

Martin Buran

Holocen strandforskyvning i Lødingen kommune

Et isolasjonsbassengstudie med Tapes-
transgresjonen som fokus

Masteroppgave i Master i geografi

Veileder: Anders Romundset

Juni 2022



Martin Buran

Holocen strandforskyvning i Lødingen kommune

Et isolasjonsbassengstudie med Tapes-
transgresjonen som fokus

Masteroppgave i Master i geografi
Veileder: Anders Romundset
Juni 2022

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Fakultet for samfunns- og utdanningsvitenskap
Institutt for geografi



Kunnskap for en bedre verden

Sammendrag

På sørsiden av Hinnøya er det tidligere ikke blitt utført arbeid for å analysere strandforskyvning siden deglasiasjonen. I Lødingen kommune ble to basseng boret og analysert for å undersøke hvorvidt tidligere etablerte isobaser for Tapes-transgresjonen i midt-holocen stemmer med data fra isolasjonsbasseng. Samtidig som makrofossiler, multi-sensor core-logging, røntgenfotografi, radiokarbondateringer, pollendata og litologisk beskrivelse ble brukt for å tolke kjernene, ble også nærliggende hevede strandlinjer brukt for å presisere Tapes-transgresjonens maksimale utbredelse.

Begge bassengene, som representerer ulike likevektslinjer for strandforskyvning (isobase), presenterer data som viser at Tapes-transgresjonen nådde ~5 meter over tidligere rekonstruksjoner. Dette ble tolket gjennom bassengenes stratigrafi, hvor overgangene mellom lakustrine og marine forhold beskrives av bl.a. makrofossiler, litologi og organisk innhold. Dateringer viser at Øvrevatnet (24,7 moh.) ble isolert to ganger, innledningsvis ~9240 år før nåtid (cal a BP) og fra Tapes-transgresjonen ~8200 cal a BP. Ingresjonen av Øvrevatnet tok sted ~9100 cal a BP. Langvatnet (19,4 moh.), lokalisert ~25 km lengre i retning vest-sørvest ble isolert to ganger, innledningsvis ~9550 cal a BP og av Tapes-transgresjonen ~6500 cal a BP. Ingresjonen for Langvatnet ble erodert bort og resedimentert av Storegga-tsunamien.

Nærliggende hevede strandlinjer kunne presisere Tapes-transgresjonen ved Øvrevatnet til å nå 24,5-25,0 moh., mens fraværet av gode strandlinjer, samt erosjon av ingresjonskontakten, gjorde at ingen ytterligere presisjon av Tapes-transgresjonen kunne foretas for Langvatnet. Uansett kan en Tapes-transgresjon-maksimum settes til minst 21,2 moh.

Sammenlagt presenterer data fra dette arbeidet at tidligere litteraturs Tapes-isobaser for Hinnøya må justeres vestover omtrent 20 km. Dataen foreslår også at en viss amplitude for Tapes-transgresjonen rundt Øvrevatnet anerkjennes (minst 1,5 meter), og at de rundt Langvatnet anerkjennes en transgresjonsamplitude på minst 366 cm.

Abstract

On the southern coast of Hinnøya, there has never previously been produced a shoreline displacement study for the time after the last deglaciation. In Lødingen municipality, two basins were cored and analysed to examine whether already existing isobases for the Tapes-transgression are valid compared with data from isolation basins gathered in this thesis. Macrofossils, multi-sensor core-logging, x-ray imagery, radiocarbon dating, pollen data and lithological descriptions were all used as methods to interpret the cores. Alongside these methods, nearby raised shorelines were used to precisely map the Tapes-transgression maximum reach.

Both examined basins, which represents each their imaginary line of equal shoreline displacement (isobases), present data that show the Tapes-transgression as reaching ~5 meters above earlier reconstructions. This is interpreted through basin stratigraphy, where the transition between lacustrine and marine environments are described by e.g., macrofossils, lithology, and organic content. Radiocarbon dates show that Øvrevatnet (24,7 m. asl.) was isolated twice, first ~9240 cal a BP and by the Tapes-transgression ~8200 cal a BP. The ingression of Øvrevatnet happened ~9100 cal a BP. Langvatnet (19,4 m. asl.), located ~25 km further west- southwest was also isolated twice, first ~9550 cal a BP and by the Tapes-transgression ~6500 cal a BP. The ingression of Langvatnet was eroded and redeposited by the Storegga-tsunami.

Nearby raise shoreline could accurately place the Tapes-transgression maximum at 24,8-25,0 m. asl. for Øvrevatnet, while Langvatnet had no significant raised shorelines to help accurately plot the Tapes-transgression. The erosion of the ingression also complicated the construction of the relative sea level curve. Regardless, we can establish a minimum Tapes maximum of 21,2 m. asl. for Langvatnet.

All in all, the data presented in this thesis indicate that the Tapes-isobase for Hinnøya ought to be adjusted westwards roughly 20 km. The data also suggest that a certain amplitude for the Tapes-transgression around Øvrevatnet (at least 1,5 meters) should be recognized, and at least 366 cm around Langvatnet.

Forord

Jeg visste allerede under bachelorgraden at geografi var fagfeltet jeg ønsker å tilbringe arbeidslivet mitt i. Det var riktignok under andre år, hvor jeg dedikerte all min tid og energi på denne masteroppgaven, at jeg innså at jeg også var forelsket i forskningsprosessen.

Vemodig nok kan en ikke forbli student i evig tid, men når jeg vet hvilket arbeidsliv som venter meg er jeg ikke spesielt bekymret over å endre tilværelse.

Jeg vil gjerne takke min veileder og arbeidsgiver Anders Romundset for utømmelig kunnskap i fagfeltet, hans evige interesse i å lære meg og diskuterer alt jeg har spurt om, og hans tillit til meg som student, arbeidstaker og kommende kvartærgeolog. Uten din hjelp og forslag til masteroppgave ville jeg aldri elsket prosessen så mye, og mitt forhold til fagfeltet ville aldri utviklet seg på samme måte. Ditt urokkelige pågangsmot, og måten du møter hver del av forskningsprosessen (spesielt feltarbeid) med iver og nysgjerrighet motiverer meg stort.

Jeg vil også takke min foreleser Chantel Nixon, som helt siden introduksjonsfaget i naturgeografi har svart meg på alle mine spørsmål og motivert meg til å studere hardt. Du hadde alltid kontordøren åpen dersom jeg hadde et spørsmål eller noe på hjertet, og til tross for din stappfulle timeplan var det alltid 5 minutter til overs når jeg kom innom. Uten all din hjelp ville jeg heller ikke deltatt på feltkurs i Russland, en opplevelse jeg vil ha livet ut.

Videre vil jeg takke NGU for muligheten til å delta på feltarbeid i Lødingen og Mandal, hvor jeg ble litt mer tørr bak ørene når det kommer til forskningslivet i myra. Til tross for tidvis lange og tunge regnværsdager iført gummistøvler og med et russerbor over skuldra, elsket jeg hvert eneste sekund. Takk til Lina Gislefoss for tålmodighet og uendelige pragmatiske tips i felt; taus kunnskap jeg vil ha bruk for i mange år fremover. Tusen takk til Fredrik Høgaas som hjalp meg å innse hvor mye nysgjerrighet og gåpåhumør går hånd i hånd i og utenfor felt. Du innså fort hvor ivrig jeg var til å lære mer, noe du fasiliterte både i felt og når enn jeg smatt innom kontordøra di på NGU. Jeg vil også takke Martin Klug fra NGU for hjelp med å utføre MSCL, samt Lene Halvorsen fra UiB for utføringen og resultatene fra pollenanalysen på deler av kjernematerialet.

Å studere har gitt meg mye glede, men det å være student har lært meg mest. Jeg vil gjerne takke alle mine medstudenter for å ha gitt meg de beste årene av mitt liv.

Sist, men ikke minst vil jeg takke mine foreldre, min familie, mine nærmeste venner og min kjæreste for all støtte gjennom studietiden. Uten dere hadde jeg ikke vært den jeg er i dag.

Innhold

1	Introduksjon	1
1.1	Mål og problemstilling	1
1.2	Områdebeskrivelse og bakgrunn	4
1.3	Glacial og klimatologisk historie av studieområdet	6
2	Teori	11
2.1	Strandforskyvning	11
2.1.1	Isobaser	12
2.1.2	Strandforskyvning langs norskekysten	12
2.1.3	Isolasjonsbasseng	17
2.1.4	Havnivåendringens komponenter	17
2.2	Glacialer og interglacialer	23
2.2.1	Marine isotope stages (MIS) - Isotoptrinn	24
2.3	Radiokarbondatering	25
2.3.1	AMS-datering	25
2.3.2	Feilkilder	26
2.3.3	Kalibrering fra ¹⁴ C-år til kalenderår	27
2.3.4	Inorganisk karbon	28
2.4	Røntgenfotografi	28
2.5	Magnetisk susceptibilitet	28
3	Metode	30
3.1	Fjernmåling og lokalt tidevann	30
3.2	Datainnsamling i felt	32
3.2.1	Russerbor	34
3.2.2	Slagbor/perkusjonsbor	35
3.3	Laboratoriearbeid	36
3.3.1	Makrofossilanalyse	36
3.3.2	Radiokarbondatering	40
3.3.3	Multi-Sensor Core Logging	42
4	Resultat med tolkning	45
4.1	Øvrevatnet	45
4.1.1	LØD-5	47
4.2	Langvatnet	55

4.2.1	ØKS-6	56
5	Diskusjon.....	66
5.1	Strandforskyvning i Lødingen.....	66
5.1.1	Geomorfologi mot isolasjonsbasseng og MV	68
5.1.2	Tapes-transgresjonen	75
5.1.3	Marin grense	77
5.1.4	Regresjonsrater	80
5.2	Makrofossiler som metode	81
5.3	Revidering av Tapes-isobaser	84
5.4	Mulige spor av Storegga-tsunamien i Lødingen	86
6	Oppsummering	90
6.1	Videre forskning.....	91
7	Referanser.....	92

Appendiks 1: Oversikt over vannstands nivåer for Vestbygda i Lødingen kommune

Appendiks 2: Makrofossilanalyse for ØKS-6

Appendiks 3: Makrofossilanalyse for LØD-5

Appendiks 4: Pollendiagram av LØD-5 cm 645-715

Figurer

Figur 1.1 Oversikt over studieområdet med de aktuelle bassengene for dette arbeidet	4
Figur 1.2 Kwartærgeologisk kartlegging av studieområdet.....	5
Figur 1.3 Berggrunnsgeologisk kart over studieområdet.....	6
Figur 1.4 Rekonstruksjon av T-L-hendelsen i Hinnøya-Ofoten	8
Figur 1.5 Justert kart over T-L hendelsen	9
Figur 1.6 Korrelasjon av Æresvatn-stratigrafien fra Andøya	10
Figur 2.1 Typisk utvikling av strandlinjer i norsk setting.....	12
Figur 2.2 Strandforskyvningskurver langs norskekysten.....	13
Figur 2.3 Figur fra Møller (1987) over strandvoller og strandterrasser.....	14
Figur 2.4 Isobasen for Tapes-strandlinjen	16
Figur 2.5 Forholdet mellom havnivåstigning og landhevning.....	18
Figur 2.6 Glasial isostasi.....	19
Figur 2.7 Geoidal endring i havnivå mellom 10 ka til 7 ka BP	20
Figur 2.8 Figur over månens relative posisjon til sola og jorda.....	21
Figur 3.1 Skisse over isolasjonsbassengmetoden	32
Figur 3.2 Russerboring i felt	34
Figur 3.3 Skisse av russerbor	34
Figur 3.4 Skisse av typen slagbor som ble brukt under feltarbeidet.....	35
Figur 3.5 Slagboring fra MS Dryas i felt ved et basseng i Lødingen	36
Figur 3.6 Eksempel på makrofossiler funnet i LØD-5 og ØKS-6 sett i mikroskop	38
Figur 3.7 Eksempel på kalibrering av radiokarbonaldre.....	41
Figur 4.1 Relevante hevede strandlinjer for problemstillingen	46
Figur 4.2 Kjernelogg over LØD-5	48
Figur 4.3 Strandforskyvningskurve for Øvrevatnet.....	55
Figur 4.4 Kjernelogg over ØKS-6	58
Figur 4.5 Strandforskyvningskurve for Langvatnet.....	65
Figur 5.1 Relativ havnivåendring ved Langvatnet.....	67
Figur 5.2 Relativ havnivåendring ved Øvrevatnet.....	68
Figur 5.3 Tapes-strandterrasse 2 km nordøst for Øvrevatnet	69
Figur 5.4 Strandvoll ved Lødingen sentrum, med høydeprofil.....	70
Figur 5.5 Strandlinje lokalisert ca. 3,5 km sørvest for Lødingen sentrum.....	70
Figur 5.6 Tolket abrasjonstrinn fra Tapes-transgresjonen ved Saltvatnet	73

Figur 5.7 Bilde av mulig strandlinje 2,1 km øst for Langvatnet.....	74
Figur 5.8 Mulig MG-strandlinje ved Langvatnet.....	78
Figur 5.9 Strandlinje 2 km nord-øst for Øvrevatnet	79
Figur 5.10 Revidert kart over Tapes-isobasene over Hinnøya	85
Figur 5.11 Storegga-skredets skredsår og avsetningsområde	87

Tabeller

Tabell 3.1 Oversikt over makrofossilene identifisert i dette arbeidet.....	39
Tabell 4.1 Dateringsresultater for LØD-5.....	53
Tabell 4.2 Dateringsresultater for ØKS-6.....	63

Forkortelser

Cal a BP	Kalibrert alder før nåtid (1950)
AMS	Akseleratormassespektrometri
Ka	Kiloannum, 1 000 år
Ma	Megaannum, 1 000 000 år
HAT	Høyeste astronomisk tidevann
LAT	Laveste astronomisk tidevann
MV	Middelvann
MG	Marin grense
MSCL	Multi-Scanner Core Logger
MS	Magnetisk Susceptibilitet
T-L	Tromsø-Lyngen-hendelsen
YD	Yngre dryas
σ	Sigma; standardavvik
μ	My; vektet gjennomsnitt
LiDAR	Light Detection and Ranging
TPM	Terrestrisk plantemateriale

1 Introduksjon

Siden siste istids maksimum for omtrent 20 000 år siden har innlandsisen som dekte Eurasia smeltet vekk. Som resultat av isens vekt ble landmassen presset ned, mens under og etter nedsmeltingen ble landet igjen løftet opp. Samtidig tilførte smeltende isbreer vann til verdenshavene, som fikk havet til å stige. Globalt har steget havet med omtrent 130 meter (Benn & Evans, 1998) med en noe variert fordeling.

Landet og havet i Norge steg riktignok ikke i samme rate lokalt, og over tid har ratene endret seg. Forholdet mellom ratene resulterer i *relativ havnivåendring*, eller strandforskyvning. Ved sterkere landhevning enn havnivåstigning vil landet heve seg relativt til havet, og strandlinja vil forflytte seg nedover i terrenget; en regresjon. På det mest ekstreme i Norge opplevde indre Oslofjord en strandforskyvning på rundt 220 høydemeter siden siste istid, mens ved Tregde har havet variert fra omtrent -6 moh. til 3 moh. (Romundset et al., 2015).

I Norge i dag oppleves et stigende havnivå lengst ut på kysten (en transgresjon), og fortsatt synkende havnivå i indre kyststrøk (Simpson et al., 2015). I et endrende klima vil havet stige, isen fortsette å smelte og stormer bli kraftigere mens landet vil fortsette sin gradvise minkende heving (Bye et al., 2013).

I Norge forventes havnivået å stige langs hele kysten ut neste århundre (Simpson et al., 2015). Dersom vi følger et lav-utslippsscenario (RCP2.6) er havet estimert til å stige mellom -10 og 30 cm frem til år 2100. RCP4.5 og RCP8.5 estimerer henholdsvis 0-35 cm og 15-55 cm i havnivåendring. Disse vil variere romlig, men vil forbli under det globale gjennomsnittet langs hele norskekysten. Havnivåendringensraten vil trolig overgå 10 mm/år før år 2100, mens vi i dag opplever en gjennomsnittlig havnivåendring langs norskekysten på 1,9; 2,4 og 3,9 mm/år henholdsvis for periodene 1960–2010, 1984–2014 og 1993–2014. Variasjonen viser den økende trenden av havnivåendringssrate jo nyere data man bruker (Simpson et al., 2015). Et resultat av økt havnivå er at stormhendelser også vil nå høyere opp i det lavtrykkssystemer når kysten vår (Vousdoukas et al., 2018). Per i dag vil en 200-års stormflohendelse potensielt påvirke 400 km² landareal, 105 000 bygninger og 510 km med vei (Breili et al., 2020).

1.1 Mål og problemstilling

Forståelse av tidligere havnivåendring og dens samspill med landhevning vil gi viktig kunnskap om hvordan fremtiden vil påvirke mennesker og infrastruktur i kystnære strøk. Per 2012 bodde 78% av Norges befolkning i kommuner med kystlinje (Søbye, 2014), hvor flere

av tettstedene er lokalisert ved elveos ut mot havet. For å sikre fremtidig trygghet for kystnær befolkning og infrastruktur må oppløsningen på data over tidligere havnivå økes.

Nøkkelen til å forstå fremtiden er fortiden, og dette arbeidet ønsker å innhente ny kunnskap om postglasial strandforskyvning i et område hvor data er mangelfullt. Ved å ta for seg myr- og innsjøavsetninger i bassenger som har hevet seg opp fra under havnivået kan en analysere stratigrafien for å se hvordan havnivået har endret seg siden isen forsvant. Uforstyrrede sedimenter vil fremstå som en dagbok for bassenget, og vil beskrive hvordan avsetningsmiljøet har endret seg over tid. Dette gjør at isolasjonsbasseng-metoden er velegnet for å analysere overgangene mellom marin og lakustrine avsetningsmiljøer (Lowe & Walker, 1997).

Strandforskyvningskurver basert på isolasjonsbassengmetoden har blitt produsert bl. a. lengre ut i Lofoten og Vesterålen (Møller, 1984; Vorren & Moe, 1986) og Tromsø/Lyngen (Corner & Haugane, 1993; Rasmussen et al., 2018). Sandstrand, nord-øst for Tjeldbrua, har bidratt til en modellert strandforskyvningskurve på basis av strandterrasser funnet der (Møller, 1989). På sør-østsiden av Hinnøya har dette arbeidet ikke vært utført før. Produksjonen av en strandforskyvningskurve for dette området vil bidra med data over relativ havnivåendring i et nytt område; et område som også har vist seg å gi problematiske resultat under interpolering av tidligere isobaser (Bergstrøm et al., 2005).

Ved å analysere to basseng på ulike isobaser kan funn resultater i større grad trekkes ut i større sammenhenger. Ergo vil detaljene bak Tapes-transgresjonen og strandforskyvning ellers bli beskrevet av et større datagrunnlag på et større geografisk område.

Problemstillingene for dette arbeidet vil derfor lyde:

- *Vil ny data fra isolasjonsbasseng i Lødingen kommune stå i enighet med etablerte isobaseverdier for Tapes-transgresjonen?*
- *Hvordan uttrykte Tapes-transgresjonen seg i studieområdet?*
- *Til hvilken grad kan hevede strandlinjer presisere detaljer bak strandforskyvningen i studieområdet?*

Jeg deltok på feltarbeid med geologer fra Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) i juni 2021 og mars 2022 for å samle inn data i Lødingen kommune og produsere en strandforskyvningskurve. Arbeidet er utført i samarbeid med Norges arktiske universitetsmuseum, og er knyttet til utbyggingen av Hålogalandsvegen mellom Tjeldsund

bru og Langvassbukt. Deler av strekningen skal bygges under marin grense, dette i en region hvor eldre bosettinger fra steinalderen er registrert. Da eldre bosettinger ofte bodde ved strandlinjen (Møller, 1987), vil kunnskap om strandlinjens forskyvning over tid gi verdifull innsikt i hvilke høydeintervallet i terrenget man kan finne spor etter eldre bosetting.

Arkeologer fra Norges arktiske universitetsmuseum kan benytte denne dataen til bedre å forstå hvilke utbyggingsarealer det kan ha vært bosatt mennesker i eldre tid, og dermed hvor arkeologiske utgravinger bør ta sted. UiB er partner i prosjektet for å utøve blant annet pollenanalyser av kjernemateriale for å undersøke paleoklimatiske forhold i området. Lene Halvorsen fra UiB utførte pollenanalyse på deler av kjernematerialet som denne oppgaven tar for seg, hvor vegetasjonshistorikk var i fokus.

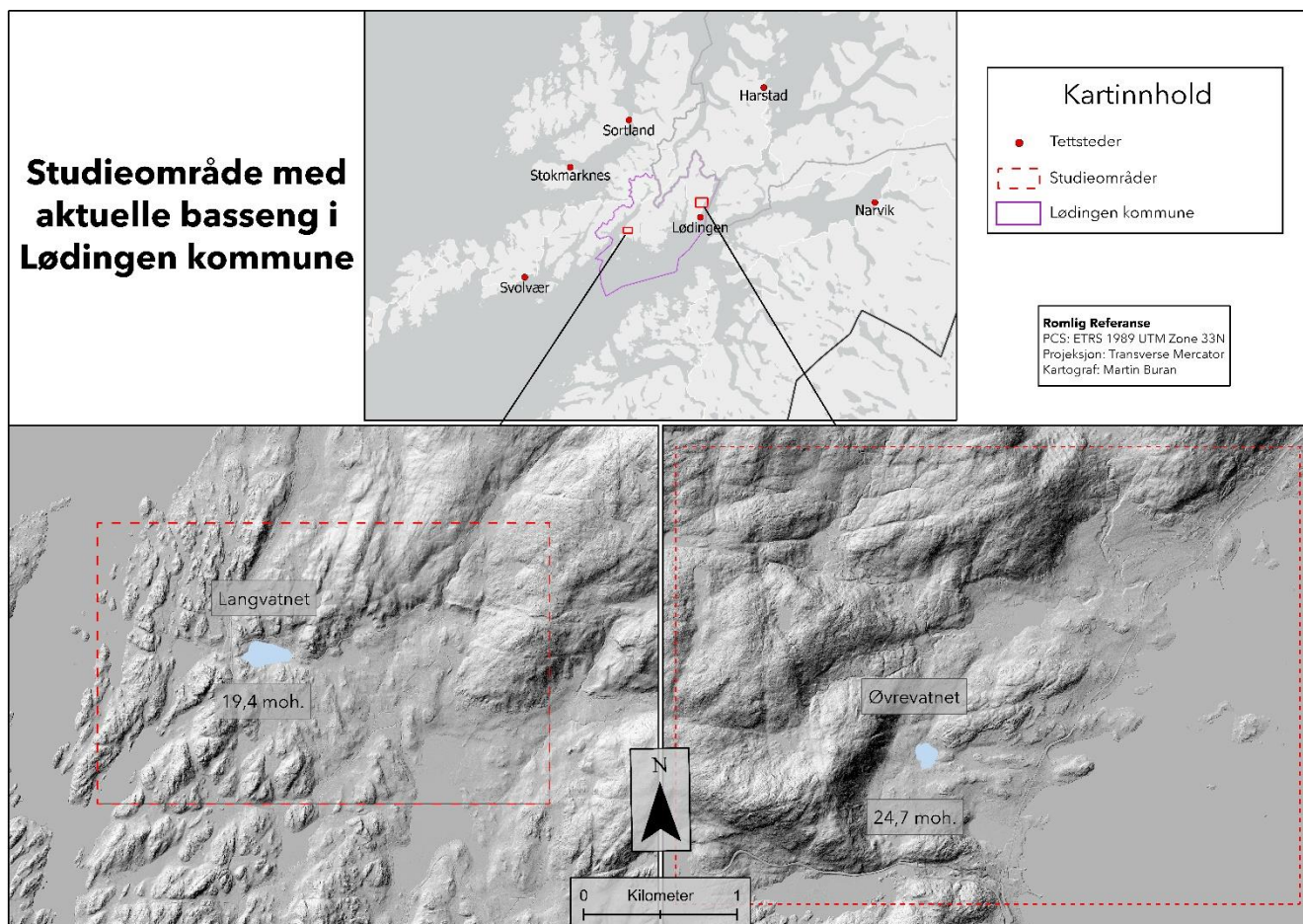
Dataen innsamlet i felt- og laboratoriearbeidet brukes i denne oppgaven for å analysere hvorvidt tidligere interpolerte isobaser for Tapes-transgresjonen i midt-holocen stemmer for studieområdet.

Kjernene samlet fra felt ble arkivert og analysert for makrofossiler på NGU sitt laboratorium. Relevante prøver ble ^{14}C -datert og testet for organisk og minerogent innhold samt røntgenanalyse. Arbeidet gjort av meg selv ble utøvd på to kjerner tatt i bassengene Øvrevatnet og Langvatnet, lokalisert ved Øksnes og Lødingen respektivt. Videre ble fjernanalyse av studieområdets geomorfologi brukt som bevis på grad av relativ havnivåendring.

Avgjørelse av relevante basseng og kjerner ble gjort under laboratoriearbeidet i november/desember 2021 i enighet med veileder, delvis på bakgrunn av feltarbeidet og bassengenes posisjon relativt til etablerte isobaser for Tapes-transgresjonen (eks. Møller & Sollid, 1972; Sørensen et al., 1987). Deretter gjorde skrivende forfatter detaljert kartlegging av utvalgte basseng med nærområde, spesielt rettet mot forståelse av terskelhøydeverdier så langt det lot seg gjøre.

Under laboratoriearbeidet ble det også utført XRF-analyser av relevante kjerner. Disse skulle produsere data over temporal endring i grunnstoffkonsentrasjon gjennom røntgenfluorescens, slik at endringer i grunnstoffenes forhold til hverandre kunne sammenlignes og brukes til å tolke endringer i avsetningsmiljø eller sedimentasjonsprosesser. Grunnet tidsmessig avgrensning og problematikk med å kalkulere XRF-dataene fra ppm. (parts per million) til clr (centered lock-ratio), ble det ikke rom for å inkludere denne metoden i arbeidet.

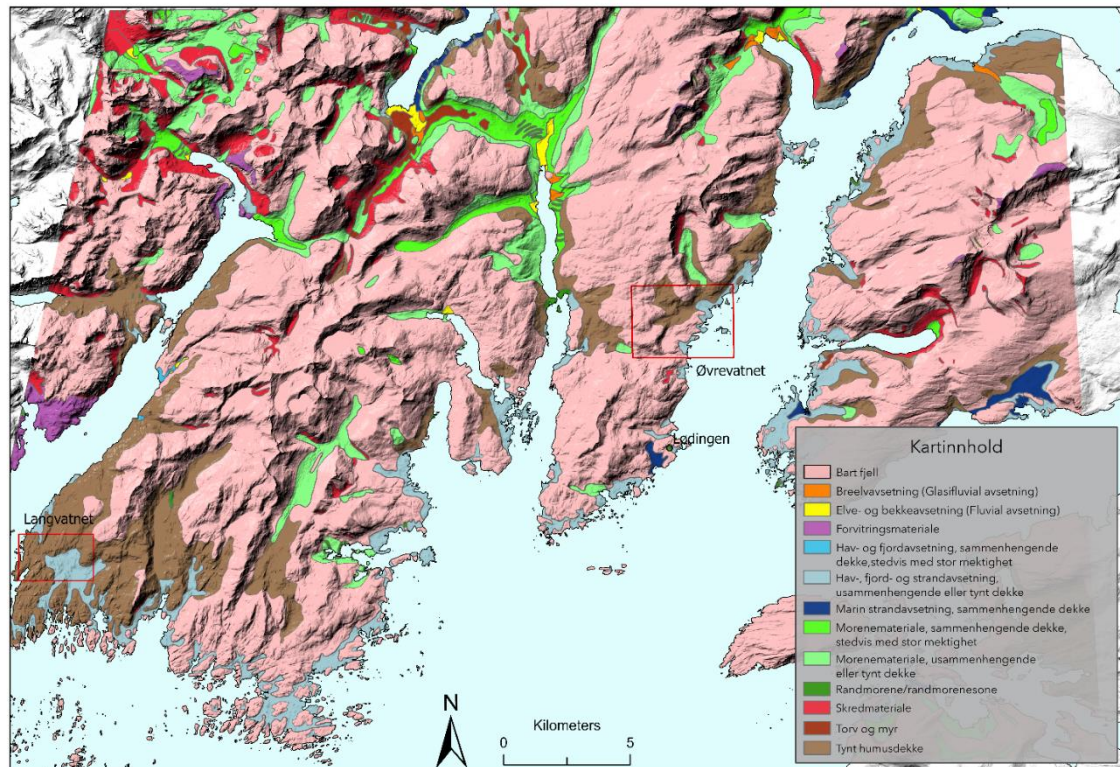
1.2 Områdebeskrivelse og bakgrunn



Figur 1.1 Oversikt over studieområdet med de aktuelle bassengene for dette arbeidet.

Arbeidet ble utført i Lødingen kommune i Nordland, sørøst på Hinnøya. Området beskrives i Köppens klimaklassifisering som *subarktisk klima* (Dfc) (Kottek et al., 2006), altså moderate og godt fordelte nedbørmengder og milde temperaturer med kalde vintre. Studieområdet har et noe kupert terreng, og flere fjell på 500-800 meters høyde med mellomliggende fjorder og daler. Det lavtliggende kystlandskapet (strandflaten) inneholder store mengder skjær og holmer, med lite relieff. Disse områdene er ofte dekket av hav- og strandavsetninger, og er god dyrkejord. Høyreliggende områder er preget av myr, sporadiske moreneavsetninger, mye bart fjell, humusdekker og noen skredavsetninger samt forvitningsmasser. Se figur 1.2. Forvitningsmassene består både av mekanisk forvitrede bergarter og kjemisk dypforvitret materiale fra mesozoikum; saprolitt (Norges Geologiske Undersøkelse, 2015a; Olesen et al., 2013). Endemoreneavsetninger og glasifluvium er også til stede i område som resultat av lokal og regional deglasiasjon, spesielt fra stadialen yngre dryas.

Kvartærgeologisk kart over studieområdet

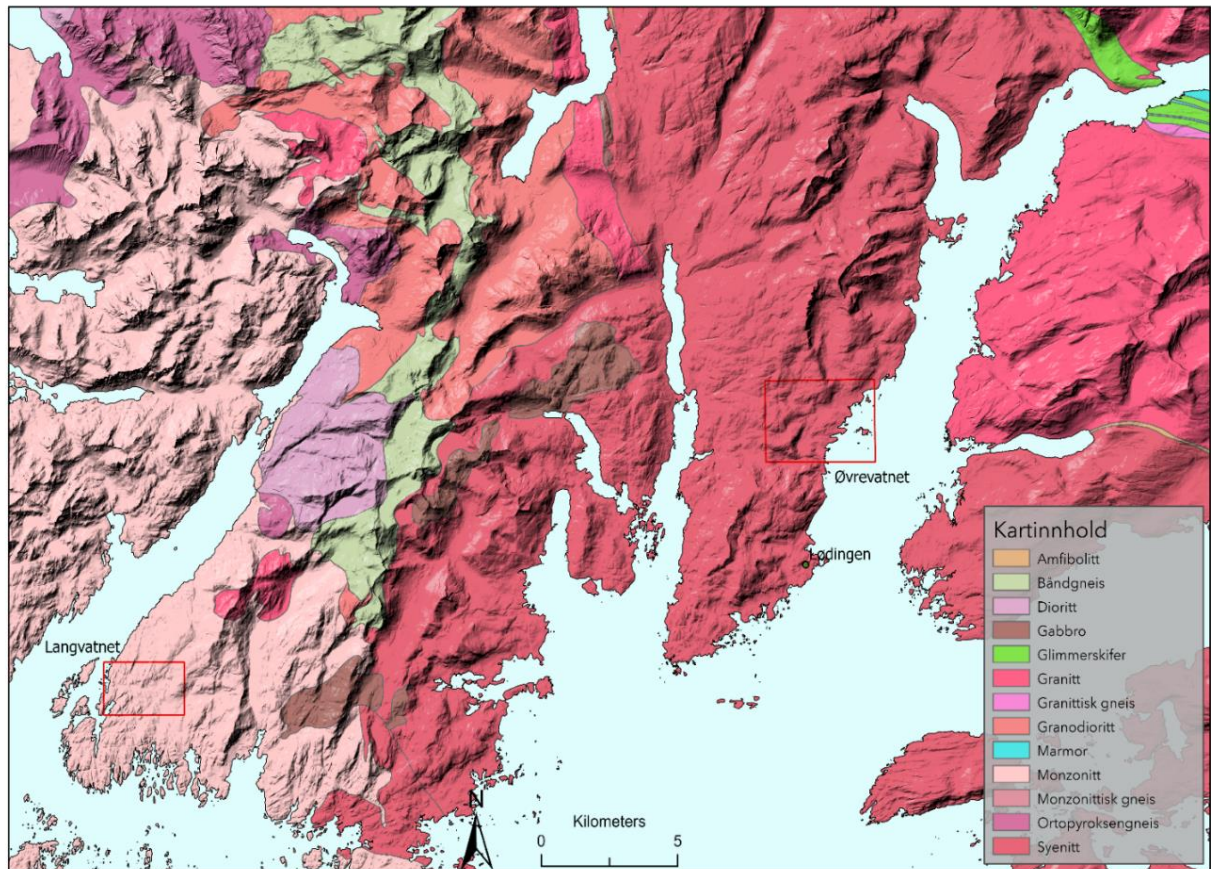


Figur 1.2 Kvartærgeologisk kartlegging av studieområdet. Data fra Norges Geologiske Undersøkelse (2015b)

Området er en del av Lofoten-eruptivene; prekambriske grunnfjell som ble dannet rundt 1850-1600 ma BP, og er i hovedsak granitter, mangeritter, charnockitter og monzonitter med intrusjoner av gabbro og amfibolitt (Ramberg et al., 2008, s. 89). Disse intruderte arkeiske/proterozoiske gneiser og migmatitter som eksisterer like nord for studieområdet, samt andre steder i Lofoten og Vesterålen. Disse intrusivene er en del av det transskandinaviske intrusivbeltet. Se figur 1.3.

De harde, krystallinske bergartene og mangelen på løsmasser i området legger til rette for presise kartlegginger av strandforsyning, grunnet at en berggrunnstærskel av bassenget er mindre utsatt for erosjon og annen vertikal variabilitet enn ved løsmassedemte bassenger (Romundset et al., 2015). Området opplever i dag en glasi-isostatisk landhevning på ca. ~ 3 mm/år (Ekman & Mäkinen, 1996; Vestøl et al., 2019), som resulterer i en årlig relativ havnivåendring på omtrent -1 mm, altså synkende havnivå (Simpson et al., 2015).

