

Isavsmeltningshistorie og havnivåendringer på  
Værlandet, nord for munningen av  
Sognefjorden

**Jonas Pedersen**

Mastergradsoppgave i geovitenskap



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni, 2022



## Sammendrag

Forskning på havnivå og isavsmeltinghistorie tilbake i tid er viktig for å forstå hvilke prosesser som har påvirket utviklingsforløpet. Dette kan så brukes til å modellere fremtidige endringer i havnivå. Det er i dette masterprosjektet utarbeidet en strandforskyvningskurve og isavsmeltingskronologi for Værlandet i Askvoll kommune. Arbeidet er basert på seks isolasjonsbassenger satt sammen med tidligere arbeid utført i dette området (Natterøy, 2013; Støfring, 2019). Den nye kurven er et resultat av et samarbeid med Maurin Rousseau fra Institutt for geografi, UiB (Rousseau, 2022). Maurin har utført biostratigrafiske analyser for å identifisere isolasjons- og ingresjonskontakter. Kronologien er basert på  $^{14}\text{C}$ -dateringer fra de ulike bassengene. Dateringsresultatene tyder på at isavsmeltingen skjedde i tidsrommet 15000 til 15500 år siden og er i rimelig god overbestemmelse med  $^{10}\text{Be}$ -eksponeringsdateringer utført av Støfring (2019).  $^{10}\text{Be}$ -eksponeringsdateringen gir en median alder på deglasiasjonen til 14900 år siden uten korrigeringsmodellert havnivå. I Myrevågtjernet ble det funnet et overkonsolidert skjellførende diamikton med innhold av *Mytilus edulis* fra bølling/allerød. Det er ingen spor etter et brefremstøt i denne perioden i de andre undersøkte bassengene. Det skjellførende laget i Myrevågtjernet er tolket til å være påvirket av pakkis som har drevet inn i bassenget, erodert og kompakket de eksisterende sedimentene. Det tyder på at dette skjedde i første halvdel av yngre dryas. Den konstruerte strandforskyvningskurven bygger videre på arbeidet til Natterøy (2013). Kurven er styrt av stratigrafi fra seks bassenger samt en kartlagt strandvoll og marin terrasse. Det er også utarbeidet en kurve som viser samspillet mellom de ulike komponentene som har forårsaket havnivåendringer. Den marine grensen blir satt mellom Utsiktsmyra (10.3 moh.) og Skoleveivatnet (15.3 moh.), en strandvoll med en topp høyde på 11.7 moh. tyder på en liten transgresjon opp til marin grense. Strandforskyvningskurven er også sammenlignet med eksisterende havnivåkurver fra Hordaland og Sunnmøre. I området rundt Nordfjord ser det ut til at yngre dryas isobasen krysser de eldre isobasene, som trolig skyldes et stort brefremstøt på Sør-Vestlandet. På Sunnmøre er det en regresjon igjennom bølling og allerød som avtar og flater ut igjennom yngre dryas, mens lenger sør er en 10 m transgresjon som kulminerer ved slutten av yngre dryas. Kurveforløpet på Værlandet ligner dette forløpet med en noe mindre amplitude på transgresjonen. I sen holosen er det et knekkpunkt for omtrent 4000 år siden, der regresjonen inn mot dagens havnivå øker i hastighet. Storeggatsunamien har forstyrret og erodert i de fleste bassengene som har fjernet flere av isolasjons- og ingresjonskontaktene. Oppslagshøyden til tsunamien er tolket til å ligge mellom Utsiktsmyra og Skoleveivatnet med oppslagshøyde på mellom 5 til 9 m.

## Abstract

Sea-level changes and deglaciation history back in time is important to understand the processes and contributions behind sea-level changes and may be used to model how rapid the sea-level can change in the future. In this master's project a relative sea-level curve and a deglaciation chronology are produced from Værlandet, Askvoll municipality. The thesis is based on six basins where the results is compared to previous work from Værlandet (Natterøy, 2013; Støfring, 2019). Biostratigraphy is completed by Maurin Rousseau from the Department of Geography to determine isolation- and ingression contacts on the cores (Rousseau, 2022). The chronology is based on  $^{14}\text{C}$ -dates, the dating results has given a time of the deglaciation to between 15000 and 15500 years ago.  $^{10}\text{Be}$ -exposure dates from Støfring (2019) gives a mean age of the deglaciation to 14900 years ago, without correction for modelled sea-level changes. In Myrevågtjernet there is found an overconsolidated shell-rich diamicton, with ages in Bølling/Allerød. There is no sign of a glacial advance that reached all the way out to Værlandet during the younger dryas. The formation of the shell-rich layer is interpreted to be formed of pack-ice that filled the basin, eroded, and compressed the sediments in the first part of younger dryas. The produced relative sea-level curve is based on the previous work of Natterøy (2013), and additional basins are used to add more sea-level index points to the curve as well a beach-ridge and a marine terrace. A composite curve is also produced to present the different processes contribution to the changes in sea-level. The marine limit is located between Utsiktsmyra (10.3 m a.s.l.) and Skoleveivatnet (15.3 m a.s.l.), a beach-ridge are mapped with an elevation to 11.7 m a.s.l. can suggest that there has been a small transgression up to the marine limit. The sea-level curve from Værlandet is compared with sea-level curves from Hordaland and Sunnmøre. Around Nordfjord, the younger dryas isobases are intercepting, the older isobases. The sea-level during allerød and younger dryas are therefore changing from Sunnmøre to Hordaland, in Sunnmøre there are no late glacial regression minimum but a regression that are decreasing and flattens out during the younger dryas. Further south there is a 10 m transgression that caluminate at the end of younger dryas. The course of the curve at Værlandet is like those curves with a smaller transgression amplitude. In the late Holocene, about 4000 years ago there are an increasing rate in the regression until todays sea-level. The Storegga tsunami has eroded and deposited large packages. Multiple isolation- and ingression contacts are missing from the different basins. The run-up height of the tsunami is interpreted to be between Utsiktsmyra and Skoleveivatnet with a height of between 5 to 9 m.

## Forord

Først og fremst vil jeg takke min hovedveileder John Inge Svendsen, professor ved Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen for gode faglige diskusjoner, tilbakemeldinger og for mange gode innspill. Vil også takke for en kjekk felttur og gode tips og triks under feltarbeid. Jeg setter stor pris på tilbakemeldinger og engasjementet du har for oppgaven og fagfeltet som smitter over, også for at du alltid er åpen for en diskusjon og raske svar.

Jeg ønsker også å takke min medveileder Kristian Vasskog, førsteamanuensis ved Institutt for geografi for mange gode tilbakemeldinger og veiledning, faglige diskusjoner og innspill på hvilke metoder som burde utnyttes. Vil også takke for god hjelp under feltarbeidet og veiledning på Earthlab sediments som var til stor hjelp.

Takk til Quantsea for støtte til gjennomføringen av arbeidet og Maurin Rousseau for det gode samarbeidet og diskusjoner gjennom masterarbeidet. Jeg vil også takke alle andre som har hjulpet med oppgaven, Jan Mangerud, professor emeritus ved Institutt for geovitenskap for hjelp under feltarbeid og kommet med gode tips. Jan Mange Cederstrøm, overingeniør for hjelp på Earthlab sediments og studentene Mara Sternberg og Jones Bereuther for god hjelp under feltarbeid.

Til slutt vil jeg takke alle mine medstudenter for fem fantastiske år her på Institutt for geovitenskap med mange gode stunder både faglig og sosialt. En spesiell takk til min medstudent og samboer Hanne Gramstad for mange gode innspill, korrektur lesing og for å gjøre studietiden så bra som den har vært.

# Innholdsfortegnelse

|   |            |
|---|------------|
| <i>Sammendrag</i> .....                               | <i>II</i>  |
| <i>Abstract</i> .....                                 | <i>III</i> |
| <i>Forord</i> .....                                   | <i>IV</i>  |
| <i>1. Introduksjon</i> .....                          | <i>1</i>   |
| 1.1 Målsetting .....                                  | 1          |
| 1.2 Problemstillinger.....                            | 2          |
| 1.3 Relative og eustatiske havnivåendringer .....     | 2          |
| 1.4 Tidligere arbeid i området.....                   | 4          |
| <i>2. Kvartærgeologisk rammeverk</i> .....            | <i>7</i>   |
| 2.1 Studieområdet .....                               | 8          |
| 2.2 Geologien på Værlandet .....                      | 8          |
| 2.3 Regional isavsmeltningshistorie .....             | 10         |
| 2.4 Tidevann .....                                    | 11         |
| <i>3. Metoder</i> .....                               | <i>12</i>  |
| 3.1 Bassenganalyse .....                              | 12         |
| 3.2 Feltmetoder .....                                 | 14         |
| 3.2.1 Kjernetakning.....                              | 14         |
| 3.2.2 Batymetrisk kartlegging.....                    | 15         |
| 3.2.3 Måling av terskelhøyder .....                   | 15         |
| 3.3 Laboratoriemetoder.....                           | 16         |
| 3.3.1 <sup>14</sup> C datering .....                  | 16         |
| 3.3.2 Glødetap.....                                   | 17         |
| 3.3.3 Computertomografi (CT).....                     | 17         |
| 3.3.4 Kornfordelingsanalyse ved Mastersizer 3000..... | 18         |
| 3.3.5 Magnetisk susceptibilitet .....                 | 18         |
| 3.3.6 Røntgenfluorescens.....                         | 19         |
| 3.3.7 Skjærstyrke .....                               | 19         |
| <i>4. Resultater</i> .....                            | <i>21</i>  |
| 4.1 Myrevågtjernet.....                               | 21         |
| 4.1.1 Lito- og kronostratigrafi.....                  | 22         |
| 4.2 Duvemyra .....                                    | 29         |
| 4.2.1 Lito- og kronostratigrafi.....                  | 30         |
| 4.3 Høgklettmyra .....                                | 38         |
| 4.3.1 Lito- og kronostratigrafi.....                  | 39         |
| 4.4 Utsiktsmyra .....                                 | 42         |
| 4.4.1 Lito- og kronostratigrafi.....                  | 43         |
| 4.5 Skoleveivatnet.....                               | 47         |

|   |    |
|---|----|
| 4.5.1 Lito- og kronostratigrafi.....                                    | 48 |
| 4.6 Andre bassenger undersøkt.....                                      | 52 |
| 5. <i>Diskusjon</i> .....   | 53 |
| 5.1 Isavsmeltningshistorie .....  | 53 |
| 5.1.1 Når ble Værlandet isfritt?.....                                   | 53 |
| 5.1.2 Diamiktonet i Myrevågtjernet.....                                 | 56 |
| 5.2 Havnivåindekspunkter og Strandforskyvningskurve for Værlandet ..... | 59 |
| 5.2.1 Justering av terskelhøyder.....                                   | 59 |
| 5.2.2 Usikkerheter ved justering av terskelhøyder.....                  | 60 |
| 5.2.3 Modellert strandforskyvningskurve .....                           | 62 |
| 5.2.5 Strandforskyvningskurven for Værlandet.....                       | 64 |
| 5.2.5 Sammenligning av strandforskyvningskurver .....                   | 70 |
| 5.3 Storeggatsunamien.....  | 72 |
| 6. <i>Konklusjon</i> .....  | 73 |
| 7. <i>Videre arbeid</i> .....   | 74 |
| 7. <i>Referanser</i> .....  | 75 |

# 1. Introduksjon

## 1.1 Målsetting

Forskning på havnivå ved kartlegging av strandforskyvning, altså endringer i det relative havnivået tilbake i tid kan hjelpe til å forstå prosessene bak havnivåendringer, og hvor fort isdekker kan respondere på klimaendringer. En forståelse for prosessene som spilte inn på havnivåendringene etter siste istid kan hjelpe til for å forstå hvilke endringer vi kan forvente i fremtiden, ved blant annet å vise potensialet til hvor fort havnivået kan stige og hvor fort et isdekke kan smelte tilbake. For å kunne modellere fremtidige regionale havnivåendringer er det i tillegg viktig med kunnskap om mønsteret av glasi-isostatiske endringer (GIA) og jordskorpens egenskaper, noe forskning på tidligere strandforskyvning også kan belyse.

Målet med oppgaven er å rekonstruere strandforskyvningsforløpet og isavsmeltingshistorien for Værlandet, en liten øygruppe like nord for munningen av Sognefjorden. Prosjektet er en del av Quantsea, som er et nasjonalt prosjekt for kartlegging av strandforskyvning langs norskekysten, med mål om å forstå hvilke prosesser som påvirker havnivåendringene og hvordan disse kan endres inn i fremtiden. Arbeidet er utført i samarbeid med Maurin Rousseau fra Institutt for geografi ved Universitetet i Bergen. Maurin hadde i sin masteroppgave hovedfokus på biostratigrafiske analyser for å bestemme avsetningsmiljø (marint eller ferskvann) i de undersøkte bassengene (Rousseau, 2022) I denne oppgaven er det fokusert på detaljerte litostratigrafiske beskrivelser, samt analyser av geokjemiske, fysiske og magnetiske egenskaper til de innhentede sedimentkjernene.

Langs norskekysten har det tidligere blitt utført en rekke undersøkelser for å rekonstruere strandforskyvningsforløpet fra slutfasen av siste istid og igjennom holocen (Kaland, 1984; Svendsen og Mangerud, 1987; Lohne et al., 2007; Vasskog et al., 2019). Denne oppgaven tar utgangspunktet i strandforskyvningskurven fra Natterøy (2013) og vil på bakgrunn av nye datapunkter bidra til en økt forståelse av strandforskyvningshistorien på Værlandet. For å få en god oversikt over isavsmeltingshistorien over Værlandet vil nye dateringsresultater bli kombinert med tidligere data fra Natterøy (2013). Disse vil så bli sammenlignet med resultater fra masteroppgaven til Støfring (2019), der det ble tatt <sup>10</sup>Be-eksponeringsdateringer fra flyttblokker på Værlandet. Det vil også bli sett på hvordan Storegatsunamien har påvirket de ulike bassengene og oppslagshøyden til tsunamien vil bli estimert. Gjennom studiet har det blitt hentet opp kjerner fra fem isolasjonsbassenger, og disse danner grunnlaget for resultater og tolkninger i oppgaven. Det ene bassenget, Myrevågtjernet,



har tidligere blitt studert av Natterøy (2013), men ble her boret på nytt for å utbedre forståelsen av litostratigrafien i bassenget.

En rekke laboratoriemetoder har blitt utført for å tolke havnivåendringene og isavsmeltingshistorien på best mulig måte ut fra de innhentede sedimentkjernene. De ulike analysene har blitt utført på Earthlab sediments på Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.

## 1.2 Problemstillinger

1. Hvordan opptrådte deglasiasjonsforløpet på Værlandet?
  - Når ble Værlandet permanent isfritt?
  - Hvilken prosess dannet diamiktonet i Myrevågtjernet, og når skjedde dette?
2. Hvordan har strandforskyvningsforløpet på Værlandet opptrådd?
  - Hvor høy er den marine grensen på Værlandet?
  - Hvor høyt var havnivået under det senglasiale regresjonsminimumet?
  - Hvor stor er amplituden på yngre dryas transgresjonen og når kulminerte denne?
  - Hvordan er det holocene kurveforløpet, amplituden på Tapestransgresjonen og regresjonen inn til dagens havnivå?
  - Hvordan er kurveforløpet på Værlandet sammenlignet med kurveforløpet ved Sunnmøre og Hordaland?
3. Hvor stor oppslagshøyde hadde Storeggatsunamien på Værlandet?

## 1.3 Relative og eustatiske havnivåendringer

Endringer i havnivå er påvirket av mange faktorer som forenklet kan deles opp i to kategorier, relative og eustatiske havnivåendringer. Den eustatiske komponenten gir et mål på endringene i havvannets totale volum. Forflytning av vannmasser mellom hav og kontinentale isdekker har vært en viktig faktor i glasielle-interglasielle havnivåendringer og blir gjerne kalt glasielustasi (fig. 1.1) (Lambeck et al., 2014). Etter siste istid, sto global isavsmelting for en økning i eustatisk havnivå på omtrent 125 m (Fleming et al., 1998; Lambeck og Chappell, 2001; Lambeck et al., 2014). Per dags dato er det lagret ismengder tilsvarende omtrent 70 meter havnivåstigning i isdekkene på Antarktis og Grønland, samt resterende breer og isdekker (Alley et al., 2005; Farinotti et al., 2019; Rignot et al., 2019).

Når et isdekke vokser eller minker i størrelse endres jordens gravitasjonsfelt som en respons på endringen i masse (Dahl og Forsberg, 1998). Når et isdekke smelter raskt vil det

relative havnivået langs ismarginen synke på grunn av gravitasjonskraften til isen minker/forsvinner. Denne effekten blir også kalt geoidedeformasjon, der geoiden reflekterer den overflaten der havnivået vil stabilisere seg om man ser bort fra påvirkning av vind og havstrømmer. Geoiden vil også endre seg ved forflytning av masse i mantelen (fig. 1.1). Den eustatiske havnivåkurven er konstruert fra ulike lokaliteter og er rettet for relative havnivåendringer (Peltier, 2002; Lambeck et al., 2014).

Relative havnivåendringer beskriver hvordan havnivået endrer seg i forhold til et fast punkt på land, og utgjør dermed summen av alle vertikale bevegelser av landmasser og havets overflate (inkludert geoidendringer) ved dette punktet. I Norge er den største faktoren i de postglasiale relative havnivåendringene glasi-isostasi. Under siste istid var store deler av nord-vest Eurasia dekket av tykk breis som presset landet ned for å komme i isostatisk likevekt. Da isen begynte å smelte tilbake, skapte dette en isostatisk ubalanse og landet begynte å heve seg (Nesje og Dahl, 1990; Fjeldskaar et al., 2000; Hughes et al., 2016). Når det blir tilført store mengder vann fra kontinentene til havene vil den ekstra tilførte massen føre til en innsynkning av havbunnen, også kjent som hydroisostasi, som gir en svak motsatt respons over kontinentene (fig. 1.1) (Fjeldskaar og Bondevik, 2020).

Den postglasiale landhevingen har vært størst der isdekket var tykkest som et resultat av masseforflytning i mantelen, noe som kommer frem av mønsteret av dagens landhevningssrater. Landhevingen var raskest tidlig etter at innlandsisen trakk seg tilbake og har deretter avtatt mot dagens hevningsrate (Simpson et al., 2013). Simpson et al. (2013) har samlet inn målinger fra 66 GPS-målestasjoner rundt om i Norge for å kartlegge ulike hevningsrater i ulike deler av landet. Landhevingen har vært størst i Bottenvika, i det nord-østlige Sverige og avtar gradvis mot norskekysten. Værlandet har en hevningsrate på mellom 1 og 2 mm/år. Er den isostatiske hevingen langsommere enn økningen av det eustatiske havnivået vil det føre til en transgresjon, altså en relativ økning i havnivået. Motsatt, hvis den eustatiske havnivåøkningen er tregere enn den isostatiske hevingen vil det føre til en regresjon, et fall i relativt havnivå.

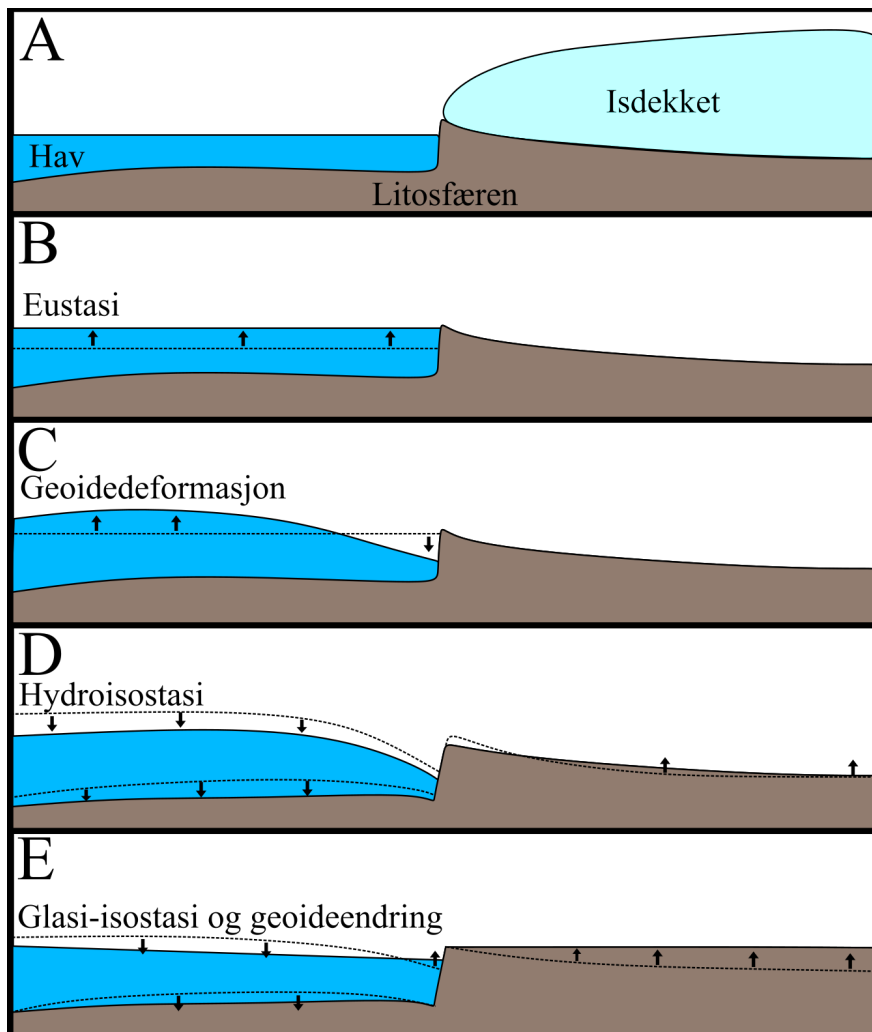


Fig. 1. 1. Illustrasjon over ulike prosesser som påvirker relative havnivåendringer når et isdekke trekker seg tilbake. A: Landet presses ned av den tilførte massen av isdekket. B: Isdekket smelter vekk, vannmasser blir overført fra kontinentet til havet som gir en økning i havnivå. C: Tiltrekningskraften fra isdekket blir mindre og geoiden endres. D: De økte vannmassene i havene vil få litosfæren til å presses ned og havnivået synker. E: Glasi-isostasi der landet blir hevet som øker gravitasjonskraften (geoiden). Modifisert etter Anundsen (1985).

#### 1.4 Tidligere arbeid i området

På Vestlandet har det tidlige blitt utført en rekke strandforskyvningsarbeider og isavsmeltingshistorien er i store trekk kjent. I områder som Nord-Rogaland, Hordaland, Sunnmøre og Sør-Trøndelag er det gjort omfattende arbeid med fokus på strandforskyvning (Svendsen og Mangerud, 1987; Lohne et al., 2007; Vasskog et al., 2019). I området rundt Værlandet er imidlertid strandforskyvningen mindre detaljert kartlagt. I mastergradsarbeidet til Natterøy (2013) er det utført strandforskyvningsundersøkelser basert på to isolasjonsbassenger. Det er også utført strandforskyvningsundersøkelser i Florø (Aksdal, 1986), 30 km N-NØ for Værlandet, mens Kaland (1984) har konstruert en strandforskyvningskurve for Fonnes som er rundt 55 km S-SØ for Værlandet (fig. 1.2; fig. 1.3). De to sistnevnte kurvene er produsert før

kjennskap til Storeggatsunamien så det er noen usikkerheter rundt kurveforløpet i forbindelse med den tidlig- til midt-holocen transgresjonsfasen man observerer langs norskekysten, kjent som Tapestransgresjonen. Strandforskyvningen til de tre områdene har en rask regresjon inn i preboreal etterfulgt av Tapestransgresjonen med noe varierende amplitude, og Tapestransgresjonens maksimum ser ut til å inntreffe noe tidligere i Florø sammenlignet med Fønnes og Værlandet (fig. 1.2).

På Værlandet er det også blitt utført terrasse og strandlinjemålinger av Kaldhol (1941). Der blir det beskrevet løsmasseterrasser med høyder rundt 8 moh. og flere terrasser i høyder mellom 17 moh. til 22 moh. Det blir også beskrevet flere strandvoller i høyder mellom 9 moh. og 13 moh. Det er imidlertid uklart hvor på Værlandet Kaldhol (1941) gjorde observasjonene.

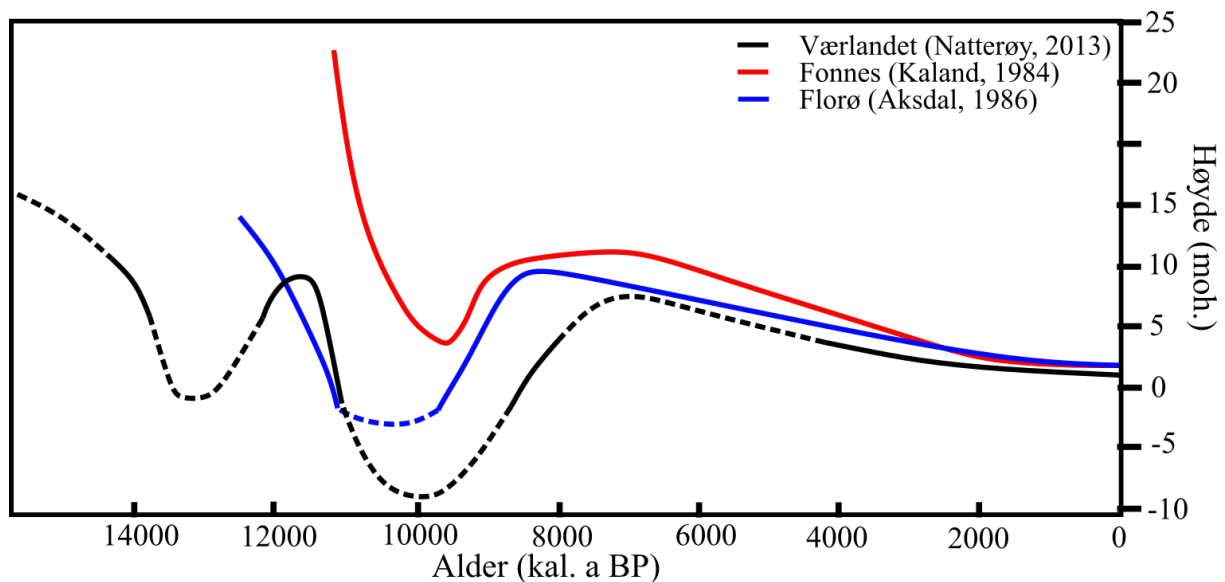


Fig. 1. 2: Strandforskyvningskurver fra Værlandet, markert i sort (Natterøy, 2013), Fønnes, markert i rødt (Kaland, 1984) og Florø, markert i blått (Aksdal, 1986). Kurvene er kalibrert til kalenderår før 1950 ved bruk av kalibreringskurven IntCal20 datasettet fra Reimer et al. (2020) i OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021a). De stiplede linjene viser til noe usikkert kurveforløp.

Det har blitt laget et isobasekart for yngre dryas (YD) havnivå for gamle Sogn og Fjordane fylke (Aarseth, 1980). Isobasene er basert på kartlagte terrasser i området. Fareth (1987) konkluderte med tilsvarende YD-isobaser fra observasjoner i Nordfjord, som er sammenlignet med observasjoner fra Hordaland utført av Aarseth og Mangerud (1974). Sørensen et al. (1987) har også utført isobaseundersøkelser i området, og resultatene stemmer godt overens med det tidligere arbeidet utført. På Værlandet ligger 10-m isobasen for YD i den østlige delen av øyen med en retning tilnærmet 22° N-NØ, og YD-strandlinjen skal ha en gradient på omtrent 1.2 m/km (Anundsen, 1985) (fig. 1.3).

Mastergradarbeidet til Støfring (2019) omhandler isavsmeltingshistorien ved munningen av Sognefjorden og på Værlandet. Det har blitt utført  $^{10}\text{Be}$ -eksponeringsdatering av ni flyttblokker rundt om på øya i tillegg til skuringsstripemålinger, snittalderen av dateringsprøvene er gitt til 14.6 tusen år siden (ka) med Skandinavisk produksjonsrate og 14.08 ka med Vestnorsk produksjonsrate.

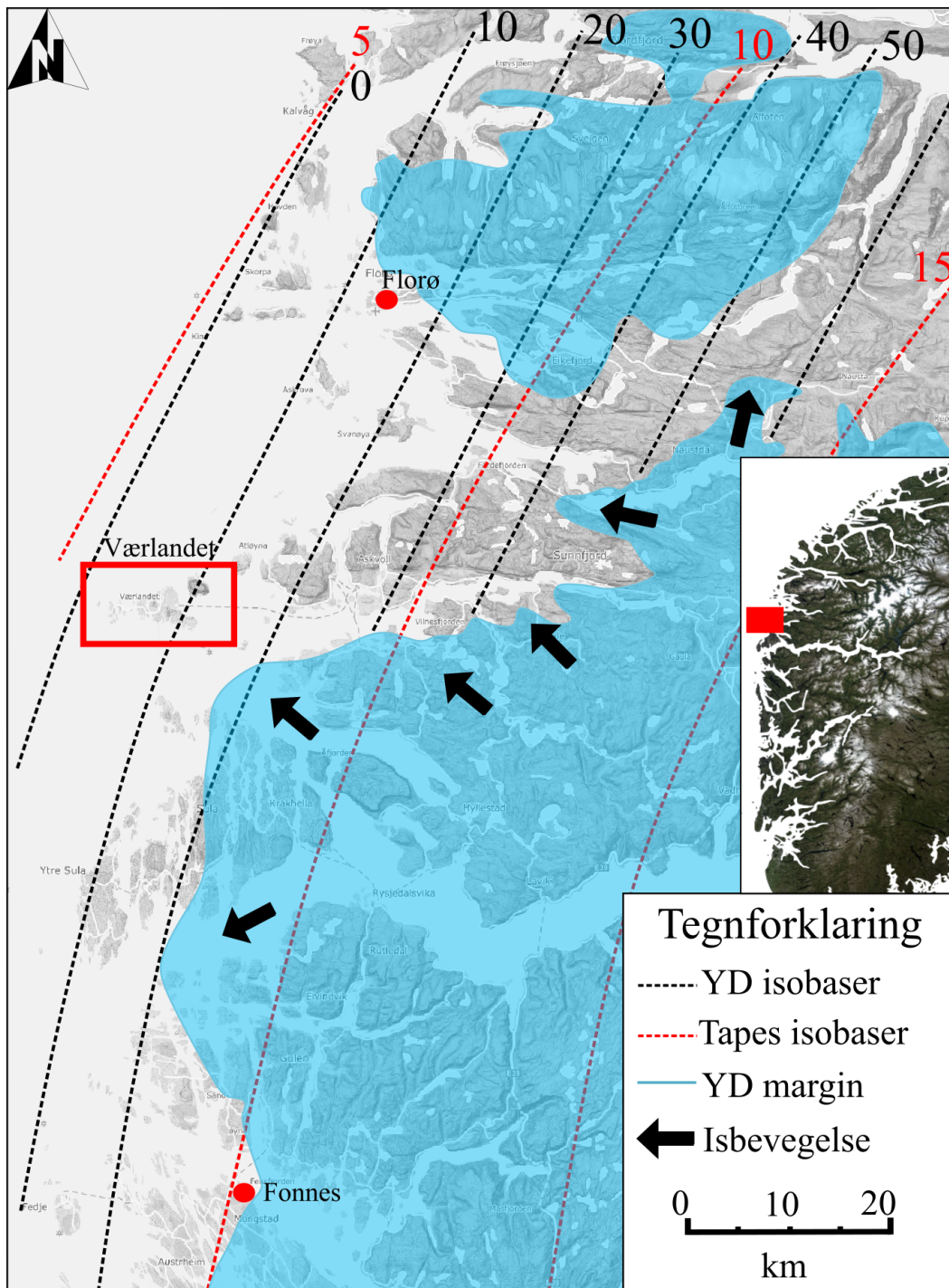


Fig. 1. 3: Kart over området rundt Værlandet med den kartlagte yngre dryas (YD) isutbredelsen (Mangerud et al., 2011; Støfring, 2019), isbevegelsesretning, yngre dryas (YD) isobasene etter Aarseth (1980), Tapes-isobasene fra Sørensen et al. (1987) og de tidligere kartlagte strandforykningskurvene fra Fønnes, Florø og Værlandet. Fønnes og Florø markert med en rød prikk og Værlandet markert med en rød firkant. Kartet er modifisert etter Kartverket (2022a).

## 2. Kwartærgeologisk rammeverk

I dette kapitlet blir studieområdet presentert sammen med bakgrunnsinformasjon om den regionale deglasiashistorien fra siste glasiale maksimum og lokale tidevannsnivåer.

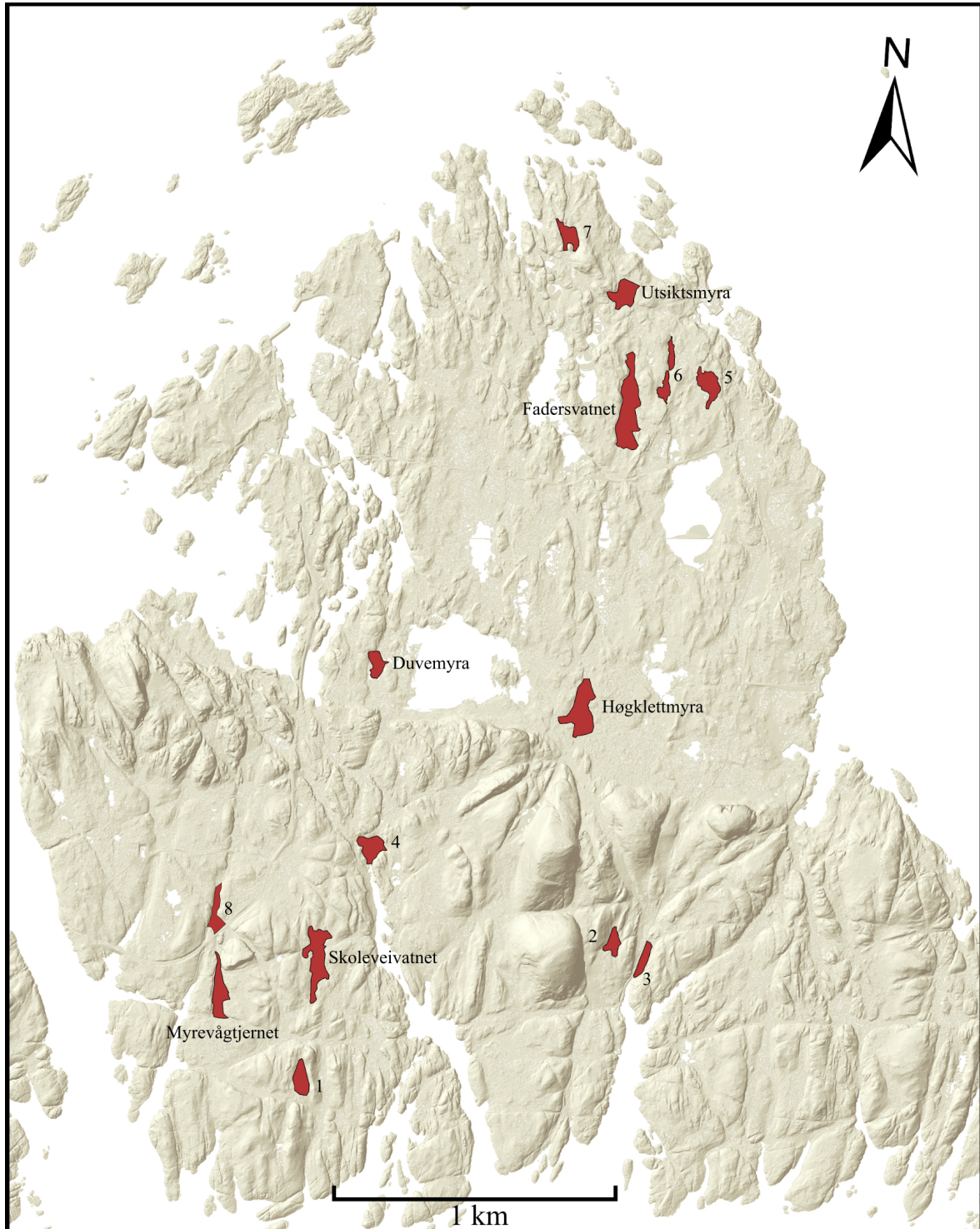


Fig. 2. 1: Kart over Værlandet der de ulike bassengene utnyttet i studien er markert med en rød farge. Fadersvatnet og Myrevågtjernet ble undersøkt av Natterøy (2013). De navngitte bassengene er det hentet inn kjerner som blir studert og de som er gitt med tall er bassenger undersøkt som det ikke er hentet kjerner fra. Kartet er modifisert etter Kartverket (2022a).

