i svake leirlag som opptrer som sensitive (kvikkleire) i sedimentsekvensen, som ein konsekvens av menneskeleg aktivitet (Glimsdal et al., 2016).

Tsunami er ein svært distinktiv og katastrofal geofare som mellom anna kan ha vorte trigga av vertikale forskyvingar av vassmassar i forbindelse med jordskjelv, undersjøiske skred, skred frå land eller vulkansk utbrot (Smith, 2013). Ei tsunamibølgje vart initiert ved at vassøyla vart forstyrra som eit resultat av at havbotn vart forskyvd av eit jordskjelv, eller skredmassar set vatnet i rørsle. Tsunamibølgja brer seg med lang bølgjelengde, liten amplitude og høg hastighet på djupt vatn. Når vatnet vart grunnare vart hastigheta redusert, bølgjelengda vart kortare og amplituden aukar (Glimsdal et al., 2016, Harbitz, 1992). Det er antatt at tsunamien, som vart generert av Storeggaskredet for 8100 år sidan, var høg når den propagerte inn til Sulafjorden, dette fordi Breisunddjupet er grunt og med ein terskel ved inngangen til Sulafjorden. Ei slik hurtig hending påfører flyktige endringar i poretrykk i sedimenta på fjordskråninga som kan danne ustabile forhold (Johansson, 2014).

2.3.4 Storeggaskredet

For omlag 8100 år sidan vart eit undersjøisk skred med eit volum på ca. 2400-3200 km³ utløyst frå sokkelkanten utanfor Mørgekysten, skredet utgjorde eit areal på ca. 95 000 km², hendinga er omtalt som Storeggaskredet (Haflidason et al., 2005) (Fig. 2.6). Forsking på Storeggaskredet er veletablert, kor geofysisk data mellom anna har danna grunnlag til å utføre volumestimat og stratigrafisk inndeling av sedimentære sekvensar. Høgoppløyslege batymetrisk data har danna grunnlag for å kartlegge morfologiske trekk (Haflidason et al., 2005, 2004, Bryn et al., 2005). Gjennom pleistocen var sedimentasjonen styrt av interglasiale- og glasiale klimatiske svingingar som påverka utviklinga av sedimentsekvensen i Ormen Lange gassfeltet (Fig. 2.6, som ligg i «skaret» til Storeggaskredet). Langs austsida av gassfeltet strøymde hurtige lokale isstraumar; Buadjupet og Onadjupet. Paleostratigrafiske rekonstruksjonar gav ein indikasjon på at Bua- og Onadjupet danna trasear for sedimentasjonstransport av subglasial morenemateriale ut til kontinentalhylla (Fig. 2.6, Berg et al., 2005).

I tillegg til sedimentasjonstransport via iseroderte trasear, vart sedimentasjonen òg kontrollert av lokale havstraumar. Etterkvart som kontinentalhylla propagerte vestover (utover sokkelskråninga), oppstod fleire forskyvingar og ei rekkje massestraumar frakta sedimenter ned til kontinentalskråninga (Berg et al., 2005). Ved sokkelskråninga kontrollerer lokale straumar avsetjinga, og over tid endrar straumen seg etterkvart som avsetjinga prograderer. Resultatet er ei konturittisk lagsekvens, der tynne sedimentære lag dannar opphav til glideplan for seinare avsetjingar. I tidsrommet før Storeggaskredet vart initiert, var det vekslende interglasiale- og glasiale periodar, kor store mengder med glasimarine sedimenter vart avsett og belasta dei svake laga internt i ei konturittisk lagsekvens. Dette resulterte i at eit undersjøisk skred vart initiert, og propagerte retrogressivt opp mot sokkelkanten fram til det stoppa i stabile massar (Haflidason et al., 2004). Storeggaskredet genererte dermed ein tsunami som oversvømte norskekysten, Shetland, Færøyane og Nordsjøen og utbreidde seg dermed gjennom vest-norske fjordsystem med forskjellige oppløpshøgder og botnstraumar som svekka svake lag i fjordsystema (Bondevik et al., 2005; Bryn et al., 2005; Hansen et al., 2012).

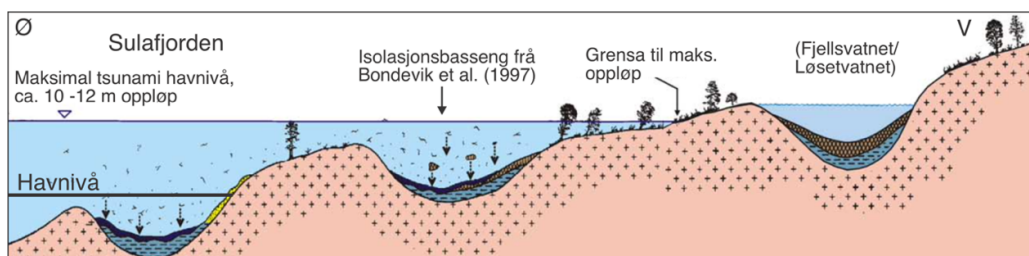
I studiet Haflidason et al. (2005) vart det konkludert med at Storeggaskredet representerte eit skred med ei retrogressiv karakter med ein alder 8100 ± 250 kal. år BP. Seismiske profil og kjerneprøvar av usortert materiale frå lakustrine- og marine basseng i Vest-Norge (Sunnmøre), Skottland og Færøyane bekreftar karakteristiske tsunami avsetjingar som kan

identifiserast med Storeggaskredet ca. 7250-7350 ^{14}C år BP (e.g. Bondevik et al., 1997). Bøe et al. (2004) konkluderte med ein konvensjonell ^{14}C -alder rett over ein turbiditt avsetjing til å vera ca. 8100 kal år BP.

Bondevik et al. (2005) har utført undersøkingar av korleis tsunamibølgja opptrådte i perioden Storegga tsunamien (generert av Storeggaskredet, 8100 år sidan) oversvømte norskekysten. Studiet baserer seg på isolasjonskontakter i innsjøbassenger som ligg over havnivå. Isolasjonskontakten indikerer perioden innsjøbassenget mista kontakten med marint havvatn ved flo (høgt tidevatn). På bakgrunn av dette vart det gjort eit estimat på oppløpet til tsunamien over flo posisjon. På Sunnmøre var oppløpet ca. 10-12 moh. (Bondevik et al., 2005). I Figur 2.7 er innsjølokalitetane markert, dette for å vise kvar dei ligg i forhold til estimert oppløp frå Bondevik et al. (2005).



Figur 2.6: Kart over utbreiinga til Storeggaskredet samt isstraumane langs norskekysten (Bryn et al., 2005).



Figur 2.7: Illustrasjon av korleis tsunami havnivået opptrådte i perioden når tsunamien frå Storeggahendinga oversvømte Sulafjorden og nokre innsjøar som er undersøkt i Bondevik et al. (2005). Lokalitetar frå dette studiet er inkludert for å kunne vise kvar grensa til maksimal oppløp er i forhold til innsjøane som er undersøkt på Hareidlandet. Modifisert frå Bondevik et al. (2005).

3. Material og feltmetodar

3.1 Marint kjernemateriale

Det har vorte innsamla ti marine sedimentkjernar frå Sulafjorden, kor fem av dei er valgt til å vera referansekjernar til å representerer fjordstratigrafien i Sulafjorden, markert med rødt i Tabell 3.1 (Vedlegg 1-). Sedimentkjernane er innhenta på to tokt; 2020 (GS20-229) og 2021 (GS21-235) med forskingsfartøyet F/F G. O. Sars i regi av Universitetet i Bergen (Tabell 3.1). I dette studiet er hovudfokuset på holocene skredhendingar, og desse hendingane kan førekomme i dei grunne sedimentkjernane på ca. 3-5 m djup. Til innsamling av kjernemateriale på tokt nr. GS20-229 og nr. GS21-235 vart det nytta fallkjerneprovetakar. Kjernelokalitetane vart bestemt av høgtoppløyslege TOPAS-profilar grunnseismikk. Det er supplert med to kjernar frå Fugro; 06S_103 og 06S_106, kor litologi og skjærstyrke er relevant å samanstillе med kjernane frå tokt nr. GS21-235. Sedimentkjernene har vorte skildra, analysert og tolka.

Tabell 3.1: Oversikt sedimentkjernar frå Sulafjorden med lengde og vassdjup dei er henta frå, kjerneprovetakar og koordinatar til kjernelokalitetane. Raud markering representerer referansekjernene.

Kjerne nr.	Kjernelengde (m)	Vassdjup (m)	Geografisk posisjon
GS20-229-11GC	4,42	432	62°22.712'N, 06°10.620'
GS20-229-12GC	3,97	427	62°22.239'N, 06°10.056'
GS20-229-14GC	2,91	450	62°23.532'N, 06°04.013'
GS20-229-15GC	2,62	447	62°24.100'N, 06°03.573'
GS20-229-16GC	3,72	439	62°22.440'N, 06°06.315'
GS20-229-17GC	4,19	430	62°22.489'N, 06°05.686'
GS20-229-18GC	4,00	427	62°22.054'N, 06°07.999'
GS20-229-19GC	3,19	440	62°22.882'N, 06°03.928'
GS21-235-01GC	3,19	443	62°23.770'N, 06°03.837'
GS21-235-02GC	2,09	442	62°24.563'N, 06°02.475'
06S_103	71,55	444,5	62°24.560'N, 06°02.473'
06S_106	70,80	449,6	62°23.767'N, 06°03.835'

3.2 Innsamling av seismikk og kjerneprøver

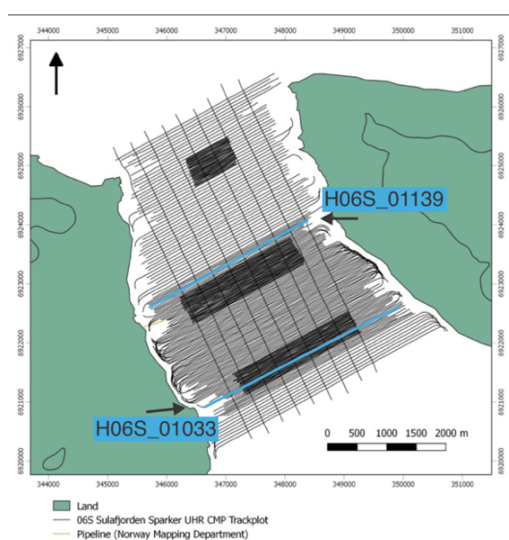
3.2.1 Forskingsfartøy

F/F G.O. Sars er eit havgåande forskingsfartøy drifta av Havforskningsintutttet og Universitetet i Bergen. Fartøyet har ei lengde på 77,5 m, breidde på 16,4 m, ein tonnasje på 4067 tonn. Sentrert på fartøyet er det to hangarar med seks vinsjar som kan operere forskjellige instrumenter for miljø- og geologisk forskning (Havforskningsintutttet, 2018). I dette studiet har fartøyet samla inn ti grunne marine kjerneprøvar og TOPAS-profil.

M/S Fugro Synergy er eit lett drillfartøy som Fugro As eig. Fartøyet er 103,70 m lang, 19,70 m brei og er utstyrt med eit boretårn som kan handtere to borestrenger. Komplet utrusta utstyr ombord gjer M/S Fugro Synergy kostnadseffektiv ved at dei kan utføre operasjon i vassdjup frå 25-3000 m (Skipsrevyen, 2018). I dette studiet har Sparker profil innhenta av fartøyet vorte tolka og undersøkt.

3.2.2 2DUHR Sparker profil

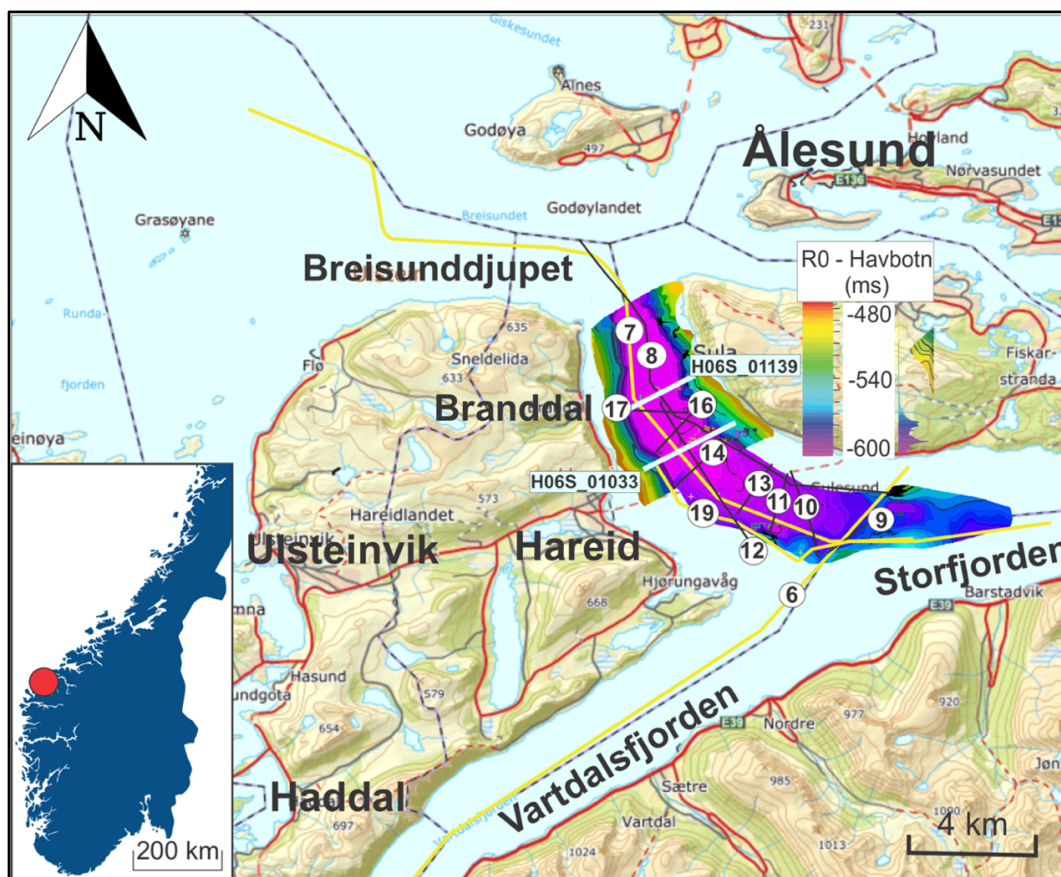
2DUHR er eit akustisk instrument som gjev 2D ultrahøg oppløysing av fjordsedimenta. Fugro samla inn 346 seismiske profil; 337 tverrprofil og 9 lengdeprofil (Fig. 3.1). Oppløysinga varierer med avstand, kor høgoppløyslege profil har ein avstand mellom profila på omlag 12,5 m, medan resten har ein avstand mellom 25 og 50 m (Fugro, 2018). I dette studiet har det vorte konstruert mektighetskart med grunnlag i tolkingar av 2DHUR Sparker profil. I tillegg her to tverrprofil; H06S_01139 og H06S_01033 tolka og korrlert med kjernar i seismossrtaigrafien (Fig. 3.1).



Figur 3.1: Skjematisk framstilling av datasettet med 2DUHR Sparker profil innhenta av Fugro. I dette studiet er det kun undersøkt to Sparker profil, markert med blå linje i figuren. Modifisert frå Fugro (2018).

3.2.3 TOPAS PS18

TOPAS PS18 systemet er eit parametrisk penetrasjonsekkolodd profilsystem som er utvikla av Kongsberg Maritime (2019). TOPAS-sonaren er montert på skroget på fartøyet og er dermed lett å manøvrere. Systemet sender ei høgfrekvent akustisk puls (18 kHz) frå skroget som vart gjort om til ei lågfrekvens akustisk puls (ca. 4,5 kHz) ved fjordbotn. Vidare penetrerer denne lågfrekvente pulsen ned i den sedimentære sekvensen og reflekterer ved endring i akustisk impedans som indikerer endring av karakter i materialet. Summen av dei reflekterte lydbølgjene dannar rådata med stratigrafisk høgoppløyslege profilar som kan prosesserast for vidare tolking. Vanlegvis er stratigrafisk oppløysing ca. 0,3 m. Avhengig av frekvensen kan pulsen penetrere opp mot 100-130 m, med omsyn til at faktorar som sedimenttype, vassdjup og støy kan påverke penetrasjonsevnen. Stråleprofilsystemet er òg smalare i forhold til liknande system, dette gjer det mogleg å utføre djup penetrasjon med høg oppløysning (Kongsberg, 2019). I dette studiet går TOPAS-profila parallelt og på tvers av Sulafjorden (Fig. 3.2).



Figur 3.2: Oversiktskart av datasettet med TOPAS-profiler frå studieområdet, markert med linjenummer. Gule linjer representerer lengdeprofila; TOPAS-linje 7-, 6 og 19. Blå linjer representerer Sparker tverrprofil frå Fugro og er vist med tilhøyrande linjenamn- og nummer.

3.2.4 Fallkjernetakar

Ein fallkjerneprovetakar er ein effektiv sedimentkjernetakar som kan ta opp mot fem meter lange kjernar med ein diameter på 110 mm (UiB, 2017). Ved hjelp av gravitasjon samt eit montert lodd med blyskiver til ca. 500 kg kan fallkjerneprovetakaren penetrere ned i sedimentsekvensen. Når fallkjerneprovetakaren vart heist opp, hindrar ein fjærlaga strandfangar at sedimenter fell ut, og ein einvegs lukkemekanisme i toppen av kjerneprovetakaren hindrar vatn i å trenge inn i kjernen på veg opp (UiB, 2017). Om bord vart kjerneprovane delt opp i 1,5 m lange seksjonar og markert med toktnamn. På EarthLab ved Institutt for geovitenskap, UiB vart kjerneprovane splitta og organisert i arbeid- og arkivdel. Vidare vart det utført fysisk og geokjemisk analyse av dei ti marine sedimentkjernen.

3.3 Lakustrint kjernemateriale

I tillegg til marint kjernemateriale, skal lakustrint kjernemateriale frå Hareidlandet undersøkast for å få deglasiasjonshistorien til Sulafjorden. Innsamling av kjernemateriale i innsjøane; Fjellsvatnet (FV) og Løsetvatnet (LV) på Hareidlandet vart utført 27.09.21 – 01.10.21, kor det vart henta fire lakustrine kjerner (Vedlegg, 6-7; Tabell 3.2). Seismiske profil innsamla av Chirp SB-424 vart nytta til å bestemme lokalitet for kjernetaking. Ekkolodd innsamla av Lowrance ELITE Ti² vart utført for å danne batymetri av FV og LV. I felt vart det nytta ein stempelkjerneprovetakar til å ta to sedimentkjernar frå kvar innsjøbasseng, ved dei djupaste punkta. I dette studiet er det fokusert på kjernene markert med raudt i Tabell 3.2, sidan dei har ein interessant litologi.

Tabell 3.2: Oversikt sedimentkjernar frå Hareidlandet med lengde og vassdjup dei er henta frå, kjerneprovetakar og koordinatar til kjernelokalitetane. FV = Fjellsvatnet og LV = Løsetvatnet.

Kjerne nr.	Kjernelengde (m)	Vassdjup (m)	Kjernerprovetakar	Geografisk posisjon
FV-Loc.1	2,535	13	stempelprovetakar	69°41.919'N, 02°09.741'Ø
FV-Loc.2	2,25	9	stempelprovetakar	69°41.781'N, 03°00.173'Ø
LV-Loc.1	1,8	11	stempelprovetakar	69°40.539'N, 03°11.111'Ø
LV-Loc.2	2,26	14	stempelprovetakar	69°40.549'N, 03°11.183'Ø

3.3.1 EdgeTech SB-424 «Chirp» ekkolodd

EdgeTech SB-424 «Chirp» ekkolodd, er eit berbart undervassprofilsystem festa til ein gummibåt/flåte som visualisere sedimentære lagrekkjer i frekvensområdet 4-24 kHz. Penetrasjonsevna i til døme leire kan den bli opp mot 40 m. Chirpen på ca. 45 kg opptrer hydrodynamisk stabilt og er utstyrt med ein innebygd både sendar og mottakar (UiB, 2018). Chirp av typen SB-424 vart nytta i feltarbeidet til å kartlegge den sedimentære sekvensen i innsjøbassenga; Fjellsvatnet og Løsetvatnet på Hareidlandet.

3.3.2 Ekkolodd Lowrance ELITE Ti²

Ekkolodd Lowrance ELITE Ti² er eit elektronisk instrument som kan sende lydimpulsar via ei kjelde frå båten. Pulsen som vart reflektert frå havbotnen vart deretter mottatt som ei akustisk puls i lyd kjelda ved båten. Tidsintervallet mellom pulsen vart sendt ut og reflektert, vart nytta til å estimere vassdjupet (Kjerstad, 2022). I feltarbeid på Hareidlandet vart det nytta ein ekkoloddsvingar som vart plassert horisontalt med vassoverflata ved sida av båtmotoren. Det

vart utført vassdjupmålingar i både Fjellsvatnet og Løsetvatnet, der rådata vart prosessert i programmet, ReefMaster v.2.0, for å danne batymetrisk data av innsjøbassenga.

3.3.3 Nesje stempelkjernetakar

Ein Nesje stempelkjernetakar er i følgje Nesje (1992) eit primitivt kjerneprøvereiskap som er utstyrt med eit 6 m langt PVC-rør med ein diameter på 100 mm. Stempelkjernetakaren skal i prinsippet bli fylt med vatn i forkant av nedsenkinga, dette for å kunne manøvrere PVC-røret vertikalt ned mot innsjøbotnen. Frå dette stadiet startar hamringa frå flåta ved hjelp av eit 30 kg lodd montert på kjernetoppen samt to wirerar. Hamringa pågår til det kjem eit “dobbeldunk”-lyd frå når stempelet slepp seg ned, dette indikerer at kjernetakaren har nådd eit grovførande lag i sedimentsekvensen (Nesje, 1992). PVC-røret vart vinsja opp til flåta og deretter kopla frå wirerane. Vidare vart PVC-røret delt opp i høvelege (1,5 m) seksjonar, forselga med caps i endane og markert med kjernenummer. For både sedimentkjerne; Fjellsvatnet_Loc_2 og Løsetvatnet_Loc_2 vart ca. 10 cm med sediment samla i plastikkpose ettersom det falt ut når sedimentfangaren vart kopla frå kjernebotnen.

3.4 Material og laboratoriemetodar

I dette delkapittelet er metodar som har vorte utført på marine og lakustrine sedimentkjerner på EarthLab ved Universitetet i Bergen presentert (Tabell 3.3).

Tabell 3.3: Oversikt over kva laboratoriemetodar som er utført på kjernane. *Skjærstyrkemåling og litologisk skildring frå kjernane; 06S_103 og 06S_106 er henta frå geoteknisk rapport utarbeida av Fugro (2018).

Kjernennr.	XRF	CT	Mastersizer	Skjærstyrke	Dateringsprøvar
GS20-229-11GC	X			X	
GS20-229-12GC	X	X	X	X	X
GS20-229-14GC	X			X	
GS20-229-15GC	X			X	
GS20-229-16GC	X			X	
GS20-229-17GC	X			X	
GS20-229-18GC	X		X	X	X
GS20-229-19GC	X		X	X	X
GS21-235-01GC	X			X	X
GS21-235-02GC	X			X	X
FV-LOC_1	X				X
FV-LOC_2	X				X
LV-LOC_1	X				X
LV-LOC_2	X				X
*06S_103				X	
*06S_106				X	

3.4.1 Computer Tomografisk (CT) skannar

ProCon X-ray CT-skannar er ein ikkje-destruktiv skannar som dannar høgtoppløyslege 3D-røntgenbileter av sedimentkjernar. Maskinen er utstyrt med ein 240 kV mikro-fokusrøyr og eit pikselgrid på 3000x3000 som resulterer i høgtoppløyslege 3D- røntgenbilete. Maskinen kan skanne opp mot 150 cm lange og 125 mm breie kjernar. Ved skanning vart stråling sendt inn i kjernen og sedimenta i kjernen returnerer energi som kan målast i tettleik. Ein gråskala kan identifisere tettleiksvariasjonar, der låg tettleik representerer mørk gråtone og høg tettleik lys

gråtone (UiB, 2020a). Ferdig skanna røntgenbilete vart vidare prosessert i Avizo Fire 3D Analysis.

3.4.2 ITRAX XRF element kjerneskanar

ITRAX XRF element kjerneskanar er ein ikkje-destruktiv metode som kartlegg digitalt dei fargeendingane som førekjem i kjernane og endringane i geokjemisk komposisjon med kjernedjup (Croudace et al., 2006). I tillegg er mogleg å måle 2D røntgen avbilding med 200 µm oppløysning av kjernen. Til geokjemiske analyser tek kjerneskanaren mikrorøntgen fluorescens spektrale data (XRF) for å registrere spekteret av element i sedimeta. Prinsippet for denne metoden er at XRF kjerneskanaren sender ut røntgenstrålar til sedimentoverflata i det avgrensa området. Atomet som vart treft av strålane reflekterer elektroner frå det inste elektronskalet. Den tomme plassen i det inste skalet vart utlikna ved at elektron frå det ytre skalet tek tomrommet, denne prosessen frigjev røntgenfluorescerande stråling med forskjellig grad av intensitet. XRF-analysen kan på bakgrunn av intensiteten til dei forskjellige energiane i frigjevinga av elektron registrere mengde konsentrasjon; ppm («parts per million»: Croudace et al., 2006). Etter at XRF-analysen er ferdig, kan resultatet prosesserast i ITRAX programvaren Qspec til vidare analyse av elementa. Etersom data frå denne metoden er høgoppløysleg, kan ein få innsikt i miljøforandringar på ein høgoppløysleg tidsskala (Croudace et al., 2006). I dette studiet har det vorte nytta forskjellige element som prokxy. For marine kjernar har følgjande prokxy vorte nytta; zirkon (Zr), brom (Br), titan (Ti) og kalsium (Ca). Zr er prokxy for straumsortert materiale, og vart anrika i grovkorna sediment med tunge mineral og opptreir dermed motstandsdyktig mot kjemisk og mekanisk forvitring. Br er prokxy for organisk innhald, og Ca er prokxy for biogent produksjon i vassøyla. For lakustrine kjernar har det vorte fokusert på elementa; brom (Br), elementforholdet kalsium- og titan (Ca/Ti), silisium (Si) og jern (Fe). Si er prokxy for terrigent materiale og er ein produktivitetsindikator, medan elementforholdet Ca/Ti er prokxy for endringar i sedimentsekvensen gjennom interglasialar og glasialar. Fe er prokxy for aukt førekomst frå terrigene kjelder og endring i karbonatproduktivitet (Croudace et al., 2015).

3.4.3 Mastersizer

Mastersizer 3000 er eit instrument som nyttar laserdiffraksjon til å få eit mål på fordelinga av kornstorleikar frå 0,01 µm til 3,5 mm i ein sedimentprøve. I ein laserdiffraksjonsmåling passerar ei laserstråle gjennom ein sedimentprøve i suspensjon og korn frå sedimentprøven reagerer med å refraktere lys med ein intensitet og eit spesifikt spreivingsvinkel karakteristisk for kornstorleiken. Relativt til laserstråla refrakterer store korn lys i ei lita spreivingsvinkel,

medan små korn refrakterer lys i ein stor spreingsvinkel. For å kunne danne eit spreingsmønster er det nødvendig å analysere lysintensiteta til variasjonen av spreingsvinklane. I analysen vart Mie-teorien nytta om lysspreiing for å kunne kalkulere kornstorleikar som vart gitt som ein volumekvivalent kulediameter (Malvern Instruments, 2017). I dette studiet har det vorte utført måling av kornstorleikfordeling kvar 8. cm i kjerneprøve GS20-229-19GC. I kjerneprøve GS20-229-12GC vart det utført måling kvar 8. cm fram til dybde 184 cm, kor det frå dette djupet og ned til 200 cm vart utført måling kvar cm. Årsaka til at det vart utført mange målingar i små intervall var interessa for presise kornstorleikfordeling i tydelege litologiske grenser. Instrumentet som vart nytta på EarthLab var den manuelle Hydro SV som er spesifikk for målingar av våte prøvar med små volum (UiB, 2020b).

3.4.4 Sedimentologisk kjerneskiilding

Sedimentologisk kjerneskiilding vart utført på EarthLab. Kjerneprøvane vart visuelt analysert med fokus på momenta; litologi, struktur, tekstur og farge. Litologisk undersøking inneber skiilding av kornstorleikar, der tydelege litologiske grenser dannar grunnlag for inndeling av einingar i kjernen. Struktur og tekstur kan gi innblikk i tilstadevêrelse av biologisk materiale, vassinnhald, spor etter skred etc. Sedimentologiske loggar har vidare vorte illustrert digitalt i programvaren CorelDraw Graphics Suiter v. 22.

3.4.5 Skjærstyrkemåling

Måling av udrenert skjærstyrke vart utført for å få eit mål på kor mykje sedimenta er pressa saman samt graden av vassinnhald (GEONOR, 2019). Frå seks av dei ti marine kjerneprøvane vart det utført tre målingar kvar 20. cm. For dei resterande marine kjerneprøvane vart det utført tre målingar kvar 10. cm, og i nokre intervallar kvar 2. cm. I intervallar kor det vart teke prøvar kvar 2. cm var det førekomst av tydelege litologiske grenser. Gjennomsnittet av dei tre målingane vart ved hjelp av ein kalibreringstabell konvertert til skjærstyrke (t/m^2), og deretter multiplisert med gravitasjonskontanten, 9,81, for å få udrenert skjærstyrke i kPa (Hansbo, 1957).

3.4.6 Sensitivitetsmåling (S_t)

Sensitivitet (S_t) er forholdet mellom udrenert- (c_u) og drenert (c_{ur}) skjærstyrke i eit material (Tabell 3.4: NGF, 2011). Det har vorte utført drenert skjærstyrkemåling (eng: “remolded measure”) av kjerneprøve GS21-235-01GC. Fyrst vart det utført tre udrenerte skjærstyrkemålingar (kPa) kvar 10. cm i kjerneseksjon 1 og 2, medan i kjerneseksjon 3 vart det utført udrenert skjærstyrkemåling kvar 4. cm. Etter at udrenert skjærstyrkemåling vart utført, vart det ekstrahert 7 sedimentprøver i plastikkskåler. Vidare vart kvar sedimentprøve omrørt med spatel for hand i ca. 30 sekundar før det vart utført eit nytt konusforsøk. Nedsyningsverdien for alle 7 sedimentprøvane vart konvertert til drenert skjærstyrke (kPa). Graden av sensitivitet i sedimentprøvane vart bestemt ved å kalkulere forholdet mellom udrenert- og drenert skjærstyrke (NGF, 2011).

Tabell 3.4: Tre forskjellige gradar av sensitivitet er organisert i eit intervall med verdier (Modifisert frå NGF, 2011).

Betegnelse av leire	Betegnelse av sensitivitet	S_t (-)
Lite sensitiv	Lav	< 8
Middels sensitiv	Middels	8 - 30
Meget sensitiv	Høy	> 30

3.4.7 Prøvetaking

Frå 5 av dei 10 marine kjerneprøvar er det ekstrahert til saman 14 dybdeintervallar med dateringsmateriale (Tabell 4.2). Ein centimeter tjukke skiver med sediment vart skore ut med spatel, løyst i vatn og plassert på ristmaskin i eitt døgn. Vidare vart prøvane våtsikta med sikter i kornfraksjon; 150, 125 og 63 μm . Etter siktinga vart prøvane tørka i tørkeskap på 50 $^{\circ}\text{C}$ i 1-2 døgn før dei vart sett på prøveglas til vidare analysering i mikroskop til innsamling av foraminifera (mikrofossiler). Det vart i hovudsak plukka den bentoniske foraminifera arten *Uvigerina mediterranea*. I nokre av dybdeintervalla måtte i tillegg den bentoniske arten *Hyalinea baltica* plukkast får å få nok vekt for å få ei påliteleg dateringsanalyse. Til slutt vart prøvane sett i prøveglas og sendt til ^{14}C -dateringslaboratoriet ved Lunds Universitet i Sverige.

Frå dei 4 lakustrine kjerneprøvane er det ekstrahert dateringsmateriale frå til saman 17 dybdeintervallar. Prøvane vart tatt ut med spatel og direkte sikta i kornfraksjon 250 μm . Deretter vart makrofossiler plukka ut og plassert i aluminiumsskåler. Prøvane vart tørka i

tørkeskap på 50°C i eit døgn før dei vart vege. Til slutt vart prøvane sett i prøveglas og sendt til ¹⁴C dateringslaboratoriet ved Lunds Universitet.

3.4.8 Radiokarbondatering

Radiokarbondatering er ein nøkkel dateringsmetode som vart nytta til å aldersbestemme og forstå dei hurtige endringane i klima og miljø gjennom kvartær. Dateringsmetoden bygg på det prinsipp at elementet karbon førekjem i tre former; eitt ustabilt og radioaktivt ¹⁴C, og to stabile karbon ¹²C og ¹³C. Alle levande og daude organismar inneheld radioaktivt karbon, kor dei levande organismane kontinuerleg tek opp ¹⁴C og dannar ei likevekt i næringskjeda og i havet. Når eit organisme døyr, stoppar tilførselen av karbon og nedbrytinga av isotopet startar (med ei halveringstid på 5768 år) ved at mengdeforholdet ¹⁴C/¹²C vart endra parallelt med forvandlinga av det radioaktive isotopet, ¹⁴C til isotopet ¹²C. Akseleratormassespektrometri (AMS) -metoden tek utgangspunkt i tilstadevêrelse av ¹⁴C-atomer i prøven samt som den tel antall ¹²C- og ¹³C-atomer, dette for å kunne estimere eit forholdstal som vidare må korrigerast for isotopfraksjoneringa i naturen (Lowe og Walker, 2015). I dette studiet har radiokarbondateringane vorte utført ved Lund Universitet i Sverige.

3.4.9 Kalibrering

Atmosfæren har hatt eit varierende innhald av ¹⁴C og ¹²C bakover i tid, og på bakgrunn av det er det nødvendig å nytte ei kalibreringskurve til å rekne ¹⁴C-år om til kalenderår (Reimer et al., 2020). I dette studiet er det vorte utført kalibrering av radiokarbonaldrar i programmet OxCal v.4.4. med to forskjellige kalibreringskurver; Marine20 og IntCal20. Marine20-kurven kan bli anvendt for marine prøver frå ikkje-polare områder, mellom ca. 40° S og 50° N, men det er òg mogleg å bruke den på dateringar i Norskehavet gjennom holocen (Heaton et al., 2020). Eitersom konsentrasjonen av ¹⁴C ikkje er lik i havet og atmosfæren, bør radiokarbonaldrar frå marine prøvar bli kalibrert i ein marinspesifikk kalibreringskurve, Marine20-kurven, og ikkje bli kalibrert direkte mot den atmosfæriske IntCal20-kurven (Heaton et al., 2020). For terrestriske prøvar vart IntCal20-kurven nytta. Samanlikna med IntCal13-kurven, er IntCal20-kurven vesentleg meir detaljert som eit resultat av presis dendrokronologi frå ca. 13 000 cal. BP (Reimer et al., 2020).

3.4.10 Feilkjelder

I samband med innsamling av data frå felt/fartøy og behandling av data, kan det oppstå feilkjelder i fleire ledd undervegs i prosessen, dette kan påverke gyldigheita til sluttresultatet.

Feilkjelder ved fallkjernetakar

Feilkjelder knyta til fallkjerneprovetakar kan vera at for låg/høg vekt plassert på fallkjerneprovetakaren kan føre til strekking eller komprimering av sedimenta. Dette kan gi feil stratigrafi og dermed føre til følgjefeil i vidare analysing på laboratoriet.

Feilkjelder ved XRF-analyse

Før ei XRF-analyse er det viktig at sedimentoverflata er reinska og jamn før plastfilmen vart lagt på. Ved ujamn overflate kan det vera fare for at detektoren, som er lokalisert vertikalt over sedimentoverflata, kan kome ned i sedimenta og dermed avbryte skanninga.

Konsekvensen er tap av data frå det berørte området og ned til botn av kjerneseksjonen. For å få påliteleg data bør det bli utført ei ny skanning. Det er òg feilkjelder knyta til moment som kan påverke presisjonen til XRF-analysen. Moment som vassinnhald, mineralogi og ujamn sedimentoverflate kan vera årsaka til at strålinga anten vart absorbert eller spreidd, ergo får vi ei semikvantitativ analyse.

Feilkjelder ved skjærstyrkemåling

I eit einaksialt trykkforsøk (cu) er det viktig at nedsynkingsverdien samanfattar med intervallet til den utvalde konusen. Dersom nedsynkingsverdien sprikar frå intervallet, er det stor fare for at det vart stor usikkerheit på udrenert skjærstyrke til sedimenta.

Feilkjelder ved sensitivitetmåling

I eit konusforsøk (cu/cu_r) er det viktig at nedsynkingsverdien samanfattar med intervallet til den utvalde konusen. Ved ekstrahering av sedimentprøvar er det fare for at prøvane vart utsett for forureining og uttørking, difor er det viktig å utføre konusforsøket relativt raskt. For å få eit påliteleg mål på sensitiviteta (St) til sedimenta, er det viktig at det vart utført udrenert skjærstyrkemåling presist i det intervallet det skal bli ekstrahert sedimentprøvar. I dette studiet er det 1 cm avvik for dei to nedste sedimentprøvane.

Feilkjelder kornstorleikfordeling

I laserdiffraksjonsmåling av sedimentprøver i suspensjon, kan det førekome bobler i vasstanken. Boblene kan gi avvikande informasjon om kornstorleik ettersom dei kan gi utslag som korn med ein storleik ca. 100 µm. For å hindre at slik skal skje er det viktig å utføre gode blandeforhold til dispergeringsmiddelet samt ikkje nytte høg røre-hastighet.

Feilkjelder ved prøvetaking

Når ein utfører prøvetaking frå sedimentkjernar er det viktig at nødvendig utstyr er reinska mellom kvar prøvetaking, dette for å unngå kontaminering av prøven. Konsekvensen er at tilstadevêrelse av anna materiale i prøven vil gi upresise dateringar. Undervegs i siktinga kan det førekome svinn av sedimentkorn, dette kan føre til tap av viktig mikrofossiler som trengst i dateringsmaterialet. Ei anna feilkjelde er knyta til plukking av mikrofossiler i mikroskop. Utstyr som tellebrett og penslar må reingjerast mellom kvar sedimentprøve, dette for å unngå miksing av andre artar frå vassøyla. Konsekvensen er dårlege representative aldrar for prøvane. Prøvetaking av lakustrine prøvar avheng òg av at det vart nytta riktig sikt, dette for å sikre all dateringsmateriale. Det er òg viktig at plukking av makrofossil vart utført varsamt sidan strukturen i makrofossila lett kan bli øydelagt, konsekvensen er dårleg representativ dateringsmateriale.