Berggrunnsgeologisk kart over studieområdet



Figur 1.3 Berggrunnsgeologisk kart over studieområdet. Merk at Langvatnet og Øvrevatnet er lokalisert utelukkende i monzonitt og syenitt, respektivt. Kilde: Norges Geologiske Undersøkelse (2015a); Tveten (2014a).

1.3 Glasial og klimatologisk historie av studieområdet

Omtrent hele Lofoten, Vesterålen og Ofoten var isdekt under LGM, med unntak av nunataker og deler av strandflaten i den nordligste delen av Andøya (Vorren et al., 1988). Vorren et al. (1988) analyserte kjerneprøver av to innsjøer på Andøya, hvor en uavbrutt sekvens på 18 500 år ble analysert. Mikro- og makrofossilanalyse med radiokarbondatering ble brukt for å oppnå paleoklimatisk informasjon for området, og viser en klar oppgående trend i sommertemperatur, og ingen fremrykking av innlandsisen (med unntak av noen få stillstander). Dette varte frem til Tromsø-Lyngen-hendelsen (T-L) rundt 11 700 år siden. Denne hendelsen og dens avsetningstrinn tilsvarer ra-trinnet i Sør-Norge fra stadialen yngre dryas (YD), og Tautra-trinnet i Trøndelag.

Kartlegging av lokale glasiøle forhold og strandavsetninger viser at tre distinkte glasiøle hendelser (og deres endemorener) preger Hinnøya (Rasmussen, 1984). Langøya-hendelsen (13 000-14 000 a BP.), Skarpnes-hendelsen (ca. 12 500 a BP.) og T-L. Skarpnes-hendelsen og T-L korrelerer med Vorren et. al. (1988) sine aldre, mens Langøya-hendelsen korrelerer med «D-hendelsen» i Eldre Dryas (Rasmussen, 1984; Vorren et al., 1983; Vorren & Plassen, 2002).

Under Langøya-hendelsen var området preget av et kaldere og tørrere klima, og isbremarginen nådde langt ut på Langøya nordvest for Hinnøya (Rasmussen, 1984). Videre trakk innlandsisen seg tilbake forbi Hinnøya, før den under Skarpnes-hendelsen stoppet opp eller vokste, hvor den deponerte distinkte endemorener. Disse er lokalisert østenfor Hinnøya, og kun vekst av lokale botnbreer og dalbreer produserte tilsvarende morener på Hinnøya. Både innlandsisen og den lokale platåbreen trakk seg tilbake frem til T-L-hendelsen ~1 500 år senere, hvor den vokste igjen. På dette tidspunktet gikk isfronten stedvis forbi Skarpnes-trinnet, eller nådde like langt. På Hinnøya møtte innlandsisen den lokale platåbreen under T-L, og brefronten krysset Vestfjorden mellom Tysnes og over til Offersøy i Lødingen (Bergstrøm et al., 2005; Fløistad et al., 2009). Se figur 1.4 og figur 1.5

Dette tyder på at mye av studieområdet fra Offersøy til Øksnes lå isfritt, men under vann under T-L hendelsen. Rasmussen (1984) beskriver også en tydelig strandlinje kystnært Offersøy og vestover. Denne strandlinjen er ikke datert i noen litterære verk, og de nærmeste høydemålte observasjonene ligger cirka 2 mil nord-øst, ved Kanstadbotn, hvor en serie med De-Geer type morener samt to glasifluviale delta gir grunnlag for datering og høydemåling. Ved Risøya på Offerøya ble en pakke konsolidert silt datert (*Mya Truncata*-fragmenter) ca. 4 moh. (Bergstrøm et al., 2005). Siltstrukturen var deformert, toppen bølgepåvirket og det er usikkert om isfremrykket i yngre dryas berørte området eller ikke.

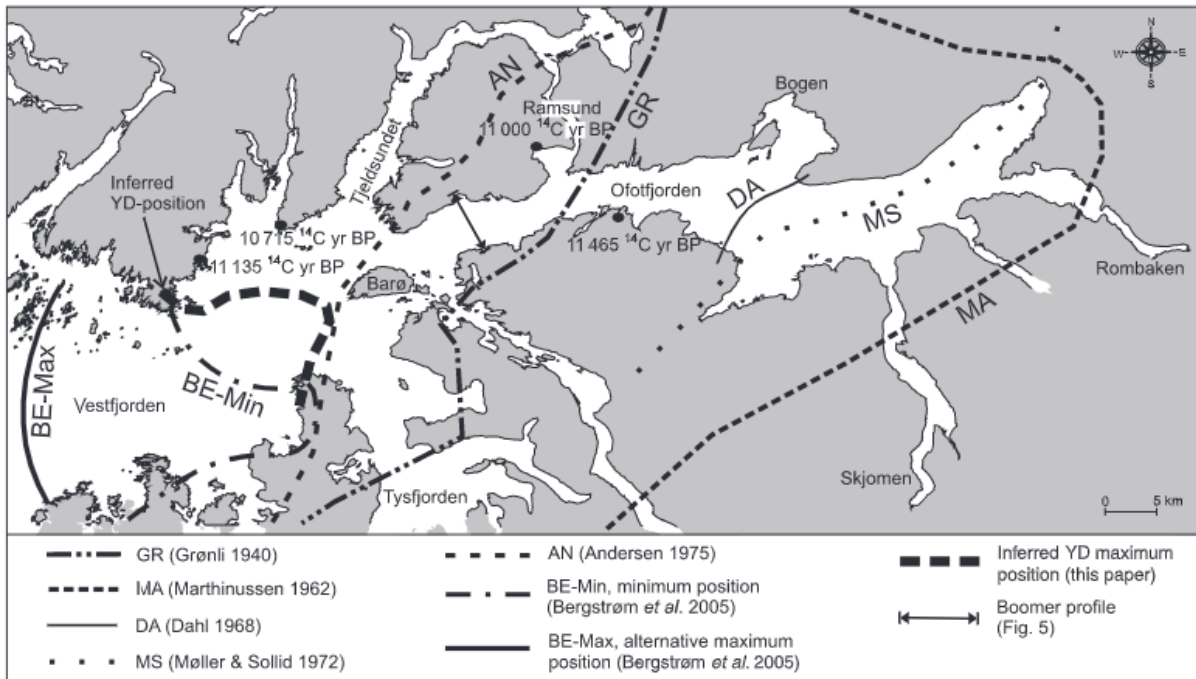
Fløistad et al. (2009) benyttet batymetridata for å argumentere for at YD-endemorenen sannsynligvis buer konkavt vestover mellom Offersøy og Tysnes. På bakgrunn av dateringene fra Bergstrøm et al. (2005); Møller og Sollid (1972); og Vorren og Plassen (2002) kan det antas at T-L hendelsen kulminerte mellom 10,7-10,4 ¹⁴C ka BP for Hinnøya-området. Den nærmeste gode dateringen for maksimal deglasiøjonsalder ved Lødingen er gjort ved Neshaugen, sør-vest for tettstedet Lødingen. Her er skjell av *Mya Truncata* datert fra nedre del av en moreneavsetning som tyder på å komme fra T-L-hendelsen.

Dateringen viser at brefremstøtet skjedde ~12850-12760 cal a BP; akkurat rundt overgangen mellom allerød og yngre dryas (Andersen, 1975; Bergstrøm et al., 2005).



Figur 1.4 Rekonstruksjon av T-L-hendelsen i Hinnøya-Ofoten (tidlig yngre dryas). Figur fra Bergstrøm et al. (2005)

Med konsoliderte marine sedimenter fra en klimatisk dårlig periode, vil både lagring og reservoaralder gi en viss usikkerhet på dette resultatet.

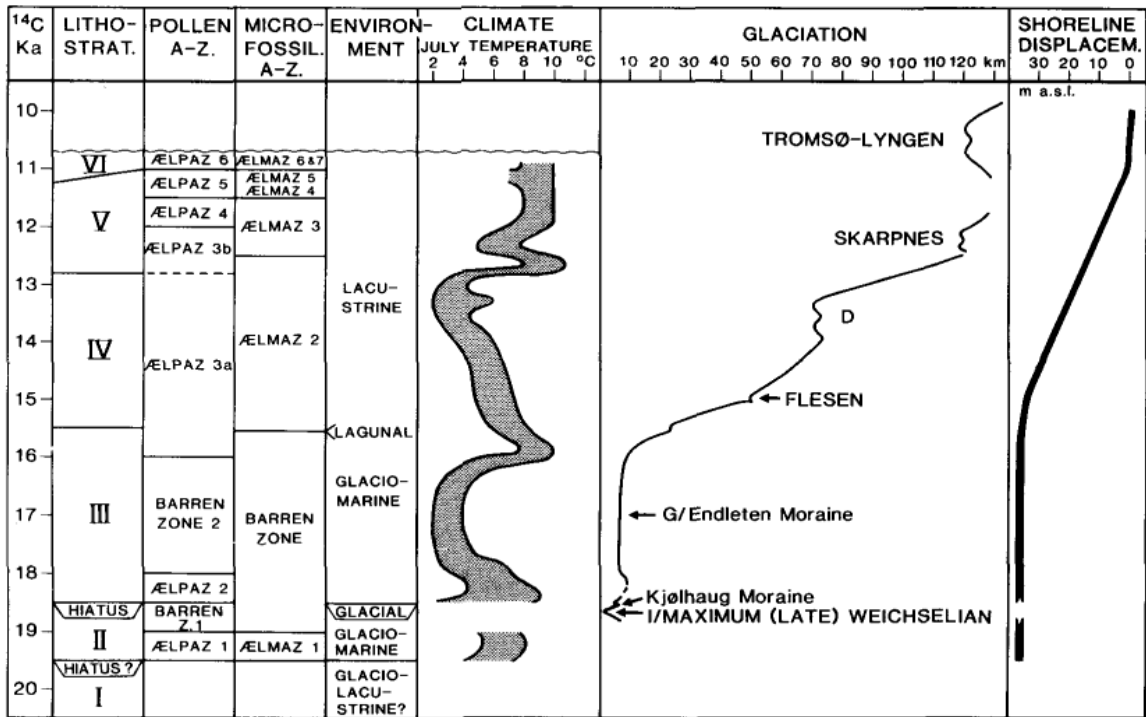


Figur 1.5 Justert kart over T-L hendelsen av Fløistad et al. (2009) med radiokarbondateringer fra Bergstrøm et al. (2005)

Endemorenenes plassering over Ofotfjorden viser at Tjeldsundet var islagt under T-L-hendelsen, men avsmeltingen er antatt til å være av sen Weichel til tidlig preboreal alder (Bergstrøm et al., 2005). Sammensatt er Hinnøya og Vesterålen/Lofoten godt kartlagt sett mot endemorenekronologi frem til T-L, mens detaljert avsmeltningshistorikk mangler for studieområdet.

Grunnet mangelen på datert deglasiasjonsalder for studieområdet vil dateringen for T-L-hendelsen av Bergstrøm et al. (2005) benyttes som utgangspunkt for alder for MG øst for Offersøy. Trolig ble Lødingen og Langvatnet deglasiert noe senere enn dette, og for enkelthets skyld vil 12 000 cal a BP benyttes som utgangspunkt for MG-alder og dermed strandforskryvningskurvene.

I figur 1.6 visualiseres den klimatiske endringen over tid for Andøya under sen Weichel. Stadialer og deres korresponderende randmorener vises i avstand fra kontinentalskråningen og variasjon over tid. Selv om Andøya ligger på ~5-metersisobasen for Tapes-transgresjonen



Figur 1.6 Korrelasjon av Æresvatn-stratigrafien fra Andøya mot avsetningsmiljø, klima, deglasiasjon og strandforskyvning. Kilometerskala fra kontinentalskråningen. Figur fra Vorren et al. (1988)

2 Teori

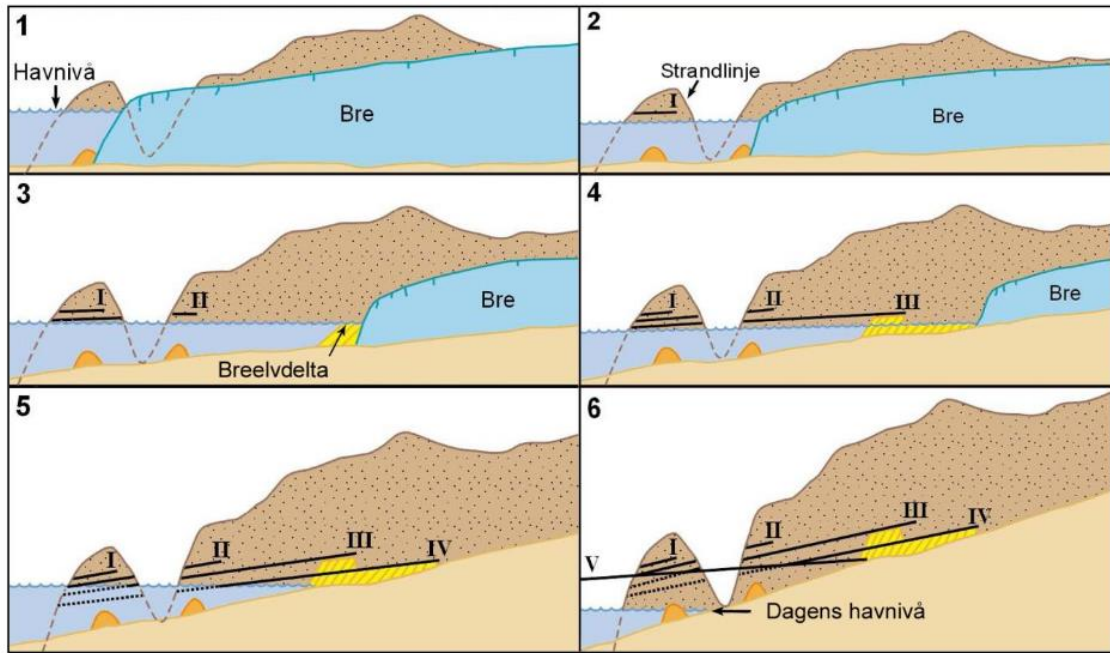
2.1 Strandforskyvning

På en klode preget av syklisk omplussing av vann på grunn av istider og mellomistider vil både globalt og lokalt havnivå endres hurtig på et geologisk kort tidsrom. Innenfor dette fagfeltet er det hensiktsmessig å bemerke begrepet *relativ havnivåendring*, definert som havnivåets endring relativt til lokale landmasser (Rovere et al., 2016). Dermed kan endring enten i vannets volum, fordeling eller mengde endre det relative havnivået (eustasi), noe også endringer i landmassenes bevegelse (isostasi) kan gjøre. Resultatet vil uansett bli en forskjøvet strandlinje, og begrepet strandforskyvning vil derfor brukes i denne oppgaven.

Bevis på strandforskyvning finnes det mange eksempler på i Norge. Man finner havbunnsavsetninger langt innover landet, hevede strandvoller, hevede strandterrasser og gamle glasifluviale delta, for å nevne noen. Disse vil alle fortelle samme historie ut fra forskjellige prosesser eller forskjellig deler av samme prosess: nemlig at havet en gang stod høyere.

Som følge av strandforskyvning vil kystgeomorfologiske prosesser også endres i tid og rom (Lowe & Walker, 1997). I deler av kysten med kupert terreng og varierende mektighet av løsmasser vil en endring i havnivå endre hvilke typer terreng som møter havet. Dette kan eksempelvis føre til at bratte bergpartier blir mindre utsatt for bølgeerosjon. Strender, som oftest er avsetningslandformer, vil naturligvis også endres. I det landet heves relativt til havet, vil tidligere strandlinjer heves over havnivået og synliggjøres godt i terrenget. Strandlinjer kan skapes av både avsetning og erosjon i strandsonen. Erosive strandlinjer er resultatet av havets gravende krefter i løsmasser eller fast fjell, og vises ofte som erosive hakk i terrenget. Avsetningsstrandlinjer som strandvoller er resultatet av bølgenes akkumulasjon av klastisk materiale i strandsonen (Sulebak, 2007).

Ettersom litosfæren isostatisk heves mer nærmere glasiassjonssenteret, tiltes strandlinjen ned mot havet (Figur 2.1). Når eustatiske havnivåendringer eventuelt overstiger raten av glasi-isostatisk landhevning, vil nyere strandlinjer viske bort deler av de eldre strandlinjene (Lowe & Walker, 1997). De eldste strandlinjene ble formet lengst unna glasiassjonssenteret, og er brattest som resultat av den hurtigere glasi-isostatisk landhevningen lengre inn i landet.



Figur 2.1 Typisk utvikling av strandlinjer i norsk setting. Bilde fra Vorren et al. (2006)

Figur 2.1 viser hvordan landhevning skaper skråstilte strandlinjer under strandforskyvning. Havnivå V representerer Tapes-transgresjonen (kapittel 2.1.2.1) som stedvis overgår eldre strandlinjer i ytre kyststrøk og eroderer dem.

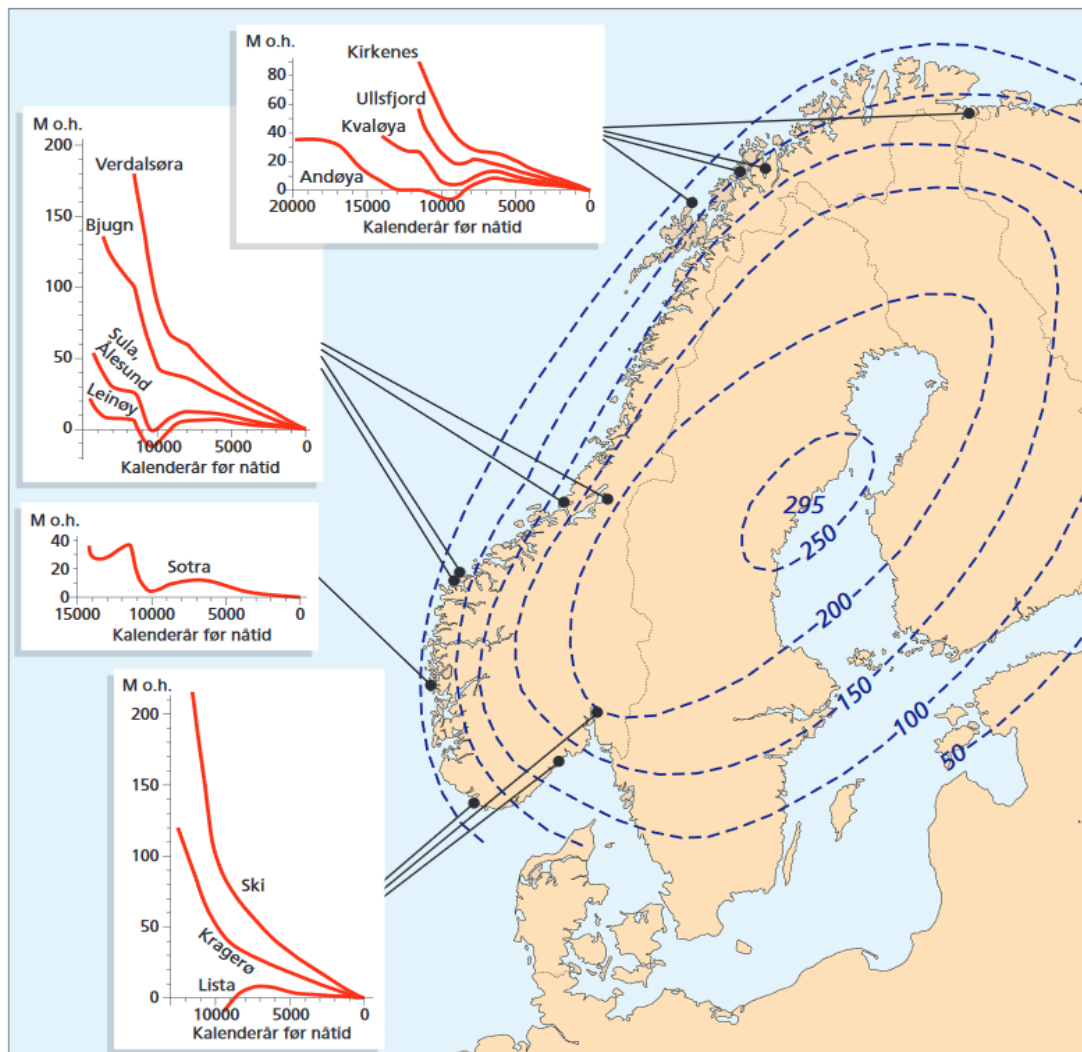
2.1.1 Isobaser

Begrepet *isobaser* brukes i faglitteraturen om konturlinjer hvor landhevningen er likt parallelt med linjene (Lowe & Walker, 1997). Strandlinje-isobaser er isobaser hvor en strandlinje er funnet ved en gitt høyde. Isobasene kan dermed beskrive avstanden mellom høydeintervaller av forskjellige prosesser eller hendelser, eksempelvis Tapes-isobasen, yngre dryas-isobasen, marin grense eller isobasen for total landhevning. Disse har blitt stadig beskrevet og revidert (eks. Grønlie, 1951; Marthinussen, 1960; Møller & Sollid, 1972). Figur 2.4 viser Tapes-isobaser langs Norge (Sørensen et al., 1987), og viser hvilken høyde Tapes-strandlinjer ble produsert i det transgresjonen kulminerte. Isobasene er i Skandinavia sentrert rundt glasiasjonssenteret, Bottenvika. Linjene følger norskekysten (med unntak av kysten mellom Stavanger og Østfold) ettersom innlandsisen kun nådde kontinentalsokkelen i vestlig retning. På Hinnøya gir dette en isobaseretning på nord-nordøst til sør-sørvest.

2.1.2 Strandforskyvning langs norskekysten

I Norge er strandforskyvning et aktuelt tema, ettersom hele Norges kyst har opplevd noen form for havnivåendring siden siste istid. Etter istiden smeltet isen vekk fra landet, og havet

fikk stadig tilgang til å dekke større deler av landet innover. Denne prosessen var i tett samspill med landets heving. I Norge vises det generelt at indre strøk utelukkende opplever en regresjon, ettersom deres nærhet til isbrentumet gjør at landet alltid har hevet seg raskere enn havet. Lengre ut, hvor landhevingen har vært mindre intens og mer stabil, finnes steder hvor havet tidvis har steget raskere enn landet; en transgresjon (Gjevik, 2009). Figur 2.2 viser strandforskyvningskurver langs norskekysten, merk hvordan Verdalsøra opplever ingen transgresjon, mens Sotra hadde to transgresjoner rundt 12 000 og 7000 år siden.



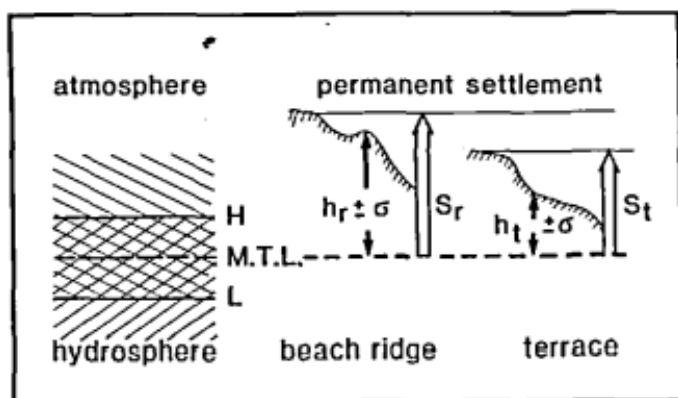
Figur 2.2 Strandforskyvningskurver langs norskekysten. Fra Ramberg et al. (2008, s. 555)

Hovedsakelig under vedvarende opphold med stabilt havnivå vil definerte strandlinjer dannes. I Norge er det spesielt to markante strandlinjer som utpreger seg; Tapes-strandlinjen og hovedstrandlinjen (Ramberg et al., 2008). Punktopplysninger i terrenget som relaterer til tidligere havnivå, eksempelvis hevede strandlinjer og glasifluviale delta, kalles gjerne for indekspunkter.

2.1.2.1 Tapes-transgresjonen

Tapes-transgresjonen var en transgresjon som skjedde for cirka 9500-6500 år siden (figur 2.4), hvor havet steg raskere enn land gjorde i ytre kyststrøk, grunnet betraktelige mengder smeltevann fra Antarktis og Nord-Amerika (Ramberg et al., 2008, s. 555). Perioden kalles Tapes-tid, mens selve transgresjonen var temporalt og romlig ujevnt fordelt i denne perioden. Tapes-transgresjonen vil, på basis av kystmorfologi, ses som erosive strandlinjer eller avsetningsstrandlinjer i terrenget. Eksempelvis vil en strandvoll som ble dannet av Tapes-transgresjonen akkumulere grovere materiale fra kraftig bølgeenergi ovenfor middelvannsnivået (Sulebak, 2007). Undersiden av disse vollene er også ofte svakt erodert, og kan bidra til å definere tapes-transgresjonens maksimum utbredelse.

Ifølge Møller (1987) kan strandvoller og strandterrasser relateres til ulike nivå over midlere havnivå (figur 2.3). For Ofoten-Vesterålen-Lofoten vil strandterrasser ligge $1,8 \pm 0,6$ meter over middelvann, mens strandvoller vil ligge $2,5 \pm 1,3$ meter over middelvann.



Figur 2.3 Figur fra Møller (1987) over strandvollers (beach ridge) og strandterrassers (terrace) forhold til tidevann og steinalderbosettinger. MTL = middelvann, H = høyeste flo, L = laveste fjære.

Etttersom Tapes-transgresjonen er et uttrykk av relasjonen mellom havnivåendring og vertikal bevegelse av jordskorpen, vil amplituden av transgresjonen variere med avstand fra glasijsjonssenteret i Fennoskandia. Fjeldskaar og Bondevik (2020) sammenstiller tidligere data av Tapes-transgresjonen og modellerer dens amplitude, altså den relative havnivåendringen mellom regresjonsminimum og transgresjonsmaksimum. Modellen presenterer problematiske data for Nord-Norge, og videre forskning er avgjørende for å forstå prosesser relatert til havnivåendring og glasi-isostasi.

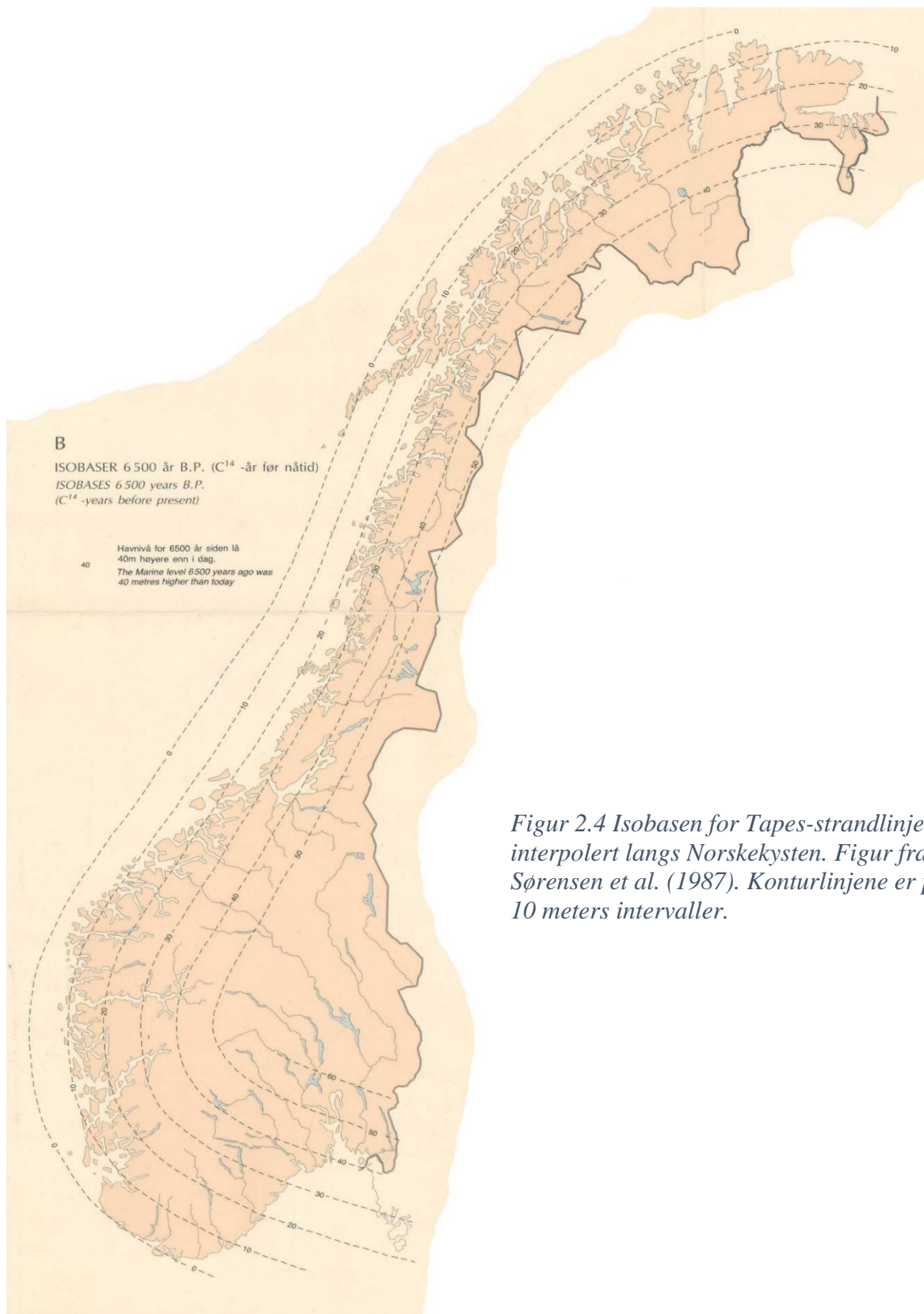
2.1.2.2 *Hovedstrandlinjen / yngre dryas-strandlinjen*

Yngre dryas-strandlinjen er ofte den mest fremtredende strandlinjen i Nord-Norge, og kalles ofte for «hovedstrandlinjen» (Andersen et al., 1995). Andersen (1975) viser at hovedstrandlinjen tilsvarer yngre dryas-endemorenen (YD), også kalt Tromsø-Lyngen-trinnet i Nord-Norge ved at strandlinjen slutter brått ved endemorenene fra yngre dryas.

Hovedstrandlinjen ble konstruert i en tid hvor innlandsisen vokste fremover og stagnerte, og lagret atmosfærisk fuktighet som is. Strandlinjen er så markant grunnet det stabile havnivået, samtidig som det kalde klimaet forårsaket smelte og tineprosesser langs kysten som effektivt eroderer markante hakk i bart fjell (Blikra & Longva, 1994). Denne strandlinjen er da cirka 3-6 tusen år eldre enn Tapes-strandlinjen, og er plassert noe høyere i terrenget. I ytre kyststrøk, hvor Tapes-transgresjonen overgikk hovedstrandlinjen, kan hovedstrandlinjen ha blitt dekt av avsetninger eller delvis visket bort (Ramberg et al., 2008).

2.1.2.3 *Marin grense*

Det er også verdt å nevne at flere steder i Norge eksisterer det definerte strandlinjer dannet da havet nådde sin maksimale høyde; marin grense (MG). Ofte vil marin grense sammenfalle med vannstanden fra yngre dryas tid (eks. Møller & Sollid, 1972). Marin grense fulgte innlandsisen innover lander under nedsmeltingen, og er dermed stadig yngre jo lengre inn man kommer (Ramberg et al., 2008). I ytre strøk hvor marin grense ofte er høyere enn havnivået fra YD kan eksempelvis øvre finkornige marine avsetninger brukes for å bestemme MG.



Figur 2.4 Isobasen for Tapes-strandlinjen, interpolert langs Norskekysten. Figur fra Sørensen et al. (1987). Konturlinjene er på 10 meters intervaller.

2.1.3 Isolasjonsbasseng

Som følge av strandforskyvning vil avsetningsmiljøet til naturlige depresjoner i terrenget endres (Kjemperud, 1986). Når disse naturlige depresjonene ligger under havnivået, vil de oppleve et helt marint miljø. Dersom det relative havnivået synker, og bassengets terskel overstiger havnivået, vil bassenget «isoleret» fra havet, og omsider bli til en fersk innsjø; et isolasjonsbasseng. Disse bassengene finner man under marin grense. Stratigrafien i disse bassengene vil typisk ha en uavbrutt overgang fra marine avsetninger til lakustrine avsetninger, med en mellomliggende brakk fase som refereres til som selve «isolasjonen», som igjen består av én eller flere isolasjonskontakter.

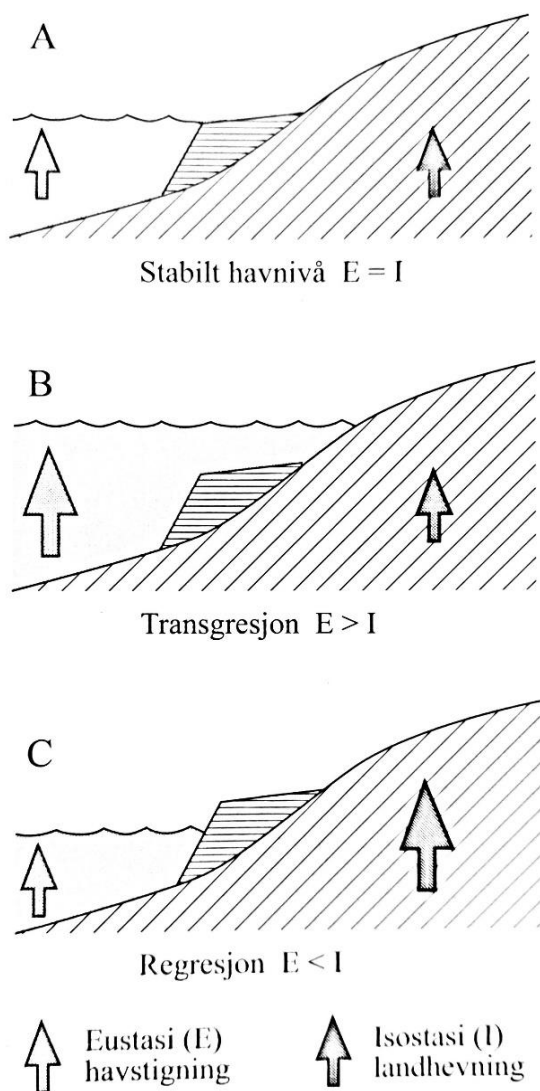
Isolasjonskontaktene ved de brakke avsetningene mellom lakustrine og marine forhold kan dateres for å oppnå presise målinger på det tidspunktet et gitt basseng isoleres fra havet.

Grunnet Norges lange kyst og betydelige post-glasial landheving kan isolasjonsbasseng finnes langs hele norgeskysten (Romundset et al., 2011; Romundset et al., 2015).