## 2.1 Studieområdet

Studieområdet er lokalisert på Værlandet, en øygruppe i Askvoll kommune, Vestland fylke, rett nord for munningen av Sognefjorden (fig. 1.2). Værlandet ligger utenfor den kartlagte bremarginen for YD (Aarseth, 1980; Mangerud et al., 2011; Støfring, 2019). Dette gjør Værlandet til en god lokalitet til å kartlegge strandforskyvningen og til å finne ut når kysten først ble isfri før YD-fremrykket.

Topografien på øya er delt i to, med to distinkte landskapstyper som reflekterer et skille i berggrunnens litologi (se kap. 2.2 under). Den N-NØ delen er relativt flat med små topografiske endringer, opptil 35 moh. Den S-SV delen har et mer kupert terreng med avrundede knauser med en høyde opptil 163 moh. Hele studieområdet inneholder flere myr- og innsjøbassenger som er nyttig for kartlegging av isavsmeltningshistorie og relative havnivåendringer. Det ble undersøkt fem ulike bassenger som bidro til datagrunnlaget til oppgaven (fig. 2.1). Det ble også undersøkt åtte andre bassenger rundt om på øya som det ikke ble hentet opp kjerner fra, da disse ikke var isolasjonsbassenger eller det ikke var en tydelig terskel til bassenget. Myrevågtjernet og Fadersvatnet ble undersøkt av Natterøy (2013) (fig. 2.1).

## 2.2 Geologien på Værlandet

Kun halve Værlandet er kvartærgeologisk kartlagt (Aa, 1985). Majoriteten av Værlandet er bestående av bart fjell, der den vestlige delen ikke er kartlagt og vises utelukkende som bart fjell (fig. 2.2A). Løsmassene på Værlandet består i hovedsak av forvittringsmateriale som et usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen og torv eller myr. Mellom Hamnen og Ferjekaia, øst på Værlandet har det blitt avsatt en liten sone med strandavsetninger (Fig. 2.2A) (Aa, 1985).

Berggrunnsgeologien på Værlandet består hovedsakelig av to bergarter. Grensen mellom bergartene er tydelig i landskapet, der det går et skille i N-NV til S-SØ retning. Den nordlige delen består av Kambrosilurisk grønnstein mens den sørlige delen består av Devonsk konglomerat. Det er også noen områder med grønnsteinsbrekksje i grensen mellom konglomerat og grønnstein som skiller disse fra hverandre (fig. 2.2B) (Skjerlie, 1985a; Skjerlie, 1985b).

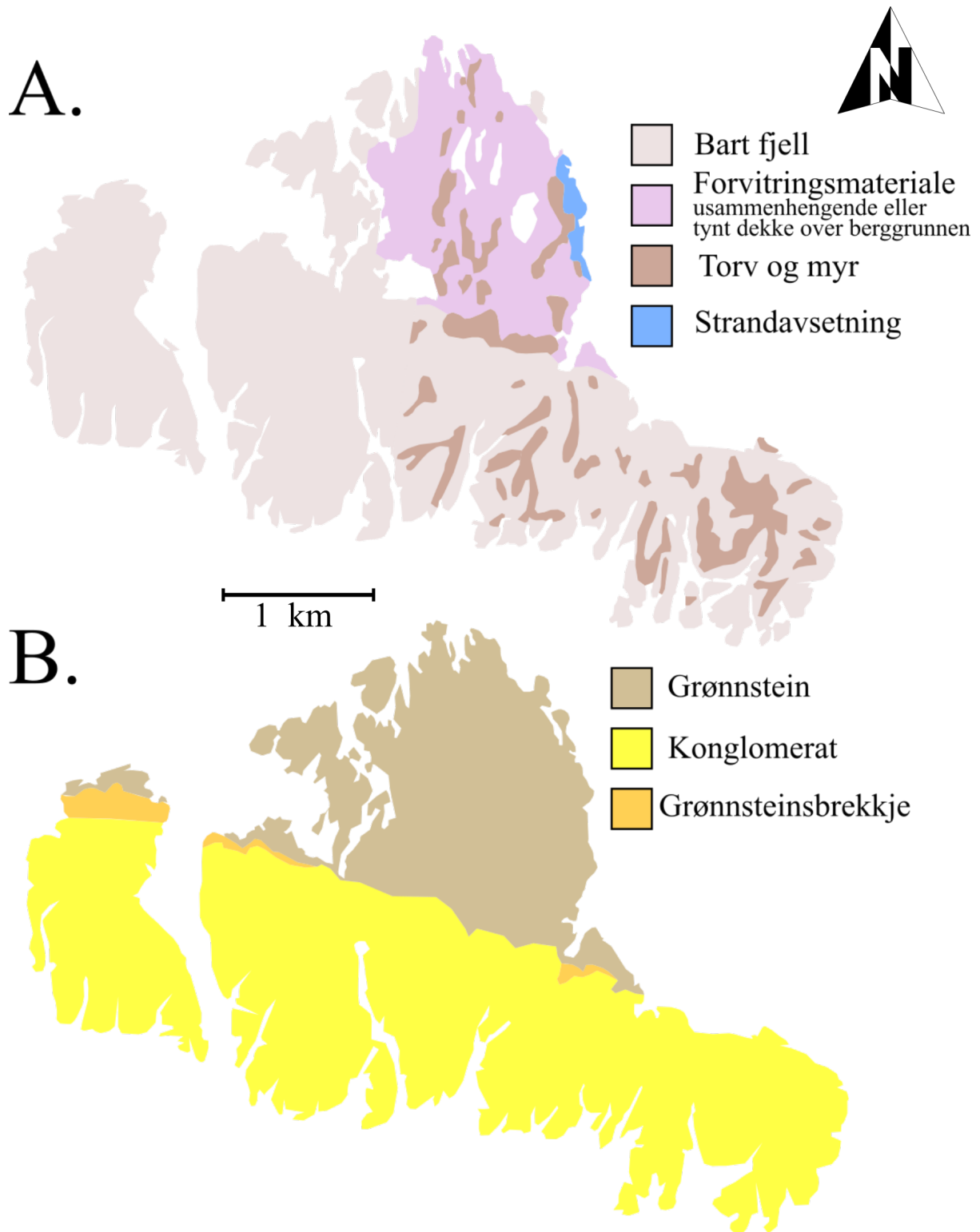


Fig. 2. 2 A: Kvartærgeologisk kart over Værlandet, kun den østlige delen er kartlagt. Den vestlige delen vises som bart fjell. Kartet er modifisert fra NGU løsmassekart fra undersøkelser utført av Aa (1985). B: Berggrunnskart over Værlandet, basert på NGU berggrunnskart (NGU.no) fra undersøkelser utført (Skjerlie, 1985a; Skjerlie, 1985b).



## 2.3 Regional isavsmeltningshistorie

De fleste studier av sen-Weichsel glasieringshistorie, viser til at ismarginen har fluktuert flere ganger i perioden mellom 30-18 tusenår før nåtid (ka) (Mangerud et al., 2011; Hughes et al., 2016). På Vestlandet er siste glasiere maksimum (LGM) antatt å ha sin maksimale utbredelse rundt 23-19 ka (Mangerud et al., 2011; Hughes et al., 2016; Sejrup et al., 2016) da store deler av Nordvest-Eurasia var dekket av et isdekket frem til tilbakesmeltingen startet.

For rundt 19-18.5 ka kalvet isen inn i Norskerenna, og Trollfeltet ble isfritt for om lag 18.5 ka (Sejrup et al., 2016). Når Norskerenna kalver opp så ser det ut til at Utsira og sørspissen av Karmøy ble isfritt like etterpå (18 ka BP) (Vasskog et al., 2019). Deretter har isen trolig ligget stabilt i flere tusen år utenfor vestlandskysten før tilbaketrekningen tok til igjen (Lohne et al., 2012; Svendsen et al., 2015). De ytterste øyene langs vestlandskysten ble trolig ikke isfrie før rundt 15000 år siden, for eksempel ved Blomvåg, hvor deglasiasjonen er datert til 14.6 ka (Mangerud et al., 2017). Det er antatt at Værlandet ble isfritt rundt dette tidsintervallet (Natterøy, 2013; Mangerud et al., 2019; Støfring, 2019). Gjennom allerød trakk isdekket seg et godt stykke innover fastlands Norge (Lohne et al., 2007).

Dateringsresultater fra Hordaland viser at isdekket begynte å rykke fram igjen i slutfasen av allerød (Lohne et al., 2007) med maksimal utbredelse mot slutten av yngre dryas. Ismarginen nådde da ut til munningen av Sognefjorden (fig. 1.2) og i Hordaland er maksimalutbredelsen markert med Herdla-Halsnøy morenen. I fjordarmene vokste bredekket til en tykkelse på opptil 2000 meter hvor det kun noen få hundre år tidligere var isfritt under allerød (Andersen et al., 1995; Mangerud et al., 2011). I Nordfjord har deglasiasjonen opptrådd noe annerledes. Brefremstøtet i yngre dryas er her antatt å ha vært todelt, der det første fremstøtet kalt Vardehaugfremstøtet, fant sted i tidlig yngre dryas. Etter Vardehaugfremstøtet trakk isen seg tilbake innover fjorden før et nytt mindre fremrykk i slutten av yngre dryas avsatte Nor-morenen øst for Nordfjordeid (Fareth, 1987).

Den kartlagte yngre dryas marginen fra Aarseth og Mangerud (1974) ligger i utgangspunktet øst for Værlandet, men Natterøy (2013) foreslo at fremrykket kan ha dekket deler av Værlandet basert på funn av et diamikton i Myrevågtjernet. Støfring (2019) presenterte en litt annen hypotese enn Natterøy (2013) og har tatt <sup>10</sup>Be-eksponeringsdateringer fra flyttblokker på Værlandet som viser at isen ikke har dekket Værlandet under YD og kartla YD-bremarginen noen km øst for Værlandet.

I overgangen til holocen var det en rask endring til varmere klima og isdekket trakk seg raskt tilbake. Isen i Sognefjorden og Hardangerfjorden smeltet vekk i tidlig holocen, ved 11.1 ka (Mangerud et al., 2013).

For ca. 8150 år siden ble det utløst et stort skred på den norske kontinentalskråningen ved Eggakanten, kalt Storeggaraset (Haflidason et al., 2005). Utløpssonen til Storeggaraset påvirket nærmere 95 000 km<sup>2</sup>, selve raset er estimert å ha hatt et volum på 2400-3200 km<sup>3</sup> og er ett av verdens største eksponerte submarine skred (Haflidason et al., 2005). Storeggaraset førte også til en kraftig tsunami, kalt Storegatsunamien, som rammet store deler av den norske vestkysten samt nordlige deler av de britiske øyer, Shetland og Island (Bondevik et al., 2005). Storegatsunamien slo innover land, eroderte i sedimentene og avsatte kaotiske lagpakker (Romundset og Bondevik, 2011).

## 2.4 Tidevann

Tidevannet på Værlandet er modellert etter målestasjonen på Måløy ytterst i Nordfjord og er justert med en høydefaktor på 0.88 og tidsforskjell på – 10 minutter (Kartverket, 2022b). Den modellerte høyden på tidevannet er 69 cm over middelvann for middel spring høyvann og 94 cm for det høyeste astronomiske tidevann (Kartverket, 2022b).

Modellering av paleo-tidevann har blitt utført langs vestlandskysten av Ward et al. (2016). Ut ifra resultatene presentert ser det ikke ut til at det har vært noen betydelig endring i amplituden til tidevannet i området rundt Sognefjorden tilbake til deglasiasjonen. Historiske data tilbake til 1943 viser også små variasjoner i tidevannet (Kartverket, 2022b).

### 3. Metoder

#### 3.1 Bassenganalyse

For å rekonstruere tidligere havnivå ble det tatt i bruk analyse av isolasjonsbassenger (Svendsen og Mangerud, 1987). Denne metoden bruker stratigrafiske grenser mellom marine og lakustrine sedimenter i innsjø- og myrbassenger under marin grense til å produsere datapunkter for tidligere havnivå. For at et basseng skal regnes som isolert fra havet må havnivået ved høyvann ligge under terskelen til bassenget, slik at det ikke mottar sjøvann (fig. 3.1).

Dersom sedimentasjonsmiljøet i bassenget endrer seg fra lakustrint til marint betyr det at havnivået har steget over terskelen. En slik stratigrafisk endring blir kalt en ingresjonskontakt. Er den stratigrafiske endringen fra marine til lakustrine sedimenter betyr det at bassenget har blitt isolert fra havet og en slik stratigrafisk overgang blir kalt en isolasjonskontakt. Kontaktene er ofte lett gjenkjennelige visuelt i sedimentkjerne (Romundset et al., 2018), men for å bestemme kontaktene med sikkerhet brukes gjerne biostratigrafiske undersøkelser (Kaland, 1984; Kjemperud, 1986; Lohne et al., 2007), eventuelt kombinert med analyser av sedimentenes geokjemiske og fysiske egenskaper (Balascio et al., 2011; Vasskog et al., 2019). Isolasjons- og ingresjonskontakter i en sedimentkjerne reflekterer dermed tiden da havets høyvannsnivå korresponderer med terskelen til bassenget. Ved å datere isolasjons- og ingresjonskontakter i flere isolasjonsbassenger med ulik høyde vil en derfor kunne spore endringer i havnivå over tid (fig. 3.1).

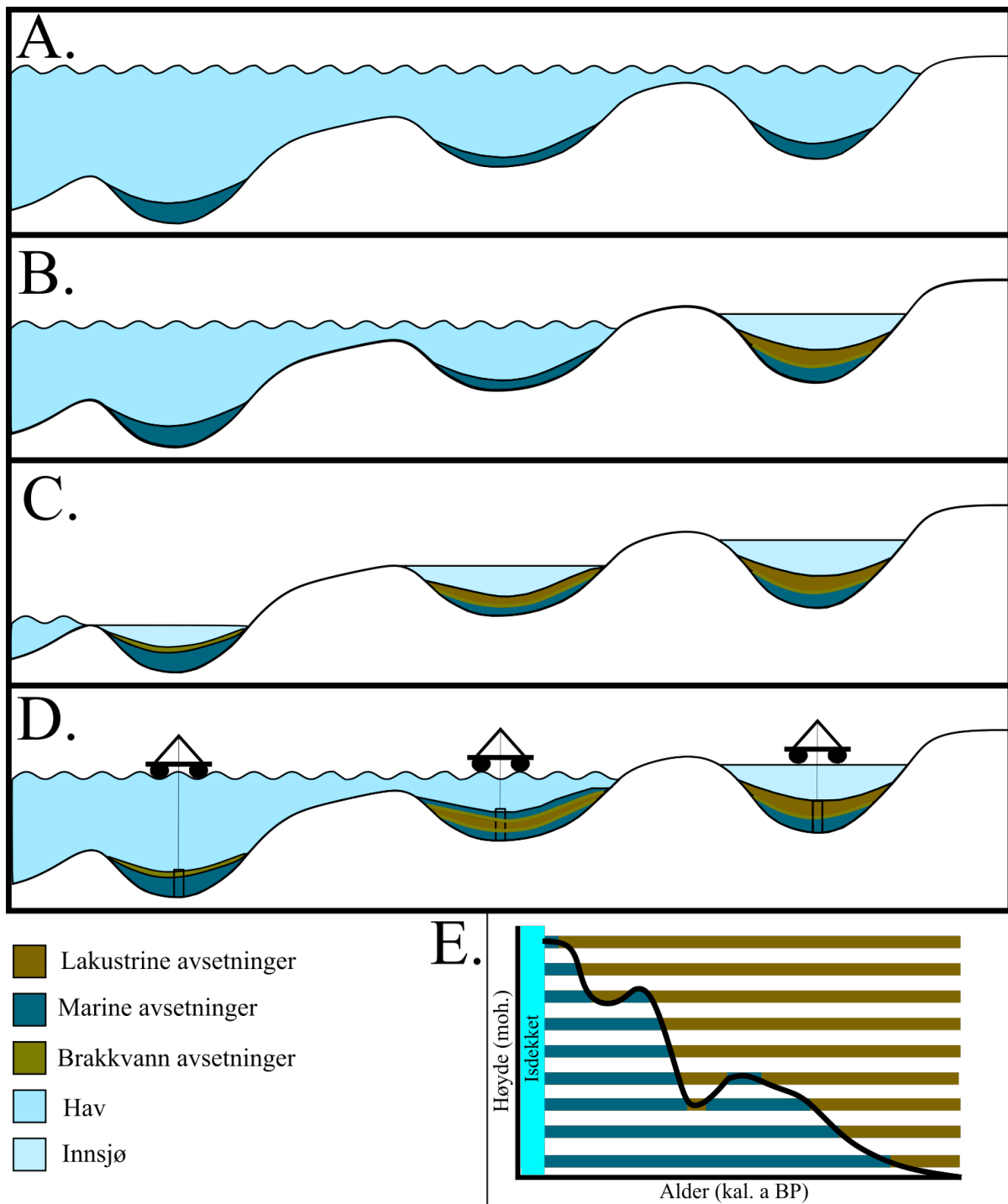


Fig. 3. 1: Oversikt over isolasjonsbasseng-metoden, hvordan strandforskyvningen kan kartlegges ved å benytte isolasjonsbassenger i ulike høyder over dagens havnivå. A: Alle bassengene er under marin grense og det blir avsatt marine sedimenter. B: Regresjon som eksponerer det høyeste bassenget og det blir avsatt lakustrine sedimenter. C: Regresjonen fortsetter og det lavere bassenget blir isolert fra havet, havnivået ligger i samme høyde som det laveste bassenget og det blir avsatt brakkvannsedimenter. D: En økning i relativt havnivå som passerer terskelen til de to laveste bassengene. E. Illustrasjon av en havnivåkurve basert på stratigrafi fra bassenger i ulike høyder. Modifisert etter Hafsten (1983).

## 3.2 Feltmetoder

Innsjø- og myrbassenger ble først valgt ut ved bruk av kart med nøyaktige høydemodeller basert på LiDAR-data (Kartverket, 2002a). Lokalitetene ble så inspisert i felt for å se om de var egnet til havnivåundersøkelse. Det ble brukt ulike metoder for å hente opp kjerner. For å bestemme terskelhøyder ble det brukt Differensiell GPS (DGPS). I innsjøen Skoleveivatnet ble det gjennomført batymetriske målinger for å bestemme beste lokalitet for å hente opp en kjerne.

### 3.2.1 Kjernetakning

Det ble brukt ulike metoder for opphenting av kjerner i undersøkelsen. Det ble utnyttet stempelprøvetaker fra flåte i en innsjø og med rigg i et myrbasseng, russerbor ble brukt for de resterende bassengene i undersøkelsen.

Stempelprøvetaker ble benyttet i et myrbasseng og i et innsjøbasseng, henholdsvis Myrevågtjernet og Skoleveivatnet. I myrbassenger brukes en rigg som skrur fast i det øverste torvlaget. Når riggen er montert festes et 110 mm PVC-rør med en lengde på 2.35 m til stempelstaget med stemplet i bunnen av PVC-røret. To vinsjer festet i rammen og trekkes ned av vinsjene til bunnen av røret er i toppen av ønsket dybde for prøvetakningen. For å klargjøre kjernen til å innhente sedimenter må stempelet løsnes, dette gjøres ved å skru innerstaget fra ytterstaget. Når de er løsnet fra hverandre må røret bli presset ned 2 meter for å fylle PVC-røret med sedimenter (de siste 35 cm er plass til stempelet). Når kjernen er full trekkes prøven opp til overflaten.

Ved bruk av stempelprøvetaker i innsjøbasseng brukes en flåte også kaldt Nesjeprøvetaker, der PVC-røret senkes ned til bunnen av innsjøen med et lodd på toppen av røret (Nesje, 1992). Dette loddet dras så opp og slippes oppå røret for å sakte, men sikkert presse det ned i sedimentene. Fra flåte kan PVC-rør med lengde opp til 6 meter brukes.

Russerbor er en kjerneprøvetaker som henter opp halv sylindriske kjerner med en lengde på en meter. Denne metoden ble brukt på de resterende bassengene i undersøkelsen. Prøvetakeren blir presset ned i sedimentene til ønsket dybde, og når ønsket dybde er nådd, vis prøvetakeren 180° rundt. Denne prosessen åpner prøvetakeren og kutter ut en halv sylindrisk kjerne som låses inn mens prøven hentes opp. På overflaten pakkes prøven inn i folie og flyttes over i et splittet PVC-rør og klargjøres til transport. Fordelen med russerbor er visuell analyse av kjerner i felt som kan forbedre forståelse av sedimentene og gi viss bekræftelse på hva som blir tatt med tilbake til laboratoriet. Et problem som kan oppstå under prøvetakningen er at materiale fra toppen av myrbassenget kan bli dratt med nedover i borehullet, og dette kan i

verste fall føre til kontaminering av kjernen. På sedimentlaboratoriet bør kjernen derfor alltid renses ved å skrape av det øverste laget og fjerne sediment og materiale som ikke tilhører kjernen.

### *3.2.2 Batymetrisk kartlegging*

Det ble utnyttet ekkolodd for batymetrisk kartlegging av Skoleveivatnet. Modellen som ble brukt var et Garmin GPSMAP 721xs. Ekkolodd bruker lydsignaler for å kartlegge vanddyb, ved at lydsignaler sendes fra senderen og reflekteres på bunnen før det blir registrert i mottakeren. Lydbølger har en hastighet i vann på  $\sim 1500$  m/s, og avstanden kan da regnes ut ved bruk av formelen:  $d = \frac{v \cdot t}{2}$ , der  $v$  = hastigheten,  $t$  = tiden, og  $d$  = avstand. Svaret må til slutt deles på 2, siden lydbølgen må bevege seg fra sender/mottaker til bunnen og tilbake igjen (Janowski et al., 2018).

Dybdepunktene blir tilknyttet et GPS-koordinat som gir posisjoner langs en x, y og z akse, som senere kan behandles i programvare for geografiske informasjonssystemer (GIS) å konstruere ulike kartmodeller. Dette ble utført på Skoleveivatnet, der et batymetrisk kart ble framstilt ved bruk av ArcGIS Pro.

### *3.2.3 Måling av terskelhøyder*

For å finne høyde på tersklene til bassengene ble det brukt en differensiell GPS (DGPS) av typen Trimble R10. GPS-posisjon blir funnet ved hjelp av satellitter i bane rundt jorden, mens det som skiller DGPS fra vanlig GPS er at det også brukes basestasjoner, som gir en mer nøyaktig høydemåling med usikkerheter ned til noen få cm (Næsset og Bergsaker, 1999). Høyden blir angitt etter NN2000 (Normal null 2000), som er et nasjonalt høydedatum som fungerer som nullpunkt for alle høydemålinger på land. Det er noe avvik mellom NN2000 og middelvann langs norskekysten (Revhaug, 2019), noe som betyr at høyder målt i forhold til NN2000 må korrigeres dersom middelvann skal brukes som referansenivå.

### 3.3 Laboratoriemetoder

For å hente ut informasjon av kjerner ble det benyttet en rekke metoder på Earthlab sedimentlaboratoriet ved Institutt for geovitenskap, UiB. Aldersbestemmelse av kjernene ble utført ved radiokarbondatering. De ulike kjernene ble først visuelt logget for litostratigrafi. Videre stratigrafisk logging ble gjort basert på ulike laboratoriemetoder, som kornfordelingsanalyse, magnetisk susceptibilitet og glødetap. Myrevågtjernet ble scannet med CT for å øke forståelsen av litostratigrafiske endringer. Myrevågtjernet, Duvemyra og Skoleveivatnet ble scannet med XRF og det ble utført skjærstyrke målinger på kjernen fra Skoleveivatnet og Myrevågtjernet. Alle kjernene utenom Utsiktsmyra ble scannet for magnetisk susceptibilitet.

#### 3.3.1 $^{14}\text{C}$ datering

Radiokarbondatering er en dateringsmetode som brukes på organisk materiale. Nukliden  $^{14}\text{C}$  (karbon-14) blir dannet ved at sekundær kosmisk stråling treffer atmosfærisk nitrogen (Anderson et al., 1947). Gjennom reaksjonene dannes  $^{14}\text{CO}_2$ .  $^{14}\text{CO}_2$  tas opp av planter gjennom fotosyntese og kommer på den måten inn i næringskjeden. Når planter og dyr dør får de ikke lenger tilført nytt  $^{14}\text{C}$ , som så brytes ned med en halveringstid på  $5730 \pm 30$  år, og vi kan dermed bruke mengden resterende  $^{14}\text{C}$  til å datere organisk materiale (Arnold og Libby, 1949).

Prøver ble plukket ut av de ulike kjernene ved å ta ut 1 cm tykke skiver fra sedimentene (noen prøver trengte flere cm for å få nok materiale). Prøvene ble så vasket i en sil på 250  $\mu\text{m}$  for å fjerne de minerogene sedimentene. Det organiske materialet som lå igjen i silen ble plukket ut med pinsett og lagt i et beger. Materialet ble så sett på i en stereolupe for å identifisere og plukke ut det beste materialet for datering. Det ble plukket ut både prøver med terrestriske makrofossiler og prøver med marine makrofossiler. For å finne ut vekten på materialet ble glassbeholdere sterilisert i ovnen i 3 minutter på 550  $^{\circ}\text{C}$  før de ble veid. Deretter ble det utvalgte prøvematerialet puttet i glassbeholderen og satt i tørkeskap til det ble tørt og igjen veid. Vekten til materialet vil da tilsvare vekten av glass pluss prøve minus vekten av glasset. De utvalgte prøvene ble så sendt til «Radiocarbon Dating Laboratory» ved Lund Universitet for analyse.

Radiokarbondatering vil gi aldre i  $^{14}\text{C}$ -år, men siden atmosfærens innhold av  $^{14}\text{C}$  har endret seg over tid må radiokarbonaldre kalibreres mot arkiver med kjent alder, som for eksempel treinger, varvede sedimenter og koraller (Reimer et al., 2020). I dette arbeidet er kalibreringskurven IntCal20 fra Reimer et al. (2020) brukt for terrestriske makrofossiler og Normarine18 fra Brendryen et al. (2020) for de marine makrofossilene. Normarine18 kurven er

en marin kalibreringskurve utviklet for bruk i Norskehavet basert på korrelering mot klimaarkiver i andre deler av verden, og har foreløpig ikke blitt endelig bekreftet av direkte dateringer på marint og terrestrisk materiale i parallelle prøver. De marine dateringsprøvene ble derfor i tillegg kalibrert med den globale marine kalibreringskurven Marine20 (Heaton et al., 2020) for å se på forskjellene i resultatet. Dateringsprøvene kalibrert med IntCal20 vil ikke være markert i tabellene i resultatene, men kalibreringer utført med Normarine18 og Marine20 vil bli markert med NM18 og M20 etter hvilken kalibreringskurve som er brukt.

### 3.3.2 *Glødetap*

Glødetap er en metode for å anslå hvor mye organisk materiale det er i bulkprøver av sediment gjennom brenning av prøvene ved 550 °C (Dean, 1974). Siden en del av det som forbrennes også er uorganisk karbon så overestimeres metoden mengden av organisk karbon noe, men det er en lineær sammenheng mellom glødetapet og det faktiske organiske innholdet (Dean, 1974; Heiri et al., 2001). Som en forenkling brukes derfor «organisk materiale» her synonymt med glødetap. Det ble tatt ut prøver hver 5 cm og hver 2.5 cm der det var tydelige endringer innad i kjernene. Digeler blir veid og prøver ble så plukket ut av kjernene, de våte prøvene blir veid før tørking i et tørkeskap på 105 °C. De tørkes i et døgn før de igjen blir veid. Prøvene blir så satt inn i en ovn i 1.5 time (30 min oppvarming til 550 °C, 60 min brenning ved 550 °C) der det organiske materiale forbrennes, og det er kun minerogent materiale igjen. Avkjølingen skjer i en eksikator slik at de brente prøvene ikke skal trekke til seg fuktighet som kan endre vekten til prøven. Når prøvene er ferdig brent og avkjølt i eksikatoren, veies de en siste gang. Forskjellen mellom tørket prøve og brent prøve gir tapet av organisk karbon, samt noe uorganisk karbon, og dette tapet er i prosent er lineært korrelert med total mengde organisk innhold (Dean, 1974).

For å få mest nøyaktig resultater bør kontaminering unngås for å endre vekt fra eksterne årsaker (Heiri et al., 2001). Digelene med prøvene skal også kjøles ned til romtemperatur før de veies.

### 3.3.3 *Computertomografi (CT)*

CT-skanning ble brukt på kjernen fra Myrevågtjernet for å få en bedre forståelse av sedimentene og litostratigrafien. CT bruker absorbering av røntgenstråling til å differensiere mellom objekter med ulik tetthet. Røntgenfotoner penetrerer objekter med lav tetthet og absorberes av objekter med tyngre tetthet. Det blir samlet inn verdier som representerer ulike tettheter, høyere verdier gir høyere tetthet.



Kjernen roteres 360°, slik at målinger blir utført fra alle vinkler igjennom kjernen. Dette skaper mange 2D bilder av kjernen, og gjennom data analyse og prosessering kan 2D bildene settes sammen og konstruere en 3D-modell (Cederstrøm et al., 2021). 3D-modellen kan observeres fra alle sider og bla igjennom x, y og z aksene, noe som gir en god oversikt over de relative tetthetsendringene gjennom kjernen.

#### *3.3.4 Kornfordelingsanalyse ved Mastersizer 3000*

Kornfordelingsanalyse ble utført med en Mastersizer 3000 fra Malvern Instruments. Mastersizer 3000 kan måle kornstørrelser mellom 0.01 og 3500 µm. Kornstørrelsene blir målt ved hjelp av en blå og grønn laser. Prøven passerer gjennom laserstrålen, og ulike korn reflekterer lyset i spesifikke vinkler som vil variere med kornstørrelsen. Store kornstørrelser reflekterer lyset i mindre vinkler i forhold til de mindre kornstørrelsene som reflekterer lyset i større vinkler (Malvern Instruments, 2017). Målingene kan presenteres som prosentiler, der prosentilene Dx(10), Dx(50) og Dx(90), reflekterer kornstørrelsen som henholdsvis 10, 50 og 90 % av prøver ligger under (Malvern Instruments, 2015).

Prøver ble hentet ut hver 5 cm, og hver 2.5 cm der det er tydelige visuelle endringer. Prøvene er de samme prøvene som ble brukt for glødetap, og ble analysert etter at det organiske materialet var fjernet. Organisk materiale kan føre til feilmålinger ved at maskinen registrerer makrofossiler som en kornstørrelse. Rørehastigheten på maskinen ble satt til 2500 o/min for å holde kornene i suspensjon, og målingene ble utført med 60 sekunder med ultralyd på 100 % styrke for å separere alle kornene fra hverandre.

#### *3.3.5 Magnetisk susceptibilitet*

Magnetisk susceptibilitet ble utført med en multisensor kjernelogger fra GEOTEK og er mål på hvor lett et mineral lar seg magnetiseres av et magnetfelt (Dearing, 1994). Et lavintensitets og varierende magnetisk felt blir produsert fra en oscillator krets i sensoren som blir påført prøvene. Materialet i prøven som har magnetisk susceptibilitet vil påvirke oscillatorfrekvensen, og endringen i frekvens blir omgjort til verdier av magnetisk susceptibilitet (Geotek, 2016). Høyere verdier tilsier bedre evne til å holde på eller bli påvirket av magnetiseringen (Weber et al., 1997). Alle kjernene ble kjørt med samme innstillinger i Multisensor kjerne loggeren fra GEOTEK, der oppløsning ble satt til 5 mm med en måletid på 10 sekunder og sensitivitet på 0.1. Resultatet for magnetisk susceptibilitet oppgis som  $S_i \cdot 10^{-5}$ . Metoden er god for å finne

stratigrafiske endringer, der det også er mulig å finne endringer som ikke er tydelig visuelt.

### *3.3.6 Røntgenfluorescens*

ITRAX XRF kjerneskaner fra Cox Analytical systems blir brukt for å måle røntgenfluorescens. Metoden blir unyttet for å måle innholdet av ulike grunnstoffer, i dette tilfellet i en sedimentkjerner. Dette skjer ved at kjernen blir bombardert med røntgenstråler med høy energi. Sekundære røntgenstråler blir så returnert ut fra det bombarderte materiale med en spesiell energisignatur ut fra hvilke grunnstoff som finnes i materiale. Grunnstoffer mellom aluminium og bly i periodesystemet kan bli målt (Croudace et al., 2006).

Metoden ble her benyttet for å finne geokjemiske endringer i sedimentkjernen. Endringer i geokjemien kan potensielt fortelle noe om avsetningsmiljø ved eventuelle endringer, eksempelvis har det tidligere vært påvist endringer i innhold av svovel og kalsium i forbindelse med isolasjoner av bassenger (Vasskog et al., 2019). Metoden er også egnet for høyoppløselige endringer innad i en stratigrafisk sekvens og kan vise årlige endringer, i noen tilfeller også sub-årlige endringer, avhengig av sedimentasjonsrate (Croudace and Rothwell, 2015).

Innstillingene for kjernene skannet ble holdt likt for å unngå usikkerheter mellom dem når dataene settes sammen. Det kan bli brukt to ulike røntgenrør i ITRAX-skanneren, basert på hvor tunge grunnstoffer man ønsker å fokusere på (Croudace et al., 2006). I denne studien ble et Mo-røntgenrør brukt med en oppløsning på 1 mm og 10 sekunder måletid. Volt og ampere ble satt til 29 kV og 28 mA.

### *3.3.7 Skjærstyrke*

Skjærstyrke ble målt for å bestemme om sedimentene kan være overkonsoliderte. Dette ble utført for kjernene fra Myrevågtjernet og for Skoleveivatnet. Det ble tatt tre parallelle målinger hver femte centimeter nedover i kjernen. Det ble så tatt gjennomsnitt av de tre målingene for å få en mer pålitelig gjennomsnittsverdi. Skjærfastheten blir målt ved at en vekt formet som en kjegle med en spiss tupp slippes ned i sedimentet. Det blir utnyttet ulike vekter basert på skjærfastheten til sedimentene. Vekten blir holdt i apparatet med en magnet, spissen på vekten blir plassert slik at spissen så vidt er i kontakt med sedimentene. Vekten blir så løslatt ved å fjerne magneten, og vekten drives så ned i sedimentene ved hjelp av tyngdekraften. Vekten har en stang med et merke som korrelerer med en linjal som sitter i apparatet. Dybden blir lest av

på linjalen når vekten står horisontalt, og disse verdiene kan så kalibreres til skjærfasthet ved bruk av kalibreringstabeller som avhenger av vekten (Skaven-Haug, 1931).