Feilkjelder ved radiokarbondatering

Ved radiokarbondatering kan det vera feilkjelder knyta til kontaminering av prøvar ved tilførsel av anten nytt eller gammalt karbon. Ved resedimentasjon av materiale, dvs. at det materiale som er ekstrahert er eldre enn sedimentavsetjinga, dette er høgst tilfelle for skredavsetjingar. På bakgrunn av dette er det viktig å forstå stratigrafien i kjernen samt vurdere fornuftige intervallar for prøvetaking, dette vil styrkje truverdigeita til dateringane. Det mest alvorlege problemet med denne dateringsmetoden er forureining av det organiske materialet før prøven vart samla inn. Kva som forårsakar slik forureining kan vera tilførsel av yngre karbon, yngre planterøter som forgreinar seg ned i eldre organisk materiale, oppløyst humussyre og ionebyting i karbonatar.

Gjennom kvartærperioden har ^{14}C -konsentrasjonen i atmosfæren variert på grunn av endringa av styrken til jorda sitt geomagnetiske felt, solaktivitet og i nyare tid har den industrielle revolusjonen ført til auka tilførsel av karbon i forbindelse med atombombetesting. I havet har vi reservoareffekt (R) som representerer absorpsjon av atmosfærisk ^{14}C i overflatevatnet, som vidare vart overført til djupare vassmassar. Dette er ein langsam prosess som resulterer i at ^{14}C vart nedbrote utan at det vart tilført nytt ^{14}C , ergo vil marine organismar ta opp gammalt karbon slik at dei får ein alder som er eldre i radiokarbondateringane. Reservoareffekt på ca. 400 år i Nord-Atlanteren har ein global dekning, men effekten har vist å variere avhengig av klima og havsirkulasjon (Lowe og Walker, 2015). Forsking utført av Brendryen et al. (2020) presenterer eit resultat, som har teke utgangspunkt i korrelering av nord-atlantisk klima og asiatiske monsunar, at før varmeperioden bølling hadde Norskehavet ein reservoareffekt lik

1620 ¹⁴C-år. Etter bølling stabiliserte gjennomsnittleg reservoareffekt rundt 420 ¹⁴C-år. På bakgrunn av dei omtalte effektane, er det viktig å utføre korrigeringar samt konvertere alder frå radiokarbonår til kalenderår ved hjelp av kalibreringskurver.

3.5 Aldersmodell

På bakgrunn av ¹⁴C AMS dateringar, har det vorte laga ein aldersmodell for fem av dei ti marine kjernane studiet har, ved hjelp av Bayesiansk avsetjingsmodellering i OxCal versjon 4.4. Konvensjonelle AMS ¹⁴C dateringar vart inkludert i skriptet, i tillegg vart det lagt inn grenser som representerer ei endring i sedimentasjonsraten i stratigrafien. Alderen til tefrahorisonten, Veddeasken, er basert på ¹⁴C-dateringar frå Kråkenes Lohne et al. (2013) er nytta i dei lakustrine aldersmodellane. Den konvensjonelle ¹⁴C-dateringa frå Lohne et al. (2013) er rekalkibrert med IntCal20 og nytta som ein tidsmarkør i form av prior i dei lakustrine aldersmodellane. Aldersmodellane har deretter vorte etablert ved bruk av Poisson prosess (P_Sequence; Bronk Ramsey, 2008). I ein slik prosess vart det utført millionvis simuleringar for å danne ei realistisk aldersmodell ved Markov Chain Monte Carlo simulering (Heaton et al., 2020). Dei kalibrerte aldrane vart fordelt i sannsynlighetsprosentila; 95,4 og 68,3. Aldersmodellane marine og lakustrine kjernar er presentert i litostratigrafiloggane presentert i delkapittel 4.3. Aldersmodellane til dei to lakustrine kjernane som ikkje er inkludert i studiet er å finne i vedlegg 6 og 7.

3.6 Modellering av skråningsstabilitet

I dette studiet er det presentert eit modellstudium i Slide2 som presenterer kva effekt geofarane; jordskjelv og tsunami har på skråningsstabiliteten i Sulafjorden. Simuleringsresultata frå modellstudiumet kan då antyde om jordskjelv og tsunami kan vera potensielle utløysingsmekanismar for dei observerte skreda. Slide2 er eit 2D-skråningsstabilitetsprogram utvikla av RocScience, som evaluerer sikkerhetsfaktoren eller sannsynligheita for at det skjer brot, for ikkje-sirkulære og sirkulære brotflater i jord- og bergprofil (RocScience, 2021). I modellering av skråningsstabilitet vart drivande moment (t.d. seismisk last, tsunamibølgja) og fastholdande moment (jordartar/bergart) langs skråninga samanlikna, kor forholdet definerer sikkerhetsfaktoren, F_s . Det vart etablert to fjordmodellar som inkluderer geotekniske parameterar (Tabell 4.9), jordartar og ein bergart som skal representere ein forenkla fjordmodell som viser kva som skjer med skråningsstabiliteta ved tsunami eller jordskjelv (Fig. 4.22). Det var nødvendig å justere ned kohesjonen til glasial leire frå 14 til 10 (Tabell 4.9) for å få eit stabilt startpunkt i fjordmodellane. I tillegg vart

dagens havnivå eliminert i fjordmodellane og erstatta med tsunamibølgje havnivå frå Storegga tsunamien (8100 år sidan) modellert av Bondevik et al. (2005), slik at modelleringa kan få ei relativ tilnærming til havnivåsvingingane i perioden tsunamibølgja dominerte.

Til å bestemme sikkerhetsfaktoren anvendar Slide2 Mohr Coulombs likninga, som skildrar eit lineært forhold mellom normal- og skjærspenningar (maks- og min spenningar) ved brot i lagrekkja. Mohr Coulombs likninga baserer seg på tre faktorar; kohesjonen til ein jord- og bergart (C), den normale effektive stresspenninga (σ) òg friksjonsvinkelen (φ) (Bareither et al., 2008). I tillegg anvendar Slide2 poretrykk (u) for jord-og bergart, kor den hydrauliske konduktiviteta (k) til jordartane er inkludert med ei antaking om at jordartane er vassmetta. Resultatet gjev ein indikasjon på kvar brotgrensa er og kva sikkerhetsfaktoren (F_s) er. $F_s = >1$ tydar på stabil skråning, medan $F_s < 1$ tydar på ustabil skråning med brotttilstandar.

Likning 1: $= C + (\sigma - u) * \tan\varphi$

3.7 Programvarer

I dette delkapittelet vart forskjellige programvarer som har vorte nytta til å lage kart og figurar, produsere batymetri, modellere skråningsstabilitet, kalibrere radiokarbonalder og tolke seismiske profilar presenterast.

3.5.1 Avizo Fire 3D Analysis

Avizo Fire 3D Analysis er eit program som viser CT-bilder med mulighetar for å endre tettleiksgraden i forskjellige fargeskala. I dette studiet har 3D bilete frå Avizo vorte lagra og modifisert i CorelDraw og korrelert i med litostratigrafien til kjerne GS20-229-12GC.

3.5.1 ArcGIS Pro

ArcGIS Pro er eit geografisk kartprogram utvikla av Esri. I dette studiet har ArcGIS Pro vorte nytta til å lage oversiktskart av studieområdet i Sulafjorden og på Hareidlandet.

3.5.2 CorelDraw Graphics Suite v.2022

CorelDraw Graphics Suite er eit vektorbasert teikneprogram. I dette studiet har teikneprogrammet vorte nytta til å teikne og modifisere figurar samt til framstilling av seismo- og litostraigrafi.

3.5.3 Slide2

Slide2 er eit 2D skråningsstabilitetsprogramvare som er mykje anvendt til å analysere eigenskapar til materialar i modellstudium. I dette studiet har Slide2 vart nytta til å modellere skråningsstabiliteten i Sulafjorden, med fokus på effektane av geofarene; jordskjelv og tsunami.

3.5.4 ReefMaster v.2.0

ReefMaster er ei programvare som nyttar data frå ekkoloddfiler til å produsere eit 3D batymetrisk kart. I dette studiet har ReefMaster vorte nytta til å produsere batymetriske kart av innsjøbassenga, Fjellsvatnet og Løsetvatnet, på Hareidlandet. Batymetrisk data vart vidare lagt inn i Google Earth som eit kartlag i eit satelittbilete av området lokalitetane er lokalisert.

3.5.5 OxCal v.4.4

OxCal v.4.4 er eit program som kan utføre radiokarbonkalibreringar av marine og terrestriske prøver samt framstille kronologisk informasjon. I dette studiet har OxCal v.4.4 vorte nytta til å lage aldersmodellar av kjerner frå Hareidlandet og Sulafjorden.

3.5.6 Petrel v.2019

Petrel er eit program utvikla av Schlumberger, som gjer det mogleg å tolke seismisk data. Med utgangspunkt i tolka 2D TOPAS-profiler, kan Petrel lage ein 3D-modell som gjer det mogleg å utføre korreleringar av tolka reflektorar og einingar i Sulafjorden. Petrel har vorte anvendt til å korrelere kjerneprøvar i seismikken, kor det då vart laga ein hastighetsmodell med sedimenthastighetar utrekna av Anna Aase; ca. 1480 m/s for vassøyla og 1530 m/s for holocene avsetjingar i fjordstratigrafien. Petrel tillèt å kalkulerer mektigheta til tolkingane, framstilt som mektighetskart. I dette studiet har Petrel vorte nytta til å gjere seismiske tolkingar av TOPAS-profiler frå F/F G.O. Sars samt Sparker profil frå M/S Fugro Synergy.

3.5.7 Mareano

Mareano er eit tverrfagleg program utvikla av aktørane; Havforskningsinstituttet, NGU og Kartverket, og inneheld forskjellige databasar og kartlag av havbotn. I dette studiet er programmet nytta til å hente ut batymetrisk data frå Sulafjorden, i både grå- og blåskala.

4. Resultater

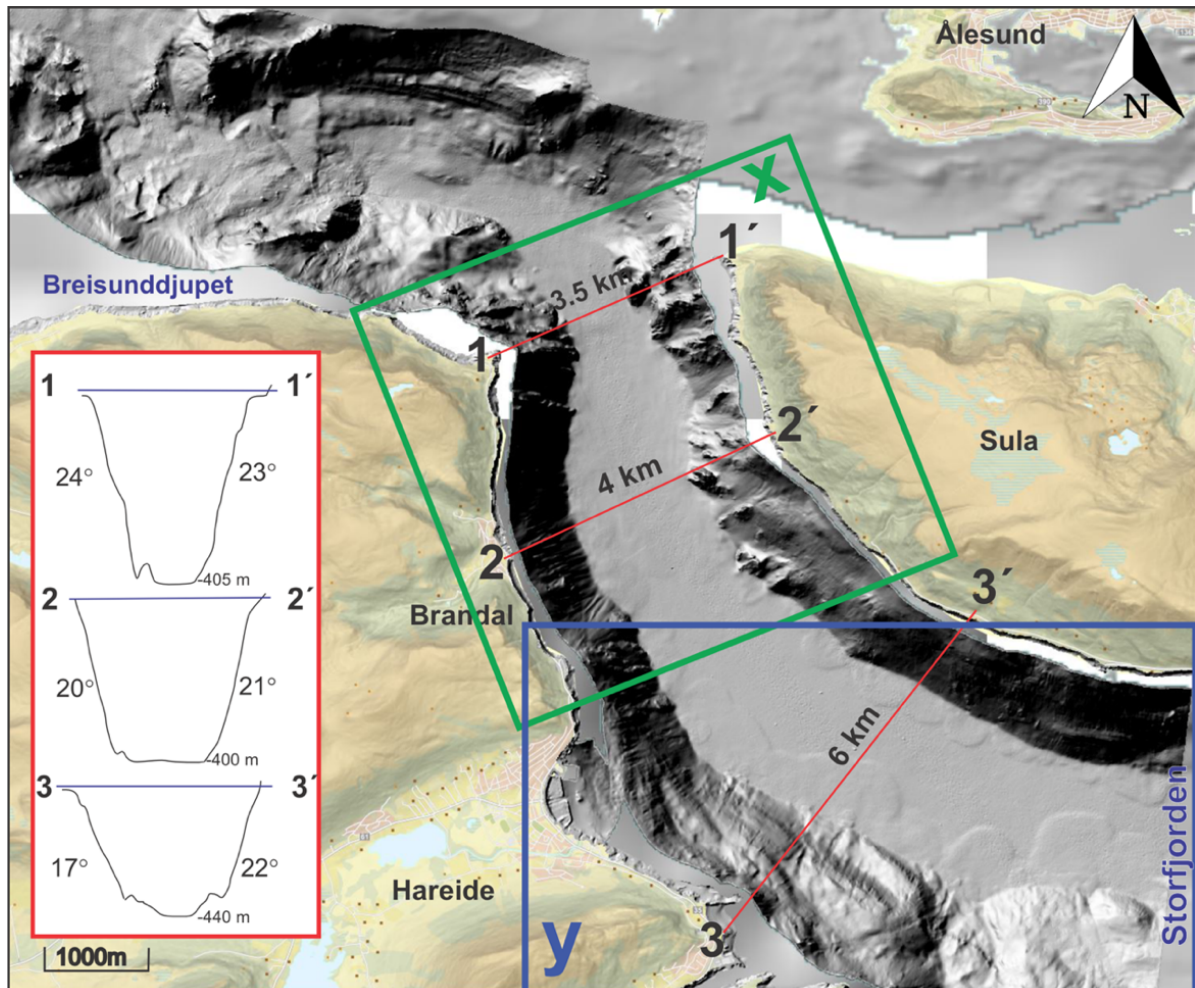
I dette kapitlet er resultat frå innsamla data frå studieområda Sulafjorden og Hareidlandet presentert. Innsamla data frå Sulafjorden er batymetrisk- og geofysisk data samt destruktive og ikkje-destruktive analysar av ti marine sedimentkjernar. Frå Hareidlandet er innsamla data batymetri og fire lakustrine sedimentkjernar samt vart det utført kartlegging av landformer rundt Fjellsvatnet. Følgjande kapittel presenterer resultat frå fem marine kjerner og to lakustrine kjerner, kor dei ved kvar sine lokalitetar er representert som referansekjerner for stratigrafien. Litostratigrafien er presentert med fokus på struktur, tekstur og XRF-data. Deretter er resultater frå AMS ^{14}C -dateringar frå studiet presentert. I tillegg er det vorte supplert med marine dateringsresultat frå Fugro og Mikalsen et al. (2001) samt terrestriske dateringsresultat frå Bondevik et al. (2012) for kunne utføre ein regional korrelering av kalibrert ^{14}C -alder. Til slutt er resultata frå modelleringa av skråningsstabiliteten i Sulafjorden presentert.

4.1 Batymetrisk data

I dette delkapitlet er batymetrisk data frå Sulafjorden og Hareidlandet presentert. Det er interessant å undersøkje opphavet til avsetjingane, om det er frå strandsona, frå fjordflankane eller frå andre fjordar/sund som er knyta til Sulafjorden. I tillegg vart Lidar terrengmodell av landformer ved Fjellsvatnet presentert.

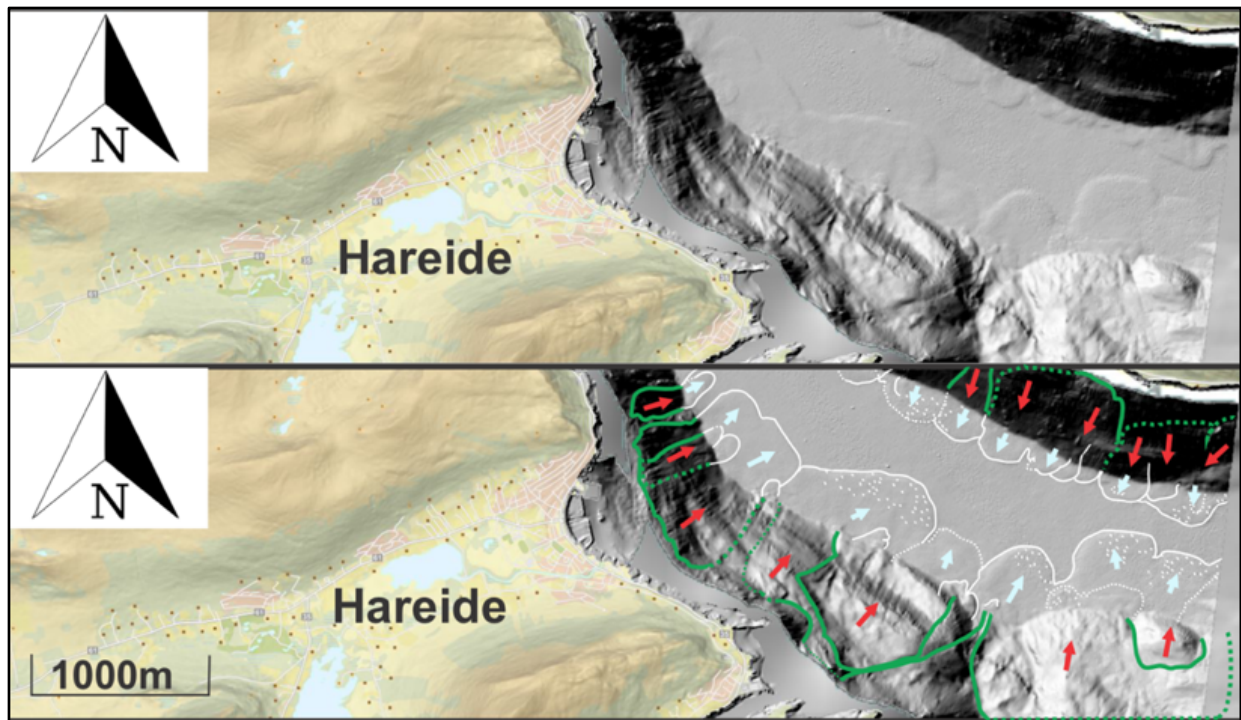
Sulafjorden – botntopografi og skredførekomst

Eit batymetrisk datasett med skyggerelieffkart frå Mareano har ei celleopløysing på 50 m, og har vorte nytta til å kartlegge skredførekomsten i Sulafjorden (Fig. 4.1; Kartverket, 2022c). Frå batymetrisk data er det mogleg å identifisere og kartlegge forskjellige morfologiske trekk på skredlobene som førekjem i Sulafjorden. Generelt har havbotntopografien i Sulafjorden ein ujamn overflate langs fjordskråninga både i vest og aust, noko som tydar på skredaktivitet med forskjellig utlaupsdistansar mot fjordbotn. Fjordkantane (nedre del av fjordskråninga) har markante ryggar langs nedre del, kor skredmateriale mest sannsynleg har transportert progressivt via eroderte kanalar mellom ryggane og vorte avsett ved fjordkantane.



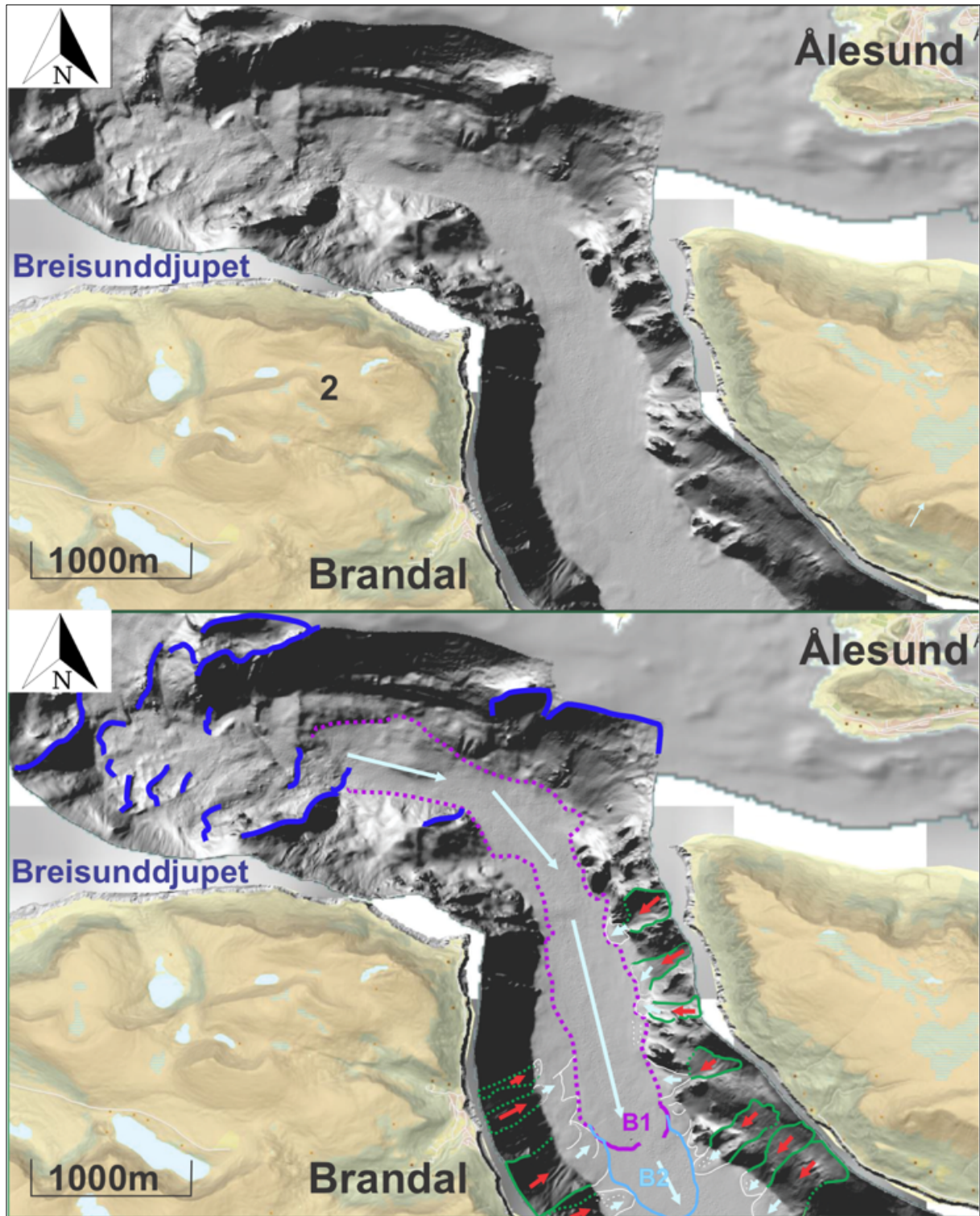
Figur 4.1: Skuggelagt batymetrisk kart frå Sulafjorden (Modifisert frå Kartverket, 2022c). Kartet viser oversikt av batymetrien i Sulafjorden frå nordvest til sørvest. Raud boks inneheld tre tversnitt av Sulafjorden; 1) nordleg del, 2) midtre del og 3) sørleg del av fjordbassenget. x) grøn firkant representerer batymetrien i nordleg del. y) blå rektangel representerer sørleg del av Sulafjorden.

I Figur 4.1 er den sørlege delen av Sulafjorden representert med blå ramme (y). Sør i Sulafjorden er fjorden breiare, ca. 4-6 km, og bassensidene er ca. 17° - 22°. Botntopografien er karakterisert som ujamn i fjordbotn, medan langs fjordkanten er topografien meir kupert, dette indikerer skredlober med forskjellig sedimentmektighet og utbreiing (Fig. 4.2). Skredlobene som er observert er generelt lite utbreidd og har korte utlaupsdistansar, og det tyda på at sedimentkjelda er frå fjordskråninga. Liten utbreiing kan tyde på at det lite sedimenter lagra på dei bratte fjordskråningane. Nokre skredlober observert søraust for Brandal skil seg ut med eit morfologiske karakter som liknar ei grop i overflata på skreda, dette kan indikerer hurtig og massiv transport av skredmateriale ved dei bratte fjordskråningane (Fig. 4.2).



Figur 4.2: Batymetrisk data frå Sulafjorden (Modifisert frå Kartverket, 2022c). Kvite linjer indikerer skredavsetjingar frå fjordskråninga. Grøn linje indikerer utløysingsområdet. Raude piler viser utlaupsretninga. Lyseblå piler viser utbreiinga til skredavsetjingane.

I Figur 4.1 er den nordlege delen av Sulafjorden representert med grøn ramme. Nord i Sulafjorden er det identifisert ein smal terskel ved omlag 375 m vassdjup (Fig. 4.3). Terskelen skil Sulafjorden frå Breisunddjupet som ligg nordvest. Fjorden er ca. 3,5 km brei og bassensidene er relativt bratte, ca. 23 – 24°. Skredførekomsten er dominert av to tydelege langsgåande skred frå Breisunddjupet, der strukturar på overflata gjev ein indikasjon på generasjonar av langsgåande skred.



Figur 4.3: Batymetrisk data frå Sulafjorden (Modifisert frå Kartverket, 2022c). Kvite linjer indikerer skredavsetjingar frå fjordskråningane. Lilla linjer indikerer langsgåande skredavsetjingar frå Breisunddjupet. Grøn linje indikerer utløysingsområdet. Raude piler viser utlaupsretninga. Lysblå piler viser utbreiinga til skredavsetjingane. Mørkeblå linjer indikerer losneområder ved Breisunddjupet.

Hareidlandet – batymetrisk data og Lidar terrengmodell

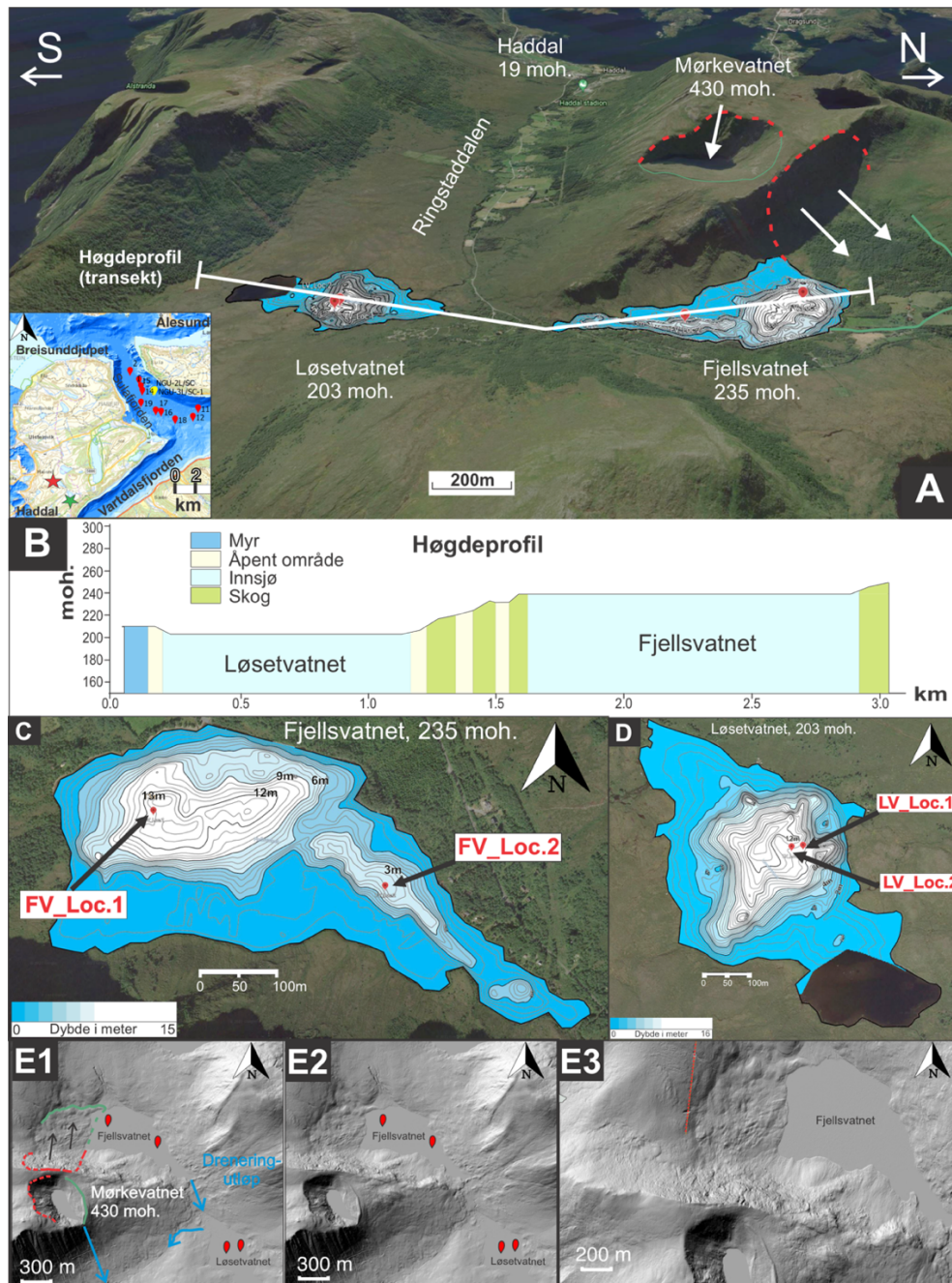
I forkant av feltarbeidet på Hareidlandet (september 2021), vart Lidar terrengmodellar undersøkt for å kunne avdekke eventuelle jordskredhendingar (Fig. 4.4, E3) (Høydedata, 2022). Det vart observert haugete landskap i vestenden av Fjellsvatnet som skilde seg ut frå det omkringliggjande landskapet (Fig. 4.4, E3). Denne observasjonen var dermed motivasjonen for feltarbeidet, kor det då var ein hypotese om at dette kunne vera eit jordskred, som i tilfelle hadde vore utløyst av eit jordskjelv, fordi lokaliteten ligg langt over tsunami oppløpshøgda, 12 m (Bondevik et al., 2005).

Lidar terrengmodell viser at landformen sørvest for Fjellsvatnet, ved fjellet Flåna (630 moh.) er det ifølgje geomorfologiske indikasjon ein botn, Mørkevatnet 430 moh (Fig. 4.4. E1, E2) (Kartverket, 2022d). Langs nordaustleg side av botnen, er det observert tre lange ryggar med usortert lausmateriale, tolka til å vera morenerygg. Den ytste ryggen er størst både i lengde og breidde, og gjev ein indikasjon på at isbreen har hatt ei utbreiing mot øst. Den midtre og inste ryggen er noko mindre og har hatt ei utbreiing i søraustleg retning. Generasjonane av moreneryggar illustrerer periodevis krymping av botnbreen. I motsett side av Mørkevatnet er det observert ei ruglete og forvittra fjellside, dette kan ha vore påklistringsfeltet til lokal glasiasjon. Nede ved Fjellsvatnet er det òg observert ei ruglete og forvittra fjellside, men med større kantete blokker langs fjellsida og nedover mot Fjellsvatnet. Ved befaring langs Fjellsvatnet vart det observert stor førekomst av blokker med eit tynt vegetasjonsdekke (Fig. 4.4, A). Førekomsten av kantete blokker stoppa ved nordenden av Fjellsvatnet. Basert på geomorfologien, kan det tyde på at det var vore tilstadevêrelse av glasiasjon på vestsida av innsjøen, med eit påklistringsfelt på fjellsida i sør (Fig. 4.4, A, E1, E2, E3). Basert på geomorfologien som er observert i områda, er det sannsynleg at det har eksistert lokale glasiasjonar frå YD både i botnen i Mørkevatnet og ved Fjellsvatnet, som mest sannsynleg ikkje smelta vekk etter at YD-isdekket trakk seg tilbake frå Sunnmøre. Påstanden kan underbyggjast med førekomsten av yngre dryas sekvens med høg sedimentasjonsrate i kjerneprøvane frå Fjellsvatnet (Fig. 4.20).

Batymetrisk data innhenta på Hareidlandet er presentert i Figur 4.4. A, og viser korleis innsjøane er lokalisert i forhold til kvarandre. Det er òg presentert eit høgdeprofil i S-N – retning som viser topografien ved innsjøane Løsetvatnet og Fjellsvatnet (Fig. 4.4, B).

Løsetvatnet er ca. 950 m lang og ca. 500 m brei, men vart gradvis smalare i både nordvestleg- og søraustleg ende av innsjøen. Batymetrien gjev ein indikasjon på at innsjøen i hovudsak har eit sedimentbasseng ved det djupaste punktet med grunnare botntopografi langs kanten (Fig.

4.4, D). Fjellsvatnet er ca. 1,3 km lang og ca. 0,5 km brei i nordvestleg basseng og 0,25 km brei i søraustleg del. Batymetrisk data gjev ein indikasjon på at det er ein grunn terskel på ca. 2 m som deler Fjellsvatnet i to basseng. Kjerne FV_Loc.1 vart innhenta i indre basseng og kjerne FV_Loc.2 frå det ytre bassenget (Fig. 4.4, C).


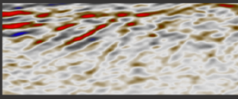


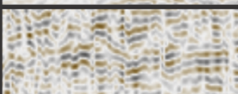


Figur 4.4: A: Oversiktskart av innsjøane Løsetvatnet (LV, grøn stjerne) og Fjellsvatnet (FV, raud stjerne) på Hareidlandet. B: Transekt vist med kvit linjer i A representerer høgdeprofil av LV og FV. C: Batymetri frå FV med to kjernelokalitetar; FV_Loc.1 og FV_Loc.2. D: Batymetri frå LV med to kjernelokalitetar; LV_Loc.1 og LV_Loc.2. E1: tolka Lidar terrengmodell av landform ved FV. E2: ikkje tolka Lidar terrengmodell av landform ved FV. E3: Lidar terrengmodell som zoomar inn på landskapet ved vestenden av Fjellsvatnet, raud farge markerer vestleg grense kor blokkene førekom (Kartverket, 2022d).

4.2 Seismostratigrafi

Den seismostratigrafiske skildringa i denne oppgåva er avgrensa til øvre del som representerer holocen. Nedre del av stratigrafien representerer pleistocen og er omtalt i Martin Andersen Høie si masteroppgåve. I dette studiet har TOPAS-linjer innhenta av UiB vorte nytta til å danne ei regional oversikt over stratigrafien i Sulafjorden (Fig. 3.2). I tillegg har det vorte supplert med Sparker profil frå Fugro, frå eitt avgrensa område i nord (Fig. 3.1). Frå TOPAS-datasettet er tre lengdeprofil, TOPAS-linje 6, 7 og 19 valt ut basert på kvar kjernar med ¹⁴C-datering er plassert. TOPAS-linje 6 strekkjer seg ca. 20 km frå sørvest i Vartdalsfjorden til midtpunktet mellom Sulafjorden og Storfjorden. TOPAS-linje 19 er ca. 7,3 km og startar nord for Hareid og endar i inngangen til Storfjorden. TOPAS-linje 7 er ca. 28,5 km og startar ved Breisunddjupet og endrar i Storfjorden. I tillegg er to Sparker profil frå Fugro valt ut for å supplere med tverrprofil langs nordleg del av TOPAS-linje 7. Ved å kombinere seismisk datasett frå UiB og Fugro er det mogleg å kartlegge øvre del av fjordstratigrafien i eit regionalt perspektiv frå nordvest i Breisunddjupet til søraust mot Storfjorden (Fig. 4.6). Tolkingane er basert på fem regionale reflektorar (R0-R4). Desse dannar grunnlag for inndelinga av to uformelle seismostratigrafiske hovudeiningar, eining A (yngst) og eining B (eldst), basert på seismisk karakter. Eining A er vidare delt inn i to seismiske undereiningar, beteikna som undereining; A1 og A2, adskilt av reflektor R1 (Fig. 4.6). Eining B er delt inn i tre undereiningar, beteikna som B1, B2 og B3. Dei har felles reflektorar, R4 som botn av eininga og R3 som topp av eininga (Fig. 4.6). I dette delkapittel vart kvar reflektor og eining skildra i tråd med seismiske facies vist i Tabell 4.1, og deretter tolka.

Tabell 4.1: Oversikt av seismisk facies som er skildra i seismostratigrafien. Geofysisk data som er vorte nytta som døme er henta får undersøkte seismiske profil frå UiB og Fugro.

Facies	Døme frå geofysisk data	Seismisk karakter
A		Kaotiske og diskontinuerleg. Låg amplitude.
B		Kompleks med deformasjon. Moderat til høg amplitude.
C		Stratifisert m/ interne reflektorar. Låg amplitude.
D		Parallell til bølgete. Semi-kontinuerleg til kontinuitet. Låg til moderat amplitude.
E		Sub-parallelle. Semi-kontinuerleg. Låg til moderat amplitude.