Isolasjonsbasseng er viktige vitenskapelige ressurser i norsk sammenheng for rekonstruksjon av tidligere havnivå (Svendsen & Mangerud, 1987) og kartlegging av amplitude og romlig utbredelse av tsunamier (Bondevik, Svendsen, Johnsen, et al., 1997).

2.1.4 Havnivåendringens komponenter

Ifølge Benn & Evans (1998) kan relativ havnivåendring (strandforskyvning) påvirkes av isbreer på fire sentrale måter: *glasi-eustasi*, *glasi-isostasi*, *hydro-isostasi* og *geoidal eustasi*. Disse fire prosessene er mest relevant for å beskrive den post-glasiale strandforskyvningen i Norge. Det finnes flere måter å endre havnivå på, eksempelvis tektono-eustasi og endring i havstrømmer, men disse vil ikke bli beskrevet i denne teksten. Figur 2.5 viser en enkel skisse over dynamikken mellom hav og land.



Figur 2.5 Forholdet mellom havnivåstigning og landhevning, med resulterende strandforskyvning. Figur hentet fra Sulebak (2007, s. 290)

2.1.4.1 Glasi-eustasi

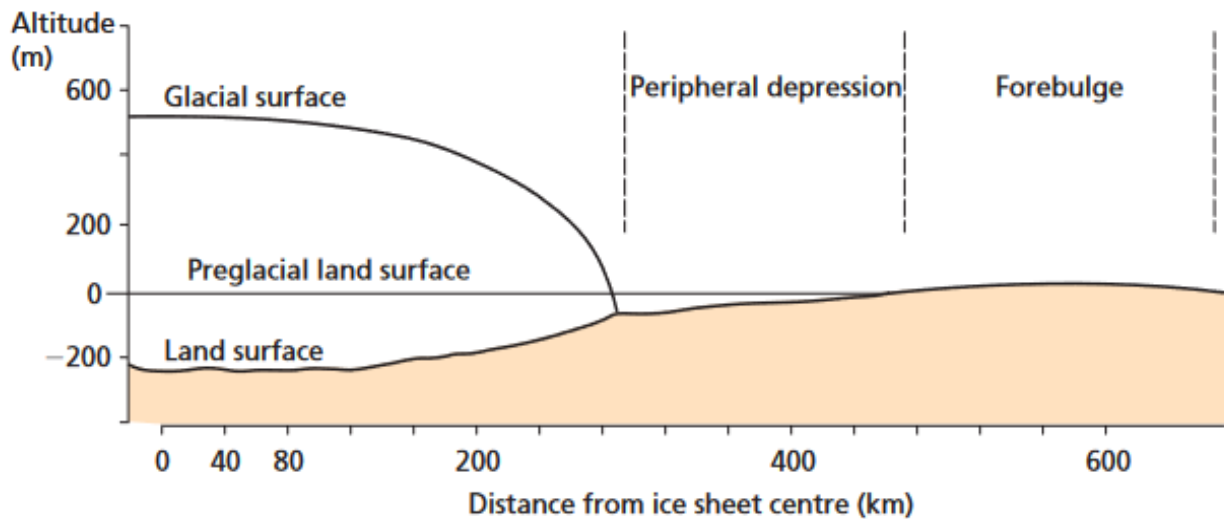
I glasier vil isbreene vokse, og låse tilgjengelig fuktighet fra atmosfæren som is. Dette vil senke det globale havnivået når atmosfærens fuktighet mates med fordampning fra havene (Benn & Evans, 1998). Under glasier vil enorme mengder vann bli lagret i kontinentale og marine ismasser, og under siste istids maksimale utbredelse for ~20 000 år siden var havnivået omtrent 130 meter lavere enn i dag (Simms et al., 2019).

2.1.4.2 Glasi-isostasi

Isostasi er balansen som oppstår mellom den rigide litosfæren og den mykere astenosfæren for å oppnå likevekt (Benn & Evans, 1998). Litosfæren, som består av jordskorpen og den øverste delen av mantelen, flyter på astenosfæren. Ved å endre fordelingen av masse i litosfæren vil astenosfæren plastisk endre fasjon for å opprettholde isostatisk likevekt. Isostatisk likevekt kan forstyrres av akkumulasjon av store mengder is; *glasi-isostasi*.

Isdekte landmasser ble presset ned av isens vekt under glasier, for så å heves opp igjen når isen smeltet vekk (Benn & Evans, 1998). Isens tetthet ($\sim 0,9 \text{ g/cm}^3$) er cirka en tredels av tettheten til astenosfæren ($\sim 3,3 \text{ g/cm}^3$), noe som fører til at isen trykkes ned jordskorpen med ca. 1/3 av dens mektighet. Den totale landhevingen rundt Bottenvika, hvor den post-glasielle isostatisk opphevingen i Skandinavia er størst er på cirka 700 meter (Benn & Evans, 1998). Ismassene vil også presse ned litosfæren i nærliggende områder, som skaper en perifer nedpressing av landskapet. Dette vil i sin tur skape en regional heving i områder lengre unna ($\sim 100 \text{ km}$ fra isbrefronten) for å opprettholde den isostatisk likevekten (Fjeldskaar, 1994). Se figur 2.6. Denne «forebulge»-effekten er resultat av jordskorpens rigiditet, samt mantelens egne justering av trykk. Skandinavias «forebulge» var cirka 60m høy på sitt høyeste (15 000

cal a BP), og sank til 40m år 11 000 før nåtid. Resultatene modelleres på basis av viskositeten av astenosfæren (1.3×10^{19} Pa·s) og mantelen (1.0×10^{21} Pa·s), samt en antatt litosfæretykkelse på >50km. Denne effekten er ikke relevant for problemstillingen presentert i dette arbeidet da det ikke er påvist noe innvirkning for studieområdet, men tydeliggjør det kompliserte samspillet mellom land og havnivå.



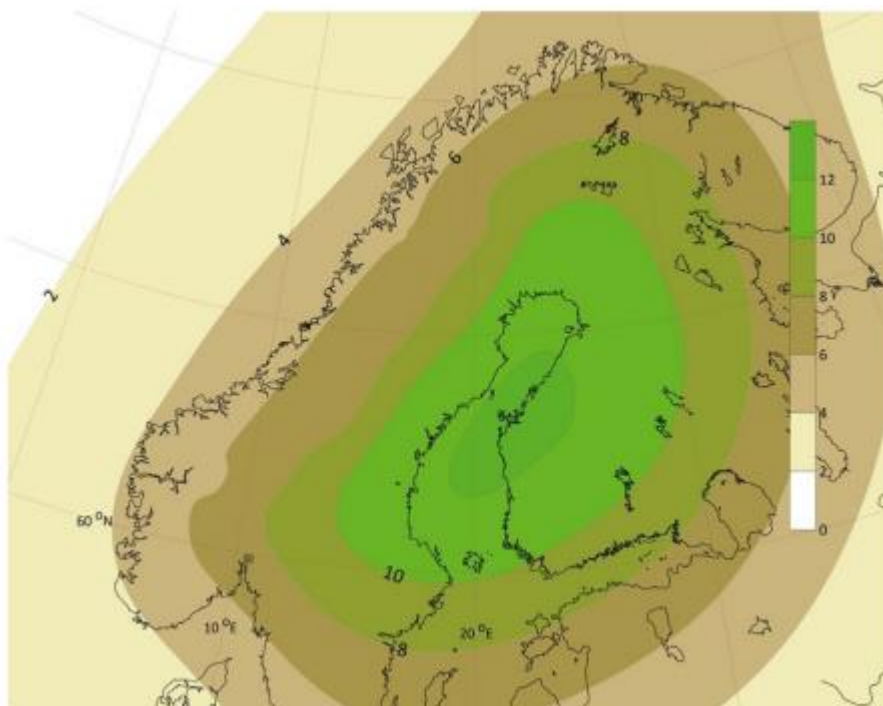
Figur 2.6 Glacial isostasi. Figur hentet fra Benn og Evans (1998)

2.1.4.3 Geoidal eustasi

Geoiden er en modell av jorda som fremhever hvordan masse er ulikt fordelt, og hvordan det påvirker jordas gravitasjon (Fowler, 2005). Geoiden viser hvordan havet ville fordelt seg over hele kloden dersom det kun ble påvirket av jordas gravitasjon, og at bølger, tidevann og landmasser ble neglisjert. Geoiden vil fordele havnivået på basis av hvordan landmassenes heterogene fordeling av masse arter seg; hvor nedtrenging av lettere bergarter i mantelen eksempelvis skaper *negativ gravitasjonsanomali*, mens konsentrasjoner av tyngre, tettere masser skaper *positiv gravitasjonsanomali*. Disse anomaliene sammenlignes med jordas *ellipsoide*, som er en forenklet, matematisk figur av jordas faktiske utforming. Der hvor geoiden står høyere enn ellipsoiden (altså at havnivået står høyere enn ellipsoiden grunnet kraftigere gravitasjon) får man en positiv gravitasjonsanomali.

Geoidal eustasi er eustatisk endring i lokalt havnivå grunnet endringer i jordas gravitasjonsfordeling. Akkumulasjon og konfigurasjon av isbreer (i hovedsak innlandsisen) vil også endre den globale fordelingen av jordas gravitasjon, ettersom store mengder is har nok masse til å gravitasjonelt tiltrekke seg havets vann (Benn & Evans, 1998). Dette bidro eksempelvis til at Norge fikk et noe høyere havnivå når innlandsisen vokste under Yngre

Dryas.



Figur 2.7 Geoidal endring i havnivå mellom 10 ka til 7 ka BP, grunnet smeltingen av den fennoskandiske innlandsisen og isostatisk kompensasjon av jordskorpa. Figur av Fjeldskaar og Bondevik (2020)

Figur 2.7 viser endringer i geoides attraksjonskraft av havvann fra 7 ka BP til 10 ka BP for Skandinavia. Grønnere farger viser mer endring, og forklarer at når innlandsisen smelta vekk og landet hevet seg ble den geoidale gravitasjonskrafta større enn tidligere, og mer havvann tiltrekkes landmassene; økt havnivå. Isens smelting vil i seg selv synke geoidens attraksjon, men dette overkompenseres av landmassenes økende attraksjonskraft (Fjeldskaar, 1994).

2.1.4.4 Hydro-isostasi

Vekten av havvannet og den variabilitet mellom glasialer og interglasialer er signifikant nok til at jordskorpen under havet endrer fasong (Benn & Evans, 1998). Dette gjør at den samme mengde vann ikke nødvendigvis når et like stort område innover landmassene, basert på hvordan hydro-isostasien har påvirket bassengenes form og volum.

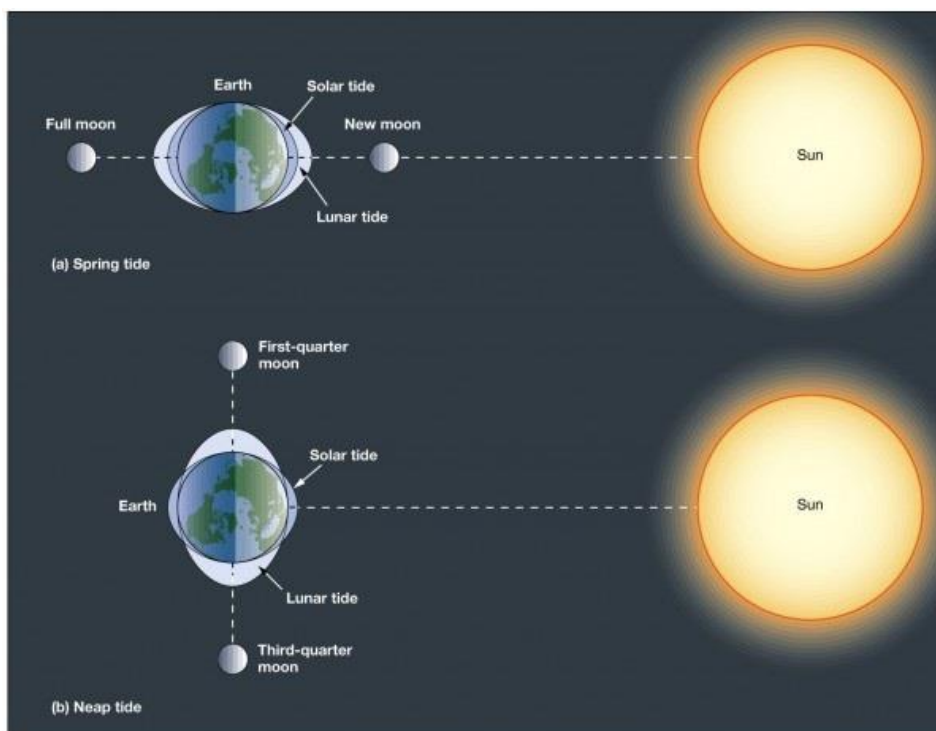
2.1.4.5 Sterisk havnivåendring

En siste type havnivåendring som er verdt å nevne er *sterisk* havnivåendring, som forklarer havnivåendring grunnet termisk ekspansjon av vannet (Benn & Evans, 1998). Ettersom vann

øker i volum når det varmes opp, vil det i et så stort medium som et verdenshav kunne ha betydelig effekt. Steriske havnivåendringer har ikke blitt særlig utredet under forskning på havnivåendringer under kvartær tid (Benn & Evans, 1998), men spiller en stor rolle i videre havnivåendring grunnet (antropogent) stigende globale temperaturer og atmosfærisk karbondioksidinnhold (Fox-Kemper et al., 2021; Simpson et al., 2015). Mellom 1960 og 2010 har termosteriske havnivåendringer stått for 0,5-1 mm årlig positiv havnivåendring.

2.1.4.6 Tidevann

Grunnet månens og solens gravitasjon, vil jordens vannmasser bli trukket i deres retning som (astronomisk) tidevann (figur 2.8). Tidevann opptrer i Norge som to perioder med like sterkt høyvann (flo) og to med like sterkt lavvann (fjære) i løpet av et døgn (semi-diurnal tidevannssyklus), mens den i andre steder kan enten være én fase med flo og én fjære (diurnal), eller to ujevne faser med flo og fjære (blandet semi-diurnal) (Holden, 2017, s. 598). Atmosfærisk trykk og vindretning kan påvirke tidevannets intensitet, og også skape stormflo i ekstreme situasjoner.



Figur 2.8 Figur over månens relative posisjon til sola og jorda under springflo (spring tide) og nippflo (neap tide). Figur av Pearson Prentice Hall, INC (2004).

Variasjoner i amplitude for tidevann varierer både temporalt og romlig. Temporalt vil tidevann variere med månens og solens relative posisjon. Dersom månen og solen står i rekke med jorda, som ved fullmåne og nymåne, vil deres effekt på tidevannsbølgene adderes. Disse kalles *springflo* og *springfjære*, og er mer utpreget enn normalt. Dersom månen og sola står

vinkelrett på hverandre vil effektene delvis utlignes, og man får *nippflo* og *nippfjære* (Holden, 2017). Høyeste astronomiske tidevann (HAT) viser til det høyeste tidevannet forårsaket av månen og solas kraft, nettopp springflo. Laveste astronomiske tidevann (LAT) viser til nippfjære, altså laveste forventede tidevann. Disse nivåene er kalkulert ut fra middelvann, og inkluderer ikke andre faktorer som atmosfæriske trykkendringer og vind.

Tidevannet vil romlig variere i amplitude grunnet batymetri, kyst-topografi og form av nærliggende hav (Holden, 2017). Dette skaper tidevannssystemer som er inndelt av kysttopografi. Systemene kalles *amfidromer*, og sentrerer seg rundt et amfidromisk punkt hvor tidevannsforskjellen er tilsvarende null meter. Her vil tidevannsbølgene rotere rundt punktet (grunnet corioliskrafta) når tidevannet endres. I all hovedsak vil avstanden fra disse punktene regulere tidevannets amplitude. I Nordsjøen finnes tre amfidromiske punkter, hvor én av disse er lokalisert rett utenfor kysten for Egersund. Det er i dette området Norges laveste tidevannsforskjeller eksisterer (differansen mellom høyeste astronomisk høyvann og laveste astronomiske lavvann). I Mandal i Lindesnes kommune er denne forskjellen på ca. 50 cm, mens den innerst i Varangerfjorden er rundt 4 meter (Kartverket, 2021c),

2.1.4.7 Nullnivå

For å korrekt kunne romlig plassere et objekt må man ha ett eller flere referansepunkter som har en nøyaktig posisjon, som brukes som utgangspunkt for objektets posisjon (Longley et al., 2015). For å korrekt anslå høyde bruker man et vertikalt datum. I Norge tas datomet NN2000 (Normalnull 2000) i bruk på land, som er en revidert versjon av NN1954. I tidligere glasielle områder må normalnullen revideres ofte grunnet residual landheving. Nullpunktet for NN2000 er geoiden, altså en tilnærming av jordens havnivå på basis av jordens fordeling av gravitasjonskraft. Dette nivået vil være tilnærmet middelvann, men kan variere noe (Longley et al., 2015). Dette er det tradisjonelle *meter over havet* som vi bruker til daglig.

På havet brukes enten *sjøkartnull* eller middelvann når vertikale utmålinger skal utarbeides (Kartverket, 2021b). Middelvann er det gjennomsnittlige havnivået for en periode på 19 år, mens sjøkartnull tilsvarer det laveste astronomiske tidevannsnivået (LAT), dvs. laveste vannstand uten innvirkning fra vær og vind. Dermed er sjøkartnull en god sikring for at vannstanden sjeldent kommer under dette nivået. Av sikkerhetsmessige årsaker er sjøkartnull 20-30 cm under LAT fra svenskegrensa til Utsira, grunnet dette områdets lave tidevannsamplitude og store påvirkninger av vær og vind (Kartverket, 2021b).

Forskjellen mellom NN2000 og sjøkartnull er cirka 0,5 meter ved Egersund og cirka 2 meter ved Kirkenes. Riktig vertikalt datum er derfor avgjørende for korrekte målinger mellom vann og land.

2.2 Glasialer og interglasialer

Vi lever nå i perioden som kallen den kenozoiske istiden, en vedvarende periode de siste ~34 ma (millioner år) som har vært karakterisert av islagte polarområder (Benn & Evans, 1998; Ehlers & Gibbard, 2007). Den kenozoiske istiden kommer trolig av en kombinasjon av økt oppløfting og erosjon av Tibet og Himalaya samt åpningen av Drakepassasjen og Tasmanpassasjen som skapte sørishavstrømmen. Denne strømmen reduserte varmetransport fra midlere breddegrader.

I sen pliocen (~3 ma siden) begynte den nordlige halvkule å oppleve kaldere temperaturer og starten av utbredte isbreer (Ehlers & Gibbard, 2007). Dette kommer sannsynligvis fra lukkingen av Panamaeidet som skjedde mellom 19-2 ma siden (Haug et al., 2005; Haug & Tiedemann, 1998), hvor den mest betydningsfulle delen av lukkinga skjedde for 3,6-2,7 ma siden. Lukkingen førte til økt fukttransport til Nord-atlanteren gjennom skapelsen av Golfstrømmen og den nord-atlantiske dyphavsstrømmen. Det er riktignok usikkert hvorvidt en fast terskel av lukking ble nådd før effekten av lukkingen tok sted (Hay, 1996) og hvorvidt timingen stemmer godt nok (Haug & Tiedemann, 1998).

Istider er delt inn i perioder hvor isdekkene har større eller mindre utbredelse (Benn & Evans, 1998). Disse kalles henholdsvis glasialer og interglasialer, og er det vi på folkemunne kaller istider og mellomistider. De siste 2,5 ma av jordas historie, i perioden som kalles kvartær, har vært preget av jevnt fordelte sykliske glasialer og interglasialer. I dag lever vi i interglasialen holocen, mens glasialen i forkant heter Weichel.

De sykliske glasialene skyldes jordas bane rundt sola. Jordas bane rundt sola er mer og mindre elliptisk, kalt *eksentrisitet*. Denne varierer med et intervall på 100 kiloannum (ka, tusen år). Jordas aksehelling, eller *oblikvit*et varierer fra 24,5 – 22,1° hvert 41 ka. Jordas aksehelling roterer også, slik at eksempelvis Nordpolen varierer fra å peke vekk fra sola i sommerhalvåret til å peke unna sola i sommerhalvåret. Denne syklusen, kalt *presesjon* (eller snurrebasseffekten) forekommer hvert 23 ka. Disse orbitale syklusene kalles Milanković-sykluser (Benn & Evans, 1998; Hays et al., 1976). Varmere og kaldere perioder innenfor glasialer kalles henholdsvis interstadialer og stadialer.

Sammen vil syklusene skape en variabilitet i solinnstråling, eller insolasjon. Fra starten av kvartær og frem til 900 ka. siden hadde glasialer og interglasialer en variasjon på ~41 ka, noe til tilsvarer en glasial syklus på basis av jordaksens helning. Etter dette begynte glasialsyklusene å forkomme på 100 ka intervaller, altså styrt av jordbanens eksentrisitet. Denne overgangen kalles 100 000-års problemet, og utfordrer «Milkanković-teorien» som fremhever baneendring som driveren bak glasialer. Eksentrisitet er paradoksalt den svakeste av alle Milkanković-syklusene når det kommer til endring i insolasjon (Elkibbi & Rial, 2001; Hays et al., 1976).

Milkanković-syklusene forårsaker ikke glasialer alene (Benn & Evans, 1998). Fordeling av kontinenter og havstrømmer (Haug et al., 2005), atmosfærisk CO²-innhold og tilbakekoblingseffekter som is-albedo-effekten (Perovich et al., 2007) er noen av faktorene som sammen danner grunnlaget for utbredte, sykliske glasialer og interglasialer.

2.2.1 Marine isotope stages (MIS) - Isotoptrinn

Ettersom glasialer låser vann fra hydrosfæren som is, vil innhold av vann i verdenshavene variere i perioder med mer eller mindre is. Denne variabiliteten kan måles i iskjerner eller marine sedimenter på basis av isotopdifferensiering av oksygen (Benn & Evans, 1998).

Oksygen eksisterer naturlig i tre isotoper, ¹⁶O, ¹⁷O og ¹⁸O (Lowe & Walker, 1997). Rundt 99,7% av alt oksygen er ¹⁶O, mens 0,2% er ¹⁸O. Dette forholdet er vist å variere i tid når iskjerner fra eksempelvis Antarktis er analysert. Variasjonen kommer av den systematiske fraksjoneringen av oksygenisotoper under glasialer, hvor tyngre ¹⁸O enklere avsettes som nedbør i mildere kystnære strøk, mens lettere ¹⁶O akkumuleres som snø og is på innlandsis. Dette betyr at en økning i marint ¹⁸O: ¹⁶O-forhold, og et økt ¹⁶O: ¹⁸O-forhold i glasiale miljøer tar sted (Lowe & Walker, 1997). Dette utpreget seg spesielt ved polene, hvor det er enda vanskeligere for fuktighet i form av tyngre ¹⁸O å fordampe og transporteres til en isbre på grunn av den lave temperaturen. Forholdet mellom O¹⁸ og O¹⁶ omtales som δO¹⁸‰, δO¹⁸ eller Delta-O-18, sett i forhold til laboratoriestandardverdier.

Den temporale og romlige fordelingen av oksygenisotoper gir opphav til *isotoptrinn*, eller «Marine Isotope Stages (MIS)». Disse trinnene er inndelt slik at oddetall viser til varme interglasialer (lav ¹⁸O i marine omgivelser), mens partall viser til glasialer (forhøyet konsentrasjon av ¹⁸O). Bokstavkoder etter tallene viser variasjoner innad i en interglasial eller glasial; stadialer og interstadialer. Eksempelvis er trinn (MIS) 1 dags dato (holocen), trinn 2

er siste istid maksimum (LGM), og trinn 5a-5e er Eem-interglasialen hvor 5e er den varmeste interstadialen.

Isotoptrinnene representerer jordas fordeling av vannmassene, altså gir de en indikasjon på totale masser vann fanget som isbreer (Lowe & Walker, 1997), heller enn atmosfærisk temperatur. En empirisk tilnærming for å beregne marin temperaturendring på basis av δO^{18} ble produsert av Epstein et al. (1953), hvor 1°K økning tilsvarer en økning i δO^{18} på 0,23‰ (Jansen, 1989).

2.3 Radiokarbondatering

Prinsippene bak å bruke ^{14}C som dateringsmetode stammer fra Williard Libbys arbeid på 1940-tallet, hvor det ble teoretisert at mengden ^{14}C ville være en konstant andel av den totale karbonmengden på jorda, ettersom den blir konstant dannet og konstant forfalles (American Chemical Society, 2016). Karbon-14 (^{14}C) er et radioaktivt isotop av det stabile grunnstoffet karbon-12. (De Laeter et al., 2003). ^{14}C blir produsert i atmosfæren som et produkt av kosmogen stråling på naturlig ^{14}N , og foregår mest effektivt i tropopausen (Korff & Mendell, 1980).

^{14}C vil oksideres inn i karbondioksid, og fordeles ut i atmosfæren, og videre absorberes inn i hydrosfæres og biosfæren. Dersom en organisme dør vil den slutte å ta opp karbon, og karbonet er «låst» i dens struktur. ^{12}C vil holde seg stabil, ettersom den ikke er radioaktiv, men mengden ^{14}C vil være konstant avtagende. Det vil si at ettersom organismens karbon har en tilsvarende lik balanse mellom ^{14}C og ^{12}C som atmosfæren rundt seg, kan alderen på materialet kalkuleres dersom det atmosfæriske karbonforholdet er kjent.

^{14}C har en halveringstid på 5730 ± 40 år (Godwin, 1962). Dette betyr at ^{14}C vil ha redusert sin masse med 50% i løpet av 5730 år, ettersom mengden radioaktivt materiale (antall atomer) er proporsjonelt med antall (atomiske) transformasjoner per tidsenhet (Lowe & Walker, 1997). ^{14}C kan derfor anvendes for å datere organisk materiale tilbake til ca. 55 000 år før nåtid, hvor det blir så lite ^{14}C igjen i materialet at det ikke nøyaktig kan måles.

2.3.1 AMS-datering

Akseleratormassespektrometri (AMS) er et verktøy brukt for å separere og måle differansen av masse mellom flere atomer ved hjelp av magnetisme (Lowe & Walker, 1997). Partikler i en elektrisk akselerert bane vil avbøyes av et magnetfelt, og partikler av ulik masse vil

avbøyes i ulik grad. Dette gir rom for sortering av disse partiklene på basis av masse. Atomer av ulike grunnstoff, men med likt massetall (isobarer) vil ikke bli sortert gjennom AMS.

Første steg i prosessen er varmebehandling av dateringsmaterialet over zink for å konvertere materialet til grafitt (Linick et al., 1989). Grafitten blir så bombardert med cesium, slik at negativt ladd karbonion dannes; C^{-1} . Her vil ikke ^{14}N kunne fortsette prosessen, da N ikke danner negative ioner. Karbonionet sendes mot senterstykket i akseleratoren grunnet magnetisk attraksjon, hvor den blir utsatt for ekstrem høy elektrisk spenning (opp mot 10 millioner volt) og passerer en strøm av argon (Bowman, 1990; Linick et al., 1989).

Karbonionene blir «strippet» for 4 elektroner, noe som gir den en C^{+3} ladning, og videre akselereres fra voltstrømmen grunnet magnetisk repulsjon. Andre molekyler tas ikke videre fra dette stadiet. Denne dobbeltakselererende prosessen gir metoden navnet «tandem-akselerator». Ionene blir sortert basert på deres atommasse, hvor ^{14}C og ^{13}C treffer sine respektive detektorer av silikon grunnet deres ulike avbøyningsgrad av magnetene (Linick et al., 1989).

Fordelen med denne metoden er at det trengs små mengder av materialet for å få en presis (>1% avvikende) datering (Lowe & Walker, 1997). Ned mot 1 mg av materiale er nok for å få en valid datering. Derfor vil kun små deler av eksempelvis et bjørkeblad (*Betula Pubescens*) være nok for å ha en god nok datering. Dette er sammenlignet med konvensjonelle metoder som krever ca. 1000 ganger mer materiale per datering. AMS-datering tar også kortere tid å gjennomføre (Linick et al., 1989). En AMS-datering tar ca. 2-3 timer å gjennomføre, mens konvensjonelle metoder kan ta flere dager.

2.3.2 Feilkilder

Ettersom ^{14}C ikke produseres i en perfekt rate over tid vil forholdet mellom karbonisotopene variere. Dette gjør at ^{14}C -år må kalibreres til kalenderår, som blir forklart i detalj i delkapittel 2.3.3. Videre finner det usikkerheter innenfor radiokarbondatering som er verdt å nevne, men som ikke berører mine resultater:

Atmosfærens karbonbalanse har blitt forstyrret de siste ~200 årene av menneskeskapte endringer (Lowe & Walker, 1997). Disse er i hovedsak den økte forbrenningen av fossilt brennstoff siden den industrielle revolusjon, som «vanner ut» ^{14}C i atmosfæren, samt prøvesprengninger av kjernefysiske våpen siden 1945. Dette vanskeliggjør ^{14}C -dateringer de siste ~200 årene, og da spesielt de siste 75 årene.

Overføringen av karbon fra atmosfæren til terrestriske planter og dyr skjer effektivt, og den globale blandingen av CO₂ i atmosfæren fører til at alle disse organismene får et representativt forhold mellom ¹⁴C og ¹²C i seg (Bowman, 1990). Havet blander derimot bare CO₂ med atmosfæren gjennom overflateberøring, og blandingen i det dype havet skjer langsomt (Bowman, 1990), og kan ta opptil 1000 år å gjennomgå en full sirkulasjon av havets termohaline transportbånd (NOAA, 2021). Den diffuse oppstrømmingen som fører kaldt dyphavsvann opp til overflata er lateralt betinget, og foregår hovedsakelig rundt ekvator i det østlige Stillehavet. Dette betyr ikke bare at bentiske og pelagiske soner av havet ikke har representative forhold av ¹⁴C og ¹²C sammenlignet med samtidens atmosfæriske forhold, men overflatevann blir påvirket av opptil 1000 år gammelt vann, som da har mistet noe av sin ¹⁴C og vil ha en tilsynelatende eldre alder (Bowman, 1990). Den marine reservoar-alderen for Vestlandet er kalkulert til 380±32 år, mens det i yngre dryas var en reservoar-alder på ca. 700-800 år på samme område (Bondevik et al., 1999). Denne «reservoareffekten» finnes også i innsjøer. I denne oppgaven ble det ikke utført radiokarbondateringer av organisk materiale påvirket av noen reservoareffekt, for å unngå større usikkerhet rundt dateringsresultatene enn nødvendig. I følge Brendryen et al. (2020) viser marine sedimenter fra Norskehavet at reservoar-alderen fra før Bølling-interstadialen er mye større enn tidligere antatt, noe som vanskeliggjør sammenligning med tidligere data ytterligere (eks. Vorren et al., 1988).

2.3.3 Kalibrering fra ¹⁴C-år til kalenderår

Med en halveringstid på ~5730 år er aldringen av karbonholdige materialer perfekt lineær kun dersom mengden ¹⁴C som produseres i atmosfæren er konstant (Bowman, 1990). Etersom produksjonene avhenger av kosmogene nuklider hovedsakelig fra solen, vil varierende solaktivitet og solstormintensitet skape en varierende produksjonsrate av ¹⁴C i atmosfæren (se figur 3.7). Det er generell enighet at denne variasjonen er grunnen til at man finner såkalte «platåer» i ¹⁴C-kronologier med redusert atmosfærisk ¹⁴C (Korff & Mendell, 1980; Lowe & Walker, 1997). Dette betyr at man må justere ¹⁴C-alder til en noe eldre faktisk kalenderalder, grunnet at redusert atmosfærisk ¹⁴C skaper et undervurdert resultat av aldrene i platåene. En kalibrering er derfor nødvendig for å kunne tolke og sammenligne dateringsresultater (Bowman, 1990). Overføringen fra ¹⁴C til kalenderår er kalibrert av dendrokronologisk data (årringer på tre) samt uran-thorium (U-Th) dateringer av koraller (Lowe & Walker, 1997), og speleothemavsetninger i karsthuler. Utgangspunktet for kalibrerte dateringer er i år før vår tidsregning (BP = before present), som er definert til år 1950.

Dendrokronologisk kalibrering bruker ^{14}C -innholdet i treets årringer til å vite karbonisotopforholdet tilbake i tid. De eldste trærne når bare noen få tusen år tilbake i tid, men overlappende årringer fra døde trær vil sammenlagt lage en kontinuerlig presis måling av atmosfærisk ^{14}C innhold tilbake til ca. 13 910 cal a BP (Reimer et al., 2020). Tiden før dette opp til 55 000 cal a BP bruker usammensatte årringer av trær, speleothemer, koraller, foraminaferer, og varver fra Suigetsu-sjøen i Japan for å skape en statistisk analysert «master curve» for radiokarbonkalibrering. Disse dataene er samlet og kalibrert for den nordlige halvkule.

2.3.4 Inorganisk karbon

En annen feilkilde til radiokarbondateringer er inorganisk karbon (Lowe & Walker, 1997). Tilstedeværelse av karbonater (eller sigende grunnvann fra karbonatkilder) vil tilføre ^{12}C i innsjøer og myrer, noe som vanskeliggjør karbondatering for disse bassengene. Tilførsel av eldre organisk materiale kan også skape en aldrende effekt på det daterbare autoktone materialet (Lowe & Walker, 1997), men kan ofte ses i sammenheng med høy-energi avsetningsmiljøer.

2.4 Røntgenfotografi

Røntgenbilder brukes for å fremheve skjulte strukturer i en kjerne (Bouma, 1964), og er et nyttig verktøy for å forstå sedimentasjonsprosessene som har påvirket et basseng. Stråling som passerer et objekt vil delvis absorberes i de enkelte partiklene, og i en ikke-homogen masse vil forskjellen i massetetthet definere hvor mye som absorberes. Etersom røntgenstråler følger en rett linje (Bouma, 1964) vil «reststrålingen» reflektere hvor mye som er blitt absorbert mellom strålingspunktet og mottakspunktet.

I et røntgenfotografi vil man observere mørkere farger i området med høyere massetetthet. Dette gjelder også kornstørrelser, der mørkere farger representerer grovere korn. Mindre pakkede seksjoner eller seksjoner med mindre kornfraksjoner vil fremstå som lyse (Bouma, 1964).

2.5 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet (MS) er mottakeligheten av et materiale for magnetisering, det vil si forholdet av magnetisering mot styrken av det magnetiske feltet som materialet blir utsatt for (Lowe & Walker, 1997). Materialets magnetiske susceptibilitet er gitt ved $k = M/H$, hvor M

= magnetiseringen per volum og H = styrken på det anvendte magnetfeltet (Thompson & Oldfield, 1986). Magnetiseringen (k) blir ofte representert ved χ .