Skjærstyrkemålinger er i all hovedsak for leire, men ble her utnyttet for å se forskjeller i skjærfasthet gjennomgående i kjernene, spesielt med tanke på om noen deler av kjernene kunne være overkonsoliderte, altså påvirket av høyt trykk etter avsetning der målingene blir oppgitt i tonn per kvadratmeter ( $t/m^2$ ). Det er også viktig å ikke ta en måling direkte på klaster da dette kan føre til for høy skjærfasthet. Alle prøver som befant seg i enheter som inneholder klaster ble sjekket etter måling for å bekrefte at målingen stemmer og ikke ble målt på en klast, men i matriksen.

## 4. Resultater

### 4.1 Myrevågtjernet

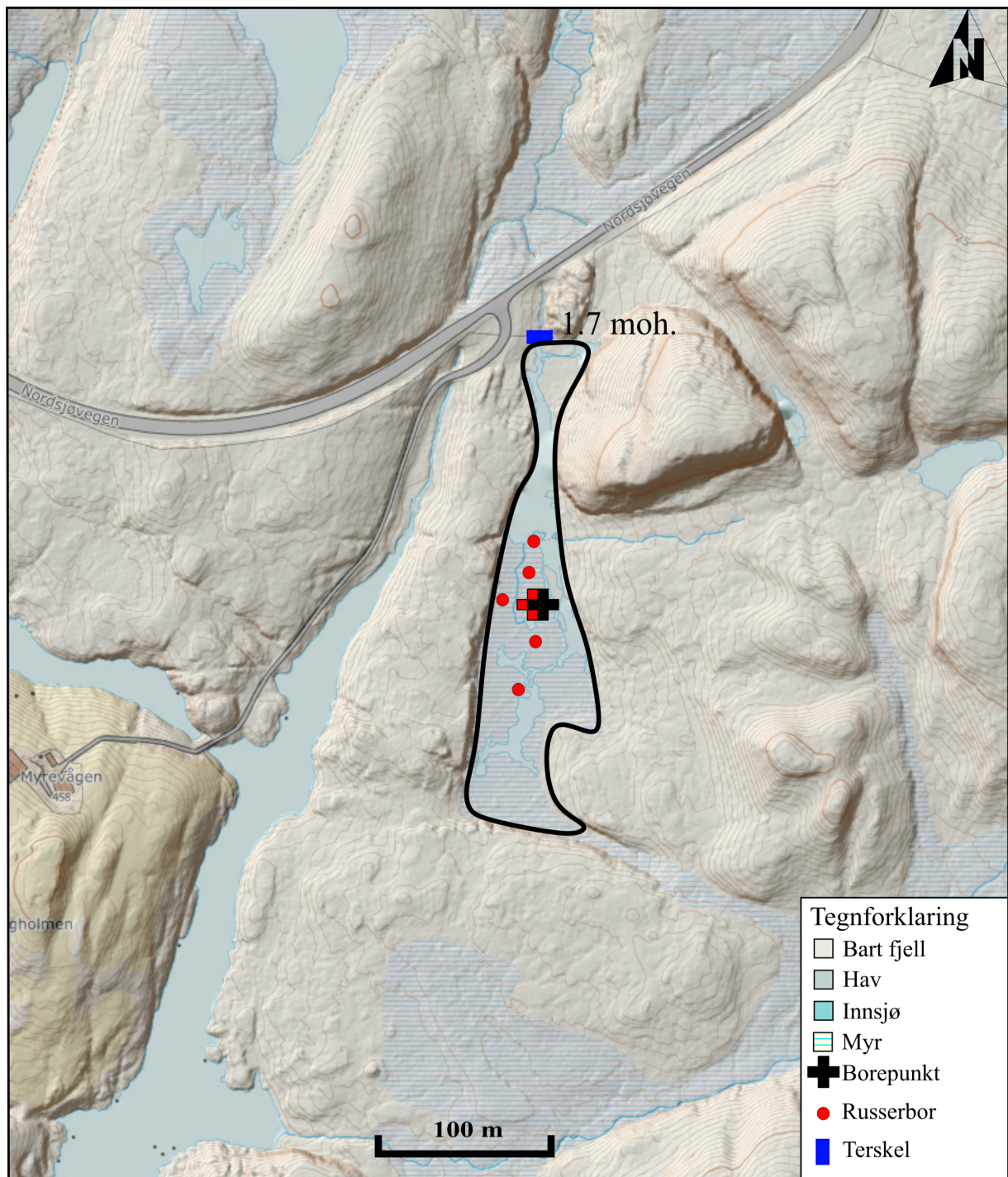


Fig. 4. 1 Kart over Myrevågtjernet (markert innenfor svart linje). Borepunktene er markert med et kryss, svart kryss er kjernen hentet opp i denne studien. Rødt kryss viser lokaliteten for kjernen tidligere beskrevet av Natterøy (2013). Høydekvotene er på 1 m. Kartet er modifisert fra Kartverket (2022a).

Myrevågtjernet (fig. 4.1) ligger i den sørvestlige delen av Værlandet. Hovedkjernen ble hentet opp med stempelprøvetager ved koordinatene 61.29326°N 4.70177°Ø (fig. 4.1) etter kartlegging med russerbor (fig. 4.1). Terskelen til bassenget ligger i den nordlige enden og ble målt til 1.7 moh. med DGPS. Utløpet til bassenget har blitt lagt i rør under vegen mot nord, men terskelen er tolket til å være intakt og urørt av menneskelige påvirkninger, og består av blokker. Bassenget dekker en overflate på omtrent 8200 m<sup>2</sup>. Nedslagsfeltet til bassenget er lite og består hovedsakelig av bart fjell som gir lite tilgang på sedimenter, noe som gjelder alle bassengene som er undersøkt. Kjernen er korrelert med den som ble analysert av Natterøy (2013). Kjernen hentet opp består av tre deler, den nederste delen (3/3) kan være noe kontaminert da den overlapper med kjerne (2/3) med 95 cm og kun 5 cm er dypere og er hentet opp i samme borehull. Kjernen stoppet i et lag med diamikton.

#### 4.1.1 Lito- og kronostratigrafi

Enhetene ble navngitt med en M for Myrevågtjernet og bokstavene A til F oppover i kjernen. Enhetene ble delt inn basert på litostratigrafi, glødetap analyse, kornstørrelsefordeling og bilder med CT. Det ble i tillegg utført målinger av XRF og MS.

Det ble totalt plukket ut 11 prøver til radiokarbondatering i den nye kjernen. I tillegg ble tidligere dateringer fra Natterøy (2013) korrelert til den nye kjernen (tabell 4.1) for å få en god alder-dybdemodell.

*Tabell 4.1: Radiokarbondateringer fra Myrevågtjernet. Dateringer fra Natterøy (2013) er også langt inn i tabellen. LuS-17497 er hentet ut fra kjerne 505-73-01 hentet opp av Natterøy (2013). Aldrene er kalibrert med to standardavvik i OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021a), oppgitt alder er medianen. Prøvene med terrestriske plantefossiler er kalibrert med IntCal20 (Reimer et al., 2020). For de marine dateringsprøvene er de både kalibrert med Marine20 (Heaton et al., 2020) og NorMarine18 (Brendryen et al., 2020), markert ved siden av de kalibrerte aldrene. For Marine20 er dette vist med M20 og for NorMarine18 er de markert med NM18.*

| <b>Myrvågtjernet<br/>Dybde (cm)</b> | <b>Lab nr.</b> | <b>Dateringsmaterialet</b>         | <b><sup>14</sup>C-alder</b> | <b>Kalibrert alder<br/>(år BP)</b> | <b>Opphav</b>   |
|-------------------------------------|----------------|------------------------------------|-----------------------------|------------------------------------|-----------------|
| 170.5-172.5                         | Poz-52010      | Bladfragmenter og kvister          | 740±35                      | 650±77                             | Natterøy (2013) |
| 180.5-182.5                         | Poz-52011      | Bladfragmenter, mose og kvister    | 920±50                      | 827±96                             | Natterøy (2013) |
| 192.5-197.5                         | Poz-52013      | Bladfragmenter, mose og kvister    | 2150±35                     | 2152±151                           | Natterøy (2013) |
| 201-203                             | LuS-17496      | Bladfragment, pinne og bark        | 2605±45                     | 2674±171                           | Dette studiet   |
| 503.5-507.5                         | Poz-52014      | Kvister, bladfragment, mose og frø | 9180±50                     | 10366±129                          | Natterøy (2013) |

|             |           |                        |          |                                 |                 |
|-------------|-----------|------------------------|----------|---------------------------------|-----------------|
| 518.5-519.5 | Poz-52015 | Bladfragmenter og mose | 9850±50  | 11292±103                       | Natterøy (2013) |
| 525.5-526.5 | Poz-52016 | Bladfragmenter         | 9990±50  | 11483±220                       | Natterøy (2013) |
| 540-542     | LuS-17495 | Bladfragmenter         | 10190±70 | 11917±514                       | Dette studiet   |
| 546.5-547.5 | Poz-52017 | Bladfragmenter         | 10100±60 | 11643±287                       | Natterøy (2013) |
| 572.5-573.5 | Poz-52018 | Bladfragmenter         | 10370±60 | 12214±269                       | Natterøy (2013) |
| 574-576     | LuS-17494 | Bladfragmenter         | 10770±70 | 12730±108                       | Dette studiet   |
| 606.5-611.5 | Poz-52019 | Bladfragmenter         | 11290±60 | 13199±100                       | Natterøy (2013) |
| 619-621     | LuS-17493 | Bladfragmenter         | 11610±70 | 13460±136                       | Dette studiet   |
| 621-623     | LuS-17492 | Mytilus edulis         | 12790±60 | M20-14405±336<br>NM18-14038±512 | Dette studiet   |
| 657-658     | LuS-16946 | Mytilus edulis         | 12870±80 | M20-14502±368<br>NM18-14093±527 | Dette studiet   |
| 657-660     | LuS-17491 | Bladfragmenter         | 10370±70 | 12264±323                       | Dette studiet   |
| 658-660     | Poz-52020 | Bladfragmenter         | 11250±60 | 13191±105                       | Natterøy (2013) |
| 669-674     | Poz-52021 | Bladfragmenter         | 11180±60 | 13075±150                       | Natterøy (2013) |
| 671-672     | LuS-16947 | Mytilus edulis         | 13140±90 | M20-14913±353<br>NM18-14353±418 | Dette studiet   |
| 672-673     | LuS-16948 | Mytilus edulis         | 13020±80 | M20-14730±356<br>NM18-14209±522 | Dette studiet   |
| 674-675     | LuS-16949 | Mytilus edulis         | 13040±80 | M20-14763±352<br>NM18-14216±524 | Dette studiet   |
| 677-678     | LuS-16950 | Mytilus edulis         | 13020±80 | M20-14730±356<br>NM18-14209±522 | Dette studiet   |

### Enhet MA: (680-600 cm)

Den nederste enheten i kjernen består av et mørkegrått overkonsolidert skjellførende diamikton. Skjellfragmentene har perlelans med et lillablått skjær i fargen og er tolket til å være *Mytilus edulis* (blåskjell), der innholdet er høyest i nedre del av enheten og avtar noe oppover (fig 4.2). Matriksen består av silt med et innhold av stein- og gruspartikler (fig. 4.3), og består av lokal konglomerat. Skjærfastheten er opp til 30 t/m<sup>2</sup> (fig. 4.2) i nedre del og minker gradvis til 5 t/m<sup>2</sup> i øvre del. Glødetapet ligger på 2 til 4 % gjennom enheten.

Diamiktonet er tolket som marine sedimenter som senere er forstyrret og deformert av sjøis. Dannelsen av diamiktonet vil bli diskutert i kapittel 5.2.

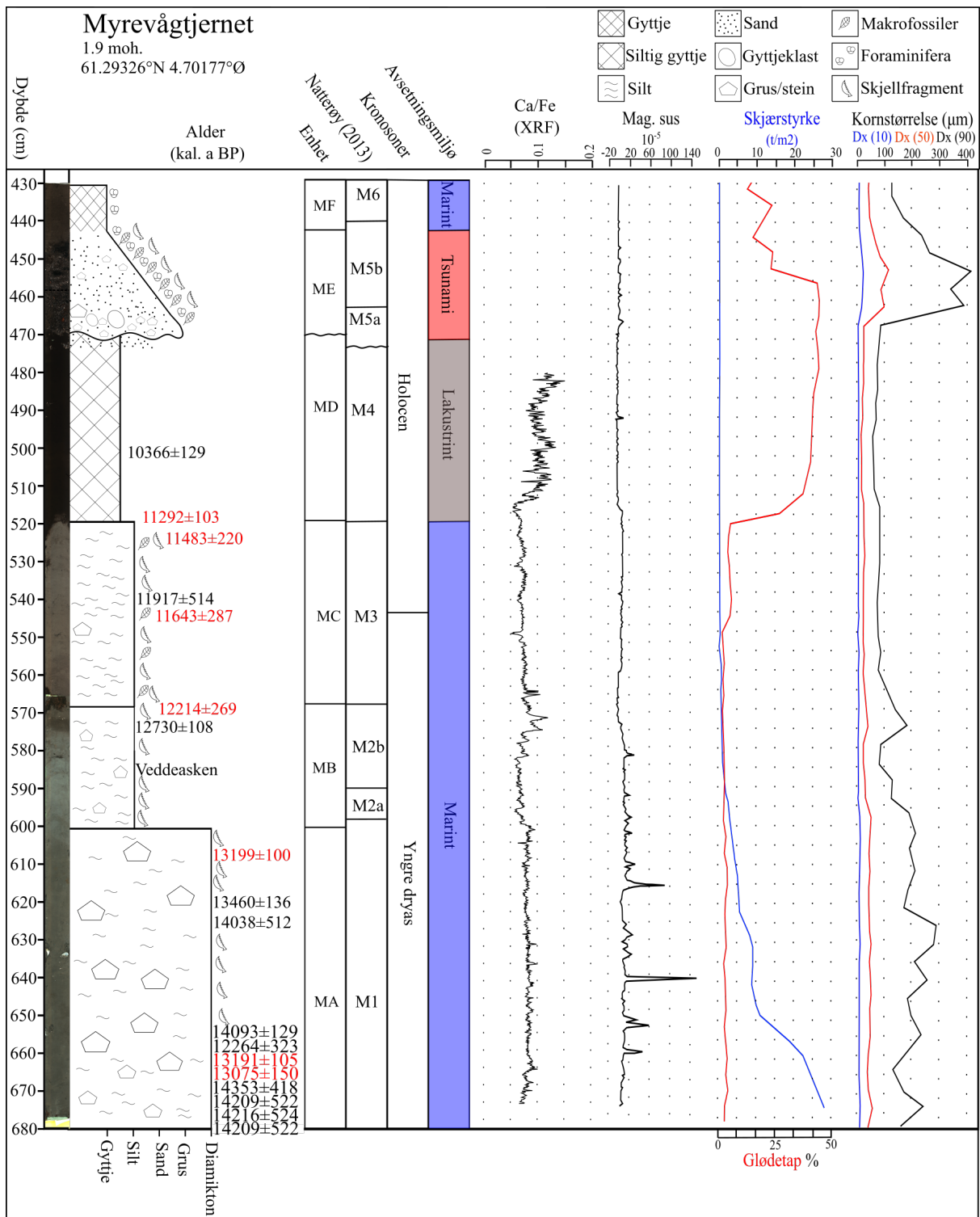


Fig. 4. 2. Litostratigrafisk logg av Myrevågtjernet korrelert med enhetene fra Natterøy (2013). XRF data, MS data, glødetap, skjærstyrke og kornstørrelse er plottet inn. Avsetningsmiljø i de ulike enhetene er satt inn etter fytoplanktonanalyse (Natterøy, 2013) og observerte makrofossiler. Dateringsaldrene er plottet inn der svart er dateringsprøver fra dette studiet og røde er dateringsprøver hentet ut i Natterøy (2013) som er kalibrert på nytt med IntCal20 (Reimer et al., 2020).

### Enhet MB: (600-570 cm)

Enhet MB har en gradvis overgang fra MA med en endring til lysere grå farge og en nedgang i skjærfasthet som faller gradvis gjennom enheten, fra 4.2 t/m<sup>2</sup> ned til 0.5 t/m<sup>2</sup>. Matriksen er relativt lik som i enhet MA og er bestående av silt, men innholdet gruspartiklene minker og er mindre i størrelse (fig. 4.3). Det organiske innholdet er lavt og ligger ganske stabilt på rundt 2 % gjennom hele enheten. CT bildene (fig. 4.3) avslører en horisontalt lagdelt stratigrafi.

Enheten er tolket til å være marint avsatt ettersom det inneholder små skjellfragmenter. De sporadiske klastene er tolket til å være droppstein fra isfjell eller isflak. Veddeaskelaget ble funnet av Natterøy (2013) like over undergrensen av denne enheten (fig. 4.2).

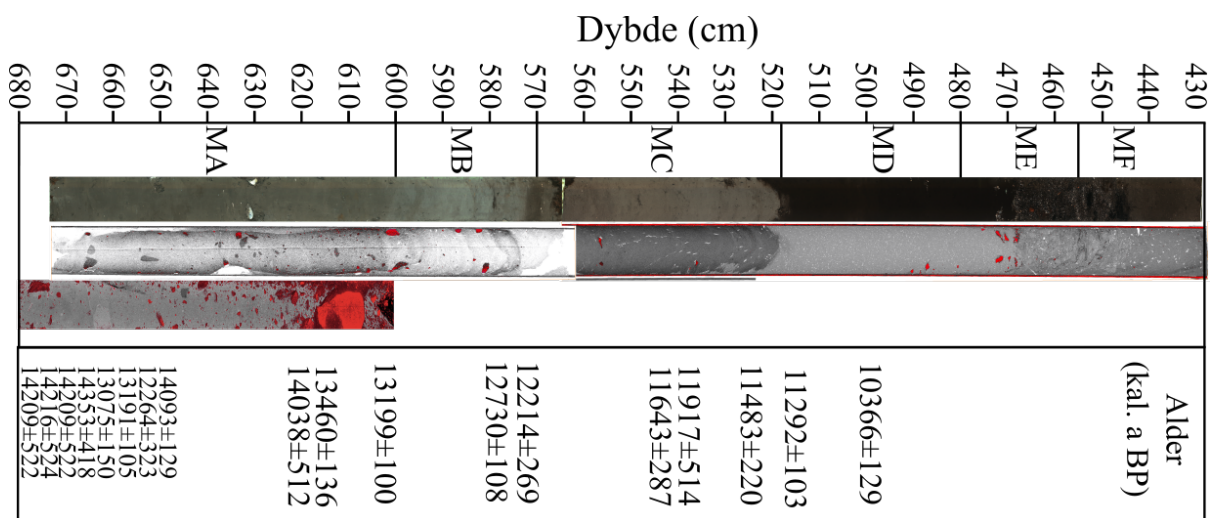


Fig. 4. 3: Fotograf og CT-bilder av kjernen fra Myrevågtjernet med de ulike enhetene. Rød farge i CT-bildene markerer høy tetthet, gråskala-verdiene viser til lavere tetthet for lysere grå. Fargene mellom de ulike kjernene er ikke sammenlignbare og kan sammenlignes kun innad i en kerne. Verdiene for hver kerne ble justert til å fremheve de litostratigrafiske endringene tydeligst. De kalibrerte aldrene er plottet inn fra tabell 4.1.

### Enhet MC: (570-517 cm)

Enheten består av brungrå silt med noen sporadiske klaster av grus og stein. Sedimentene inneholder små skjellfragmenter og terrestriske plantemakrofossiler gjennom hele sekvensen. Glødetapet er på 6 % ved den nedre grensen og minker til 3.5 % mot toppen. Matriksen blir noe mer finkornet oppover (fig. 4.2). Fytoplanktonanalyse viser at de er avsatt i et marint miljø (Natterøy, 2013).

Dateringer utført viser at enheten ble avsatt i sen yngre dryas (tabell 4.1; fig. 4.4). Grus og steinpartikler er antatt å være isdropp.



### Enhet MD: (517-470 cm)

Enheten består av brun siltig gytje og har en skarp nedre grense. Glødetapet er på 42 til 45 %. Kornstørrelse fordelingen blir noe finere oppover til midten av enheten og blir gradvis grovere igjen videre opp. XRF-målingene viser at forholdet av Ca/Fe har en betydelig økning fra underliggende enhet (fig. 4.2).

Overgangen mellom MC og MD markerer den første isolasjonskontakten og korresponderer med en oppblomstring av alger (Natterøy, 2013). Isolasjonskontakten ligger ved 518 cm dyp, der aldersmodellen gir en alder på  $11406 \pm 45$  kal. a BP (fig. 4.4).

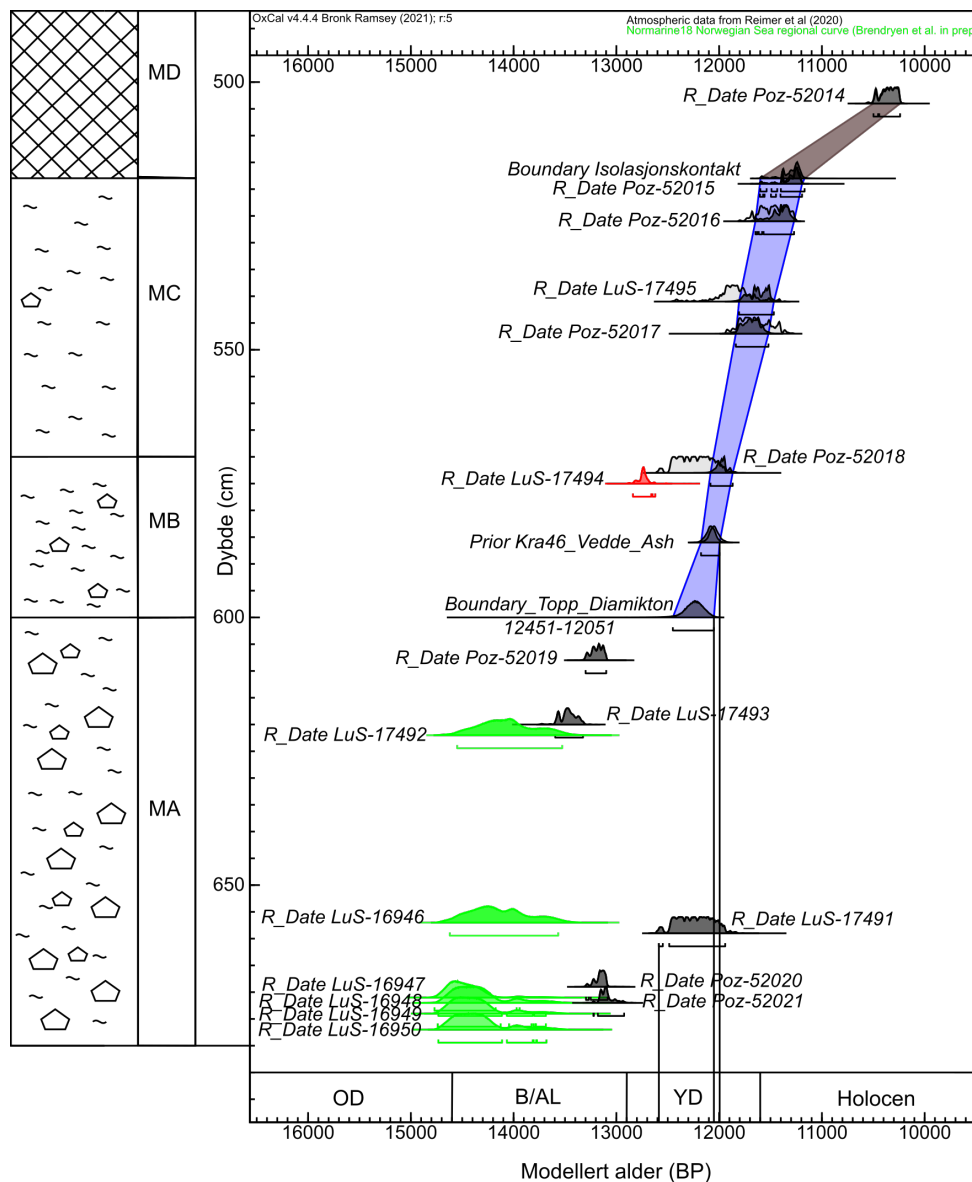


Fig. 4. 4. Alder-dybdemodell for stratigrafien i Myrevågtjernet under tsunamisedimentene. Marine sedimenter er vist i blå og lakustrine sedimenter er vist i brun. Dateringene markert med «LuS» er fra dette arbeidet og «Poz» er datert ved Poznun laboratoriet er fra Natterøy (2013). De marine dateringene i grønn er kalibrert ved bruk av kalibreringskurven Normarine18 (Brendryen et al., 2020) og de terrestriske dateringene markert i svart er kalibrert med kalibreringskurven IntCal20 (Reimer et al., 2020) i OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021b). Alderen på Veddeasken (Lohne et al., 2013; Lohne et al., 2014) som er rekalibrert (Bjune et al., 2021; Hafliðason et al., 2021). OD: eldste dryas. B-A: bølling og allerød. YD: yngre dryas.

**Enhet ME: (470-443 cm):**

Enheten har en erosiv grense til den underliggende enheten og består av et kaotisk lag inneholdende av klaster av gytje og torv, gruspartikler, skjellfragmenter, foraminifer og terrestriske plantemakrofossiler. De største klastene befinner seg nederst hvor det også er mest gruspartikler og skjellfragmenter. Sedimentene blir gradvis mer finkornet oppover og har økende innhold av gytje og terrestriske plantemakrofossiler (fig. 4.2).

Enheten er tolket til å være tsunamiavsetninger fra Storeggatsunamien. Undergrensen markeres med en tydelig hiatus mellom ME og MD.

**Enhet MF: (443-340 cm)**

Enhet ME består av brun fin-detritusgytje med et høyt innhold av foramenifera. Glødetapet varierer mellom 13 og 30 %. Det er en oppfiningssekvens gjennom enheten (fig. 4.2).

Det høye innholdet av foraminifer fra grensen mot den underliggende enheten viser at dette er marine avsetninger. Dette betyr at Storeggatsunamien har erodert vekk ingresjonskontakten, som betyr at ingresjonen må ha skjedd før Storeggatsunamien ( $8105 \pm 75$  kal. a BP) (Bondevik et al., 2005). Fra alders-dybdemodellen er maksimumsalderen til ingresjonen gitt til 10326 kal. a BP.

**Siste isolasjon**

Det har blitt plukket ut en ny datering fra like under den siste isolasjonskontakten fra kjerne 505-73-01, hentet opp av Natterøy (2013). Aldersmodellen gir en alder på isolasjonskontakten til  $2452 \pm 280$  kal. a BP ved 200 cm dyp (fig. 4.5).

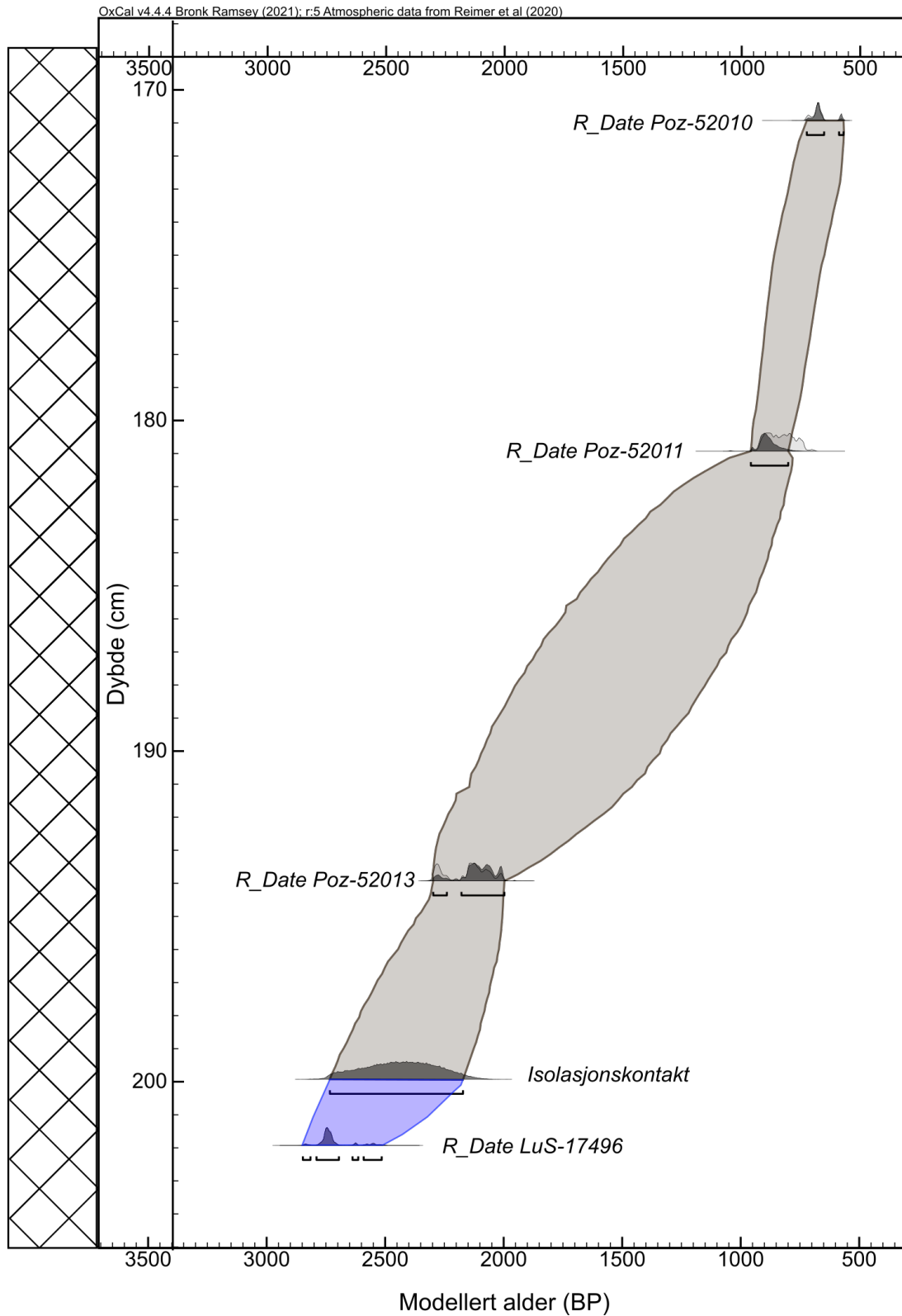


Fig. 4. 5: Alder-dybdemodell for Myrevågtjernet over tsunamipakken med en modellert alder for isolasjonskontakten. Aldrene er kalibrert med IntCal20 (Reimer et al., 2020) i OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021b). Brun farge viser lakustrine sedimenter og blå farge viser til marine sedimenter.

## 4.2 Duvemyra

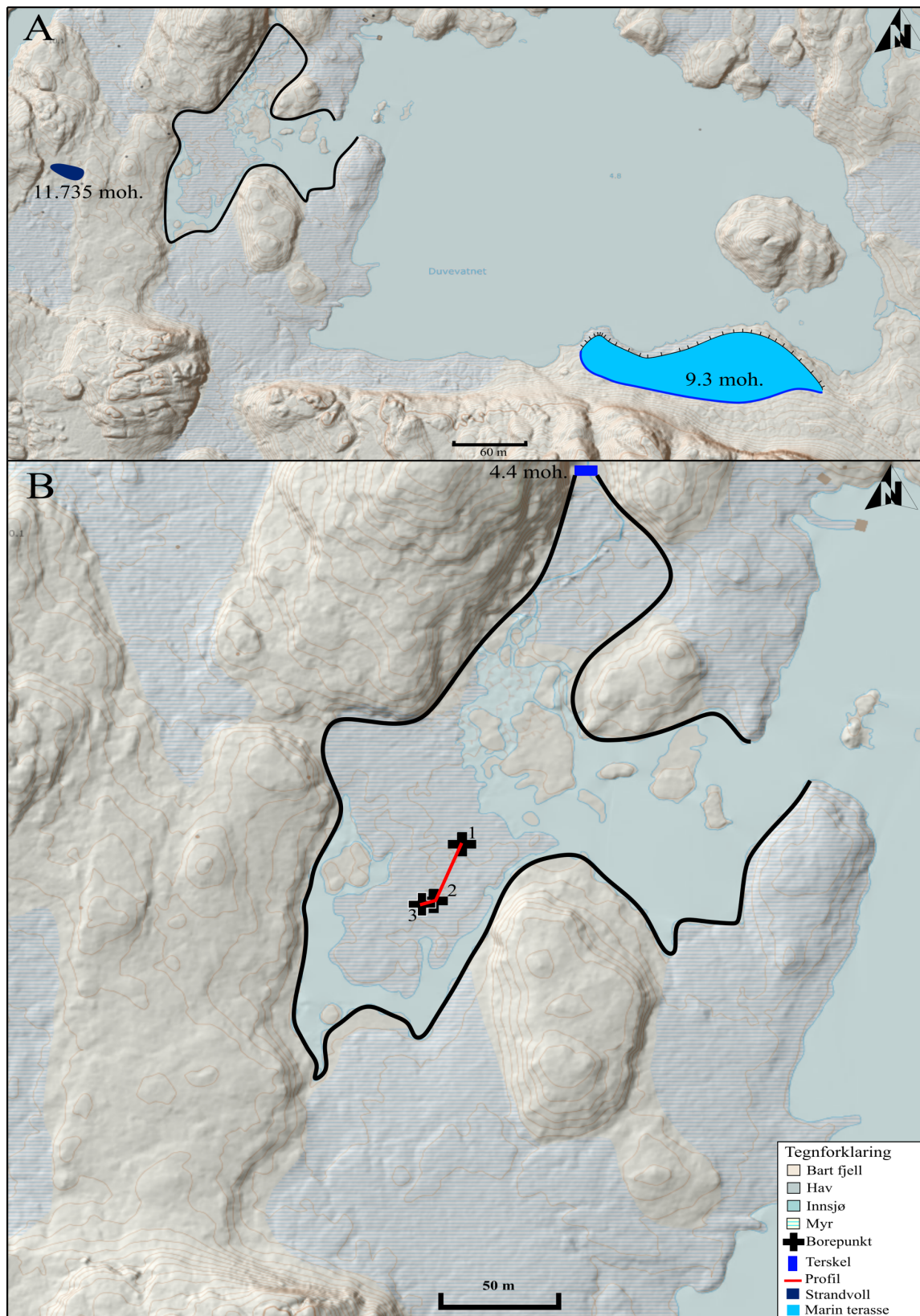


Fig. 4. 6. A: Kart over Duvemyra og Duvevatnet, med kartlagt strandvoll med topphøyde på 11.735 moh. og abrasjonsterrasse der abrasjonskanten til terrassen er markert med mørk blå farge med en høyde på 9.3 moh. B: Zoomet inn på Duvemyra med hvor til de ulike kjernene er hentet opp og hvor terskelen er. Den røde streken markerer retningen på profilet i fig. 4.7. Høydekvotene er på 1 m. Kartet er modifisert fra Kartverket (2022a).

Duvemyra henger sammen med Duvevatnet, der terskelen ble målt til en høyde på 4.4 moh. med DGPS og ligger i den nordlige enden av bassenget (fig. 4.6). Terskelen til bassenget er tidligere demmet opp, men demningen er nå revet, og den naturlige terskelen består av berggrunn. Myra har en overflate på omtrent 6200 m<sup>2</sup>, når Duvevatnet ikke er regnet med.

Det ble hentet opp kjerner fra tre separate lokaliteter i bassenget (fig. 4.6 B). Området rundt Duvemyra og Duvevatnet ble kvartærgeologisk kartlagt for landformer som kunne indentifisere havnivå. Kartlegningen ble utført fra LiDAR-kart (Kartverket, 2022a) kombinert med kartlegging under feltarbeidet. Under feltarbeidet ble det observert en strandvoll sørvest for Duvemyra med en orientering av lengdeaksen i øst-vest retning. Vollen består av godt sorterte kantrundede klaster med en gjennomsnittsstørrelse på omtrent 2 cm x 2 cm x 2 cm. Strandvollen ble målt med DGPS til en høyde på 11.735 moh. på toppen av ryggen, 10.512 moh. på bunnen av nordsiden og 10.458 moh. på bunnen av sørsiden av ryggen (fig. 4.6 A).