4.2.1 Seismostratigrafisk Eining B

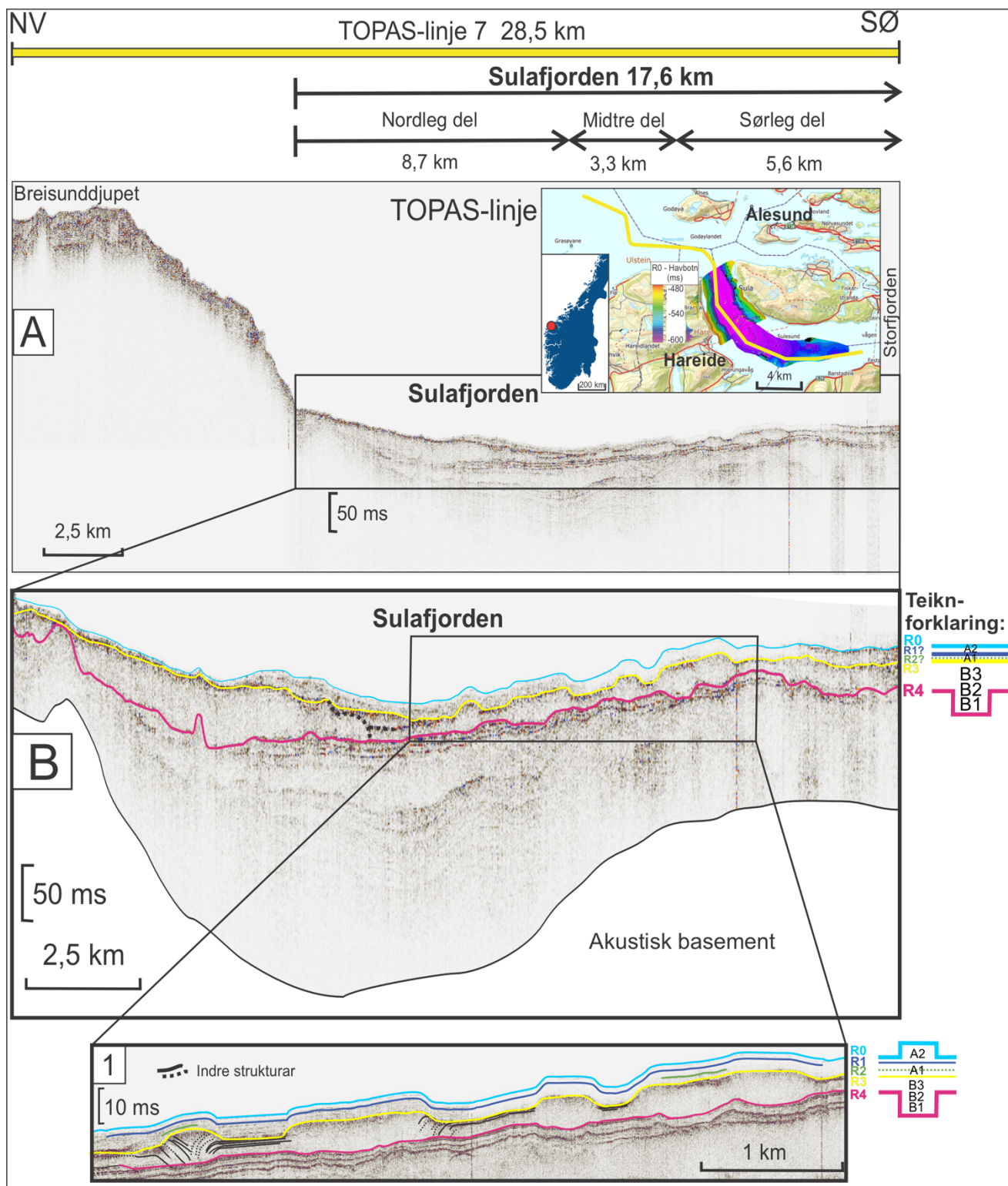
Seismostratigrafisk eining B utgjer den nedste seismostratigrafiske eininga kor nedre grensa er definert av reflektor R4 karakterisert med høg amplitude (Fig. 4.6). Basert på seismiske facies og aldersmodell frå daterte kjernar (Tabell 4.1) (delkapittel 4.3) markerer denne reflektoren omtrent overgangen mellom yngre dryas og holocen. Eininga er karakterisert som uavhengige transparente/kaotiske lag med sporadisk førekomst av deformerte indre reflektorar med moderat til høg amplitude (Tabell 4.1 A) (Fig. 4.6). Desse reflektorane er identifisert både i toppen av eininga, men òg mellom dei transparente/kaotiske laga i eininga. Basert på manglande funn av regional reflektor i eining B er eining B difor delt inn i tre undereiningar B1, B2 og B3, som representerer to fasar med skred i same hending. Første fase er representert av B1, medan andre fasen er representert av skreda B2 og B3. B1 er representert som eit langsgåande skred med transparent/kaotisk eining og har utløp frå Breisunddjupet til Brandal, og stoppar proksimalt på ein sekvens med stratifisert sand i hemipelagisk avsetjing (Tabell 4.1) (Fig. 4.6). Sedimentmektigheta er ca. 15 – 19 m (Fig. 4.12). B2 er representert av mange små individuelle skred frå fjordskråninga i den andre fasen i same hendinga, og er karakterisert som eit transparent/kaotisk lag med deformerte indre reflektorar med høg amplitude (Tabell 4.1) (Fig. 4.6; Fig. 4.10). B2 har korte utløpsdistansar med moderat grad av erosjon ned til reflektor R4 (Fig. 4.6). Sedimentmektigheta er ca. 9,2 m (Fig. 4.10). B3 er representert som det andre skredet i andre fasen, og er karakterisert som ein langsgåande transparent/kaotisk eining med ein høg amplitude som draperer topografien til underliggjande fase, B1 (Tabell 4.1) (Fig. 4.8). Sedimentmektigheta er noko mindre samanlikna med B1, ca. 7,6 m (Fig. 4.12). Utløpet er 600 meter lengre sør i forhold til B1, og eroderer ned i turbiditten som er avsett av B1, dermed er B3 definert av reflektor R3 som topp, slik som dei andre skreda i fasane (Fig. 4.6).

Tolking: Basert på den seismiske karakteren i eining B er eininga tolka til å vera to fasar med skred som vart avsett i same hending i tidleg holocen. Eininga er kaotisk og har høg sedimentmektighet, som eit resultat av skredavsetjingar frå mange små individuelle skred frå fjordskråningane på begge sider av fjorden og frå Breisunddjupet. Det er relativ lik sedimentmektighet over skredavsetjingane i eining B, dette tydar på at dei er avsett nokolunde samtidig, og at det sannsynlegvis er ein felles regional utløysingsmekanisme. Dette vil bli meir tolka og diskutert i kapittel 5.

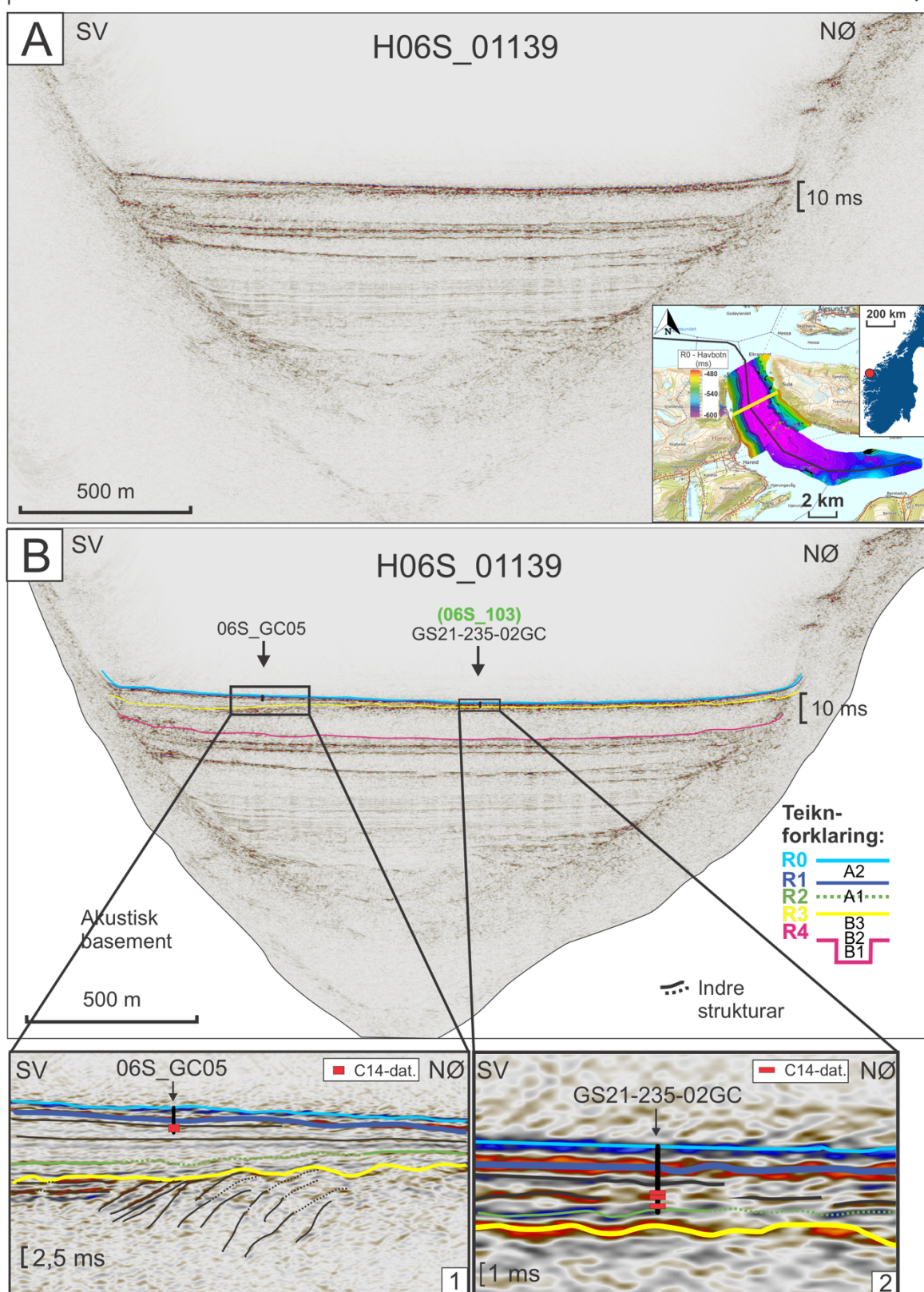
4.2.2 Seismostratigrafisk Eining A

Seismostratigrafisk eining A representerer den øvste seismostratigrafiske eininga, kor nedre grensa er definert av ein kontinuerleg og tydeleg reflektor med høg amplitude (R1) som er observert langs TOPAS-linje 7 (Tabell 4.1) (Fig. 4.6). Eining A er i hovudsak karakterisert som sub-parallell til bølgete med låg til moderat amplitude med sporadisk førekomst av isolerte avsetjingar med transparent/kaotisk seismisk karakter (Tabell 4.1; Fig. 4.9). Dette dannar grunnlag for å dele eining A i to undereiningar; A1 og A2, med ein tydeleg regional reflektor (R1) som markerer overgangen mellom dei to undereiningane (Fig. 4.8). I A1 er reflektorane karakterisert som semi-kontinuerlege og sub-parallelle med låg og moderat amplitude i topp, medan i botn er reflektorane dominert av deformasjon og variabel intern seismisk karakter (Tabell 4.1; Fig. 4.9, 1). Sedimentmektigheta til A1 er relativ jamn ca. 5 – 7,5 ms (3,8 -5,7 m), frå nordvest til søraust i Sulafjorden (Fig.4.6, 2). I motsetning til A1, er A2 i hovudsak karakterisert som parallelle til bølgete reflektorar som draperer fjordtopografien med låg amplitude (Tabell 4.1) (Fig. 4.9). I nedre del av A2 er det observert isolerte avsetjingar med transparent/kaotisk seismisk karakter, og proksimalt er det observert sub-parallelle og semi-kontinuerlege reflektorar (Tabell 4.1). Sporadisk er det òg observert deformerte reflektorar i konkav form (Fig. 4.9). Sedimentmektigheta til A2 er varierende, ca. 1- 4 ms (0,7 -3 m) frå nordvest til søraust i Sulafjorden (Fig. 4.6). I nedre del av seismostratigrafisk eining A markerer ein regional reflektor toppen av turbiditt avsetjinga, R2, og har låg/moderat amplitude og opptretr diskontinuerleg.

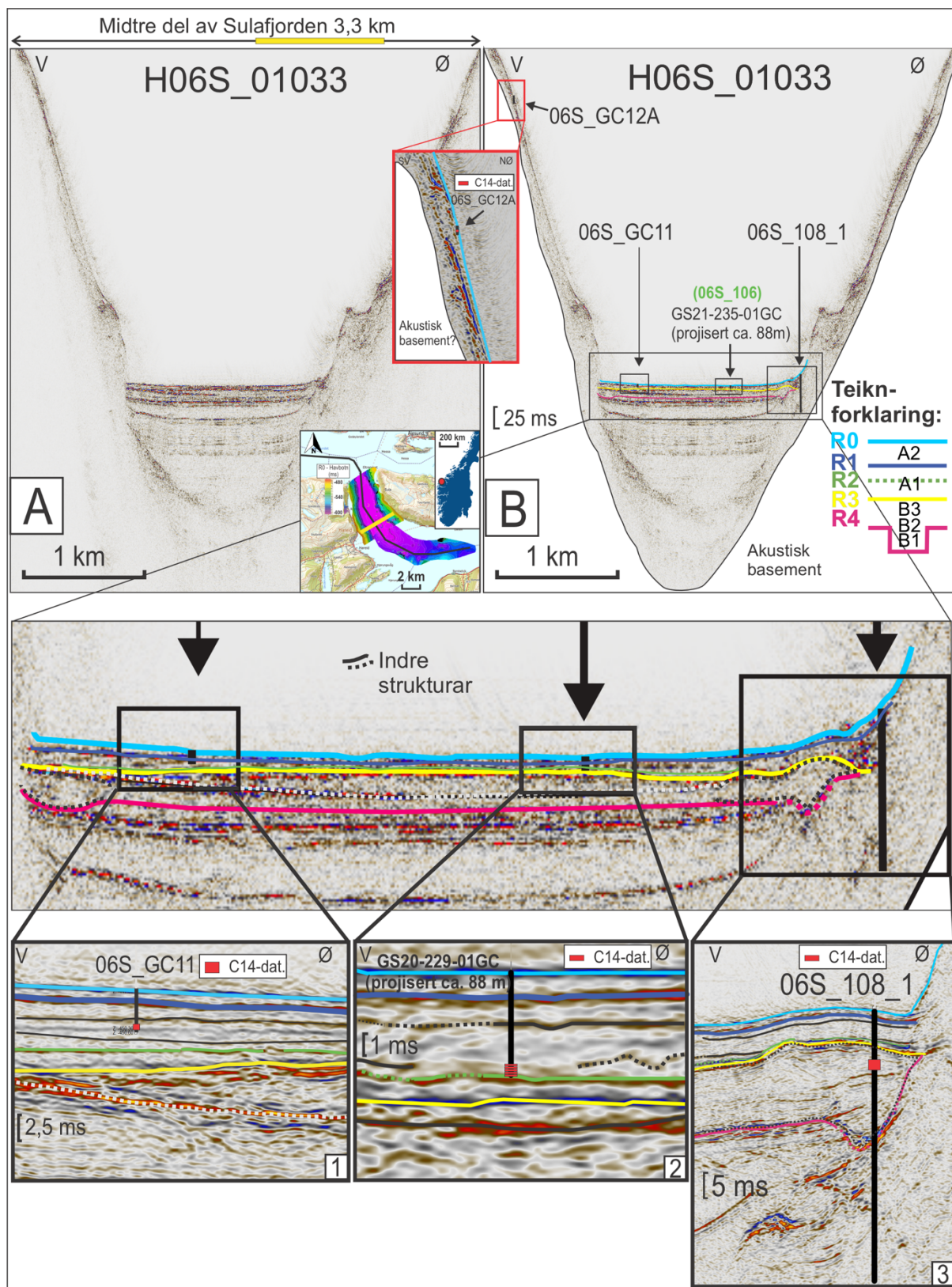
Tolking: Basert på den seismiske karakteren i eining A er eininga tolka til å representere hemipelagiske sedimenter med isolerte skredavsetjingar som kan ha vorte avsett i ein periode med høgare skredaktivitet på fjordskråninga. Marin leire og silt dominerer i hemipelagiske avsetjingar, kor amplituden er relativ låg ettersom det er lite variasjon i tettleik. Stratifisert marin leire og silt ved ryggar langs fjordkanten (nedre del av fjordskråninga) er tolka å vera konturitt. Skredavsetjingar derimot er ofte usortert og vil då gi større utslag på tettleiksvariasjonen, dermed er reflektorane tydelege og viser høg amplitude. Årsaka til at R1 er definert mellom undereiningane og ikkje mellom hovudeiningane, er fordi den er identifisert som kontinuerleg og med høg amplitude, og kan vera eit resultat av ein regional hending som har utløynt materiale med høg tettleik, som t.d. skredavsetjingar. I nedre del av seismostratigrafisk eining A er den regionale reflektoren, R2 sporadisk identifisert over seismostratigrafisk eining B. R2 tydar på å vera øvste grensa til ein større regional hending, som utløyse eining B.



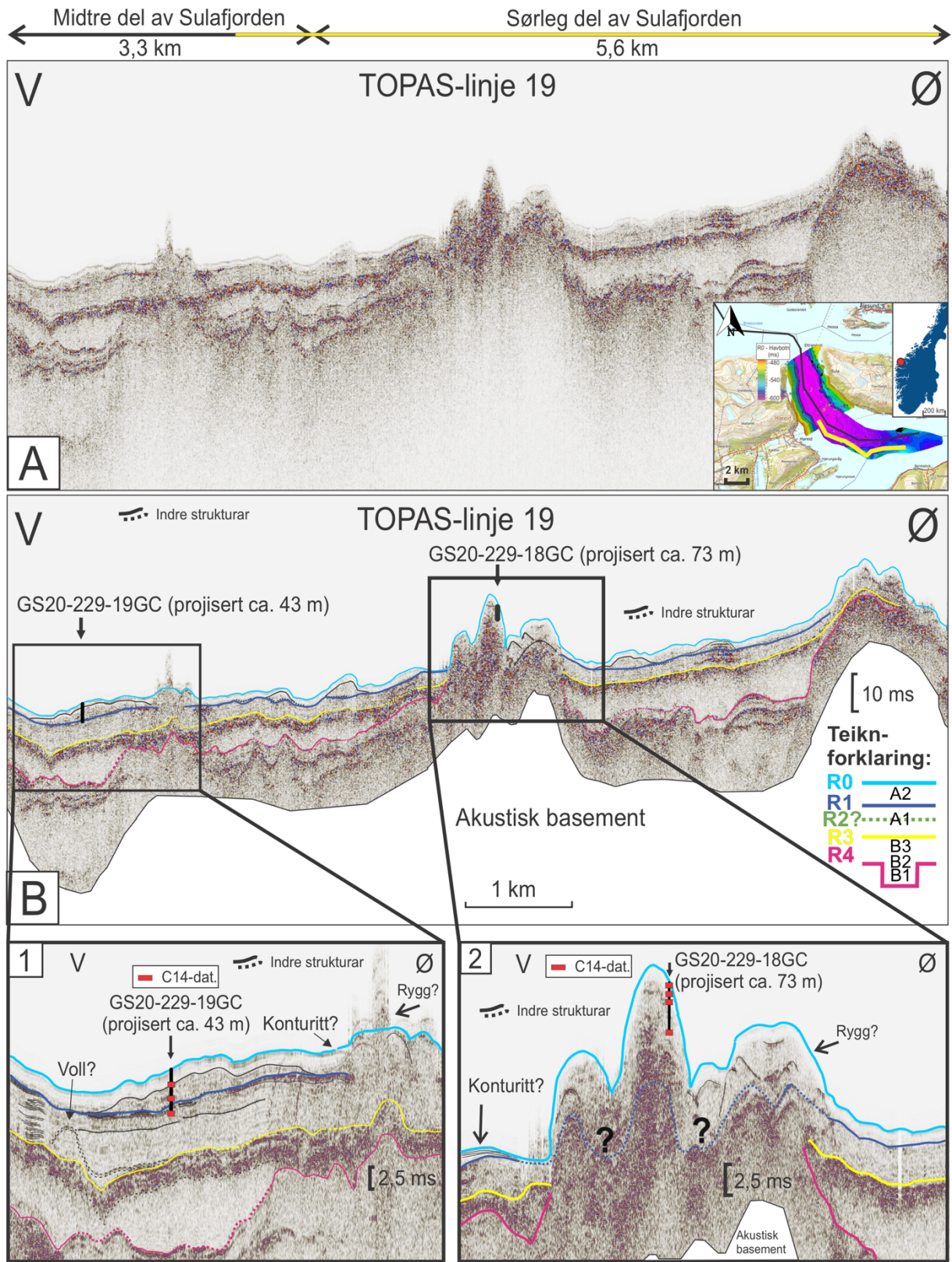
Figur 4.6: A: seismisk lengdeprofil TOPAS-linje 7 strekkjer seg ca. 28,5 km frå ytre del av Breisunddjupet og inn til Sulafjorden, og endar ved inngangen til Storfjorden. 1: viser zooma versjon av Sulafjorden med tolka seismiske linjer.



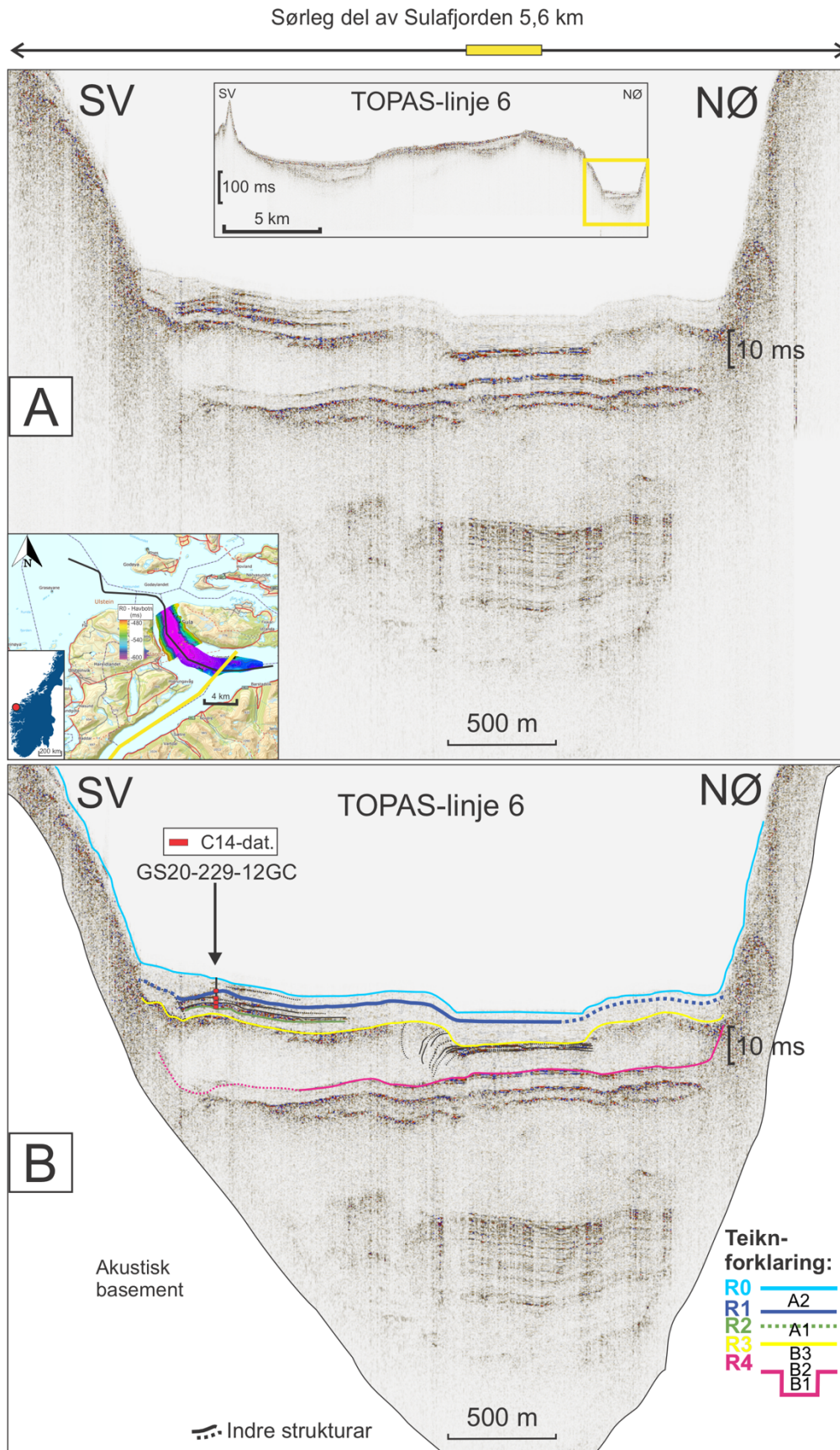
Figur 4.7 A: Ikkje tolka versjon av seismisk tverrprofil H06S_01139, tverrprofilen er markert med gult i oversiktskartet og korrelert med TOPAS-linje 7. B: Tolka versjon. 1: Utsnitt av kjernelok.: kjerne 06S_GC05. 2: utsnitt av kjernelok.: GS21.235-02GC, *Kjernelok. 06S_103 er markert med grønt og representerer ein av Fugro sine djupe geotekniske boreprøvar.



Figur 4.8. A: Ikkje tolka versjon av seismisk tverrprofil H06S_01033, tverrprofilen er markert med gult i oversiktskartet og korrelert med TOPAS-linje 7. B: Tolka profil. 1: Utsnitt av kjernelok.: 06S_GC11. 2: Utsnitt av kjernelok.: GS20-229-01GC. 3: Utsnitt av kjernelok.: 06S_108_1. *Kjernelok. 06S_106 er markert i grønt og representerer ein av Fugro sine djupe geotekniske boreprøvar.



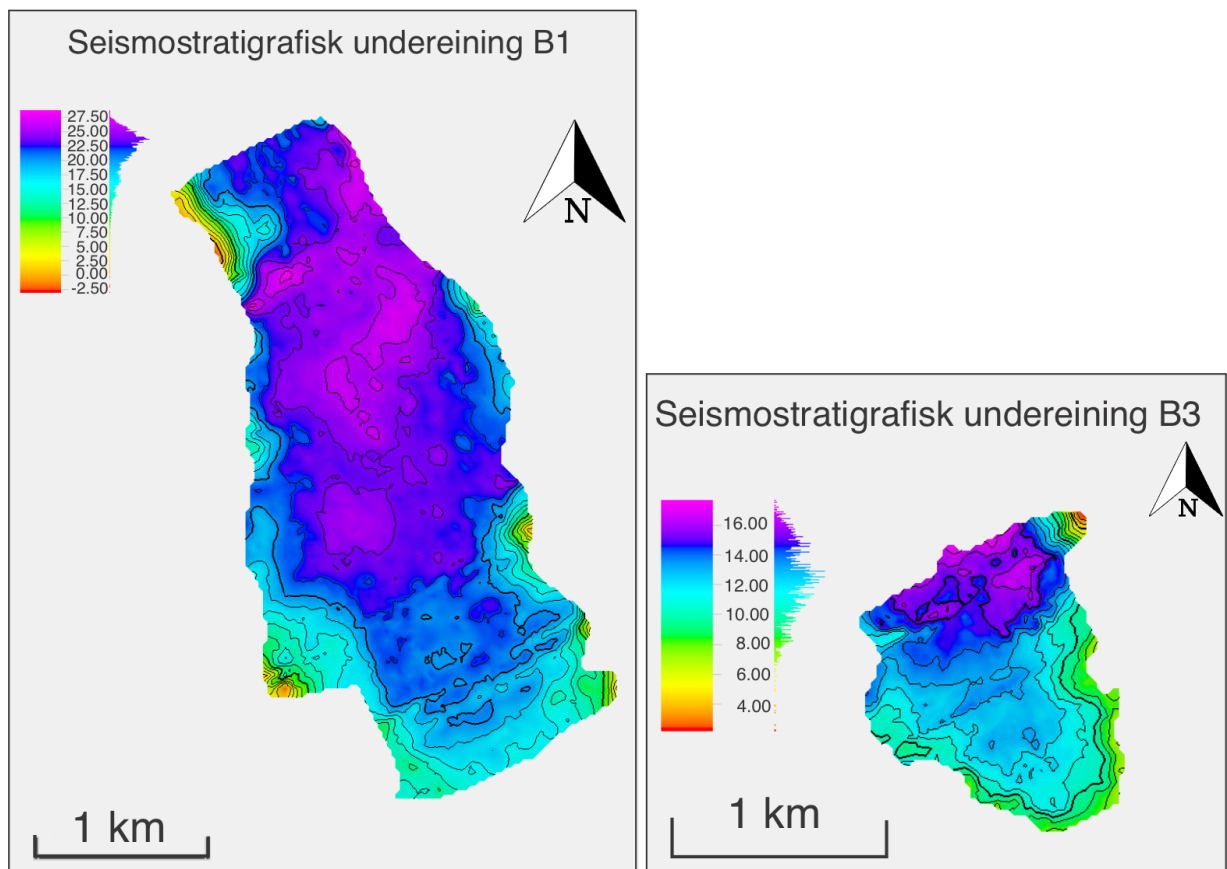
Figur 4.9. A: Ikkje tolka versjon TOPAS-linje 19, lengdeprofilen er markert med gult i oversiktskartet og korrelert med TOPAS-linje 7. B: Tolka versjon av TOPAS-linje 19. 1: Utsnitt av kjernelok.: GS20-229-19GC. 2: Utsnitt av kjernelok.: GS20-229-18GC.



Figur 4.10: A: Ikkje tolka versjon av seismisk lengdeprofil TOPAS-linje 6, lengdeprofilet er markert med gult i oversiktskartet og korrelert med TOPAS-linje 7. B: Tolka versjon av TOPAS-linje 6.

4.3 Mektighetskart

Basert på seismiske tolkingar i Petrel har seismiske horisontar vorte konvertert til overflatekart som viser mektigheta til bestemte tolkingar. I Figur 4.12 er mektigheta til seismostratigrafisk underreining B1 estimert å vera mellom 20 – 25 ms (ca. 15 – 19 m), kor mektigheta er størst ved skråninga mot Breisunddjupet. Mektigheta til B3 er i gjennomsnitt 10 ms (7,6 m) og har ein utynnande mektighet i retning sør.



Figur 4.12: Mektighetskart. Kartet til venstre viser mektighetskart av seismostratigrafisk underreining B2, medan kartet til høgre viser mektighetskart av seismostratigrafisk underreining B3.

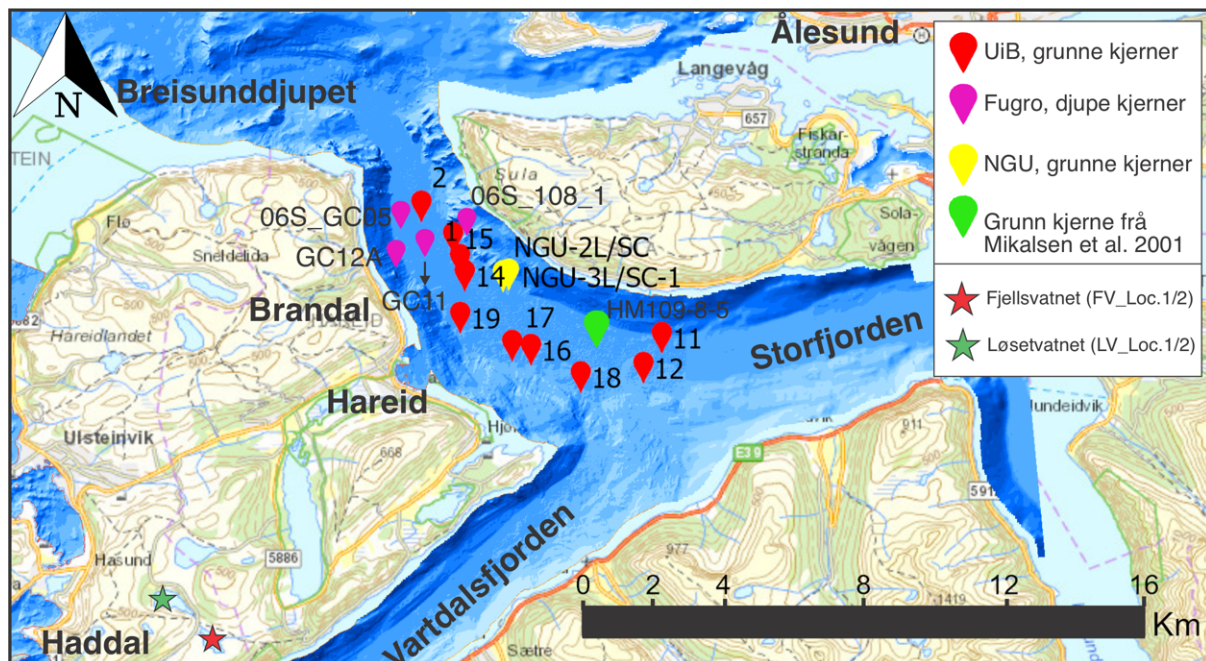
4.4 Litostratigrafi

I dette delkapittelet er resultatene frå kvar enkelt kjerne presentert, både marine (Tokt: GS20-229 og GS21-235) og lakustrine (FV: Fjellsvatnet og LV: Løsetvatnet). Med utgangspunkt i resultatene frå kjerneanalysane er kjernane delt inn i litologiske uformelle hovud- og underreiningar. Skildring av litostratigrafien i dei marine kjernane har vorte utført for å kunne kartlegge avsetjingsprosessar i Sulafjorden. Oversikt over kjernelokalitetane er presentert i Figur 4.13. Ein oversikt over ^{14}C -dateringar er presentert i Tabell 4.3 og Tabell 4.4.

Klassifikasjon av avsetjingsprosessar som er identifisert i litostratigrafien er vist i Tabell 4.2.

Tabell 4.2: oversikt over dei tre forskjellige avsetjingstypene som er identifisert i litostratigrafien med skildring av karakteristisk tekstur og struktur samt fargekode, som er identisk med fargekoden frå kjerneloggane.

KLASSIFIKASJON AV AVSETNINGSPROSESSAR					
VERTIKAL		NEDADRETTTANDE			
Hemipelagisk avsetning	Tekstur/struktur	Massestraum avsetning	Tekstur/struktur	Turbiditt avsetning	Tekstur/struktur
GS20-229-19GC	Homogen Bioturbasjon Finkorna sedimenter	GS20-229-18GC	Kaotisk Kan innehalde klustar/sandlinser med leire, silt, sand eller organisk materiale Dårleg sortert	GS20-229-12GC	Normalgradert Erosiv base Uklar grense i topp Godt sortert
10 cm		5 cm		9 cm	



Figur 4.13: Oversiktskart som viser kjernelokalitetane som er undersøkt i dette studiet. Raud lokalitetar representerer UiB sine grunne marine kjerneprøvar. Gule lokalitetar representerer NGU sine marine kjerneprøvar (Bøe et al. 2004). Grøn lokalitet representerer marin kjerneprøve frå Mikalsen et al. (2001). Rosa lokalitet representerer Fugro sine djupe kjerner. Raud stjerne representerer to kjerneprøvar frå Løsetvatnet, medan grøn stjerne representerer to kjerner frå Fjellsvatnet.

4.4.1 Marine kjernar

GS20-229-12GC

GS20-229-12GC er ein 3,97 m lang fallkjerne som vart innhenta frå 420 m vassdjup i den sørlege delen av Sulafjorden (Fig. 4.13). Kjernen er delt inn i sju litologiske hovudeiningar (Fig. 4.14). Det vart ekstrahert fire prøvar for ^{14}C -datering ved 201, 253, 327 og 387 cm djup i kjernen (Tabell. 4.3).

Eining E7 (397 – 287 cm): Eining E7 representerer den nedste stratigrafiske eininga i kjernen, kor nedre grense er definert av botn til kjernen. E7 er karakterisert som siltig med jamn førekomst av skjellfragmenter og sporadisk førekomst av organisk materiale. CT-bildet viser svakt interne strukturar som representerer intakte gravgongar med usortert materiale. Ved djup 290-293 cm er det identifisert ei avlang sandlinse på ca. 1,5 cm med sand og skjellfragment. Fargen på eininga er vekslende lys- og mørk blågrøn. Ca-verdiane stig gradvis oppover medan resterande element viser lite variasjon. Skjærstyrken ligg i gjennomsnitt på ca. 15 kPa, med to større utslag på ca. 23 kPa ved djup 388 cm og 324 cm. Basert på intakte gravgongane samt førekomsten av organisk materiale, er sedimenta tolka til å vera hemipelagiske.

Eining E6 (287 – 263 cm): Eining E6 er karakterisert som ein sandavsetjing med ei erosiv grense i nedre del av eininga og ein oppfiningssekvens med høg grad av bioturbasjon til topp. Nedre grense av eininga er erosiv fordi sandig materiale frå E6 har erodert ned i E7. CT-bildet viser laminert struktur (283-278 cm) i sandlaget. I toppen av eininga viser CT-bildet kaotisk struktur. Fargen på eininga er blågrå. Elementa Br, Ca og Ti viser låge verdjar i sandlaget medan Zr viser høge verdjar. Basert på den erosive grensa og høge Zr-verdjar er sedimenta tolka til å vera turbiditt avsetjing.

Eining E5 (263 – 195,5 cm): Eining E5 er karakterisert som ei siltig avsetjing med sporadisk førekomst av sandlinser frå botn til topp. Frå 244 cm dominerer ein 10 cm sekvens med sub-horizontalt laminert struktur. Resten av eininga viser kaotisk struktur i følgje CT-bildet. Avlange sandlinser med sand og skjellfragment er identifisert ved 256, 228 og 217 cm. Elementa Br, Ca og Ti viser stigande verdjar frå botn til topp samtidig som Zr verdjar fell jamnt oppover. Skjærstyrken er varierende, med noko større utslag, ca. 15 -17 kPa, der sandlinser er identifisert. Basert på førekomsten av sandlinser og aukande organisk innhald er sedimenta tolka til å vera hemipelagiske, avsett i eit uroleg miljø.

Eining E4 (195,5 – 184 cm): Eining E4 er karakterisert som massiv sandig avsetjing med ei nedre erosiv grense og ein oppfiningssekvens med bioturbasjon til topp. Sanden i botn av

eininga er godt sortert og vidare opp i sekvensen endrar teksturen seg gradvis til dårleg sortert silt med jamn førekomst av skjellfragment og sandkorn. Ved dei nedste 4 cm viser CT-bildet massiv struktur med høg kornstorleik, etterfølgd av ein 5 cm sekvens med finkorna sub-horizontale laminerte struktur. Resterande struktur til topp av eininga er kaotisk.

Kornstorleikfordelinga definerer grensa i topp med ein overgangen frå sand til silt. Zr viser stabile høge teljingar, ca. 2000. Skjærstyrken har ei brå aukiing i botn, ca. 19 kPa og fell jamnt oppover til ca. 12 kPa. Førekomsten av sandlag og sortering frå grovt til fint frå botn til topp samt fluktuerande parameterar tydar på at sedimenta representerer turbiditt avsetjing.

Eining E3 (184 – 29 cm): Eining E3 er karakterisert som siltig med sporadisk førekomst av skjellfragment og bioturbasjon. Ved 77 – 75 cm er det identifisert ei sandlinse beståande av sand og skjellfragment. CT-bildet viser ein kaotisk struktur frå botn til topp med delvis intakte- og luftfylte gravgongar, dette kan vera ein indikasjon på stabiliserande periode med dårleg sortert tekstur samt stor førekomst av skjellfragmenter som dannar luftrom for organismar som dannar bioturbasjon. Fargen er vekslende lysgrå og olivengrå. Elementa viser generelt lite variasjonar i verdiane frå botn til topp av eininga. Basert på mengden bioturbasjon og lite endringar i XRF-parameterane er sedimenta tolka til å representere hemipelagiske sedimentar.

Eining E2 (29 – 10 cm): Eining E2 er sandig med delvis erosiv grense i nedre del av eininga og sporadisk førekomst av gravgongar og skjellfragment. Nedre grensa er definert som delvis erosiv dette fordi sedimenta kan ha vore vassmetta og oppnådd ein type vassplaning og reduserer då friksjonen til underliggjande sedimentar i E3. Ein karakteristisk gravitasjonsprosess som forårsaka slik avsetjing er massestraum (Elverhøi et al., 2000). CT-bildet viser kaotisk struktur med miksing av omkringliggjande sedimentar og intakte gravgongar. Fargen er lysgrå i nedre del og brungrå i øvre del av eininga. I partiet kor det er sand i eininga viser Zr og Ti høge verdiar samtidig som Br og Ca viser låge verdiar. Basert på nedre grensa til E2 og fluktuerande parameterar er sedimenta tolka til å vera massestraum avsetjing.

Eining E1 (10 – 0 cm): Eining E1 representerer den øvste stratigrafiske delen i kjernen. E1 er karakterisert som siltig med liten stratigrafisk variasjon. Nedre grensa til E1 har ein fargeendring i overgangen frå undereininga, frå brungrå til mørkebrun. CT-bildet viser lite strukturforandring. Elementa Br og Ca viser lågare verdiar frå botn til topp samanlikna med Zr og Ti som jamt får høgare verdiar til topp. På bakgrunn av fargeendring og tekstur er sedimenta tolka til å representere hemipelagiske sedimentar.