Et materiale vil, basert på reaksjonen av et påsatt magnetfelt, kunne deles i to grupper: *paramagnetiske* og *diamagnetiske*. Paramagnetiske materialer vil oppleve positiv magnetisk ($\chi > 0$) dipol oppførsel. Materialet vil tiltrekkes sterke magnetfelt, og posisjonere seg parallelt med magnetfeltets retning. Magnetismen vil kun opprettholdes under tilstedeværelsen av et sterkt magnetfelt, i motsetning til ferromagneter (eksempelvis jern) som vil ha restmagnetisme under Curie-temperaturen (570°C) og oppføre seg paramagnetisk over (Thompson & Oldfield, 1986). Diamagnetiske materialer oppfører seg motsatt, og vil oppleve en negativ magnetisk oppførsel ($\chi < 0$), og dermed frastøte seg fra magnetiske felt. De vil også posisjonere seg vinkelrett mot magnetfeltets retning. En tommelfingerregel tilsier at dersom alle elektronene i en partikkel er bundet, er materialet diamagnetisk. Dersom det er ubundne elektroner, er materialet paramagnetisk (Thompson & Oldfield, 1986).

De fleste organiske materialene (eksempelvis biopolymer) har bundne valenselektroner, og vil gjøre dem diamagnetiske (Tro, 2017, s. 396). Den magnetiske susceptibiliteten i et organisk rikt lag vil derfor reduseres kraftig sammenlignet med organisk fattige lag. Dette vil gi et mål på minerogent innhold i et materiale, og vil i denne oppgaven indikere endringer i avsetningsmiljø med høy oppløsning. Dermed vil minerogene eller organiske pulser kunne oppdages dersom de ikke er synlige, og ulike lag som representerer likt avsetningsmiljø kan differensieres bedre (Liu et al., 2012; Snowball & Thompson, 2008). Spesielt perioder med høy glacial aktivitet og transport av alloktone klastiske sedimenter i nedbørfeltet til et basseng vil vises med høy magnetisk susceptibilitet (Thompson et al., 1975).

3 Metode

Metodene brukt i dette arbeidet er en sammensetning mellom klassiske metoder i kvartærgeologien og avanserte analyser som AMS-datering, magnetisk susceptibilitet og røntgenfluorescens (XRF). En slik fremgangsmåte sikrer at dataen analyseres på kjente veletablerte grunnlag, samtidig som nye metoder kan fremheve subtile detaljer og belyse nye problemstillinger.

3.1 Fjernmåling og lokalt tidevann

Innledningsvis ble kartdata brukt for å identifisere passende bassenger for innhenting av data (Longley et al., 2015). Ved bruk av flyfoto og satellittfoto kunne aktuelle bassenger bli oppdaget, samt enkelte geomorfologiske trekk ved landskapet som kunne være av interesse. Videre ble skyggerelieffkart av LiDAR-data brukt til å identifisere terkelhøyder og terskelforhold for bassengene, samt for detaljert observasjon av geomorfologiske trekk.

Dataen ble hentet fra kartverkets terrengdatatjeneste «høydedata.no», utviklet av Geodata AS (Kartverket, 2021a). I dette verktøyet er original punktsky-data fra LiDAR (Light Detection And Ranging) ferdig formulert som terrengmodeller og overflatemodeller. Disse er igjen illustrert som skyggerelieff, høydeplott eller terrenghelning. Denne dataen har som regel en oppløsning på 1-2 punkter per kvadratmeter, og synliggjør strukturer i terrenget som ofte er skjult av skygger, vegetasjon eller annet støy fra feltobservasjoner eller flyfoto. Dette forenkler også arbeidet med å finne ut høyden av berggrunnsterskelen for bassenger, som er den høyden som definerer bassengets isolasjon. Vannflata er erfaringsvis ofte 20-30 cm over terskelhøyden, og derfor må den reelle terskelhøyden måles slik at isolasjonshøyden blir mest mulig presis. Høyden må også korrigeres opp mot høyeste astronomisk tidevann (HAT), da dette tolkes som når bassenget isoleres fullstendig.

Lødingen kommune ligger i moderat avstand fra et amfidromisk punkt, hvor det nærmeste er ved Egersund. Denne avstanden vil bety en økning i astronomisk tidevannsamplitude. Ifølge kartverkets tjeneste «se havnivå» (Kartverket, 2021c) er middelvannet for området 181 cm over LAT (og dermed også sjøkartnull). HAT er på 366 cm over sjøkartnull. Differansen mellom HAT og middelvann er $366 - 181 = 185$ cm. Data fra Kartverket (2021c) er vedlagt, se appendiks 1. NN2000 ligger i studieområdet 13 cm over middelvann; en høyde som må korrigeres for når terskelhøydes i bassengene måles. Tidevannsdata er generert for Vestbygda for begge bassengene, slik at ulike tidevannsnivåer gjenspeiler lik variasjon fra et gitt nullnivå. Variasjonen mellom bassengene i realiteten er minimal.

I dette arbeidet er det avgjørende å benytte riktig vannstand. Ved å benytte middelvann for å beregne når et basseng isoleres, blir dataen feil ettersom dette havnivået ofte overstiges, og får fortsatt rikelig tilgang på saltvann og bassengets flora og fauna. Ved bruk av HAT over middelvann finner man isolasjonen på det tidspunktet HAT ikke når over bassengterskelen, som er en noe klarere indikasjon på fullstendig isolasjon. En sterk stormflo vil riktignok kunne overgå terskelen, men dette vil være sjeldnere enn ordinær HAT.

Med utgangspunkt i middelvann, skjer en isolasjon derfor 185 cm under (les: senere) enn MV, dersom man antar at HAT har samme forhold til MV som i dag (Romundset et al., 2015). Resultatene i denne oppgaven vil derfor korrigeres til MV under isolasjoner og eventuelt ingresjoner. Eksempelvis vil et basseng på 20 meters høyde over havet (dagens MV) ikke isoleres når middelvann var 20 meter over dagens havnivå, men heller når HAT var 20 meter over dagens midlere havnivå, som i Lødingen ville vært 185 cm «senere».

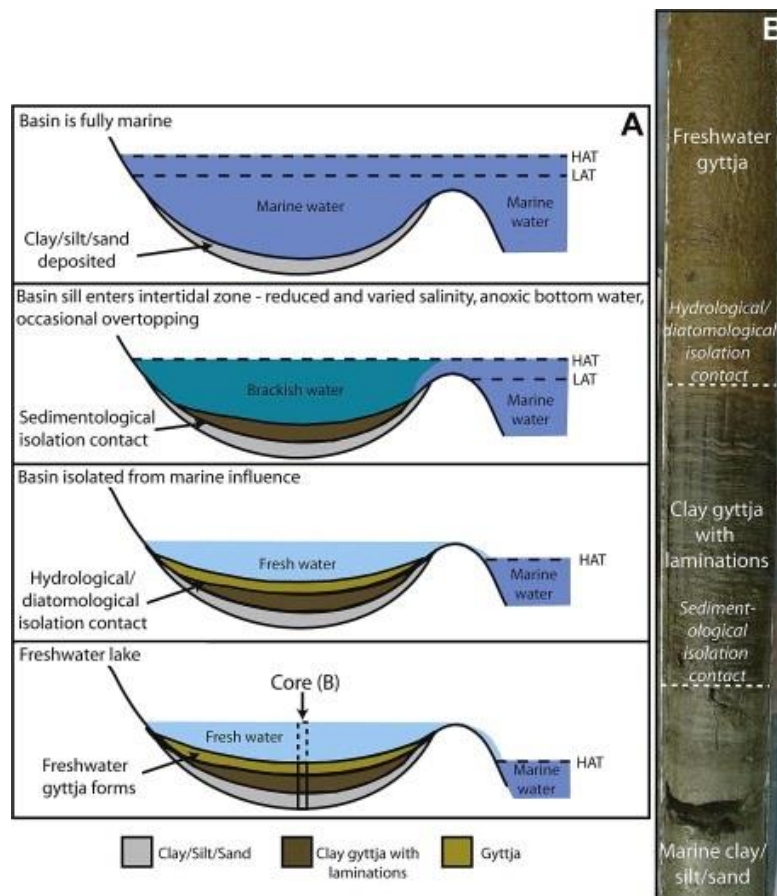
Hevede strandlinjer må også korrigeres til MV, da deres formasjon skjer en viss høyde over MV (figur 2.3). Kartdata ble brukt for å se på geomorfologiske trekk i studieområdet og fordeling av løsmasser. Disse to henger ofte sammen, og kvartærgeologiske kartlegginger av løsmassedekker er dermed et nyttig verktøy for å få innsikt i studieområdets utforming og dens tidligere prosesser (Norges Geologiske Undersøkelse, 2015b). Geomorfologisk trekk som strandvoller, strandlinjer, hevede deltaer, og morenerygger er alle med på å danne et bilde over hvordan havnivået endret seg og hvordan deglasiasjonen så ut.

Under fjernmålingsprosessen ble LiDAR-data tatt i bruk i hovedsak for å finne bevis på tidligere strandnivåer, altså hevede strandlinjer. Disse vises som formasjoner eller «nivåer» i terrenget som gjerne følger en gitt høydekote (Høgaas et al., 2012; Lowe & Walker, 1997). Interessante formasjoner ble analysert for relevans og plassering, og dermed vurdert hvorvidt de er relevante for problemstillingen.

Under fjernanalysen ble skala bestemt på skjønn. Det ble brukt mer tid og ressurser i nærheten av isobasene som krysser Langvatnet og Øvrevatnet, og der hvor løsmassene tilsier at landformer skapt av Tapes-transgresjonen kan oppstå. Eksempelvis vil bekkefar og tidligere utos med marine/fluviiale avsetninger gjerne undersøkes med <1:5000 skala, slik at alle interessante detaljer og potensielle strandlinjer og høydeforskjeller kan bemerkes. Områder langt under Tapes-nivå blir ikke detaljert analysert, og over marin grense blir ikke analysert i det hele tatt.

3.2 Datainnsamling i felt

Metoden for innsamling av data fra felt baserer seg på den klassiske skandinaviske «isolasjonsbasseng-metoden» (eks. Hafsten, 1983; Kjemperud, 1986; Long et al., 2011; Svendsen & Mangerud, 1987). En naturlig depresjon vil oppleve samme avsetningsmiljø som omstendighetene under vann, men blir isolert fra vannmassen (som oftest havet) i det terskelen overgår havnivået under relativ havnivåendring. Ved å hente ut kjerneprøver fra et slikt basseng vil man ofte se en komplett stratigrafi fra marint til lakustrint avsetningsmiljø, med en brakkvannssone mellom.



Figur 3.1 Skisse over isolasjonsbassengmetoden (A) og eksempel av en kjerne (B). Figur fra Long et al (2011), modifisert fra Kjemperud (1986).

Brakkvannssonen representerer et mindre produktivt avsetningsmiljø hvor avsatt organisk materiale ikke brytes ned like effektivt grunnet relativt få organismer som trives i brakke miljøer. Hele denne overgangen kalles for en isolasjon, mens målet er å identifisere, tolke og radiokarbondatere isolasjonskontaktene som markerer den absolutte overgangen fra ett avsetningsmiljø til det neste, i dette tilfelle fra brakt til helt lakustrint.

Figur 3.1, hentet fra Long et al. (2011), viser hvordan en typisk isolasjon tatt med russerbor ser ut. Den sedimentologiske isolasjonskontakten viser starten på den brakke fasen, hvor terskelen på bassenget ligger i tidevannssonen, finkornete marine avsetninger avsettes mindre og mindre i bassenget og saltinnholdet i bassenget reduseres (Kjemperud, 1986). Den diatomologiske isolasjonskontakten viser til når den øverste, eufotiske sonen er fersk, og

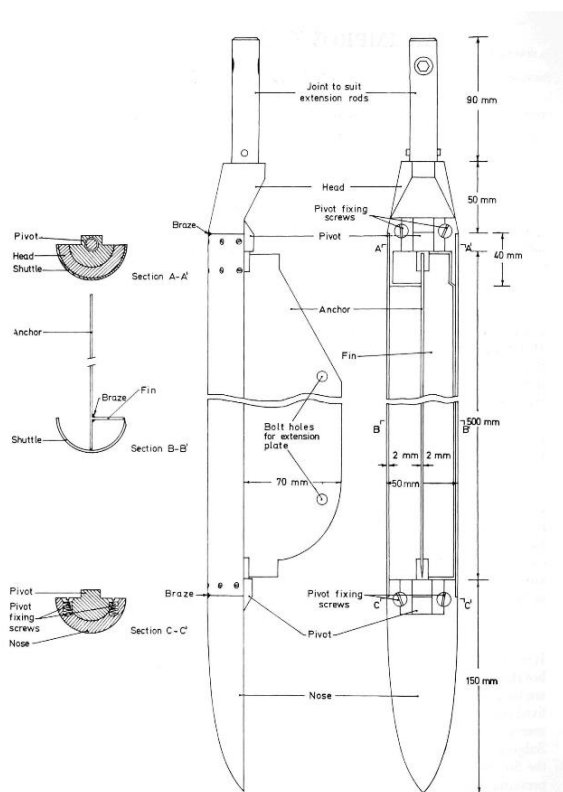
organisk aktivitet øker her. Den hydrologiske isolasjonskontakten viser til det tidspunktet havvann ikke når inn i bassenget, altså når terskelen hever seg over høyeste astronomiske tidevann (HAT). Denne kommer ofte samtidig med den diatomologiske isolasjonskontakten i godt blandete og/eller små basseng. Ved hurtig landhevning kan nedre (sedimentologiske) og øvre (hydrologiske/diatomologiske) isolasjonskontakt i praksis være samme kontakt (Kjemperud, 1986).

Vanligvis anses den diatomologiske overgangen som «selve» isolasjonen, og dateringer for isolasjonen gjøres her (Kjemperud, 1986; Long et al., 2011; Romundset et al., 2011), mens andre foreslår at den sedimentologiske isolasjonskontakten bør anses som isolasjonen (Corner et al., 1999). Spliden oppstår i om det laminerte brakkvannslaget oppstår like før bassenget blir isolert gjennom redusert saltinnhold, eller etter den blir isolert grunnet resterende stratifisert saltvann i bassenget. I denne oppgaven vil den førstnevnte forståelsen bli brukt som «selve» isolasjonskontakten, da det er noe avstand mellom den sedimentologiske og diatomologiske isolasjonskontakten. Dette gjør at resultatet blir mer pålitelig og valid, da samme prosess i isolasjonen alltid blir datert.

Det er verdt å merke seg at den diatomologiske isolasjonskontakten fikk sitt navn da Kjemperud brukte diatomeer for sine analyser, mens det i dette verket er brukt makrofossiler. Et bedre generaliserende fagbegrep ville vært «biotiske/biologiske isolasjonskontakt», men for å unngå unødvendig formulering av ny eller ubrukt nomenklatur vil denne oppgaven bruke Kjemperuds begreper. På bakgrunn av dette vil videre bruk av begrepet «isolasjonskontakten» referere til den diatomologiske isolasjonskontakten, mens «isolasjonen» fortsatt vil vise til hele prosessen/brakkvannsfasen, med mindre annet er spesifisert.

3.2.1 Russerbor

I myrer, grunne innsjøer og tjern tok vi i bruk et «russerbor» (Jowsey, 1965) for å samle inn sedimentkjerneprøver. Et russerbor er et $\varnothing 100 \times 1000$ mm halsylindrisk stål kammer som roterer rundt en stålvegg. Dette borchodet føres ned i sedimentene med håndmakt hvor forlengelsesstenger festes på fortløpende. Ved å rotere kammeret vil det fange sedimenter mot stålveggen, som da kan dras opp. Ved å rotere tilbake kammeret når russerboret er dratt opp vil kjernen eksponeres. Relevante kjerner ble lagret og transportert i halve kloakkrør ($\varnothing 100$ mm), og plassert i kjølelager på NGUs lokaler. Fordelen med dette instrumentet er at det er enkelt å håndtere, lett og man kan se kjernen i felt. Dette betyr at man ser akkurat hvilken del av lagrekken man treffer for et gitt basseng, og muliggjør enkel innhenting av relevante sekvenser, samt paralleller av disse. Samtidig kan man fortløpende i felt vurdere laterale variasjoner av stratigrafien, slik at et bedre egnet borested enkelt kan lokaliseres og brukes i stedet. Ved stor romlig variasjon kan et profil dannes, slik at fordelingen av avsetninger i bassenget kan analyseres. Russerboret som ble brukt i felt følger samme prinsipp som Jowsey (1965) illustrerer (figur 3.3 og figur 3.2).



Figur 3.3 Skisse av russerbor fra Jowsey (1965). Merk at dimensjonene ikke stemmer med de som ble brukt i felt)

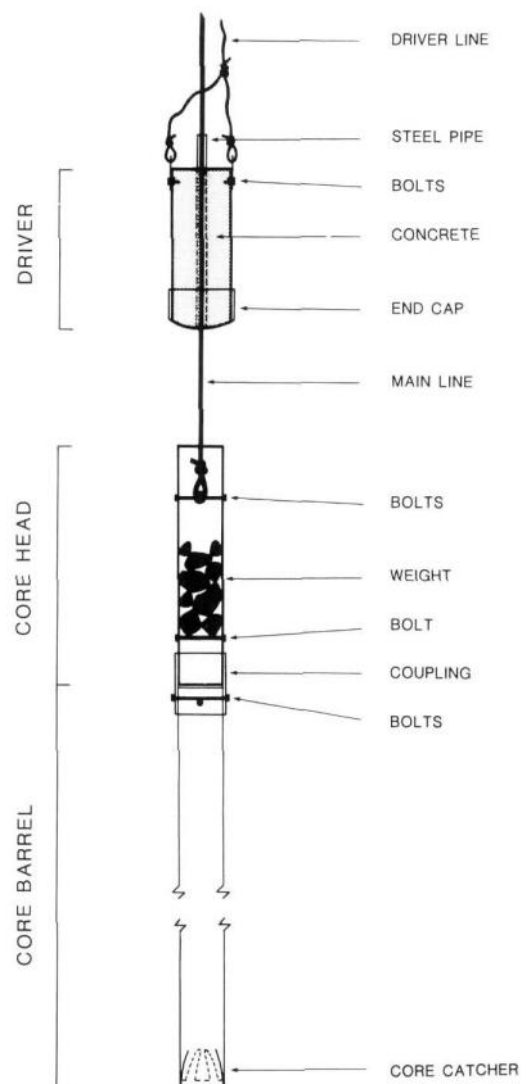


Figur 3.2 Russerboring i felt. Foto av Anders Romundset/NGU.

I gjengroingsmyrer hvor flytende torvmatter (hovedsakelig av *Sphagnum*) oppstår er russerbor ideelt. Her når man relativt sentralt i et tjern, hvor det er minst sjanse for forstyrrelser fra berggrunn eller eventuelle bekker og utløp. Flytetorva vil også være enkel å penetrere. Russerboret viste seg å være uegnet for Øvrevatnet og Langvatnet, men ble brukt i flere basseng under feltarbeidet for supplerende data. Russerbor ble forsøkt brukt på Langvatnet igjen under vinterfeltarbeidet i mars/april 2022, hvor vanddybden under isen ble for dyp for russeboret.

3.2.2 Slagbor/perkusjonsbor

I basseng hvor vi ikke når ut til representative prøvelokaliteter med russerbor (eksempelvis grunnet mangelen av flytetorv rundt basseng) ble det i vårt feltarbeid benyttet slagbor (eller perkusjonsbor) av typen «Reasoner-corer» (Reasoner, 1986). I felt benyttet vi en selvmontert flåte og førte et 6 meter langt $\varnothing 100\text{mm}$ kloakkrør av polypropylen ned i bunnen av et gitt basseng ved hjelp av et lodd og tau (figur 3.2). Røret var festet til et koblingsselement i toppen, hvor en kunne knyte fast et tau, kalt primærttau. Et uthult, sylindrisk lodd ble ført over primærtauet, og festet til et eget sekundærttau. Når begge disse var senket til ønsket borelokaltet i bassenget fra flåten ble enheten banket loddrett ned i sedimentene ved å løfte og slippe loddet gjentatte ganger. Enheten ble løftet opp gjennom talje. Dersom slagboret satt fast, ble en mekanisk vinsj benyttet. For å sikre at ingen sedimenter faller ut fra bunnen av røret ble en «sedimentfanger» installert (figur 3.4). Prøven ble så markert, fotografert og tettet før den ble fraktet videre. Den ble sagt i passende lengder for å få plass i bilen for transport.



Figur 3.4 Skisse av typen slagbor som ble brukt under feltarbeidet (Reasoner corer). Merk at vår "core head" ikke er like lang som på skissen, og inneholder heller ikke egne vekter.



Figur 3.5 Slagboring fra MS Dryas i felt ved et basseng i Lødingen. Foto av Fredrik Høgaas/NGU.

3.3 Laboratoriearbeid

Helkjerner fra innsjøer tatt opp med «Reasoner corer» og halvkjernene tatt med russerbor ble lagret i NGUs kjølelager frem til laboratoriearbeidet kunne ta sted. Her ble helkjernene splittet med to diamantsirkelsager slik at vi fikk to halvkjerner, hvor den ene ble lagret som parallell. Med russerbor ble parallell tatt opp i felt.

Alle kjernene ble lagret kjølig i plastemballasje for å ivareta fuktigheten i kjernen.

Kjerneprøvene ble nøye beskrevet og målt på basis av farge, kornstørrelse, litologi, antatte avsetningsmiljø, isolasjonskontakter samt mulige hiatuser og andre inkonformiteter.

Kjernene ble skrapet på overflater for å fremheve trekk som ble skjult av plastemballasjen og oppsamling av kondens under lagring.

3.3.1 Makrofossilanalyse

Makrofossiler er restene av døde organismer som er store nok til å ses uten mikroskop (Lowe & Walker, 1997, s. 162). Makrofossiler brukes i denne oppgaven for å definere endringer i avsetningsmiljøet for en lagrekke (biostratigrafi). Dette gjøres ved å plukke ut en bit av en kerne, våtsikte den forsiktig over en sil med maskestørrelse på $125\mu\text{m}$, og dermed analysere

innholdet i ei petriskål under en lupe. Figur 3.6 viser eksempler av fotograferte makrofossiler gjort i dette arbeidet. Her kan makrofossiler bli identifisert, og fordeling av disse vil bevise hvilket avsetningsmiljø som er representert i et gitt intervall i kjernen. Disse avsetningsmiljøene er **M**=marint (hav), **L**=limnisk/lakustrint (innsjø), **B**=brakt og **T** = terrestrisk (land). Makrofossilene ble plukket ut i representative intervaller i kjernen og ved kritiske overgangsfaser. Kjernebitene er på 1 cm i bredde (2-4 cm³ til sammen) når de tas ut, slik at en bit fra cm=100 betyr intervallet 100-101 cm.

Tabell 3.1 viser oversikt over hvilke makrofossil som ble identifisert i kjernene LØD-5 og ØKS-6, med beskrivelse og avsetningsmiljø. Antall funn av hvert makrofossil per prøveintervall ble formulert ved:

(AA) = Veldig tallrik (extremely abundant), ≥ 100 .

(A) = Tallrik (abundant), ≥ 20 .

(C) = Vanlig/moderat (common), ≥ 5 .

(R) = Sjelden/få (rare), < 5 .

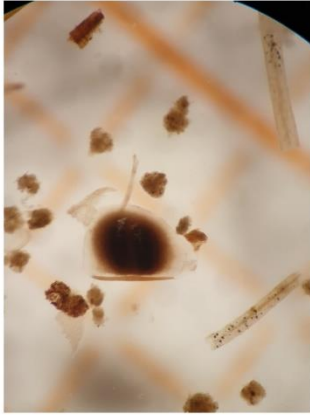
Bildene fra figur 3.6 ble tatt gjennom okularet til lupen, med tynneste oransje streker som millimeterskala og tykkeste streker som centimeterskala. De fleste bildene er «ryddet» for å fremheve makrofossilene, mens bildet nederst til høyre viser hvor mye annet irrelevant materiale som også kan oppstå i hvert undersøkte intervall. Kjerneloggene i figur 4.2 og figur 4.4 er markert med et «X» hvor makrofossilprøver ble analysert.

Prinsippet bak makrofossilanalysen og (bio)stratigrafi, ligger i aktualitetsprinsippet.

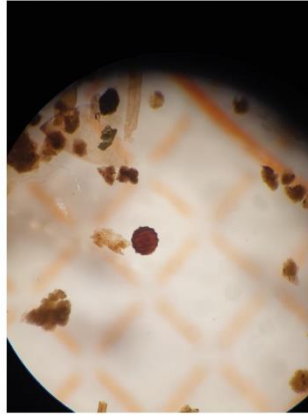
Aktualitetsprinsippet går ut på at nåtidens prosesser er de samme som før. Dermed vil blåskjellførende avsetninger tilsvare de klimatiske tilstandene hvor blåskjell forekommer i dag (Lowe & Walker, 1997).

Eksemplarer fra makrofossilanalyse

Lakustrint



Daphnia Pulex

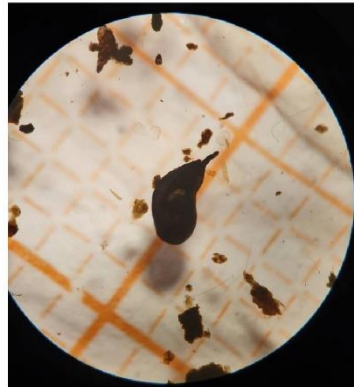


Nitella



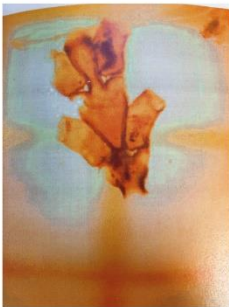
Lepidurus arcticus

Brakt

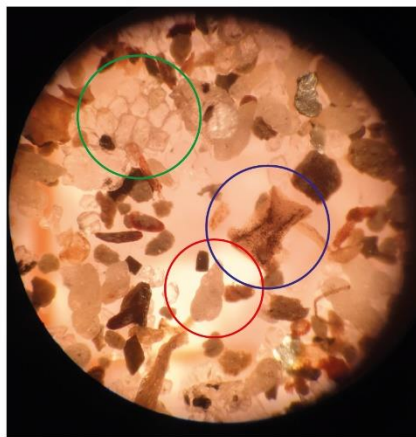


Ruppia

Marint



Dynamena pumila



Pectinaria



Eggerelloides scabrus



Mallotus villosus

Figur 3.6 Eksempel på makrofossiler funnet i LØD-5 og ØKS-6 sett i mikroskop. Tynne oransje streker viser millimeterskala, mens tykkere streker viser centimeterskala. Mellomtykke streker viser 0,5 cm.

Tabell 3.1 Oversikt over makrofossilene identifisert i dette arbeidet. Data fra eks. (Høgaas et al., 2021; Lid & Lid, 2017; Romundset et al., 2011; Romundset et al., 2018; Sparrenbom et al., 2006).

Makrofossiler i Øvrevatnet og Langvatnet						
Vitenskapelig navn	Taksonomisk nivå	Norsk navn	Makrofossil	Kommentar	Størrelse (mm)	Avsetningsmiljø
<i>Chara</i>	Slekt	Slekt av kransalge	Oospore	Algefrø, tåler brakt miljø godt.	0,5	Lakustrint
Chironomidae	Familie	Fjærmygg	Larvehodekapsel	Ofte tallrike, deformerte og utvasket i marine facies. Mindre viktig.	0,5-1	Lakustrint
<i>Cristatella mucedo</i>	Art	Gelémosdyr	Statoblast	"Overlevelseskapsel" av kitin, mosdyr	0,5-1mm	Lakustrint
<i>Daphnia pulex</i>	Art	Vannloppe	Ephippium	Vinteregg for krepsdyr, godt tilpasset ekstreme forhold. God indikator på ferskt miljø	1	Lakustrint
<i>Diffugia pyriformis</i>	Art	Testat amøbe	Test	Agglutinert pæreformet test	0,2-0,4	Lakustrint
<i>Dynamena Pumila</i>	Art	Tanghydroide	Hydrotheca	Ytre forlengelse av perisarken. Av kitin.	1	Marint
<i>Eggerelloides scabrus</i>	Art	-	Test	Agglutinert foraminifer, vanlig å finne, god indikator på marint miljø.	0,5	Marint
<i>Elphidium excavatum</i>	Art	-	Test	Kalkholdig foraminifer, vanlig å finne, god indikator på marint miljø.	0,5	Marint
<i>Fredericella indica</i>	Art	Nordlig mosdyr	Statoblast	"Overlevelseskapsel" av kitin, mosdyr. Kan ofte overses i mikroskop pga. "generisk" utseende.	0,5	Lakustrint
<i>Gasterosteus aculeatus</i>	Art	Trepigget stingsild	Bein	Div. beinrester, ryggvirvler. Tilpasser seg brakt vann, god indikator på brakt miljø.	0,5	Brakt/lakustrint
<i>Lepidurus arcticus</i>	Art	Skjoldkreps	Eggeskall	Egg fra krepsdyr, enkel å bevise dersom egget er lite deformert.	0,5	Lakustrint
Oligochaeta	Underklasse	Fåbørstemark	Eggeskall	En type leddorm, ofte deformerte. Lett å tolke feil.	0,3-0,5	Lakustrint
<i>Oribatida</i>	Underorden	Hornmidd	Skall	Edderkoppdyr. Svært varierende utseende; ofte neglisjert i denne oppgaven.	0,5-2	Lakustrint/brakt/terrestrisk

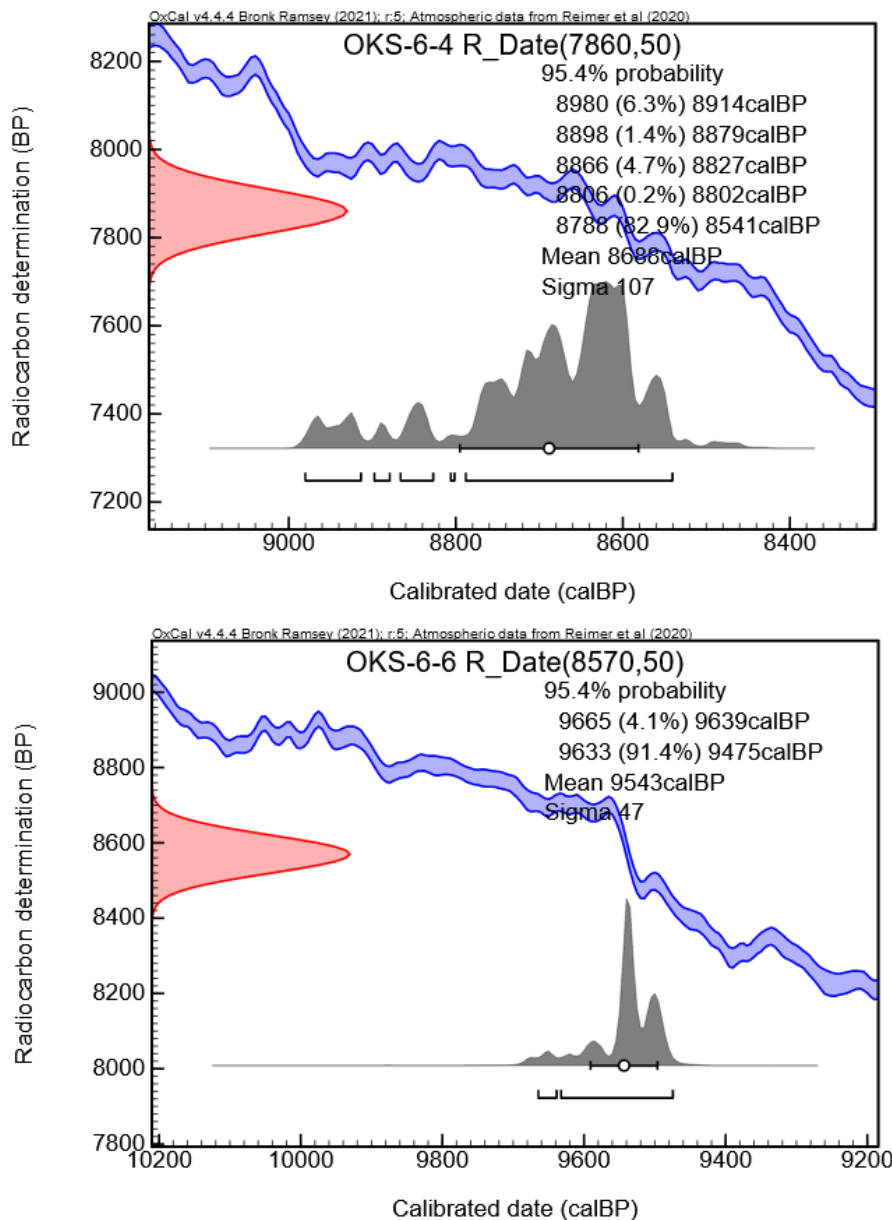
<i>Mallotus villosus</i>	Art	Lodde	Ryggvirvel	Fiskebein, ofte ryggvirvel.	0,7	Marint
<i>Nitella</i>	Slekt	Slekt av kransalge	Oospore	Algefrø	0,5	Lakustrint
<i>Pectinaria</i>	Slekt	Slekt av leddorm	Tube	Sementert veggstruktur av sand, tubeformet. Kan ligne på Trichoptera.	0,5-2	Marint
<i>Plumatella repens</i>	Art	Kryp-mosdyr	Statoblast	"Overlevelseskapsel" av kitin, mosdyr	0,5	Lakustrint
<i>Potamogeton natans</i>	Art	Tjønnaks	Frø	Relativt store, lyse frø med distinkt form. Vanlig forekommende.	3-5	Lakustrint
Pteropsida	Klasse	Bregneplanter	Sporehus	Sporehus av diverse bregner, ofte neglisjert	0,2-0,4	Terrestrisk
Rhabdocoela	Orden	Flimmerorm	Eggeskall	Ofte tallrike, deformerte og utvasket i marine facies	0,3-0,5	Lakustrint
Rhizopoda	Klasse	Amøbe	Test	Formet som glasskuppel	0,5	Lakustrint
<i>Ruppia</i>	Slekt	Havgress	Frukt	Tåler brakkvann ekstremt godt, ofte som eneste makrofossil. Viktig indikator for brakkvannsmiljø.	5-7	Brakt
Trichoptera	Orden	Vårflue	Tube	Tube eller vegg laget av vårfluelarven. Består av silke og forsterkende materiale som finsand. Kan ligne på <i>Pectinaria</i> .	0,2-0,4	Lakustrint
Tricladida	Orden	Marin flatorm	Eggeskall	Ofte deformerte, sjeldent valgt ut grunnet usikkerhet.	0,2-0,3	Marint

3.3.2 Radiokarbondatering

Ved utplukking av materiale for radiokarbondatering var materialene rundt isolasjoner og ingresjoner viktigst. Materialene i disse intervallene ble forsiktig våtsiktet i en sil med 250 µm maskestørrelse. Daterbart materiale ble tatt ut med en pinsett, og plassert i ei petriskål. Når ca. 5 mg eller mer er tatt ut ble materialet merket og tørket over natta ved 50°C i en ovn. Materiale som kvister, frø, skjell, blader, ephippia o.l. kan brukes for å oppnå nok materiale til datering. Terrestriske plantematerialer (TPM) er ofte gode for datering. Røtter og resedimentert materiale kan være problematiske å datere grunnet at deres plassering i kjernen ikke nødvendigvis representerer den tiden materialet døde, og dermed sluttet å ta opp karbon

fra omgivelsene. Dersom et enkelt intervall (eks. 50-51 cm) ikke inneholder nok organisk materiale til å dateres, vil et nærliggende intervall over eller under brukes for å få nok daterbart materiale.