Det ble også observert en flate inntil sørøstligbredde for Duvevatnet (fig. 4.6 A). Flaten har en høyde på mellom 8.8 og 9.3 moh. målt fra DTM skyggerelieff Kartverket (2022a). Denne horisontale flaten er tolket til å være en marin terrasse (fig. 4.6 A).

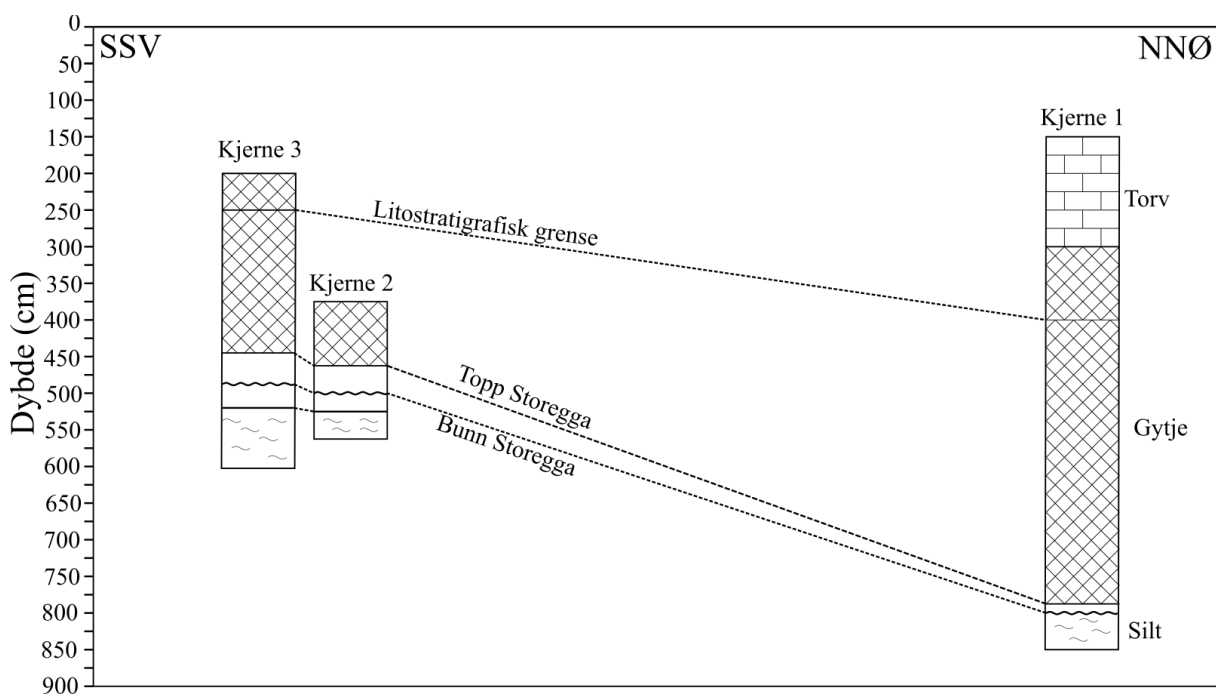


Fig. 4.7. Oversikt over de tre kjernene hentet opp fra Duvemyra, med dybder og korrelering basert på litostratigrafiske grenser mellom de ulike kjernene. Lokaliteten til de ulike kjernene er markert på fig. 3.3.

#### 4.2.1 Lito- og kronostratigrafi

Enhetene er navngitt med en D for å markere Duvemyra, og delt opp i enhetene A til I etter avsetningsrekkefølge. Beskrivelsene refererer seg til kjerne 3 (fig. 4.6; fig. 4.7) og er basert på litostratigrafi, glødetap og kornstørrelsefordeling. Det har i tillegg blitt brukt målinger med XRF

og MS til å definere enhetene. Det har totalt blitt hentet ut 12 dateringsprøver fra de ulike kjernene (tabell 4.2).

Tabell 4.2: Radiokarbondateringer fra Duvemyra. Aldrene er kalibrert med to standardavvik med OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021a) med kalibreringskurven IntCal20 (Reimer et al., 2020), og oppgitt alder er medianen. For prøven LuS-16954 er prøven kalibrert ved IntCal20, Marine20 (Heaton et al., 2020) og NorMarine18 (Brendryen et al., 2020) da materialet datert er av ukjent miljø. IntCal20 er markert med IC20, Marine20 er markert med M20 og NorMarine18 er markert med NM18 i de kalibrerte aldrene.

| <b>Duvemyra, kjerne 1</b> |                |                                      |                             |   |
|---------------------------|----------------|--------------------------------------|-----------------------------|---|
| <b>Dybde (cm)</b>         | <b>Lab nr.</b> | <b>Dateringsmaterialet</b>           | <b><sup>14</sup>C-alder</b> | <b>Kalibrert alder (år BP)</b>                    |
| 399-400                   | LuS-17217      | Bladfragmenter og pinne              | 3475±35                     | 3740±101  |
| 402-403                   | LuS-17218      | Bladfragmenter                       | 3555±35                     | 3844±125  |
| 411-412                   | LuS-17219      | Bladfragmenter                       | 3655±40                     | 3995±145  |
| 810-811                   | LuS-17490      | Mytilus edulis                       | 13070±60                    | M20-14823±300<br>NM18-14305±449                   |
| <b>Duvemyra, kjerne 2</b> |                |                                      |                             |   |
| 451-452                   | LuS-17222      | Bladfragmenter og pinne              | 8070±45                     | 8949±177  |
| 454-455                   | LuS-17221      | Bladfragmenter, pinne, bark og frukt | 7690±40                     | 8493±93   |
| 456-457                   | LuS-17220      | Pinne og trefragmenter               | 7555±45                     | 8315±109  |
| 506-507                   | LuS-16951      | Bladfragmenter og bark               | 10730±60                    | 12692±72  |
| 515-516                   | LuS-16952      | Bladfragmenter                       | 11730±60                    | 13617±137   |
| 523-524                   | LuS-16953      | Bladfragmenter og pinne              | 12130±70                    | 13992±192   |
| 558-559                   | LuS-16954      | Gress, uvisst opphav                 | 12950±70                    | IC20-15486±221<br>M20-14627±342<br>NM18-14172±518 |
| <b>Duvemyra, kjerne 3</b> |                |                                      |                             |   |
| 572-574                   | LuS-17489      | Mytilus edulis                       | 13150±50                    | M20-14980±250<br>NM18-14490±251                   |

### Enhet DA: (605-587 cm)

Enheten består av lysegrå silt til fin sand med et høyt innhold av grus og steinpartikler. Sedimentene er hardpakket i bunnen og blir gradvis løsere oppover. Glødetapet ligger på mellom 0.5 og 1 % (fig. 4.8). Enheten er tolket til å være glasimarine avsetninger der grus og steinpartiklene er tolket til å være et produkt av isdropp.

### **Enhet DB: (587-569 cm)**

Enheten består av mørkegrå silt med tydelig laminering og et innhold av skjellfragmenter. Enheten er mindre kompakt enn sedimentene under. Innholdet av organisk materiale øker noe, men er fortsatt på 1 til 2 % (fig 4.8).

Enheten er tolket til å være marin silt. Den nederste dateringen hentet ut gir en minimumsalder på  $14990 \pm 251$  kal. a BP (LuS-17489) (fig. 4.9; tabell 4.2). LuS-16954 består av organisk materiale med av noe usikkert opphav, da det ikke var mulig å artsbestemme makrofossilene. Med den terrestriske kalibreringskurven IntCal20 gir prøven en alder på  $15486 \pm 221$  kal. a BP, men dersom det er av marint opphav må det i tillegg tas høyde for en marin reservoaralder (tabell 4.2).

### **Enhet DC: (569-539 cm)**

Enheten består hovedsakelig av silt og det er tydelige lag av makrofossiler. Det er en tydelig endring i farge fra den underliggende enheten og fargen endrer seg fra mørk grå i nedre del til brungrå i øvre (fig. 4.8). Glødetapet ligger stabilt på rundt 5 % før det øker mot toppen til 7 %. Det er noen interne endringer i enheten der mengden glødetapet varierer noe i områder med økt innhold av terrestriske plantemakrofossiler som opptrer sporadisk innad i enheten.

Enheten er tolket til å være marint avsatt basert på fytoplanktonanalyse (fig 4.10) (Rousseau, 2022).

### **Enhet DD: (539-515 cm)**

Enhet DD består av lysegrå silt med et innhold av skjellfragmenter og tynne lag med terrestriske plantefossiler. Glødetapet synker gradvis fra 5 % ved nedre grense til 3.8 % mot øvre grense. Kornfordelingsanalysen viser at sedimentene blir noe grovere oppover i enheten, fra  $28.2 \mu\text{m}$  i bunnen til  $32.3 \mu\text{m}$  i toppen ved prosentil  $D_x(50)$  (fig. 4.8).

Det faktumet at sedimentene inneholder så mye skjellfragmenter viser at avsetningene er marine. Dateringsresultater fra kjerne 2 tyder på at sedimentene har en alder på rundt 14000 kal. a BP.

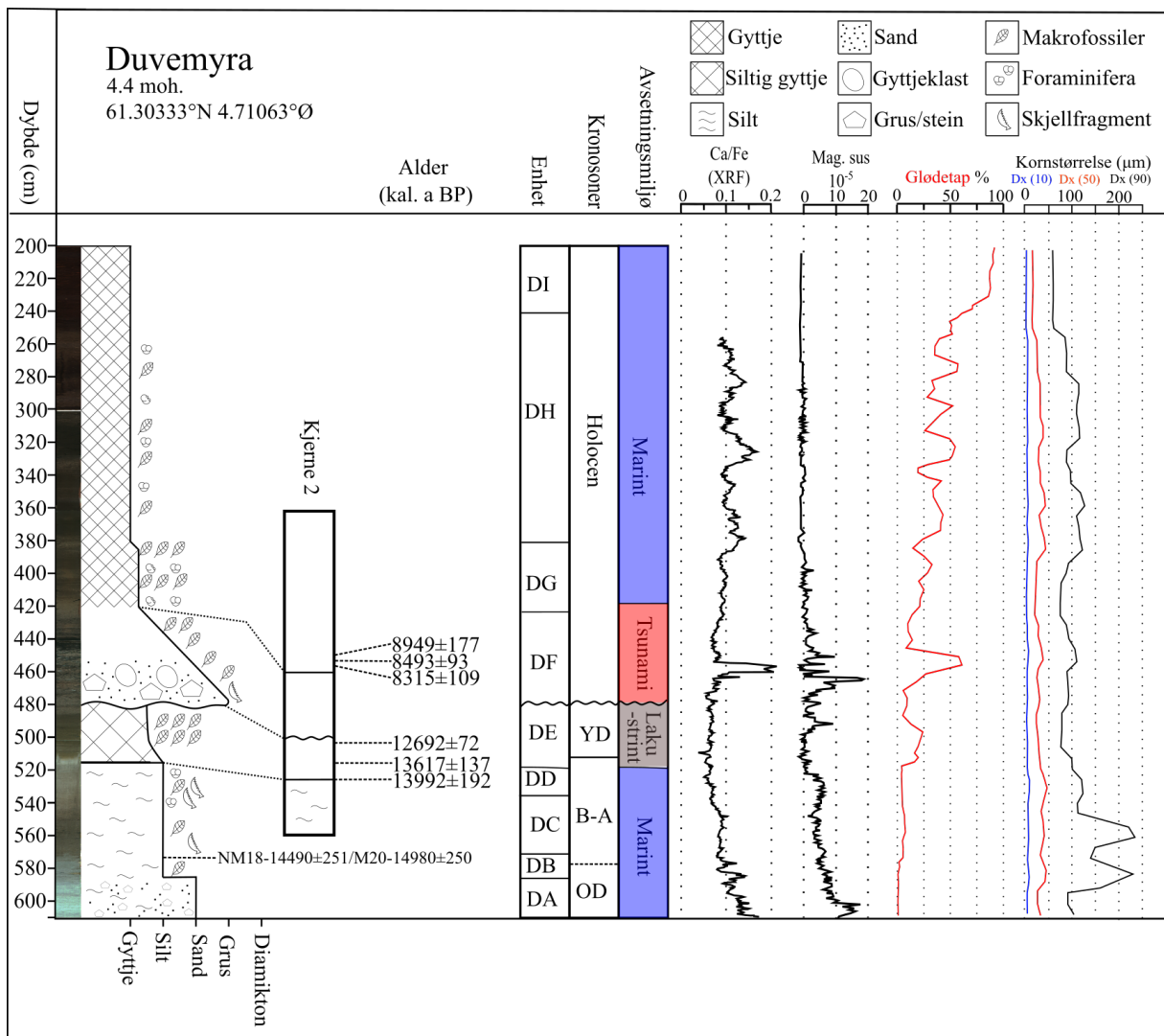


Fig. 4. 8. Litostratigrafisk logg av Duvemyra med XRF data, MS data, glødetap, kornstørrelse analyse og avsetningsmiljø i de ulike enhetene satt inn etter fytoplanktonanalyse. OD: eldste dryas. B-A: bølling og allerød. YD: yngre dryas.

### Enhet DE: (515-482 cm)

Enhet DE består av en brunrå siltig gytje med en skarp grense mot enheten under. Det er tydelig fargevariasjoner, der det er ulike nyanser av brun i enheten og fra 503-507 cm dyp er det en mer grålig farge. Det er høyt innhold av terrestriske plantemakrofossiler, men innholdet er mindre der det er mer grålig farge og høyere i de brunere områdene. Glødetapet er varierende gjennom enheten, fra 3.8 % til 4.2 % ved den nedre grensen, til 25.2 % i midten av enheten, og en ny nedgang til 13 % ved den øvre grensen. Biostratigrafisk analyse viser at sedimentene er lakustrint avsatt og den nedre grensen er tolket til å være den første isolasjonskontakten i bassenget (fig. 4.10) (Rousseau, 2022).



Isolasjonskontakten er satt til 523 cm dyp i kjerne 2 som korreleres med 515 cm dyp i kjerne 3. Dateringsresultat (LuS-16953) er hentet ut overlappende med isolasjonskontakten og gir en alder til isolasjonen på  $13992 \pm 192$  kal. a BP (fig 4.9).

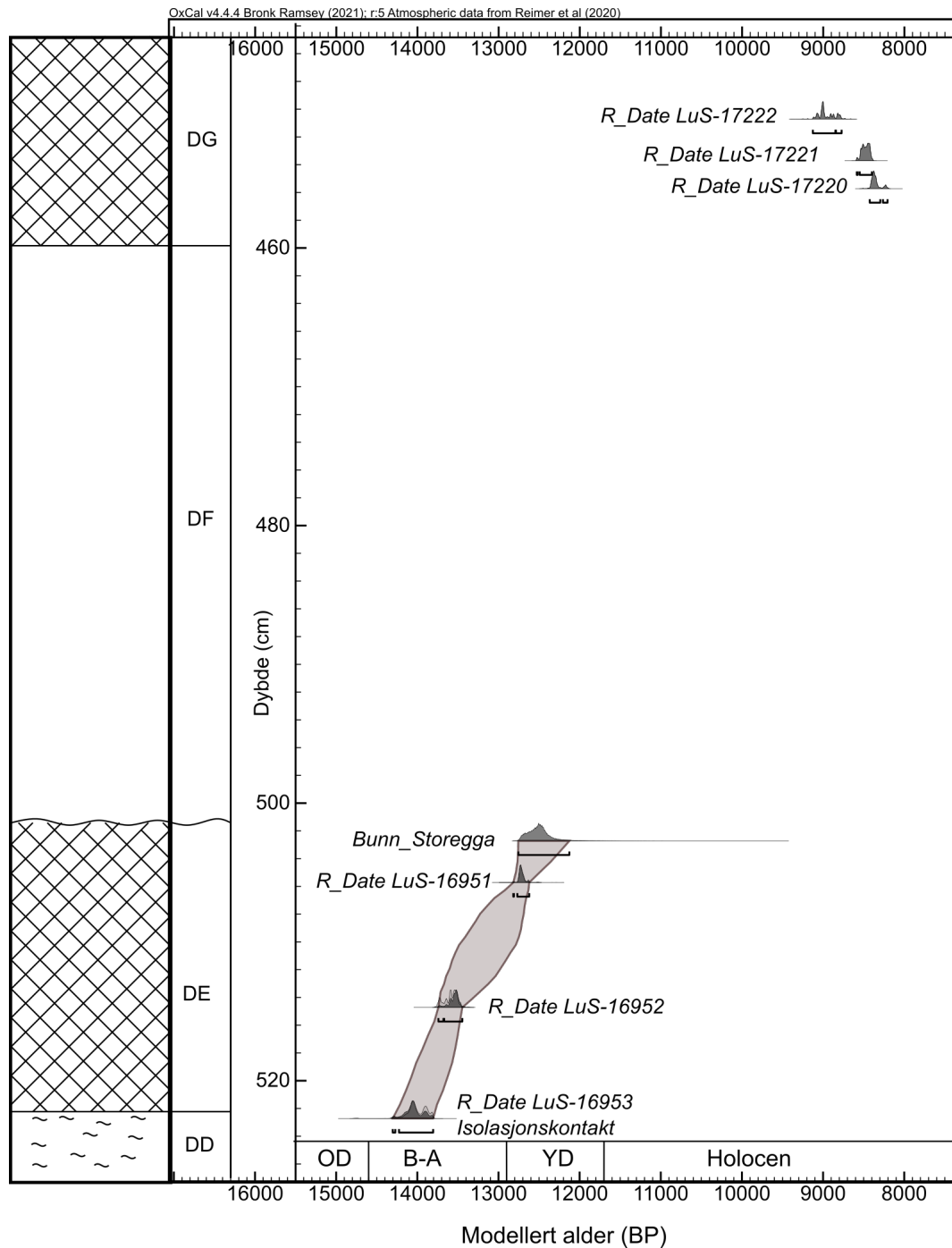


Fig. 4. 9. Alder-dybdemodell for dateringene under Storeggatsunamien fra kjerne 2. Den nedre dateringen (LuS-16954) fra kjerne 2 er utelatt da dateringsmaterialet er usikkert. Aldrene er kalibrert med IntCal20 (Reimer et al., 2020) i OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021b). OD: eldste dryas. B-A: bølling og allerød. YD: yngre dryas.

### Enhet DF: (482-422 cm)

Enhet DF er kaotisk og inneholder stein- og grusfragmenter, klaster av gytje, skjellfragmenter, foraminifera og store terrestriske plantemakrofossiler. Den nedre grensen er erosiv, mens glødetapet og kornfordelingen er veldig varierende gjennom enheten.

Enheten er tolket til å være avsetninger etter Storeggatsunamien. Dateringsresultater og alder-dybdemodellering viser til en alder på mellom 12747 kal. a BP og 12695 kal. a BP ved den underliggende grensen til enheten, noe som indikerer at Storeggatsunamien har erodert vekk omtrent 4550 år med sedimenter (fig. 4.9).

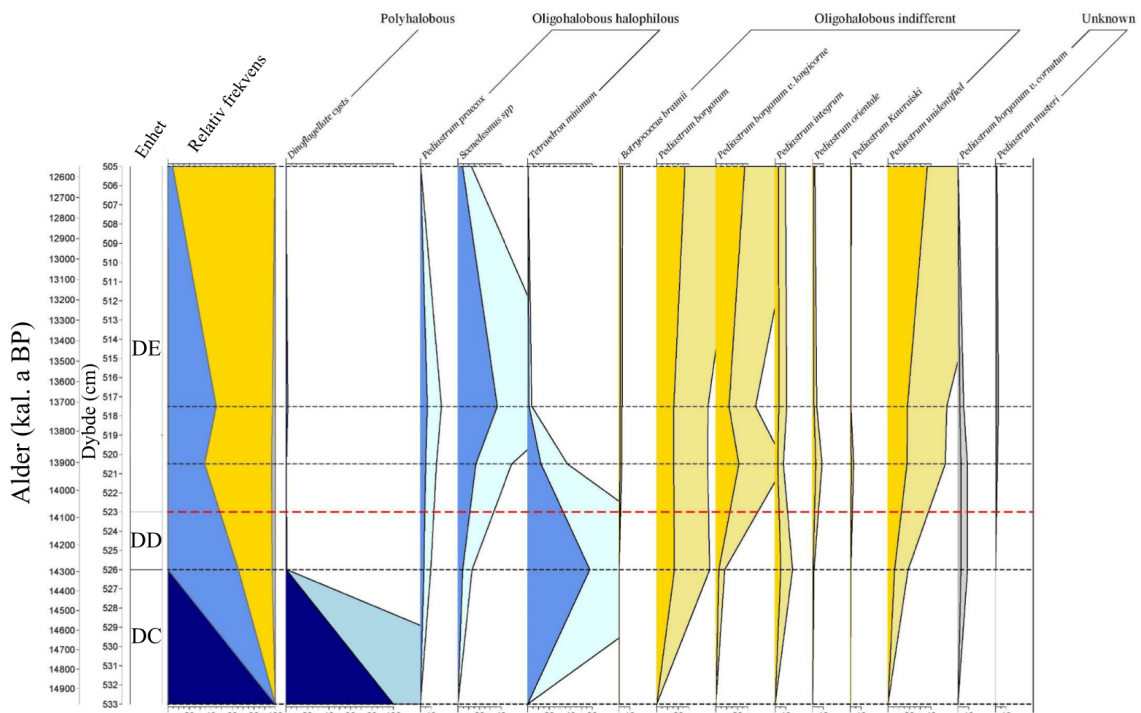


Fig. 4. 10. Fytoplanktonanalyse av Duvemyra kjerne 2 1/2 relativ frekvens diagram. De grå linjene representerer dybden til prøvene hentet ut, rød linje representerer isolasjonskontakten. X-aksen viser den relative frekvensen til de ulike taksa i prøven. Taksa med relativ frekvens under 1 % er utelatt av diagrammet. Mørk blå er marint taksa, lys blå er lakustrint eller brakkvannstaksa med tyngde på brakkvann og gul er brakkvann eller lakustrine taksa med tyngde på lakustrine taksa. Modifisert etter Rousseau (2022).

### Enhet DG: (422-380 cm)

Enhet DG består av brun til gråbrun siltig gytje med et høyt innhold av foraminifera som minker oppover. Glødetapet er noe varierende gjennom enheten fra 13 % ved den nedre grensen til 14 % i toppen av enheten, med en maksimumsverdi på 32 %. Kornfordelingsanalysen viser at sedimentene blir noe grovere oppover med noen små fall (fig. 4.8). Biostratigrafisk analyse viser at sedimentene er avsatt marint (Rousseau, 2022).

Ingresjonskontakten har blitt erodert vekk av Storeggatsunamien, som betyr at ingresjonen må ha skjedd før Storeggatsunamien inntraff. Dette vil gi en alder på ingresjonen mellom de yngste sedimentene avsatt før Storeggatsunamien, som fra aldersmodellen har en alder på 12747 kal. a BP (fig. 4.9), og alderen til Storeggatsunamien på og 8150 kal. a BP (Bondevik et al., 2005).

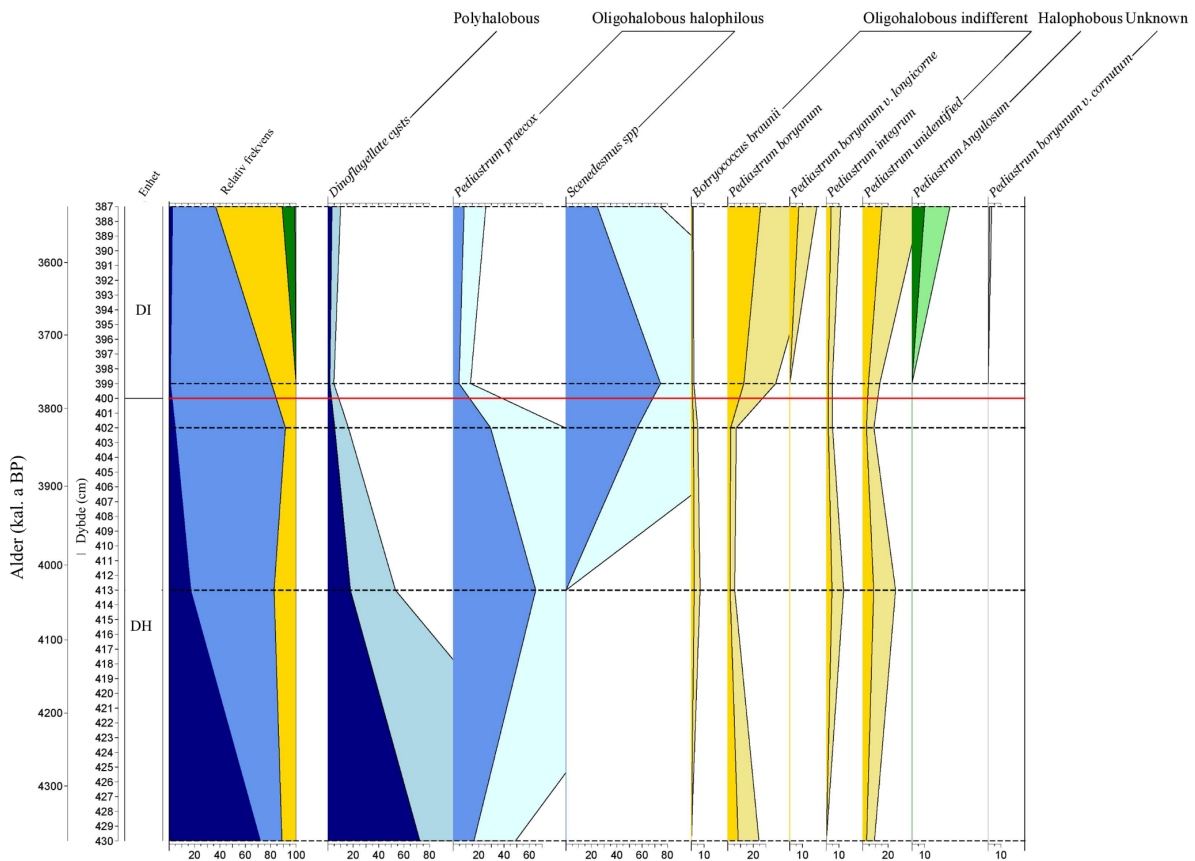


Fig. 4. 11. Fyttoplanktonanalyse av Duvemyra kjerne 1 som viser den siste isolasjonen. Legende følger fig. 4.10. Modifisert etter (Rousseau, 2022).

### Enhet DH: (380-240 cm)

Enheten består av gytje som varierer i farge mellom grønnbrun og brun, og som gjennomgående gjennom enheten har et innhold av foraminifera. Kornfordelingen viser at sedimentene har to oppfiningssekvenser gjennom enheten. Glødetapet er varierende gjennom enheten og varierer mellom 55 % og 18 % (fig. 4.8). Innholdet av foraminiferer tyder på at sedimentene er avsatt i et marint miljø.

### Enhet DI: (240-200 cm)

Enheten er bestående av grov-detritusgytje som er påvirket av røtter fra den overliggende torven. Glødetapet går fra 70 % i bunnen av enheten opp til 92 % i toppen. Kornfordelingen er

stabil med verdier rundt 17  $\mu\text{m}$  ved  $D_x(50)$ . Enheten er tolket til å være den nedre delen av torvdekket og er sterkt påvirket av bioturbasjon. Ut ifra korrelasjonen mellom kjerne 1 og kjerne 3 (fig. 4.7) ble ikke den siste isolasjonskontakten funnet i kjerne 3. Isolasjonskontakten i kjerne 1 er bevart og bekreftet ved fytoplanktonanalyse (fig. 4.11) (Rousseau, 2022). Den er gitt til 400 cm dyp i kjerne 1 med en alder på  $3774 \pm 105$  kal. a BP ut fra aldersmodellen (fig. 4.12).

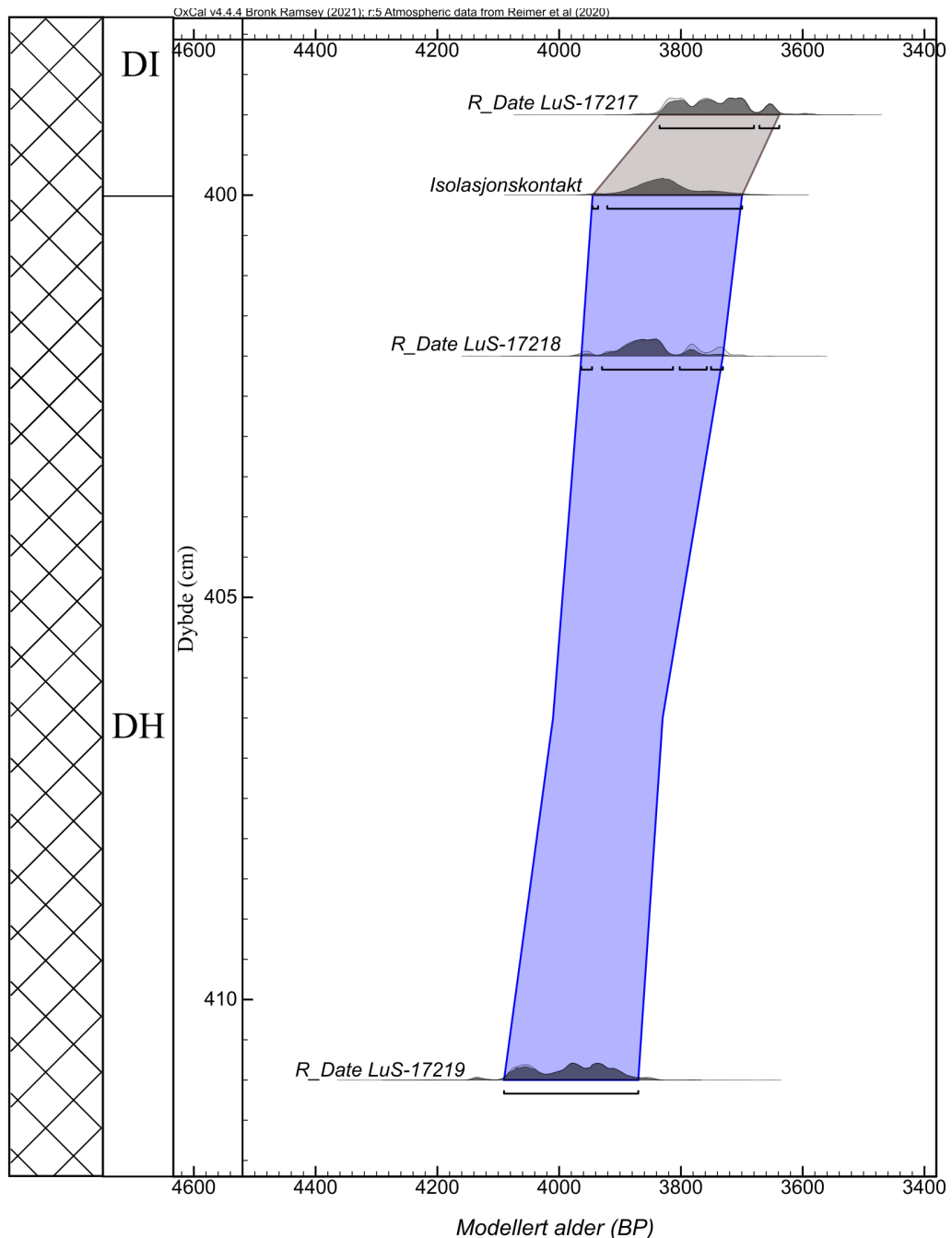


Fig. 4. 12. Alder-dybdemodell for dateringene ved den siste isolasjonen i Duvemyra. Det er modellert en alder for isolasjonskontakten ved 400 cm dyp. Aldrene er kalibrert med IntCal20 (Reimer et al., 2020) i OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021b).

### 4.3 Høgklettmyra

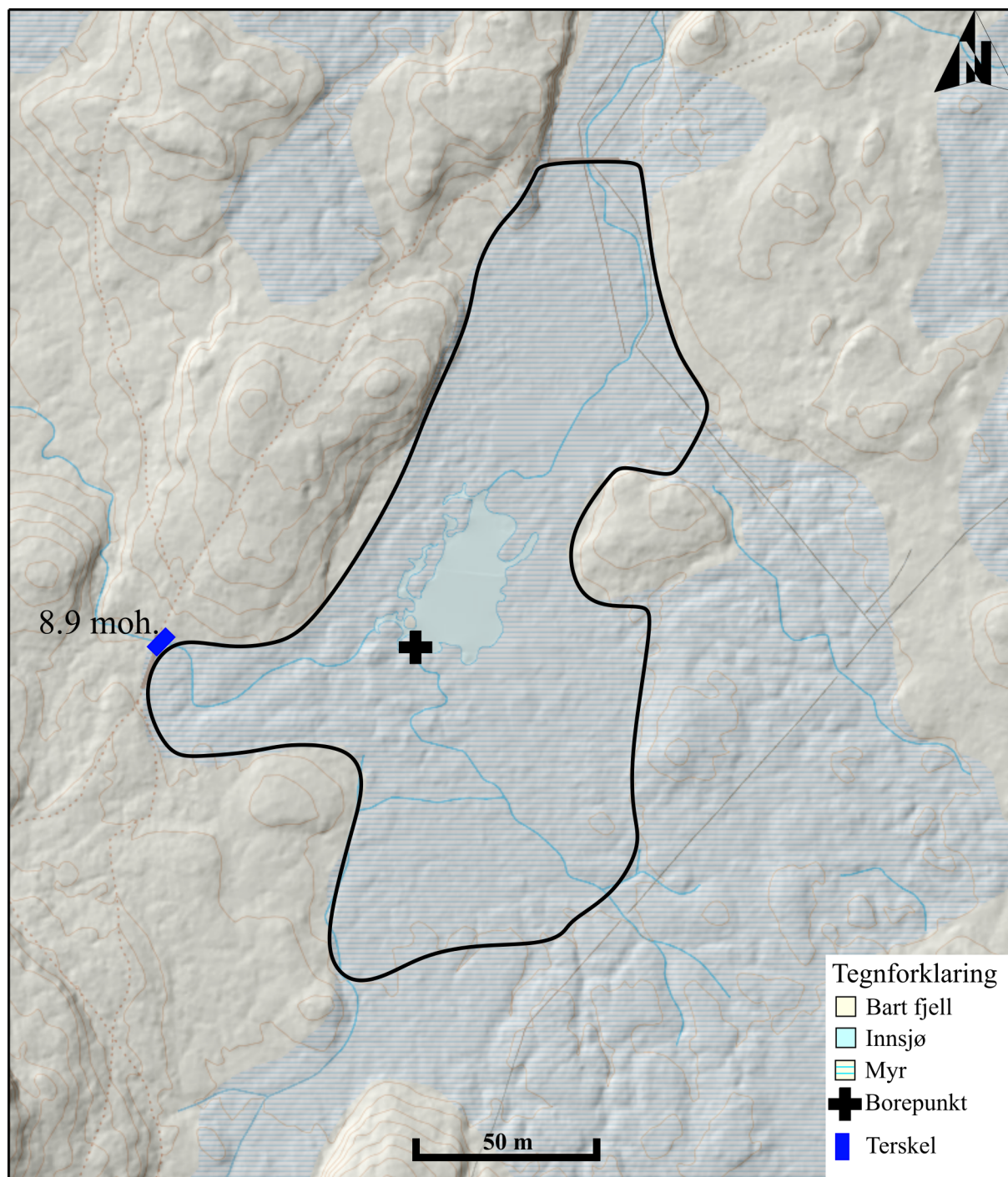


Fig. 4. 13 Kart over Høgklettmyra (markert innenfor svart linje). Borepunktet er markert med et kryss og terskelen er markert med et blå boks. Høydeknotene er på 1 m. Kartet er modifisert fra Kartverket (2022a)..