GS20-229-12GC

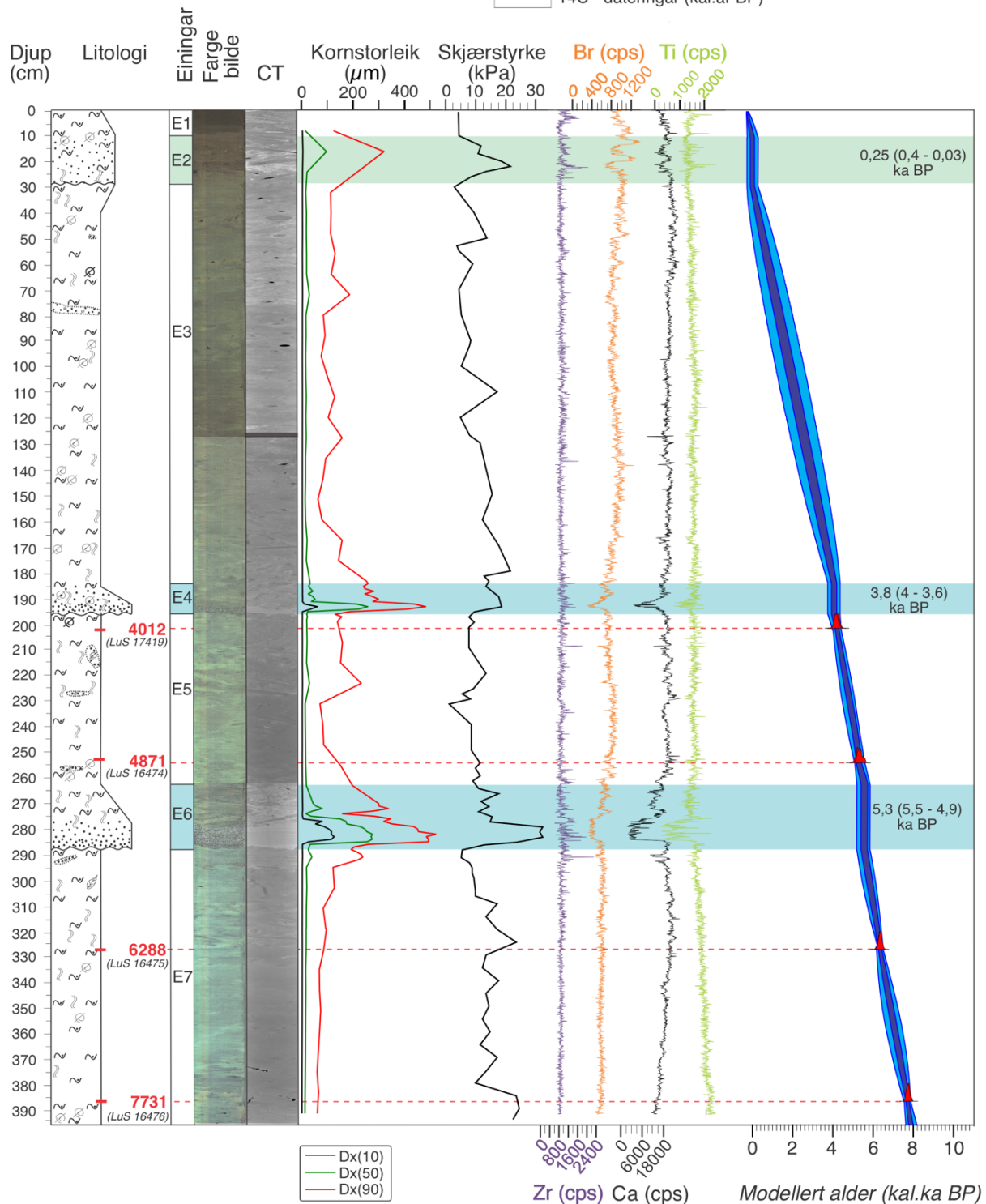
Kjernelengde: 397 cm
Vassdjupe: 420 m

Tolking:

- Hemipelagisk avsetjing
- Massestraum avsetjing
- Turbiditt avsetjing

Teiknforklaring

- Leire
- Silt
- Sand
- Skjellfragment
- Bioturbasjon
- Sandlinse
- Erosiv grense
- Organisk materiale
- 14C - dateringar (kal.år BP)



Figur 4.14: Kjerne GS20-229-12GC med litostratigrafisk skildring basert på visuell observasjon, fargebilde, kornstorleik, skjærstyrke, XRF-data. ^{14}C -dateringar med kalibrert medianalder er presentert ved litologien og som raud prosentfordelingskurve i aldersmodellen. Modellert alder for turbiditt- og massestraum avsetjingane er presentert med median (95,4 konfidensintervall).

GS20-229-18GC

GS20-229-18GC er ein 4 m lang fallkjerne som vart innhenta frå 427 m vassdjup i den sørlege delen av Sulafjorden (Fig. 4.13). Kjernen er delt inn i fem litologiske hovudeiningar (Fig. 4.15). Det vart ekstrahert to prøvar for ^{14}C -datering ved 84 og 138 cm djup i kjernen (Tabell 4.3).

Eining E5 (400 – 352 cm): Eining E5 representerer den nedste stratigrafiske eininga i kjernen, kor nedre grensa er definert av botn til kjernen. E5 er karakterisert som siltig leire med homogen struktur. Fargen er gråbrun. Elementa Zr og Ti viser jamt høge verdiar oppover. Kornstorleiken, Dx (90) er ca. 60-80 μm . Basert på kornstorleiken og mengden av Zr og Ti, er sedimenta tolka til å vera turbiditt avsetjing.

Eining E4 (352 – 174 cm): Eining E4 er karakterisert som siltig med jamn førekomst av skjellfragment og bioturbasjon frå botn til topp. Nedre grense til E5 er markert med ein gradvis overgang frå siltig leire til silt. Ved djup 251 – 254 cm er det identifisert ei avlang sandlinse som består av sand og skjellfragmenter. Strukturen er noko kaotisk i botn elles homogen. Fargen er lys grønblå i botn og endra seg gradvis til mørk gråbrun i topp. Elementa Br og Ca aukar gradvis oppover. Basert på førekomsten av sandlinse og grønblå farge er sedimenta tolka til å vera hemipelagiske.

Eining E3 (174 – 135 cm): Eining E3 er karakterisert som siltig med sporadisk førekomst av leire og jamn førekomst av skjellfragment og bioturbasjon frå botn til topp. Nedre grense til E4 er markert med ein fargeendring frå grågrøn til brun. Elementa Br og Ca viser jamt høge verdiar frå botn til topp. Kornstorleiken Dx (90) er ca. 80 μm . Basert på fargeendring og høgare innhald av organisk innhald (Br) er sedimenta tolka å vera hemipelagiske.

Eining E2 (135 – 80 cm): Eining E2 er karakterisert som siltig leire med miksing av omkringliggjande sedimentar og sporadisk førekomst av skjellfragmenter og bioturbasjon frå botn til topp. Nedre grense til E3 er markert med ein skarp overgang frå silt til siltig leire og ein brå endring i farge, frå mørk gråbrun til lysegrå. Teksturen er dominert av resedimentasjon, kor leirklasar er blanda med leire og silt. Elementet Ti viser jamt høgare verdiar oppover. Kornstorleiken Dx (90) er ca. 96 μm . Basert på dårleg sortert og høge Ti-verdiar er sedimenta tolka til å vera massestraum avsetjing.

Eining E1 (80 – 0 cm): Eining E1 representerer den øvste stratigrafiske delen i kjernen. E1 er karakterisert som siltig med jamn førekomst av skjellfragmenter. Nedre grensa til E1 er markert med silt med homogen struktur, utan miksing av leirklasar frå E2. Ved djup 60-62

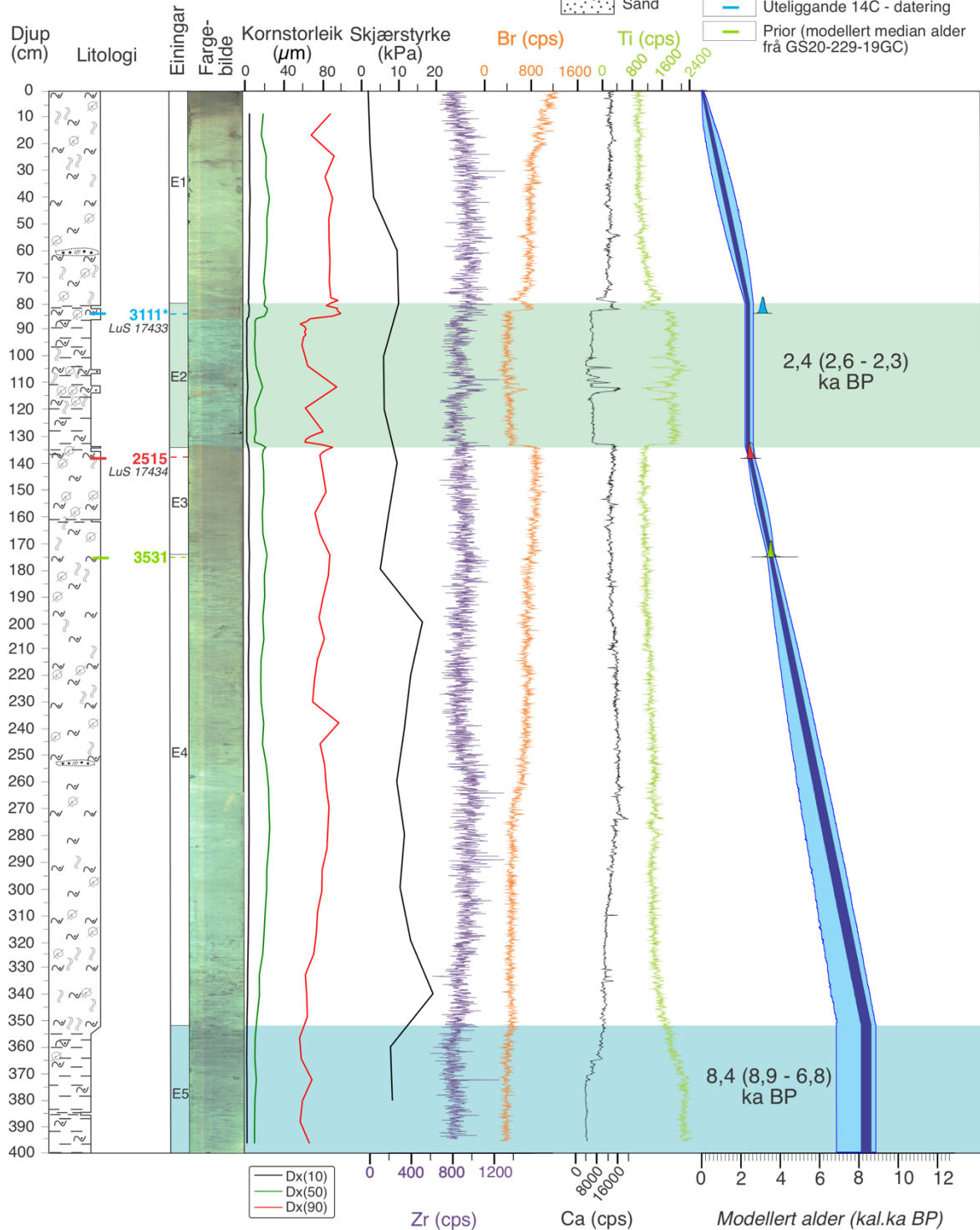
cm er det identifisert ei avlang sandlinse som består av sand og skjellfragmenter. Fargen endrar seg frå grønbrun til mørkebrun frå botn til topp. Basert på det høge innhaldet av Br i eininga, kan det tyde på at avsetjingsprosessane inneheld større andel organisk materiale, difor er sedimenta tolka til å vera hemipelagiske.

GS20-229-18GC
 Kjerneleilge: 400 cm
 Vassdjuip: 427 m

Tolking:
 Hemipelagisk avsetjing
 Massestraum avsetjing
 Turbiditt avsetjing

Teiknforklaring
 Leire
 Siltig leire
 Silt
 Sand

Skjellfragment
 Bioturbasjon
 14C - dateringar (kal.år BP)
 Uteliggande 14C - datering
 Prior (modellert median alder frå GS20-229-19GC)



Figur 4.15: kjerne GS20-229-18GC med litostratigrafisk skildring basert på visuell observasjon, fargebilde, kornstorleik, skjærstyrke, XRF-data. ¹⁴C-dateringar med kalibrert medianalder er presentert ved litologien og som raud prosentfordelingskurve i aldersmodellen. Modellert alder for turbiditt- og massestraum avsetjingane er presentert med median (95,4 konfidensintervall). Blå kurve representerer ein uteliggjande alder og grøn kurve representerer prior, kor alder er henta frå GS20-229-19GC, dette er utført på bakgrunn av at stratigrafien er relativ lik i desse to kjernane.

GS20-229-19GC

GS20-229-19GC er ein 3,91 m lang fallkjerne som vart innhenta frå 440 m vassdjup i den sørlege delen av Sulafjorden (Fig. 4.13). Kjernen er delt inn i fire litologiske hovudeiningar (Fig. 4.16). Det vart ekstrahert fire prøvar for ¹⁴C-datering ved 118, 135, 231 og 391 cm djup i kjernen (Tabell 4.3)

Eining E4 (391 – 228 cm): Eining E4 representerer den nedste stratigrafiske eininga i kjernen, kor nedre grensa er definert av botn til kjernen. E4 er karakterisert som siltig med sporadisk førekomst av skjellfragment og eit intakt skjell. Strukturen er homogen. Ved djup 236-239,5 cm er det identifisert eit intakt skjell, kor morfologiske trekk indikerer artsklassen; *Bivalvia* (musling). Fargen er grågrøn i nedre del og gråbrun i øvre del. XRF-data viser lite endringar frå botn til topp av eininga. Basert på struktur og farge er sedimenta tolka til å vera hemipelagiske.

Eining E3 (228 – 126 cm): Eining E3 er karakterisert som kaotisk med førekomst av leire, silt og sand med ei erosiv grense. Nedre grense til E3 er erosiv grense. Teksturen er dominert av resedimentasjon, kor leirklastar er blanda med leire, silt og sand. Strukturen er kaotisk frå botn til topp. Ved djup 170,5-172,5 cm er det identifisert ein klast med brunoransje fragmenter av organisk materiale, tolka til å vera bark. Fargen er lysgråblå og lysbrun. XRF-data viser lågare verdiar av Ca og Br i nedre og øvre del av eininga, noko som tydar på kaldt avsetjingsmiljø. Ti viser jamt høgare verdiar ved same dybdeintervall som det er reduksjon av Ca og Br. Basert på reduksjon av Ca og Br og usortert materiale er sedimenta tolka til å vera massestraum avsetjing.

Eining E2 (126 – 14 cm): Eining E2 er karakterisert som siltig med sporadisk førekomst av organisk materiale og skjellfragmenter. Nedre grense til E2 er markert med ein brå overgang frå siltig sand til silt. Strukturen er relativt homogen, men har interne variasjonar i form av gravgongar frå botn til topp, noko som reflekterer endring i avsetjingsmiljø. Fargen er lysbrun og stadvis mørkbrun. Basert på tekstur og struktur er sedimenta tolka til å vera hemipelagiske.

Eining E1 (14 – 0 cm): Eining E1 representerer den øvste stratigrafiske eininga i kjernen. Nedre grense til E1 er noko uklar, dette fordi teksturen ikkje endrar seg samtidig med fargeendringa frå botn til topp i eininga. På grunn av bioturbasjon har fargen frå E2 vorte observert i nedre del av E1, difor er nedre grense bestemt av endringa frå silt til sandig silt. Fargen er mørkbrun. Basert på tekstur er det tolka at sedimenta representerer massestraum avsetjing.

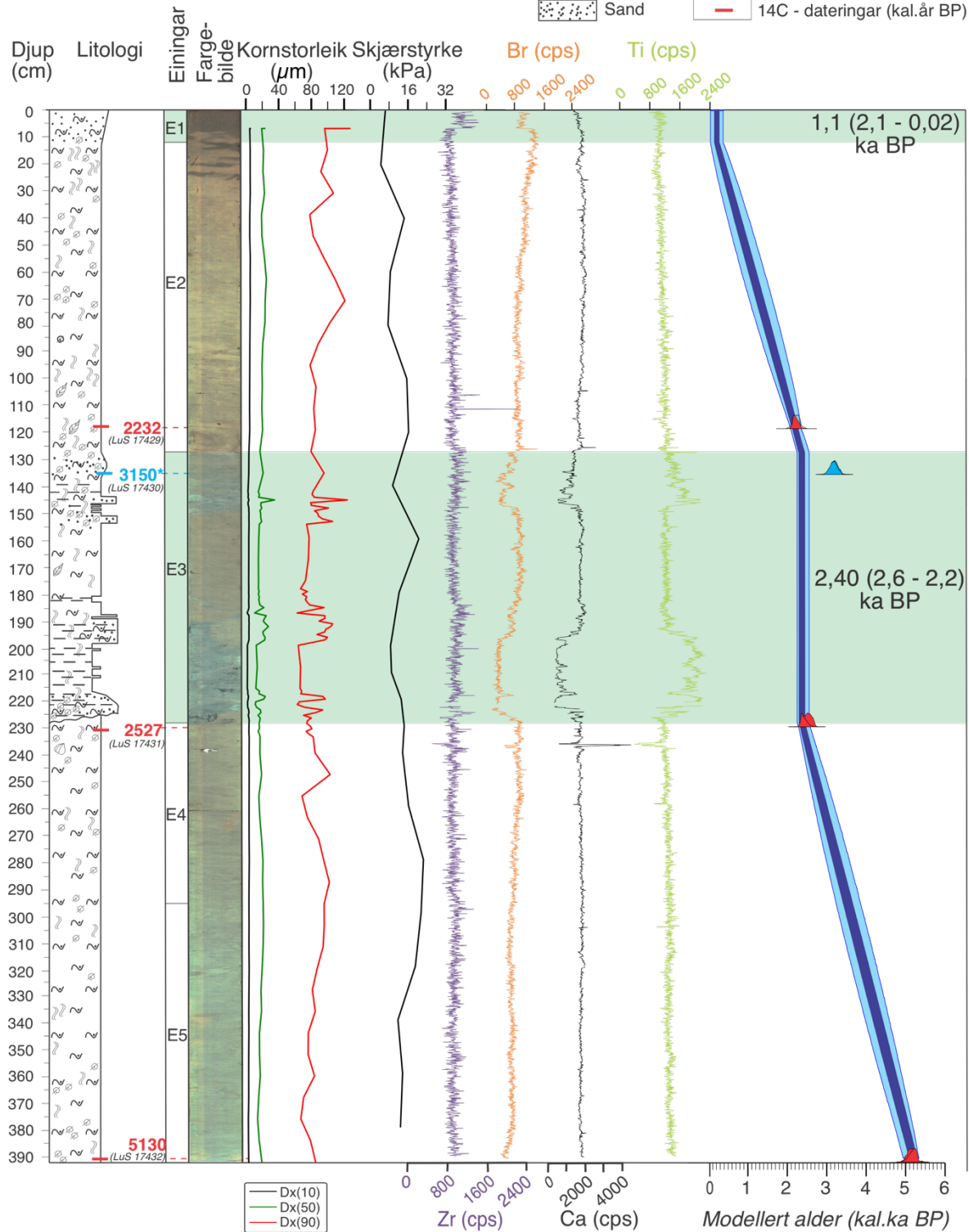
GS20-229-19GC
 Kjernelengde: 391 cm
 Vassdjup: 440 m

Tolking:

- Hemipelagisk avsetjing
- Massestraum avsetjing

Teiknforklaring

- | | | | |
|---|--------------|---|------------------------------|
| | Leire | | Skjellfragment |
| | Silt | | Bioturbasjon |
| | Siltig leire | | Organisk materiale |
| | Sand | | 14C - dateringar (kal.år BP) |



Figur 4.16: kjerne GS20-229-19GC med litostratigrafisk skildring basert på visuell observasjon, fargebilde, kornstorleik, skjærstyrke, XRF-data og aldersmodell. ¹⁴C-dateringar med kalibrert medianalder er presentert ved litologien og som raud prosentfordelingskurve i aldersmodellen. Modellert alder for turbiditt- og massestraum avsetjingane er presentert med median (95,4 konfidensintervall). Blå kurve representerer ein uteliggjande alder.

GS21-235-01GC

GS21-235-01GC er ein 3,19 m lang fallkjerne som vart innhenta frå 443 m vassdjup i den nordlege delen av Sulafjorden (Fig. 4.13). Kjernen er delt inn i tre litologiske hovudeiningar (Fig. 4.17). Det vart ekstrahert fem prøvar for ¹⁴C-datering frå 268, 276 – 277, 284 – 285, 291 – 292 og 299 – 300 cm djup i kjernen (Tabell 4.3).

Eining E3 (319 – 300 cm): Eining E3 representerer den nedste stratigrafiske eininga i kjernen, kor nedre grensa er definert av botn til kjernen. E3 er karakterisert som leire med homogen struktur. Fargen på eininga er mørkegrå. XRF-data er manglande i nedre del av eininga, men i øvre del viser elementa Zr og Ca viser jamnt høge verdiar frå botn til topp, samtidig som Br og Ti viser lågare verdiar oppover. Sensitiviteten til sedimenta i E3 er i gjennomsnitt ca. 9,3. Basert på manglande førekomst av skjellfragment, høge verdiar for både Zr og Ca er sedimenta tolka til å vera turbiditt avsetjing.

Eining E2 (300 – 195 cm): Eining E2 er karakterisert som siltig matriks med sporadisk førekomst av siltig leire og jamn førekomst av skjellfragment og bioturbasjon. Teksturen i E2 består av siltig leire i botn, etterfølgt av silt til siltig leire i topp. Nedre grense til E2 er markert med ei gradvis overgang frå leire til siltig leire. Ved djup 232 cm er det identifisert ei avlang linse med mørkbrun farge, noko som ikkje samanfattar med fargen på eininga, dette er tolka til å vera bioturbasjon. Fargen er grågrøn, med ein mørkare nyanse i botn samanlikna med topp. Elementa Zr og Br viser lite variasjonar frå botn til topp. Ca derimot viser jamnt høge verdiar oppover samtidig som Ti synk i verdi oppover. Sensitiviteten til sedimenta i dybdeintervall er ca. 7,5. Basert på variasjonen av tekstur og middels grad av sensitivitet, er sedimenta tolka til å vera hemipelagisk avsetjing.

Eining E1 (195 – 0 cm): Eining E1 representerer den øvste stratigrafiske eininga i kjernen. E1 er karakterisert som kompakt og siltig med jamn førekomst av skjellfragment og bioturbasjon. Strukturen er relativ homogen, men har stadvis strukturar som tydar på luftfylte gravgongar. Fargen er brungrå frå botn til djup 15 cm, kor fargen endrar til vekslende mørk- og lys grågrøn til toppen av eininga. Elementet Br viser høgare verdiar frå botn til topp. Basert på miksing av fargar som eit resultat av bioturbasjon og aukande innhald av Br som indikerer større innhald av organisk materiale i avsetjinga, difor er sedimenta tolka til å vera hemipelagiske.

GS21-235-01GC

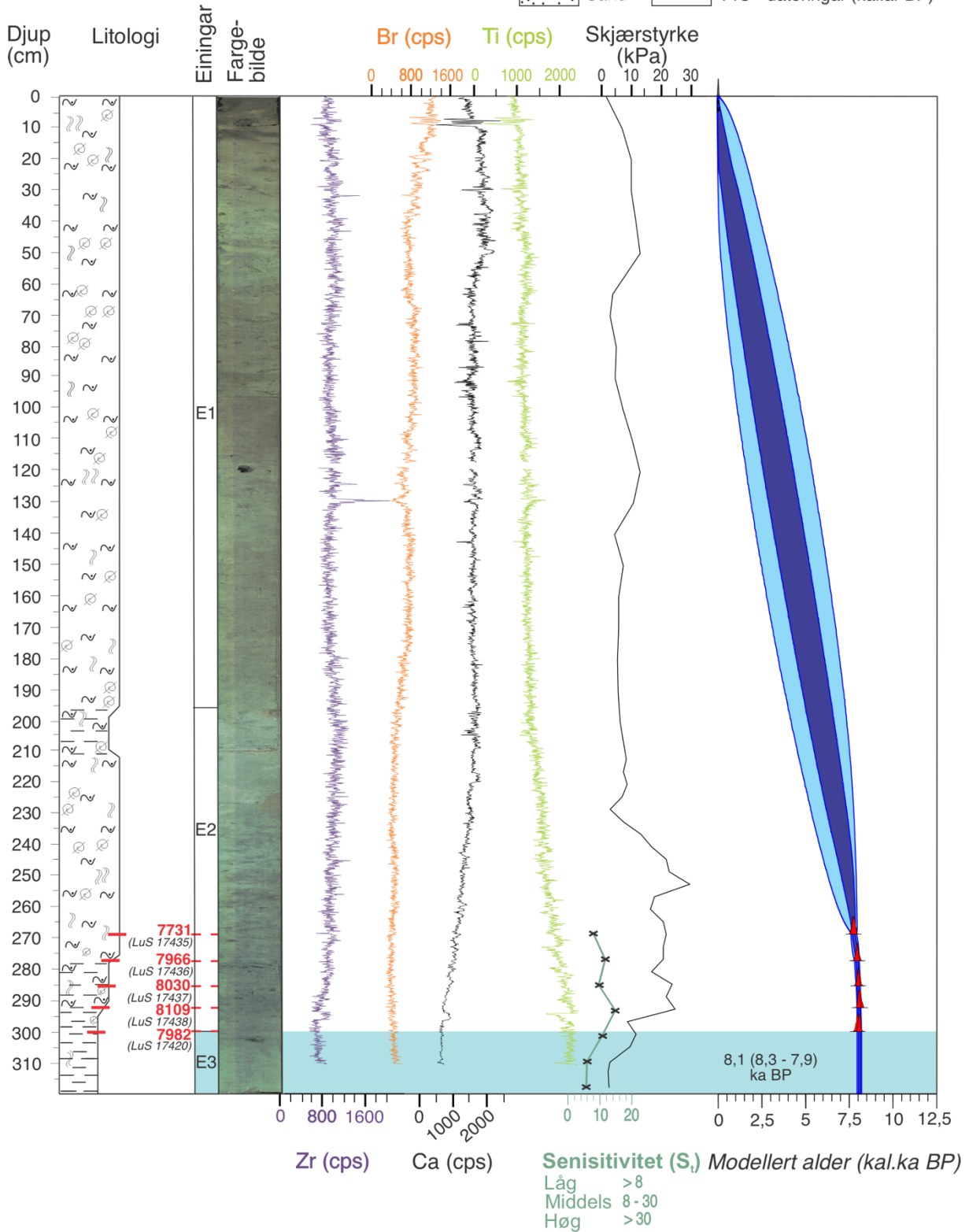
Kjernelengde: 319 cm
Vassdjup: 443 m

Tolking:

- Hemipelagisk avsetjing
- Turbiditt avsetjing

Teiknforklaring

- Leire
- Silt
- Sand
- Skjellfragment
- Bioturbasjon
- 14C - dateringar (kal.år BP)



Figur 4.17: kjerne GS21-235-01GC med litostratigrafisk skildring basert på visuell observasjon, fargebilde, XRF-data, skjærstyrke. ¹⁴C-dateringar med kalibrert medianalder er presentert ved litologien òg som raud prosentilfordelingskurve i aldersmodellen. Modellert alder for turbiditt avsetjinga er presentert med median (95,4 konfidensintervall).

GS21-235-02GC

GS21-235-02GC er ein 2,09 m lang fallkjerne som vart innhenta frå 442 m vassdjup i den nordlege delen av Sulafjorden (Fig. 4.13). Kjernen er delt inn i fire uformelle litologiske hovudeiningar (Fig. 4.18). Det vart ekstrahert tre prøvar for ^{14}C -datering ved 134, 140 og 165 cm djup i kjernen (Tabell 4.3).

Eining E4 (209 – 166,5 cm): Eining E4 representerer nedste stratigrafiske eininga i kjernen, kor nedre grense er definert av botn til kjernen. E4 er karakterisert som kompakt leire med sporadisk førekomst av skjellfragment og bioturbasjon. Teksturen er leirig med eitt vått parti dei nedste 9 cm. Fargen er mørk- og lysgrå. Elementa Zr, Br og Ca viser generelt høgare verdiar frå botn til topp. Basert på tekstur og høgare verdiar av Zr er sedimenta tolka til å vera turbiditt avsetjing.




Eining E3 (166,5 – 140 cm): Eining E3 er karakterisert som siltig leire med jamn førekomst av skjellfragment og bioturbasjon. Nedre grense til E3 er markert med ein brå overgang frå leire til siltig leire. Teksturen består av bioturbert siltig leire med gravgongar, som tydar på at det er luftrom som dannar gode forhold for organismar til å danne gravgongar og mikse omkringliggjande sedimentar. Strukturen er kaotisk frå botn til topp. Fargen på eininga er lysgrå. Basert på teksturen og graden av bioturbasjon er sedimenta tolka til å vera hemipelagiske og avsett i eit litt uroleg avsetjingsmiljø.

Eining E2 (140 – 10 cm): Eining E2 er karakterisert som siltig med sporadisk førekomst av organisk materiale, skjellfragment og sandlinse. Ved djup 107,5-109 cm er det identifisert ei avlang sandlinse med sand og skjellfragment. Ved djup 43-45 cm er det identifisert oransje organiske fragmenter som består av trebitar, tolka til å vera bark. Ved djup 30 cm er det identifisert ei avlang beigefarga pølse med hol i enden, dette er tolka til å sjøpølse. Elementa Zr og Ca viser jamnt høge verdiar frå botn til topp. Basert på førekomsten av organisk materiale er sedimenta tolka til å vera hemipelagiske.



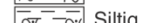
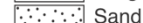





Eining E1 (10 – 0 cm): Eining E1 representerer den øvste stratigrafiske eininga i kjernen. E1 er karakterisert som fin sand med jamn førekomst av skjellfragment. Strukturen er noko kaotisk frå botn til topp. Fargen er mørkegråbrun. Elementet Br viser høgare verdiar oppover. Basert på tekstur og førekomst av skjellfragment er sedimenta tolka å vera massestraum avsetjing.

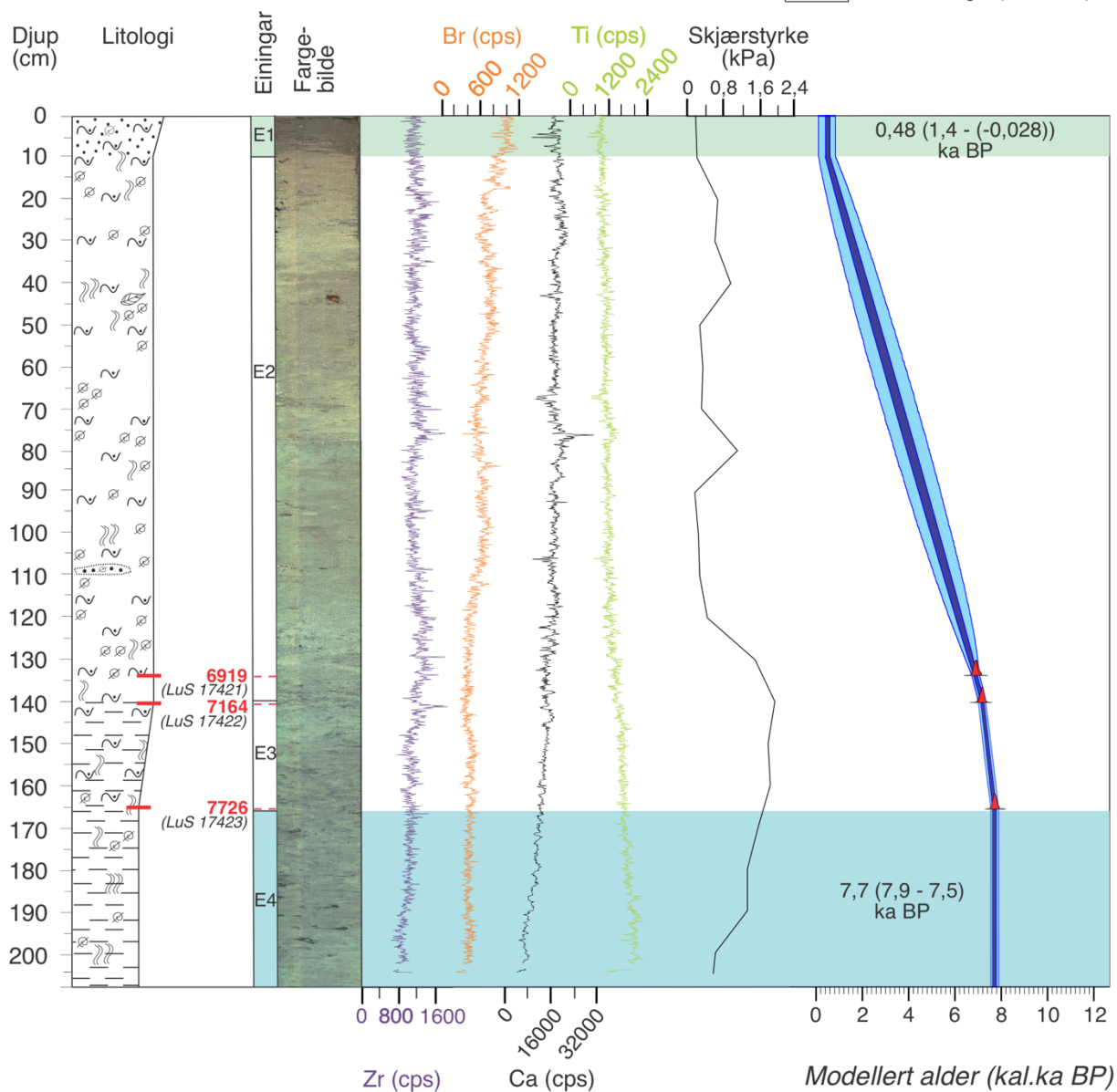
GS21-235-02GC
 Kjernelengde: 209 cm
 Vassdjup: 442 m

Tolking:

-  Hemipelagisk avsetjing
-  Massestraum avsetjing
-  Turbiditt avsetjing

Teiknforklaring

-  Leire
-  Silt
-  Siltig leire
-  Sand
-  Skjellfragment
-  Bioturbasjon
-  Organisk materiale
-  Sandlinse
-  ¹⁴C - dateringar (kal. år BP)



Figur 4.18: Kjerne GS21-235-02GC med litostratigrafisk skildring basert på visuell observasjon, fargebilde, XRF-data, skjærstyrke og aldersmodell. ¹⁴C-dateringar med kalibrert medianalder er presentert ved litologien og som raud prosentfordelingskurve i aldersmodellen. Modellert alder for turbiditt- og massestraum avsetjingane er presentert med median (95,4 konfidensintervall).

4.4.2 Innsjøkjernar

Løsetvatnet: LV_Loc.1

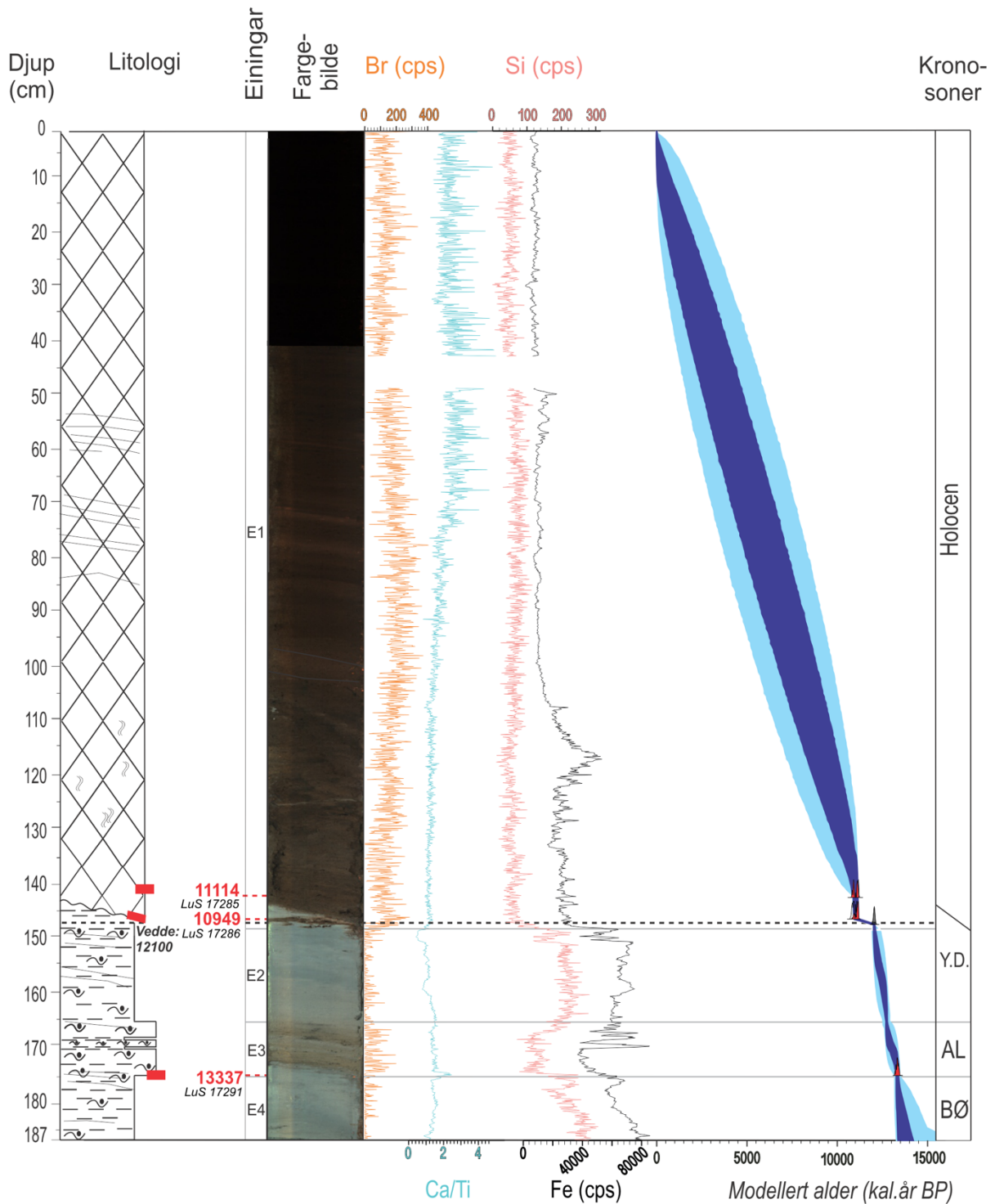
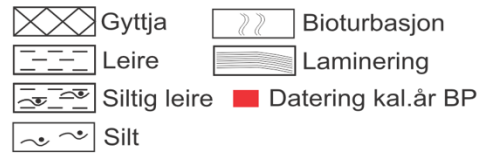
LV_Loc.1 er ein 1,87 m lang kjerne som vart innhenta frå 11 m vassdjup i Løsetvatnet (Fig.4.13). Kjernen er delt inn i fire litologiske hovudeiningar som er inkludert i yngste kronoson, holocen (Fig. 4.19). På bakgrunn av at sedimenta i botn av kjernen er avgrensa til bølling, er det ikkje relevant informasjon frå einingane E4 – E2. Det vart ekstrahert to prøvar til ¹⁴C-datering ved 142-143 og 145-150 cm djup i kjernen (Tabell 4.3).