Prøvene ble sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory, hvor de ble radiokarbondatert med akselerasjonsmassespektrometri (AMS). Rådataene fra dateringene (^{14}C -alder) ble sendt tilbake, klare til å kalibreres. Kalibreringen ble utført gjennom OxCAL v.4.4 (Bronk Ramsey, 2009) med datasettet IntCal20 (Reimer et al., 2020) for å kalibrere radiokarbonaldrene til kalenderår. Det ble ikke nødvendig å bruke Marine20-datasettet (Heaton et al., 2020) for å kompensere for den marine reservoar-effekter i dette arbeidet, da kun terrestrist materiale ble datert.



Figur 3.7 Eksempel på kalibrering av radiokarbonaldre med OxCAL v.4.4 (Bronk Ramsey, 2009). OKS-6-4 viser en datering med stor spredning, og OKS-6-6 viser en datering med liten spredning.

^{14}C -alderen har vanligvis en usikkerhet som kommer fra laboratoriet som inkluderes i kalibreringen, samt en statistisk usikkerhet. Disse usikkerhetene er inkludert i et normalfordelt resultat av radiokarbonalder som mottas fra laboratoriet, og spennet kalibreres ved at ^{14}C -alderen fra dateringsmaterialet sammenlignes med kurven over historisk endret atmosfærisk ^{14}C , slik at ^{14}C -alderen kan oversettes til kalenderår gjennom en tetthetsfunksjon. (Bowman, 1990). Kalibrerte aldre er gitt med et konfidensintervall på 95,44%, eller to standardavvik (σ). Dette vil si at man kan med 95,44% sikkerhet si at en kalibrert alder ligger mellom to gitte kalenderår, hvor hvert er to σ unna gjennomsnittet. Kalibrert aldre vil presenteres i cal a BP (calibrated annum before present, kalibrert alder før nåtid); nåtid definert til år 1950.

Figur 3.7 viser to dateringsresultat fra kalibreringsapplikasjonen OxCal v 4.4 (Bronk Ramsey, 2009). Den røde normalfordelingskurven viser sannsynligheten for en ^{14}C -alder som resultat av forholdet mellom karbonisotoper i dateringsmaterialet, med halveringstiden til ^{14}C tatt til etterretning samt laboratorieusikkerhet. Den blå kurven viser historisk atmosfærisk ^{14}C -innhold på bakgrunn av dryppsteindata og årringer på trær (Bowman, 1990). Den grå kurven illustrerer sannsynligheten for sammenfall mellom radiokarbonalder og gitt kalenderår.

I figur 3.7 viser OKS-6-4 krysningen mellom historiske verdier og målte ^{14}C år, og fordelingen gir et anslag på sannsynlighet mellom to kalenderår. OKS-6-4 viser et scenario der normalfordelingskurven av ^{14}C -år krysser mange år med tilsvarende verdier at atmosfærisk karboninnhold, noe som gjør mange kalenderår kan ha samme innhold av atmosfærisk karbon. Dette vanskeliggjør presis datering, og gir et høyt standardavvik (sigma, σ). Riktignok er det en 82,9% sannsynlighet for at materialet er 8788-8541 cal a BP gammelt, men for å oppnå ønsket sannsynlighet på 2σ (95,44%) må de mindre sannsynlige aldre også inkluderes. OKS-6-6 viser en mer presis datering, hvor det er få kalenderår som inneholder samme atmosfærisk karbonnivå som dateringskurven i rødt presenterer.

3.3.3 Multi-Sensor Core Logging

MS, XRF, røntgen og RGB-fotografier med høy oppløsning ble alle scannet i kjernelaboratoriet til Norges Geologiske Undersøkelse. Røntgen ble gjort separat, hvor en røntgenanode scannet kjernen for densitetsforskjeller i et eget strålingssikret rom. MS, XRF og fotografering ble utført samtidig av en «Multi-Sensor Core Logger» (MSCL) levert av GeoTek Ltd. Romtempererte kjerneprøver ble sagt til passende lengder opp til 1 meter,

skrapet plant og kjørt gjennom skanningsprogrammet. Oppløsningen på skanningen er på 5mm.

3.3.3.1 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet (MS) er i dette arbeidet anvendt for å bevise endringer i minerogent innhold i kjernene mot organisk innhold. Ettersom MS måler forholdet mellom påført magnetfelt og magnetisering er den dimensjonsløs, og måles her med SI 10^{-5} . MS vil i denne oppgaven i praksis brukes for å fremheve klastiske pulser eller andre anomalier fra tilsynelatende homogene avsetninger, som marin silt eller marin/fersk gytje. Målingene ble gjennomført av en «Bartington MS3 Magnetic Susceptibility Meter» og en «MS2E»-sensor med en eksponeringstid på 5 sekunder per måling, med en romlig oppløsning på 5 mm (Høgaas et al., 2021).

3.3.3.2 Røntgenfotografi

Røntgenfotografiene ble produsert av et Thermo Kevex PSX10-65W-Varian2520DX kamera. Bildene ble tatt med 120 keV og 140 mA, og ble fargejustert for å optimalisere balansen mellom signal og støy (Høgaas et al., 2021). Røntgenfotografiene er i dette arbeidet benyttet for å fremheve primære og sekundære strukturer i kjernene. Dette vil assistere forståelsen av eksempelvis overganger mellom avsetningsmiljøer, energitilførsel og laminering i kjerner. Noen strukturer i røntgenfotografer kan være følger av datainnsamlingsmetoden, da påført skjærkraft kan sprekke opp eller tilføre/omfordele luftlommer i kjernen. Tolkning av røntgenfotografiene bør derfor utføres sammen med tolkning av høykvalitets RGB-bilder.

3.3.3.3 X-Ray Fluorescence (XRF)

XRF er et ikke-destruktivt verktøy for å analysere mineralkomposisjonen av en masse. Ved å stråle materialet med røntgenstråler fra en Rhodiumsanode vil grunnstoffer eksitere et elektron grunnet overgioverskuddet. Dette produserer primærstråling i en karakteristisk bølgelengde basert på hvilket grunnstoff som blir strålet (Thompson, 2007). Ettersom XRF krever kontakt med materialet for å utføre analysen, ble en 4µm tykk plastfilm rullet over kjernen slik at kjernematerialet ikke hang fast i måleutstyret under skanningen og kontaminerte resten av kjernen. Hvert intervall ble utsatt for stråling med 10 og 40 keV, hvert med 20 sekunders eksponeringstid. Skanningen ble utført av en DELTA Professional Olympus håndholdt XRF-skanner som ble montert fast på NGUs MSCL. Skanneren måler grunnstoffer fra atomnummer 12 (aluminium) opp til atomnummer 92 (uran) (Richter et al., 2006).

Grunnet tidsmessige vanskeligheter og problemer med å fremstille komparative og normaliserte data ble ikke XRF som metode anvendt i dette arbeidet. Dataen skulle bli transformert fra parts per million (ppm) til «centred log-ratio (clr)» for å unngå «closed data problem» (Aitchison, 1984a, 1984b). Clr-resultatene er dimensjonsløse, og vil ikke summeres opp til 1 000 000. De vil representere endringer i enkelte grunnstoff opp mot datamaterialets geometriske gjennomsnitt.

4 Resultat med tolkning

I dette kapittelet vil ferdige resultater fremstilles sammen med innledende tolkning før diskusjonskapittelet tar over.

Under feltarbeidene ble detaljert terskelhøyde ikke undersøkt. Det vil si at terskelhøyden for bassengene i realiteten kan avvike noe fra verdiene presentert her. Grunnen til dette er at det vanligvis gjøres under senere feltarbeid for relevante basseng, utenfor tidsrammene for arbeidet utført her. Detaljert kartlegging av terskelhøyder er planlagt til å gjennomføre under feltsesongen sommeren 2022. Videre detaljer for terskelhøyden til Øvrevatnet og Langvatnet vil beskrives for hvert basseng. Detaljert beskrivelse av hevede strandlinjer (figur 4.1) for hvert basseng vil bli presentert i kapittel 5.1.1 og 5.1.3.

4.1 Øvrevatnet

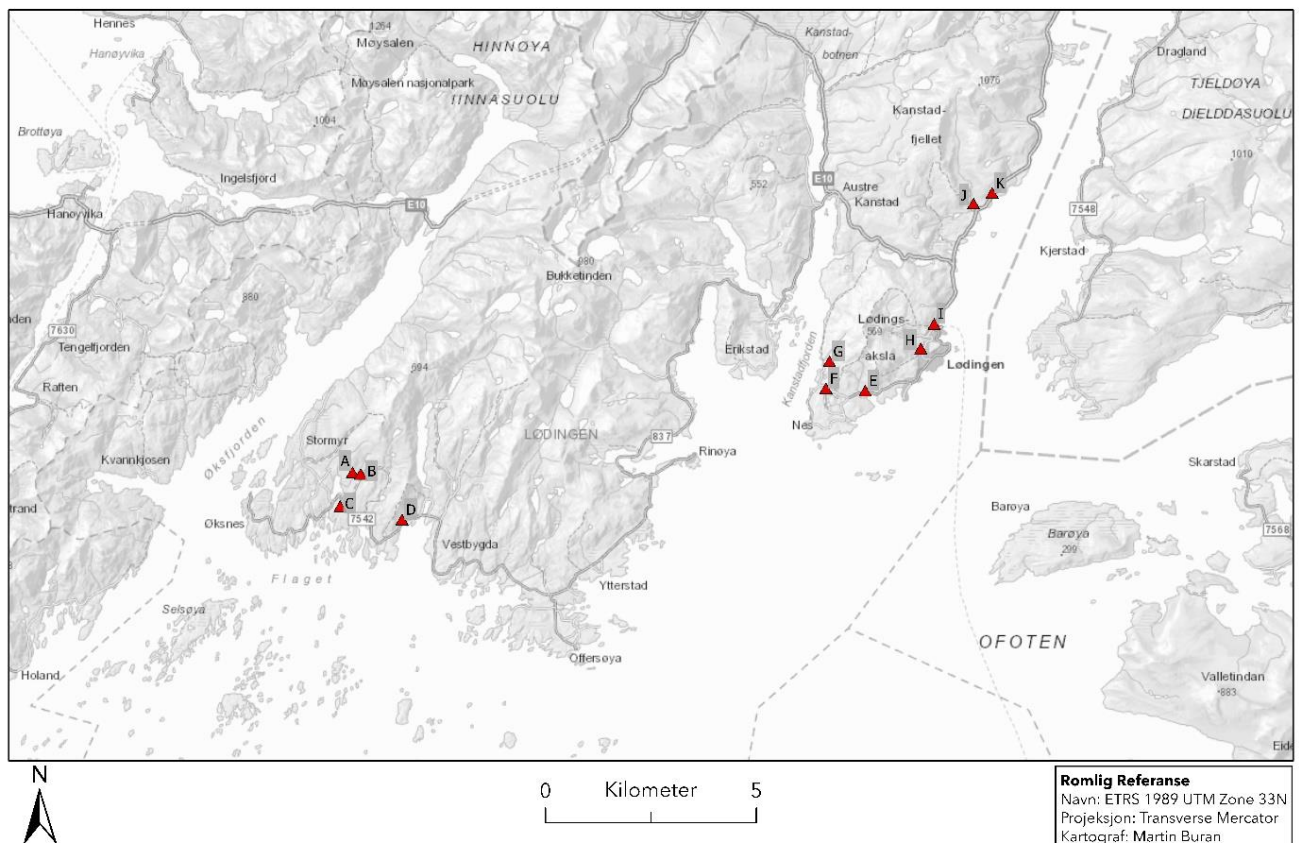
Øvrevatnet befinner på østsiden av Lødingsaksla, 3,4 kilometer nord for Lødingen sentrum. Øvrevatnet er 160 m x 150 m stort og ligger ca. 24,7 meter over havnivå, og drenerer til Tjeldsundet østover forbi «Lillevatnet» som ligger 19 meter over havnivå. Området er hovedsakelig bart fjell med tynne humusdekker på toppen, mens marine havavsetninger fins lengre ned i terrenget. Sporadiske tynne morenedekker er også observert i området, men ikke registrert i NGUs løsmassekart. Det er grunn til å anta at de marine avsetningene strekker seg lengre opp. Først og fremst er løsmassene i området kartlagt i 1:250 000 skala av NGU i år 2000, hvor metodene var flyfotoanalyse supplert med bakkeobservasjoner. For det andre er området noe vegetert, som vanskeliggjør flyfotoanalyse. Finkornede marine avsetninger avsettes ikke i store mektigheter langsmed strandsonen, og kan enkelt eroderes bort dersom topografien tilsier at avsetninger ikke enkelt kan akkumuleres der. Dette gjør at sammenligningspotensialet mellom kartlagte marine avsetninger og MG kan være komplisert på lokal basis. Berggrunnen i området består av en rødlig granitt til syenitt som størknet i paleoproterozoikum (1870 ma) (Tveten, 2014a).

Terskelhøyden for dette bassenget ble aldri undersøkt i detalj i feltarbeid. Av denne grunn vil høyden fra LiDAR-data (Kartverket, 2021a) ved vannflata brukes som terskelverdi, og dermed isolasjonshøyde. Dette er ofte feilaktig, og i realiteten er terskelhøyden ofte 10-40 cm under vannflaten. Terskelen var også dekt av et tynt løsmassedekke som ikke ble undersøkt i detalj. Løsmassene er trolig tynn morene. Tykkelsen på løsmassene krever at terskelhøyden justeres enda mer, da man ønsker å definere isolasjonstidspunkt på basis av høyden for berggrunnsterskelen. I dette arbeidet vil 24,7 moh. benyttes videre som terskelverdi for

enkelhetens skyld, men senere justering er nødvendig for presise resultater. Forskjellen på NN2000 og MV vil heller ikke tas høyde for når det kommer til Øvrevatnet.

Bassenget er lokalisert på ~20-metersisobasen for Tapes-strandlinjen (Grønlie, 1951), og på 55-60-metersisobasen for yngre dryas og Marin Grense (Møller & Sollid, 1972; Sørensen et al., 1987). Øvrevatnet lå under isen under T-L hendelsen, som tilsvarer yngre dryas alder. Dette vises ved tidligere litteraturs bevis for T-L hendelsens endemorener rundt Vestfjorden (kapittel 1.3), samt de høyereliggende (~60 moh.) strandlinjene som trolig ble formet under yngre dryas. Området er også preget av andre hevede strandlinjer som bevis på postglasial landheving (figur 4.1 punkt E-K).

Funn av relevante hevede strandlinjer ved Langvatnet (A-D) og Øvrevatnet (E-K).



Figur 4.1 Relevante hevede strandlinjer for problemstillingen lokalisert rundt bassengene Langvatnet og Øvrevatnet. Detaljert beskrivelse av relevante strandlinjer presenteres i kapittel 5

Ved Øvrevatnet og Lødingen ble både hevede strandterrasser og hevede strandvoller funnet. Spesielt interessant ble en strandterrasse funnet i løsmasser omtrent 2 km nord-øst for Øvrevatnet på 26,3 moh., like ved en abrasjonsstrandlinje i fjell på omtrent 60 moh. Disse vil, sammen med en strandvoll ved Lødingen sentrum ved 28,6 moh., være resultatet av flere lengre periode med relativt stabilt havnivå hvor tydelige strandlinjer kunne dannes.

Innledningsvis vil disse tolkes som relatert til Tapes-transgresjonen v/ 26,3 og 28,6 moh., og MG/hovedstrandlinjen/T-L-hendelsen ved ~60 moh. Til sammen vil syv hevede strandlinjer diskuteres opp mot strandforskyvningen ved Øvrevatnet.

4.1.1 LØD-5

LØD-5 er en helkjerne tatt opp med «Reasoner» type slagbor og ble målt 330 cm lang. Den ble tatt fra 6 meters dyp målt fra vannoverflaten og ned, omtrent midt i bassenget. Den ble sagt opp i 3 deler: LØD-5-1, LØD-5-2 og LØD-5-3.

LØD-5-1 (600-700 cm) var delvis fylt med løs, bløt fersk gytje og torv, og de øvre 43,5 cm ble derfor fjernet i forkant av MSCL og makrofossilanalyse. LØD-5-2 inneholder kjernematerial mellom 700-850 cm. LØD-5-3 viser til materialet mellom 850-934,5 cm. LØD-5-3 ble kun beskrevet litostratigrafisk, og ingen andre analyser ble anvendt på denne kjernedelen grunnet dens irrelevans til problemstillingen. LØD-5-3 inkluderte 8 cm med oasis i enden; et vannabsorberende planteskum som stabiliserer kjernematerialet under transport og analyse. Endelig kjernelengde er på 283 cm (643,5 – 926,5 cm), ekskludert oasis. De nedre 54,5 cm av LØD-5-2 ble kun utført røntgenfotografi av, og ikke MSCL. Dette var på grunn av kjernedelens irrelevans, og at MSCL er forhåndsprogrammert til kjerner opp til 1 meter i lengde. I LØD-5 fra cm 645 til cm 715 ble det utført pollenanalyse av Lene Halvorsen fra Universitetet i Bergen. Kjernematerialet ble plukket ut fra parallelldelen av LØD-5, og fraktet til Bergen for analyse. Resultatet av analysen ble kommunisert til skrivende forfatter i mai 2022 som personlig kommunikasjon. Se appendiks 4 for detaljert pollendiagram.

LØD-5 ble delt inn i fem enheter:

Enhet Ø1: 926,5 cm – 710 cm

Enhet Ø2: 710 cm – 708 cm

Enhet Ø3: 708 cm – 670 cm

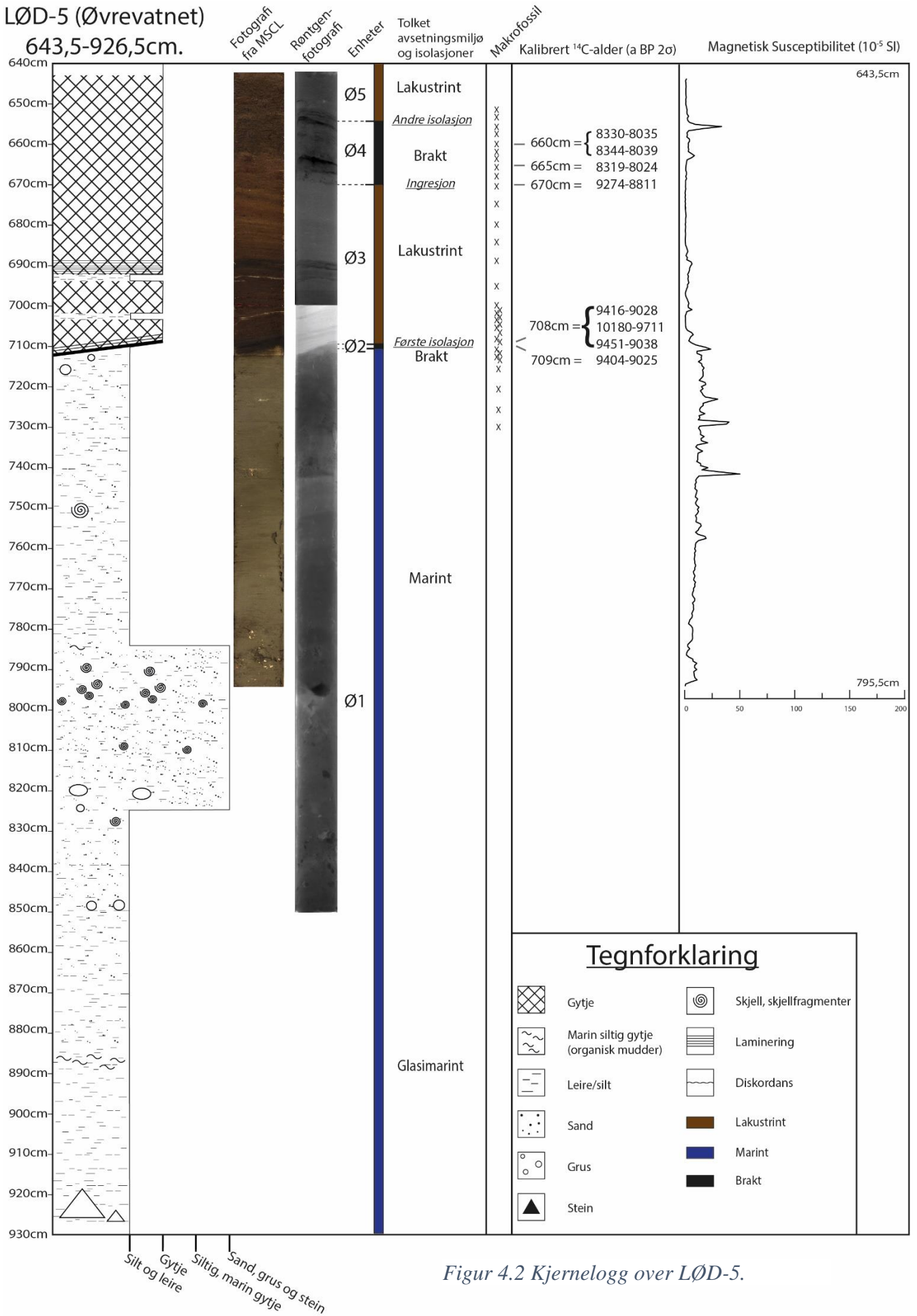
Enhet Ø4: 670 cm – 656 cm

Enhet Ø5: 656 cm – 643,5 cm

Figur 4.2 viser fullstendig kjernelogg over LØD-5, inkludert litologi, bilder fra MSCL og røntgen, oppdelinger i enheter, tolket avsetningsmiljø, makrofossilanalyse, dateringsresultater og magnetisk susceptibilitet.

LØD-5 (Øvrevatnet)

643,5-926,5cm.



Figur 4.2 Kjernelogg over LØD-5.

4.1.1.1 Litostratigrafi

Enhet Ø1: 926,5 cm – 710 cm

Enhet Ø1 består av glasimarin til marin sandig silt førende skjellfragmenter. Den grålige fargen, spesielt synlig de nederste ~30 cm indikerer et sterilt avsetningsmiljø, trolig fra tidlig holocen. Nederste i kjernen ble det også funnet en 10x5 cm stein av granodioritt, trolig transportert som dropstein fra sjøis i det daværende sundet. Videre viser kjernen rolige marine forhold av sandig silt og mer biologisk produktiv, og sporadiske skjellfragmenter, gruskorn og rester av grønnalge opp til ca. 825 cm, hvor et noe høyere energinivå opp til 785 cm observeres. Dette partiet med høyere energi og mer destruerte skjellfragmenter kan tolkes som overgangen fra dyp marin tilværelse til at sedimentene i bassenget er påvirket av bølgebasis, samtidig som at det daværende sundet ville produsere en gjennomstrømming med mer energi.

Fra 785 cm vises roligere, mer siltige marine forhold med noen få skjellfragmenter frem til ca. 711 cm, hvor to ~4 cm store gruskorn befant seg.

Enhet Ø2: 710 cm – 708 cm

Enhet Ø2 viser sort, hellende og laminert siltig gytje. Overgangen mellom enhet Ø1 og Ø2 er tydelig, og indikerer hurtig endring i avsetningsmiljø.

Enhet Ø3: 708 cm – 670 cm

Enhet Ø3 viser brunere lakustrin gytje med noe varierende fargesammensetning oppover kjernen, hvor mørkere og lysere partier uregelmessig byttes om. Overgangen mellom Enhet Ø2 og enhet Ø3 er tydelig, og indikerer også en hurtig endring i avsetningsmiljø. To pulser av finsand/silt vises ved 703 cm og 692 cm, med homogen brun gytje mellom. Fra 692-689 cm vises subtil laminering av gytja, før den går over til et noe lysere brunt utseende.

Enhet Ø4: 670 cm – 656 cm

Enhet Ø3 viser en subtil endring i farge over til sort gytje med mer fettaktig glans. Overgangene under og over er nesten usynlige, og ble definert ut av makrofossilanalyse.

Enhet Ø5: 656 cm – 643,5 cm

Enhet Ø5 består av brun lakustrin gytje tilsvarende nedre del av enhet Ø3, med et noe mindre konsolidert preg.

4.1.1.2 Makrofossiler

Enhet Ø1 viser tydelige marine makrofossiler fra 730 cm opp til isolasjonen, med tallrike til ekstremt tallrike mengder *Elphidium excavatum*, *Eggerelloides scabrus* og *Pectinaria*, samt noen få Tricladida, Rhabdocoela og *Mallotus villosus* (Lodde). *Elphidium excavatum* avtar oppover, mens *Eggerelloides scabrus* øker.

Ved cm 710 i overgangen mellom enhet Ø1 og Ø2 var det funnet kun én enkelt *Elphidium excavatum*. Ved cm 709 ble moderate mengder *Daphnia pulex* og *Fredericella indica* funnet, samt få (1-5) *Chara* sp. Intervallet 709-710 cm er tolket som en del av det brakke miljøet grunnet den tydelige lamineringen i gytjen sammenlignet med gytja over. Mengden makrofossil er også liten sammenlignet med overliggende intervaller.

Fra starten av enhet Ø3 ved 708 cm vises klare lakustrine forhold, med moderate mengder *Daphnia pulex*, *Plumatella repens*, *Fredericella indica* og *Cristatella mucedo*. Det ble funnet én *Elphidium excavatum*, som kan være introdusert gjennom sjøsprøyt, stormflo eller lignende prosesser. Videre introduseres makrofossiler fra ferskvannsamøber som *Rhizopoda* og *Diffugia pyriformis*, samt algesporer fra *Nitella* og *Chara*. Typisk, men produktive lakustrine forhold fortsetter frem til 670 cm. Ved 696 cm ble det funnet veldig tallrike (>100) mengder *Daphnia pulex*, og ved 685 cm veldig tallrike mengder *Diffugia pyriformis*. Ved 675 cm ble veldig tallrike mengder *Chara* sp. funnet.

Enhet Ø4 presenterer betydelige forekomster av *Ruppia*, en plante som håndterer brakke avsetningsmiljøer svært godt (Lid & Lid, 2017), sammen med vedlikeholdt tallrike mengder *Chara*. *Chara* trives i oksygenreduerte miljøer (Langangen, 2007). *Chara* utvikler seg sammen med *Ruppia* til tallrike mengder ved 668 cm opp til 660 cm, hvor *Ruppia* forsvinner og *Chara* vedlikeholdes ved moderate til tallrike mengder. Det ble også noterte at i endene av enhet Ø4 var *Ruppia*-frukten mer deformert enn til vanlig. Én enkelt *Ruppia* ble funnet ved cm 656, sammen med moderate mengder *Chara*, *Lepidurus arcticus* og sjeldne mengder *Diffugia pyriformis*. Enheten ble synliggjort først etter pollenanalyse utført av Lene Halvorsen ved UiB. Funnet av *Ruppia* gjorde at resultatet ble direkte kommunisert videre for å sikre at makrofossilanalyse mm. ble utført med høy oppløsning på denne seksjonen av kjernen, som ellers ser «typisk lakustrint» ut visuelt sett.

Enhet Ø5 er stabilt lakustrint, med relativt lite innhold av makrofossil sammenlignet med det enhet Ø3. Makrofossiler som moderate til tallrike mengder *Chara*, *Diffugia pyriformis*, samt sjeldne mengder *Nitella* og *Potamogeton natans* finnes her.

Full oversikt over makrofossiler funnet ved makrofossilanalysen for LØD-5 er presentert i appendiks 3. Full oversikt over pollenanalyse utført av Lene Halvorsen v/ UiB er presentert i appendiks 4.

4.1.1.3 MSCL og røntgen

Resultater fra MSCL og røntgenbilder er presentert i figur 4.2, hvor høy-kvalitets RGB-bilder og magnetisk susceptibilitet fremvises med resten av dataen og tolkningen av kjernen.

Enhet Ø1 vises som klart marint i både MSCL og røntgenbilder. Røntgenbilder viser jevnt over mørk farge med sporadisk lysere lag og punkter som sammenfaller godt med økning i MS.

I overgangen mellom Ø1 og Ø2, samt overgangen mellom Ø2 og Ø3 vises en tydelig endring i farge, densitet og et fall i MS, en indikasjon på avslutningen på et marint avsetningsmiljø. MS viser to små topper tilsvarende silt/finsandpulsene ved 703 og 692 cm. Pulsene vises noe dårligere i røntgenbildene. Merk at ved cm 700 og oppover i kjerneloggen blir røntgenbildet mørkere, dette er for å fremheve videre endring i kjernens densitet uten at bildet blir for lyst.

Etter siste sandpuls på 692 cm viser røntgenbildene også lamineringsstrukturer opp til ~688 cm. Etter dette fremstår Ø3 som «typisk lakustrin» med klar brun farge, liten tetthet og MS lik eller litt over $0 \cdot 10^{-5}$ SI.

I enhet Ø4 vises en økning i MS, blant annet med en høy topp på cm 655. Røntgenbildet viser strukturer lignende laminering, til tross for at de ikke fremstår i RGB-fotografiet. Enhet Ø5 viser, likt Ø3, typiske lakustrine forhold.

4.1.1.4 Radiokarbondateringer

Ved enhet Ø2 ble intervallet 709-710 cm datert til 9404-9025 cal a BP, mens intervallet 708-709 cm ble det sendt inn tre dateringer av, med resultatene 9416-9028, 10180-9711 og 9451-9038 cal a BP. Ved enhet Ø4, referert til som «brakkvannsfase» i dateringsprosessen, ble det utført fire dateringen ved intervallene 670-671, 665-666, samt to fra 660-661 cm, med respektive aldre 9274-881, 8319-8024, 8344-8039 og 8330-8035 cal a BP. Alle aldre tilsvarende tidlig holocen.

Tabell 4.1 viser fullstendige dateringsresultater for kjernen LØD-5. Tabellen viser ^{14}C -alder og kalibrert alder av hver prøve, både med 2σ sannsynlighet og vektet gjennomsnitt (μ). Teksten fremover vil referere til vektet gjennomsnitt dersom kun én kalibrert alder er fremlagt, og 2σ sannsynlighet dersom to aldre er fremlagt.

LØD-5-2, LØD-5-4 og LØD-5-6 ble alle datert med >1 mg rent karbon (C). Disse kan fortsatt produsere gyldige data, og blir behandlet slik i dette arbeidet. Kalibrert alder er ikke avrundet til nærmeste 10, selv om dette gjøres for ^{14}C -aldrene i Poznan.

LØD-5-5 til og med LØD-5-8 ble datert med den hensikt å få en alder på første isolasjon, altså enhet Ø2. Her viser tre av aldrene pålitelige og overlappende aldre, sentrert rundt ~ 9240 cal a BP. Den fjerde, LØD-5-6 viser en noe eldre alder på 10 180-9711 cal a BP. Materialet datert er mose, som i seg selv ikke er grunn til mindre valide data med mindre mosen er akvatisk. I det de tre andre dateringene viser så pålitelige data på samme intervall, forstås LØD-5-6 som en mindre gyldig datering, og vil ikke betraktes som reell.

LØD-5-1 til og med LØD-5-4 ble datert med hensikt å se hvorvidt enhet Ø4 kan attribueres til Tapes-transgresjonen. Ingresjonen, gitt ved datering LØD-5-4 (670-671 cm) viser en alder på 9274-8811 cal a BP, bare omtrent 170 år senere enn innledende isolasjon. LØD-5-1 til og med LØD-5-3 viser henholdsvis aldrene 8330-8035, 8344-8039, og 8319-8024 cal a BP. LØD-5-3 er datert fra intervall 665-666, men viser tilsvarende alder som LØD-5-2 og LØD-5-1, datert i intervallet 660-661. Aldrene fra LØD-5-1 til og med LØD-5-3 er omtrent 900 år yngre enn LØD-5-4.

Sammenlagt tolkes dateringene av isolasjonskontaktene fra kjerne LØD-5 som tydelige indikasjoner på en tidlig innledende isolasjon, fulgt tett etter av Tapes-transgresjonen i tidlig holocen. Dateringene anses som valide og pålitelige, med unntak av datering LØD-5-6 som ikke betraktes som en reell datering.

Tabell 4.1 Dateringsresultater for LØD-5.

Dybde (cm)	Prøvenavn	Kontekst	Kalibrert alder (cal a BP, 2σ)	Vektet gjennomsnitt (μ)	Dateringsmaterial	Prøvevekt (mg)	Laboratorienummer	Radiokarbonalder (a BP)	Kommentar
<i>Kjerne LØD-5. Basseng Øvrevatnet. 24,7 moh.</i>									
660-661	LØD-5-1	Brakkvannsfase topp	8330-8035	8193	TPM	24	Poz-148307	7380 ± 50 BP	
660-661	LØD-5-2	Brakkvannsfase	8344-8039	8230	Mose	4	Poz-148494	7400 ± 40 BP	0,66mgC
665-666	LØD-5-3	Brakkvannsfase	8319-8024	8146	TPM	19	Poz-148308	7350 ± 50 BP	
670-671	LØD-5-4	Brakkvannsfase bunn	9274-8811	9073	Mose mm.	5	Poz-148495	8120 ± 50 BP	0,34mgC
708-709	LØD-5-5	Første isolasjon	9416-9028	9227	Trebit	152	Poz-148426	8250 ± 50 BP	
708-709	LØD-5-6	Første isolasjon	10180-9711	9960	Mose	4	Poz-148496	8860 ± 60 BP	0,34mgC
708-709	LØD-5-7	Første isolasjon	9451-9038	9285	TPM	15	Poz-148427	8290 ± 50 BP	
709-710	LØD-5-8	Første isolasjon	9404-9025	9199	Frø og rakleskall av <i>Betula</i>	12	Poz-148676	8230 ± 50 BP	

4.1.1.5 Tolkning av strandforskyvning

Enhet Ø2 blir tolket som en isolasjon av bassenget fra marine til lakustrine forhold.