Lokaliteten er ikke navngitt i kartet, myren ble av oss gitt navnet Høgklettmyra etter Værlandets høyeste fjell som ligger like sør for myra. Høgklettmyra ligger omtrent 700 m øst for Duvemyra. Høyden til terskelen ble målt med DGPS til 8.9 moh. og består av berggrunn. Overflatearealet er estimert til omtrent 14000 m<sup>2</sup>. Kjernen ble hentet opp med russerbor ved koordinatene

61.30251°N 4.72419°Ø, omtrent en meter fra vannkanten til innsjøen (fig. 4.13). Kjernen består av tre meterlange deler med noe overlapp, og dekker til sammen to og en halv meter, fra 925 cm til 675 cm dyp. Russerboret stoppet i det som kjentes ut som berggrunn.

#### 4.3.1 Lito- og kronostratigrafi

De stratigrafiske enhetene ble delt inn med en H for Høgklettmyra, deretter med bokstavene A til E. Litostratigrafien er basert på observasjoner, glødetap og kornstørrelsesanalyse. Det ble også utført magnetisk susceptibilitet på kjernen. Tre dateringsprøver ble hentet ut, to med terrestriske makrofossiler og en bulk prøve (tabell 4.3).

Tabell 4.3: Radiokarbondateringer fra Høgklettmyra. Aldrene er kalibrert med to standardavvik etter kalibreringskurven IntCal20 (Reimer et al., 2020) i OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021a). Alderen er oppgitt etter medianen.

| Høgklettmyra<br>Dyp (cm) | Lab nr.     | Dateringsmaterialet     | <sup>14</sup> C-alder | Kalibrert alder<br>(år BP) |
|--------------------------|-------------|-------------------------|-----------------------|----------------------------|
| 875-876                  | Beta-605471 | Bulk                    | 8250±30               | 9219±186                   |
| 885-886                  | Beta-605470 | Bladfragmenter og pinne | 8040±30               | 8897±122                   |
| 890-891                  | Beta-605469 | Pinne                   | 7220±30               | 8064±104                   |

#### Enhet HA<sub>1</sub>: (925-917 cm)

Enhet HA<sub>1</sub> består hovedsakelig av silt og fin sand med et innhold av klaster bestående av grus- og steinpartikler, og noen små skjellfragmenter. Sedimentene er nokså faste nederst, men blir gradvis løsere oppover. Glødetapet er lavt med verdier mellom 0.5 til 1 % (fig. 4.14).

Enheten er tolket til å være bunnmorene.

#### Enhet HA<sub>2</sub>: (917-905 cm)

Enheten består hovedsakelig av silt, og viser en gradvis overgang fra den underliggende enheten. Den blir gradvis mindre kompakt oppover, samtidig som innholdet av klaster blir mindre og klastene blir mindre i størrelse. Det er innhold av små skjellfragmenter gjennomgående i enheten. Glødetapet er uendret fra den underliggende enheten på mellom 0.5 % og 1 % (fig. 4.14).

Enheten er tolket til å være glasimarin silt der klastene er tolket til å være et produkt av isdrøpp.

**Enhet HB: (905-900 cm)**

Sedimentene består av siltig gytje med en skarp grense til den underliggende enheten. Glødetapet økes fra bunnen fra 0.8 % til 3.5 % (fig. 4.14), men verdiene er noe usikre da kontaminert materiale kan ha kommet med i prøvene. Innholdet av fytoplankton viser at sedimentene er avsatt i et marint miljø (Rousseau, 2022).

**Enhet HC: (900-875 cm)**

Enhet HC har erosiv nedre grense og er kaotisk, sedimentene består av klaster av gytje, og sand- og gruspartikler. Enheten har store variasjoner i glødetap og varierer gjennom enheten fra 3 % til 18 % (fig. 4.14).

Enheten er tolket til å være avsetninger etter Storeggatsunamien. Denne antagelsen underbygges av de tre dateringsprøvene, som ikke ligger stratigrafisk riktig rekkefølge (blir eldre oppover), med aldre fra  $8064 \pm 104$  kal. a BP til  $9219 \pm 186$  kal. a BP.

**Enhet HD: (875-763 cm)**

Dette er en lys brun siltig gytje. Glødetapet ligger stabilt på mellom 17 til 19 %. Sedimentene blir mer finkornede oppover fra  $44 \mu\text{m}$  til  $21 \mu\text{m}$  ved  $D_x(50)$  (fig. 4.14). Sedimentene er tolket til å være avsatt i et lakustrint miljø.

**Enhet HE: (763-675 cm)**

Enheten består av mørkebrun fin-detritusgytje med høyt innhold av organisk materialet. Glødetapet øker fra 50 % ved den nedre grense til 68 % i toppen av enheten. Kornfordelingen er stabil på mellom  $20$  til  $22 \mu\text{m}$  ved  $D_x(50)$  (fig. 4.14). Enheten er tolket til å være avsatt i et lakustrint miljø.

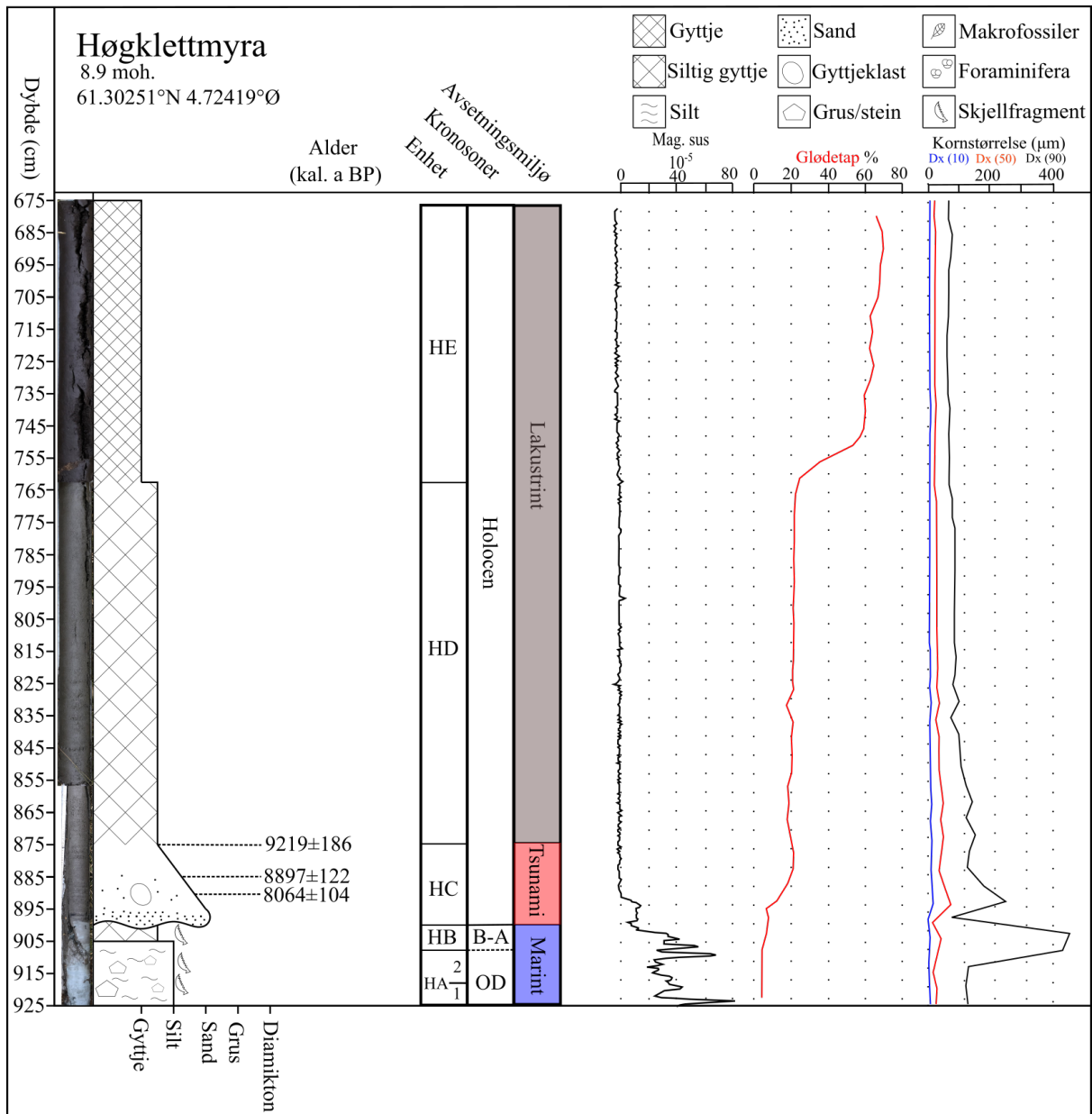


Fig. 4. 14 Litostratigrafisk logg av Høgklettmyra med MS data, glødetap, kornstørrelse analyse og avsetningsmiljø. Dateringsaldrene er plottet inn ved uthentet dyp. OD: eldste dryas. B-A: bølling og allerød.



#### 4.4 Utsiktsmyra

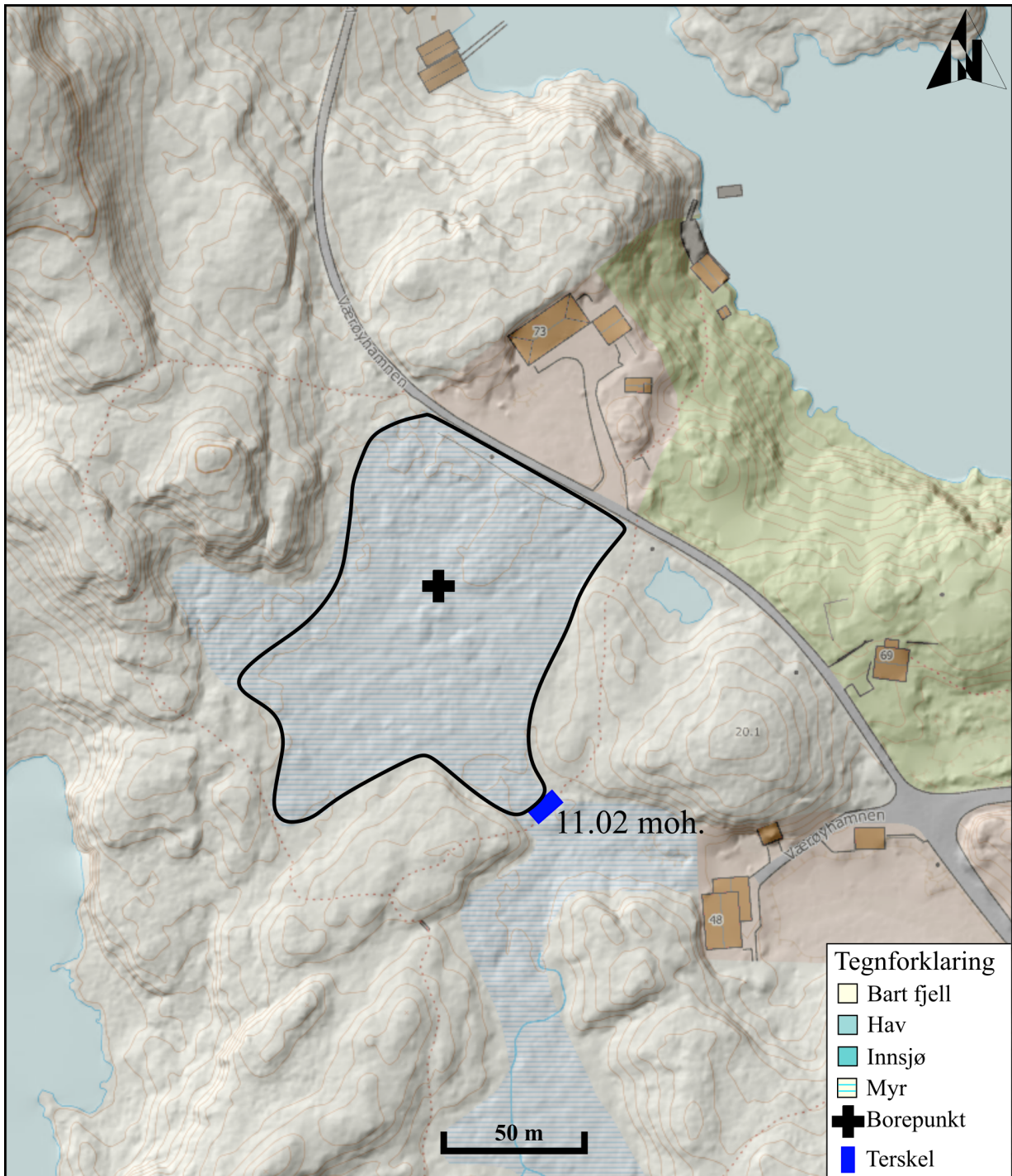


Fig. 4. 15 Kart over Utsiktsmyra (markert innenfor svart linje). Borepunktet er markert med et kryss og terskelen er markert med en blå boks med målt høyde. Høydekvotene er på 1 m. Kartet er modifisert fra Kartverket (2022a).

Utsiktsmyra er lokalisert i nordøstlige del av Værlandet. Det var i utgangspunktet tre mulige terskler til bassenget med nokså lik høyde, der alle tersklene er i berggrunn. Den laveste terskelen ble funnet ved bruk av DGPS, og målt til en høyde på 11.02 moh. Myren hadde ikke noe gitt navn, og ble derfor gitt navnet Utsiktsmyra fra utsiktspunktet som ligger rett ovenfor

myren. Det ble hentet opp en kjerne på 1 meter ved koordinatene: 61.3157 °N 4.72559 °Ø (fig. 4.15). Bassenget har en estimert overflate på omtrent 6700 m<sup>2</sup> (fig. 4.15).

#### 4.4.1 Lito- og kronostratigrafi

Enhetene ble navngitt U for Utsiktsmyra og deretter delt inn med bokstavene A til D etter avsetningsrekkefølge. Det ble ikke utført magnetisk susceptibilitet med multisensor kjernelogger eller XRF da det ble prioritert å hente ut dateringer av kjernen så fort som mulig, noe som gjorde at det ikke var mulig å utføre kjerneskaninger. Det ble totalt plukket ut 10 dateringsprøver av terrestriske plantemakrofossiler fra kjernen for å få en god alderdybdemodell (tabell 4.4). Fytoplanktonanalyse ble utført for å tolke avsetningsmiljø i kjernen (Rousseau, 2022).

Tabell 4.4: Radiokarbondateringer fra Utsiktsmyra. Aldrene er kalibrert med to standardavvik i OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021a) med kalibreringskurven IntCal20 (Reimer et al., 2020), oppgitt etter medianalder.

| Utsiktsmyra<br>Dyp (cm) | Lab nr.   | Dateringsmaterialet            | <sup>14</sup> C-alder | Kalibrert alder<br>(år BP) |
|-------------------------|-----------|--------------------------------|-----------------------|----------------------------|
| 590-591                 | LuS-16955 | Bladfragmenter, bark og pinner | 7320±50               | 8116±143                   |
| 593-594                 | LuS-17504 | Bladfragmenter                 | 10110±60              | 11666±266                  |
| 597-598                 | LuS-17503 | Bladfragmenter                 | 9990±60               | 11497±237                  |
| 607-608                 | LuS-17502 | Bladfragmenter                 | 10070±60              | 11576±254                  |
| 615-616                 | LuS-16956 | Bladfragmenter, bark og pinner | 10130±60              | 11709±269                  |
| 620-622                 | LuS-17501 | Bladfragmenter og pinne        | 10740±60              | 12715±95                   |
| 623-624                 | LuS-16957 | Bladfragmenter, bark og pinner | 10800±80              | 12770±140                  |
| 633-634                 | LuS-16958 | Bladfragmenter og pinner       | 11960±60              | 13866±211                  |
| 635-636                 | LuS-16959 | Bladfragmenter og bark         | 12030±70              | 13916±142                  |
| 636-637                 | LuS-16960 | Bladfragmenter                 | 13000±70              | 15553±231                  |

#### Enhet UA: (640-637.5 cm)

Sedimentene består nesten utelukkende av kantete gruspartikler med et lite innhold av silt og sand. Det er lite organisk materiale innad i enheten, med et glødetap på under 1 % (fig. 4.16).

Enheten er tolket til å være marin grus som er påvirket av bølgeaktivitet som skylte det inn i bassenget. En <sup>14</sup>C-dateringsprøve av terrestriske plantemakrofossiler (LuS-16960) gir en alder på 15553 ± 231 kal. a BP. Sedimentene antas å ha blitt avsatt like etter at området ble isfritt (tabell 4.4).

## Enhet UB: (637.5-635 cm)

Innholdet av grusfragmenter avtar markant fra den underliggende enheten og mengden silt øker. Glødetapet holder seg stabilt på 1 %. Fytoplanktonanalyse viser at isolasjonskontakten ligger ved 635 cm dyp (fig. 4.17) (Rousseau, 2022). Dateringsprøve (LuS-16959) som er overlappende isolasjonskontakten ga en alder på  $13916 \pm 142$  kal. a BP.

Det ble utført to dateringer fra nivåene 636-637 og 635-636 kjernen (LuS-16960, LuS-16959) som gir aldrene  $15553 \pm 231$  og  $13916 \pm 142$  kal. a BP (tabell 4.4; fig. 4.18) som viser en hiatus mellom enhet UA og UB. Hiatusen er tolket til å komme av havnivået har ligget rundt terskelhøyden og at sterk bølgeaktivitet kan ha fjernet sedimenter eller hindret sedimentasjon i bassenget. Bassenget lå eksponert for havet og energipotensialet for påvirkning av bølgeaktivitet er høy.

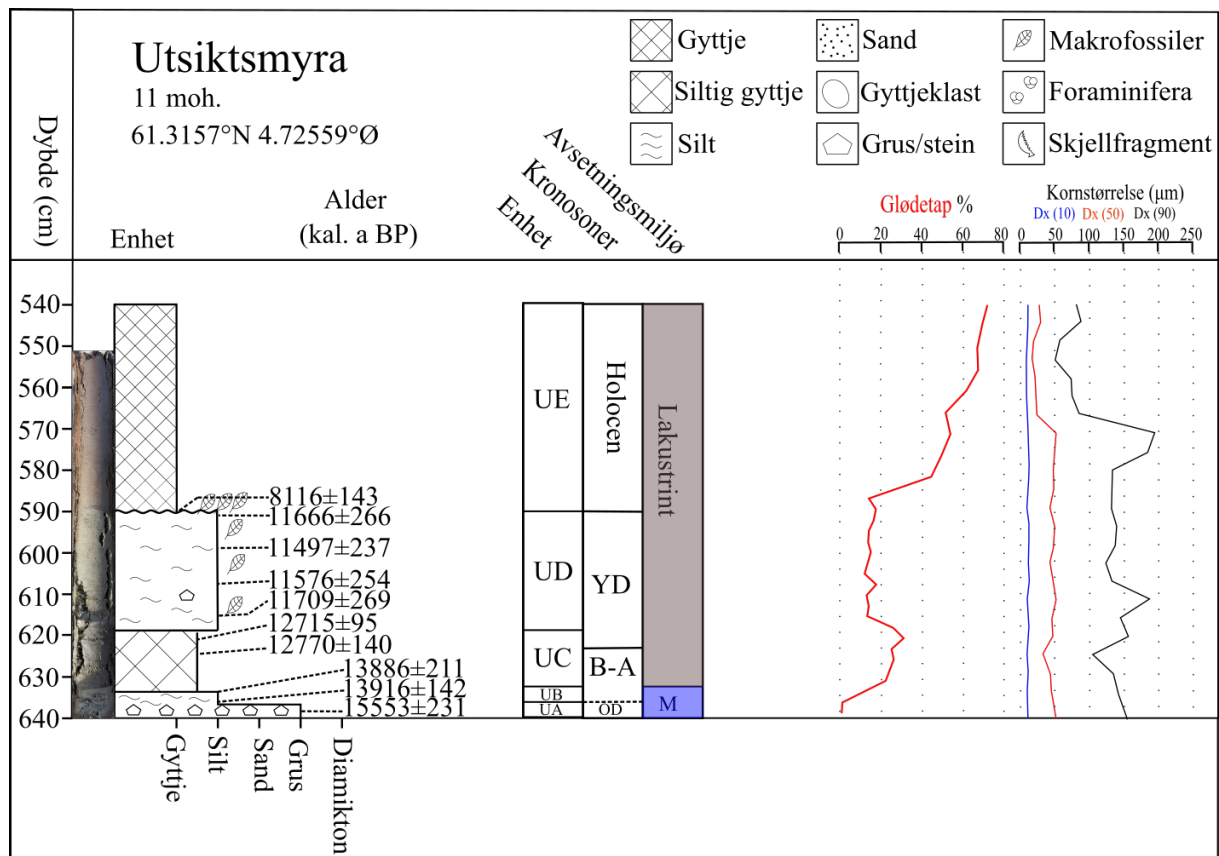


Fig. 4. 16 Litostratigrafisk logg av Utsiktsmyra med glødetap, kornstørrelse analyse og avsetningsmiljø i de ulike enhetene satt inn etter fytoplanktonanalyse (Rousseau, 2022) og makrofossiler. OD: eldste dryas. B-A: bølling og allerød. YD: yngre dryas.

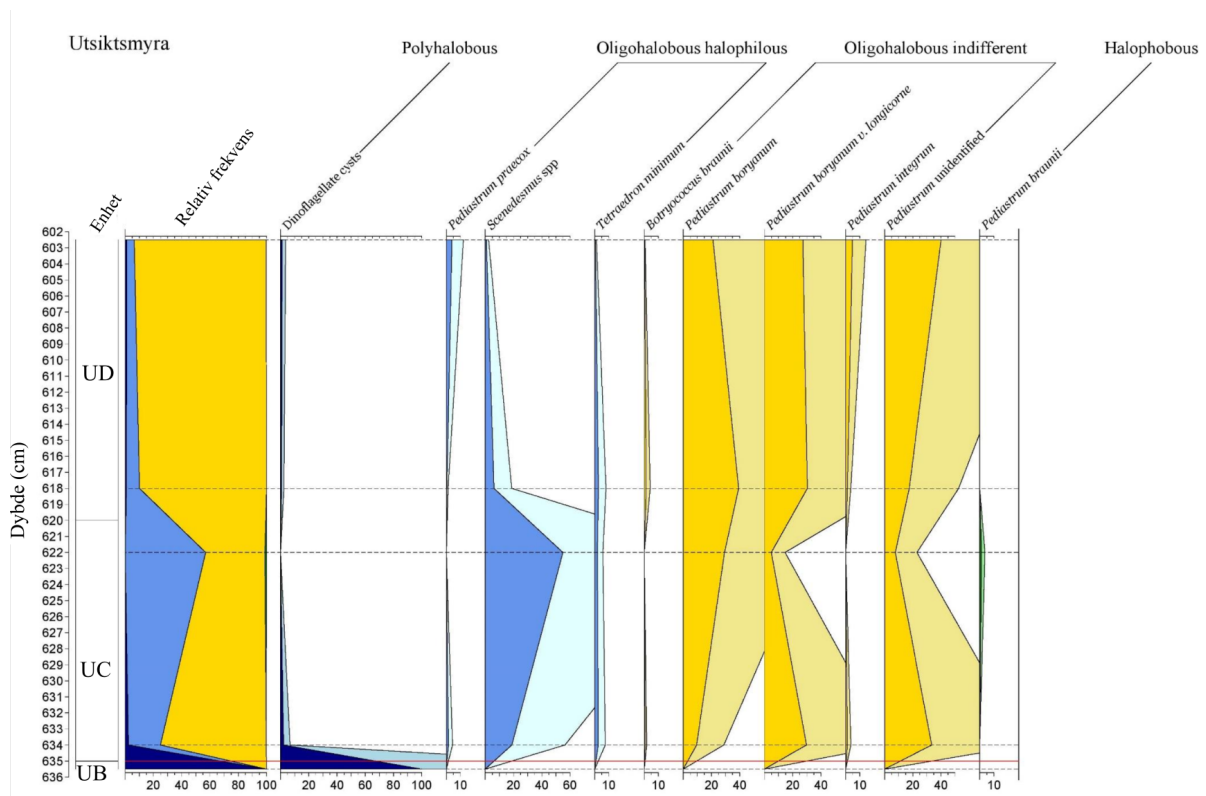


Fig. 4. 17. Fytoplanktonanalyse av Utsiktmyra som viser isolasjonskontakten i bassenget. Legende følger fig. 4.10. Modifisert etter (Rousseau, 2022).

### Enhet UC: (635-619 cm)

Enheten består av siltig gyttje med en skarp grense til den underliggende enheten. Glødetapet ved nedre grense ligger på 22 % og øker oppover til 30 %. Sedimentene blir finere oppover ved Dx(50) fra 40  $\mu\text{m}$  ved den nedre grensen til 28  $\mu\text{m}$  ved øvre grense. Fytoplanktonanalyse viser at enheten er avsatt i et lakustrint miljø (fig. 4.17) (Rousseau, 2022).

### Enhet UD: (619-591 cm)

Det er en gradvis overgang fra enheten under til enhet UD. Sedimentene består hovedsakelig av silt med noen sporadiske klaster av grus- og steinpartikler. Det er tydelige områder med mye terrestriske plantemakrofossiler, og glødetapet avtar fra 30 % ved nedre grense til 11 % ved øvre grense (fig. 4.16). Avsetningsmiljøet er bestemt ved fytoplanktonanalyse til å være lakustrint (fig. 4.17) (Rousseau, 2022).

### Enhet UE: (591-540 cm)

Enhet UD har en erosiv grense til den underliggende enheten. Det er høyt innhold av store plantemakrofossiler (hovedsakelig pinner) i nedre grense. Sedimentene har en

oppfiningssekvens ved Dx(50) fra 45  $\mu\text{m}$  ved den nedre grensen til 12  $\mu\text{m}$  midt i enheten, som så blir noe grovere igjen til 24  $\mu\text{m}$  ved den øvre grensen. Sedimentene består av brun fin-detritusgytje. Glødetapet blir gradvis høyere oppover i enheten, fra 17 % til 72 %.

Dateringsprøve (LuS-16955) hentet ut rett over nedre grensen gir er alder på  $8116 \pm 143$  kal. a BP (fig. 4.18). Det antas at det her er en hiatus fra Storeggatsunamien der tsunamien har erodert uten å avsette sedimenter. Sedimentene over denne grensen er tolket til å være avsatt i et lakustrint miljø.

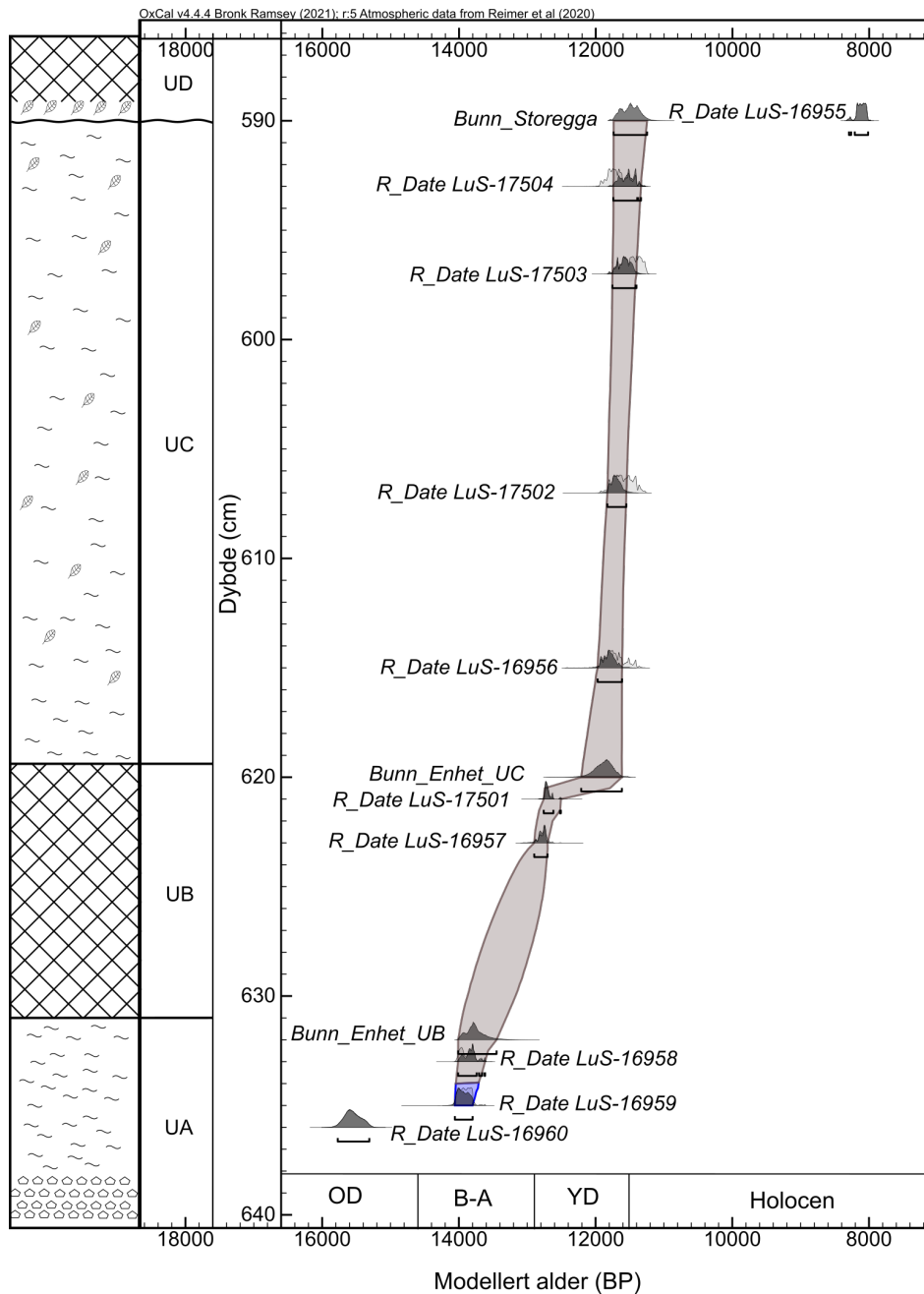


Fig. 4. 18: Alder-dybdemodell for Utsiktsmyra, det er ikke lagt inn en modellert alder for isolasjonskontakten, dateringsprøve LuS-16959 er hentet ut på samme dyp som isolasjonskontakten. Aldrene er kalibrert med IntCal20 (Reimer et al., 2020) i OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021b). Brun farge viser til lakustrine avsetninger og blå farge viser til marine avsetninger. OD: eldste dryas. B-A: bølling og allerød. YD: yngre dryas.

#### 4.5 Skoleveivatnet

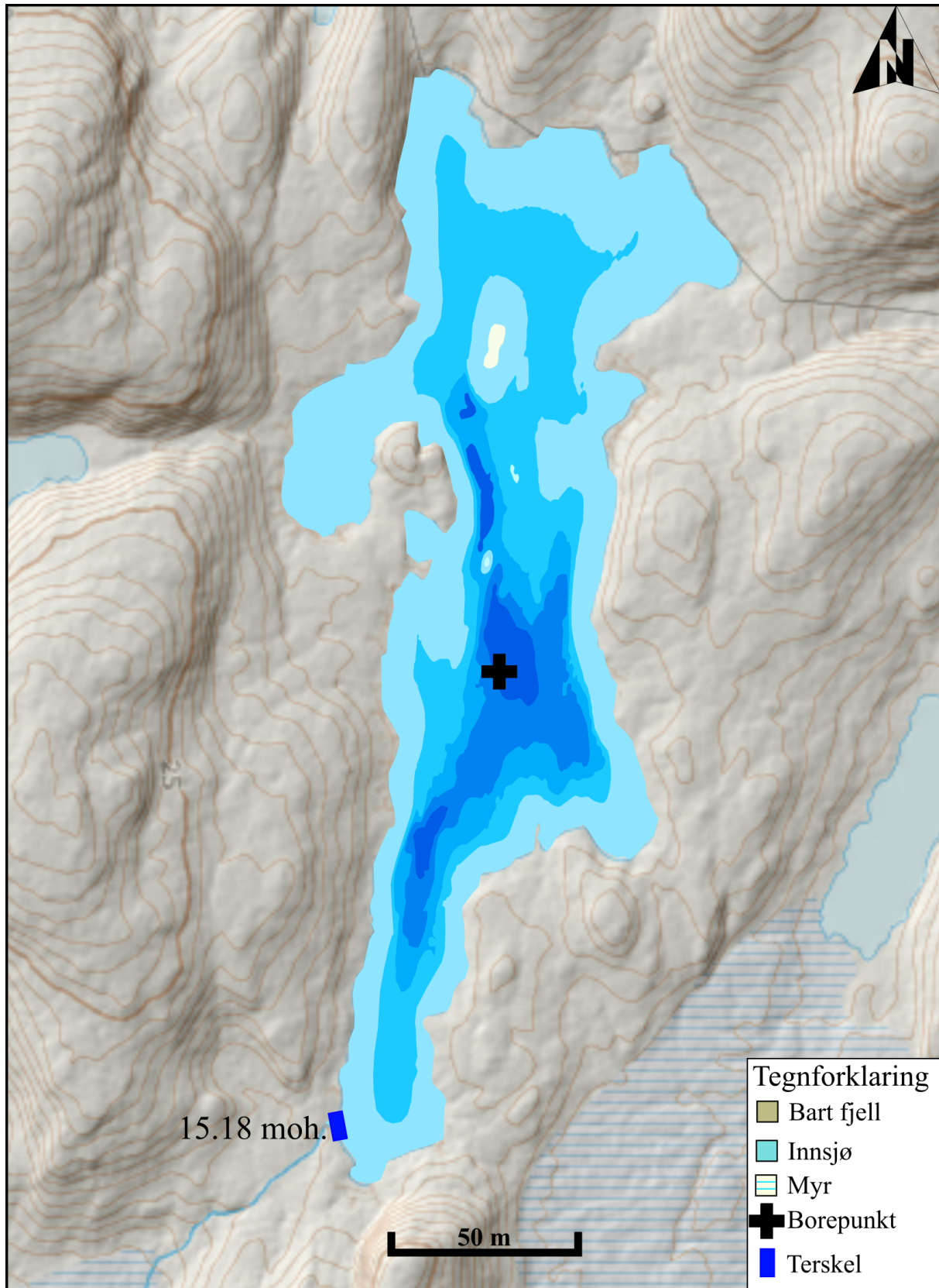


Fig. 4. 19 Kart over Skoleveivatnet med dybde data. Borepunktet er markert med et kryss og terskelen er markert med blå boks og målt høyde er angitt, Høydekvotene er på 1 m. Kartet er modifisert fra Kartverket (2022a).

Skoleveivatnet er lokalisert sørvest på Værlandet, øst for Myrevågtjernet. Innsjøen har ingen kjent navn og ble gitt navnet Skoleveivatnet av oss, da den historiske skoleveien på Værlandet går like nord for innsjøen. Bassenget er den høyestliggende i denne studien, og boringen ble utført i den dypeste delen av bassenget ved koordinatene 61.29413°N 4.70825°Ø (fig. 4.19). Terskelhøyden ble målt til 15.18 moh. med DGPS. Terskelen er lokalisert sørvest i bassenget og består av berggrunn. Overflatearealet til vannet er estimert til 12300 m<sup>2</sup>, med en lengde på omtrent 265 m og en bredde på mellom 20 og 60 m. Nedslagsfeltet er lite og består av hovedsakelig bart fjell med lite sedimenter tilgjengelig.

#### 4.5.1 Lito- og kronostratigrafi

Bassenget ble først undersøkt med ekkolodd for å finne et flatt og dypt nok område som egnet seg til å ta en kjerne. Et jevnt område med en dybde på 5.1 m ble valgt ut som borepunkt (fig. 4.19). Prøven ble hentet ut ved bruk av nesjeprøvetaker og var 160 cm lang. Enhetene ble delt inn med S for Skoleveivatnet og bokstavene A til D etter avsetningsrekkefølge. Det ble tatt ut fire dateringsprøver fra kjernen (tabell 4.5).