Eining E1 (144 – 0 cm): Eining E1 representerer den øvste stratigrafiske eininga i kjernen. E1 er karakterisert som gyttja med ei skråstilt erosiv grense i nedre del av eininga og eit laminert uttrykk i øvre del. Nedre grensa til E1 er skråstilt i dybdeintervall 143-147,5 cm og erosiv ned til E2 som består av YD-sedimenter. Samanlikna med kjerne LV_Loc.2 manglar LV_Loc.1 ein sekvens frå Vedde-asken og opp til gyttja-sekvensen. På bakgrunn av denne observasjonen, er det difor mogleg å gjere ein antaking om at den erosive grensa har erodert vekk manglande sekvens. Fargen på eininga er mørkbrun. XRF-data viser jamnt høge verdiar for Br og Si frå botn til topp samtidig som Ca/Ti-verdiane viser høgare verdiar oppover. Basert på den skråstilte og erosive grensa samt aukande Ca/Ti verdiar er sedimenta tolka til å vera holocen gyttja med ei hending som har resultert i erosiv grense ned til yngre dryas sedimenter.

Løsetvatnet Lokalitet 1

Kjernelengde: 187 cm

Vassdjupe: 11 m



Figur 4.19: Kjerne LV_Loc.1 med litostratigrafisk skildring basert på visuell observasjon, fargebilde, XRF-data. ¹⁴C-dateringar med kalibrert medianalder er presentert ved litologien og som raud prosentfordelingskurve i aldersmodellen.

Fjellsvatnet: FV_Loc.2

FV_Loc.2 er ein 2,25 m lang kjerne som vart innhenta frå 9 m vassdjup i Fjellsvatnet (Fig. 4.13). Kjernen er delt inn i fem litologiske hovudeiningar, der hovudeining er delt inn i undereiningar; E1b og E1a og inkludert i yngste kronoson, holocen (Fig. 4.20). På bakgrunn av at sedimenta i botn av kjernen er avgrensa til Allerød, er det ikkje relevant informasjon frå einingane E5 – E3. Det vart ekstrahert fem prøvar til ¹⁴C-datering ved 52-55, 76-78, 206-208, 210-212 og 212-214 cm djup i kjernen (Tabell 4.3).

Eining E1b (78 – 54 cm): Eining E1b er karakterisert som siltig gyttja med laminert uttrykk samt tydelege fargeendringar frå botn til topp. Fargen på eininga vekslar mellom lysbeige og mørkbrun frå botn til topp. XRF-data viser jamt høge verdiar av Br og Ca/Ti frå botn til topp, samtidig som verdiane av Si og Fe fell jamt oppover. Basert på struktur og fargeendringane er sedimenta tolka til å vera hemipelagiske med stor grad av sesongvariasjonar.

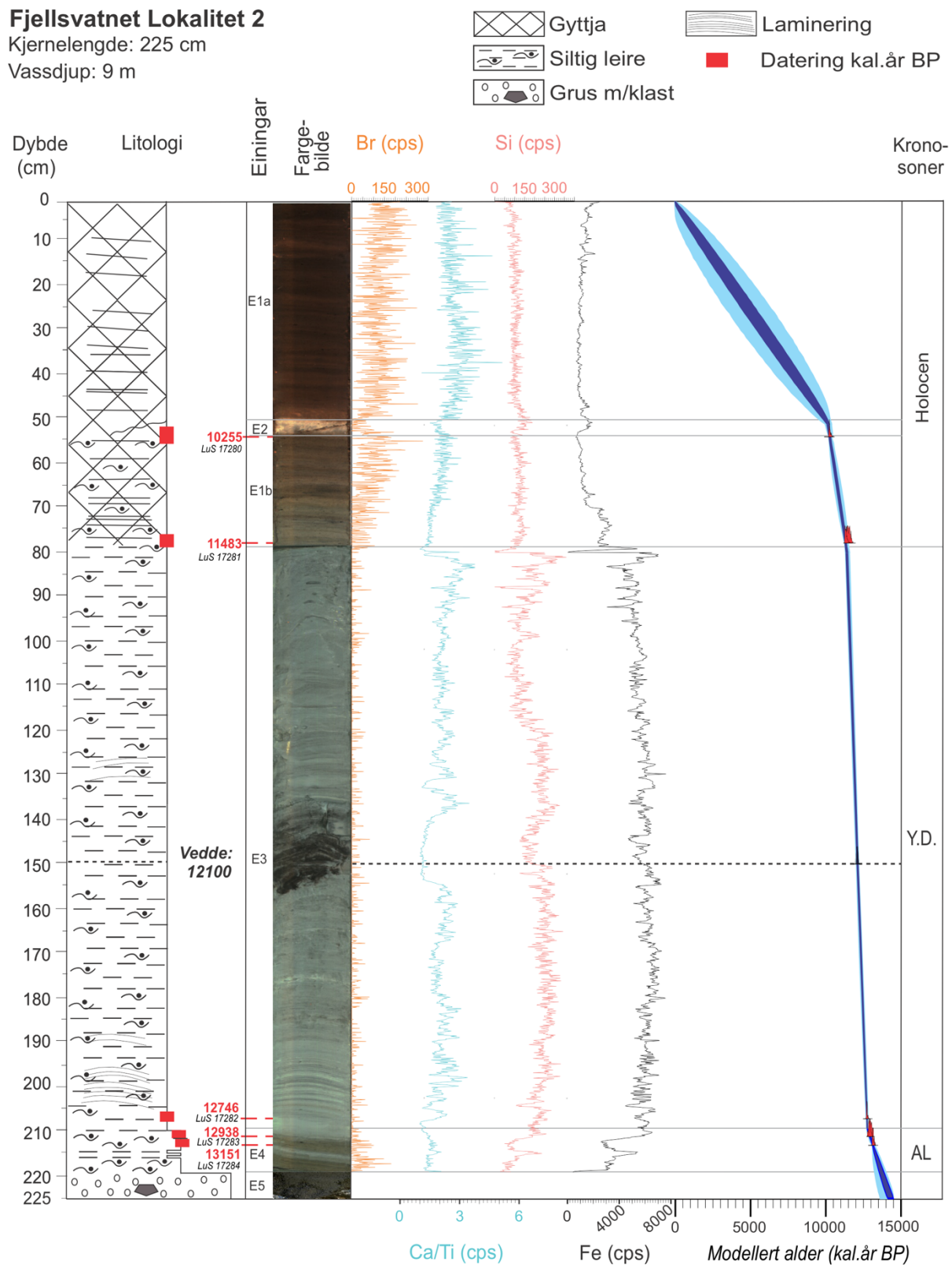
Eining E2 (54 – 51 cm): Eining E2 er karakterisert som gyttja med brå fargeendring samanlikna med underliggjande eining. Nedre grensa til E2 er markert med ein brå fargeovergang frå mørkbrun til lysbeige. Strukturen er relativ homogen, men har stratifisert uttrykk av sedimenta. Fargen på eininga er lysbeige frå botn til topp. Det er identifisert ei erosiv grense midt i eininga. Teksturen er gyttja, kor overflaten har ei ujamn overflate med førekomst av eit belegg med vått og seigt materiale. XRF-data viser låge verdiar av Br og Ca/Ti samtidig som Si og Fe viser høgare verdiar frå botn til topp. Mengden minerogent materiale kan tyde på at sediementa vart avsett i ein kaldare periode med oppblomstring av algar/diatomer i holocen avsetjing.

Eining E1a (51 – 0 cm): Eining E1a representerer den øvste stratigrafiske eininga i kjernen. E1a er karakterisert som gyttja med eit laminert uttrykk. Strukturen er laminert og gjev indikasjon på eit roleg avsetjingsmiljø. Fargen er vekslende lys- og mørkbrun frå botn til topp. XRF-data viser lite variasjonar i frå botn til topp. Basert på lite variasjonar i XRF-data og strukturindikasjon er sedimenta tolka til å vera hemipelagiske.

Fjellsvatnet Lokaltet 2

Kjernelengde: 225 cm

Vassdjup: 9 m



Figur 4.20: Kjerne FV_Loc.2 med litostratigrafisk skildring basert på visuell observasjon, fargebilde, XRF-data. ¹⁴C-dateringar med kalibrert medianalder er presentert ved litologien òg som raud prosentfordelingskurve i aldersmodellen.

4.5 Dateringsresultat

For å kunne etablere ein aldersmodell for dei avsetjingane som er observert i kjernane frå Sulafjorden og i innsjøane på Hareidlandet, vart det ved forskjellige djup ekstrahert 18 prøvar frå Sulafjorden og 17 prøvar frå Hareidlandet. Val av kva djup som skulle bli datert baserte seg på å få ein min.- og maks. Alder på skredhendingar i kjernane, men det vart òg datert ved interessante grenser som skilde seg ut i stratigrafien. Det er vorte supplert med presise dateringar av grønmose frå forkinga til Bondevik et al. (2012), dette for å kunne samanlikne terrestriske dateringsresultat frå dette studiet med eksisterande forskning. Elles er det supplert med både djupe og grunne dateringar av marine kjernar frå Mikalsen et al. (2001), Bøe et al. (2004), Fugro (2018), dette for å kunne samanlikne og kvalitetssikra dateringar frå dette studiet. Kalibreringsdatabasen Calib.org sin 14CHRONO reservoaralder database har vorte nytta til å berekne den lokale korreksjonen (ΔR) i forhold til Marine20 (Mangerud (1972, 1975 og et al., 2006). Marine20 dateringar nyttar ΔR lik 148 ± 33 . Mangerud et al. (1975; 2006) utførte målingar på marine skjell og molluskar ifrå overflatevatnet. På bakgrunn av at marine organismar har eit stort opptak av karbon frå det intermediære vasslaget og direkte frå atmosfæren, vil det mest sannsynleg gi for høg alder til organismen. For tempererte mikrofossiler frå botnfaunaen i studieområdet, vart det feilkjelder knytt til at ΔR i dette studiet er for høgt, men dette vart teke hensyn til i diskusjonskapittelet. Dateringsresultata er presentert i Tabellane 4.2 – 4.7.

4.5.1 Marine dateringsresultat

Tabell 4.3: Oversikt over marine konvensjonelle ^{14}C -dateringar frå studiet. Marine dateringar er representert ved kalibrerte Marine20 median alder med kalibreringskurve, Marine20 (Heaton et al., 2020). ΔR er lik -148 ± 33 (Calib.org; Mangerud et al., 1972,1975 og 2006). Daterte material er dei tempererte mikrofossila: *H. Baltica* = *Hyalinea baltica* og *U. Mediterranea* = *Uvigerina mediterranea*

Kjerne nr.	Lab. ID nr.	Prøvedjup i kjerne (cm)	Datert materiale	Konvensjonell ^{14}C alder (BP)	$\pm 1\sigma$	Kalibrert Marine20 Median (intervall) 95,4% BP
GS20-229-12GC	LuS 17419	200-201	<i>H. Baltica</i> & <i>U. Mediterranea</i>	3990	35	4012 (4220 – 3822)
GS20-229-12GC	LuS 16474	253	<i>H. Baltica</i> & <i>U. Mediterranea</i>	4650	35	4871 (5074 – 4650)
GS20-229-12GC	LuS 16475	327	<i>H. Baltica</i> & <i>U. Mediterranea</i>	5910	35	6288 (6459 – 6114)
GS20-229-12GC	LuS 16476	387	<i>H. Baltica</i> & <i>U. Mediterranea</i>	7305	40	7731 (7902 – 7576)
GS20-229-18GC	LuS 17433	84	<i>H. Baltica</i> & <i>U. Mediterranea</i>	3270	35	3111 (3314 – 2922)
GS20-229-18GC	LuS 17434	138	<i>H. Baltica</i> & <i>U. Mediterranea</i>	2770	45	2515 (2705 – 2330)
GS20-229-19GC	LuS 17429	118	<i>H. Baltica</i> & <i>U. Mediterranea</i>	2555	35	2232 (2414 – 2040)
GS20-229-19GC	LuS 17430	135	<i>H. Baltica</i> & <i>U. Mediterranea</i>	3300	35	3150 (3336 – 2959)
GS20-229-19GC	LuS 17431	231	<i>H. Baltica</i> & <i>U. Mediterranea</i>	2780	30	2527 (2700 – 2346)
GS20-229-19GC	LuS 17432	391	<i>H. Baltica</i> & <i>U. Mediterranea</i>	4855	35	5130 (5312 – 4912)
GS21-235-01GC	LuS 17435	268	<i>H. Baltica</i> & <i>U. Mediterranea</i>	7305	45	7731 (7906 – 7574)
GS21-235-01GC	LuS 17436	276-277	<i>H. Baltica</i> & <i>U. Mediterranea</i>	7540	40	7966 (8150 – 7805)
GS21-235-01GC	LuS 17437	284-285	<i>H. Baltica</i> & <i>U. Mediterranea</i>	7600	40	8030 (8191 – 7858)

GS21-235-01GC	LuS 17438	291-292	<i>H. Baltica & U. Mediterranea</i>	7680	40	8109 (8291 – 7950)
GS21-235-01GC	LuS 17420	299-300	<i>H. Baltica & U. Mediterranea</i>	7555	45	7982 (8165 – 7815)
GS21-235-02GC	LuS 17421	134	<i>H. Baltica & U. Mediterranea</i>	6480	40	6919 (7134 – 6732)
GS21-235-02GC	LuS 17422	140	<i>H. Baltica & U. Mediterranea</i>	6700	40	7164 (7331 – 6967)
GS21-235-02GC	LuS 17423	165	<i>H. Baltica & U. Mediterranea</i>	7300	40	7726 (7900 – 7570)

4.5.2 Terrestriske dateringsresultat

Tabell 4.4: Oversikt over terrestrisk konvensjonelle ¹⁴C AMS dateringar frå studiet. Terrestriske dateringar er representert ved kalibrerte IntCal20 median alder med kalibreringskurve, IntCal20 (Reimer et al., 2020).

Kjerne nr.	Lab. ID nr.	Prøvedjup i kjerne (cm)	Datert materiale	Konvensjonell ¹⁴ C alder (BP)	± 1 σ	Kalibrert IntCal20 (median BP)
FV-Loc.2-20210929	LuS 17280	52-55	Makrofossil, ubestemt	9105	45	10255
FV-Loc.2-20210929	LuS 17281	76-78	Makrofossil, ubestemt	10000	50	11483
FV-Loc.2-20210929	LuS 17282	206-208	Makrofossil, ubestemt	10790	60	12746
FV-Loc.2-20210929	LuS 17283	210-212	Makrofossil, ubestemt	11010	60	12938
FV-Loc.2-20210929	LuS 17284	212-214	Makrofossil, ubestemt	11250	60	13151
LV-Loc.1-20210930	LuS 17285	142-143	Makrofossil, ubestemt	9685	45	11114
LV-Loc.1-20210930	LuS 17286	145-150	Makrofossil, ubestemt	9620	50	10949

4.5.3 Tidlegare forskning

Tabell 4.5: Fugro sitt dateringsmateriale. Konvensjonelle ^{14}C AMS dateringar frå Fugro (2018). Dateringane er representert ved kalibrert Marine20 median alder, med korrigert ΔR lik -148 ± 33 (Mangerud et al., 1972, 1975 og 2006).

Kjerne nr.	Lab. ID nr.	Prøvedjup i kjerne (m)	Datert materiale	Konvensjonell ^{14}C alder (BP)	$\pm 1\sigma$	Kalibrert Marine20 (median, BP)
06S_108_1	Beta-527836	8,50-8,90	<i>N. commune & bivaler</i>	9200	30	9763
06S_GC05	Beta-497318	1,80	<i>Globobulimina affinis</i>	4130	30	4001
06S_GC11	Beta-497319	2,70	<i>G. affinis & Pyrgo sp</i>	7810	30	8089
06S_GC12A	Beta-497320	0,55	Bulk	4190	30	4080

Tabell 4.6: Oversikt over Mikalsen et al., 2001 sitt dateringsmateriale frå marin kjerneprøve; HM109-8-5. Dateringane er recalibrert med ΔR er lik -148 ± 33 (Mangerud et al., 1972, 1975 og 2006).

Kjerne nr.	Kjernelengde (m)	Lab. ID nr.	Prøvedjup i kjerne (cm)	Datert materiale	Konvensjonell ^{14}C alder (BP)	$\pm 1\sigma$	Kalibrert Marine20 (median, BP)
		Tua-1478	1-2		580	55	Ute av rekkevidda
		Tua-1847	65		1785	60	1181
HM109-8-5	2,78	Tua-1479	137	<i>H. Baltica</i>	2905	55	2499
		Tua-1873	195,5		4030	85	3870
		Tua-1480	278		5030	55	5160

Tabell 4.7: Bøe et al. (2004) sitt dateeringsmateriale frå marin kjerne: NGU_2L/SC. Kalibrert med ΔR lik -148 ± 33 (Mangerud et al., 1972, 1975 og 2006).

Kjerne nr.	Kjernelengde (m)	Lab. ID nr.	Prøvedjup i kjerne (m)	Datert materiale	Konvensjonell ^{14}C alder (BP)	$\pm 1\sigma$	Kalibrert Marine20 (median, BP)
NGU_2L/SC	4	ETH-25322	1,82-1,86	<i>U. Mediterranea</i>	4665	55	4892
		ETH-25321	3,06-310	<i>H. Baltica</i>	7660	65	8092

Tabell 4.8: Grønrose frå Djupmyra, Hommelstø (Bondevik et al., 2012). Terrestriske dateringar er representert ved kalibrerte IntCal20 median alder med kalibreringskurve, IntCal20 (Reimer et al., 2020).

Lab. ID nr.	Prøvedjup i kjerne (cm)	Datert materiale	Konvensjonell ^{14}C alder (BP)	$\pm 1\sigma$	Kalibrert IntCal20 (median)
Tua-2892	Lok.5: 680-681	2 stilkar av <i>Hylocomium splendens</i>	7300	70	7585
Tua-2893	Lok.5: 710-714	1 stilk av <i>Racomitrium</i> sp.	7231	64	7521
Tua-3054	Lok.5: 705-708	2 stilkar av <i>Racomitrium</i> sp.	7351	72	7633
Tua-3055	Lok.5: 710 – 714	4 stilkar av <i>Pleurozium schreberi</i>	7387	72	7668
Tua-4732	Tu6-0409: 675-678	6 stilkar av <i>P. schreberi</i>	7280	45	7565
Tua-4733	Tj3-0409: 674 – 675	9 stilkar av <i>H. Splendens</i>	7283	42	7567

4.6 Samanstilling av seismo- og litostratigrafi

I dette delkapittelet vart seismo- og litostratigrafien samanstillt for å kunne identifisere kvar dei regionale reflektorane treff litostratigrafien, som vidare kan reflektere avsetjingsprosessar i litostratigrafien. Samanstillinga baserer seg på fem regionale reflektorar og fire kjernar, GS20-229-12GC, GS20-229-19GC, GS21-235-01GC og GS21-235-02GC, som er plassert langs TOPAS-linje 7, frå nord til sør i Sulafjorden (Fig. 4.6).

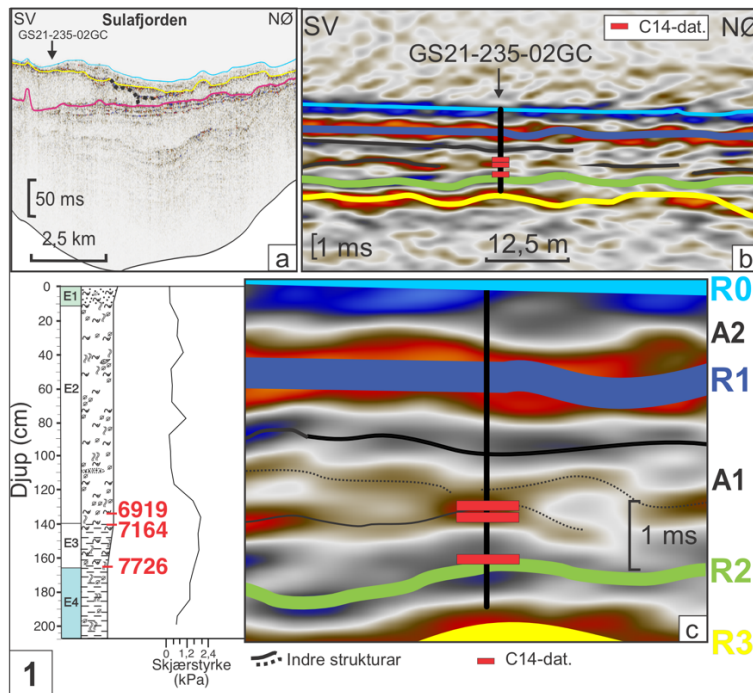
Rosa reflektor (R4): den rosa reflektoren representerer nedste reflektoren i studiet og er karakterisert som kontinuerleg med middels høg amplitude. Reflektoren er tilstade i både lengde- og tverrprofil, men nokre stadar forsvinn reflektoren på grunn av erosjon frå undereininga B1 og B2, som er identifisert over R4. Reflektoren er fråverande i alle kjernane.

Gul reflektor (R3): den gule reflektoren representerer omtrent overgangen mellom yngre dryas og holocen. Reflektoren er karakterisert med høg amplitude og er identifisert langs og på tvers av Sulafjorden. I kjernane GS20-229-12GC, GS20-229-19GC og GS21-235-01GC er ikkje R3 identifisert, medan i botn av kjerne GS21-235-02GC er den identifisert (Fig. 4.21; Fig. 4.22; Fig. 4.23; Fig. 4.24).

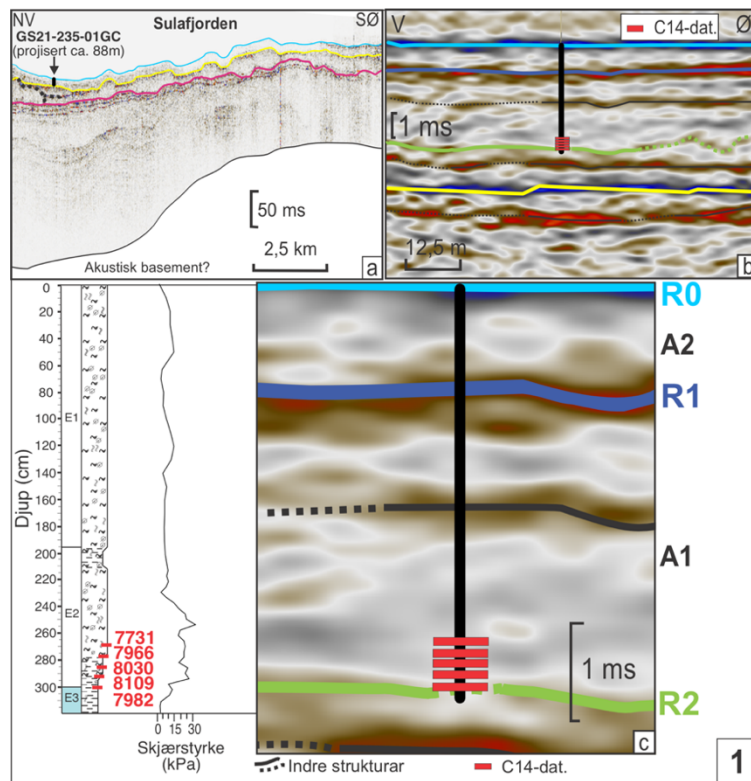
Grøn reflektor (R2): den gule reflektoren representerer toppen av turbiditt avsetjinga over seismostratigrafisk hovudeining eining B. Reflektoren er karakterisert som diskontinuerleg med låg amplitude. Er sporadisk identifisert i lengde- og tverrprofil. I kjernane GS21-235-01GC, GS21-235-02GC og GS20-229-12GC treff R2 øvste grensa av turbiditt avsetjinga (Fig. 4.21; Fig. 4.22; Fig. 4.24). Frå litostratigrafien vart dei 9 nedste cm i botn av kjerne GS21-235-02GC identifisert som blaut leire, dette gjev dermed ein indikasjon på turbiditt avsetjing og svakt lag (Fig. 4.18).

Mørkeblå reflektor (R1): den mørkeblå reflektoren representerer ein grunn regional reflektor som er godt identifisert frå nordvest til søraust i Sulafjorden. Reflektoren er karakterisert med høg amplitude og kontinuerleg, men førekjem sporadisk diskontinuerleg i den sørlege delen kor bassenget vart breiare og slakare. R1 er identifisert i alle tre kjernar. For kjerne GS20-229-12GC, GS21-235-01GC og GS21-235-02GC treff R1 relativ grunt i litostratigrafien, medan i GS20-229-19GC treff R1 nedre del av kjernen (Fig. 4.21; Fig. 4.22; Fig. 4.23; Fig. 4.24).

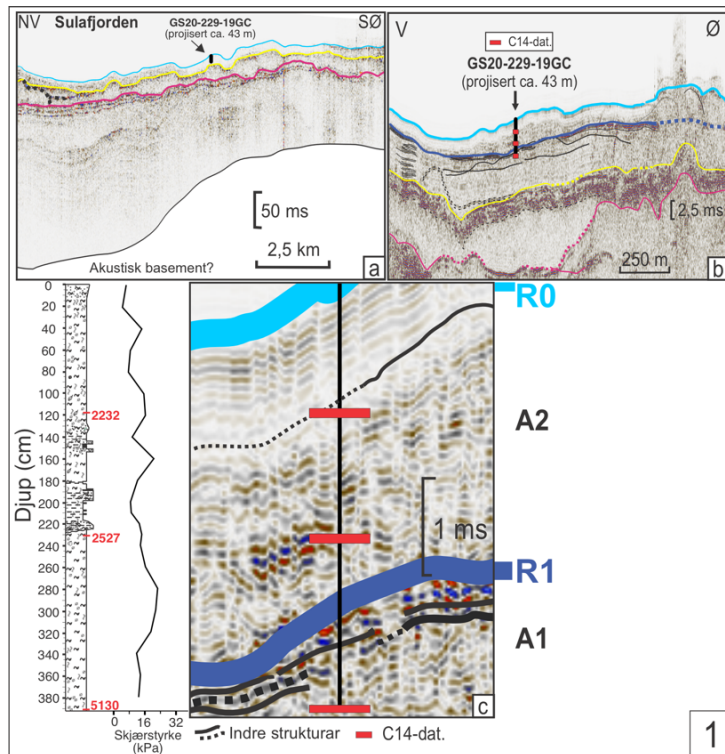
Lyseblå reflektor (R0): den lyseblå reflektoren representerer havbotnen. Reflektoren har høg amplitude og er identifisert i både lengde- og tverrprofil.



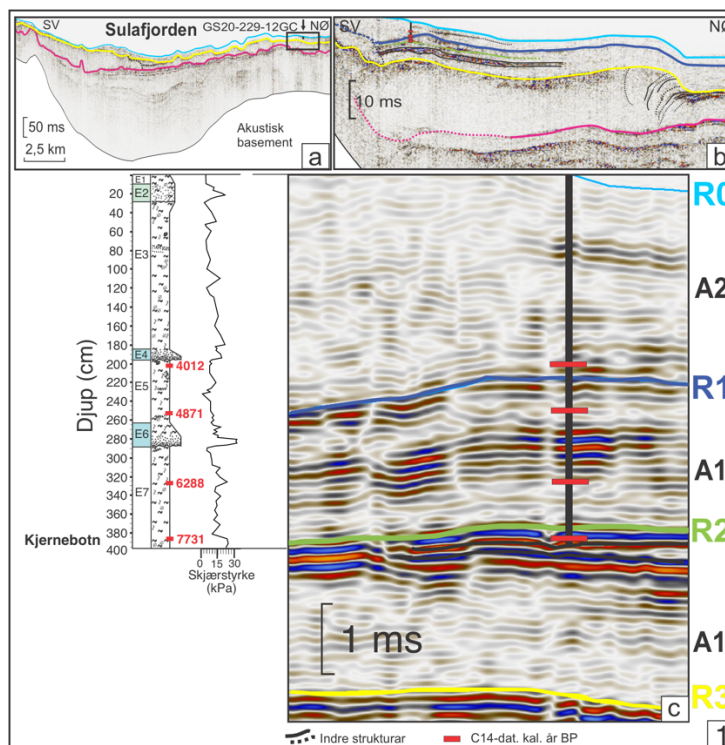
Figur 4.21: 1: Seismo- og litostratigrafisk samanstilling av kjerne GS21-235-02GC og H06S_01139. a: Utsnitt av lengdeprofilen TOPAS-linje 7 der kjernelokalitet GS21-235-02GC er markert. b: Forstørret seismisk profil som viser stratifiseringa av regionale reflektorar.



Figur 4.22: 1: Seismo- og litostratigrafisk samanstilling av kjerne GS21-235-01GC og H06S_01033. a: Utsnitt av lengdeprofilen TOPAS-linje 7 der kjernelokalitet GS21-235-01GC er markert. b: Forstørret seismisk profil som viser stratifiseringa av regionale reflektorar.



Figur 4.23: 1: Seismo- og litostratigrafisk samanstilling av kjerne GS20-229-19GC og TOPAS- linje 19. a: Utsnitt av lengdeprofilen TOPAS-linje 7 der kjernelokaliteten GS20-229-19GC er markert. b: Forstørret seismisk profil som viser stratifiseringa av regionale reflektorar.



Figur 4.24: Seismo- og litostratigrafisk samanstilling av kjerne GS20-229-12GC og TOPAS-linje 6. a: Utsnitt av lengdeprofilen TOPAS-linje 7 der kjernelokaliteten GS20-229-12GC er markert. b: Forstørret seismisk profil som viser stratifiseringa av regionale reflektorar.

4.6 Slide2-modellering av skråningsstabilitet

I dette delkapittelet vart simuleringsresultata frå modelleringa av skråningsstabiliteten i Sulafjorden presentert. Formålet er å modellere kva effekt geofarane; jordskjelv og tsunami har på skråningsstabiliteten i Sulafjorden. Det vart operert med sikkerhetsfaktor (F_s) som funksjon av tsunamibølgja og jordskjelv, kor F_s lik 1 indikerer brotgrensetilstand.

Havnivåendingane relatert til tsunamibølgja er basert på den modellerte tsunamibølgja for Sula i Bondevik et al. (2005), og er simulert gjennom 12 steg (Tabell 4.9). Modelleringa av jordskjelv baserer seg på seismisk last bestemt av dimensjonslause seismiske koeffisientar i Slide2. Simuleringsresultat av seismisk last vart gitt i bakkeakselerasjon (k_y), som utgjør prosentandelen av tyngdeakselerasjonen (g) som trengst for å kunne utløyse eit skred i fjordskråninga. For å kunne modellere effekten av hurtige hendingar som tsunami og jordskjelv, vart inputparameterane (Tabell 4.10) inkludert i ei grunnvassmetode som stegvis simulere senking/auking av vasstanden og kan gi eit mål på sikkerhetsfaktoren.

Tabell 4.9: Oversikt over dei 12 stega som er anvendt i modellering av tsunami (delkapittel 4.6.3).

Steg	Tid (timar)	Tsunami havnivå (Bondevik et al. 2005)	Relativ endring i tsunami havnivå (+/- m)
1 (initial)	0	73	0
2	2	56	-17
3	2,8	96	+23
4	4,2	47	-26
5	5	83	+10
6	5,4	79	+6
7	6	86	+13
8	6,8	56	-17
9	7,3	79	+6
10	7,7	77	+4
11	7,8	80	+7
12	8	77	+4

4.6.1 Geotekniske- og hydrauliske parameterar

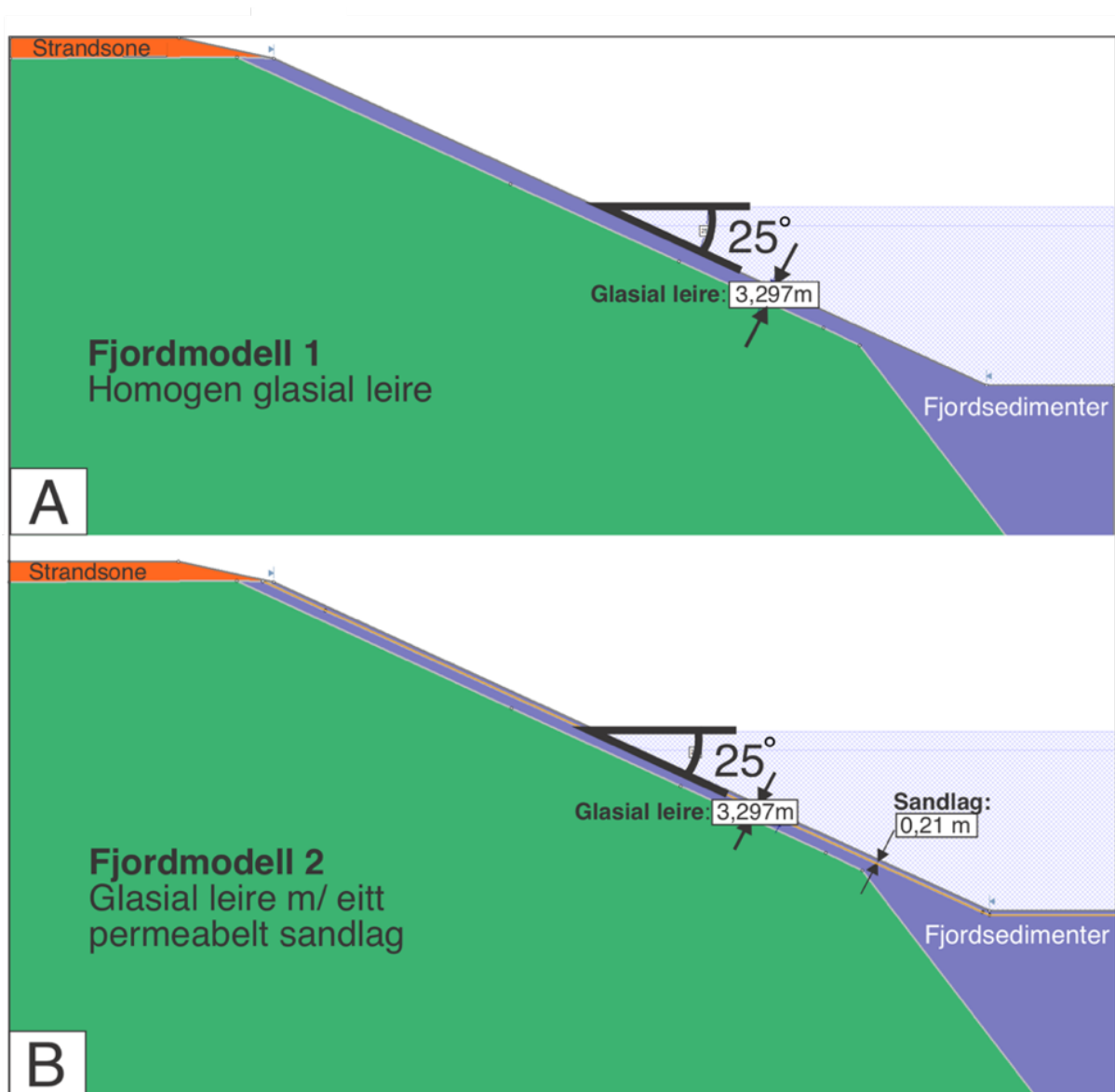
Modellering av skråningsstabiliteta tek utgangspunkt i geotekniske- og hydrauliske parameterar (Tabell 4.10). Dei geotekniske eigenskapane til glasial leire er henta frå geotekniske undersøkingar utført av NGI (2019). For sand og berggrunn har geotekniske eigenskapar vorte henta frå USCS (2022), Duffield (2019), Fattah et al. (2015). Hydrauliske parameterar er henta frå Finesoftware (2022) og Hwang et al. (2017).

Tabell 4.10: Geotekniske- og hydrauliske inputparameterar. Parameterar for glasial leire er henta frå NGI (2019). Parameterane til glasial leire er henta frå NGI (2019). Resterande parameterar er henta frå (USCS, 2022; Duffield, 2019; Fattah et al., 2015; Fine, 2022. og Hwang et al., 2017). Fargane representerer fjordmodellen sin stratigrafiske oppbyggnad (Fig. 4.25).

Jord-/Bergart	Tyngdetettleik (kN/m ³)	Kohesjon (kN/m ²)	Friksjonsvinkel (°)	Hydraulisk konduktivitet (m/s)
Glasial Leire	16	10	14	2,5*10 ⁻⁹
Sand	17,5	0	38	2,5*10 ⁻⁴
Berggrunn	29	50 000	55	1,0*10 ⁻⁹

4.6.2 Fjordgeometri og stratigrafi

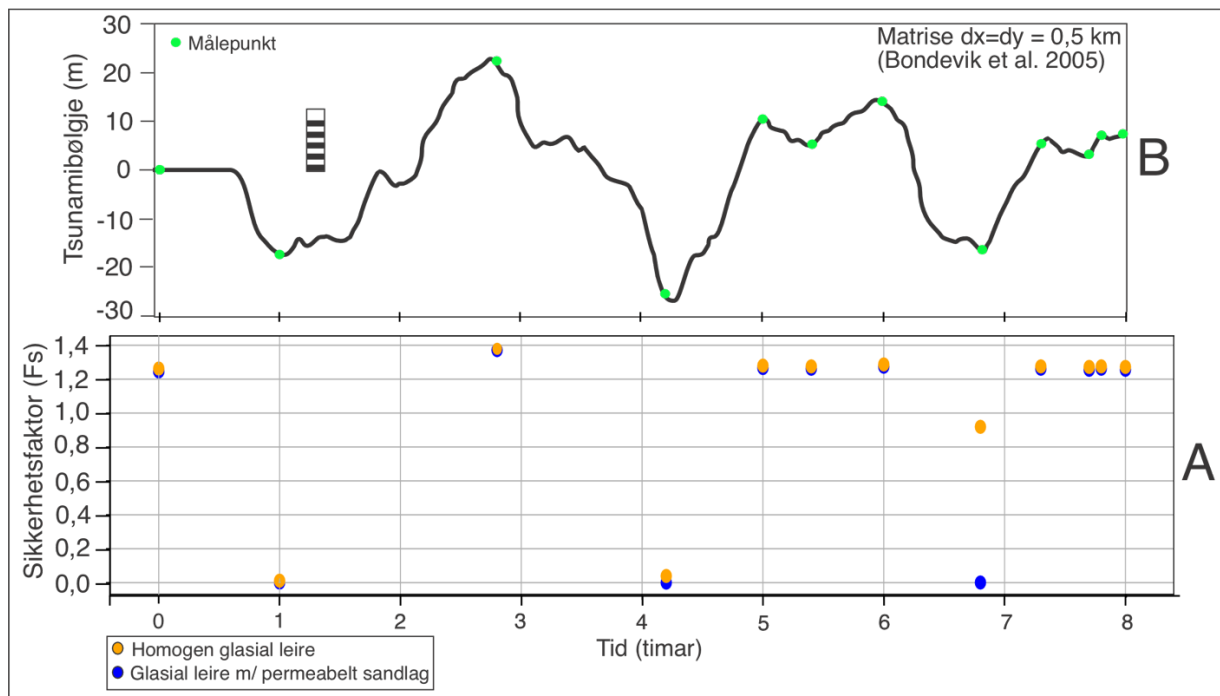
Modelleringa tek utgangspunkt i to fjordmodellar med forskjellig stratigrafisk oppbyggnad; Fjordmodell 1 (F1) representerer ca. 3,3 m homogen glasial leire og Fjordmodell 2 (F2) representerer ca. 3,3 m glasial leire med eitt ca. 21 cm permeabelt sandlag (Fig. 4.25). I skildringa av simuleringsresultata er fjordmodellane beteikna som F1 og F2. Formålet er å teste om sikkerhetsfaktoren (F_s) endrar seg når den stratigrafiske oppbyggnaden er forskjellig. Hallingsvinkelen er med utgangspunkt i høgdeprofil frå norgeskart.no estimert til å vera ca. 25°. I Slide2 er simuleringsresultata avgrensa til strandsona i topp og fjordsedimenter i botn, kor det berre er interessant å undersøkje skråningsstabiliteta til fjordskråninga (Fig. 4.25).