Isolasjonen er 2 cm lang, mildt hellende og svakt laminert. Lamineringen skyldes algefloraen i bassenget, som bevares grunnet mangelen på bioturbasjon - gravende organismer som forstyrrer naturlig laminering i sedimentene og beskriver et mindre produktivt, anoksisk miljø (Boggs, 2006, s. 147). Isolasjonskontakten er skarp mellom enhet Ø1 og Ø2, og noe svakere mellom enhet Ø2 og Ø3. Dette tydes som en skarp sedimentologisk isolasjonskontakt og en svakere hydrologisk/diatomologisk isolasjonskontakt (Kjemperud, 1986). Isolasjonen er ikke preget av typiske makrofossil assosiert med brakke forhold, men heller en reduksjon av antall og sortimentet av marine makrofossil, samt en tydelig endring i mengde minerogent materiale.

Pollenanalysen fra Lene Halvorsen viser forekomster av *Ruppia*, samt fureflagellater (Dinophyceae) og foraminiferer (Foraminifera) som viser marin påvirkning på avsetningene i enhet B. Grønnalgen *Scenedesmus* forekommer og indikerer brakke, næringsrike forhold (L. Halvorsen, pers. komm. 10. mai 2022). Den reduserte magnetiske susceptibiliteten sammen med endringer i røntgenbilde-karakteristikk, farge, litologi og pollen-analyse indikerer også det samme som makrofossilene, og fremhever til sammen isolasjonen godt.

Enhet Ø4 blir tolket som en brakkvannsfase med ingresjon og isolasjon forårsaket av Tapes-transgresjonen. Isolasjonskontaktene er definert ut fra tilstedeværelsen av *Ruppia* i denne enheten, hvor røntgen-fotografi også indikerte samme posisjon for isolasjonskontaktene.

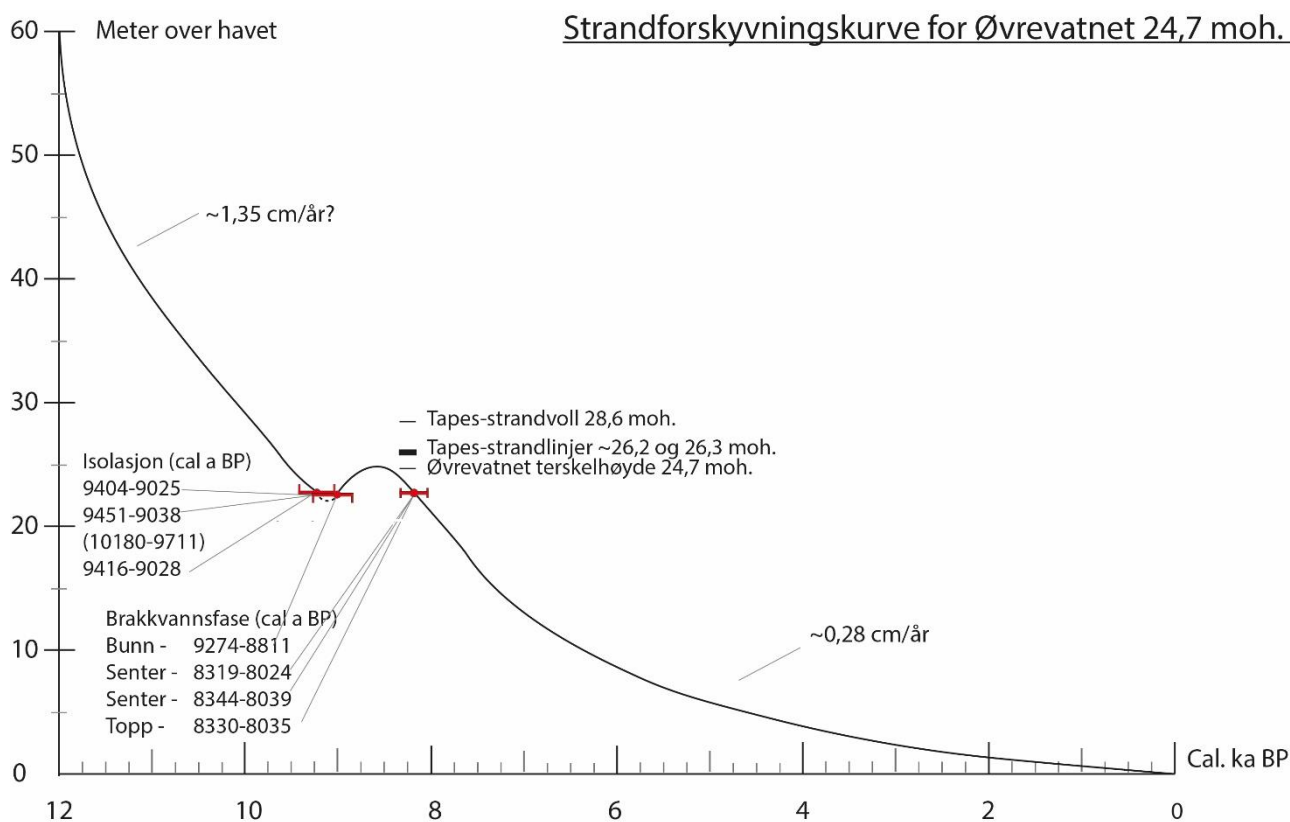
Enhet Ø4 viser i pollenanalyse en topp i *Ruppia* og *Stuckenia* (Trådtjønnaks), og en nedgang i *Tetraedron* (en grønnalgeslekt), *Isoëtes* (brasmegras) og *Nymphaea* (nøkkerose). Dette indikerer en brakkvannsfase (L. Halvorsen, pers. komm. 10. mai 2022). Dateringene gitt ved isolasjonskontaktene og senter av enhet Ø4 viser at Øvrevatnet ble transgredert tidlig i holocen, for så å isoleres kort tid etter.

Figur 4.3 viser en illustrasjon av strandforskyvningen ved Øvrevatnet. Kurven er justert ned tilsvarende HAT over MV, grunnet forståelsen av at et basseng isoleres i det HAT ikke lenger overgår bassengterskelen (Kjemperud, 1986; Romundset et al., 2011). Linjen vil derfor representere endring i middelvann. Røde linjer viser til dateringer med 2σ sannsynlighet, hvor rød prikk representerer vektet gjennomsnitt (μ).

De mest relevante geomorfologiske indekspunktene for tidligere havnivå, samt Øvrevatnets terskelhøyde, er plottet inn som referanse. Forenklete regresjonsrater er også produsert, men grunnet dårlig oppløsning av isolasjonsbasseng innenfor strandforskyvningskurven vil ratene ikke representere hvert parti av kurven godt. Selve kurven fremstilles her med en tynn sort

strek, men i realiteten bør usikkerheten fra dateringene (2σ) fremstilles i selve kurven.

Usikkerheten rundt Tapes-maksimum og Tapes-minimum er heller ikke illustrert, med unntak av at kurven mellom innledende isolasjon og Tapes-ingresjonen er stiplet.



Figur 4.3 Strandforyskyvningskurve for Øvrevatnet. MV = Middelvann. Kurven er justert ned tilsvarende HAT over MV (185 cm).

Sammensatt presenteres det at Øvrevatnet ble isolert innledningsvis i tidlig holocen etter en periode med hurtig landhevning, omtrent 1,35 cm/år. Innledende isolasjon er tett påfulgt ingresjonen av Tapes-transgresjonen som kom kun ~150 år etter. I løpet av de 10 nederste cm enhet av Ø4, viste dateringene et tidsspenn på ~850 år. Etter isolasjonen fra Tapes-transgresjonen ved 556 cm opplevs en regresjonsrate på 0,28 cm/år, en noe roligere relativ havnivåendring enn før Tapes.

4.2 Langvatnet

Langvatnet er en 150m x 310m stor innsjø lokalisert ~26 kilometer vest sør-vest for Øvrevatnet, i strandflatesonen 2,5 km nordøst for Øksneshamn. Innsjøens terskel ligger 19,4 meter over havnivå, og dreneres vestover ut i Øksnesfjorden. Bassenget ligger noe skjermet fra Øksfjorden og Vestfjorden. Bassenget er lokalisert i et tynt dekke av hav- og strandavsetninger og bart fjell (Norges Geologiske Undersøkelse, 2015b). Terskelen er en trang passasje av bart fjell, evt. med tynne humusdekker/strandavsetninger hvor trærne

vokser. Terskelen er trolig en berggrunnsterskel med noe oppsamlet sand og grus over, samt blokker fra enten tidligere morenemateriale eller lokalt frostsprengt fjell. Terskelhøyden på 19,4 moh. er målt på basis av LiDAR-høyde på vannoverflata (Kartverket, 2021a) subtrahert vanndybden ved terskelen. Forskjellen på NN2000 og middelvann er tatt høyde for.

Terskelen på dette bassenget ble grovt undersøkt under vinterfeltarbeidet i mars 2022. Det er vanskelig å bedømme om vannstanden i mars 2022 er det samme som vannhøyden da LiDAR-dataen fra Kartverket (2021a) ble hentet inn, men av enkelhets skyld antas dette å være sant. Ingen observasjoner i bassenget tyder på fremtredende varierende vannhøyde heller. Terskelen hadde noe sand og grus over seg, og løsmassedybden ble ikke målt. Bassenget vil derfor operere med terskelhøyde basert på toppen av disse løsmassene.

Det er også observert humusdekker og saprolitter i nærheten av bassenget, som ikke er dokumentert i NGU sine løsmassekart. Saprolittene har varierende mektigheter opp til ~3 meter. Berggrunnen er omvandlet mangeritt, en hypersthenførende monzonitt dannet med Lofoten-Vesterålenkomplekset i paleoproterozoikum (ca. 1790 ma.) (Tveten, 2014b).

Dette bassenget ligger på 15-16-metersisobasen for Tapes-strandlinjen, og på 45-metersisobasen for YD (Sørensen et al., 1987). Det er manglende data på marin grense i dette området, samtidig som lokal glasiasjon i Hinnøya kan vanskeliggjøre korrekt interpolasjon av MG-isobaser (Bergstrøm et al., 2005; Rasmussen, 1984). De nærmeste observasjonene for MG ved denne isobasen er ved Kanstad og Gullsfjordbotn, med målinger på henholdsvis 55 og 44 moh. (Møller & Sollid, 1972). NGU har interpolert MG rundt Langvatnet, uten at interpolasjonen presenterer lokal MG i numeriske verdier (Høgaas et al., 2012).

Som vist i figur 4.1 er fire hevede strandlinjer kartlagt rundt Langvatnet. Disse har en noe større spredning lateralt fra bassenget sammenlignet med Øvrevatnet, og deres pålitelighet som indekspunkt for havnivåendring vil diskuteres.

4.2.1 ØKS-6

ØKS-6 er en helkjerne tatt med «Reasoner» type slagbor og målte 340 cm lang. Vanndybden i sentrum av bassenget ble målt til 13,5 meter under feltarbeidet våren 2022. Bassengdybden ble ikke målt eller notert ned under feltarbeidet sommeren 2021, og kjernens dybde er målt ut fra kjernestart i stedet for dybde fra vannoverflaten som ble gjort for LØD-5.

Den ble kappet i to i felt for transport, hvor ØKS-6-1 = 125 cm og ØKS-6-2 = 215 cm. I laboratoriet viste det seg at ØKS-6-1 var utelukkende irrelevant lakustrin gytje, og ble kastet før analyse. ØKS-6 refererer derfor videre til kjernedelen 125-340 cm.

ØKS-6 ble delt inn i syv enheter:

Enheter L1: 340 cm – 272 cm

Enheter L2: 272 cm – 268 cm

Enheter L3: 268 cm – 240 cm

Enheter L4: 240 cm – 205 cm

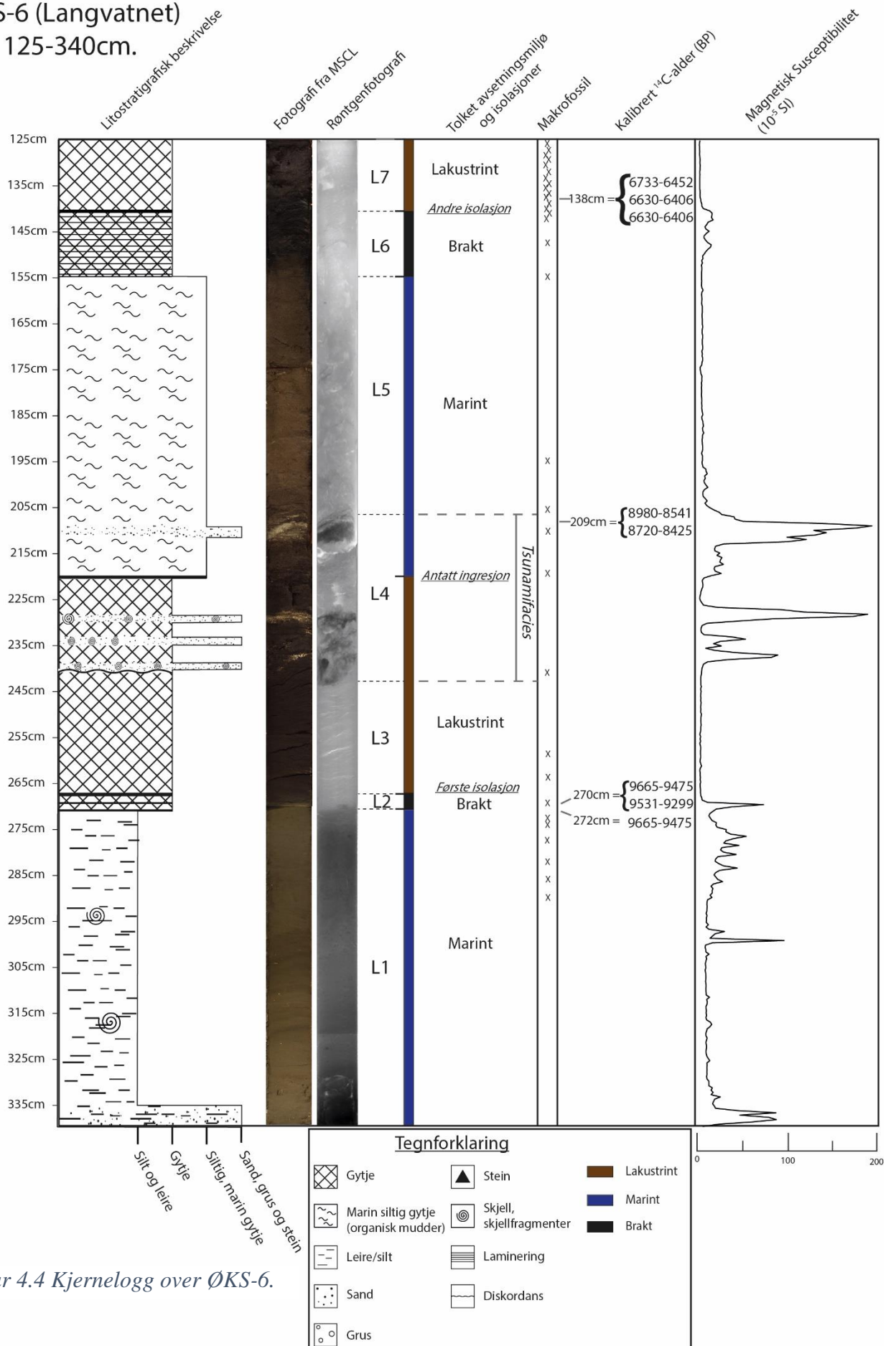
Enheter L5: 205 cm – 155 cm

Enheter L6: 155 cm – 140 cm

Enheter L7: 140 cm – 125 cm

Figur 4.4 viser fullstendig kjernelogg over ØKS-6, inkludert litologi, bilder fra MSCL og røntgen, oppdelinger i enheter, tolket avsetningsmiljø, makrofossilanalyse, dateringsresultater og magnetisk susceptibilitet.

ØKS-6 (Langvatnet)
125-340cm.



Figur 4.4 Kjernelogg over ØKS-6.

4.2.1.1 Litostratigrafi

Enhet L1: 340 cm – 272 cm

De nedre 5 cm av enhet L1 består av en massiv lys gråbrun siltig sandmasse som slagboret stoppet i. Videre oppover består L1 av marin sandig silt med noe organisk innhold og sporadiske skjellfragmenter. Her blir kjernen vekslende mørkere og lysere opp til 295 cm hvor fargen forholder seg mørkere gråbrun.

Enhet L2: 272 cm – 268 cm

Enhet L2 består av lett laminert sort gytje som er godt konsolidert med en lett fettete overflateglans. Overgangene over og under enhet L2 er tydelige og korte, noe som indikerer hurtige overganger mellom ulike avsetningsmiljø.

Enhet L3: 268 cm – 240 cm

Enhet L3 består av mørk brun til sort lakustrin gytje. Gytja er av fin detritus, noe konsolidert.

Enhet L4: 240 cm – 205 cm

Enhet L4 kjennetegnes av fire graderte sandlag i en matriks av redeposisjonert gytje med sort til mørk brun farge. Det nederste sandlaget ved 240 cm hviler på en subtil erosiv inkonformitet på den lakustrine gytja fra enhet L3, trolig resulterende i en hiatus. De to neste sandlagene på 234 og 229 cm er like det første laget, med skjellførende fin til mellomsand, med noe grovsand, som tyder på pulserende høy energi hvor en matriks av gytje inkorporeres mellom lagene. Gytjematriksen er også delvis inkorporert i sandlagene. Den redeposisjonerte matriksen blir noe lysere brun fra omtrent 220 cm opp til 210 cm. Matriksen virker noe uniform, og forekommer ikke i klaster. Det fjerde og siste sandlaget forekommer på cm 210, og består av mer finsand og skjellfragmenter i finsand-mellomsandstørrelse.

Denne enheten tydes som avsatt under en tsunami-hendelse grunnet dens karakteristiske pulserende sandlag med mellomliggende kaotisk gytjestructur.

Enhet L5: 205 cm – 155 cm

Enhet L5 starter litt over siste sandpuls i L4, hvor avsetningene får en noe mer uforstyrret struktur. Enhet L5 viser homogen marin siltig gytje med lys grålig brun farge med et grønnskjær; avsatt i rolig lav-energimiljø. Merk hvordan enhet L5, tolket marint,

representerer et annet type marint avsetningsmiljø enn enhet L1 som i hovedsak består av organisk marin silt i stedet for marin siltig gytje.

Enhet L6: 155 cm – 140 cm

Enhet L6 består av sort laminert gytje med tydelig fettglans. Overgangen mellom enhet L5 og L6 er relativt tydelig, spesielt med tanke på fargeendring, men den overliggende overgangen til L7 er utydelig.

Enhet L7: 140 cm – 125 cm

Enhet L7 består av lakustrin av fin-middels grov detritus. Fargen er mørk brun/lys sort, og er helt strukturløs.

4.2.1.2 Makrofossiler

Enhet L1 viser tydelige marine makrofossiler, med tallrike mengder av foraminiferen *Eggerelloides scabrus*, tallrike til moderate mengder av den marine leddormen *Pectinaria* sp. og moderate mengder av foraminiferen *Elphidium excavatum*.

Enhet L2, analysert ved 272-273 cm, viser en samling av makrofossiler fra både lakustrint, marint og brakt miljø. Tallrike mengder *Eggerelloides scabrus*, moderate mengder *Pectinaria* sp., samt sjeldne mengder *Plumatella repens* og *Elphidium excavatum*. Det ble også funnet beinrester av *Gasterosteus aculeatus* (trepigget stingsild).

L3 start med sjeldne mengder av *Plumatella repens* og *Christatella mucedo*; statoblaster av lakustrine mosdyr (hhv. kryp- og gelémosdyr). Videre introduseres sjeldne mengder av statoblasten av det nordlig mosdyr - *Fredericella mucedo* ved 260 cm, samt moderate mengder *Diffflugia pyriformis*; en testat amøbe. Ved 240 cm vises tallrike mengder Oligochaeta samt moderate mengder *Plumatella repens* og *rhizopoda*. Alle disse er lakustrine makrofossiler.

L4, tsunamifacies, viser en kaotisk sammensetting av mer og mindre misformede makrofossiler i den resedimenterte gytja. Eksempelvis ved cm 220 vises tallrike mengder *Cristatella mucedo*, moderate mengder *E. excavatum*, *D. pyriformis*, Trichoptera og sjeldne mengder *P. repens* og *Dynamena pumila*; hydrothecaen til en (marin) tanghydroide.

L5 presenteres et marint avsetningsmiljø, noe som ble tolket ved kun to makrofossilprøver gjort ved cm 195 og 155 cm. Her ble ekstremt tallrike mengder av *Pectinaria* sp. og tallrike

mengder *E. excavatum* funnet ved 195 cm, mens 155 cm viste samme mengde *E. excavatum*, samt sjeldne mengder *E. scabrus* og *Pectinaria* sp.

Enhet L6, makrofossilanalysert ved seks intervaller fra 140-148 cm viste kun ett eneste makrofossil. Ved 141 cm ble det funnet én *Ruppia*, som tolker enheten som et uproduktivt brakt miljø.

Enhet L7 defineres ut av funnet av én *D. pulex*; en lakustrin vannloppe, ved cm 139. Dette tyder på starten av et lakustrint miljø. Cm 138 viser ingen makrofossiler, mens ved 137 cm var én *Rhabdocoela* til stede. Videre presenteres en sakte oppbygning av lakustrine makrofossiler som *P. repens*, *Oligochaeta*, *C. mucedo*, *Trichoptera* og *Rhizopoda* opp til kjernens topp på 125 cm. Makrofossilene finnes ved moderate til sjeldne mengder.

I både LØD-5 og ØKS-6 ble det funnet frø av *Betula pubescens* og sporehus av *Pteropsida*. Ettersom disse er terrestriske, gir de ingen indikator på bassengets avsetningsmiljø. Disse vil ikke diskuteres videre i dette arbeidet.

Full oversikt over makrofossiler funnet ved makrofossilanalysen for ØKS-6 er presentert i appendiks 2.

4.2.1.3 MSCL og røntgen

MSCL og røntgenfotografi ble utført på hele kjernen og presenteres i kjerneloggen ved figur 4.4.

Overgangen fra enhet L1 til L2 ble tydeliggjort ved både fargeendringer i fotografi og røntgenbilde, samt et fall til $\sim 0 \cdot 10^{-5}$ SI magnetisk susceptibilitet, som også sannsynliggjør plasseringen av en sedimentologisk isolasjonskontakt. Røntgenbilder viser også en endring i densitet rundt overgangen. Røntgenbildene visualiserer også sekundære strukturer i L3, og den kaotiske strukturen til enhet L4. I enhet L4 vises ikke bare sandlagene, men også den kaotiske høy-energistrukturen i gytjematriksen mellom sandlagene, samt det noe roligere partiet mellom det nest øverste og øverste sandlaget vist i figur 4.4. Sandlagene, samt partiene mellom sandlagene, fremheves også med henholdsvis høyere og lavere målinger av MS. Eksempelvis viser kjerneloggen hvordan hver topp i MS sammenfaller med sandpulsene, og hvor verdien av MS indikerer hvor mye sand som er til stede opp mot hvor synlig sandlaget er i RGB-fotografiet.

Stabile, marine forhold i L5 vises også i MSCL-data og røntgenbildene, samtidig som det brakke miljøet i L6 også indikeres med litt forhøyede verdier i L6, som så går over til rolige, lakustrine verdier for L7.

4.2.1.4 Radiokarbondateringer

Ved enhet L2 ble det utført to dateringer på intervallet 269-271 cm og en på 271-273 cm, med henholdsvis 9665-9475, 9531-9299 og 9665-9475 cal a BP som aldre. Ved enhet L4 ble det utført to dateringer ved cm 208-210 med aldre 8980-8541 og 8720-8425 cal a BP. Tre dateringer ble også utført på cm 138 ved enhet L6, datert til 6733-6452, 6630-6406 og 6630-6406 cal a BP.

Tabell 4.2 viser fullstendige dateringsresultater for kjernen ØKS-6. Tabellen viser ^{14}C -alder og kalibrert alder av hver prøve, både med 2σ sannsynlighet og vektet gjennomsnitt (μ). Teksten fremover vil referere til vektet gjennomsnitt dersom kun én kalibrert alder er fremlagt, og 2σ sannsynlighet dersom to aldre er fremlagt. ØKS-6-4, ØKS-6-5 og ØKS-6-7 ble alle datert med $>1\text{ mg}$ rent karbon (C). Disse kan fortsatt produsere gyldige data, og blir behandlet slik i dette arbeidet. Kalibrert alder er ikke avrundet til nærmeste 10, selv om dette gjøres for ^{14}C -aldrene i Poznan.

Første isolasjonskontakt (L2), dateringer ØKS-6-6 til og med ØKS-6-8 viser veldig jevne aldre på hhv. 9665-9475, 9531-9299 og 9665-9475 cal a BP. Alle ble datert på TPM, hvorav kun ØKS-6-7 hadde $>1\text{ mg}$ C under dateringen. Aldrene tolkes uansett som valide og pålitelige, og indikerer en klar første isolasjon i tidlig holocen.

Dateringene ØKS-6-4 og ØKS-6-5 ble utført like over siste sandpuls fra tsunamifacies (enhet L4), med formål å indikere tsunamifacies som konsekvens av Storegga-tsunamien (Bondevik, Svendsen, Johnsen, et al., 1997). Resultatene viste en alder i tidlig-midt holocen, og vil diskuteres videre i kapittel 5.4.

Siste isolasjonskontakt, dvs. øvre kontakt av enhet L6, ble datert ved dateringene ØKS-6-1 til og med ØKS-6-3 på intervallet 138-139 cm- Aldrene ble henholdsvis 6733-6452, 6630-6406 og 6630-6406 cal a BP. Aldrene er sentrert rundt et vektet gjennomsnitt på omtrent 6550, som tolkes som en reliabel datering på en isolasjon fra Tapes-transgresjonen i midt-holocen.

Sammenlagt tolkes dateringsresultatene fra Langvatnet som gode for å bedre forstå isolasjonsprosessene i bassenget.

Tabell 4.2 Dateringsresultater for ØKS-6.

Dybde (cm)	Prøvenavn	Kontekst	Kalibrert alder (cal a BP, 2σ)	Vektet gjennomsnitt (μ)	Dateringsmaterial	Prøvevekt (mg)	Laboratorienummer	Radiokarbonalder (a BP)	Kommentar
<i>Kjerne ØKS-6. Basseng Langvatnet. 19,4 moh.</i>									
138-139	ØKS-6-1	Siste isolasjonskontakt	6733-6452	6588	Blad, trolig <i>Betula</i>	6	Poz-148669	5790 ± 50 BP	
138-139	ØKS-6-2	Siste isolasjonskontakt	6630-6406	6515	Blad, trolig <i>Betula</i>	9	Poz-148670	5720 ± 40 BP	
138-139	ØKS-6-3	Siste isolasjonskontakt	6630-6406	6515	Blad, trolig <i>Betula</i>	8	Poz-148674	5720 ± 40 BP	
208-210	ØKS-6-4	Tsunamifacies	8980-8541	8688	Rakleskall av <i>Betula</i>	5	Poz-148489	7860 ± 50 BP	0,9mgC
208-210	ØKS-6-5	Tsunamifacies	8720-8425	8574	Mosefragmenter	12	Poz-148490	7800 ± 50 BP	0,8mgC
269-271	ØKS-6-6	Første isolasjonskontakt	9665-9475	9543	TPM	18	Poz-148425	8570 ± 50 BP	
269-271	ØKS-6-7	Første isolasjonskontakt	9531-9299	9425	TPM	4	Poz-148425	8410 ± 50 BP	0,6mgC
271-273	ØKS-6-8	Første isolasjonskontakt	9665-9475	9543	TPM	9	Poz-148493	8570 ± 50 BP	

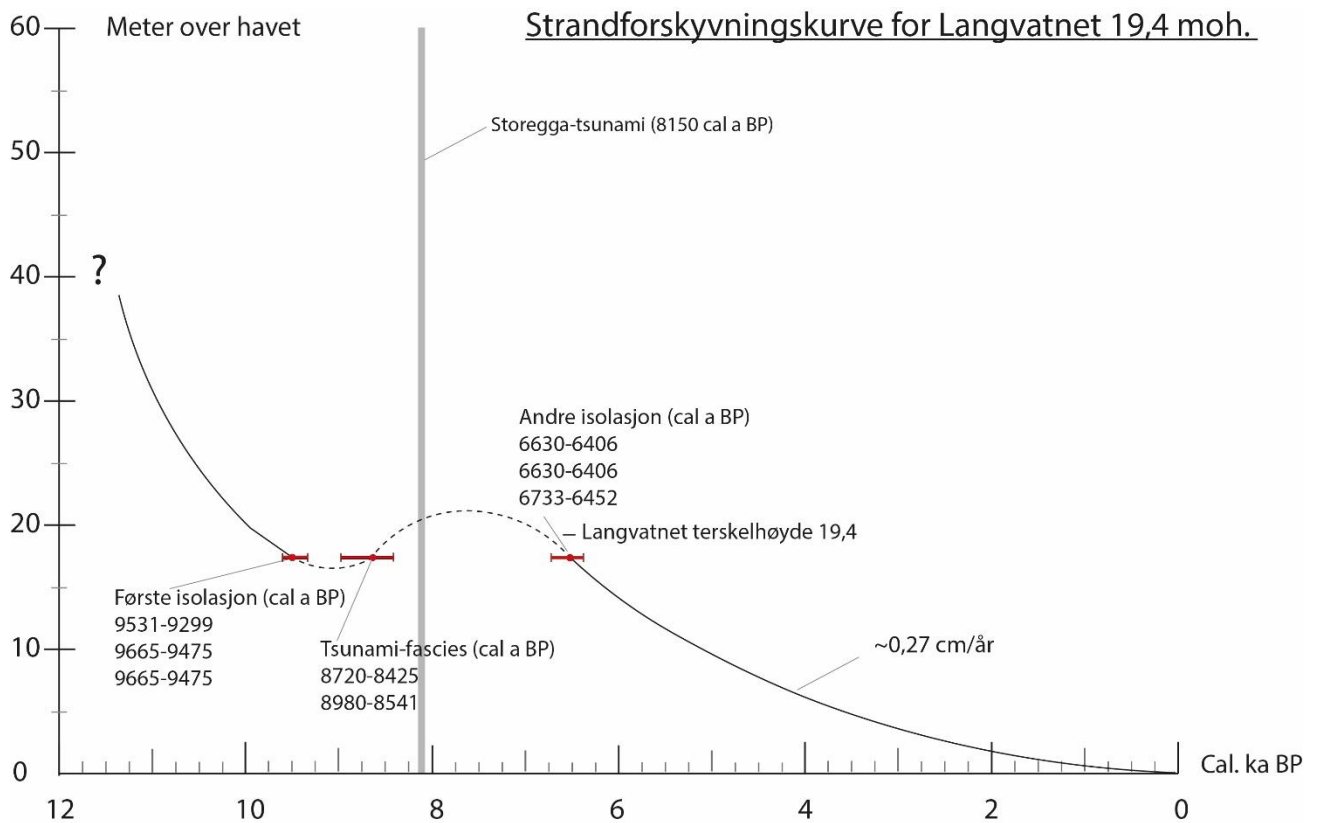
4.2.1.5 Tolkning av strandforskyvning

Det korte brakke avsetningsmiljøet i L2, sammen med radiokarbondateringsresultatene tyder på at bassenget ble isolert i tidlig holocen, på et tidspunkt hvor landhevingen var sterk, men det marine miljøet ikke var særlig påvirket av (peri)glasiale prosesser da avsetningsmiljøet virker lite sterilt. Denne isolasjonen blir godt beskrevet av makrofossilanalysen, spesielt tilstedeværelsen av *Gasterosteus aculeatus* (trepigget stingsild).

Overgangen fra et lakustrint miljø i L3 til et marint miljø i L5 betyr at en transgresjon, og dermed en ingresjon av Langvatnet må ha tatt sted. Enhet L4, tsunamifacies, er derfor tolket til å ha erodert og derfra resedimentert ingresjonskontakten i Langvatnet. Ingresjonen er ikke daterbar, og heller ikke mulig å plassere i kjerneloggen. Ingresjonskontakten er plassert skjønnsmessig i enhet L4 for å symbolisere overgangen fra lakustrint til marint miljø.

Enhet L6 tolkes som en langvarig isolasjon med en tydelig sedimentologisk og diatomologisk isolasjonskontakt. Dette kommer frem i makrofossilanalysen, hvor mangelen på makrofossil (med unntak av én *Ruppia*) indikerer et uproduktivt, brakt miljø sett mot makrofossilene i L5. Dateringer viser at L6 dateres til midtre holocen, og tolkes som isolasjon etter Tapes-transgresjonen. Påfølgende L7 defineres ut av funnet av én *Daphnia pulex*, og viser overgangen til et lakustrint miljø som varer frem til i dag.

Figur 4.5 viser en illustrasjon av strandforskyvningen ved Øvrevatnet. Kurven er justert ned tilsvarende HAT over MV, grunnet forståelsen av at et basseng isoleres i det HAT ikke lenger overgår bassengterskelen (Kjemperud, 1986; Romundset et al., 2011; Romundset et al., 2018). Linjen vil derfor representere endring i middelvann. Røde linjer viser til dateringer med 2σ sannsynlighet, med rød prikk som representerer vektet gjennomsnitt (μ). Tidligere etablerte data av Storegga-tsunamien er illustrert som referanse (Haflidason et al., 2005). Selve kurven fremstilles her med en tynn sort strek, men i realiteten bør usikkerheten fra dateringene (2σ) fremstilles i kurven. Usikkerheten rundt regresjons minimum før Tapes og Tapes-maksimum er heller ikke illustrert mer enn at kurven er stiplet.



Figur 4.5 Strandforyskyvningskurve for Langvatnet. MV = Middelvann. Kurven er justert ned tilsvarende HAT over MV (185 cm).

Mangelen på MG-data ved Langvatnet gjør at øvre utgangspunkt for strandforyskyvningskurven i tidlig holocen ikke kan presiseres, og en regresjonsrate kan dermed heller ikke produseres for tiden før første isolasjon. Langvatnet ble isolert innledningsvis i tidlig holocen, kort tid før Øvrevatnet. Mangelen på en ingresjon gjør at transgrederingen av Langvatnet ikke kan plasseres i selve kurven, men isolasjonen fra Tapes-transgresjonen kan fortsatt dateres til ~6500 cal a BP. Etter isolasjonen fra Tapes-transgresjonen vises en regresjonsrate på 0,27 cm/år, en rate som stemmer godt overens med Øvrevatnets regresjonsrate etter Tapes-transgresjonen.