Tabell 4.5: Radiokarbondateringer fra Skoleveivatnet. Aldrene er kalibrert med to standardavvik med OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021a) med kalibreringskurven IntCal20 (Reimer et al., 2020), oppgitt alder er etter medianen.

| Skoleveivatnet<br>Dybde (cm) | Lab nr.   | Dateringsmaterialet | <sup>14</sup> C-alder | Kalibrert alder (år BP) |
|------------------------------|-----------|---------------------|-----------------------|-------------------------|
| 45-46                        | LuS-17500 | Bladfragmenter      | 9505±60               | 10835±253               |
| 94-95                        | LuS-17499 | Bladfragmenter      | 12340±80              | 14348±472               |
| 120-122                      | LuS-17498 | Salix (Selje/vier)  | 12410±80              | 14564±392               |
| 140-142                      | LuS-17497 | <i>Daphnia spp.</i> | 12610±90              | 14870±430               |

#### Enhet SA: (160-152 cm)

Enhet SA består av et hardpakket lag av silt og sand med høy skjærstyrke (fig. 4.20). Det er et høyt innhold av grus- og steinklaster innad i enheten. Glødetapet er lavt og ligger på under 1 % igjennom enheten. Enheten er tolket til å være bunnmorene. Alderen til toppen av morenen er modellert og tiden for deglasiasjonen til bassenget er beregnet til mellom 12480 til 15526 kal. a BP (fig. 4.21)

#### Enhet SB: (152-142 cm)

Sedimentene består i hovedsak av silt med noen få klaster bestående av grus og stein. Skjærstyrken synker raskt oppover i sedimentene. Innholdet av grus- og steinpartikler minker

også oppover. Glødetapet er lavt, og øker fra 0.4 % ved den nedre grensen til 2 % mot den øvre grensen (fig. 4.20). Det ble ikke funnet noen planterester i enheten. Biostratigrafiske undersøkelser viser at det er et lakustrint avsetningsmiljø i enheten (Rousseau, 2022).

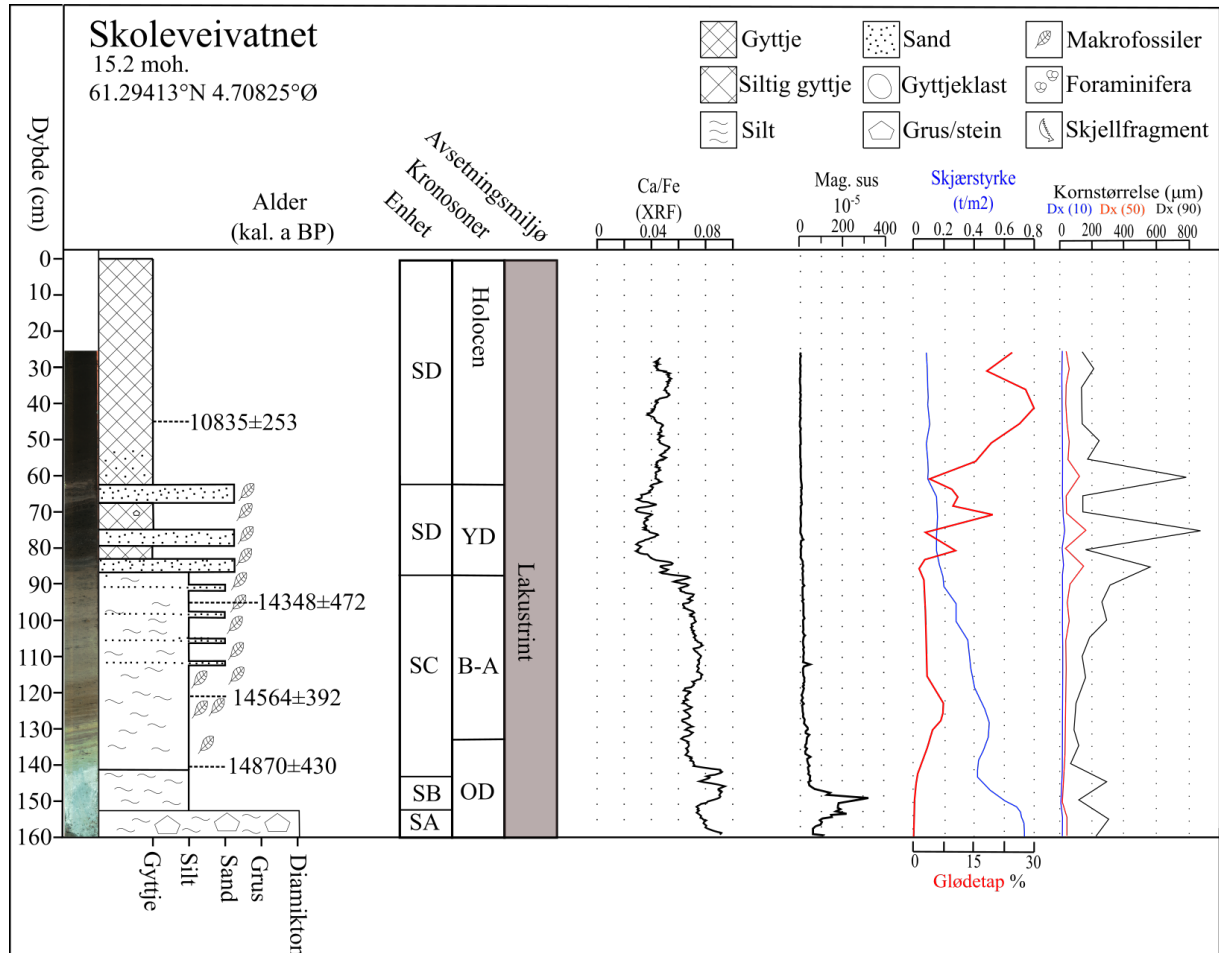


Fig. 4. 20 Litostratigrafisk logg av Skoleveivatnet med XRF data, MS data, glødetap, skjærstyrke, kornstørrelse analyse og avsetningsmiljø i de ulike enhetene satt inn etter fytoplanktonanalyse og makrofossiler. OD: eldste dryas. B-A: bølling og allerød. YD: yngre dryas.

### Enhet SC: (140-88 cm)

Sedimentene endrer seg jevnt og viser en gradvis overgang fra enhet SB til SC. Enhet SC består av silt med høyt innhold av terrestriske plantemakrofossiler. I øvre del er det tynne lag med sand (fig. 4.20). Det er et høyt innhold av egg fra vannlopper (*Daphnia spp.*) som tyder på et lakustrint miljø. Glødetapet ligger på mellom 1.5 % til 8 %, med noe variasjon gjennom enheten (fig. 4.20). Aldersmodellen viser en alder på sedimentene som samsvarer med bølling-allerød. Ca/Fe verdiene fra XRF målingene har en økning i verdier ved 115 cm (fig. 4.20).



Enheten er tolket til å være avsatt i et lakustrint miljø fra det høye innholdet av egg fra vannlopper, som lever i ferskvann (Romundset et al., 2018). Sedimentene i SB og SC er begge tolket til å være avsatt i et lakustrint miljø, bassenget antas derfor å være over marin grense. Den eldste dateringsprøven hentet ut ga en alder på  $14870 \pm 430$  kal. a BP som en minimumsalder på isavsmeltingen (tabell 4.5; fig. 4.21).

#### **Enhet SD: (88-62 cm)**

Enhet SD er varierende og består av flere separate løsmasser (fig. 4.20). Ved nedre grensen er det høyt innhold av sand før det blir mer organisk og høyere konsentrasjon av terrestriske plantefossiler. Det er flere lag med sand gjennomgående i enheten. Det er også noe innhold av grus og stein. Det er store variasjoner i kornstørrelse og glødetapet varierer mellom 1 og 20 % (fig. 4.20). Enheten er tolket til å være avsatt med varierende energinivå. Enheten var først tolket til å være avsetninger etter Storeggatsunamien, men dateringsprøve (LuS-17500) fra den overliggende enheten gir en høyere alder i forhold til tsunamien (fig. 4.21). Det ser heller ikke ut til at den nedre grensen er erosiv og sedimentene antas derfor å predatere Storeggatsunamien, bassenget gir derfor maksimum oppslagshøyde til tsunamien.

#### **Enhet SE: (62-0 cm)**

Det er en gradvis overgang fra enhet SD til SE, som består av brun fin-detritusgytje med noe sandinnhold mot den nedre grensen. Glødetapet øker fra 10 % i bunnen av enheten til 25 % ved 25 cm dybde med en maksimumsverdi på 28 % (fig. 4.20). Gytjen er tolket til å være lakustrint avsatt igjennom holocen.

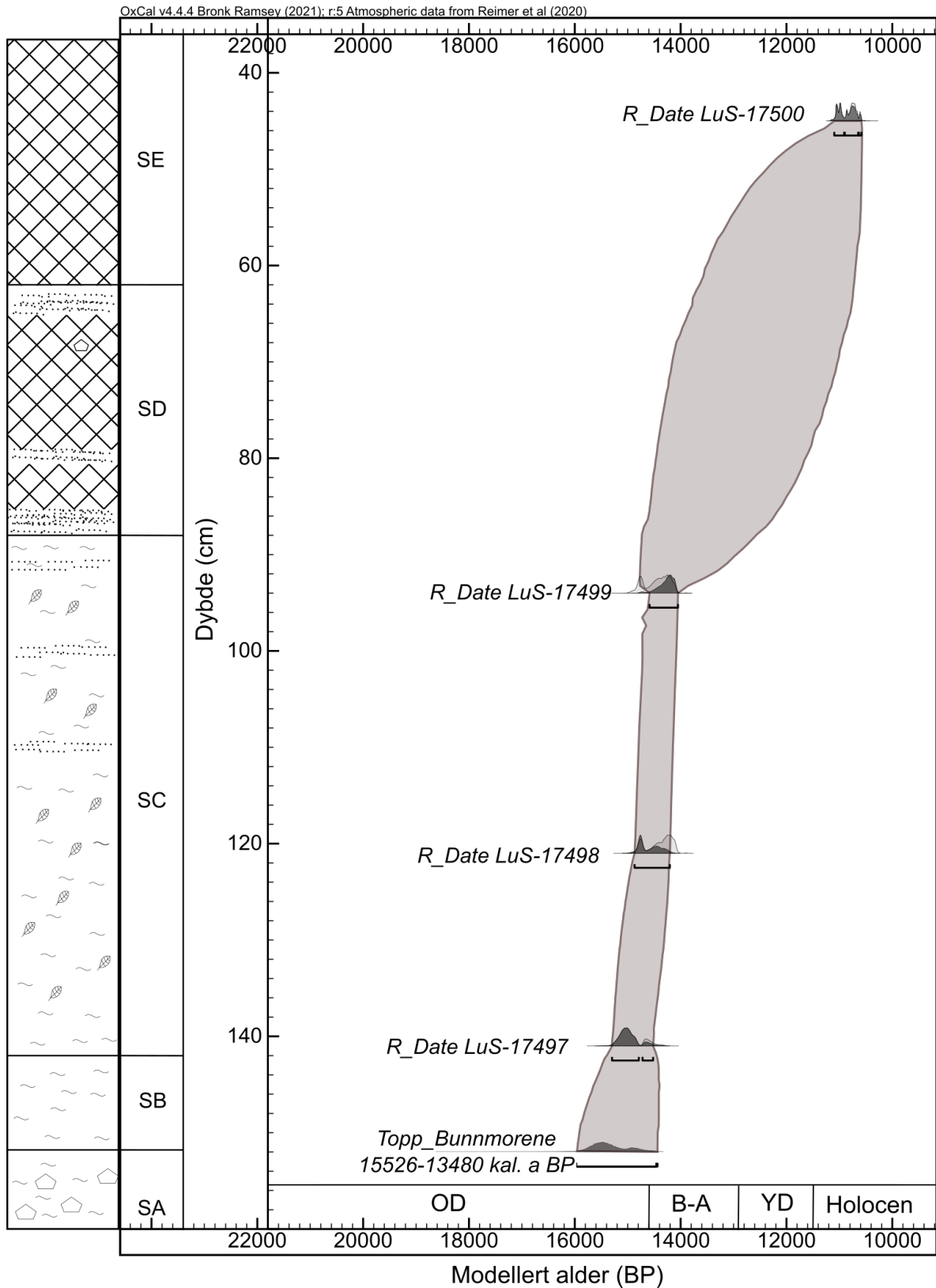


Fig. 4. 21. Alder-dybdemodell for Skoleveivatnet med en modellert alder på til bunnen av kjernen. Brun farge markerer lakustrine avsetninger. Aldrene er kalibrert med IntCal20 (Reimer et al., 2020) i OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021b). OD: eldste dryas. B-A: bølling og allerød. YD: yngre dryas.

#### 4.6 Andre bassenger undersøkt

I tillegg til de fem bassengene beskrevet ble det undersøkt åtte andre bassenger. Innsjøbassengene som ble sett på var for grunne til å hente ut kjerne med flåte, og er merket som lokalitet 3, 4, 5 og 6 i fig. 2.1. Det ble også sjekket ut flere myrbassenger der det ble utført boringer med russerbor. I bassengene merket 1, 2 og 7 (fig. 2.1) var det ikke mulig å finne noen tydelig terskel, noe som gjorde at de ikke kunne benyttes til rekonstruksjon av havnivå.

Stratigrafien i Fadersvatnet ble tidligere undersøkt av Natterøy (2013). Terskel til bassenget ble målt på nytt med DGPS til en høyde på 7.94 moh. slik som de øvrige bassengene, for å fjerne eventuelle usikkerheter, da terskelhøyden opprinnelig var målt med nivellering. Det ble også boret et myrbasseng (merket 8 i fig. 2.1) rett over vegen for Myrevågtjernet. Dette så heller ikke direkte ut til å være et isolasjonsbasseng og avsetningene her besto i all hovedsak av torv og et diamikton i bunnen tolket til å være bunnmorene.

## 5. Diskusjon

### 5.1 Isavsmeltningshistorie

#### 5.1.1 Når ble Værlandet isfritt?

Tiden for når Værlandet ble isfritt er her tolket ut fra de nederste dateringene av terrestriske plantefossiler fra Utsiktsmyra og Skoleveivatnet, samt to tidligere dateringer fra Fadersvatnet (Natterøy, 2013) (fig. 5.1). Disse er i tillegg sammenlignet med eksponeringsdateringer fra Støfring (2019) (tabell 5.1).  $^{14}\text{C}$ -dateringene antyder at isavsmeltingen fant sted for mellom 15 og 15.5 tusen år siden. Den nederste dateringen fra Duvemyra er tolket til å være en del yngre enn deglasiasjonen, da den ble tatt over 30 cm fra bunnen av kjernen, i tillegg til at den gir en betydelig yngre alder sammenlignet med dateringer fra Skoleveivatnet, Utsiktsmyra og Fadersvatnet. Det knyttes en viss usikkerhet til dateringsprøven fra Utsiktsmyra da det er en hiatus rett over der prøven ble tatt. Dateringsmaterialet i Fadersvatnet er beskrevet av Natterøy (2013) som å være terrestriske makrofossiler, og skal derfor være direkte sammenlignbare med våre dateringer fra Utsiktsmyra og Skoleveivatnet. Den nederste dateringen fra Skoleveivatnet utført på egg fra vannlopper gir en noe yngre alder enn de øvrige dateringsprøvene, men også her må det påpekes at prøven er hentet ut omtrent 15 cm over toppen av diamiktonet i bunnen av kjernen. Det er dermed forventet at denne alderen er noe yngre enn selve isavsmeltingen. De fire aldrene overlapper mellom 15300 til 15400 kal. a BP med et gjennomsnitt på  $15331 \pm 271$  kal. a BP (fig. 5.1).

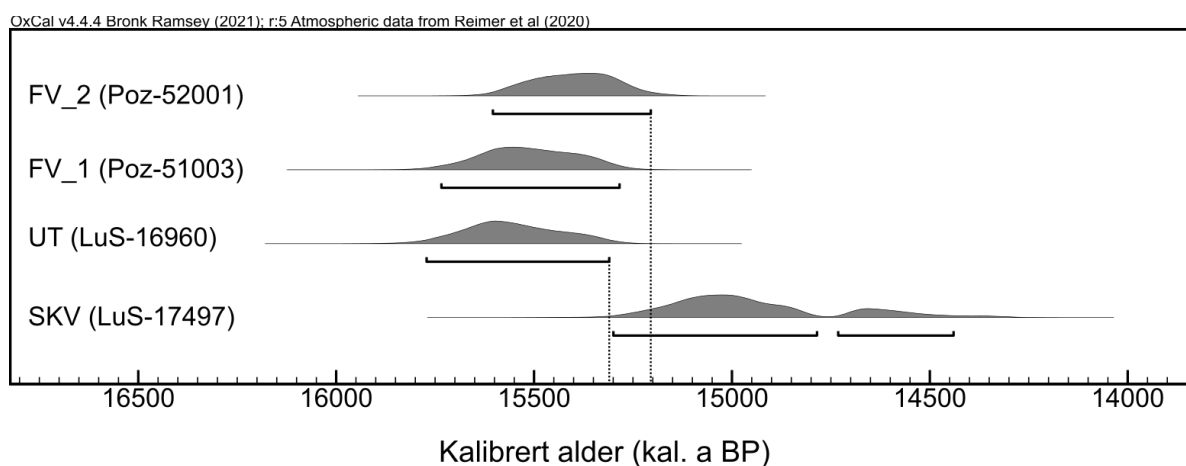


Fig. 5. 1 Kalibrerte bunndateringer med radiokarbon. FV\_1 og FV\_2 for Fadersvatnet med aldre på  $15509 \pm 225$  kal. a BP og  $15404 \pm 199$  kal. a BP (Natterøy, 2013). UT for Utsiktsmyra med en alder på  $15553 \pm 231$  kal. a BP og SKV for Skoleveivatnet med en alder på  $14870 \pm 430$  kal. a BP. FV, UT og SKV er kalibrert med kalibreringskurven IntCal20 (Reimer et al., 2020) i OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021a). Alle aldre er oppgitt etter medianen.

<sup>10</sup>Be-eksponeringsdateringene fra Støfring (2019) har blitt korrigert på nytt i iceTEA (Jones et al., 2019) med global produksjonsrate (Borchers et al., 2016) og korrigert for modellert havnivå. Støfring (2019) beregnet aldrene ved bruk av den vestnorske produksjonsraten etter Goehring et al. (2012) og skandinavisk produksjonsrate etter Stroeven et al. (2015), hvor produksjonsratene er basert på målinger fra yngre dryas. Isavsmeltingen på Værlandet var tidligere enn yngre dryas og det korrigeres derfor med den globale produksjonsraten som er tolket til å gi et mer korrekt resultat (tabell 5.1). <sup>10</sup>Be-eksponeringsaldrene gir en alder for deglasiasjonen til mellom 15540 år siden til 13520 år siden uten korrigering for modellert havnivå (ukorrigert alder i tabell 5.1), når man ser på medianalderen til alle enkeltprøvene. Fordelingen av aldrene har også blitt kombinert til en fordelingskurve basert på alle dateringsresultatene (fig. 5.2). Gjennomsnittet av alle aldrene gir da alder på omtrent 14.9 ka med korrigering for modellert havnivå (korrigert alder i tabell 5.1). Dateringsprøve VÆR\_1805 gir en for ung alder til deglasiasjonen, og dersom man utelukker denne prøven fra analysen så gir det en gjennomsnittsalder på 15.1 ka (tabell 5.1). Utføres ikke korrigering for modellert havnivå blir medianalderen gitt til 14.9 ka, uten VÆR\_1805.

Tabell 5. 1: Korrigering av <sup>10</sup>Be eksponeringsdateringer utført av Støfring (2019) med global produksjonsrate (Borchers et al., 2016), hevningsmodell Ice6G, skaleringsmodell LSDn og ismodell I6G. Korrigeringene er utført i iceTEA, kalkuleringsestimater fra Marrero et al. (2016). Aldrene er også korrigert for modellert havnivå (Korrigert alder (år)) og uten korrigering for modellert havnivå (ukorrigert alder (år)).

| <b>Be-10 eksponeringsaldre korrigert for glasial isostatisk oppløftsmodell Ice06</b> |                  |          |                      |   |         |                       |                      |                    |  |                          |                  |
|--|------------------|----------|----------------------|---|---------|-----------------------|----------------------|--------------------|--|--------------------------|------------------|
| Prøvenavn  | Korreksjons type | Ismodell | Moderne høyde (moh.) | Snitt høyde siden eksponert (m over dagens havnivå) | Nuklide | Ukorrigert alder (år) | Korrigert alder (år) | Målesikkerhet (år) | Total usikkerhet, korrigert alder (1 sig., år) | Snitt alderforsjell (år) | Skaleringsmodell |
| VÆR_1801   | GIA model        | I6G      | 31                   | 18  | Be-10   | 15320                 | 15 500               | 678                | 1 480  | 180                      | LSDn             |
| VÆR_1802   | GIA model        | I6G      | 43                   | 32  | Be-10   | 14680                 | 14 820               | 767                | 1 430  | 140                      | LSDn             |
| VÆR_1803   | GIA model        | I6G      | 45                   | 31  | Be-10   | 15520                 | 15 720               | 689                | 1 450  | 200                      | LSDn             |
| VÆR_1805   | GIA model        | I6G      | 18                   | 12  | Be-10   | 13520                 | 13 610               | 554                | 1 250  | 90                       | LSDn             |
| VÆR_1806   | GIA model        | I6G      | 23                   | 12  | Be-10   | 14800                 | 14 960               | 617                | 1 380  | 150                      | LSDn             |
| VÆR_1807   | GIA model        | I6G      | 19                   | 10  | Be-10   | 14330                 | 14 460               | 646                | 1 340  | 130                      | LSDn             |
| VÆR_1808   | GIA model        | I6G      | 18                   | 7   | Be-10   | 14600                 | 14 740               | 586                | 1 350  | 140                      | LSDn             |
| VÆR_1809   | GIA model        | I6G      | 28                   | 13  | Be-10   | 15540                 | 15 760               | 801                | 1 530  | 210                      | LSDn             |
| VÆR_1810   | GIA model        | I6G      | 18                   | 8   | Be-10   | 14720                 | 14 870               | 667                | 1 400  | 150                      | LSDn             |

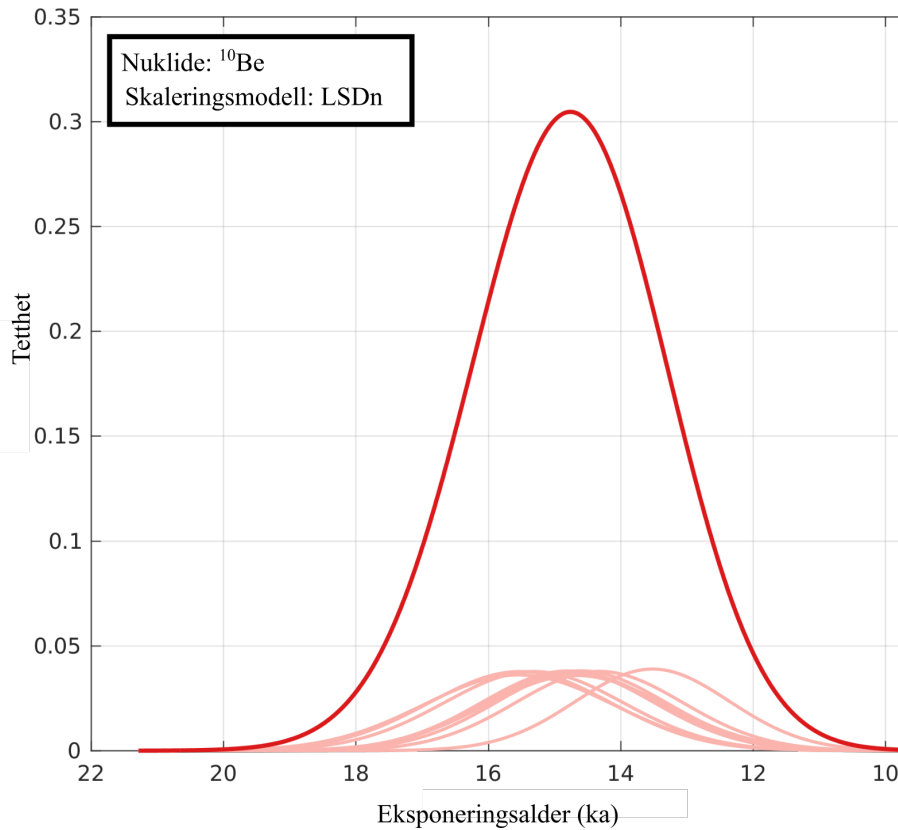


Fig. 5. 2: Aldersfordeling av  $^{10}\text{Be}$  eksponeringsaldrene ved utført korrigering uten korrigering for havnivå (tabell 5.1) (Støfring, 2019). De rosa linjene representerer de ulike dateringsprøvene og den røde linjen er sammensatt fordeling gitt fra dateringsprøvene.

Sammenlignes  $^{10}\text{Be}$  eksponeringsdateringene med radiokarbondateringene ser man at det gir en noe ulik alder for deglasiasjonen (fig. 5.3). Radiokarbondateringene gir en alder på deglasiasjonen på mellom 15000 kal. a BP og 15500 kal. a BP, der gjennomsnittet av de fire dateringsprøvene gir  $15331 \pm 271$  kal. a BP (fig. 5.1). Sammenlignes  $^{14}\text{C}$ -dateringene med eksponeringsdateringene som gir en alder på deglasiasjonen på mellom 14460 og 15720 år siden når VÆR\_1805 utelates med en gjennomsnittsalder på 15.1 ka, så er aldrene relativt like og er overlappende med usikkerhetene. Det er sannsynlig at gjennomsnittet av de fire eldste  $^{14}\text{C}$ -aldrene gir en robust alder for isavsmeltingen på Værlandet til  $15331 \pm 271$  kal. a BP.

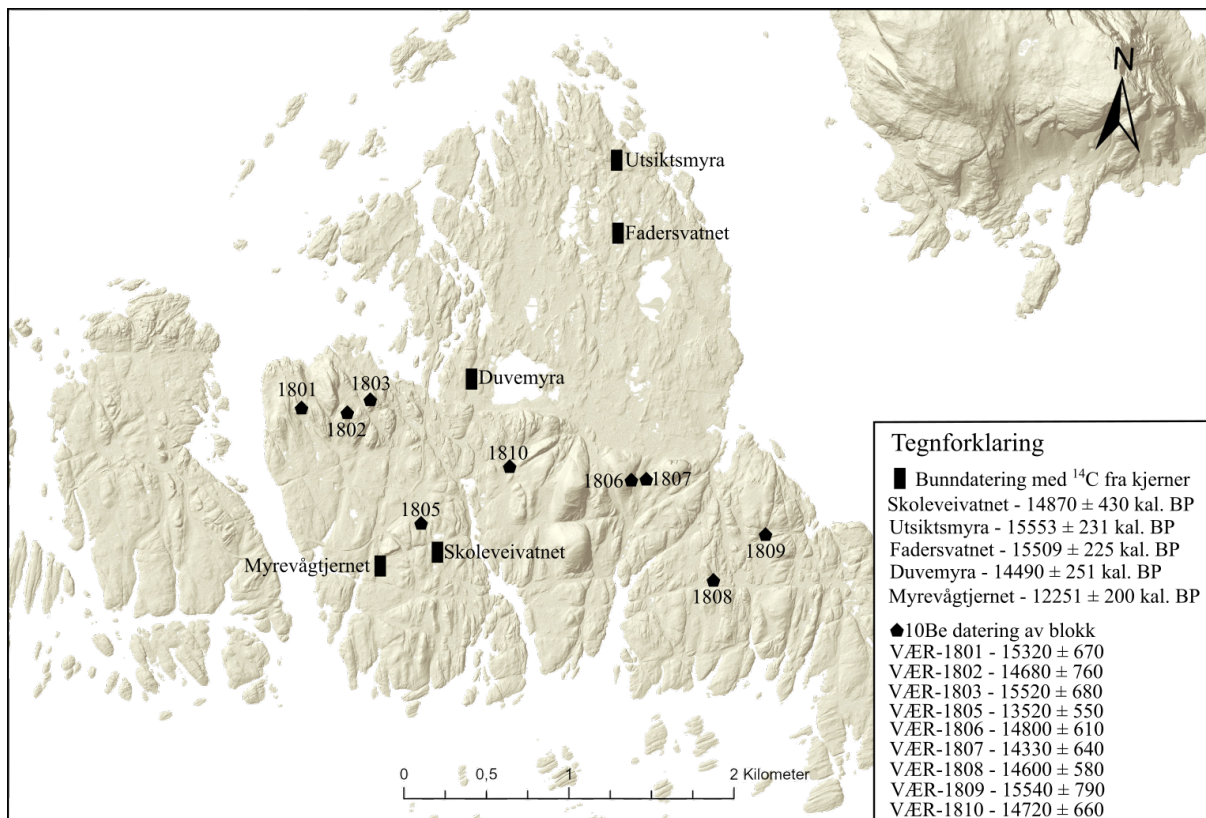


Fig. 5. 3 Oversikt over bunndateringer og eksponeringsdateringer av blokker som er tatt fra Værlandet. Eksponeringsdateringene er hentet fra Støfring (2019) og rekalibrert (tabell 5.1). De to bunndateringene fra Fadersvatnet er hentet fra Natterøy (2013), mens de resterende bunndateringene er utført i dette arbeidet. Aldrene er oppgitt etter medianen.

### 5.1.2 Diamiktonet i Myrevågtjernet

Diamiktonet (enhet MA) i Myrevågtjernet byr på utfordringer i tolkningen. Det ble ikke funnet slike sedimenter i de andre undersøkte bassengene. <sup>14</sup>C-dateringer er tatt ut gjennom hele enheten i dette studiet og av Natterøy (2013). En serie <sup>14</sup>C-dateringer av blåskjell ga aldre fra 14353 ± 418 kal. a BP til 14038 ± 512 kal. a BP mens dateringer av terrestriske planterester ga aldre i intervallet 12264 ± 323 kal. a BP til 13460 ± 136 kal. a BP. Resultatene viser at superposisjon ikke blir oppfylt og en hendelse må ha påvirket sedimentene som også gir en tydelig forskjell i dateringsalder mellom det marine og terrestriske dateringsmaterialet.

Diamiktonet må ha blitt avsatt eller forstyrret etter de yngste dateringene, som vil si under yngre dryas. Den overliggende enheten (MB) har tydelig horisontal stratigrafi (fig. 4.2) og antas å være avsatt i et marint miljø i sen yngre dryas. Natterøy (2013) identifiserte veddeasken i nedre del av denne enheten som har alderen 12044 ± 98 kal. a BP (Lohne et al., 2014; Bjune et al., 2021; Haflidason et al., 2021). Dateringsresultatene gir en estimert alder på mellom 12451 kal. a BP og 12051 kal. a BP (fig. 4.3) for bunnen av enheten. Sedimentene under må derfor ha blitt forstyrret før dette.

Natterøy (2013) så det som en mulighet at diamiktonet kunne være et resultat av et lokalt brefremstøt i yngre dryas.  $^{10}\text{Be}$ -eksponeringsdateringene viser imidlertid at Værlandet har vært isfritt i 14000 - 15000 år (Støfring, 2019), mens dateringer fra de andre bassengene har dessuten gitt aldre på rundt 15000-15500 år. Den tidligere kartlagte yngre dryas ismarginen ligger flere kilometer øst for Værlandet (Mangerud et al., 2011; Støfring, 2019), så ut ifra dette regnes det som svært lite sannsynlig at bremarginen nådde ut til Værlandet under yngre dryas.

Det faktum at diamiktonet er nokså hardt og virker overkonsolidert tyder likevel på at det må ha vært utsatt for en stor vekt under yngre dryas. En mulig forklaring er at sedimentene er komprimert og forstyrret av drivis. Ved Blomvåg i Øygarden er det beskrevet et tykt morenelignende diamikton (Ulvøy diamikton) som først ble tolket til å være bunmorene, som senere ble antatt å være avsatt av drivis og/eller isfjell (Mangerud et al., 2017). Midt i yngre dryas var havnivået på Værlandet 6-8 meter over dagens havnivå og dermed godt over terskelen til bassenget. Terskelen til bassenget ligger inn mot land mens bassenget er adskilt fra havet av en lav berggrunnsrygg i vest-sørvest, med laveste punkt på 6 m over dagens havnivå. For at isfjell skal kunne passere inn i bassenget må de ha vært små og det er derfor lite sannsynlig at de har kunnet forstyrre i sedimentene inne i bassenget. Pakkis virker dermed som en mer sannsynlig forklaringen for dannelsen av diamiktonet. Yngre dryas hadde et kaldt klima og med stor utbredelse av sjøis langs norskekysten (Bakke et al., 2009). Den dominerende vindretningen igjennom yngre dryas er også antatt å ha vært fra sørvest (Brauer et al., 2008) som er den retningen Myrevågtjernet er mest eksponert mot havet, kun skjermet av en lav berggrunnsrygg. Sterk vind kan føre til at sjøisen sprekker opp og som med drift kan føre til pakkis som presser mot land og stabler tykke isflak (Orvik et al., 2011). Det er ikke urimelig å tenke seg at isen har presset seg over høyden rundt Myrevågtjernet og på den måten har blitt stuert inn i bassenget. De eldre marine sedimentene med blåskjell kan derved ha blitt forstyrret, flyttet på og kompaktet av ismassen (fig. 4.5).



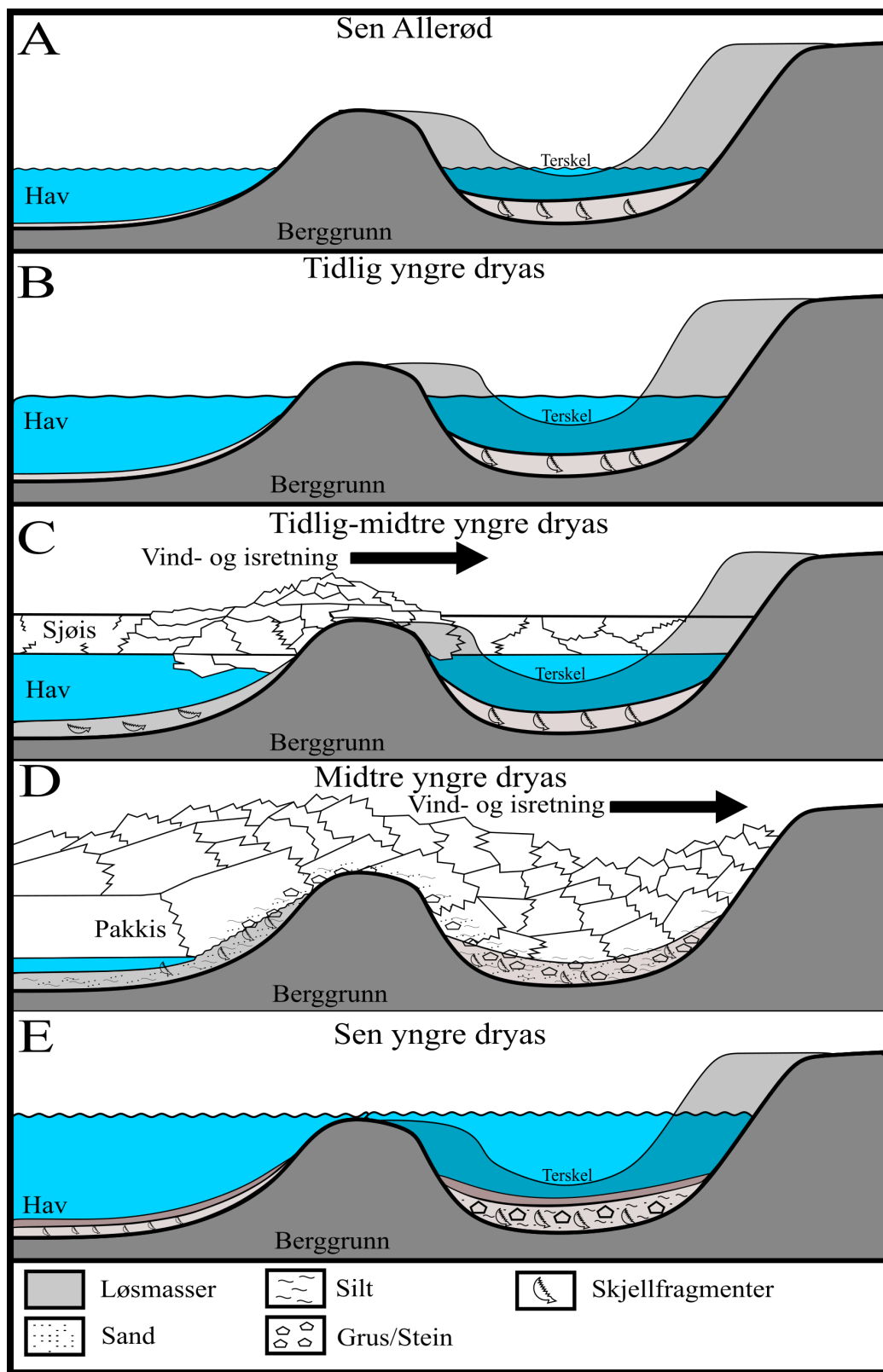


Fig. 5. 4: Tidsserie over tolket dannelsen av diamiktonet i Myrevågtjernet. A: Sen allerød der havnivået står rett over terskelen i Myrevågtjernet. B: Tidlig yngre dryas der havnivået stiger (yngre dryas transgresjonen). C: Det legger seg sjøis i og rundt bassenger, vinden øker fra sørvest og begynner å forflytte og sprekke opp sjøisen som fører til pakkis som stues opp rundt berggrunns høyden i Myrevågtjernet. D: Pakkis stues opp og fyller Myrevågtjernet med is. På veien over terskelen eroderer isen i løsmassene og transporterer dette inn i bassenget og det avsettes. Den høye vekten tilført av isen fører til overkonsolidering av sedimentene. E: Sen yngre dryas der isen har smeltet vekk og bassenget har normal sedimentasjon.