Figur 4.25: Framstilling av fjordmodellane som er anvendt i simuleringane i programvaren Slide2. A: Viser illustrasjon av ein fjordmodell som representerer enkel stratigrafi med ca. 3,3 m homogen glasial leire. B: Viser illustrasjon av ein fjordmodell som representerer kompleks stratigrafi med glasial leire og eitt permeabelt sandlag.

4.6.3 Effekten av tsunamibølge

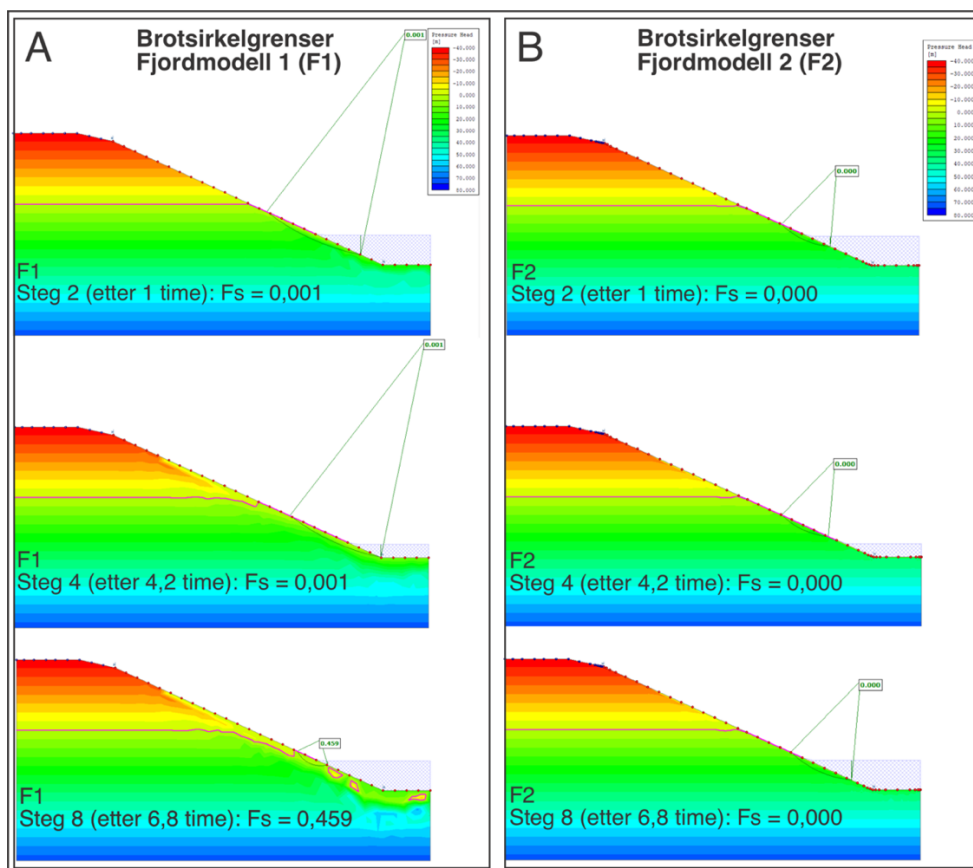
Modelleringa av skråningsstabilitet med fokus på effektane av den modellerte tsunamibølga er utført med utgangspunkt i Sula-kurven til Bondevik et al. (2005; Fig. 4.26, A) delt inn i 12 steg (Tabell 4.9) som illustrerer tsunami havnivåendringar i eit tidsrom på åtte timar (Fig. 4.26). Årsaka til at modelleringa er delt inn i 12 steg er for å få eit mål på sikkerhetsfaktoren (F_s) ved både dei store og moderate endringane i Sula-kurven til Bondevik et al. (2005). Simuleringsresultatet er presentert i Figur 4.26, A.



Figur 4.26: Samanstilling av sikkerhetsfaktor (F_s) og tsunamibølga (m) i tidsrommet tsunamien utbreidde seg i Sulafjorden. A: viser F_s i eit 8 timars tidsintervall, der tid 0 representerer startsposisjon. Blå punkter er glasiar leire med eitt permeabelt sandlag. Oransje punkter = homogen glasiar leire. B: viser tidsserien til den modellerte tsunamibølga, simulert ved bruk av ein fin matrise (0,5 km) med ein glidehastighet på 35 m/s (Bondevik et al., 2005). Grøne punkter representerer målepunkter frå den modellerte tsunamibølga som er nytta i simuleringa av effektane av tsunami.

Ved initialsteg (steg 1) er sikkerhetsfaktoren ca. 1,25 i begge fjordmodellar, dette indikerer stabil skråning (Fig. 4.26, A). Ved steg 2 synk tsunamihavnivået betrakteleg, ca. 17 m, og sikkerhetsfaktoren synk deretter til 0 for begge fjordmodellane (Fig. 4.26, A og Fig. 4.27). Dette stadiet markerer starten på tsunamien som pga. det undersjøiske skredet, Storeggaskredet, på kontinentalskråninga trekkjer vassmassar frå fjordsystema. Frå steg 2 til steg 3 stig tsunami havnivået gradvis til 23 m, og sikkerhetsfaktoren stig til 1,38, ergo representerer det stabiliserande forhold i begge fjordmodellane (Fig. 4.26, A). Frå steg 3 og fram til steg 8 viser lik trend for begge fjordmodellane, kor det skjer eit større fall i tsunami

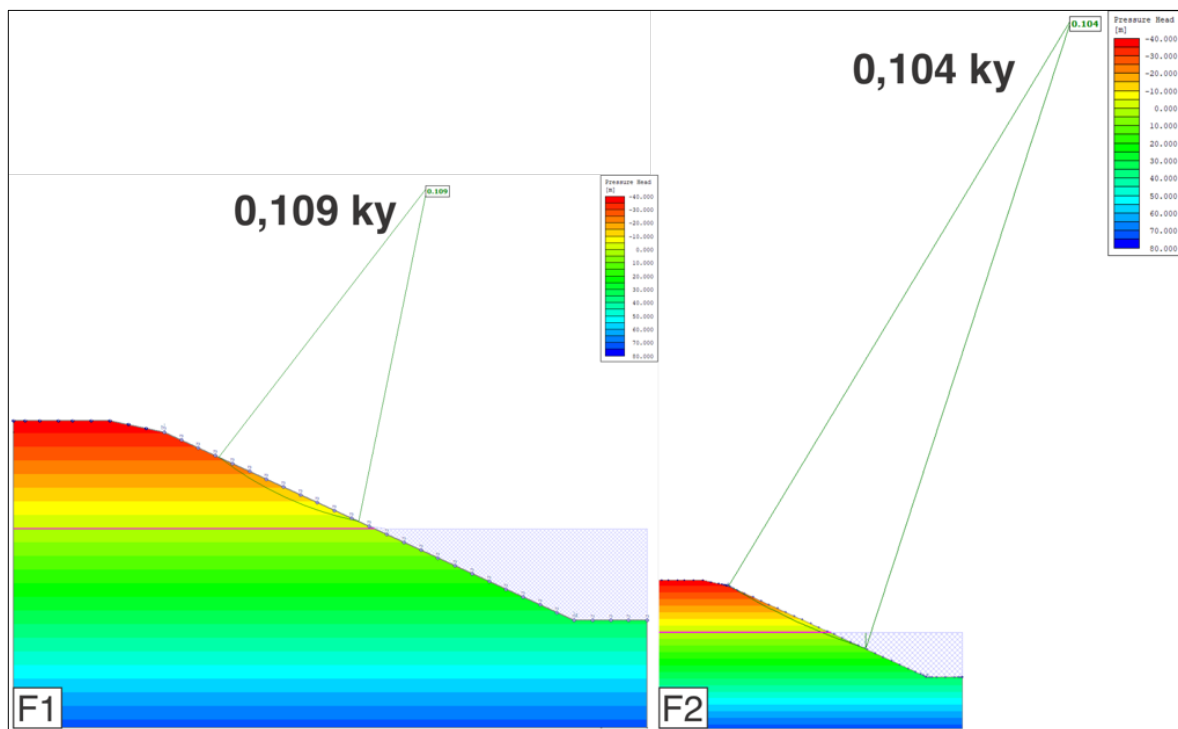
havnivå ved steg 4 med ein sikkerhetsfaktor på ca. 0 (Fig. 4.26, A og Fig. 4.27). Interessante delen frå simuleringsresultatet er hendinga som skjer frå steg 8 til steg 10, her viser fjordmodellane stor skilnad i sikkerhetsfaktor (Fig. 4.26, A). Frå Sula-kurven (Fig. 4.26, B; Bondevik et al. 2005) er tsunami havnivået vist som eit fall frå omlag 6. time til 7. time, før den stig og får ei normaltstand i havnivå ved 8.timen. I dette tidsrommet synk og stig sikkerhetsfaktoren for F2 og F1, men fallet er større for F2 samanlikna med F1. Dette gjev ein indikasjon på at stratigrafien har ein innverknad på sikkerhetsfaktoren, då den er mykje lågare for F2 ($F_s = 0$) samanlikna med F1 ($F_s = 0,459$) (Fig. 4.26, A og Fig. 4.27). Frå steg 10 til steg 12 stabiliserer både tsunami havnivået og sikkerhetsfaktoren stabiliserer seg ved 1,25 (Fig. 4.26, A). Generelt viser samanstillinga av sikkerhetsfaktoren (F_s) og den modellerte tsunamibølga (Fig. 4.26, A og B) at ved steg 2 (Tabell. 4.8) skjer det fyrste brotet, etterfølgd av fleire forhold kor F_s er under 1 som tydar på fleire brot i tidsaspektet på 8 timar (Fig. 4.26 og Fig. 4.27).



Figur 4.27: Skjematisk framstilling av kvar brotsirkelgrensa er lokalisert ved steg 2, steg 4 og steg 8, som alle representerer dei tre stega kor det skjer brot i laggrekkja på fjordskråninga. Teiknforklaringa t. h. i F1 og F2 representerer statisk trykkhode (eng: pressure head). A: viser brotsirkelgrenser i fjordmodell 1 (F1). B: viser brotsirkelgrenser i fjordmodell 2 (F2).

4.6.4 Effekten av seismisk last

Simuleringsresultata frå modellering av seismisk last i F1 (homogen glasial leire) viser at bakkeakselerasjon (ky) er lik 0,109, som tydar på at det trengst 10,9 prosent av tyngdeakselerasjonen (g) for å utløyse skred i fjordskråninga. Brotsirkelen er lokalisert rett over havnivå (Fig. 4.28). F2 (glasial leire med eitt permeabelt sandlag) viser at ky er lik 0,104, som tydar på at det trengst 10,4 prosent av tyngdeakselerasjonen (g) for å utløyse skred i fjordskråninga. Brotsirkelen er lokalisert rett under havnivå og heilt opp til strandsona (Fig. 4.28). Oppsummert viser simuleringsresultata at skilnaden er veldig liten mellom fjordmodellane.



Figur 4.28: Slide2 modell med simuleringsresultat frå modellering av seismisk last i F1 og F2. Teiknforklaringa t. h. i F1 og F2 representerer statisk trykkhode (eng: *pressure head*). Rosa horisontal strek i modellane representerer grunnvassgradienten. I F1 er brotsirkelen plassert over havnivå. I F2 er brotsirkelen plassert frå toppen av fjordskråninga og til rett under havnivå. Brotsirklane til fjordmodellane har forskjellig rekkevidde, dette kan kome av at stratigrafien er forskjellig for fjordmodellane.

5 Diskusjon

Formålet med dette kapittelet er å diskutere resultatane frå seismo- og litostratigrafiske undersøkingar samt modellstudium, og samanlikne med tidlegare forskning som er vorte utført på Sunnmøre og vest-norske fjordsystem. Dette gjev grunnlag til å diskutere avsetjings- og skredhistorien i holocen, skredprosessar og utløysingsmekanismar.

5.1 Avsetjing- og skredhistorie i Holocen

I dette delkapittelet vart ein rekonstruksjon av avsetjings- og skredhistorien i holocen utarbeida med grunnlag i tolkingar frå batymetrisk data, seismikk, marine/lakustrine kjernar og ¹⁴C-dateringar. Formålet er å danne ei oversikt over avsetjing- og skredhistorien i Sulafjorden, kor identifiserte skredhendingar skal verte samanstillt med tidlegare identifiserte skredhendingar i vest-norske fjordar i frå Bellwald et al. (2019) sitt studie. Det vil bli fokusert på avsetjingsprosessar knyta til holocen, medan avsetjingsprosessar frå pleistocen er skildra i masteroppgåva til Martin Andersen Høie. Vidare vart dei identifiserte avsetjingsprosessane belyst i eit større perspektiv ved å samanlikne avsetjingsprosessane i Sulafjorden med den generelle stratigrafien for vest-norske fjordsystem presentert i Hjelstuen et al. (2013).

5.1.1 Avsetjingshistorie

Hemipelagisk

Seismostratigrafisk eining A er tolka til å representere eit roleg sedimentært miljø kor hemipelagisk avsetjing dominerer (Fig. 4.6; Fig. 4.7; Fig. 4.8; Fig. 4.9; Fig. 4.10). I øvre del av fjordstratigrafien førekjem sub-parallele til bølgete reflektorar med låg amplitude som draperer over eldre sedimenter, seismostratigrafisk eining B (Fig. 4.6). Desse reflektorane representerer seismostratigrafisk eining A (A1 og A2), adskilt av ein regional høgampplitude reflektor (R1) og har i tillegg førekomst av andre isolerte avsetjingar. Desse avsetjingane er av transparent/kaotisk seismisk karakter og representerer yngre småskala massestraum avsetjingar fjordskråningsskred (Fig. 4.6; Fig. 4.9). Det er identifisert massestraum avsetjingar i undereining A1, som kan delast inn i tre tidsrom; ca. 2200 – 2500 kal. år BP, 1100 kal. år BP og 480 kal. år BP (Fig. 5.3; Fig. 5.4). Seismisk lengdeprofil, TOPAS-linje 7 viser jamn overdekning av hemipelagisk avsetjing over skredavsetjingar (seismostratigrafisk eining B) i den sørlege delen av Sulafjorden, medan i den nordlege delen tynnar avsetjinga ut i retning nord mot Breisunddjupet (Fig. 4.6). Ein hypotese er at botnstraumar vert relativt sterkare

oppover skråninga mot Breisunddjupet og dermed hindrar avsetjing av sedimentar. Det er òg identifisert uttynnande hemipelagiske avsetjingar langs fjordkantane, kor batymetrisk data viser førekomst av ryggformasjonar som dannar ideelle forhold for mobilisering av lokalt sterkare botnstraumar (Fig. 4.1). Mot kanten av den bratte fjordskråninga er det noko grunnare enn i sentrum av fjordbassenget, dette gjer at området vart meir eksponert for endring i tidevatn. Dei fleste fjordar endrar vassmassar og havnivå i resonans med kysten, og sidan Sulafjorden er lokalisert i eit sund med fjordarmar i nordleg (Breisunddjupet) og sørleg ende (Vartdalsfjorden og Storfjorden), vil det førekomme grunne og lokale botnstraumar på langs med terrengkotane, som eit resultat av vinderosjon, bølger eller tidevatn (Albretsen og Asplin, 2017).

Overgangen til frå undereining A1 til A2 (stratigrafisk nedover) er markert av ein regional reflektor, R1, som er identifisert i grunne delar av litostratigrafien og har ein modellert medianalder på 3126 kal. år BP (Fig. 5.4). I A2 er det observert stratifisert lagsekvens med marin leire og silt, tolka til å vera konturittisk lagsekvens (Fig. 4.9 A, 2). Førekomsten av konturittisk lagsekvens indikerer at det er tilstadevêrelse av lokale botnstraumar som dannar stratifisert lagsekvens potensielt med høgsensitive og tynne lag av leire og silt som dannar glideplan for yngre avsetjingar (Haflidason et al., 2004; Hjelstuen et al., 2013; L'Heurex et al., 2010). Ofte vart skred initiert i konturittisk lagsekvens, dette fordi leire opptre som impermeabelt og er svært sensitiv for belastning, poreovertrykk og/eller jordskjelv. Avsetjing av massestraumar med permeable avsetjingar (t.d. sand) kan påføre stor belastning og skape poreovertrykk som verkar destabiliserande på det impermeable laget, ergo rasar sanden ut på eitt distinkt glideplan (L'Heurex et al. 2010). Det kan tenkast at slike utrasingar på glideplan kan vera ein av årsaksmekanismane til førekomsten av dei isolerte avsetjingane med transparent/kaotisk seismisk karakter, som er observert i seismostratigrafisk eining A (A1) (Fig. 4.9). I TOPAS-linje 6 er det observert to distinkte grunne skred i fjordstratigrafien, kor kjerne GS20-229-12GC har vorte innhenta proksimalt på dei grunne skreda, dette samanfattar med litostratigrafisk indikasjon med modellert alder på 225 (411 – 27) kal. år BP (Fig. 4.10; Fig. 4.12).

I studie av Hjelstuen et al. (2013) viser ein vidareutvikling av vest-norsk fjordstratigrafi frå Aarseth (1997) at hemipelagisk-, turbiditt- og massestraumavsetjing førekjem i den øvste og yngste eininga i fjordstratigrafien, beteckna som fjordeining VIII. Skildring av hemipelagiske sedimentar er omtalt som homogent og finkorna materiale (Hjelstuen et al., 2013), noko som samanfattar med teksturindikasjon i frå litostratigrafien i kjernane. Kjerne 06S_GC05 har

penetrert gjennom øvre del av hemipelagisk avsetjing i fjordbotn og har ein alder på 4001 kal. år BP som samanfattar med tidsperioden sein holocen. I tillegg vart kjerne 06S_GC12A nytta som ein informativ kjelde til å få eit aldersestimat på sedimenta i fjordskråninga. Alderen på fjordskråningssedimenta er på 4080 kal. år BP, og samanfattar med tidsrommet sein holocen (Fig. 4.8). I kjerne GS20-229-12GC/18GC og 19GC er det identifisert skredhendingar i tidsintervallet 4000 – 2000 kal. år BP (Fig. 5.3; Fig. 5.4). I følgje studiet Mikalsen et al. (2001) presenterte isotopisk data frå botnfauna-arten *Uvigerina mediterranea* fem kalde periodar prega av 1,5 – 2 grader reduksjon i botnvasstemperatur i Sulafjorden. Klimatiske variasjonar i Sulafjorden vart i følgje Mikalsen et al. (2001) oppført som parallellar med kalvinga av ismassar (eng: «ice-rafted debris, IRD») i Nord-Atlanteren og glasiale svingingar i vest-Norge og Skandinavia. Studiet Mikalsen et al. (2001) presenterer grunne ¹⁴C-dateringar frå kjerne HIM-109-8-5 som er innhenta frå sørleg del av Sulafjorden i tidsromma; ca. 1000 kal. år BP, 3000 kal. år BP og 5000 kal. år BP (Tabell 4.6). I dette studiet er det reflektert massestraum avsetjingar i kjerne GS20-229-12GC, GS20-229-18GC og GS20-229-19GC, der litostratigrafien har ein usortert avsetjing med leire og silt.

Det vart òg påpeika at organisk innhald er eit karakteristisk moment for hemipelagisk avsetjing (Hjelstuen et al., 2013), dette samanfattar med generelt høge XRF-teljetal av brom i litostratigrafien. Eit anna moment som karakteriserer hemipelagisk avsetjing er at sedimenta vart avsett i suspensjon i vassøyla (Hjelstuen et al., 2013), dette samanfattar med observasjonane frå TOPAS-linje 7, men med hensyn til at det er lokale variasjonar i fjorden som følgje av lokale botnstraumar (Fig. 4.6). Førekomsten av turbiditt- og massestraum avsetjingar i fjordeining VIII kan ha ein samanheng med at det var høgare skredaktivitet i sein holocen, som eit resultat av klimatiske variasjonar og aukt jordskjelvaktivitet (Hjelstuen et al., 2013; Bellwald et al., 2019; Bøe et al., 2004). Tolkingar frå seismostratigrafisk eining A kan verte korrelert med fjordeining VIII, som representerer hemipelagiske sedimentar, karakteristisk homogent og finkorna materiale med organisk innhald, og som har vorte transportert frå land og avsett i suspensjon i vassøyla. Fjordeining VIII draperer over underliggjande eining fjordeining VII, men har òg stadvis isolerte.

Skredprosessar

I midtre del av fjordstratigrafien i Sulafjorden er det identifisert to typar av skredprosessar; turbiditt- og massestraum avsetjing som til felles er gravitasjonsprosessar, men med forskjellig avsetjingsoppbygnad (Tabell. 4.2).

Turbiditt- og massestraum avsetjing

Seismostratigrafisk eining B er tolka til å representere eit aktivt sedimentært miljø kor skredprosessar dominerer. Eining B er delt inn i fleire undereiningar med to fasar med skred; først eit stort langsgåande skred (B1) deretter fleire små individuelle skredhendingar frå fjordskråninga på begge sider av fjorden i sørleg del som har vorte utløyst samtidig (B2) og eit mindre langsgåande skred (B3, stratigrafisk øvst) (Fig. 5.1). Desse to fasane av skred er innramma av reflektor R4 i botn av eininga og R3 i toppen av eininga (Fig. 4.6; Fig. 4.8). Undereiningane (B1, B2 og B3) er tolka som skred som mest sannsynleg representerer forskjellige fasar av same hendinga, dette støttast mellom anna av seismiske profil og batymetrisk data.

Frå Figur 5.1 er første steg i avsetjingshistorien representert av hemipelagisk avsetjing som er avsett over ein regional reflektor (R4) som markerer overgangen mellom yngre dryas og holocen. R4 draperer over tre høgamplitude turbidittreflektorar som representerer pleistocen og er skildra i masteroppgåva til Martin Andersen Høie.

I tidsrommet 8100 kal. år BP vart fleire fasar av ei skredhending initiert. Ved den første fasen vart eit langsgåande skred (B1) med stor mektigheit, 15 – 19 m initiert ved Breisunddjupet og med utløpsretning i sør. B1 vart avsett med erosiv base på regional reflektor R4 som opptrer som eit glideplan (Fig. 4.6; Fig. 5.1). Skredet B1 har transparent/kaotisk seismisk karakter, og stoppar proksimalt ved ein tjukk sekvens med sandlag som i seismiske profil er identifisert som distinkte og stratifiserte reflektorar i ein hemipelagisk avsetjing (Tabell 4.1; Fig. 4.6; Fig. 5.1). Over desse sandlaga vart det i samband med skred B1 avsett ein høgamplitude turbiditt reflektor som draperer den hemipelagiske avsetjinga (Fig. 5.1). På bakgrunn av mektigheta til B1 kan det tyde på at store mengder med glasimarine sedimentar frå deglasiasjonen har vore lagra ved Breisunddjupet og vidare vorte utløyst og avsett som massestraum avsetjing, representert som B1 (Fig. 4.3; Fig. 4.6; Fig. 5.1).

I andre fasen vart det initiert mange små individuelle skred frå fjordskråninga på begge sider av fjorden (B2) og frå Breisunddjupet (B3) (Fig. 5.1). Frå seismiske profil tydar det på at turbiditten som vart avsett i forlenginga av skred B1 har vorte brote opp i forbindelse med

avsetjinga av B2 og danna skjærformasjonar inni B2 (Fig. 4.6; Fig. 5.1). Seismiske profil viser at B2 eroderer ned til botnen av seismostratigrafisk eining B, markert av regional reflektor R4 (Fig. 4.6). I følgje batymetrisk data tydar det på at fjordskråningsskred lengst nord i Sulafjorden har vorte utløyst i eit lite tidsvindaug før B1, fordi ytre del av skredlobene til desse skreda har vorte kutta av og stadvis drapert av B1 (Fig. 4.6). Men seismiske profil derimot viser at ein høgampplitude turbidittreflektor som har vorte avsett i samband med avsetjinga av B1 vart brote opp i forbindelse med avsetjinga av skreda som utgjer B2 lengre sør i Sulafjorden, dermed bekreftar dette at B1 og fjordskråningsskred nord i Sulafjorden er første fase av fleire skred i same hendinga (Fig. 4.1; Fig. 4.3; Fig. 4.6; Fig. 5.1). Seismisk data tydar på at tidsvindaug mellom første fase (B1) og andre fase (B2) er lite. Årsaka kan vera at mektigheta til B1 aukar transporthastigheta slik at B1 vart avsett før B2. Batymetrisk data viser indikasjon på at B2 har sporadisk skredgroper på overflata, noko som tydar på hurtig transport og kort avstand ned frå fjordskråninga, dermed kan det vera at B2 har vorte avsett i eit tidsvindaug på minuttar, timar eller dagar etter B1 (Fig. 4.6; Fig. 5.1). Seismiske profil viser at B2 har relativ variabel mektighet i Sulafjorden, men i gjennomsnitt ca. 9,2 m (Fig. 4.6, Fig. 4.9). ¹⁴C-datering frå vertikalt midtre del av B2 indikerer ein maksimumsalder på 9763 kal. år BP, som dermed bekreftar avsetjingstidspunktet tidleg holocen (Fig. 4.8; Tabell. 4.5).

Relativ samtidig med skred B2 vart eit langsgåande skred frå Breisunddjupet avsett, representert som B3 (Fig. 5.1). B3 er karakterisert som eit mindre skred med ein mektighet på omlag 7,6 m og har vorte avsett over B1 med ein erosiv base på turbiditten som vart avsett i forbindelse med avsetjinga av B1 (Fig. 4.6; Fig. 4.12; Fig. 5.1). Både batymetrisk data og seismiske profil viser at B3 har ein lengre utløpsdistanse i særleg retning enn B1, omtrentleg 600 meter sørover (Fig. 4.1; Fig. 4.6). I tillegg har B3 smalare lateral utbreiing samanlikna med B1, samt som det er observert konkav form av B3 i vertikalt snitt frå seismiske profil (Fig. 4.8). Dette er ein interessant observasjon, kor momenta; utløpsdistanse og konkav form av B3 kan tyde på at skredmassar med finkorna materiale har vorte transformert frå laminært til turbulent, og på grunn av impermeabilitet har vassmassane vorte drivne under skredmassane og danna vassplaning som følgje av dette. Dette er ein skredprosess som er karakteristisk for turbidittstraumar, og har ofte lange utløpsdistansar, noko som samanfatar med utbreiinga til B3 (Fig. 4.3; L'Heureux et al., 2010). Seismostratigrafien viser førekomst av høgampplitude reflektorar i øvre del av B3, noko som kan bekrefte førekomsten av turbiditt avsetjingar, som mest sannsynleg kan ha vorte avsett i ein sein fase av B3 (Fig. 4.6; Fig. 4.8).

Seismostratigrafisk eining B er definert med seismisk karakter som transparent/kaotisk, men viser òg at B3 er ein massestraum avsetjing som kan ha transformert til ein turbiditt avsetjing i øvre del og i den distale forlenginga (Fig. 4.7; Fig. 4.10). Regional reflektor R3 er identifisert som høgamplitude reflektor og representerer dermed toppen av høgamplitude reflektorane i den øvre delen av seismostratigrafisk eining B, og er avsett i tidleg holocen, bekrefta av dateringa frå midtre del av B2 (Fig. 5.1; Tabell 4.5). Ved siste steg i Figur 5.1 vart avsetjingsmiljøet roleg og hemipelagisk avsetjing dominerer.

Seismostratigrafien viser at rett over R3 er det kaotisk og sub-parallell seismisk karakter med ein diskontinuerleg regional reflektor med lågamplitude representert av R2 (Fig. 4.6; Fig. 4.7). Samanstilling av seismo- og litostratigrafi indikerer at R2 er ein diskontinuerleg regional reflektor som markerer toppen av ein turbidittale til ein turbiditt avsetjing (Fig. 4.21; Fig. 4.22). I kjernane; GS21-235-01GC, GS21-235-02GC og GS20-229-18GC er det identifisert ein turbiditt avsetjing i botn av litologien. Kor ^{14}C -dateringar frå toppen av turbiditt avsetjinga i GS21-235-01GC og GS21-235-02GC har ein minimumsalder på 7982 kal. år BP og 7726 kal. år BP, noko som bekreftar avsetjingstidpunktet overgangen tidleg holocen (Tabell 4.3; Fig. 5.4). Turbiditten frå 18GC har modellert minimumsalder på 8420 kal. år BP, men denne alderen inneheld stor usikkerhet, ca. 1947 år, noko som kan vera på grunn av at det er få ^{14}C -dateringar i nedre del av kjernen og OxCal utfører ekstrapolering basert på eksisterande ^{14}C -dateringar (Tabell 4.3; Fig. 5.4). Kjerne GS21-235-01GC og GS21-235-02GC har modellert minimumsalder på; 8098 kal. år BP og 7742 kal. år BP, med ein usikkerhet på omlag 300 år. Samanlikna med kjerne 18GC har aldrane til kjernane GS21-235-01GC og GS21-235-02GC ein mindre usikkerhet, som eit resultat av at det er ekstrahert fleire prøvar til ^{14}C -dateringar ved turbiditt grensa (Tabell. 4.3; Fig. 5.4). Kjerne GS20-229-12GC har ikkje identifisert turbiditt avsetjing i litostratigrafien, men seismostratigrafien indikerer ein kort distanse frå kjernebotn til kjerne GS20-229-12GC og toppen av reflektor R3, som er avsett i tidleg holocen. På bakgrunn av manglande ^{14}C -datering i botn av kjerna, er det difor utført ein modellert alder frå kjernebotn på 7952 kal. år BP, som samanfatar med dei andre ^{14}C -dateringane (Tabell. 4.3; Fig. 5.4).

Felles for desse kjernane er at turbiditt avsetjingane inneheld leire og siltig leire, noko som tydar på at dei representerer øvre del av oppfiningssekvensen til ein turbiditt avsetjing (Ge et al., 2022). Mangelen på nedre del av turbiditt avsetjinga kjem av at penetrasjonsevna til fallkjernen svikta i kontakt med eit hardt underlag, og innhenta dermed maks 4 meter med sedimentar. På bakgrunn av dette er det supplert med informasjon frå Fugro sine djupe

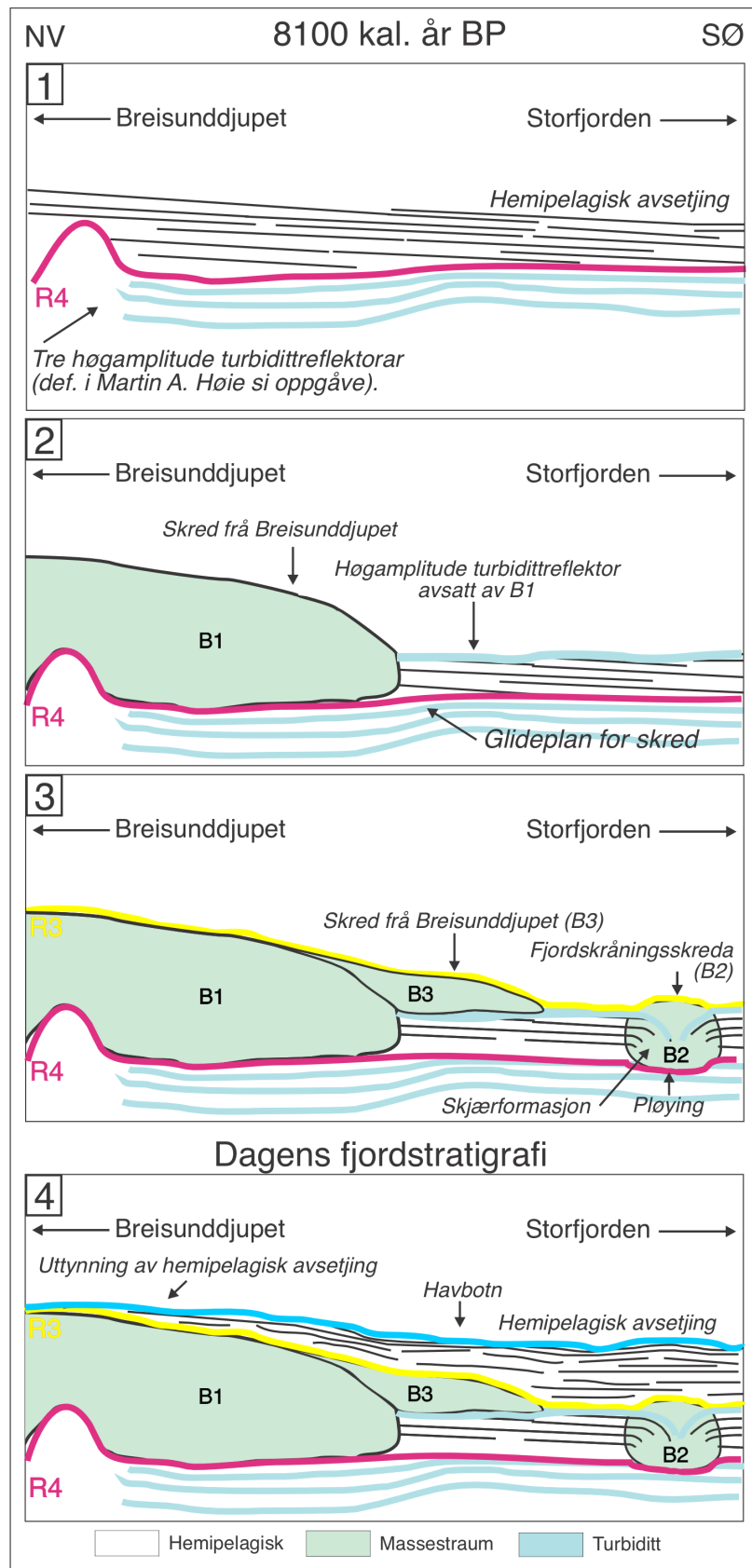
geotekniske kjernar innhenta frå dei same lokalitetane, i håp om å kunne eksemplifisere ein turbiditt avsetjing som viser normalgradering frå sand til leire. Det er ikkje usannsynleg i og med at det i studiet Bøe et al. (2004) vart identifisert ein turbiditt avsetjing i ein 4 meter djup kjerne frå den midtre delen av Sulafjorden, med konvensjonell ^{14}C -alder på 8111 kal. år BP. I dette studiet gjev modellert minimumsalder av turbiditt avsetjingar frå Bøe et al. (2004) på 8222 kal. år BP (Fig. 5.3; Fig. 5.4).

Figur 5.2 viser samanstillingar av litostratigafi og skjærstyrke (kPa) frå studiet sine marine kjernar; GS21-235-01GC og GS21-235-02GC og Fugro sine djupe geotekniske kjernar; 06S_106 og 06S_103. Kjernane; 01GC og 06S_106 er innhenta frå omlag same geografiske posisjon og viser i samanstillinga at turbiditten som er identifisert i botn av kjerne 01GC korrelerer svært godt med førekomsten av eit sandlag på 1,4 meter i kjerne 06S_106 (Fig. 5.2, B). Skjærstyrken (kPa) til kjernane, 01GC og 06S_106, har lik trend frå botn til topp (kor botn er representert av kjernebotn til 01GC) (Fig. 5.2, B). Kjernane; 02GC og 06S_103 er innhenta frå omlag same geografisk posisjon og viser i samanstillinga at turbiditten som er identifisert i botn av kjerne 02GC ligg omlag 40 cm over sandlaget som er identifisert i kjerne 06S_103 (Tabell 3.1; Fig. 4.7; Fig. 5.2, A). Årsaka til dette gapet i litologien kan vera at fallkjernetakaren ikkje har klart å penetrere til botn av den øvre turbiditt avsetjinga på grunn av motstand frå underlaget. Ei anna årsak kan vera at dei siste 40 cm med leire kan ha glidd vekk frå kjernelokaliteten på grunn av poreovertrykk i forbindelse med trykket frå fallkjernetakaren. I litostratigrafien til kjerne GS21-235-02GC vart teksturen ved dei siste 9 cm identifisert som eit vått parti med leire, kan tyde på sensitiv leire som ved ugunstige forhold som t.d. belastning glir ut pga. svikt i strukturen (Fig. 4.18). Frå Figur 5.2, A viser skjærstyrken relativ lik trend frå botn til topp, kor det ved nokre stratigrafiske nivå er redusert skjærstyrke ved førekomst av finkorna materiale.