5 Diskusjon

5.1 Strandforskyvning i Lødingen

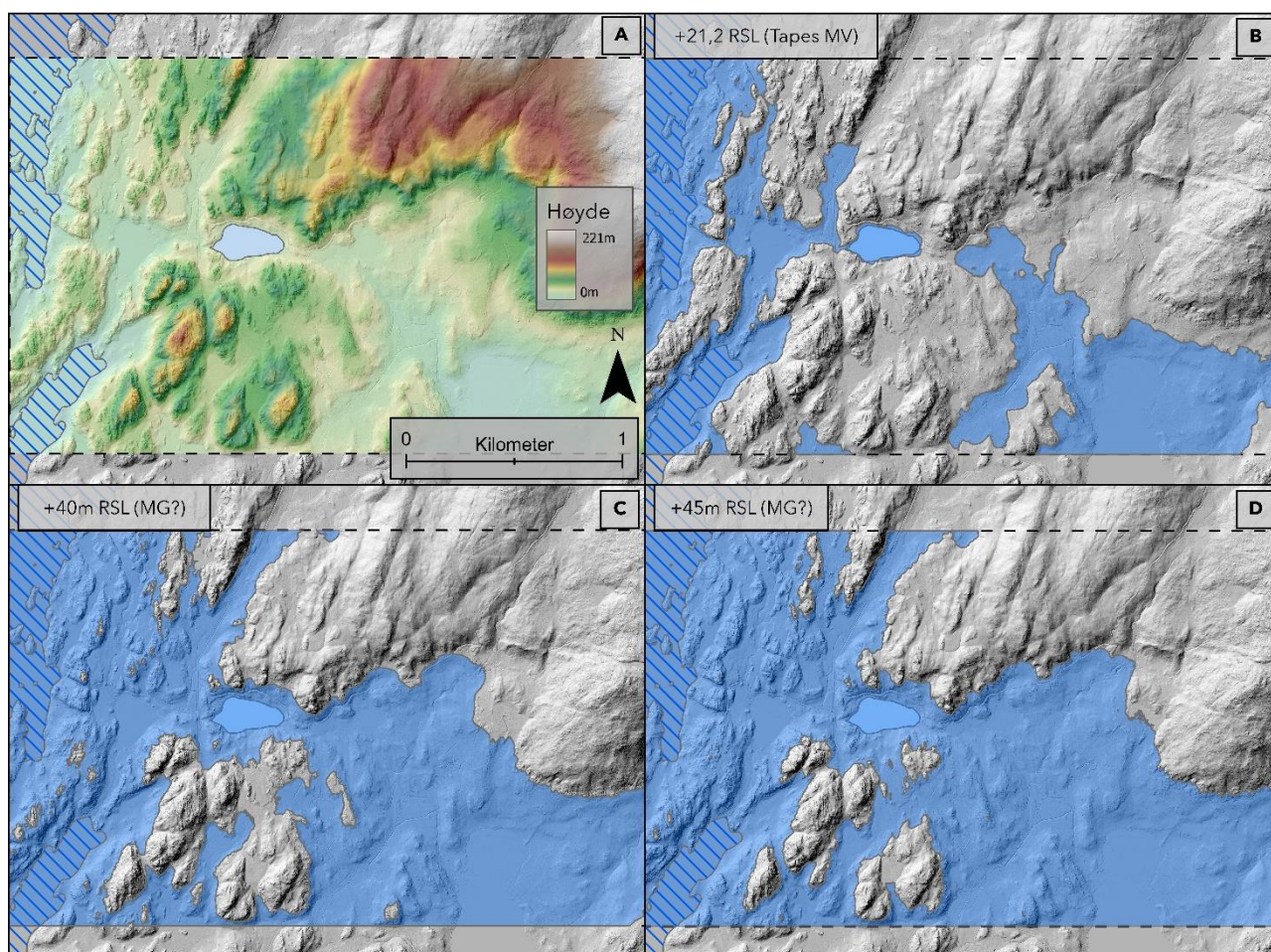
Bassengene Langvatnet og Øvrevatnet er gode eksempler på hvor forskjellige to basseng kan være under et slikt arbeid. Felles for begge bassengene er at de ligger like over tidligere litteraturs Tapes-isobase, men viser likevel tegn til at de ble transgredert i midt-holocen, for så å bli isolert igjen. Øvrevatnet presenterer klare overganger og en konstant, lite problematisk stratigrafi koblet sammen med gode geomorfologiske bevis for hevede strandlinjer. Langvatnet er påvirket av et kaotisk parti lignende tsunami-avsetninger, som sannsynligvis har erodert forbi kjernens ingresjon. Rundt Langvatnet er de morfologiske bevisene for hevede strandlinjer mindre klare. Makrofossilanalyse som metode viser seg å være pålitelig, men produserer forskjellige mønstre i like prosesser på tvers av basseng. Supplerende data fra MSCL, pollendata og røntgen-fotografi viser seg å støtte opp makrofossilanalysen godt.

Figur 5.1 og figur 5.2 viser relativ havnivåendring over Langvatnet og Øvrevatnet i ulike faser siden (antatt) marin grense. Kartene viser havnivået under Tapes-hendelser basert på resultater av dette arbeidet, og MG basert på tidligere litteratur.

Figur 5.1B viser forhøyet havnivå ved Langvatnet tilsvarende Tapes tid, gitt minste mulige høyde for transgresjonen ved 19,4 moh.; terskelhøyden. Kjernen ØKS-6 viste tydelige marine avsetninger (enhet L5 i figur 4.4), tolket som at middelvann i Tapes tid overgikk bassengterskelen. Kart 5.1B viser riktignok ikke en transgresjon av bassenget, da terrengmodellen viser høydeverdien for vannivået i det laserdataen ble hentet inn; terskelen ligger omtrent 30 cm under høydeverdien.

Kart 5.1C og 5.1D viser mulige høyder for MG basert på henholdsvis felt- og kartobservasjoner, samt tidligere litteratur. Marin grense diskuteres videre i kapittel 5.1.3.

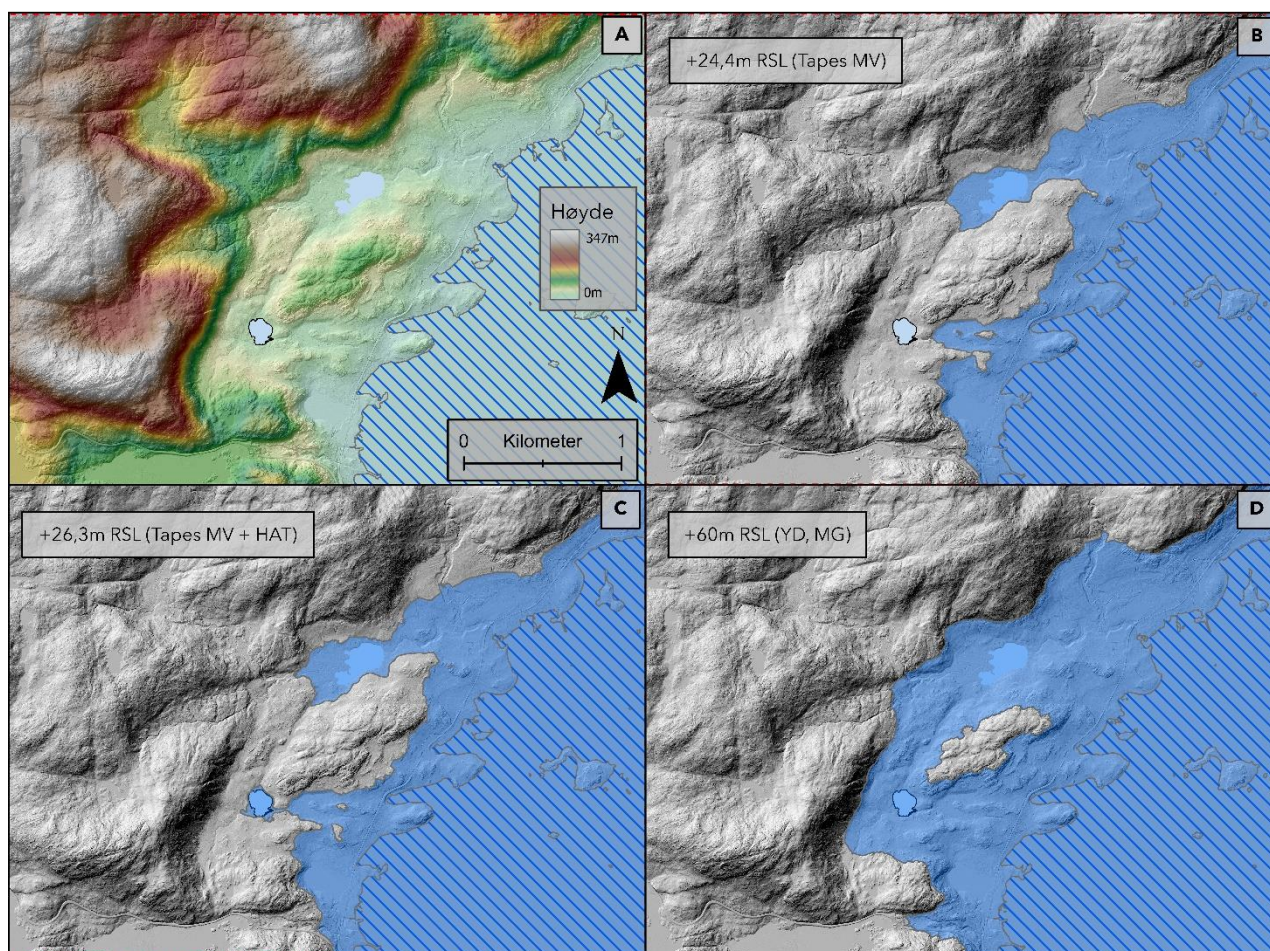
Relativ havnivåendring siden deglasiasjonen av Hinnøya, rundt Langvatnet.



Figur 5.1 Relativ havnivåendring ved Langvatnet. Skravert areal viser dagens havnivå.
A: Dagens havnivå med hypsometrisk farge over en terrengmodell.
B: Havnivå ved +21,2a m relativ havnivåendring.
C: Havnivå ved +40 m relativ havnivåendring.
C: Havnivå ved +45 m relativ havnivåendring.

Figur 5.2B viser havnivået for Øvrevatnet under Tapes tid ved middelvann, basert på resultater av kjernematerialet og nærliggende geomorfologi, diskutert i kapittel 5.1.1. Kart 5.2C viser havnivået ved samme tid justert opp tilsvarende høyeste astronomisk tidevann. Her observeres en transgresjon av bassenget kun i tidevannsonen, indikert gjennom tilstedeværelsen av en subtil brakk fase (enhet Ø4 i kjernen LØD-5). Kart 5.2D viser lokal MG ved yngre dryas tid, basert på tidligere litteratur og egne observasjoner. MG diskutere videre i kapittel 5.1.3.

Relativ havnivåendring siden deglasiasjonen av Hinnøya, rundt Øvrevatnet.



Figur 5.2 Relativ havnivåendring ved Øvrevatnet. Slåttdalsvatnet, ca. 1 km nord-øst for Øvrevatnet, vist som referanse. Skravert areal viser dagens havnivå

A: Dagens havnivå med hypsometrisk farge over en terrengmodell.

B: Havnivå ved +24,4 m relativ havnivåendring.

C: Havnivå ved +26,3 m relativ havnivåendring.

D: Havnivå ved +60 m relativ havnivåendring.

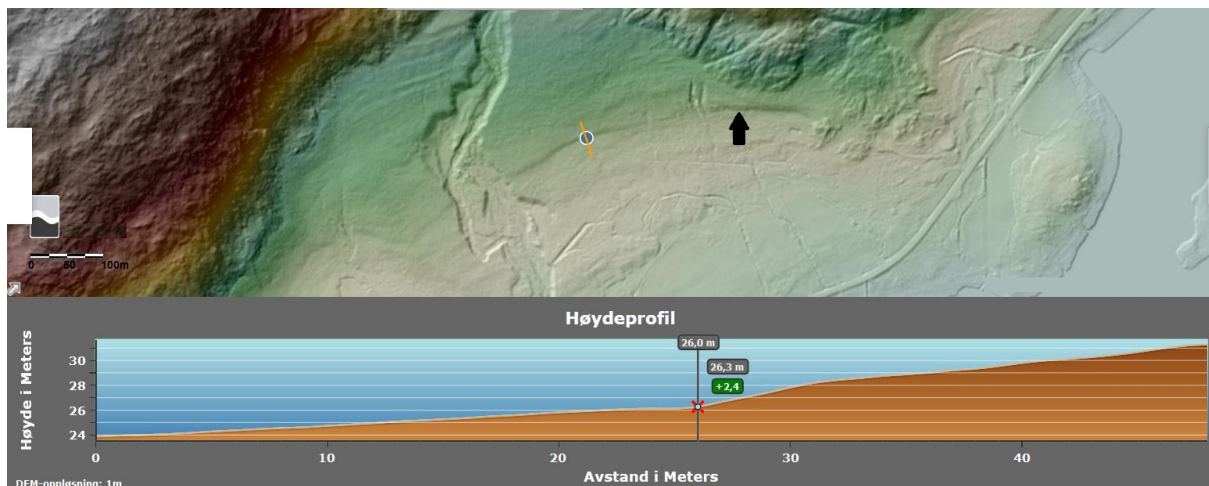
5.1.1 Geomorfologi mot isolasjonsbasseng og MV

Hevede strandlinjer vil i dette kapittelet presenteres og diskuteres hvorvidt de kan relateres til Tapes-transgresjonen og isolasjonsbassengene Øvrevatnet og Langvatnet.

Ved Tapes-isobasen som krysser Øvrevatnet finnes flere indekspunkter for tidligere havnivå; hovedsakelig hevede strandlinjer. Deres nærhet til Øvrevatnet, samt Øvrevatnets interaksjon med Tapes-transgresjonen, gjør at morfologien i området vil gi betydningsfull innsikt i relasjonen mellom isolasjonsbasseng, strandlinjer og relativ havnivåendring. I så måte presenteres Øvrevatnet som et unikt basseng for å flette sammen to indikasjoner på samme prosess.

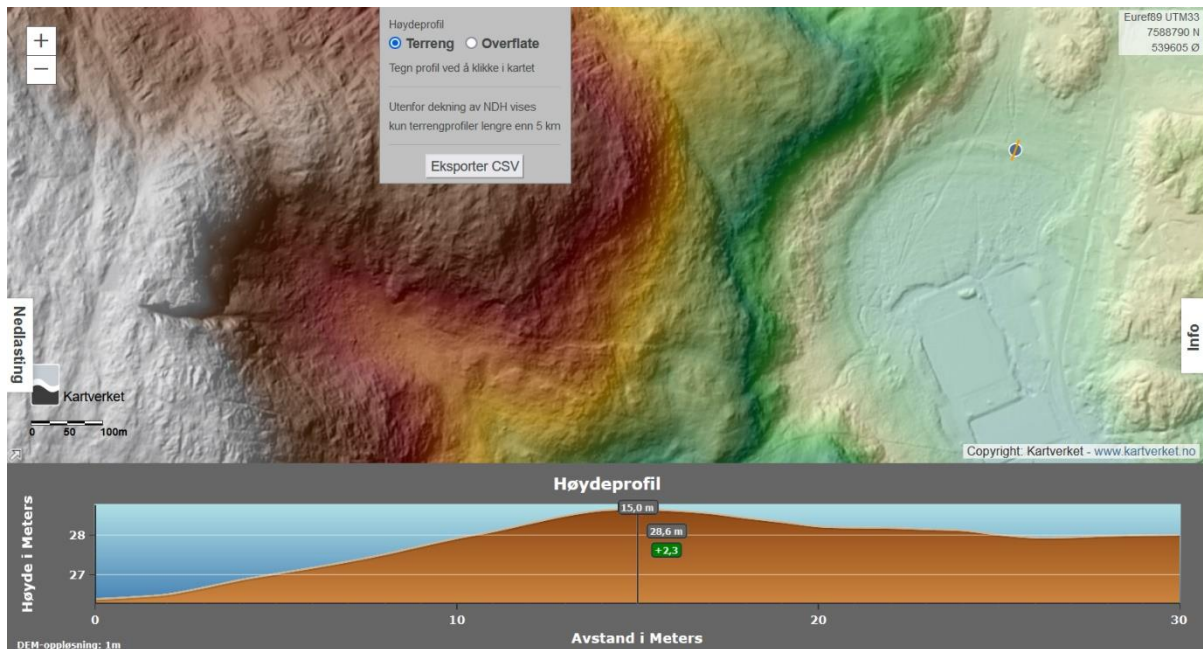
Omtrent 2 km nord-øst for Øvrevatnet finnes en strandlinje som ligger på ~26,3 meters høyde over havet, og tyder på å være relatert til Tapes-transgresjonen, som vist i figur 5.3.

Strandlinjen følger terrenget i cirka 2 kilometer, og holder seg svært nært 26,3 moh. hele strekningen. Strandlinjen er en abrasjonslinje i løsmasser, og danner en liten terrasse. Dette gir et anslag på Tapes-transgresjonens maksimale høyde for HAT $\pm 0,6$ m, altså $+1,8 \pm 0,6$ meter over middelvann (Møller, 1987).



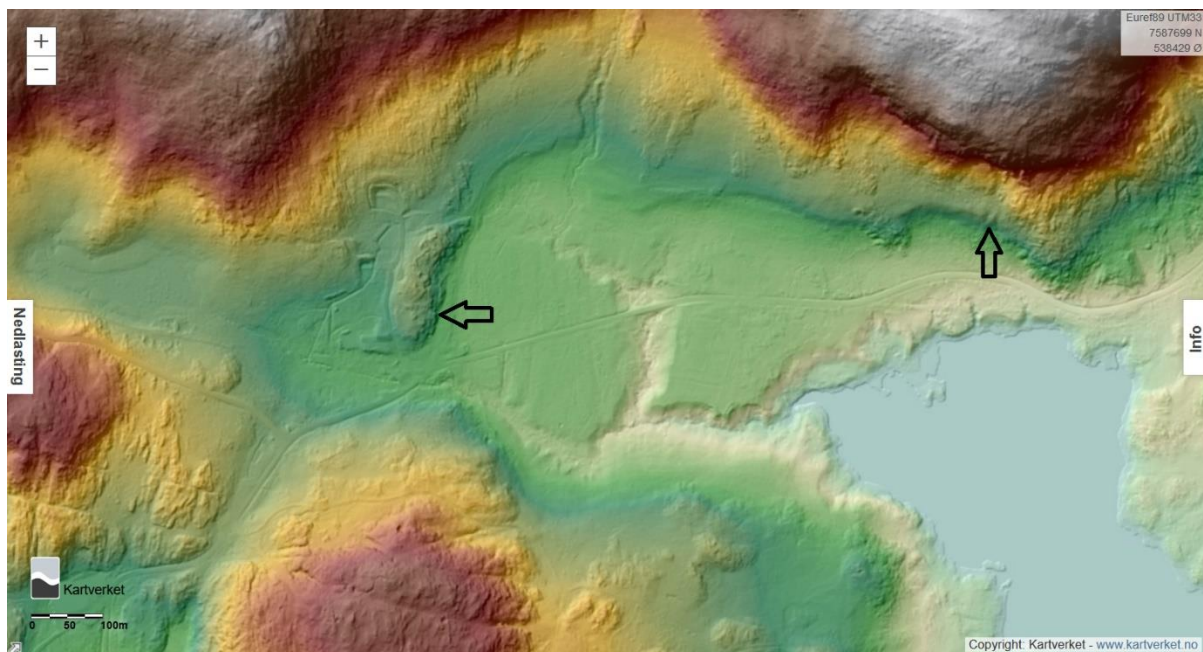
Figur 5.3 Tapes-strandterrasse 2 km nordøst for Øvrevatnet. Høyde på 26,3 moh, med illustrert høydeprofil. Skjermdump fra terrengmodelltjenesten til Kartverket (2021a).

Ved Lødingen sentrum ligger en veletablert strandvoll på omtrent 250 meters lengde og omtrent 8 meters bredde, se figur 4.1-H for lokasjon. Strandvollen måles til 28,6 meter (over NN2000) på toppen av formasjonen (figur 5.4). Strandvoller kan etableres flere meter over middelvann hvor forholdene tilsier det (Møller & Sollid, 1972), oftest $2,5 \pm 1,3$ meter i Lofoten-Vesterålen-Ofoten (Møller, 1987). Dette forholdet tyder på at strandvollen kan korreleres med Tapes-transgresjonen gitt ved 24,8-27,4 moh. maksimal transgresjon.



Figur 5.4 Strandvoll ved Lødingen sentrum, med høydeprofil. Skjermdump fra terrengmodelltjenesten av Kartverket (2021a)

Figur 5.5 viser en erosiv strandlinje 3,5 kilometer sør-vest for Lødingen sentrum. Denne terrassen ligger på 26-26,4 moh., men tross høydevariasjonen ligner strandlinjen på at den ble skapt under Tapes-transgresjonen. Tilførselen på material fra elva gjorde at denne bukta var et egnet sted for å produsere strandlinjer under Tapes tid. Langs deler av strandterrassen befinner det seg en skogsvei, som vanskeliggjør reliabel høydemåling.



Figur 5.5 Strandlinje lokalisert ca. 3,5 km sørvest for Lødingen sentrum. Skjermdump fra terrengmodelltjenesten av Kartverket (2021a).

Sammenlagt er det funnet flere morfologiske bevis tolket som Tapes-prosesser rundt 26 meter over havet i samme isobase som Øvrevatnet. De tydeligste er framlagt gjennom figur 5.3-figur 5.5 samtidig som flere andre ble observert gjennom feltarbeid og i LiDAR-data og ortofoto (figur 4.1).

Dersom det antas at strandlinjene og enhet Ø4 i LØD-5 representerer samme prosess, altså Tapes-transgresjonen i midt-holocen, ser man at:

- Bassenget på 24,7 moh. opplever en ingresjon, og senere isoleres uten drastisk endring i litologi
- To veletablerte strandterrasser på henholdsvis 26,3 moh. og ~26,2 moh. finnes i nærheten, og kan definere HAT under Tapes-transgresjon.
- En veletablert strandvoll på 28,6 moh. i samme isobase kan definere Tapes HAT + stormflohendelser.

For å forstå datamaterialet må dermed Øvrevatnet oppleve en transgresjon hvor HAT når så langt over terskelen at de kan sammenfallen med strandterrassene og strandvollen.

Strandforskyvningskurven presentert ved figur 4.3 er presentert til å vise hvor høyt havnivået lå under Tapes-transgresjonen målt i middelvann rundt Øvrevatnet. Sett opp mot geomorfologien i området og isolasjonen av Øvrevatnet, diskuteres det her for at Øvrevatnet ble transgredert til et nivå hvor strandterrassene (~26 moh.) ligger $1,8 \pm 0,6$ meter over MV (Møller, 1987).

Ved å plassere strandforskyvningskurven tilsvarende under strandterrassene, må strandvollhøydene også passe slik at de ligger innenfor $2,5 \pm 1,3$ meter over MV.

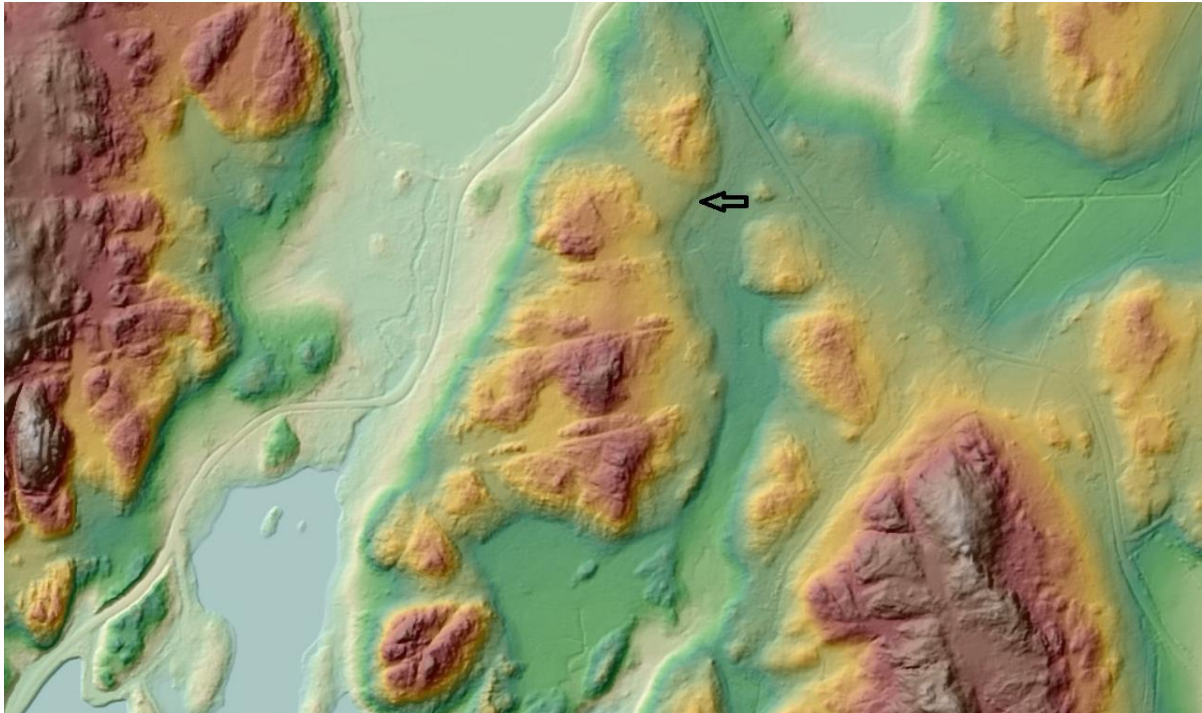
Resulterende havnivå ved MV er da 24,8-25,0 meter for Tapes maksimum, altså like over definert terskelhøyde for Øvrevatnet.

Intervallet 24,8-25,0 moh. viser altså det overlappende høyden MV kan være på under Tapes maksimum dersom hevede strandlinjer følger høydene etablert av (Møller, 1987). Intervallet kan justeres opp og ned frem til enten LAT eller HAT når terskelhøyden på 24,7 moh. uten at bassenget går ut av en brakk fase. LAT og HAT henholdsvis 181 cm under og 185 cm over middelvann. Det er derfor rom for å justere relasjonen mellom MV og strandlinjer noe mens terskelhøyden fortsatt ligger i tidevannssonen, men dette vil ikke gjøres da resultatene vil forbli like valide. Den mest regulerende faktoren for Tapes-transgresjonens utbredelse ved Øvrevatnet og Lødingen er likevel hovedsakelig de hevede strandlinjene.

Øvrevatnet fremstår som et godt basseng for å analysere isolasjons- og ingresjonsprosesser. Bassengets korte brakkvannsfase (enhet Ø4) initiert av Tapes-transgresjonen indikert ved radiokarbondateringer gir en utmerket antakelse for maksimal Tapes transgresjon for denne isobasen. Samtidig fremtrer hvordan flere nærliggende strandlinjer sammenfaller med Tapes-høyde, og kan tolkes som produkter av transgresjonen. Strandlinjene fremhevet i dette arbeidet er godt utviklet, og produserer verdifull data som supplerer Øvrevatnets stratigrafi og dateringer. Studieområdet fremstår som et utmerket eksempel på hvordan sammenfatting av strandlinjer og isolasjonsbasseng kan gi strandforskyvningsdata på desimeteropløsning.

Ved Langvatnet viser nærliggende geomorfologi seg å være lite aktuelle som indekspunkter for Tapes-transgresjonen. Dette vanskeliggjør arbeidet med å definere maksimalhøyden for Tapes-transgresjonen i området. Andre strandlinjer i større lateral avstand fra Langvatnet kan benyttes dersom gode ekvidistante strandlinjediagrammer eksisterer for området, slik at strandlinjene kan høydejusteres for å korrelere med Langvatnet. Grunnet usikkerheten i Tapes-transgresjonens utbredelse for området vil ikke denne fremgangsmåten produsere representative data. Strandlinjer med noe avstand fra bassenget vil derfor ikke benyttes. Dette gjelder også for Øvrevatnet, da flere tydelige strandlinjer ikke ble brukt som data i strandforskyvningskurven i figur 4.3.

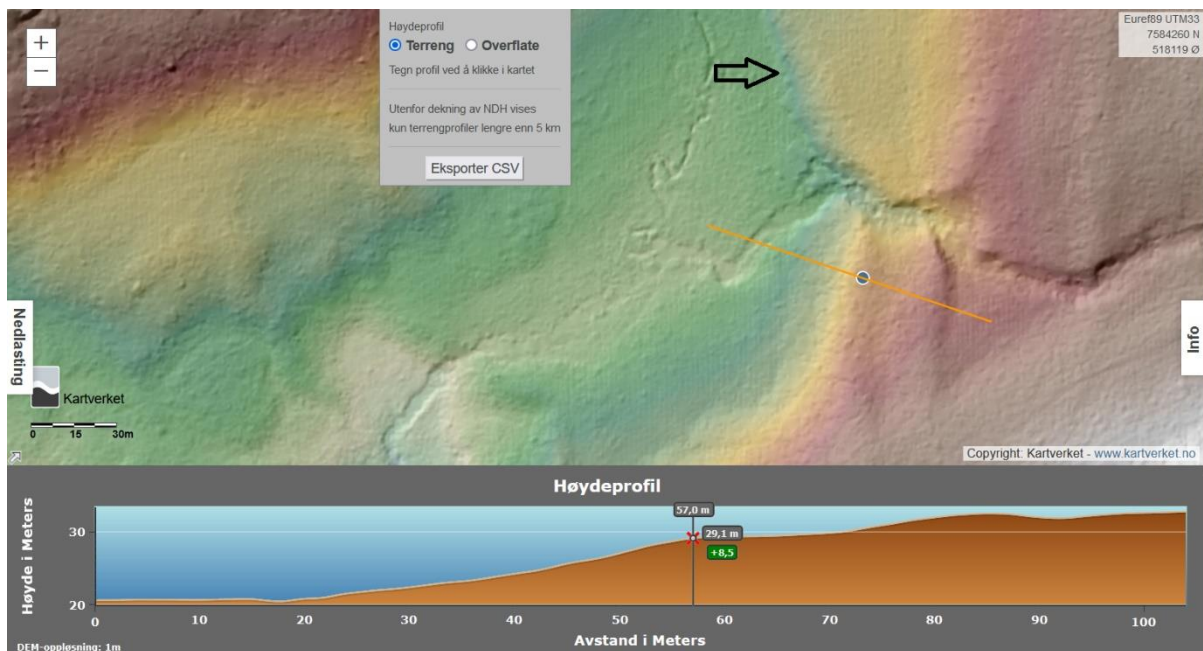
Ved Saltvatnet, ca. 1,4 km sør-øst for Langvatnet, vises former som tyder på å være erosive strandlinjer (terrasser) ca. 21 moh., vist i figur 5.6. Dette trinnet kan representere HAT $\pm 0,6$ meter under Tapes-transgresjonens maksimum, ettersom det er det beste geomorfologiske beviset på Tapes-transgresjonen i området. Ettersom Langvatnet ved 19,4 moh. ble transgredert under Tapes, da sannsynlig med LAT over terskelen grunnet de marine avsetningene i enhet L5, vil strandlinjen fremtre som et noe lavtliggende indekspunkt for Tapes maksimum.



Figur 5.6 Tolket abrasjonstrinn fra Tapes-transgresjonen ved Saltvatnet, 1,4 km sør-øst for Langvatnet. Trinnet ligger på ~21 moh. Se figur 4.1-C for lokasjon. Skjermdump fra terrengmodelltjenesten av Kartverket (2021a).

Riktignok er strandlinjens store lokale variasjon i høyde og korte utbredelse problematisk for å beslutte strandlinjen som et indekspunkt for Tapes-transgresjonen. Nærliggende former viser også variasjon på opptil 3 meters høyde på korte strandlinjer som antas å være formet på samme tidspunkt. Figur 5.6 viser også flere små trinn i samme terrasse like under pila, hvor trinnene varierer med nesten 6 meter fra bunn til topp. Dette gjør distinksjon av et fast Tapes-nivå vanskelig. Denne strandlinjen vil derfor ikke brukes som Tapes-relatert indekspunkt i dette arbeidet.

Figur 5.7 viser et område 2,1 km øst for Langvatnet, hvor et bekkedar drenerer ned til Saltvatnet gjennom myr og skogsområder i tilsynelatende tynne marine avsetninger. De voll-lignende avsetningene representerer ikke høyder som kan vise til Tapes-transgresjonsprosesser, mens kun et lite stykke med strandlinje (figur 5.7, sort pil) kan relateres til et veldig lavt Tapes-nivå ved 21,4 moh. Vollene kan også være rester av små de Geer type morener, men mangel på eksempelvis kornfordelingsanalyse gjør at dette ikke kan bevises. Størrelsen på dette området, dens høydefordeling og utforming på strandlinjene gjør at det er dårlig egnet for å bevise tidligere havnivå.



Figur 5.7 Bilde av mulig strandlinje 2,1 km øst for Langvatnet, med terrengprofil over voller. Se figur 5.8 for oversiktsbilde, og figur 4.1-B for lokasjon. Skjermdump fra terrengmodelltjenesten av Kartverket (2021a)

Sammenlagt viser Øvrevatnet seg å relatere nærliggende hevede strandlinjer godt opp mot data fra bassenget. Dette skaper presise data for Tapes-transgresjonen. Mindre justeringer av forholdet mellom MV og høyde for Tapes-strandlinjer kan introduseres uten at det har utslag på resultatene fra Øvrevatnet.

Tapes-transgresjonen rundt Langvatnet får derimot ingen supplerende data fra hevede strandlinjer, da strandlinjene ikke produserer tydelige nok høydeverdier som kan tolkes og vurderes inn i strandforskyvningskurven.

Det er viktig å nevne at ettersom terskelhøyden for Øvrevatnet er definert ut fra vannstanden avledet fra LiDAR-data er ikke verdiene for isolasjonen reelle for Øvrevatnet. I realitet vil terskelhøyden være lavere, og dermed trenger LAT og HAT være lavere for å isolere og transgredere bassenget. Høydeverdiene for Tapes-transgresjonen er derfor trolig forskjøvet oppover, og bør justeres med presise terskelverdier fra felt. Dersom LAT og HAT da i realiteten var lavere enn presentert over, må strandvoller (og eventuelt strandterrasser) i sørlige Hinnøya skapes enda høyere opp i terrenget enn tidligere diskutert.

Datagrunnlaget til Møller (1987) består av 70 strender fordelt utover Lofoten, Ofoten og Vesterålen. Lokale topografiske forhold påvirker også hvor høyt strandterrasser og strandvoller bygger seg opp, noe som bør undersøkes grundigere for å oppnå en bedre lokal

forståelse av høydefordelingen av strandrelaterte landformer. Dersom høydefordelingen av hevede strandlinjer over MV av Møller viser seg å være for høye eller lave for sørlige Hinnøya, vil også grunnlaget og resultatet av strandforskyvningskurven i dette arbeidet måtte justeres, og eventuelt indikere en utflating/forhøyning som komplimenterer eller motsier tidligere konstruerte strandlinjekurver (Møller & Holmeslet, 2012).