## 5.2 Havnivåindekspunkter og Strandforskyvningskurve for Værlandet

Det har blitt konstruert en havnivåkurve for området langs yngre dryas isobasen som går gjennom Fadersvatnet. Terskelhøydene til de undersøkte bassengene er alle målt med DGPS og justert for den skjeve landhevningen inn mot isobaselinjen gjennom Fadersvatnet. Kurven viser antatt middelvannstand. På kurven er den vertikale usikkerheten av terskelhøydene angitt.

### 5.2.1 Justering av terskelhøyder

Indekspunktene for havnivåkurven er basert på  $^{14}\text{C}$ -dateringene av isolasjons- og ingresjonskontaktene. Disse aldrene er bestemt ved alder-dybdemodellering. Alderne er oppgitt med en usikkerhet på 2 sigma (95 % konfidensintervall).

Bassengene regnes å bli isolert fra havet når høyvannstanden faller under terskelen. De målte terskelhøydene ble justert for konvertering av Normalnull 2000 (NN2000) til middelvann, høyde på middel spring høyvann (MHWST) og som nevnt er det justert for den skjeve landhevningen inn til Fadersvatnet, vinkelrett på yngre dryas isobasen (22° N-NØ) (Aarseth, 1980).

Ved Sunnmøre/ Sør-Trøndelag og Hordaland er det konstruert strandlinjediagrammer (Svendsen og Mangerud, 1987; Mangerud et al., 2019). Disse har blitt brukt til å lage kurver som viser hvordan strandlinjegradiënten endrer seg over tid (fig. 5.5) (Svendsen og Mangerud, 1987; Vasskog et al., 2019). Det ble valgt å bruke gjennomsnittet mellom kurvene for Sør-Vestlandet og Nord-Vestlandet da Værlandet er geografisk omtrent midt imellom Hordaland og Sunnmøre.

Differanse av det nasjonale høydesystemet NN2000 til middelvann på Værlandet er modellert av Kartverket fra målestasjonen på Måløy og angitt til 4 cm (Kartverket, 2022b), og MHWST er modellert til 69 cm høyere enn middelvannstanden (tabell 5.2) (Kartverket, 2022b). Paleotidevann har trolig ikke endret seg mye i dette tidsintervallet og ses derfor bort fra (Ward et al., 2016).

Tabell 5. 2: Oversikt over justeringene utført av terskelhøyden til de ulike bassengene. Terskelhøyden ble målt ved bruk av DGPS og høyden oppgis etter referansesystemet NN2000. Middelvann er justeringen mellom middelvann og NN2000. Høyde over MHWST er høyden over middel spring høyvann som er oppgitt til 0.79 m fra Kartverket (2022b). Helning av strandlinjer er justert inn for skjev landheving inn til referansebassenget Fadersvatnet vinkelrett på yngre dryas isobasen.

| Justeringer av terskelhøyder     | Målt høyde DGPS (NN2000) (m) | Høyde middelvann (+4 cm) (m) | Høyde over MHWST (m) | Helning av strandlinjer (m) | Justert for helning av strandlinjer (m) | Sum høyde (m) |
|----------------------------------|------------------------------|------------------------------|----------------------|-----------------------------|---|---------------|
| <b>Duveymyra</b>                 |                              |                              |                      |                             |   |               |
| Isolasjonskontakt 1              | 4.38855                      | 4.42855                      | 3.73855              | 0.928                       | 4.66655                                 | <b>4.66</b>   |
| Lakustrint maksimumspunkt        | 4.38855                      | 4.42855                      | 3.73855              | 0.832                       | 4.57055                                 | <b>4.57</b>   |
| Isolasjonskontakt 2              | 4.38855                      | 4.42855                      | 3.73855              | 0.064                       | 3.80255                                 | <b>3.80</b>   |
| <b>Utsiktsmyra</b>               |                              |                              |                      |                             |   |               |
| Isolasjonskontakt                | 11.023                       | 11.063                       | 10.373               | -0.0584                     | 10.3146                                 | <b>10.31</b>  |
| <b>Myrevågtjernet</b>            |                              |                              |                      |                             |   |               |
| Isolasjonskontakt 1              | 1.881                        | 1.921                        | 1.231                | 0.225                       | 1.456                                   | <b>1.45</b>   |
| Ingresjonskontakt i tsunamipakke | 1.881                        | 1.921                        | 1.231                | 0.095                       | 1.326                                   | <b>1.32</b>   |
| Isolasjonskontakt 2              | 1.881                        | 1.921                        | 1.231                | 0.0225                      | 1.2535                                  | <b>1.25</b>   |
| <b>Fadersvatnet</b>              |                              |                              |                      |                             |   |               |
| Isolasjonskontakt 1              | 7.94                         | 7.98                         | 7.29                 | 0                           | 7.29                                    | <b>7.29</b>   |
| Ingresjonskontakt                | 7.94                         | 7.98                         | 7.29                 | 0                           | 7.29                                    | <b>7.29</b>   |
| Isolasjonskontakt 2              | 7.94                         | 7.98                         | 7.29                 | 0                           | 7.29                                    | <b>7.29</b>   |
| <b>Høgklettmyra</b>              |                              |                              |                      |                             |   |               |
| Deglasiasjon                     | 8.896                        | 8.935                        | 8.245                | 0.16                        | 8.085                                   | <b>8.08</b>   |
| <b>Skoleveivatnet</b>            |                              |                              |                      |                             |   |               |
| Deglasiasjon                     | 15.182                       | 15.222                       | 14.532               | 0.784                       | 15.316                                  | <b>15.31</b>  |

### 5.2.2 Usikkerheter ved justering av terskelhøyder

Når en skal bestemme terskelhøyden til et isolasjonsbasseng, må en beregne den totale usikkerheten i høyde ut fra alle usikkerheter som blir introdusert både ved selve målingen og eventuelle justeringer av høyden i etterkant. Det ble her brukt en noe forenklet versjon av en ligning hentet fra Vasskog et al. (2019) for å regne ut hvor stor den endelige usikkerheten var for hver terskel. Ligningen er gitt ved  $E_{total} = \sqrt{e_{DGPS}^2 + e_{tilt}^2 + e_{ind}^2}$ . Formelen er noe forenklet fra Vasskog et al. (2019) da flere av justeringene her blir så små at de ikke vil påvirke resultatene i stor grad (tabell 5.3).

I ligningen regnes total usikkerhet ( $E_{total}$ ) ut ved å kombinere usikkerheten til selve målingen med DGPS ( $e_{DGPS}$ ), usikkerheten knyttet til helningsgradienten på strandlinjene

(*etilt*), og en anslått usikkerhet i tolkningen av hvilket tidevannsnivå som isolasjons- og ingresjonskontaktene faktisk gjenspeiler (*eind*). For å beregne *etilt* ble middelverdien av strandlinjegradiene fra Hordaland og Sunnmøre brukt (fig. 5.5), og disse kurvene ble brukt til å definere maksimums- og minimumsverdiene som angir usikkerheten. For eldre enn 12000 år ble imidlertid kun gradientkurven for Sunnmøre brukt da denne går lenger tilbake i tid. Den siste usikkerheten er *eind*, som er usikkerheten av veiledende mening. Usikkerheten i tolkningen av hva isolasjons- og ingresjonskontaktene tilsvarer i tidevannsnivå (*eind*) ble beregnet som halvparten av forskjellen mellom middel spring høyvann og høyeste astronomiske høyvann (Vasskog et al., 2019), som på Værlandet tilsvarer 12.5 cm (tabell 5.3) (Kartverket, 2022). Usikkerhetene i selve DGPS-målingene er neglisjerbare, mens de totale usikkerhetene er opp til  $\pm 21$  cm (tabell 5.3).

Tabell 5. 3: Oversikt over usikkerhetene ved justeringer av terskelhøyden i tabell 5.1. Usikkerhetene oppgitt er usikkerheten under måling med DGPS, usikkerheten ved justering av strandlinje og usikkerheten for middel spring høyvann.

| Usikkerheter til justeringene     | GPS VRMS (1 sigma) (m) | Strandlinje-gradient (middel) (m) | Strandlinje-gradient (maks) (m) | Strandlinje-gradient (min) (m) | Usikkerhet helning av strandlinje (m/km) ( $\pm$ ) (m) | Veiledende mening (m) | Total vertikal usikkerhet (m) |
|-----------------------------------|------------------------|-----------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|--|-----------------------|-------------------------------|
| <b>Duemyra</b>                    |                        |                                   |                                 |                                |  |                       |                               |
| Isolasjonskontakt 1               | 0.014                  | 0.96                              | 1.024                           | 0.896                          | 0.064  | 0.125                 | <b>0.141</b>                  |
| Lakustrint maksimumspunkt         | 0.014                  | 0.7968                            | 0.832                           | 0.7616                         | 0.0352   | 0.125                 | <b>0.13</b>                   |
| Isolasjonskontakt 2               | 0.014                  | 0.064                             | 0.069                           | 0.032                          | 0.032  | 0.125                 | <b>0.129</b>                  |
| <b>Utsiktsmyra</b>                |                        |                                   |                                 |                                |  |                       |                               |
| Isolasjonskontakt                 | 0.016                  | -0.616                            | -0.636                          | -0.595                         | 0.002  | 0.125                 | <b>0.126</b>                  |
| <b>Myrevågtjernet</b>             |                        |                                   |                                 |                                |  |                       |                               |
| Isolasjonskontakt 1               | 0.014                  | 0.8989                            | 1.068                           | 0.7298                         | 0.1691   | 0.125                 | <b>0.21</b>                   |
| Ingresjonskontakt i tsunamipakken | 0.014                  | 0.32485                           | 0.3649                          | 0.2848                         | 0.04005  | 0.125                 | <b>0.132</b>                  |
| Isolasjonskontakt 2               | 0.014                  | 0.0712                            | 0.089                           | 0.0534                         | 0.0178   | 0.125                 | <b>0.127</b>                  |
| <b>Fadersvatnet</b>               |                        |                                   |                                 |                                |  |                       |                               |
| Isolasjonskontakt 1               | 0.014                  | 0                                 | 0                               | 0                              | 0  | 0.125                 | <b>0.125</b>                  |
| Ingresjonskontakt                 | 0.014                  | 0                                 | 0                               | 0                              | 0  | 0.125                 | <b>0.125</b>                  |
| Isolasjonskontakt                 | 0.014                  | 0                                 | 0                               | 0                              | 0  | 0.125                 | <b>0.125</b>                  |
| <b>Skoleveivatnet</b>             |                        |                                   |                                 |                                |  |                       |                               |
| Deglasiasjon                      | 0.015                  | 0.16                              | 0.2                             | 0.1                            | 0.05   | 0.125                 | <b>0.141</b>                  |
| <b>Høgklettmyra</b>               |                        |                                   |                                 |                                |  |                       |                               |
| Deglasiasjon                      | 0.013                  | 0.784                             | 0.834                           | 0.75                           | 0.042  | 0.125                 | <b>0.136</b>                  |

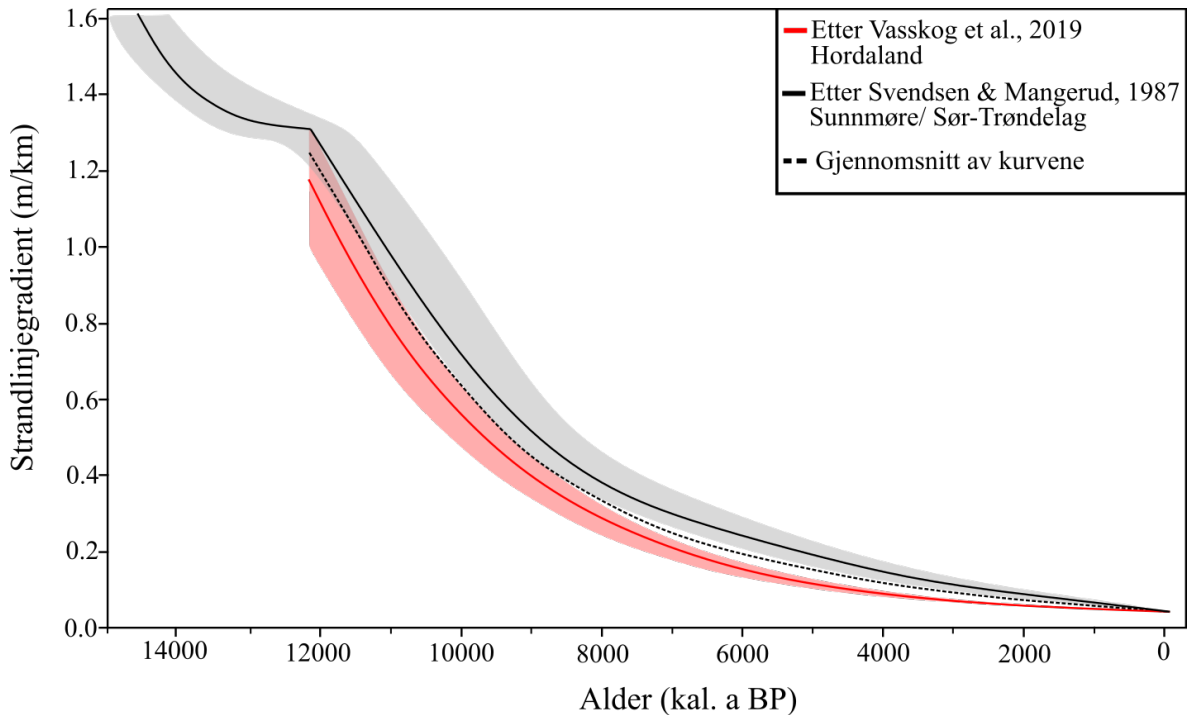


Fig. 5.5 Strandlinjegradienkurve for Hordaland (Vasskog et al., 2019) og Sunnmøre/Sør-Trøndelag (Svendsen og Mangerud, 1987) kalibrert i OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021a). Stiplet linje viser gjennomsnittet av begge kurvene og denne blir brukt til å justere for ulik landheving.

### 5.2.3 Modellert strandforskyvningskurve

Fig. 5.6 viser en modellert havnivåkurve for området ved Fadersvatnet basert på stratigrafien i bassengene (tabell 5.4) for å få frem usikkerhetene i kurveforløpet. For å få toppunkt for transgresjonene og regresjonene ble det utnyttet strandforskyvningskurver fra Hordaland og Sunnmøre for å estimere kurveløpet for det sennglasiale regresjonsminimumet og regresjonsminimumet i preboreal. Den modellerte kurven får frem usikkerheter ved kurveforløpet før det blir tilført tolkninger fra stratigrafi og landformer som er nyttige for den endelige havnivårekonstruksjonen.

Strandforskyvningskurven ble modellert etter aldrene på isolasjons- og ingresjonskontaktene. Strandlinjegradienter ble beregnet fra de andre kurvene ut til Fadersvatnet som satte en minimum og maksimumshøyde til sennglasialt regresjonsminimum, yngre dryas maksimum, tidlig holocen regresjonsminimum og Tapes maksimum. Korreleringen fra strandforskyvningskurvene fra Hordaland og Sunnmøre ble ikke gjort der det finnes havnivåindekspunkter hentet ut fra Værlandet.

Punktene oppgitt i modellen er havnivåindekspunktene (tabell 5.4). De korrelerte punktene fra Hordaland og Sunnmøre er gitt som følger; Minimumshøyden på det sennglasiale regresjonsminimum ble anslått til 1.21 meter under dagens havnivå (muh.), basert på at det er

en 10 meter høydeforskjell mellom senglasialt regresjonsminimum til yngre dryas maksimum i kurvene fra Hordaland. Maksimumshøyden for dette punktet ble angitt til rett under høyden på Duvevatnet på tilnærmet 4.5 moh., slik at punktet i modellen ble satt til middelveidien på  $1.645 \pm 2.855$  moh. for det senglasiale regresjonsminimumet. Yngre dryas maksimum er tolket til å ligge over Fadersvatnet på 7.29 moh. som gir minimumshøyden og under Utsiktsmyra på 10.3 moh. som gir maksimumshøyden. Punktet for YD maksimum ble derfor satt til  $8.8 \pm 1.5$  moh. i modellen ut ifra middelveidien (fig. 5.6).

Det tidlig holocene regresjonsminimumet er noe usikkert og ble ekstrapolert fra strandlinjediagrammene for Hordaland, Sunnmøre og Nord-Rogaland basert på YD-isobasene for å finne ut hvor langt det er ut til Værlandet. Ut fra Sotrakurven (Lohne et al., 2007) og en strandlinjegradiant på omtrent 0.5 m/km, er regresjonsminimumet estimert til omtrent 8-9 muh., utføres den samme justering for kurven fra Leinøy (Svendsen og Mangerud, 1987) gis en høyde på omtrent 14 muh. Det ble i tillegg utnyttet Karmøykurven (Vasskog et al., 2019), som gir en ekstrapolerthøyde til omtrent 4 muh. Punktet i kurven blir gitt som middelveidien mellom Leinøy og Karmøy til  $9 \pm 5$  muh.

Tapes maksimum er tolket til å være over Duvemyra med en justert terskelhøyde på omtrent 4 moh. og under Fadersvatnet på 7.29 moh. Punktet i modellen ble derfor gitt som middelveidien mellom disse punktene og er gitt som  $5.645 \pm 1.645$  moh. (fig. 5.6).

Tabell 5. 4: Overblikk over havnivåindekspunktene som er brukt for å konstruere strandforskyvningskurven for Værlandet. Høydene med usikkerhet er hentet fra tabell 5.1 og tabell 5.2.

| Havnivåindeks-punkter              | Dybde i kjernen (cm) | Alder 2 sigma (kal. a BP) | Alder median (kal. a BP) | Usikkerhet ( $\pm$ ) (år) | Høyde (moh. $\pm$ m) |
|------------------------------------|----------------------|---------------------------|--------------------------|---------------------------|----------------------|
| Utsiktsmyra isolasjonskontakt      | 635                  | 13774 - 14058             | 13916                    | 142                       | $10.31 \pm 0.129$    |
| Duvemyra isolasjonskontakt 1       | 523                  | 13800 - 14184             | 13992                    | 192                       | $4.66 \pm 0.1297$    |
| Duvemyra lakustrint maksimumspunkt | 506-507              | 12747 - 12695             | 12721                    | 26                        | $4.47 \pm 0.1306$    |
| Duvemyra isolasjonskontakt 2       | 400                  | 3879 - 3669               | 3774                     | 105                       | $3.80 \pm 0.1411$    |
| Fadersvatnet isolasjonskontakt 1   | 1037                 | 14106 - 13646             | 13876                    | 230                       | $7.29 \pm 0.125$     |
| Fadersvatnet ingresjonskontakt     | 981                  | 12532 - 12024             | 12278                    | 254                       | $7.29 \pm 0.125$     |
| Fadersvatnet isolasjonskontakt 2   | 947                  | 12014 - 11363             | 11688                    | 325                       | $7.29 \pm 0.125$     |
| Myrevågtjernet isolasjonskontakt 1 | 518                  | 11450 - 11363             | 11406                    | 44                        | $1.45 \pm 0.210$     |
| Myrevågtjernet isolasjonskontakt 2 | 200                  | 2733 - 2172               | 2452                     | 280                       | $1.25 \pm 0.127$     |

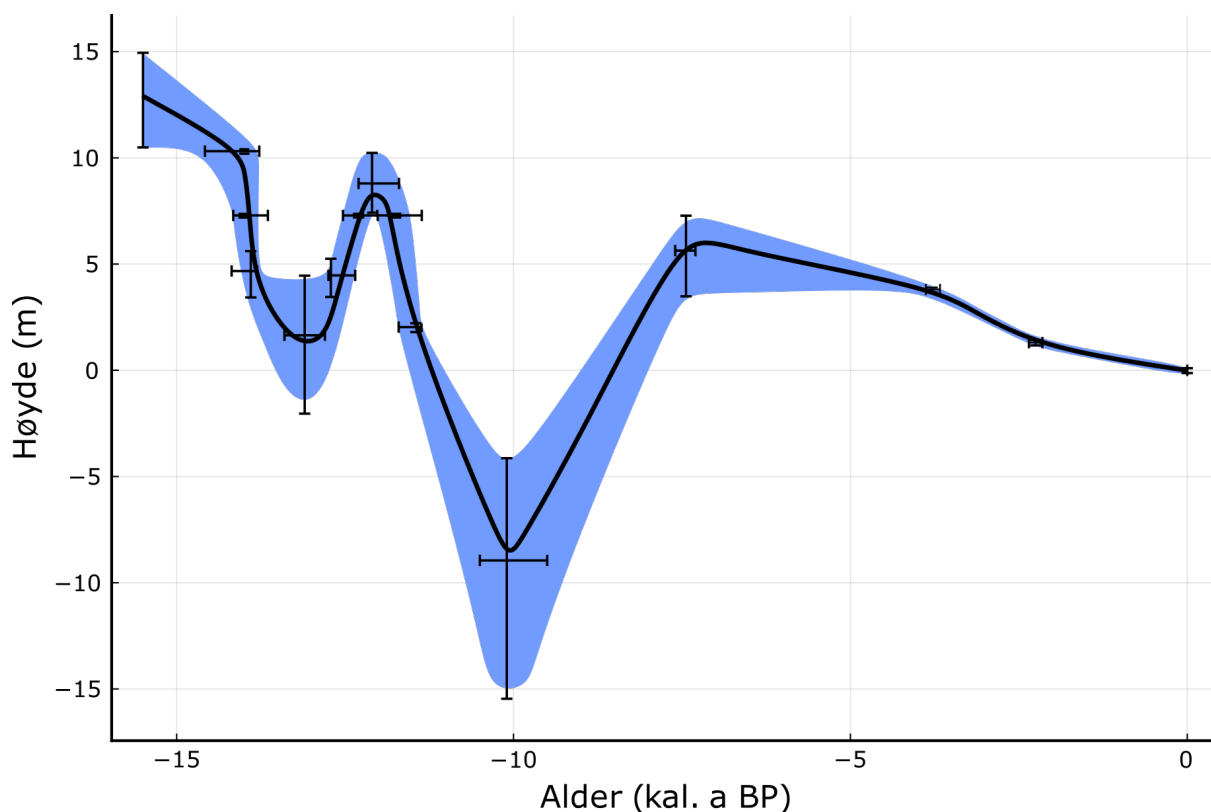


Fig. 5. 6: Statistisk modell utnyttet for å produsere en strandforskyvningskurve for Værlandet. Modellen har kjørt 500 individuelle kjøring. Kurven viser mest sannsynlige kurveforløp ut ifra input data og det blå felter viser 2 sigma (95%). Koden er modifisert fra Vasskog et al. (2019), den umodifiserte koden kan ses på [https://github.com/kahaaga/Vasskog\\_et\\_al\\_sealevel](https://github.com/kahaaga/Vasskog_et_al_sealevel).

### 5.2.5 Strandforskyvningskurven for Værlandet

Fra den modellerte kurven ble det lagt til tolkninger fra stratigrafi og landformer som kan avgrense høyden på det relative havnivået og et tolket kurveforløp blir presentert. Det ble utnyttet en antatt marin terrasse for å bestemme høyden på yngre dryas maksimum og en strandvoll til å anslå marin grense. Det ble også utnyttet litostratigrafi og biostratigrafi (Natterøy, 2013; Rousseau, 2022) for å kunne estimere den beste strandforskyvningskurven for Værlandet (fig 5.7).

#### Marin grense

Den marine grensen er tolket ut ifra biostratigrafi (Rousseau, 2022) til å ligge mellom Skoleveivatnet og Utsiktsmyra, det vil si mellom 15.18 og 11.02 moh. Fra Værlandet ble deglasiert til Utsiktsmyra ble isolert fra havet tok det mellom 1000 til 1500 år. Kurveforløpet er derfor noe usikkert fra den marine grensen frem til Utsiktsmyra ble isolert. Den kartlagte

strandvollen ved Duvemyra med topphøyde på 11.7 moh. er justert for skjev landhevning inn til Fadersvatnet, og får dermed en justert høyde på 12.3 moh.  $\pm$  1 m, der usikkerheten er lagt til fordi vi ikke vet nøyaktig hvor høyden på middelvann sto i forhold til toppen av vollen, og må antagelig justeres noe ned. Det er mye som tyder på at distinkte strandvoller dannes enten under en transgresjon eller ved lengere tids stillestående havnivå (Otvos, 2000). På Sunnmøre er distinkte strandvoller også knyttet til transgresjoner (Svendsen og Mangerud, 1987; Bondevik et al., 1998). Det virker derfor sannsynlig at strandvollen ved Duvemyra markerer den marine grensen og at det har vært en liten havnivåstigning opp til denne før havnivået sank inn mot det sennglasiale regresjonsminimumet (fig. 5.7). Dette er imidlertid en hypotese og er ikke vist stratigrafisk. Denne transgresjonen må i så fall ha skjedd like etter at området ble isfritt.

Kaldhol (1941) utførte terrassemålinger med høyder fra 17 til 22 moh. som er godt over kartlagt marin grense og er derfor antatt å ikke være marine terrasser. Det er også kartlagt strandvoller i høyder på 12.6 til 13.2 moh. Strandvollen på 13.2 moh. har også blitt beskrevet av Aa (1985). Disse er kandidater for marin grense, men siden de ikke ble funnet tilbake til ble de ikke utnyttet for havnivårekonstruksjon her.

### **Senglasialt regresjonsminimum**

Når Utsiktsmyra først ble isolert fra havet, sank havnivået raskt, og passerte både Fadersvatnet og Duvemyra på kun noen få hundre år, i prinsippet innenfor usikkerhetsmarginene til radiokarbondateringene. Det sennglasiale regresjonsminimumet er tolket til å ligge over Myrevågtjernet. Dette er tolket ut fra det høye innholdet av *Mytilus edulis* med allerød alder i diamiktonet (MA), som antas å ha blitt avsatt i bassenget før forstyrrelsen fra pakkis, og at det derfor har vært gjennomgående marint miljø i allerød. Dette er noe usikkert da skjellfragmentene i teorien kan ha blitt fraktet inn i bassenget, men det ses på som usannsynlig. Årsaken til regresjonen gjennom bølling/allerød er trolig et produkt av geoide deformasjon, grunnet lavere gravitasjonskraft når isdekket smeltet kraftig tilbake og bidro til den globale smeltevannspuls 1A (fig. 5.8) (Brendryen et al., 2020).

### **Yngre dryastransgresjonen**

Det er tydelig at på Værlandet har det vært en transgresjon som kulminerte i slutfasen av yngre dryas. Den har nådd Fadersvatnet og maksimumsnivået antas å korrespondere med en markant terrasse ved Duvevatnet. Det sennglasiale regresjonsminimumet ligger under terskelen til Duvemyra (3.8 moh. etter høyvannkorleksjon). Stratigrafien i Fadersvatnet viser fullmarine forhold i sen yngre dryas og havnivået må da ha stått høyere enn terskelen (Natterøy, 2013).



Transgresjonen har imidlertid ikke gått inn i Utsiktsmyra, som har en justert høyde på 10.2 moh.

Det er kartlagt en distinkt terrasse med en høyde på 9.3 moh. langs den indre terrassekanten, og den høyden stemmer godt overens med isobasekartet for yngre dryas strandlinjen (fig. 4.6) (Aarseth, 1980; Kartverket, 2022a). Denne høyden er justert inn til Fadersvatnet ved å bruke strandlinjegradiënten for yngre dryas på 1.23 m/km (fig. 5.5). Yngre dryastransgresjonens maksimum er tolket til å ha nådd opp til bakkanten av terrassen (9.3 moh.) under høyeste astronomiske høyvann (94 cm over middelvann) (Møller, 1984; Kartverket, 2022b). Det gir en ferdig justert høyde på 8.8 moh. relativt til middelvann som er brukt til å bestemme toppen av transgresjonen i strandforskyvningskurven (fig. 5.7).

Yngre dryastransgresjonen begynte trolig i sen allerød, da det begynnende fremrykket av isdekket førte til en økt vekt på landet, som slakket ned og muligens stoppet den isostatiske hevingen på Vestlandet (Lohne et al., 2007). Den raske eustatiske havnivåøkningen ble da raskere enn landhevningen og sammen med geoide deformasjon som økte gravitasjonskraften fra den tilførte ismassen førte til en heving av relativt havnivå (fig 5.8).

### **Holocen regresjonsminimum**

Umiddelbart etter yngre dryas har det vært et raskt fall i havnivå. Det er uklart hvor langt ned havnivået falt. Maurin Rousseau (2022) har i sin masteroppgave sammensatt kurven for Værlandet med kurven for eustasi og geoidedeformasjon fra Fønnes for å finne ut forløpet av landhevning (fig. 5.8). Isostatisk heving har igjennom holocen sannsynligvis hatt en eksponentiell reduksjon som er relativt jevn (Vasskog et al., 2019). Testing av ulike regresjonsminimum vil slå ut på den isostatiske hevningskurven, og ved å se på de ulike effektene som har vært styrende for havnivåforløpet at mest sannsynlig ligger regresjonsminimumet omtrent 4.7 muh. eller høyere (fig. 5.7; 5.8) (Rousseau, 2022).

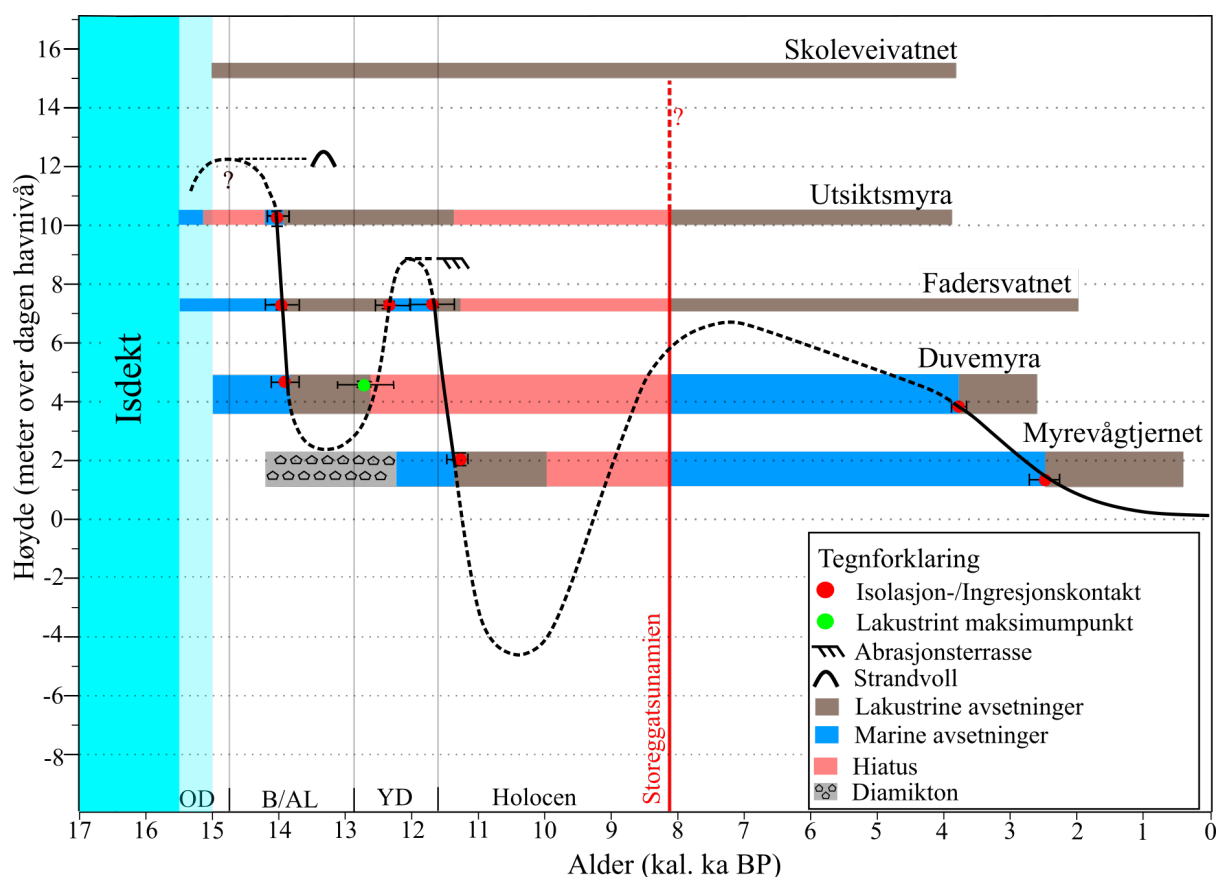


Fig. 5. 7 Strandforyskyvningskurve fra Værlandet. De ulike kjernene er markert i de ulike høydene over havet og havnivåindekspunktene med usikkerheter er markert. Området markert i rødt markerer manglende sedimenter (hiatus). Stiplet linje er noe usikkert kurveforløp for det relative havnivået.

### Tapestransgresjonen

Havnivået under Tapes-tiden passerer terskelhøyden til Duvemyra, og gir en minimumshøyde for Tapestransgresjonen ved omtrent 4 moh., mens maksimumsnivået er begrenset til 7.3 moh. da det er ingen spor etter Tapestransgresjonen i Fadersvatnet (Natterøy, 2013). Kaldhol (1941) beskrev to marine terrasser ved Hittun, øst på Værlandet hvor høyden er oppgitt til omkring 8 moh. Det er imidlertid uklart om disse er et resultat av Tapestransgresjonen eller om de er eldre.