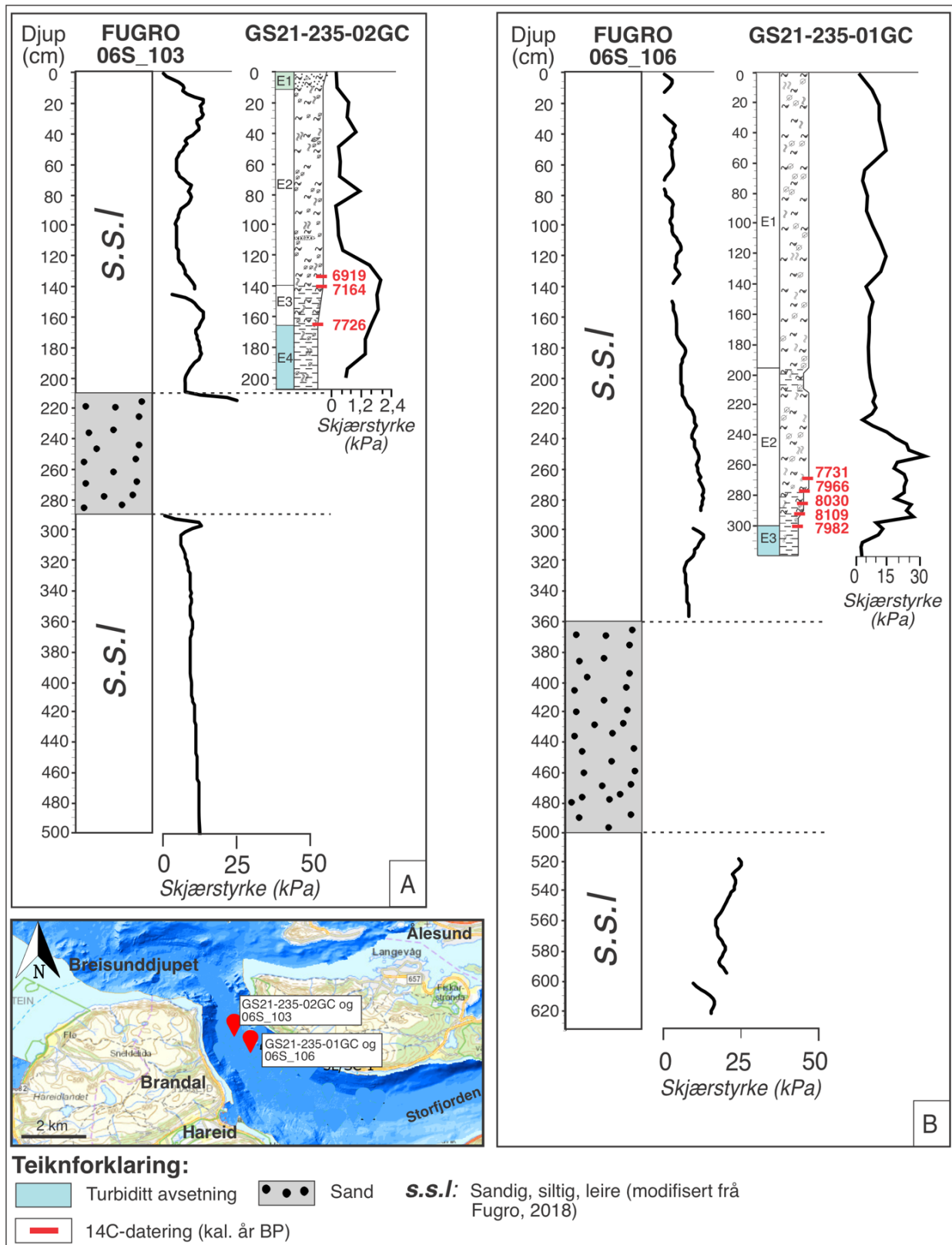
Sandlaga som førekjem i begge samanstillingane er mellom 0,4 – 1,4 m tjukke og er i seismiske profil observert som høgamplitude reflektorar som tydar på sand i øvre del av seismosstratigrafisk eining B representert av reflektor R3 (Fig. 4.6; Fig. 4.9; Fig. 5.2). Toppen av seismosstratigrafisk eining B har lik alder som toppen av turbiditt avsetjinga som er identifisert i t.d. GS21-235-01GC som har modellert alder på 8098 kal. år BP (Tabell 4.3; Fig. 5.4). Samanstillingane av marine kjernar frå dette studiet og djupe geotekniske kjernar frå Fugro viser førekomst av turbiditt avsetjing i den nordlege delen av Sulafjorden (Fig. 5.2).

I studie av Hjelstuen et al. (2013) viser ein vidareutvikling av vest-norsk fjordstratigrafi frå Aarseth (1997) at skredprosessar førekjem i den midtre eininga i fjordstratigrafien og er

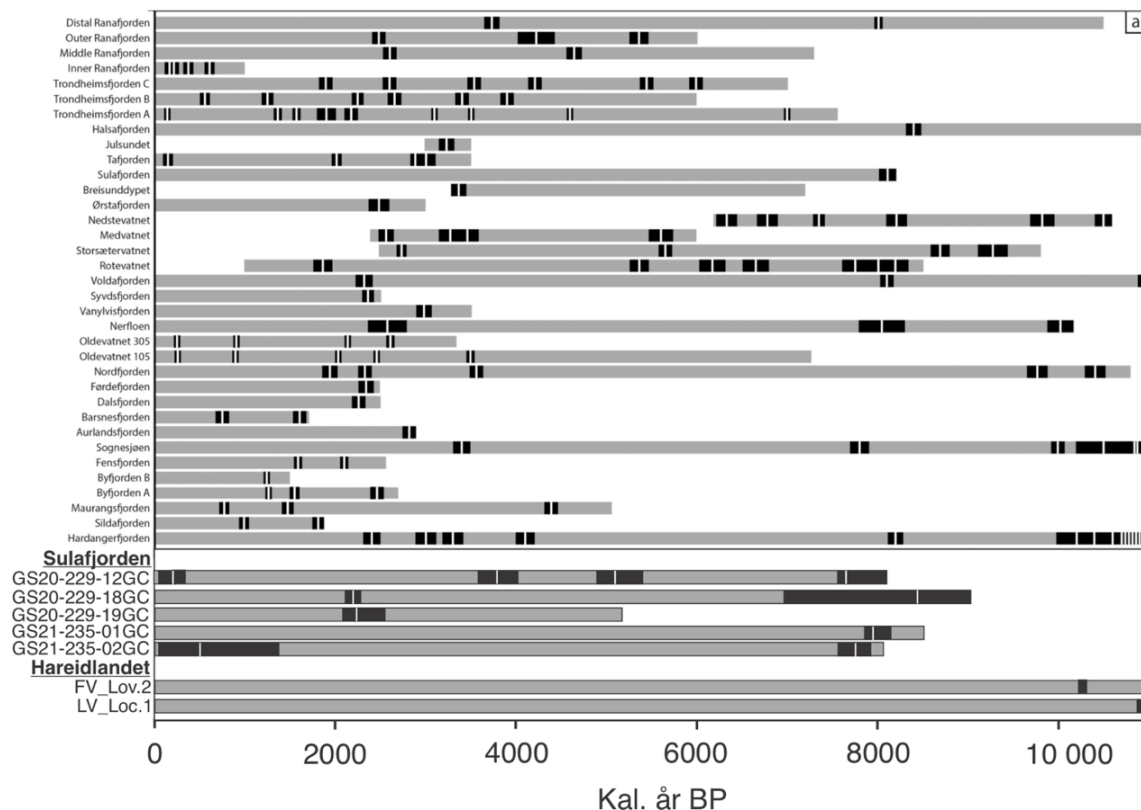
beteikna som fjordeining VII. Vidare skildrar Hjelstuen et al. (2013) at fjordeining VII vart avsett som følge av tilbaketrekkinga av det skandinaviske isdekket (SIS) i tidleg holocen, kor isostatisk heving initierte skredprosessar (Svendsen og Mangerud, 1987; Bellwald et al., 2019). Skildringa av fjordeining VII samanfattar med skredprosessane som er observert i seismosstratigrafisk eining B, kor ^{14}C -dateringar og modellerte aldrar bekreftar avsetjing i tidleg holocen og i tidsaspektet kor Storeggaskredet vart initiert, 8100 ± 250 kal. år BP (Haflidason et al., 2005; Fig. 5.3).



Figur 5.1: Skjematiske illustrasjon av avsetjings- og skredhistorien i Sulafjorden i to tidsrom; 8100 kal. år BP og dagens fjordstratigrafi.



Figur 5.2: Samanstilling av litostratigrafi og skjærstyrke frå marine kjernar frå dette studiet og utdrag frå geotekniske boringar frå same lokalitetane frå Fugro (2018). A: Samanstilling av kjerne 06S_103 og GS21-235-02GC. B: Samanstilling av kjerne 06S_106 og GS21-235-01GC.



Figur 5.3: Regional fordeling av identifiserte skredhendinger i norske fjordar og innsjøar, konstruert av Bellwald et al. (2019). Identifiserte skredhendinger er markert med svarte boksar som viser konfidensintervallet (95,4 %) medan kvit vertikal strek representerer medianalder.

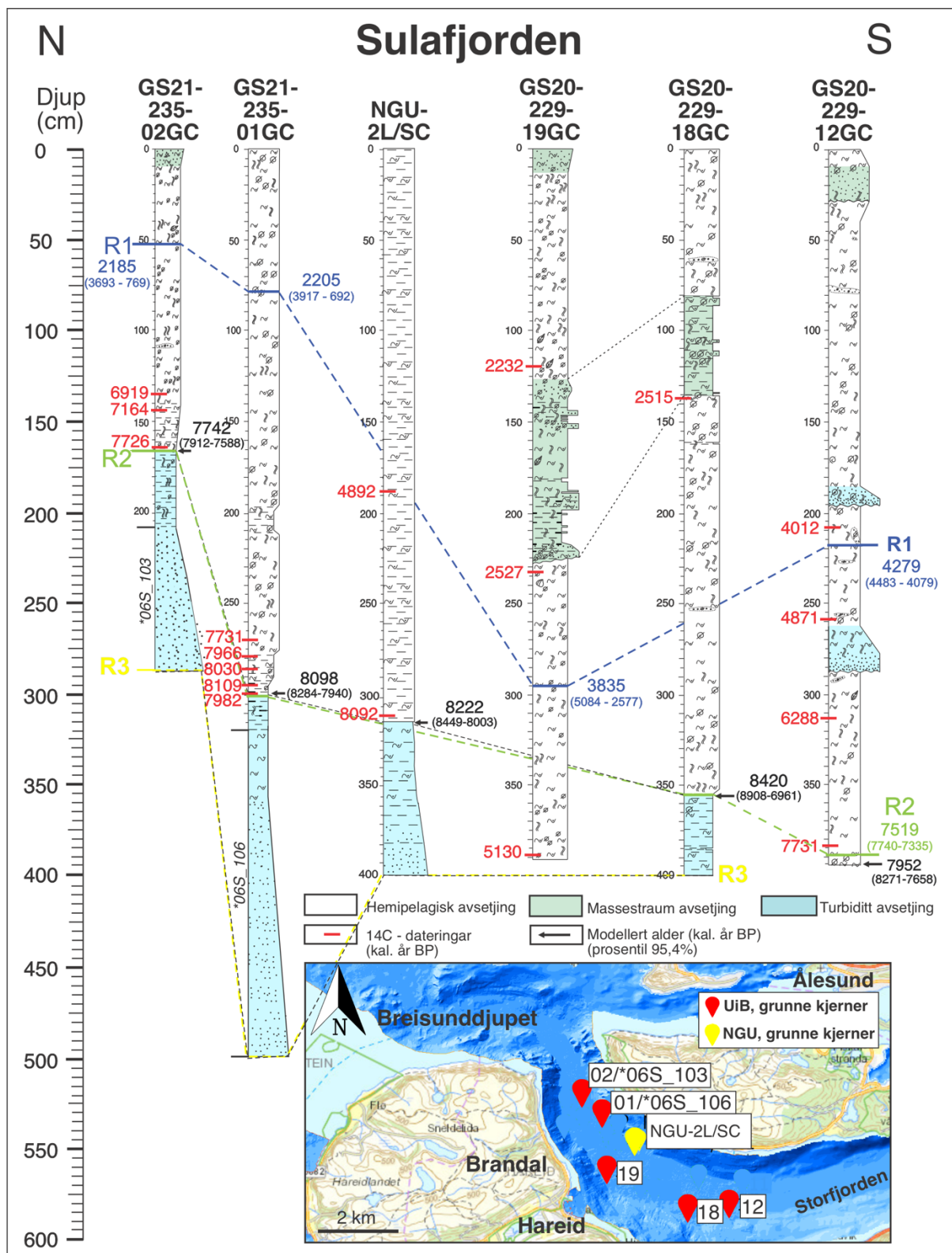
5.1.2 Sedimentkjelde for avsetjingar i Sulafjorden

Basert på indikasjonar i batymetrisk data og seismostratigrafiske resultater tydar det på at Breisunddypet er ei aktuell kjelde til sedimenta som er observert i dei to fasane av skred i seismostratigrafisk eining B i Sulafjorden (Fig. 4.1; Fig. 4.2; Fig. 5.1). I batymetrisk data vart det tydeleg identifisert to generasjonar med langsgåande skredhendinger (B1 og B3) med forskjellige utlaupsdistansar (Fig. 4.1). I botn av seismostratigrafisk eining B vart det identifisert sporadisk erosjon langs austsida av fjordbotn, og mektighetskartet til B1 viser at mektigheta er noko større langs austsida (Fig. 4.8; Fig. 4.12). Denne observasjonen gjev ein indikasjon på at det kan ha vore basal erosjon i forbindelse med det langsgåande skredet, B1. I tillegg til at det er observert ein regional reflektor, R4, som eining B vart avsett på, bekreftar dette at skredhendiane mest sannsynleg har erodert i lengderetning når den propagerte frå Breisunddypet. Frå seismisk data er B3 karakterisert som svakt konkav og avsett oppå B1 og ein høgamplitude turbidittreflektor som er deformert inni B2, ei slik geometrisk utforming tydar på transport i lengderetning med størst mektigheit i sentrum og uttynnande mektighet ut mot sidene av skredet (Fig. 4.8). Dette bekreftar òg at B3 har propagert i lengderetning òg har vorte initiert ved Breisunddypet.

5.1.3 Hareidlandet

Ved Mørkevatnet 427 moh. vart tre distinkte moreneryggar tolka til å vera tre fasar av vertikal smelting av botnbre, kor det tyda på at moreneryggane har vorte avsett proksimalt ved brekanten (Fig. 4.4, E1, E2). På bakgrunn av observasjonane som vart gjort i vestenden av Fjellsvatnet og ved Mørkevatnet underbyggjer morenelandskap og moreneryggane hypotesen om yngre dryas lokalglasiasjon (Fig. 4.4).

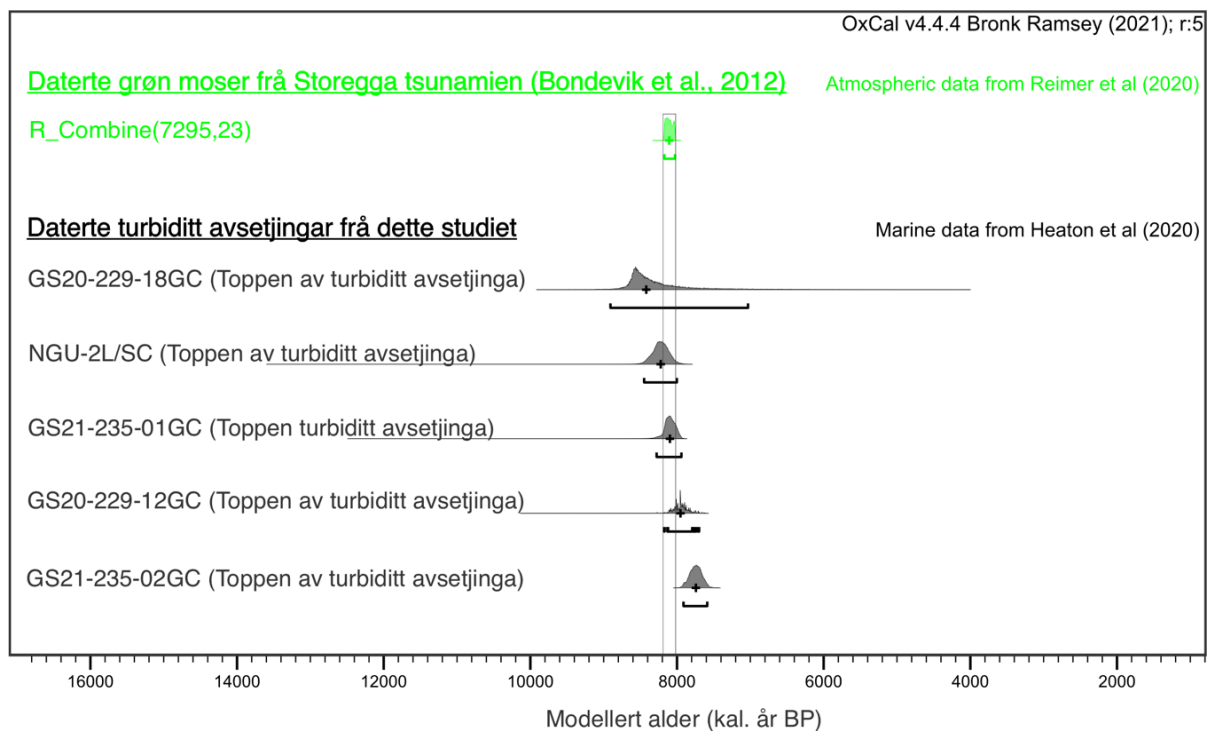
Til trass for at det ikkje vart identifisert nokre førekomst av jordskredhendingar på land vart det derimot funne erosive grenser i to av dei fire lakustrine kjernane som vart innhenta frå Løsetvatnet og Fjellsvatnet (Fig. 4.19; Fig. 4.20). I følgje litostratigrafien til kjernen frå Løsetvatnet er den erosive grensa frå eining E1 tolka til å vera ei hending som har erodert vekk sedimentar frå overgangen mellom yngre dryas og holocen, som mellom anna er stratigrafisk komplett i kjernen frå Fjellsvatnet (Fig. 4.19; Fig. 4.20). På bakgrunn av erosjonen som har oppstått, ligg holocen gyttje proksimalt på glasimarine sediment frå yngre dryas i LV_Loc.1. ¹⁴C-datering bekreftar at alderen til grensa er på 10 949 kal. år BP og nokre cm over grensa er alderen på 11 114 kal. år BP, begge aldersestimata bekreftar perioden tidleg holocen (Tabell 4.4). Observasjonen som er gjort i litostratigrafien til LV_Loc.1 har mange fellestrekk med litostratigrafiske oppbygning i lakustrine kjernar frå Storsætrevatnet (Bøe et al., 2004). I studie Bøe et al. (2004) omfattar litostratigrafien holocen gyttje over glasimarine sedimentar frå yngre dryas, med ei erosiv grense med alder på 9181 kal. år BP og 9006 kal. år BP. Dei erosive grensene er i Bøe et al. (2004) skildra som den nye nedre grensa til holocen gyttje, dette fordi mekanismar har resultert i at det har oppstått erosjon og fjerning av øvre delen av yngre dryas sekvensen (inkl. Veddeasken), slik at holocen gyttje nå ligg stratigrafisk lågare enn kva den gjorde når den vart avsett. Desse funna samanfattar svært godt med undersøkingane som er utført i kjernane; LV_Loc.1 og FV_Loc.2. Årsaksmekanismane til slik erosjon er massestraumar, som i studie Bøe et al. (2004) er skildra å ha vore svært hyppig i tidsromma; 2200-2000 kal. år BP og 11 000 -11 700 kal år BP. Det siste tidsrommet korrelerer best med ¹⁴C-dateringar frå kjernane; 10 949 kal. år BP og 10 255 kal. år BP, dette avkreftar dermed at skreda frå innsjøane ikkje har vorte utløyst i tidsrommet Storeggaskredet vart utløyst (Tabell 4.4). Årsaka til massestraumane i tidsrommet 11 000 - 11 700 kal. år BP er resultat av eitt eller fleire jordskjelv i Sunnfjord-Sunnmøre regionen, som er ein neotektonisk aktiv region som regelmessig opplev jordskjelvaktivitet med M5 (Bøe et al., 2004) (Fig. 5.3).



Figur 5.4: Samanstilling av avsetjingsprosessar litostratigrافي, korrelering av ^{14}C -dateringar og modellerte aldrar/grenser og modellert alder på seismiske reflektorar. Kartet nedst viser kvar kjernelokalitetane er i transektet; nord - sør. På kartet er kjernelokalitetane identifisert med nummer som er identisk med kjernenamna i samanstillinga. Kjerne NGU-2L/SC er ikkje presentert i seismostratigrafien, derav manglar alder på reflektorane R1 og R2. *06S_106 og *06S_103 representerer sandlaga som er presentert i Figur 5.1, og er avgrensa til regional reflektor R3 i botn.

5.1.4 Samanlikning av alderen på skreda og alderen på Storegga tsunamien

Studiet har eit godt dateringsgrunnlag til å kunne danne eit regionalt bilete av alderen til sedimenta i fjordstratigrafien i Sulafjorden. Toppen av turbiditt avsetjingane frå dette studiet har vorte samanlikna med ^{14}C -dateringar av terrestrisk grøn mose frå Bondevik et al. (2012) som har uvanleg geologisk presisjon på Storegga tsunamien, 7295 ± 23 kal. år BP (Fig. 5.5; Tabell 4.8). Årsaka til denne presisjonen kjem av at grøn mosen vart frakta frå landoverflata og ca. 50 – 100 m utanfor dåtida kyst og avsett på havbotn av Storegga tsunamien. Etter nokre timar frakta Storegga-tsunamien grøn mosen til skjellrike sedimenter i innsjøbassenget, Djupmyra (Hommelstå, Nord-Norge), på grunn av at det gjekk kort tid mellom grøn mosen vart frakta frå land, til kysten og tilbake til innsjøbassenget, overlevde deler av klorofyllet i sedimenta på grunn av at sedimenta var kompetente nok til å halde klorofyllet stabilt på grunn av impermeabiliteta hindra inntrenging av oksygen. På grunn av at dei grøn mosen vart begravd lenge, byrja deira radiokarbonklokke berre nokre timar etter at Storeggaskredet hadde initiert tsunamien (Bondevik et al., 2012). Dermed er det interessant å samanlikne aldrane på skreda som er identifisert i Sulafjorden med alderen til Storegga tsunamien, kor Figur 5.5 viser at aldrane frå dette studiet samanfattar svært godt med tidsrommet Storegga tsunamien inntraff, markert med grå boks.



Figur 5.5: Korrelering av modellert alder på toppen av turbiditt avsetjinga frå dei marine kjernane i dette studiet og modellert alder på grøn mose frå tsunami avsetjinga frå Djupmyra, Nord-Norge (Bondevik et al., 2012).

Feilkjelder knytt til aldersestimata

Det er viktig å presisere at det kan vera feilkjelder i aldersmodellane for dei marine kjernane, kor den gjennomsnittlege reservoaralderen, som er kalkulert i Calib.org sin 14CHRONO reservoaralder database for å få eit estimat på den lokale korreksjonen (ΔR) opp mot Marine20-kurven, kan vera for høg (Mangerud, 1972; 1975; Mangerud et al., 2006). Årsaka er at målingane utført av Mangerud (1972, 1975 og 2006) baserer seg på skjell/molluskar frå fauna i overflatevatnet og ikkje frå botnfauna, dette kan dermed gi for høg alder fordi faunaen i overflatevatnet har eit stort opptak av karbon direkte frå atmosfæren samanlikna med faunaen i djupvatnet. Ei anna feilkjelde er knytt til samanstilling av seismo- og litostratigrafi, kor seismisk djup har vorte definert i millisekund og ikkje meter. I seismisk tolking i programvaren Petrel har det vorte anvendt ein hastighetmodell ved korrelering av kjernar og seismiske profil. Hastighetmodellen baserer seg på sedimenthastigheter utrekna av Anna Aase, ca. 1480 m/s for vassøyla og 1530 m/s for holocene avsetjingar i fjordstratigrafien.

5.2 Skredprosessar og utløysingsmekanismar i Sulafjorden

I dette delkapittelet vart skredprosessar og utløysingsmekanismar i Sulafjorden diskutert. Formålet er å finne samanhengar mellom skredprosessar og potensielle utløysingsmekanismar, slik at ein kan forstå potensialet for nye skredhendingar.

5.2.1 Bølgjeerosjon

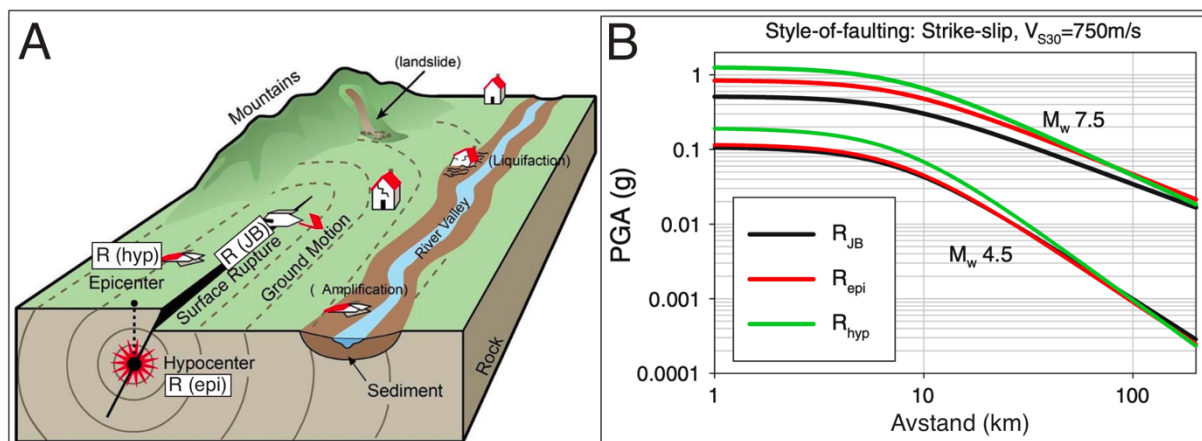
Bølgjeerosjon ved strandsona kunne vore ein utløysingsmekanisme for dei observerte skredhendingane i Sulafjorden, men ifølgje batymetrisk data tydar det på at avstanden mellom strandsona og toppen av fjordskråninga er stor. Denne observasjonen svekkjer dermed hypotesen om bølgjeerosjon (Fig. 4.1). Ei anna svekkjande moment som svekkjer hypotesen om bølgjeerosjon er at dei observerte skredhendingane i Sulafjorden er tolka som uavhengige skred som har vorte utløyst i same tidsaspekt, dermed må det ha vore ein større utløysingsmekanisme bak (Fig. 4.6). For at bølgjeerosjon skal ha utløyst dei skreda som er observert måtte det vore når lokale havstraumar eventuelt hadde ei overdriven intensitet og variabel retning innan kort tid, noko som kan vera mogleg, men mektigheita av skredmateriale er for stort til at det kan ha vore lagra ved strandsona. Analyser frå dei marine kjernane tydar på lite spor av fragmenter frå berggrunnen og terrestrisk materiale, dermed gjev dette òg indikasjon på at bølgjeerosjon ved strandsona ikkje er utløysningsmekanisme for dei observerte skredhendingane.

5.2.2 Jordskjelv

Simulering av seismisk last på fjordskråninga i Sulafjorden gav indikasjon på at det skjer brot i lagrekka ved ein bakkeakselerasjon på omlag 0,109 - 0,104 (ky), som tydar på at i gjennomsnitt trengst det 10,65 % av tyngdeakselerasjonen (g) for å utløyse eit skred ved fjordskråninga i Sulafjorden (Fig. 4.28). I studie Akkar et al. (2013) viser til at det er viktig å finne ein identisk jordskjelv predikasjonlikning (eng: *ground motion prediction equations, GMPE*) som samanfatar optimalt med bakkeakselerasjonen som er identifisert i det bestemte området. Dette vart rekna som eit viktig nøkkelsteg i vurderinga av seismisk fare.

Frå modellering av seismisk last på fjordskråninga i Sulafjorden har estimert bakkeakselerasjon, 0,104 g og 0,109 g, vorte samanlikna med ein etablert GMPE med utgangspunkt i oppdatert data av maksimal bakkeakselerasjon (eng: *ground peak acceleration, PGA*) i Europa (Fig. 5.6, Akkar et al., 2013). I studie Akkar et al. (2013) vart eit datasett med PGA frå Nordsjøen henta ut frå databasen, EIDA (eng: *European Integrated Data Archive*), noko som vil vera representativt for simuleringsresultata av seismisk last på

fjordskråninga i Sulafjorden. Frå Figur 5.6 kan 0,1 g forventast å vera registrert i 3 km avstand ved $M_{4,5}$ (Fig. 5.6), og i 60 km avstand ved $M_{7,5}$. Denne indikasjonen samanfattar godt med observasjonane av dei erosive grensene i innsjøbassenga på Hareidlandet, som vart utløyst i tidsrommet 10 949 – 10 255 kal. år BP, tidleg holocen, og ikkje i tidsrommet kor Storeggaskredet vart initiert, 8100 ± 250 kal. år BP (Haflidason et al., 2005; Fig. 5.3). Dette tidsrommet er i studiet Bøe et al. (2004) og Bellwald et al. (2019) definert som eit tidsrom med høg jordskjelvaktivitet kor moglegheita var stor for at magnituden var omkring 5 i Sunnfjord-Sunnmøre neotektoniske region (Bøe et al., 2004).



Figur 5.6: Kart som viser kvar dei tre linjene i grafen frå B representerer i jordskorpa, modifisert frå Wang et al. (2017). B: Etablert GMPE som viser rekkevidda til ein bestemt bakkeakselerasjon, PGA ved magnitud (M) 4,5 og 7,5. R_{JB} = avstand til overflateprojeksjon av forkastningsplanet, R_{epi} = episenter og R_{hyp} = hyposenter. Modifisert frå Akkar et al. (2013).

5.2.3 Tsunami

Simulering av effekten tsunamibølgja har på skråningsstabiliteta i Sulafjorden indikerer tre store brot i tidsaspektet på 8 timar (Fig. 4.26). Desse brota kan varte relatert til avsetjing- og skredhistorien til seismostratigrafisk eining B, som er tolka til å vera ein eining frå tidleg holocen, med to fasar med skred i same hending (Fig. 4.6).

Frå Figur 5.1 er avsetjings- og skredhistorien illustrert, kor det då startar med roleg miljø med førekomst hemipelagisk avsetjing. Dette tidsrommet kan representere tida før Storegga tsunamien propagerer innover Sulafjorden.

Ved første fase kan det tyde på at B1 glir på regional reflektor R4 (Fig. 5.1). Det kan tolkast at turbiditten R4 har danna glideplan for B1, der sandlaget har vorte ustabil på eit impermeabelt lag som eit resultat av poreovertrykk etter overbelastning av sediment og/eller vasstrykk. Denne fasen kan relaterast til steg 2 i Figur 4.26, kor den modellerte tsunamibølgja frå

Bondevik et al. (2012) viser ein reduksjon i havnivå på omlag 17 m etter 1 time samtidig som sikkerhetsfaktoren (F_s) synk til 0 (Fig. 4.26; Fig. 4.27), ergo oppstår det brottilstand i skråningsstabiliteta.

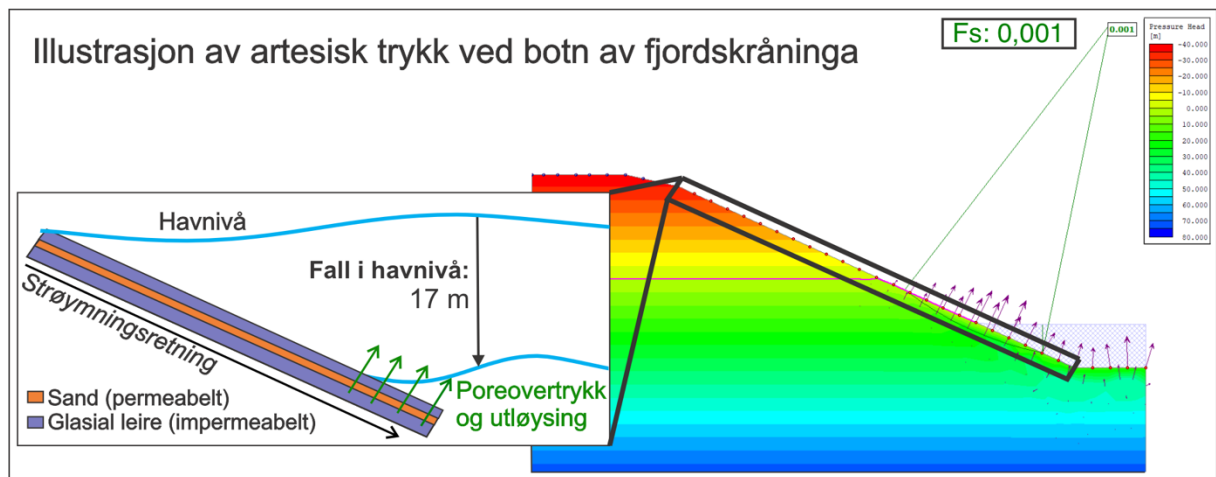
Ved andre fase vart B2 og B3 i følgje avsetjings- og skredhistorien avsett rett etter B1 (Fig. 5.1). Seismostratigrafisk indikasjon vider at B2 bryt gjennom sekvensen med stratifisert sandlag og eroderer ned i botnreflektor R4, og dannar dermed indre skjærformasjonar av sandlaga som var avsett før B2 (Fig. 4.6; Fig. 5.1). Førekomsten av indre skjærformasjonar i B2 er sporadisk identifisert i midtre del av Sulafjorden, kor sandlaga er avbøyd inn i B2, medan andre stadar følgjer sandlaga deler av overflata til B2 (Fig. 4.6). Denne observasjonen indikerer dermed at B1 er vorte avsett etter sandlaga. Denne fasen kan relaterast til steg 4 i Figur 4.26, kor den modellerte tsunamibølgja etter ein bølgetopp synk etter 4,2 timar ved steg 4 og med ein F_s på 0 tydar dette på brottilsstand i skråningstabiliteta (Fig. 4.27).

Når det langsgåande skredet frå Breisunddjupet (B3) vart avsett over B1, eroderer den ned på turbiditten som er avsatt av B1 og har reflektor R3 i toppen av eininga, til felles med B1 og B2 (Fig. 4.6; Fig. 5.1). Identifikasjon av mektigheta til B3 tyda på at den er noko mindre samanlikna med B1 og B2, og kan representerer den tredje og siste brotgrensetilstanden i simuleringresultatet presentert i Figur 4.26.

Det kan vera litt hypotetisk å anta at ved dei tre store brotgrensetilstanda i Figur 4.26 og Figur 4.27 vart to fasar med skred initiert; fase 1 (B1) og fase 2 (B2 og B3) (Fig. 5.1). Det kan vera at ved første brottilstand (steg 2), kor tsunamibølgja synk 17 meter, vart vassmassane enormt dynamisk slik at vekslinga i poretrykket på fjordskråninga utløyser mesteparten av skreda ved artesisk trykk ved botn av fjordskråninga. Ved Breisunddjupet er det relativt grunt, slik at det vil vera sannsynleg at sedimentar ved fjordskråninga har vorte eksponert over havnivå og dermed rast ut. Ved dei to siste brottilstandane vart det kanskje ikkje utløyst like mykje skred som ved første brotgrensetilstand, sidan mesteparten vart utløyst ved eit drastisk fall i havnivå ved steg 2 (Fig. 4.26). På bakgrunn av forskjellig mektighet på skreda; B1, B2 og B3, deformasjon av turbiditten som vart avsett av B1 og felles regional reflektor i botn og toppen av eining B, er det mykje som tyda på at skreda er avsett uavhengig i ei skredhending tidsrommet Storegga tsunamien inntraff Sulafjorden.

Det er realistisk å indikere simuleringresultata frå effekten av tsunamibølgja som utløysingsmekanisme for dei observerte skreda i Sulafjorden. Kor presise dateringar frå turbiditt avsetjingar indikerer skredhendingar i tidsrommet Storegga tsunamien skjedde, ca.

7295 ± 23 kal. år BP (Bondevik et al., 2012). Tsunami er hurtige hendingar som skapar flyktige forhold i havnivå og grunnvassgradienten, og generere artesiske trykk ved botn av skråninga (Fig. 5.7). Ved normale tilstandar eitt permeabelt lag (sand) som er isolert av impermeable lag (glasial leire) migrerer vatn frå grunnvatnet mellom porene i sedimenta. Men ved drastiske endringar i havnivå og grunnvassgradienten, vil strøymingshastigheta auke og migrasjonen av vatn skjer hurtig gjennom det permeable laget, til slutt vart vasstrykket stort nok slik at det vart utløyst utover dei impermeable laga. Resultatet er brot i lagrekkja på grunn av redusert skjærstyrke hos jordarta samt ustabil skråning (Johansson et al., 2014). Fenomenet vist i Figur 5.7, er eit moment som styrkjer teorien om at tsunami har ein utløysande effekt og er ein potensiell utløysingsmekanisme for dei observerte skredhendingane i Sulafjorden.



Figur 5.7: Slide2 illustrasjon av kva som skjer ved fjordskråninga ved modellering av tsunami. Modellen er modifisert for å uttrykke kva som skjer i med skråningsstabiliteta ved tsunami. Initial havnivå og fallet i havnivået etter 1. timen (Bondevik et al. 2005, Tabell 4.9). Sikkerhetsfaktor (F_s) er lik 0,001 og indikerer brot i lagrekkja. Lilla piler illustrerer strøymingsretninga til grunnvatnet, kor vatn migrerer mellom porene i sedimenta. Grøne piler illustrerer kvar det oppstår artesiske trykk.

6. Konklusjon

Hovudmålet med dette studiet har vore å undersøkje om det er ein potensiell samanheng mellom dei observerte holocene skreda og tsunami/jordskjelv hendinga i Sulafjorden og i innsjøane på Hareidlandet. Resultata frå ^{14}C -dateringar frå kjernane, batymetrisk datasett, tre seismiske lengdeprofil og to seismiske tverrprofil samt litostratigrafi vart det konkludert med følgjande:

- Avsetjingsprosessane i Sulafjorden er dominert av forskjellige sedimentære prosessar med regional og lokal utbreiing i avsetjingsintervallet tidleg- til sein holocen. Dei identifiserte avsetjingsprosessane er hemipelagisk avsetjing og skredprosessar, kor skredprosessane dominerer.
- Identifiserte turbiditt avsetjingar frå dei marine referansekjernane er avsett i tidsrommet tidleg holocen, med modellerte median minimumsalder på; 8420 kal. år BP, 8098 kal. år BP, 7742 kal. år BP og 7952 kal. år BP.
- Erosive grenser identifisert i holocen gyttje frå Løsetvatnet og Fjellsvatnet vart utløyst i tidleg holocen; 10 949 kal. år BP og 10 255 kal. år BP og samanfattar med eit tidsrom med høg jordskjelvaktivitet. Det vart ikkje identifisert skredaktivitet på Hareidlandet som kan knytast til alderen til Storeggaskredet i innsjøane.
- Batymetrisk data bekreftar at avstanden mellom strandsona og fjordskråninga er for stor til at bølgeerosjon kan vera ein underliggjande prosess som har utløyst dei observerte skredhendingane.
- Modellstudium av effektane av tsunami og seismisk last i Sulafjorden:
 - Modellsimulering av korleis skråningsstabiliteta vart påverka av Storegga tsunamien viser ein utløyssande effekt på skråningsstabiliteta, kor det er identifisert tre brotgrensetilstandar som viser F_s lik 0 i tidsrommet Storegga tsunamien råka Sulafjorden.
 - Modellsimulering av korleis skråningsstabiliteta vart påverka av seismisk last viser at med ein tyngdeakselerasjon på 0,1 g kan det verte forventa å vera registrert bakkeakselerasjon i 3 km avstand ved M4,5, og i 60 km avstand ved M7,5, ergo ein utløyssande effekt regionalt og lokalt.
- Samanlikning med datert grøn mose som har høg geologisk presisjon på alderen til Storegga tsunamien bekreftar at aldrane på toppen av turbiditt avsetjinga til referansekjernane er presis med alderen til grøn mose frå tsunami avsetjinga frå Djupmyra, Nord-Norge.