I henhold til isobasekartet til Sørensen et al. (1987) ligger Tapesstrandlinjene på mellom 6 til 7 moh. på Værlandet (fig. 1.2) som stemmer godt overens med kurveforløpet som plasserer dette havnivået ved 6.6 moh. Det eksakte forløpet av Tapestransgresjonen er fremdeles usikkert ettersom sedimentene i Myrevågtjernet og Duvemyra er erodert vekk av Storeggatsunamien. Fra andre arbeid av strandforyskyvning langs ytterste delene av vestlandskysten ser det ut til at denne har kulminert for omtrent 7000 år siden (Kaland, 1984; Svendsen og Mangerud, 1987; Lohne et al., 2007; Vasskog et al., 2019).

Gjennom denne perioden slakket den isostatiske hevingen ned og var langsommere sammenlignet med økningen i det eustatiske havnivået (fig. 5.8) og er trolig grunnen for den raske stigningen i relativt havnivå.

### **Regresjon til dagens havnivå**

Tapestransgresjonen viser at den eustatiske stigningen er raskere enn den isostatiske landhevningen i dette tidsrommet (10 000 – 7000 år siden) (Fjeldskaar og Bondevik, 2020). Forløpet av havnivåstigningen er imidlertid ikke kartlagt med dateringer fra Værlandet ettersom Storegatsunamien har erodert bort sedimenter fra denne perioden. Tapestransgresjonen har ikke nådd inn i Fadersvatnet og topp av transgresjons antas å ha ligget ved 6.6 moh. Fra dette nivået har det vært et langsomt fallende havnivå frem til ca. 3800 år siden da Duvemyra ble isolert. Deretter ser det ut til at hastigheten på havnivåfallet har akselerert før det igjen flater ut etter isolasjonen av Myrevågtjernet for omtrent 2450 år siden som er tydelig i den modellerte kurven (fig. 5.6). Et lignende forløp er også observert flere steder langs kysten (Lohne et al., 2007; Vasskog et al., 2019). En mulig forklaring er at det eustatiske havnivået stabiliserte seg for omtrent 4000 år siden (Fairbanks, 1989; Lambeck et al., 2014). Som en konsekvens av dette har isostatisk heving blitt dominerende og det relative havnivået sank raskere (fig. 5.8).

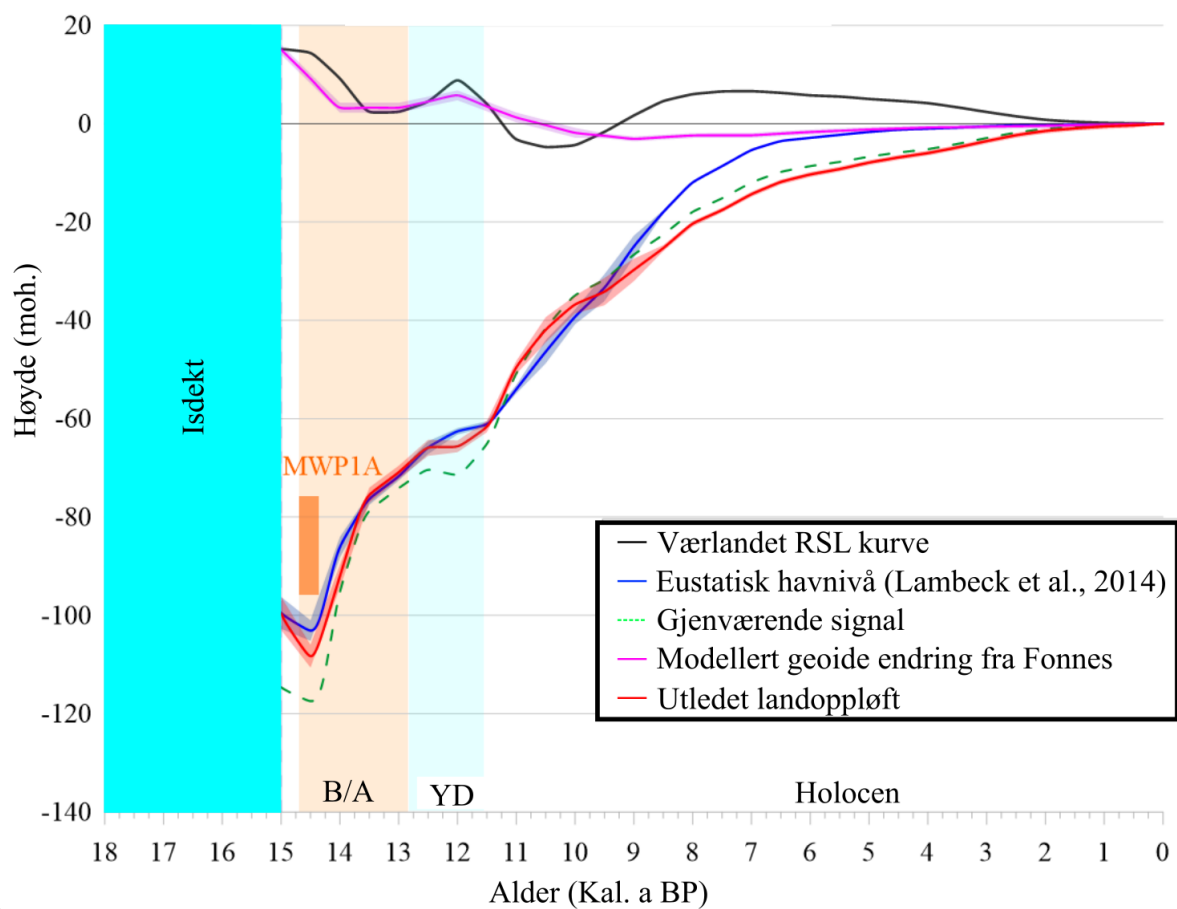


Fig. 5. 8. Komponenter av strandforskyvningskurven for Værlandet med modellert hevningsrate for Værlandet. Det eustatiske havnivået er plottet inn etter (Lambeck et al., 2014) og endringer i geoiden fra Fønnes. Smeltevanntilstand 1A er markert i figuren (MWP1A). B-A: bølling – allerød. YD: yngre dryas. Figuren er hentet fra (Rousseau, 2022).

### 5.2.5 Sammenligning av strandforskyvningskurver

Strandforskyvningskurven for Værlandet er sammenlignet med kurver fra andre områder på Sunnmøre og sørover langs kysten til Hordaland i fig. 5.9 (Svendsen og Mangerud, 1987; Svendsen og Mangerud, 1990; Bondevik et al., 1998; Lohne et al., 2007). Det skjer en endring i isobaseretningen langs kysten av Sør-Norge fra sluttfasen av allerød til yngre dryas (Lohne et al., 2007). Disse isobasene er dermed ikke parallelle, men krysser hverandre. På Sør-Vestlandet inntreer en markant transgresjon gjennom yngre dryas mens det på Sunnmøre er stillestående havnivå (fig. 5.9). På Værlandet ser det ut til at det har vært en transgresjon på omtrent 7 m mens på Sotra er amplituden på 10 m. Isobasekartet fra Aarseth (1980) ser dermed ut til å stemme godt overens med Værlandet da amplituden på yngre dryas transgresjonen minker sammenlignet med områdene lenger sør.

Det kan se ut til at den sennglasiale transgresjonen kulminerte til samme tid langs hele kysten av Sør-Vestlandet. På Sunnmøre er det ingen transgresjon, men snarere en utflating i kurveforløpet under yngre dryas, som antas å være fordi bremarginen under yngre dryas rykket helt ut til kysten på Sør-Vestlandet mens på Sunnmøre lå bremarginen lenger inn i landet (Hughes et al., 2016). Det mindre brefremstøtet ved Sunnmøre har ikke i samme grad slakket ned på landhevingen som i Hordaland. Det kan derfor antas at deglasiasjonsforløpet ved Askvoll er mer likt forløpet i Hordaland da havnivåhistorien er likere (Lohne et al., 2007).

Isobaseforløpet på Værlandet er ser ut til å stemme godt overens med gjennomsnitt av Sunnmøre og Hordaland, som gir en amplitude på YD-transgresjonen til 5 m, som på Værlandet er på 7 m. Isolasjonskontaktene under den sennglasiale regresjonen som kun er justert etter strandlinjegradianten fra Sunnmøre gir noe usikker strandlinjegradiant, men siden det her på Værlandet er kun snakk om noen få centimeter justering antas det derfor at resultatene er mer eller mindre nøyaktige innenfor de oppgitte usikkerhetene (tabell 5.3).

Den fremstilte strandforskyvningskurven fra Natterøy (2013) som var utgangspunktet bak denne oppgaven er sammenlignet med den nye kurven for Værlandet. En viktig ting å huske på er at kurven fra Natterøy (2013) er tegnet inn etter høyvann og det nøyaktige nivået er ikke spesifisert, men fra kurven ser den ut til å være på omtrent 1 m. Det betyr at kurven må justeres 1 m ned for å sammenlignes nøyaktig. De nye datapunktene fra stratigrafien i de nye bassengene viser en betydelig endring i strandforskyvningsforløpet (fig. 5.9). Den marine grensen er satt lavere med en mulighet for en liten transgresjon opp til marin grense tidlig etter deglasiasjonen. Amplituden på YD-transgresjonen er endret fra 10 m av Natterøy (2013) til omtrent 7 m. Det er også en endring i amplituden til Tapestransgresjonen der det tidlig holocene regresjonsminimumet er hevet med omtrent 5 m. Regresjonen fra Tapestransgresjonens

maksimum til dagens havnivå viser et knekkpunkt for omtrent 4000 år siden der regresjonshastigheten øker sammenlignet med en gradvis nedslakking av regresjonshastigeten vist i kurven fra Natterøy (2013).

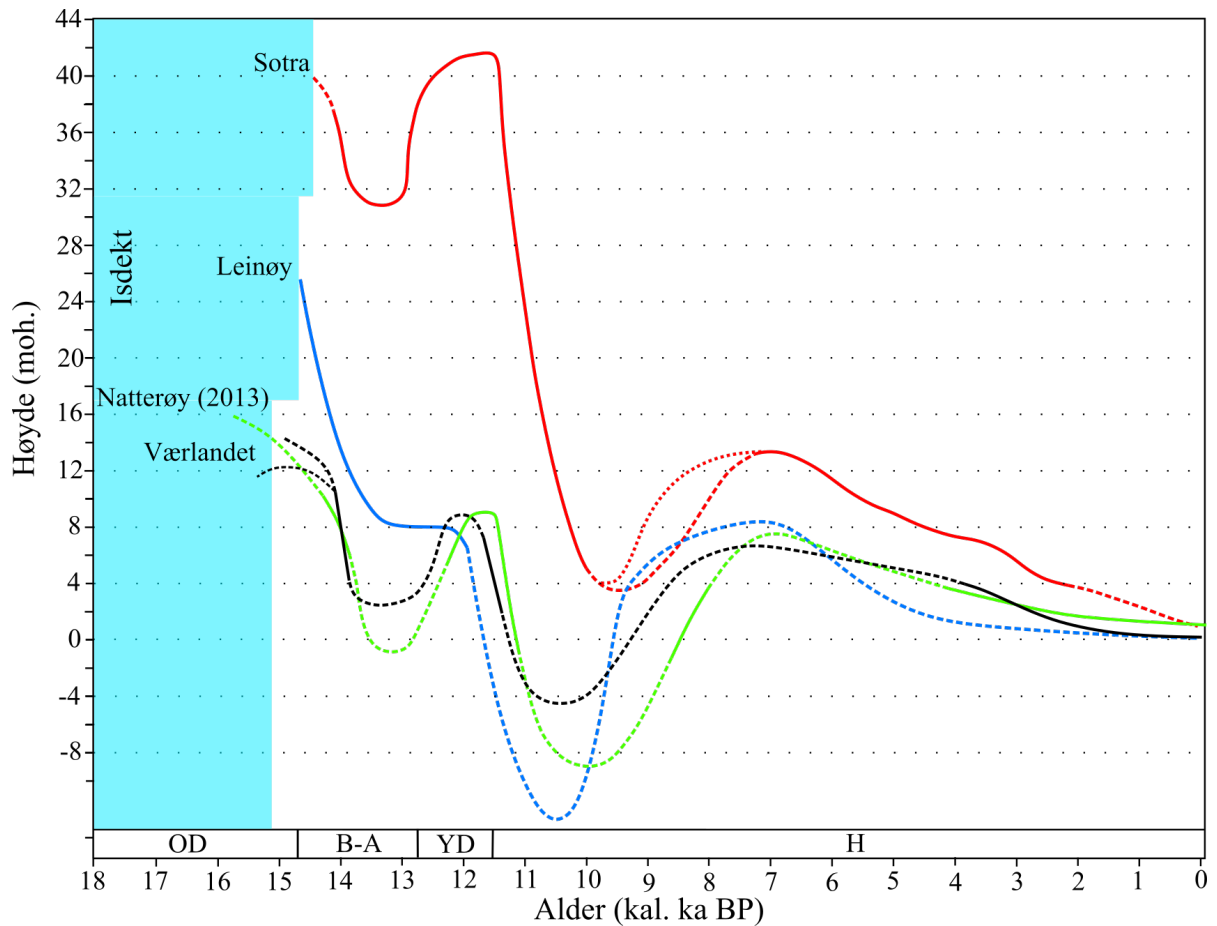


Fig. 5. 9 Strandforskyvningskurven fra Værlandet i dette studiet i sort og grønn fra Natterøy (2013), Sotra i rød (Lohne et al., 2007) og Leinøy i blå (Svendsen og Mangerud, 1987) satt sammen for å sammenligne trendene i de ulike kurvene. Kurven fra Sotra og Leinøy er kalibrert på nytt med OxCal v4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021a). OD: eldste dryas. B – A: bølling – allerød. YD: yngre dryas. H: holocen.

### 5.3 Storeggatsunamien

Storeggatsunamien slo innover Værlandet for  $8147.5 \pm 27.5$  kal. a BP (Bondevik et al., 2012). Det er funnet påvirkning etter Storeggatsunamien helt opp til Utsiktsmyra med en høyde på 11.02 moh. Skoleveivatnet er tolket til å ikke inneholde spor etter tsunamiavsetninger, selv om enhet SD kan minne om tsunamiavsetninger med varierende kornstørrelser. Men på grunnlag av dateringsprøve LuS-17500 som er hentet inn fra den overliggende enheten med en kalibrert alder på  $10835 \pm 253$  kal. a BP sammen med at den nedre grensen av enhet SD ikke ser ut til å være erosiv tolkes det at Storeggatsunamien ikke har påvirket bassenget. Dette gir en oppslagshøyde på tsunamien på mellom Utsiktsmyra og Skoleveivatnet, som i dag ligger mellom 11 og 15 moh.

Ut ifra den nye strandforskyvningskurven for Værlandet er havnivået estimert til å ligge på omtrent 6 moh. (fig. 5.7). i det tsunamien inntraff, men kurveforløpet er noe usikkert i dette intervallet. Dette gir en oppslagshøyde til Storeggatsunamien på Værlandet til mellom 5 til 9 m. På Sunnmøre er oppslagshøyden på 10-11 m, ved Austerheim ytterst i Fensfjorden er oppslagshøyden på mellom 3 til 5 m (Bondevik et al., 1997). En oppslagshøyde på mellom 5 til 9 m på Værlandet ser til å stemme godt overens med tidligere observasjoner.

## 6. Konklusjon

Det er konstruert en havnivåkurve for Værlandet basert på undersøkelser i 6 isolasjonsbassenger.

1. Værlandet ble isfritt i tidsrommet mellom 15000 og 15500 år siden.
2. Stratigrafien i Myrevågtjernet (MA) tyder på at tykk pakkis presset seg inn i bassenget under første halvdel av yngre dryas som på den måten deformerte og kompakterte sedimentene som lå her.
3. Den marine grensen (MG) er funnet til å ligge mellom 11 og 15 moh. og antas å korrespondere med en strandvoll (12.3 moh.) like ved lokaliteten Duvemyra. Strandvollen antas å reflektere en liten transgresjon opp til MG like etter at området ble isfritt.
4. Isolasjonsfateringene i tre bassenger (Utsiktsmyra, Fadersvatnet og Duvemyra) viser et raskt fallende havnivå i bølling kronosonet (14600-14000 kal. a BP) og antas å ha nådd et regresjonsminimum ved omkring 2 moh. i allerød.
5. Etter en stillstandperiode av ukjent varighet var det en distinkt transgresjon som kulminerte i sen yngre dryas og som nådde opp til 8.8 moh.
6. I tidlig holosen var det et raskt fallende havnivå med et påfølgende regresjonsminimum som må ha ligget flere meter under dagens havnivå. Storeggatsunamien, som skjedde for omtrent 8150 år siden har skylt inn i de fleste bassengene som ble undersøkt og har erodert bort mye av de eldre sedimentene som må ha ligget i disse.
7. Tapestransgresjonen er dårlig datert da Storeggatsunamien har skylt bort ingresjonskontaktene i bassengene, men må her ha nådd opp til ca. 6.6 moh.
8. Etter Tapes maksimum har det vært en periode med langsomt fallende havnivå frem til like etter 4000 år siden fulgt av en kortvarig periode med raskere regresjon.
9. De sennglasiale havnivåendringene på Værlandet reflekterer en periode med rask isavsmelting i bølling som resulterte i rask landhevning og synkende geoide. Den påfølgende havnivåstigningen hadde et lignende forløp, med en mindre amplitude enn det som er funnet lengre sør på kysten. Denne transgresjonen settes i sammenheng med det store brefremstøtet i yngre dryas som stoppet landhevningen. Knekkpunktet på kurven i tiden etter 4000 år siden kan tyde på det før dette har vært en eustatisk stigning som nå opphørte slik at landhevningen tok over styringen av havnivåforløpet.



## 7. Videre arbeid

Videre arbeid som kan utføres på Værlandet er kvartærgeologisk kartlegging for å kartlegge landformer som kan hjelpe med å frembringe en utbedret strandforskyvningskurve og muligens lokalisere landformene kartlagt av Kaldhol (1941). Det burde også brukes flere isolasjonsbassenger, da det fortsatt er flere bassenger i viktige høyder, men disse er noe vanskeligere å komme til. For å kartlegge den marine grensen bedre er det noen isolasjonsbassenger i høyder mellom Utsiktsmyra og Skoleveivatnet (11 – 15 moh.), bassenger mellom disse høydene er også egnet for å kartlegge en mer nøyaktig oppslagshøyde på Storeggatsunamien.

For å etablere datapunkter for det sennglasiale regresjonsminimumet burde flere bassenger i høyder rett over Myrevågtjernet utnyttes for å se om regresjonsminimumet kan etableres mer nøyaktig. Det kan også lønne seg å prøve å lokalisere bassenger som er noe mer isolert mot påvirkning av Storeggatsunamien for å se om stratigrafien kan ha blitt bevart fra tidlig holocen. En mulighet for å unngå erosjon fra Storeggatsunamien er å hente opp en kjerne fra Duvevatnet der det kanskje er mulig å finne et område tsunamien ikke har erodert i like stor grad. For holocen regresjonsminimum må det undersøkes marine bassenger, det er usikkert om det finnes noen marine isolasjonsbassenger da dette ikke er undersøkt i dette studiet.

Det kan også utføres videre arbeid for å øke forståelsen av enhet MA, diamiktonet i Myrevågtjernet. Bassenger i samme høyde og bassenger i tett relasjon til Myrevågtjernet eller lave bassenger på sørlig side av Værlandet burde undersøkes for å se om tilsvarende stratigrafi kan bli funnet eller om hendelsen er isolert til kun Myrevågtjernet.

## 7. Referanser

- AA, A. R. 1985. *Askvoll : beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1117 IV - M 1:50 000 (med fargetrykt kart)*, Trondheim, Universitetsforlaget.
- AARSETH, I. 1980. *Fjell og fjord, stein og jord*, Oslo, Gyldendal.
- AARSETH, I. & MANGERUD, J. 1974. Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. *Boreas*, 3, 3-22.
- AKSDAL, S. 1986. Holocen vegetasjonsutvikling og havnivåendringer i Florø, Sogn og Fjordane. Bergen: S. Aksdal.
- ALLEY, R. B., CLARK, P. U., HUYBRECHTS, P. & JOUGHIN 2005. Ice-Sheet and Sea-Level Changes. *Science*, 310, 456-460.
- ANDERSON, E.C., LIBBY, W.F., WEINHOUSE, S., REID, A.F., KIRSHENBAUM, A.D. & GROSSE, A., 1947. Radiocarbon from cosmic radiation. *Science*, 105(2735), pp.576-577.
- ANDERSEN, B. G., MANGERUD, J., SØRENSEN, R., REITE, A., SVEIAN, H., THORESEN, M. & BERGSTRÖM, B. 1995. Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary international*, 28, 147-169.
- ANUNDSSEN, K. 1985. Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichsel and Holocene, southern Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 39(4), 204-225.
- ARNOLD, J.R. & LIBBY, W.F., 1949. Age determinations by radiocarbon content: checks with samples of known age. *Science*, 110(2869), pp.678-680.
- BAKKE, J., LIE, Ø., HEEGAARD, E., DOKKEN, T., HAUG, G. H., BIRKS, H. H., DULSKI, P. & NILSEN, T. 2009. Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, 2, 202-205.
- BALASCIO, N. L., ZHANG, Z., BRADLEY, R. S., PERREN, B., DAHL, S. O. & BAKKE, J. 2011. A multi-proxy approach to assessing isolation basin stratigraphy from the Lofoten Islands, Norway. *Quaternary Research*, 75, 288-300.
- BJUNE, A. E., GREVE ALSOS, I., BRENDRYEN, J., EDWARDS, M. E., HAFLIDASON, H., JOHANSEN, M. S., MANGERUD, J., PAUS, A., REGNÉLL, C. & SVENDSEN, J. I. 2021. Rapid climate changes during the Lateglacial and the early Holocene as seen from plant community dynamics in the Polar Urals, Russia. *Journal of Quaternary Science*.
- BONDEVIK, S., LØVHOLT, F., HARBITZ, C., MANGERUD, J., DAWSON, A. & SVENDSEN, J. I. 2005. The Storegga Slide tsunami—comparing field observations with numerical simulations. *Ormen lange—an integrated study for safe field development in the storegga submarine area*. Elsevier.
- BONDEVIK, S., STROMO, S.K. & SKJERDAL, G., 2012. Green mosses date the Storegga tsunami to the chilliest decades of the 8.2 ka cold event. *Quaternary Science Reviews*, 45, pp.1-6.
- BONDEVIK, S., SVENDSEN, J. I., JOHNSEN, G., MANGERUD, J. & KALAND, P. E. 1997. The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and run up. *Boreas*, 26, 29-53.
- BONDEVIK, S., SVENDSEN, J. I. & MANGERUD, J. 1998. Distinction between the Storegga tsunami and the Holocene marine transgression in coastal basin deposits of western Norway. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 13, 529-537.
- BORCHERS, B., MARRERO, S., BALCO, G., CAFFEE, M., GOEHRING, B., LIFTON, N., NISHIZUMI, K., PHILLIPS, F., SCHAEFER, J. & STONE, J. 2016. Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. *Quaternary Geochronology*, 31, 188-198.

- BRAUER, A., HAUG, G. H., DULSKI, P., SIGMAN, D. M. & NEGENDANK, J. F. 2008. An abrupt wind shift in western Europe at the onset of the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, 1, 520-523.
- BRENDRYEN, J., HAFLIDASON, H., YOKOYAMA, Y., HAAGA, K. A. & HANNISDAL, B. 2020. Eurasian Ice Sheet collapse was a major source of Meltwater Pulse 1A 14,600 years ago. *Nature geoscience*, 13, 363-368.
- BRONK RAMSEY, C. 2021a. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51, 377-360.
- BRONK RAMSEY, C. 2021b. Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews*, 27, 42-60.
- CEDERSTRØM, J. M., VAN DER BILT, W. G. M., STØREN, E. W. N. & RUTLEDAL, S. 2021. Semi-Automatic Ice-Rafted Debris Quantification With Computed Tomography. *Paleoceanography and paleoclimatology*, 36, n/a.
- CROUDACE, I. W., RINDBY, A. & ROTHWELL, R. G. 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, 267, 51-63.
- CROUDACE, I. W. & ROTHWELL, R. G. 2015. *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a Non-Destructive Tool for the Environmental Sciences*, Dordrecht, Dordrecht: Springer Netherlands.
- DAHL, O. & FORSBERG, R. 1998. Geoid models around Sognefjord using depth data. *Journal of Geodesy*, 72, 547-556.
- DEAN, W.E., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44(1), pp.242-248.
- DEARING, J. A. 1994. *Environmental magnetic susceptibility: using the Bartington MS2 system*, Chi Pub.
- FAIRBANKS, R. G. 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- FARETH, O. W. 1987. *Glacial geology of Middle and Inner Nordfjord, western Norway*, Trondheim.
- FARINOTTI, D., HUSS, M., FÜRST, J. J., LANDMANN, J., MACHGUTH, H., MAUSSION, F. & PANDIT, A. 2019. A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth. *Nature geoscience*, 12, 168-173.
- FJELDSKAAR, W. & BONDEVIK, S. 2020. The Early-Mid Holocene transgression (Tapes) at the Norwegian coast—comparing observations with numerical modelling. *Quaternary Science Reviews*, 242, 106435.
- FJELDSKAAR, W., LINDHOLM, C., DEHLS, J. F. & FJELDSKAAR, I. 2000. Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1413-1422.
- FLEMING, K., JOHNSTON, P., ZWARTZ, D., YOKOYAMA, Y., LAMBECK, K. & CHAPPELL, J. 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and planetary science letters*, 163, 327-342.
- GEOTEK 2016. Multi-sensor Core-logger Manual, Northamptonshire: Storbritannia.
- GOEHRING, B. M., LOHNE, Ø. S., MANGERUD, J., SVENDSEN, J. I., GYLLENCREUTZ, R., SCHAEFER, J. & FINKEL, R. 2012. Late glacial and holocene <sup>10</sup>Be production rates for western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 27, 89-96.

- HAFLIDASON, H., BRENDRYEN, J., ELDEGARD, R. F., MANGERUD, J., ÓLAFSDÓTTIR, S., REGNÉLL, C. & SVENDSEN, J. I. 2021. High-resolution chronology of 24 000-year long cores from two lakes in the Polar Urals, Russia, correlated with palaeomagnetic inclination records with a distinct event about 20 000 years ago. *Journal of Quaternary Science*.
- HAFLIDASON, H., LIEN, R., SEJRUP, H. P., FORSBERG, C. F. & BRYN, P. 2005. The dating and morphometry of the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 123-136.
- HAFSTEN, U. 1983. Shore-level changes in South Norway during the last 13,000 years, traced by biostratigraphical methods and radiometric datings.
- HEATON, T. J., KÖHLER, P., BUTZIN, M., BARD, E., REIMER, R. W., AUSTIN, W. E. N., BRONK RAMSEY, C., 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, 779-820.
- HEIRI, O., LOTTER, A.F. & LEMCKE, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of paleolimnology*, 25(1), pp.101-110.
- HUGHES, A. L., GYLLENCREUTZ, R., LOHNE, Ø. S., MANGERUD, J. & SVENDSEN, J. I. 2016. The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45, 1-45.
- JANOWSKI, L., TRZCINSKA, K., TEGOWSKI, J., KRUSS, A., RUCINSKA-ZJADACZ, M. & POCWIARDOWSKI, P. 2018. Nearshore benthic habitat mapping based on multi-frequency, multibeam echosounder data using a combined object-based approach: A case study from the Rowy site in the southern Baltic sea. *Remote Sensing*, 10, 1983.
- JONES, R., SMALL, D., CAHILL, N., BENTLEY, M. & WHITEHOUSE, P. 2019. iceTEA: tools for plotting and analysing cosmogenic-nuclide surface-exposure data from former ice margins. *Quaternary Geochronology*, 51, 72-86.
- KALAND, P. E. 1984. Holocene shore displacement and shorelines in Hordaland, western Norway. *Boreas*, 13, 203-242.
- KALDHOL, H. 1941. *Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland*, Hellesylt, Tryggestads trykkeri.
- KARTVERKET 2022a. Høydedata. Tilgjengelig fra <https://hoydedata.no/LaserInnsyn> (Lest: 18.04.2022).
- KARTVERKET 2022b. Se havnivå, tidevann og vannstand. . Tilgjengelig fra <https://kartverket.no/til-sjos/se-havniva> (Lest: 10.04.2022).
- KJEMPERUD, A. 1986. Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. *Boreas*, 15, 61-82.
- LAMBECK, K. & CHAPPELL, J. 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 292, 679-686.
- LAMBECK, K., ROUBY, H., PURCELL, A., SUN, Y. & SAMBRIDGE, M. 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111, 15296-15303.
- LOHNE, Ø. S., BONDEVIK, S., MANGERUD, J. & SVENDSEN, J. I. 2007. Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary science reviews*, 26, 2128-2151.
- LOHNE, Ø. S., MANGERUD, J. & BIRKS, H. H. 2013. Precise 14 C ages of the Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from western Norway and their

- comparison with the Greenland Ice Core (GICC 05) chronology. *Journal of Quaternary Science*, 28, 490-500.
- LOHNE, Ø. S., MANGERUD, J. & BIRKS, H. H. 2014. IntCal13 calibrated ages of the Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from Kråkenes, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 29, 506-507.
- LOHNE, Ø. S., MANGERUD, J. & SVENDSEN, J. I. 2012. Timing of the Younger Dryas glacial maximum in western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 27, 81-88.
- MALVERN INSTRUMENTS. 2015. *A basic guide to particle characterization*. Worcestershire, United Kingdom. [Online]. [Accessed].
- MALVERN INSTRUMENTS. 2017. Malvern Mastersizer 3000 brukermanual. Worcestershire, United Kingdom.
- MANGERUD, J., BRINER, J. P., GOSLAR, T. & SVENDSEN, J. I. 2017. The Bølling-age Blomvåg Beds, western Norway: implications for the Older Dryas glacial re-advance and the age of the deglaciation. *Boreas*, 46, 162-184.
- MANGERUD, J., GOEHRING, B. M., LOHNE, Ø. S., SVENDSEN, J. I. & GYLLENCREUTZ, R. 2013. Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary science reviews*, 67, 8-16.
- MANGERUD, J., GYLLENCREUTZ, R., LOHNE, Ø. & SVENDSEN, J. I. 2011. Glacial History of Norway. Elsevier Science & Technology.
- MANGERUD, J., HUGHES, A. L., SÆLE, T. H. & SVENDSEN, J. I. 2019. Ice-flow patterns and precise timing of ice sheet retreat across a dissected fjord landscape in western Norway. *Quaternary Science Reviews*, 214, 139-163.
- MARRERO, S. M., PHILLIPS, F. M., BORCHERS, B., LIFTON, N., AUMER, R. & BALCO, G. 2016. Cosmogenic nuclide systematics and the CRONUScal program. *Quaternary Geochronology*, 31, 160-187.
- MØLLER, J. J. 1984. Holocene shore displacement at Nappstraumen, Lofoten, North Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 64, 1-5.
- NATTERØY, T. 2013. Strandforskyvning og isavsmelting på Værlandet, i Askvoll kommune. *Masteroppgave. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.*, 79.
- NESJE, A., 1992. A piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arctic and alpine research*, 24(3), pp.257-259
- NESJE, A. & DAHL, S. O. 1990. Autochthonous block fields in southern Norway: implications for the geometry, thickness, and isostatic loading of the Late Weichselian Scandinavian ice sheet. *Journal of Quaternary Science*, 5, 225-234.
- NÆSSET, E. & BERGSAKER, E. 1999. *Anvendelse av GPS og DGPS i norsk skogbruk : bruksområder, skranker og utviklingsbehov*, Oslo, Norskog.
- ORVIKU, K., JAAGUS, J. & TÖNNISSON, H. 2011. Sea ice shaping the shores. *Journal of Coastal Research*, 681-685.
- OTVOS, E. G. 2000. Beach ridges—definitions and significance. *Geomorphology*, 32, 83-108.
- PELTIER, W. R. 2002. On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene. *Quaternary science reviews*, 21, 377-396.
- REIMER, P. J., AUSTIN, W. E., BARD, E., BAYLISS, A., BLACKWELL, P. G., RAMSEY, C. B., BUTZIN, M., CHENG, H., EDWARDS, R. L. & FRIEDRICH, M. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62, 725-757.
- REVHAUG, I. 2019. Om høyde og ny vertikal referanseramme NN2000. *Kart og Plan*, 112, 54-64.

- RIGNOT, E., MOUGINOT, J., SCHEUCHL, B., VAN DEN BROEKE, M., VAN WESSEM, M. J. & MORLIGHEM, M. 2019. Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979-2017. Washington.
- ROMUNDSET, A. & BONDEVIK, S. 2011. Propagation of the Storegga tsunami into ice-free lakes along the southern shores of the Barents Sea. *Journal of Quaternary Science*, 26, 457-462.
- ROMUNDSET, A., LAKEMAN, T. R. & HØGAAS, F. 2018. Quantifying variable rates of postglacial relative sea level fall from a cluster of 24 isolation basins in southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 197, 175-192.
- ROUSSEAU, M. 2022. Relative sea-level reconstruction from the Late glacial through the Holocene in Værlandet, western Norway. *Masteroppgave. Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.*, Ikke publisert.
- SEJRUP, H. P., CLARK, C. D. & HJELSTUEN, B. O. 2016. Rapid ice sheet retreat triggered by ice stream debuttressing; evidence from the North Sea. *Geology (Boulder)*, 44, 355-358.
- SIMPSON, M. J. R., BREILI, K. & KIERULF, H. P. 2013. Estimates of twenty-first century sea-level changes for Norway. *Climate dynamics*, 42, 1405-1424.
- SKAVEN-HAUG, S. 1931. Skaerfasthetsforsok med leire. *Norges statsbaner, meddelande*, 6, 101-105.
- SKJERLIE, F. J. 1985a. Berggrunnskart Askvoll 1117 IV, 1:50 000. *Norsk geologiske undersøkelse*.
- SKJERLIE, F. J. 1985b. Berggrunnskart Melvær 1017 I, M. 1:50 000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- STROEVEN, A. P., HEYMAN, J., FABEL, D., BJÖRCK, S., CAFFEE, M. W., FREDIN, O. & HARBOR, J. M. 2015. A new Scandinavian reference  $^{10}\text{Be}$  production rate. *Quaternary Geochronology*, 29, 104-115.
- STØFRING, E. A. 2019. Isavsmeltningshistoria ved munningen av Sognefjorden. Ein studie basert på eksponeringsdateringe av flyttblokker på Værlandet og isskuringsobservasjonar. *Masteroppgave. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen*.
- SVENDSEN, J. I., BRINER, J. P., MANGERUD, J. & YOUNG, N. E. 2015. Early break-up of the Norwegian channel ice stream during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, 107, 231-242.
- SVENDSEN, J. I. & MANGERUD, J. 1987. Late Weichselian and holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *J. Quaternary Sci*, 2, 113-132.
- SVENDSEN, J. I. & MANGERUD, J. 1990. Sea-level changes and pollen stratigraphy on the outer coast of Sunnmøre, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 70, 111-134.
- SØRENSEN, R., BAKKELID, S. & TORP, B. 1987. Landhevning. Nasjonalatlas for Norge. Hovedtema 2: Landformer, berggrunn og løsmasser. *Kartblad 2.3.3 Statens kartverk*.
- VASSKOG, K., SVENDSEN, J. I., MANGERUD, J., AGASØSTER HAAGA, K., SVEAN, A. & LUNNAN, E. M. 2019. Evidence of early deglaciation (18 000 cal a bp) and a postglacial relative sea-level curve from southern Karmøy, south-west Norway. *Journal of quaternary science*, 34, 410-423.
- WARD, S. L., NEILL, S. P., SCOURSE, J. D., BRADLEY, S. L. & UEHARA, K. 2016. Sensitivity of palaeotidal models of the northwest European shelf seas to glacial isostatic adjustment since the Last Glacial Maximum. *Quaternary science reviews*, 151, 198-211.
- WEBER, M. E., NIESSEN, F., KUHN, G. & WIEDICKE, M. 1997. Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. *Marine Geology*, 136, 151-172.