Forslag til vidare arbeid

- Prøvetaking av fjordskråninga for betre dokumentasjon (sedimentologisk og geoteknisk) av sedimenta som har vorte utløyst.
- Utføre CT-skanningar av marin data for å kunne kartleggje strukturar og bioturbasjon, og lage fordelingskurve av alle korn >1mm i Avizo Fire 3D Analysis.
- Treng meir konsise inputparamterar som til døme kohesjon, friksjonsvinkel og tyngdetettleik til å konstruere ein meir detaljert Slide2 fjordmodell av Sulafjorden, dette vil styrkje gyldigheita til fjordmodellen svært mykje.
- Utføre fleire kornfordelingsanalysar frå kjernane med Mastersizer 3000, dette for å kunne kartleggje graden av sortering i sedimenta og bidra til sikrere avklaring av avsetjingstypar/prosessar.

Referanseliste

- Aarseth, I. 1997. Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles. *Marine Geology*. 143(1-4). 39-53 sider.
- Aarseth, I., Nesje, A. og Fredin, O. 2014. West Norwegian Fjords. *Geological Society of Norway (NGF)*. 3.
- Akkar, S., Sandikkaya, M. A. og Bommer, J. J. 2013. Empirical ground-motion models for point- and extended-source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East. *Bull Earthquake Eng.* 12. 359 – 387 sider.
- Albretsen, J. og Asplin, L. 2017. Fysisk oseanografiske forhold i produksjonsområda for akvakultur. *Rapport frå havforskinga*.
- Anda, E., Blikra, L. H. 2000. Large-scale slope failures in Møre & Romsdal – paleoseismic evidence? *Norges Geologiske Undersøkelses, Report 2000.001*.
- Bareither, C. A., Benson, C. H. og Tuncer, B. E. 2008. Reproducibility of Direct Shear Test Conducted on Granular Backfill Materials. *Geotechnical Testing Journal*. 31(1). 1-11 sider.
- Bellwald, B., Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P. og Haflidason, H. 2016. Postglacial mass movements and depositional environments in high-latitude fjord system – Hardangerfjorden, Western Norway. *Marine Geology*. 379. 157-175 sider.
- Bellwald, B., Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P. og Stokowy, T. og Kuvås, J. 2019. Holocene mass movements in west and mid-Norwegian fjords and lakes. *Marine Geology*. 407. 192-212 sider.
- Berg, K., Solheim, K. og Bryn, P. 2005. The Pleistocene to recent geological development of Ormen Lange area. *Marine and Petroleum Geology*. 22(1-2). 45-56 sider.
- Blikra, L. H., Nemeč, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and paleoclimatic record. 45. 909-959 sider.
- Bondevik, S., Løvholt, F., Harbitz, C., Mangerud, J., Dawson, A., Svendsen, J. 2005. The Storegga Slide tsunami – Comparing field observations with numerical simulations.
- Bondevik, S., Stormo, S. og Skjerdal, G. 2012. Green mosses date in Storegga tsunami to the chilliest decades of the 8,2 ka cold event. *Quaternary Science Reviews*. 45. 1-6 sider.
- Bondevik, S., Svendsen, J. I. og Mangerud, J. 1997. Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*. 44(6). 1115-1131 sider.
- Brendryen, J., Haflidason, H., Yokoyama, Y., Haga, K. A. og Hannisdal, B. 2020. Collapse of Eurasian Ice sheets in 14,600 years ago was a major source of global Meltwater Pulse 1A. *Nature Geoscience*. 13. 363-368 sider.
- Bronk Ramsey, C. 2008. Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews*. 27. 42-60 sider.
- Bryhni, P. 1966. Reconnaissance Studies of Gneisses, Ultrabasites, Eclogites and Anorthosites in outer Nordfjord, Western Norway. *Norges geologiske undersøkelse*. 241. 1-68 sider.
- Bryn, P., Berg, K., Forsberg, C. F., Solheim, A. og Kvalstad, T. 2005. Explaining the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*. 22(1). 11-19 sider.
- Bungum, H., Lindholm, C. og Faleide, J. I. 2005. Postglacial seismicity offshore mid-Norway with emphasis on spatio-temporal-magnitudinal variations. *Marine and Petroleum Geology*. 22(1). 37-148.
- Bungum, H., Olesen, O., Pascal, C., Gibbons, S., Lindholm, C., Vestol, O. og Vermeersen, B. L. A. 2010. To what extent is the present seismicity of Norway driven by post-glacial rebound? *Journal of the Geological Society of London*, 167(2). 373-384 sider.
- Bøe, R., Longva, O., Lepland, A., Blikra, L. H., Sønstegeard, E., Haflidason, H., Bryn, P. og Lien, R. 2004. Postglacial mass movements and their causes in fjords and lakes in western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 84(1), 35-55 sider.
- Croudace, I. W. 2015. Twenty Years of XRF Core Scanning Marine Sediments: What Do Geochemical Proxies Tell Us? *Springer*. Kapittel 6. 1-21 sider.
- Croudace, I. W., Rindby, A. og Rothwell, G. 2006: ITRAX: Description and evaluation of a new multifunction X-ray core scanner. *Geological Society, London. Special publications*. 267(1). 51-63.
- Duffield, G. 2019. *Aquifer testing 101: Hydraulic properties representative values of hydraulic*

- properties*. Tilgjengeleg frå: http://www.aqtesolv.com/aquifer-tests/aquifer_properties.htm [Henta: 16.03.22].
- Fattah, M. Y., Shlash, K. og Al-Janabi, H. 2015. Experimental Study on the Behavior of Strip Footing on Sandy Soil Bounded by Wall. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(1). 4779-4790 sider.
- Fejerskov, W. og Lindholm, C. 2000. Crustal stress in and around Norway: and evaluation of stress-generating mechanisms. *Geological Society, London, Special Publications*, 167(1). 451-467 sider.
- Finesoftware. 2022. *Unit Weight of Rocks*. Tilgjengeleg frå: <https://www.finesoftware.eu/help/geo5/en/unit-weight-of-rocks-01/> [Henta: 20.03.22].
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J. F. og Fjeldskaar, I. 2000. Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 19(14). 1413-1422 sider.
- Fugro. 2018. Measured and Derived Geotechnical Parameters and Final Results – Fjord crossings E39 – Marine Ground Investigations. Halsafjorden, Sulafjorden and Vartdalsfjorden. *Rapport nr. 180277-R-2(02)*.
- Gatter, R., Clare, M. A., Kuhlmann, J. og Huhn, K. 2021. Characterisation of weak layers, physical controls on their global distribution and their role in submarine landslide formation. *Earth-Science Reviews*, 223.
- Ge, Z., Nemeč, W., Vellinga, A. og Gawthorpe, R. 2022. How is a turbidite actually deposited? *Science Advances*, 8(3).
- GEONOR. 2019: Fall Cone Apparatus. Tilgjengeleg frå: https://assets.website-files.com/5ccaaa25f1988c788fa8ed29/5f3e59352c870753e92de027_Fall-Cone1.pdf [Hentet: 14.12.2021].
- Glimsdal, S., L'Heureux, J. S., Harbitz, C. B. og Løvholt, F. 2016. The 29th January 2014 submarine landslide at Statland, Norway-landslide dynamics, tsunami generation, and run-up. *Springer*, 13(2). 1435-1444 sider.
- Haflidason, H., Lien, R., Sejrup, H. P., Forsberg, C. og Bryn, P. 2005. The dating and morphometry of Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1), 123-136 sider.
- Haflidason, H., Sejrup, H. P., Nygård, A., Mienert, J., Bryn, P., Lien, R., Forsberg, C. F., Berg, K. og Masson 2004. The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development. *Marine Geology*, 213(1-4). 201-234 sider.
- Hansbo, S. 1957: A new approach to the determination of the shear strength of clay by the fall cone test. *Swedish Geotechnical*, 14, 7-47 sider.
- Hansen, L., L'Heureux, J. S., Solberg, I. L. og Longva, O. 2012. Forebyggende kartlegging mot skred langs strandsonen i Norge. Oppsummering av erfaring og anbefalinger. *NGU Rapport*
- Harbitz, C. B. 1992. Model simulations of tsunamis generated by the Storegga Slides. *Marine Geology*, 105(1). 1 – 21 sider.
- Harbitz, C., Løvholt, F., Pedersen, G. og Masson, D. 2006. Mechanisms of tsunami generation by submarine landslides: A short review. 86(1). 255 – 264 sider.
- Havforskningsinstituttet. 2018: *G.O. Sars*. Tilgjengeleg frå: <https://www.hi.no/resources/brosjyre-g.o.sars.pdf> [Hentet: 15.12.2021].
- Head, M. J. og Gibbard, P. L. 2015. Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Past, present, and future. *Quaternary International*, 383(1). 4-35 sider.
- Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, E. E. N., Ramsey, C. B., Grootes, P. M., Hughen, K. A., Kromer, B., Reimer, P. J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M. S., Olsen, J. & Skinner, L. C. 2020: Marine20—The Marine Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon*, 62(4), 779-820 sider .
- Hjelstuen, B. O., Kjennbakken, H., Vartkli, V., Ersland, R. A., Kvilhaug, S., Euler, C., og Alveheim, S. 2013. Fjord stratigraphy and process – evidence from the NE Atlantic Fensfjorden system. *Journal of Quaternary Science*, 28, 421-423 sider.
- Holdhus, S. 1971. Para-amphibolite from Gurskøy and Sandøy, Sunnmøre, West Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 51. 231-246 sider.
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. og Svendsen, J. I. 2016. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45(1), 1-45 sider.
- Hwang, S. og Powers, S. 2017. Estimating unique soil hydraulic parameters for sandy media from multi-step outflow experiments. *Advances in Water Resources – ADV WATER RESOUR*, 26(1). 445-456 sider.

- Høie, M. A. 2022. *Deglasiasjonen av Sulaffjorden, Sunnmøre: skred, stratigrafi og sedimentasjonsmiljø*. Masteroppgåve i geovitskap. Bergen: Universitetet i Bergen.
- Johansson, J. 2014. Impact of Water -level Variations on Slope Stability. MSc. Luleå University of Technology.
- Kartverket. 2022a. Topografisk kartlag. Tilgjengeleg frå: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/> [Henta: 03.08.21].
- Kartverket. 2022b. *Mareano. Batymetrikart med gråskala skyggerelieff*. Tilgjengeleg frå: <http://www.mareano.no/kart/mareano.html#maps/3192> [Henta: 04.04.22].
- Kartverket. 2022c. *Mareano. Batymetrikart med blåskala skyggerelieff*. Tilgjengeleg frå: <http://www.mareano.no/kart/mareano.html#maps/3192> [Henta 04.04.22].
- Kartverket. 2022d. *Høydedata. Lidar Terrengmodell*. Tilgjengeleg frå: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn2/> [Henta: 10.03.22].
- Kjerstad, T. 2022. *Ekkolodd*. Tilgjengeleg frå: <https://snl.no/ekkolodd> [Henta: 03.08.21].
- Kongsberg Maritime. 2019. TOPAS PS18. Tilgjengeleg frå: <https://www.kongsberg.com/globalassets/maritime/km-products/product-documents/topas-ps-18-parametric-sub-bottom-profiler.pdf> [Henta: 03.09.21].
- Krüger, L., Paus, A., Svendsen, J. I. og Bjune, A. 2011. Lateglacial vegetation and paleoenvironment in W Norway, with new pollen data from Sunnmøre region. *Boreas*. 40(4). 616-635 sider.
- Kvalstad, T. J. 2014. Undersjøiske skred. Redigert av; Høeg, Kaare, K. K. og Lied, K., Skred- skredfare og sikringsstiltak, praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper, kapittel 6. *Universitetsforlaget*. 123-137 sider.
- Kvalstad, T. J., Andresen, L., Forsberg, C. F., Berg, K., Bryn, P., og Wangen, M. 2005. The Storegga slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1). 245-256 sider.
- Lamarche, G., Mountjoy, J., Bull, S., Hubble, T., Krastel, S., Lane, E., Micallef, A., Moscardelli, L., Mueller, C., Pecher, I. 2016. Submarine Mass Movements and Their Consequences: Progress and Challenges. I *Submarine Masse movements and their Consequences*. Springer. 7. 1-12 sider.
- Landvik, J. Y. og Hamborg, M. 1987. Weichselian glacial episodes in outer Sunnmøre, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 67. 107-123 sider.
- L'Heureux, J. S., Hansen, L., Longva, O., Emdal, A. og Grande, L. O. 2010. A multidisciplinary study of submarine landslides at Nidelva fjord delta, Central Norway – implications for geohazards assesment. *Norwegian journal of geology*. 90. 1-20 sider.
- Lidmar-Bergstrøm, K., Ollier, C. og Sulebak, J. R. 2000. Landforms and uplift of Southern Norway. 24. 211-231 sider.
- Locat, J., Leroueil, S., Locat, A. Og Lee, H. 2014. Weak layers: their definition and classification from geotechnical perspective. Frå *Submarine mass movements and their consequences: Progress and Challenges*, Springer, 7.utgåve. 3-12 sider.
- Lohne, Ø., Mangerud, J. og Birks, H. 2014. IntCal13 calibrated ages of Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from Kråkenes, western Norway. *Journal of Quaternary Science*. 29.
- Lowe, J. og Walker, M. 2015. *Reconstructing Quaternary Environments*. 3. utgåve. London: Routledge.
- Malvern Instruments Ltd. 2017. *Malvern Mastersizer 3000 brukermanual*. Worcestershire, United Kingdom.
- Mangerud, J. 1972. Radiocarbon dating of marine shells , including discussion of apparent age of recent shells from Norway. *Boreas*. 1(2). 143-172 sider.
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Hufthammer, A. K. og Høisæter, T. 2006. Marine ¹⁴C reservoir age of 19th century whales and mollusc from the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews*. 25. 3228 - 3245 sider.
- Mangerud, J. og Gulliksen, S. 1975. Apparent Radiocarbon Ages of Recent Marine Shells from Norway, Spitsbergen and Arctic Canada. *Quaternary Reaserch*. 5. 263-273.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. og Svendsen, J. I. 2011. Glacial history of Norway. In *Development in Quaternary Science*. 15. 279-298 sider.
- Mäntyniemi, P. B., Sørensen, M. B., Tatevossian, T. N., Tatevossian, R. E. og Lund, B. 2020. A Reappraisal of the Lurøy, Norway, Earthquake pf 31 August 1819. *Geosciences*. 91(5). 2462-2472 sider.
- McDougall, I. og Green, D. H., 1964: "Excess radiogenic argon and isotopic ages on minerals from Norwegian eclogites". *Norsk geologisk Tidsskrift*. 44. 183—196 sider.

- Mikalsen, G., Sejrup, H. P. og Aarseth, I. 2001. Late Holocene changes in ocean circulation and climate: Foraminiferal and isotopic evidence from Sulafjord, western Norway. *Holocene*. 11. 437-446 sider.
- Nesje, A. 1992. A Piston Corer for Lacustrine and Marine Sediments. *Arctic and Alpine Research*. 24(3). 257-259 sider.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø., Matthews, J. A. 2008. Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60, 10-27sider.
- NGF. 2011. Veiledning for symboler og definisjoner i geoteknikk. Tilgjengeleg frå: http://ngf.no/wpcontent/uploads/2015/03/2_NGF-ny-melding-2-endelig-utgave-2011-12-04-med-topp-og-bunntekst-Alt-3.pdf [Henta: 16.12.2021].
- NGI. 2019. E39 Bjørnafjorden Soil Investigation. *Rapportnr. 20180618-03-R*.
- NNSN, Norsk Nasjonalt Seismisk Nettverk 2022. Jordskjelvdatabse. Tilgjengeleg frå: <https://nnsn.geo.uib.no/nnsn/#/data/events/search>
- NVE. 2022. Nedbørfeltkart. Tilgjengeleg frå: <https://temakart.nve.no/tema/nedborfelt>. [Henta: 04.01.22].
- Nygård, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Cecchi, M. og Ottesen, D. 2004. Deglaciation history of the southwestern Fennoscandinavian Ice Sheet between 15 and 13 ¹⁴C ka BP. *Boreas*. 33. 1-17 sider.
- Olesen, O., Bungum, H., Dehls, J., Lindholm, C., Pascal, C. og Roberts, D. 2013. Neotectonics, seismicity and contemporary stress field in Norway – mechanisms and implications. I Olsen, L., Fredin, O. Og Olesen, O. (eds.) *Quaternary Geology of Norway, Geological Survey of Norway Special Publication*. 13. 145 – 174 sider.
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bron Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughes, K., A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reining, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. og Talamo, S. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve 0 – 55 000 years cal BP. *Radiocarbon*. 55. 1869-1887 sider.
- Rocscience. 2021. Slide2 User Guide. Tilgjengeleg frå: <https://www.rocscience.com/help/slide2/documentation> [Henta: 20.05.22].
- Romundset, A. og Bondevik, S. 2010. Propagation of the Storegga tsunami into ice-free lakes along the southern shores of the Barents sea. *Journal of Quaternary science*. 26(5). 457-462 sider.
- Skipsrevyen. 2018. M/S «Fugro Synergy». Tilgjengeleg frå: <https://www.skipsrevyen.no/batomtaler/m-s-fugro-synergy/> [Henta: 17.12.21].
- Smith, K. 2013. Environmental hazards – assessing risk and reducing disaster. 6.utgåve. Oxon: Routledge.
- Svendsen, J. I. og Mangerud, J. 1987. Late-Weichselian and Holocene sea-level history from cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science*. 2(2). 113-132 sider.
- Sætre, R. og Aure, J. 2007. Characteristics circulation features. I: R. Sætre (Red.), *The Norwegian Coastal Current -Oceanography and climatic*. Trondheim: Tapir academic press. 99-114 sider.
- Universitetet i Bergen. 2017. *Gravity Corer*. Tilgjengeleg frå: <https://www.uib.no/geo/111790/gravity-corer> [Henta: 23.08.21].
- Universitetet i Bergen. 2018: *CHIRP-SB-424*. Tilgjengeleg frå: <https://www.uib.no/en/geo/111990/chirp-sb-424> [Henta: 13.11.21].
- Universitetet i Bergen. 2020a: *CT-laboratorium*. Tilgjengeleg frå: <https://www.uib.no/geo/111537/ct-laboratorium> [Henta: 16.12.2021].
- Universitetet i Bergen. 2020b: *Mastersizer*. Tilgjengeleg frå: <https://www.uib.no/geo/111575/sediment-lab> [Henta: 03.12.21].
- USCS. 2022: *Unified Soil Classification System*. Tilgjengeleg frå: https://www.ecorisq.org/docs/USCS_soilclasses.pdf [Henta: 23.03.22].
- Wang, Z., Carpenter, N., Zhang, L. og Woolery, E. 2017. Assessing Potential Ground-Motion Hazards from Induced Earthquakes. *Natural Hazards Reviews*. 18.

Vedlegg

Vedlegg 1: Litostratigrafi GS20-229-11GC

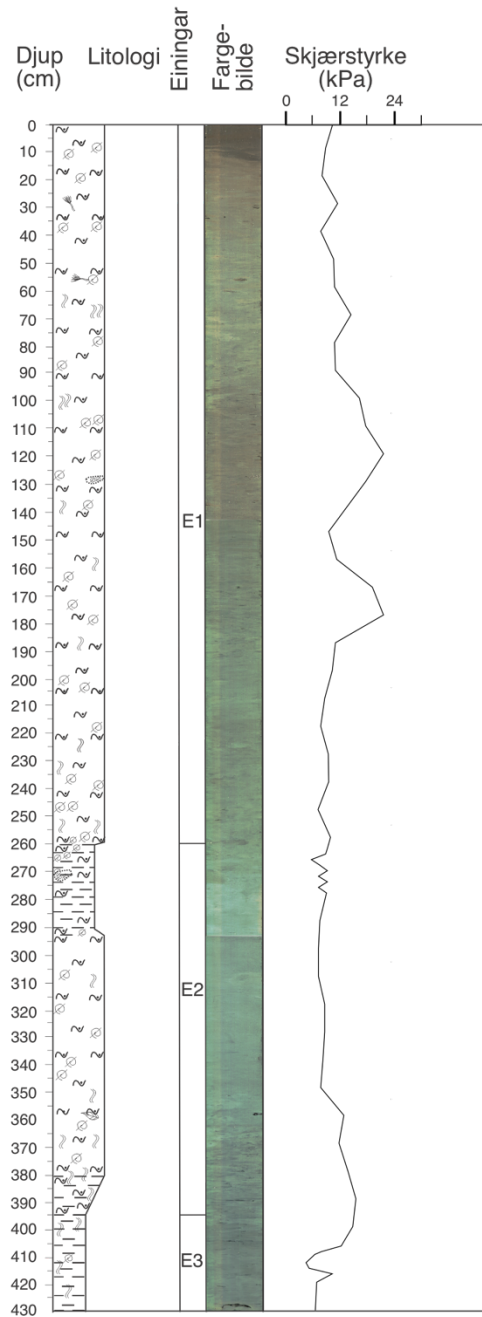
GS20-229-11GC

Kjernelengde: 4,42 m

Vassdjup: 432 m

Teiknforklaring

	Leire		Skjellfragment		Sandlinse
	Silt		Bioturbasjon		Børstemark
	Siltig leire		Organisk materiale		
	Sand				



Vedlegg 2: Litostratigrafi GS20-229-14GC

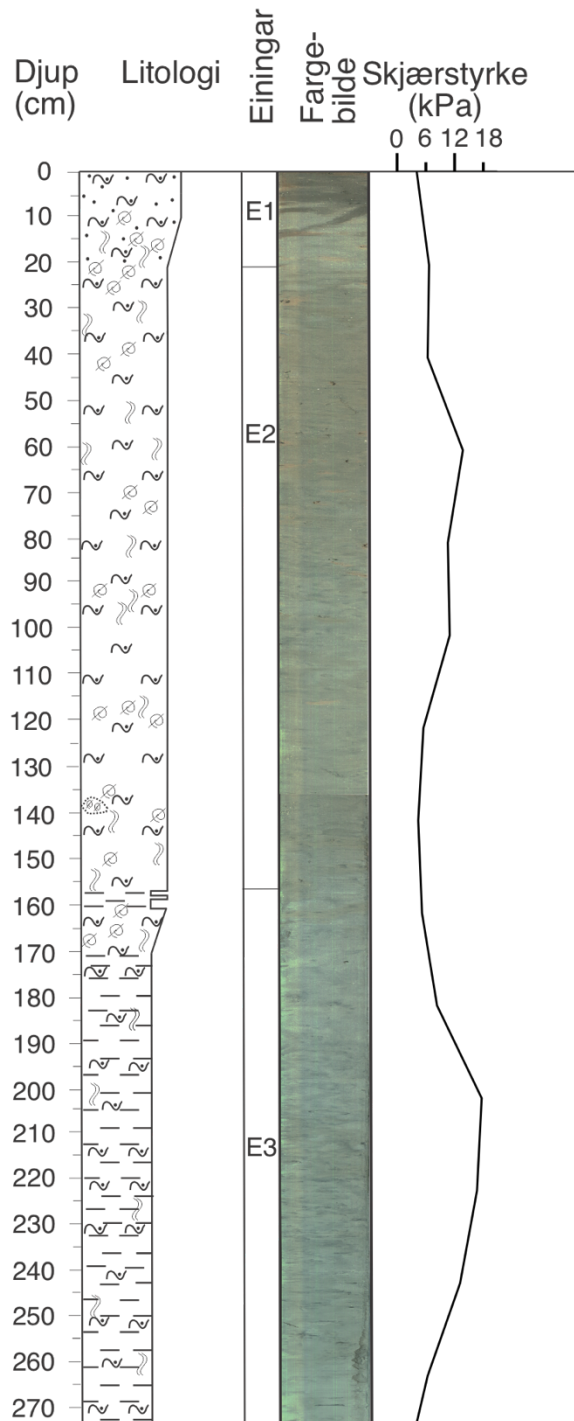
GS20-229-14GC

Kjernelengde: 273,5 cm

Vassdjup: 450 m

Teiknforklaring

	Leire		Skjellfragment
	Silt		Bioturbasjon
	Siltig leire		Sandlinse
	Sand		

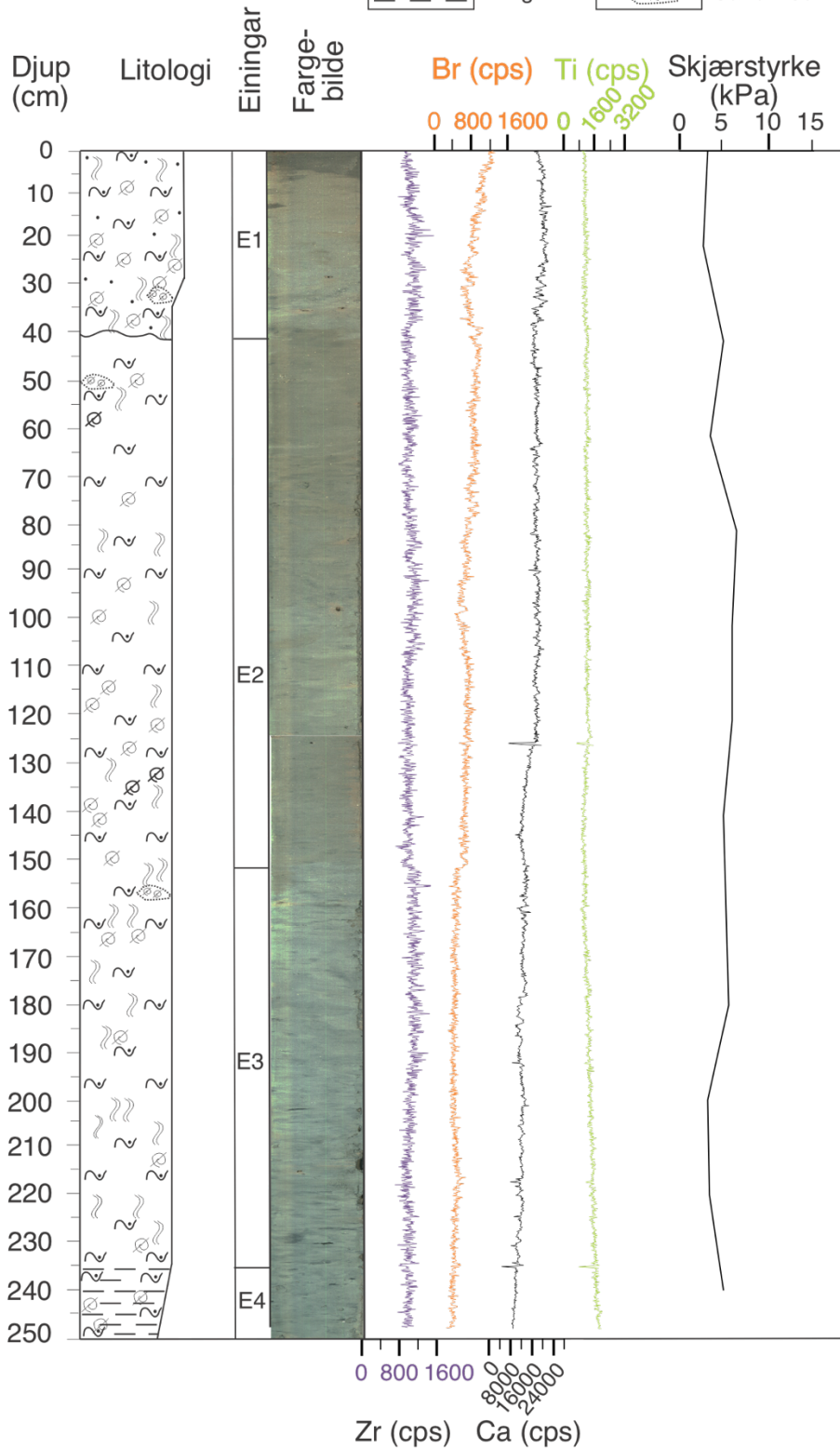


Vedlegg 3: Litostratigrafi GS20-229-15GC

GS20-229-15GC
 Kjernelengde: 250 cm
 Vassdjup: 447 m

Teiknforklaring

	Leire		Skjellfragment
	Silt		Bioturbasjon
	Siltig leire		Sandlinse

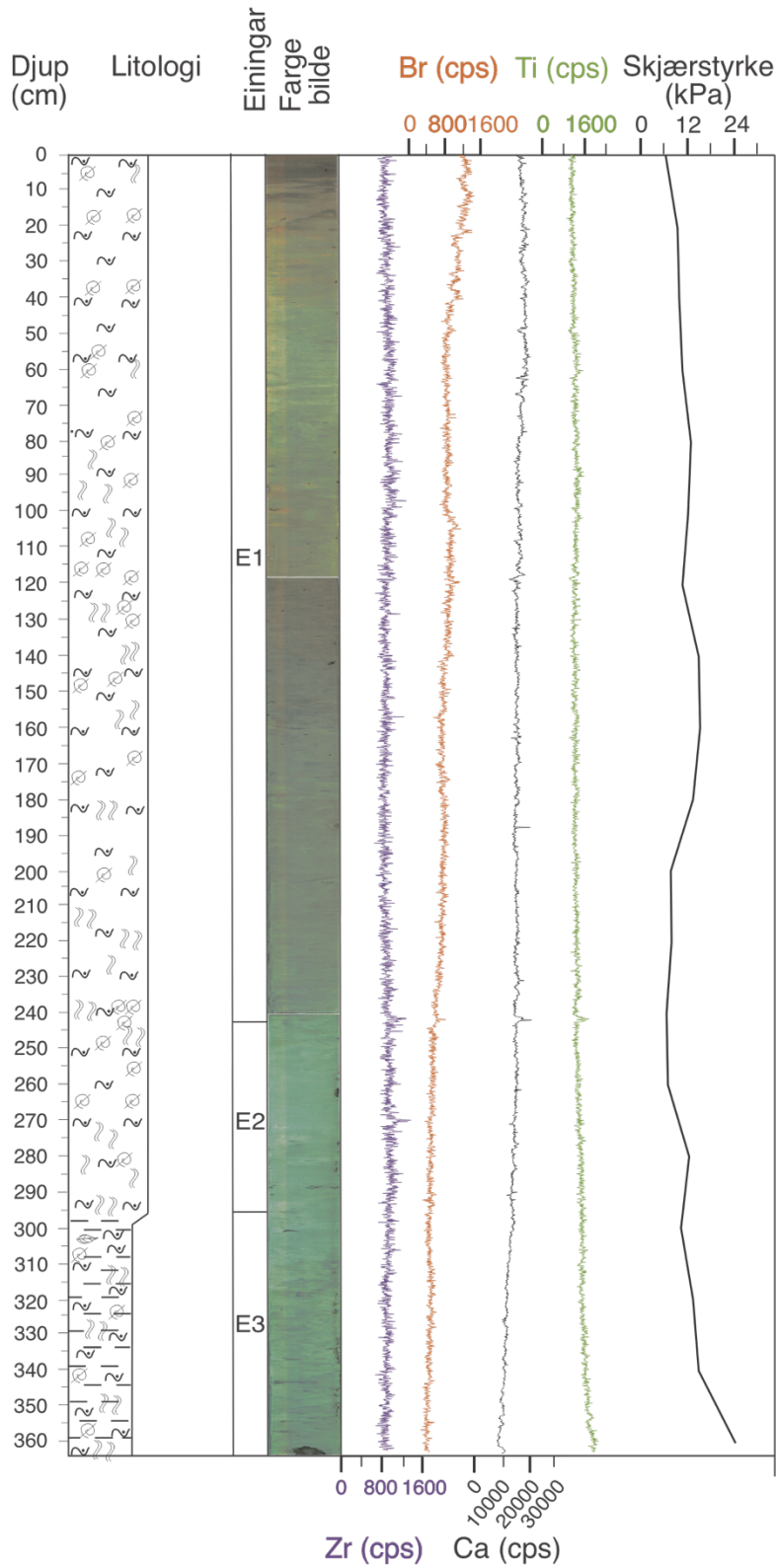


Vedlegg 4: Litostratigrafi GS20-229-16GC

GS20-229-16GC
 Kjernelengde: 363 cm
 Vassdjup: 439 m

Teiknforklaring

	Leire		Skjellfragment
	Silt		Bioturbasjon
	Sand		Organisk materiale





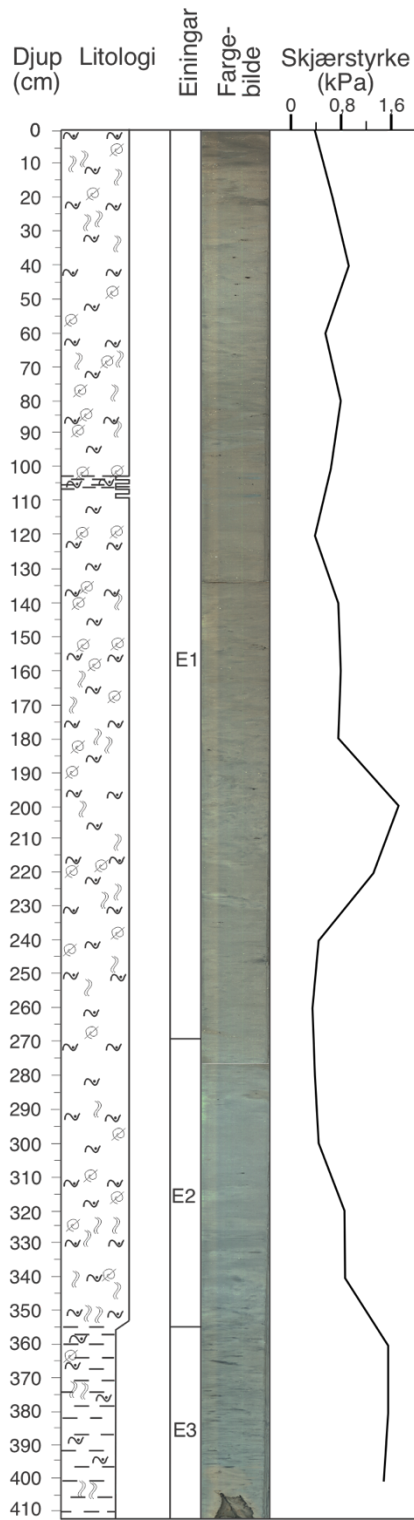
Vedlegg 5: Litostratigrafi GS20-229-17GC

GS20-229-17GC
 Kjernelengde: 412 cm
 Vassdjup: 430 m

Teiknforklaring

 Silt
 Siltig leire

 Skjellfragment
 Bioturbasjon

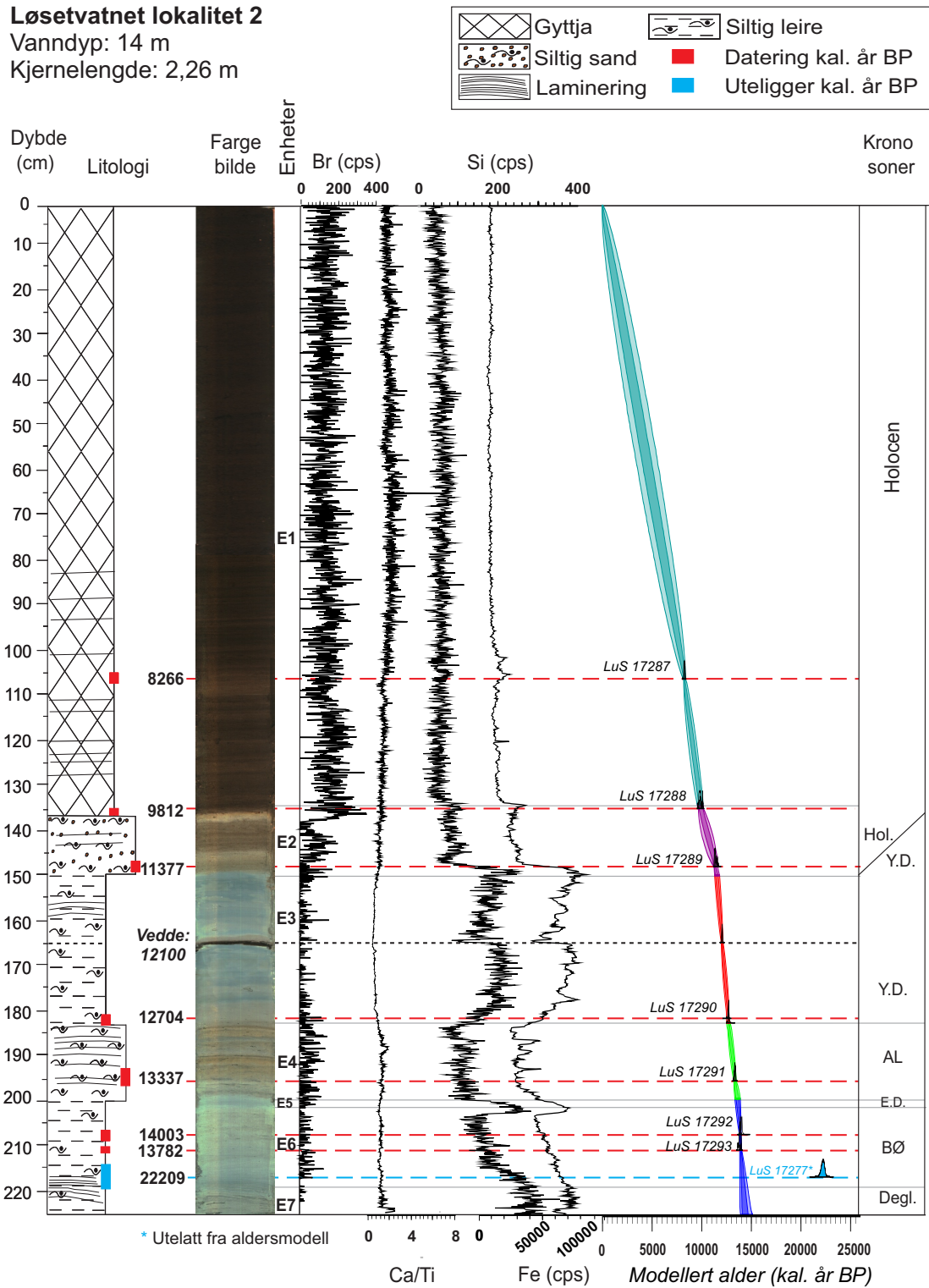


Vedlegg 6: Litostratigrafi av LV_Loc.2 (Løsetvatnet)

Løsetvatnet lokalitet 2

Vannndyp: 14 m

Kjernelengde: 2,26 m



Vedlegg 7: Litostratigrafi av FV_Loc.1 (Fjellsvatnet)

Fjellsvatnet lokalitet 1

Vanddybde: 13 m

Kjernelengde: 2,40 m