Samtidig bør det nevnes at Møller (1987) bruker strandlinjene hovedsakelig for å relatere bosettinger fra steinalderen til MV gjennom fordelingen av strandlinjene han undersøkte. Uansett viser dataen til å relatere godt mot isolasjonen i Øvrevatnet, og bidrar til høy presisering av Tapes-maksimum høyde.

5.1.2 Tapes-transgresjonen

Tidligere litteratur (eks. Møller & Holmeslet, 2012; Sørensen et al., 1987) interpolerer at Tapes-isobasen ligger ved 15-16 moh. for Langvatnet. Med Langvatnets terskelhøyde på 19,4 moh. tilsier det at bassenget ikke skulle oppleve en ingresjon av havet ved middelvann. Justert for høyeste astronomiske tidevann på 185 cm over middelvann (se kapittel 3.1) vises at Langvatnet fortsatt ikke skulle vært transgredert ifølge tidligere litteratur. Likevel viser ØKS-6 tydelig en overgang fra lakustrine til marine forhold, hvor ingresjonen er erodert av Storegga-tsunamien.

Selv om Tapes-transgresjonen ved Langvatnet ikke kan spesifiseres gjennom hevede strandlinjer, kan man likevel se ved hjelp av bassengets litologi at bassenget må oppleve et havnivå på minst 21,2 moh. ved middelvann under Tapes tid. Dette er grunnet enhet L5 i Langvatnets kjernelogg, hvor det marine avsetningsmiljøet indikerer at LAT må ha overgått bassengterskelen (19,4 moh.) under Tapes-transgresjonen. Dermed viser Langvatnet at Tapes-transgresjonen nådde minst 5 meter over tidligere konstruerte Tapes-isobaser.

Ingresjonen for Øvrevatnet (670-671 cm) ble datert til 9274-8811 cal a BP, en transgresjonsdatering som kan stemme godt med et område som skal oppleve en relativt liten amplitude av transgresjonen, potensielt bare en utflating av strandforskyvningskurven (Møller & Holmeslet, 2012). En ingresjon vil, i en ideell utflating av strandforskyvningskurven, ikke ta sted. I stedet vil den innledende isolasjonen i et basseng plassert akkurat på Tapes-isobasen bli strukket ut over en lang periode. Utflating må dermed ha skjedd i løpet av perioden hvor bassengterskelen kun overgås av havvann mellom MV og HAT. Tilstedeværelsen av enhet Ø3 som lakustrint miljø gjør denne typen utflating usannsynlig, og en viss amplitude for en Tapes-transgresjon for Øvrevatnet-området må

anerkjennes. Ønskelig skulle ingresjonen av LØD-5 vært datert med høyere oppløsning for å forstå tidslinjen bedre under Tapes-transgresjonen.

Vi ser at Tapes-ingresjonen forekommer rundt 9100 cal a BP for Øvrevatnet, noe som stemmer godt med tidligere dateringer for Tapes-transgresjonen (eks. Lohne et al., 2007; Svendsen & Mangerud, 1987). Ingresjonen for Langvatnet er ikke datert grunnet resedimentert materiale, og kan ikke fastsettes. Øvrevatnet isoleres fra Tapes-transgresjonen omtrent 8200 cal a BP, mens Langvatnet isoleres ca. 6540 cal a BP, en differanse på omtrent 1700 år.

Vi ser også at begge bassengene har en innledende isolasjon i tidlig holocen. Øvrevatnet isoleres for første gang omtrent 9230 cal a BP, mens Langvatnet isoleres omtrent 9450 cal a BP. I dag ligger Langvatnet omtrent 5 meter lavere enn Øvrevatnet, men ble likevel isolert ~200 år før Øvrevatnet. Dette indikerer at Øvrevatnet opplevde en større del av sin glasi-isostatiske landhevning etter yngre dryas, spesielt etter isolasjonstiden ~9230 cal a BP. Etersom Langvatnet isoleres først, må bassenget ha vært høyere i terrenget enn Øvrevatnet, gitt at dateringene av innledende isolasjon på tvers av bassengene måler akkurat samme hendelse. Øvrevatnet har da hevet ~5 ekstra meter over Langvatnet etter innledende isolasjon.

Mangelen på ingresjonen i Langvatnet vanskeliggjør detaljert beskrivelse av Tapes-transgresjonen. Antageligvis falt ingresjonen noe tidligere, om ikke samtidig i Langvatnet enn Øvrevatnet, da den glasi-isostatiske landhevning ved Øvrevatnet var sterkere. Ved at man anerkjenner en viss amplitude for Øvrevatnet, må en større amplitude anerkjennes for Langvatnet, og Langvatnet må da ha blitt transgredert i større grad av havvann enn Øvrevatnet. Sammen med stadig avtagende glasi-isostatisk landhevning fører dette til en mer langvarig Tapes-transgresjon for Langvatnet. Strandforskyvningskurven for Langvatnet (figur 4.5) kan ikke presentere en nøyaktig datering eller høyde for transgresjons-maksimum grunnet mangelen på hevede strandlinjer i nærområdet, samt at ingresjonen er erodert bort. Det eneste som kan indikeres at havet minst må ha transgredert Langvatnet tilsvarende LAT.

Ved Øvrevatnet vil hevede strandlinjer derimot hjelpe stort med å presisere transgresjons-maksimum for Tapes tid. Som beskrevet i kapittel 5.1.1 kan man fastsette at Tapes-transgresjonen nådde opp til 24,8-25,0 moh. ved middelvann for Øvrevatnet. Opp mot tidligere interpolert data viser dette seg å være omtrent 5 meter for høyt.

Amplituden for Tapes-transgresjonen, og dermed også regresjons-minimumet, kan ikke bestemmes ut fra data presentert her. Høyere oppløsning i form av isolasjonsbasseng like

under og over 24,7 moh. er nødvendig for å mer presist definere amplituden for Tapes-transgresjonen. Derimot kan det diskuteres for at amplituden må ha vært over ~1,5 meter; omtrentlig høydeforskjell mellom Øvrevatnets isolasjon sett mot HAT og Tapes-strandlinjene. Amplituden for Langvatnet må minimalt være like endringen fra et lakustrint miljø (enhet L3) til et marint miljø (enhet L5), som tilsvarer spennet mellom HAT og LAT, altså 366 cm.

Kurven viser en kortvarig regresjon etter den første isolasjonen av Øvrevatnet før transgresjonen starter. Bassenget opplever en isolasjon med varighet på omtrent 150 år. Etter transgresjonen av Øvrevatnet opplever videre en relativt aggressiv transgresjon med minst 1,5 meter amplitude hvor en ny isolasjon tett følger på omtrent 900 år etter ingresjonen. Skalaen i figur 4.3 vil overdrive kurvens bøyninger, men for å inkludere hele tidsperioden i holocen må strandforskyvningskurven fremstilles slik. Vanligvis vil en strandforskyvningskurve være mer avflatet, mer lignende figur 4.5. Denne utflatingen vises også i interpolerte strandforskyvningsdiagram presentert av Møller og Holmeslet (2012).

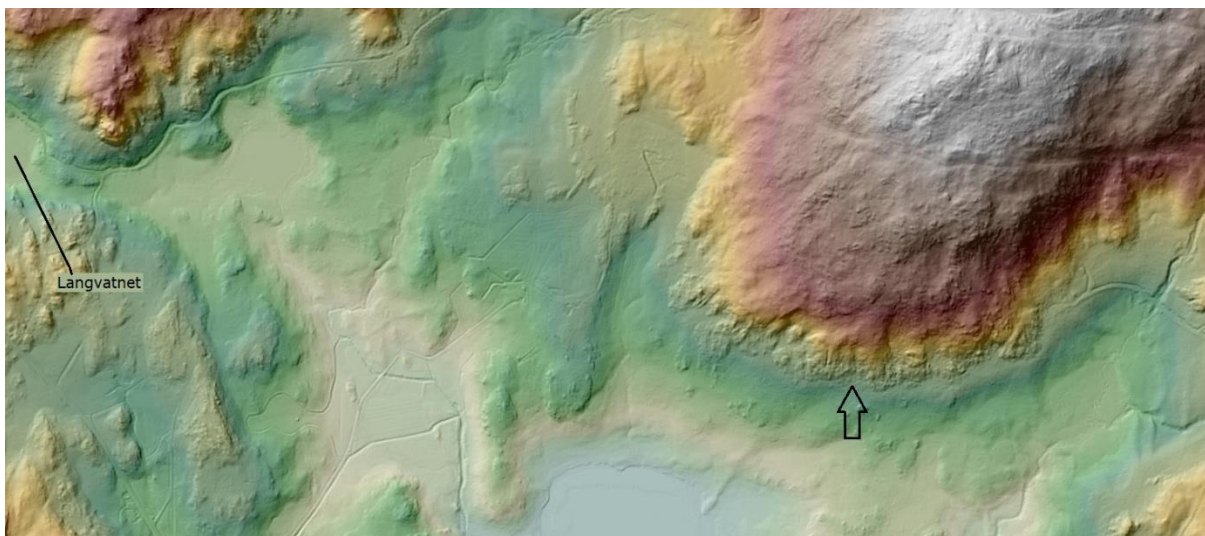
Alderne for den første isolasjonen og ingresjonen for Øvrevatnet viser enten at raten for glasi-isostasi avtok kraftig rundt og like før ~9300 cal a BP relativt til økende eustatisk havnivåendring, eller at Øvrevatnet ligger i riktig avstand til det fennoskandiske glasiassjonscenteret at man oppnår en tilsvarende likevekt mellom eustatisk havnivåendring og glasi-isostatisk landheving under Tapes-transgresjonen. Dermed representerer Øvrevatnet muligens omtrentlig posisjon for Tapes regresjonsminimum også.

Strandforskyvningskurven tar stor betraktning til de lokale hevede strandlinjene for å produsere Tapes regresjonsmaksimum. I resultatet diskutert presentert i kapittel 5.1.1 overlapper Øvrevatnets strandterrassers og strandvollers høyder med 0,2 meter ved 24,8-15,0 meter over havet, et nivå hvor middelvann vil akkurat nå over bassengterskelen. For Øvrevatnet og Lødingen fremstår altså de hevede strandlinjene som de mest regulerende faktorene for å etablere høyde for Tapes-maksimum.

5.1.3 Marin grense

I området rundt Langvatnet var det få geomorfologiske bevis som kunne tolkes som indikatorer for marin grense og/eller hovedstrandlinjen. NGU har interpolerer MG rundt Langvatnet, mens nærmeste observasjoner ligger ved Kanstad (55 moh.) og Gullsfjordbotn (44 moh.) (Høgaas et al., 2012).

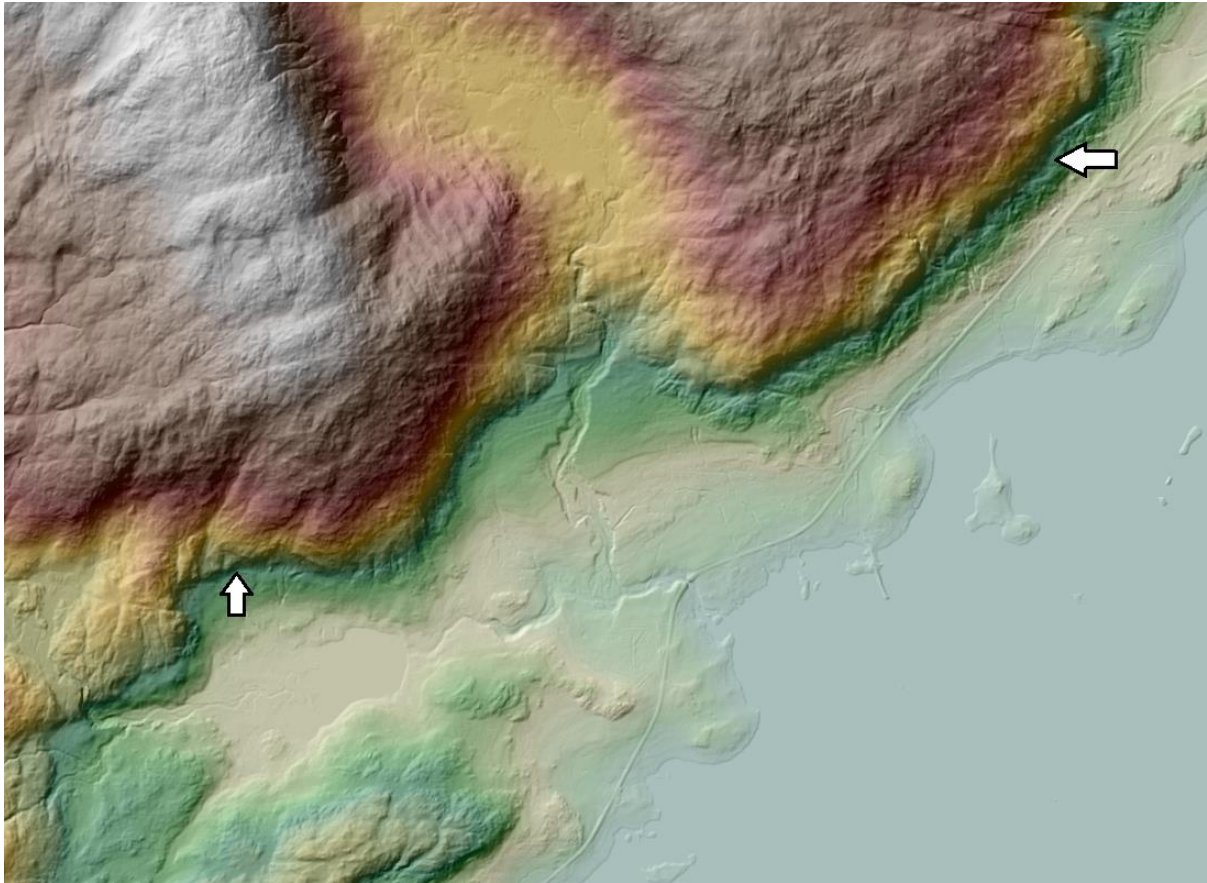
Målingen ved Kanstad har stor avstand fra isobasen som krysser Langvatnet, og vil representere denne isobasens landhevning dårlig. Gullesfjordbotn ligger nært isobasen til Langvatnet, omtrent 22 kilometer nord-øst, og vil representere den noe bedre. Funnene til Møller og Sollid (1972) tolker at Gullesfjordobservasjonen representerer både YD og MG for området. Riktignok er Gullesfjorden lokalisert på nordsiden av Hinnøya, som en lang og smal fjord nærmere plassert glasiassjonscenteret til Hinnøya. Langvatnet er betydelig mer eksponert fra sør og sør-vest, samtidig som Fløistad et al. (2009) tolker at Tromsø-Lyngen-hendelsen fra YD nådde sitt maksimale ved Offersøy; noe som sannsynliggjør isfri tilværelse rundt Langvatnet i yngre dryas.



Figur 5.8 Mulig MG-strandlinje ved Langvatnet. Skjermdump fra terrengmodelltjenesten av Kartverket (2021a).

Figur 5.8 viser en terrasse med overgang mellom løsmasser og fast fjell omtrent 1,5 kilometer øst for Langvatnet (figur 4.1-K). Løsmassene ligger 34-40 meter over havet. Grunnet variasjonen i høyde, dens korte utstrekning og mangelen på klar erosjon i fjellet vil ikke dette indekspunktet brukes som referanse mot marin grense for Langvatnet.

Mangelen på gode MG-data og strandlinjer som kan relateres til hovedstrandlinjen gjør at det er vanskelig å definere MG for Øksnesområdet. Det er grunn til å tro at MG i realiteten ble oppnådd i eller før yngre dryas, ettersom T-L-hendelsen ikke nådde frem til Langvatnet, og at MG da kan være noen meter over MG-observasjonen over Gullesfjorden og interpolert MG-data fra NGU (Norges Geologiske Undersøkelse, 2022). Det er likevel ikke anledning for å konkludere dette basert på bevis funnet i dette arbeidet. Det er heller ikke rom for å revidere isobaseposisjonene for yngre dryas havnivå på basis av samme data for dette området.



Figur 5.9 Strandlinje 2 km nord-øst for Øvrevatnet, representerende MG/hovedstrandlinjen, trolig fra yngre dryas tid ved 59-61 moh. Skjermdump fra terrengmodelltjenesten av Kartverket (2021a)

Marin grense for Øvrevatnet er tolket til å ligge på 59-61 meter over havet. Figur 5.9 viser en fremtredende strandlinje hugd inn i bart fjell, og ligger ca. 59-61 meter over havet langs hele dens ~2 km lange utstrekning. Strandlinjen tolkes også som hovedstrandlinjen, da et så tydelig abrasjonstrinn i fast fjell skapes under effekten av frostsprengning og sjøis i vedvarende tid (Andersen, 2000; Blikra & Longva, 1994). Høyden stemmer godt overens med tidligere litteratur over marin grense, og dermed også hovedstrandlinjen skapt i yngre dryas (Møller & Sollid, 1972). Denne typen strandlinje finnes ved samme høyde rundt hele Lødingaksla, samtidig som den har vært observert tidligere i representativ høyde for MG/YD lengre øst og vest. Her ser tidligere konstruerte isobaser ut til å stemme godt overens med geomorfologiske bevis for MG/YD.

Helt spesifikke høyder for MG er vanskelig å finne gjennom abrasive strandterrasser fra YD tid, da dette trinnet ofte må tolkes som en sone heller enn en gitt høyde (Møller & Sollid, 1972).

5.1.4 Regresjonsrater

Som presentert i strandforskyvningskurvene for Øvrevatnet (figur 4.3) og Langvatnet (figur 4.5) kan generaliserte rater for strandforskyvning produseres mellom to punkter med kjent høyde og alder.

Grunnet mangelen på både alder og høyde for MG ved Langvatnet er det ikke noe rom for å produsere en regresjonsrate fra isavsmeltingen frem til Tapes-innledende isolasjon. Dette ble derimot gjort for Øvrevatnet, hvor en grov avrunding av deglasiasjonsalder gitt ved 12 000 cal a BP gir et anslag for regresjonsrate frem til første isolasjon på ~1,35 cm/år. Mest sannsynlig er regresjonsraten mye høyere helt i starten av holocen, og et gjennomsnitt som dette er lite egnet til å representere hele perioden den dekker. Den kan likevel sammenlignes med post-Tapes. Etter Tapes-transgresjonen vises en regresjon på 0,28 cm/år frem til dags dato, en rate veldig lik Langvatnets post-Tapes regresjonsrate på 0,27 cm/år til tross for at Øvrevatnet hadde sin siste isolasjon omtrent 1700 år før Langvatnet. Post-tapes regresjonsrater representerer ikke årlig havnivåendring i dag (Simpson et al., 2015). Alle tre presenterte rater stemmer overens med regresjonsrater etablert av Corner og Haugane (1993) i Lyngen, et område med noenlunde lik Tapes-historikk med en amplitude på 2-3 meter; som er litt høyere enn antatt for Øvrevatnet.

Strandforskyvningsraten mellom isolasjonene kan ikke presenteres på en hensiktsmessig måte, da både transgresjon og regresjon blir målt i samme rate.

Isolasjonsbasseng fra Nikel- og Kirkenesområdet viser en lignende Tapes-relatert strandforskyvningskurve som Øvrevatnet. Her ble basseng 5-10 over Tapes-isobasen boret, hvor en >1 000 år lang isolasjon tok sted (Corner et al., 1999). Ingen transgresjon ble funnet, men isobasen for dette området er anbefalt justert nedover (nordover) for området rundt Russergrensen for å passe en antatt isobasehøyde på 25 moh., en høyde som relaterer godt til Øvrevatnet. Riktignok viser disse bassengene en regresjonsrate før isolasjonen på ~3 cm/år, og 0,4 cm/år etter. Dermed vil en på samme isobasehøyde oppleve to forskjellige strandforskyvningskurver mellom Nikel/Kirkenes og Lødingen/Øksnes. Revidering av Tapes-isobaser for Lødingen og Øksnes reflekterer derfor det motsatte av hva Corner et al. (1999) konkluderer, hvor Corner fremmer neotektonikk som mulig årsak for uenigheten mellom resultat og tidligere isobaseposisjon (videre diskutert i kapittel 5.3).

5.2 Makrofossiler som metode

Makrofossilanalyse har i dette arbeidet blitt brukt for tolkning av avsetningsmiljø i kjerneprøvene og presisering av isolasjon- og ingresjonskontakter, som fremlagt i kapittel 4.1.1.2 og 4.2.1.2. Datagrunnlaget fremtrer som godt, og resultatene gir konsekvente tolkninger av isolasjons- og ingresjonsprosesser, hvor lignende mønstre fremtrer i begge kjerneprøvene. Noen funn i dette arbeidet gir uansett grunnlag for diskusjon, spesielt opp mot endringer i bassengenes næringstilgang og relevante makrofossil til dette.

Gasterosteus aculaetus, trepigget stingsild, er en opptil 11 cm lang fisk som lever både i ferskvann, saltvann og brakkvann. Denne fisken er av vitenskapelig interesse grunnet dens hurtige evolusjonær tilpasning som benyttes for å håndtere overgangen fra marine til lakustrine forhold i isolasjonsbasseng (Kirch et al., 2021). *Gasterosteus aculaetus* tilpasser seg brakt vann enkelt, og er ofte en god indikator på en isolasjon (Romundset et al., 2011). Presis bestemmelse om hvorvidt dette eksemplaret er brakt eller ferskt kan utføres gjennom analyse av DNA (Kirch et al., 2021). Ettersom ØKS-6 allerede viser en definert isolasjon ut fra nedgang i magnetisk susceptibilitet, litologiske endringer, fargeendring og laminering over en kort og tydelig overgang er dette ikke nødvendig for dette arbeidet, ei heller i utgangspunktet et alternativ.

Tsunamifacies (enhet L-4) viser tydelig resedimenterte og blandede makrofossiler i de få makrofossilprøvene som ble utført. Prøvene hadde et veldig kaotisk særpreg hvor ingen tydelige mønstre kunne kjennetegnes. Mangelen på en «ryddig» overgang fra lakustrine til marine avsetninger ved en gradvis men tydelig endring i makrofossiler gjør at ingresjonen ikke kan plasseres i kjernen, og at den sannsynligvis har blitt erodert bort og resedimentert av Storegga-tsunamien. Ordinære marine makrofossil vises tydelig ved cm 195, en brå og markant endring fra de kaotiske makrofossilresultatene nedenfor.

Ruppia maritima, som fikk en stor økning i antall funn i enhet Ø4 i Øvrevatnet, og er en av de mest tolerante blomstrende plantene ovenfor salinitet (Murphy et al., 2003). Den vil derfor enklere tilpasse seg bassenger som gjennomgår en ingresjon eller isolasjon, samt vises i makrofossilanalyser som dominerende. Ved øvre og nedre isolasjonskontakt ved enhet Ø4 i Øvrevatnet har *Ruppia* en generelt dårligere fasong, hvor størrelse og rundhet/kompletthet varierte mer. På grunnlag av mengden *Ruppia* som forekommer i hele Ø4 fra 670-656 cm er det et interessant funn. En detaljert undersøkelse på hvorvidt sammenheng mellom salinitet,

toleranse og energimiljø under ingresjon/isolasjon er betydelig for utviklingen av frukter for *Ruppia* kan hjelpe til med å enklere presisere eksakt dybde for isolasjonskontakter.

Andre makrofossil fremviser diversiteten i enhet Ø4 i Øvrevatnet, og både ferske og marine makrofossil fremtrer. I all hovedsak observeres ferske makrofossiler i varierende mengder, men en klar økning i *Chara*. *Chara* er en indeksplante for innsjøer med høyt kalkinnhold (Økland & Lund, 1986), og innsjøer med høyt *Chara*-innhold kalles ofte Charasjøer (Langangen, 2007). Fraværet av kalkrike bergarter i nærheten (figur 1.3) og bassengets betydelige økning i *Chara* kun i brakke omstendigheter gjør Øvrevatnet til et interessant forskningsobjekt i paleoklimatisk/biologisk forstand også. Økningene i *Stuckenia* (trådtjønnaks) fra pollendiagrammet presentert i appendiks 4 tyder også på de samme prosessene, da *Stuckenia* vokser i kalkrike eller brakke innsjøer og tjern (L. Halvorsen, pers. komm. 10. mai 2022). Makrofossiler av *Stuckenia* ble ikke søkt etter i makrofossilanalysen. Bruk av XRF som metode for å belyse endring og totalt innhold av karbon (C) på langs av LØD-5 og ØKS-6 hadde potensielt vært et godt tilskudd i denne diskusjonen.

Som beskrevet i kapittel 4.2.1.2 var enhet L6 fra Langvatnet svært fattig på makrofossiler. Fra cm 148 og opp til den diatomologiske isolasjonskontakten ved 140 cm fremtrer ingen makrofossiler i det hele tatt, med unntak av én eneste *Ruppia* ved cm 141. Dette står i stor kontrast til hva enhet L2 viste, og hva enhet Ø4 fra Øvrevatnet viste. Det lakustrine avsetningsmiljøet (enhet L7) er definert til å starte ved cm 139 grunnet funnet av kun én *Daphnia pulex*. Etter dette observeres en svak økning i lakustrine avsetninger fra cm 137 og oppover, men fortsatt relativt fattig. Dette kan forklares gjennom næringstilgangen i innsjøen. Med et lite nedbørsfelt med sur berggrunn og tynne løsmassedecker kan innsjøen sannsynligvis beskrives som en næringsfattig (oligotrof) innsjø (Økland & Lund, 1986).

Andre indikasjoner for næringsfattige sjøer kan eksempelvis være funn av *Lobelia dortmanna*, som er karakteristisk for oligotrofe innsjøer (Lamentowicz, 2004). Funn av *Isoëtes* (brasmegress) kan styrke prediksjonen av bassenger som oligotrofe. *Littorella uniflora* (tjerngras) er også ofte godt etablerte i oligotrofe innsjøer. *Isoëtes* er den eneste av disse plantene som skrivende forfatter har kjennskap til, men ble ikke funnet i verken LØD-5 eller ØKS-6. *Isoëtes* ble funnet i LØD-5 ved hjelp av pollenanalyse, hvor den ble tolkes som indikator på overgangen mellom et noe næringsfattig lakustrint og brakt miljø rundt enhet Ø4. *L. dortmanna* og *L. uniflora* ble ikke søkt etter under makrofossilanalysen, men ville vært

et fruktbart tillegg i arsenalet av makrofossiler utført i dette arbeidet, samt lignende arbeid i fremtiden.

Mangelen på funn av *Potamogeton natans* indikerer også et næringsfattig miljø i ØKS-6, da *P. natans* beskrives som indeksplante for næringsrike innsjøer (eutrofe innsjøer) ved tydelig tilstedeværelse, derav potamogetonsjøer (Brandrud, 1994). Potamogetonsjøer er sjeldne i Norge, men *P. natans* som art er vanlig å finne i bassenger som er mer og mindre næringsrike. De trives best i innsjøer med mye næring og kalk, og funn av *P. natans* i LØD-5 kan tyde på et næringsrikt basseng, noe også *Chara* trives i.

Enhet Ø4 i Øvrevatnet tolkes som en ingresjon av havvann ved cm 670, hvor den diatomologiske og hydrologiske isolasjonskontakten (Kjemperud, 1986) blir presentert ved cm 656. Det finnes ikke noen sedimentologisk isolasjonskontakt ved denne brakkvannssonen. Mangelen på betydelige mengder marine minerogene sedimenter skyldes trolig at energinivået inn til Øvrevatnet ikke var stort nok til å fremme en synlig sedimentologisk isolasjonskontakt. Dette kan forstås som havet kun transgrederte bassenget ved og like under HAT. Det ble riktignok påvist en liten økning i magnetisk susceptibilitet ved brakkvannsfasen gjennom MSCL (se figur 4.2), som tyder på at noe minerogent materiale må ha nådd bassenget, trolig suspendert leire/silt i stormflohendelser.

Funnet av én enkelt *Elphidium excavatum* på cm 666 i LØD-5 tolkes som indikator på at sjøsprøyt eller stormflohendelser kan ha tilført makrofossiler og marine sedimenter inn i bassenget. En full marin ingresjon ville produsert flere marin makrofossiler, samtidig som mengden *Ruppia*, *Chara* og *P. repens* trolig ville være mer balansert med antall marine makrofossiler, slik som vises i enhet L2 i Langvatnet. Riktignok har isolasjonene ved enhet L2 og Ø4 ulike utgangspunkt, både temporalt og med tanke på regresjonsrate.

Sammensatt beskriver makrofossil endringer i avsetningsmiljø godt i kjernen LØD-5 og ØKS-6, og resultatene presentert og diskutert her forsvare metoden som en presis og fruktbar metode for isolasjonsbassengdynamikk. Både innledende isolasjon samt ingresjon og isolasjon relatert til Tapes-transgresjon viste seg å kunne detaljert plasseres i et romlig, og dermed temporalt i en sekvensstratigrafi for Øvrevatnet. Dette muliggjør derfor presis absolutt datering gjennom radiokarbondatering. Det vises også at makrofossilanalysen i LØD-5 komplimenteres av målinger fra magnetisk susceptibilitet og røntgenfotografi. ØKS-6 viser også gode og klare isolasjoner til tross for et fattige innhold av makrofossiler, spesielt ved enhet L6. Isolasjonskontakter kan presiseres med centimetersoppløsning dersom man

betrakter den diatomologiske isolasjonskontakten som den «sanne» isolasjonen av bassenget, altså tidspunktet hvor HAT ikke lenger overgår terskelhøyden.

Pollenanalysen viste seg å gi gode supplerende data om endringen i biologisk miljø i Øvrevatnet, sammen med bedre innsikt i mindre klimatiske endringer, samt endringer i næringstilførsel i bassenget.

Det bør også belyses at makrofossilanalysen som metode i dette arbeidet er pragmatisk anlagt. For å utnytte metoden maksimalt bør en fordypende forståelse av biologi og klimatologi fremheves som nødvendig, spesielt om en ønsker å eksempelvis evaluere endringer i næringstilførsel i bassengene.

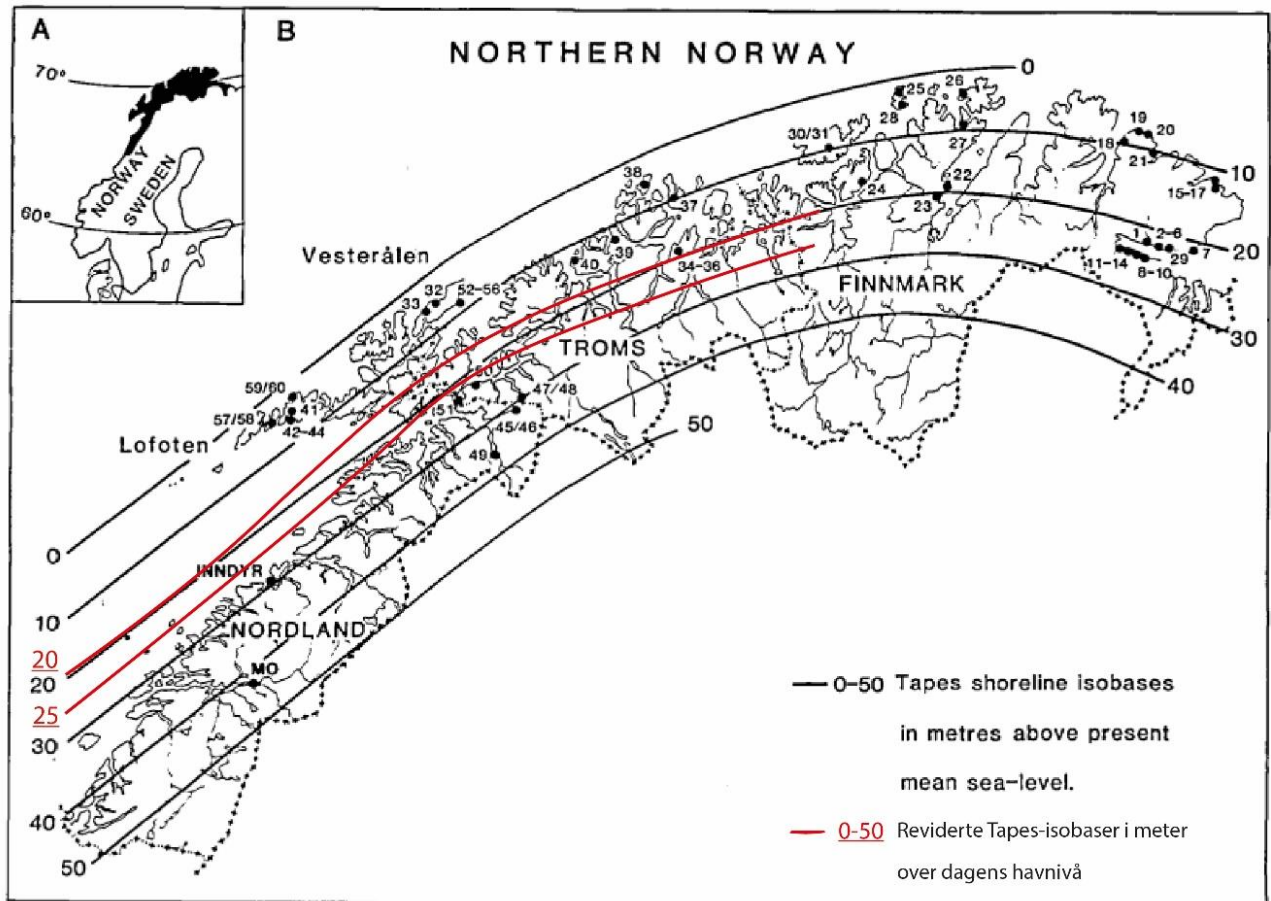
5.3 Revidering av Tapes-isobaser

Sammenlignet med tidligere litteratur (Møller, 1987; Møller & Holmeslet, 2012; Sørensen et al., 1987) når Tapes-transgresjonen 4,5-5 meter høyere enn antatt, et funn som bør tas rette for under videre undersøkelse av Hinnøya som forskningsområde for strandforskyvning. Det bør også anerkjennes en viss transgresjon i Tapes tid ved Øvrevatnet, påvist av avstanden mellom Øvrevatnets terskelhøyde og geomorfologi i området sammen med den brakke enheten Ø4 i kjernen LØD-5. Dette står i motsetning til visualiseringsverktøyet «Sea Level Change» av Møller og Holmeslet (2012), som presenterer kun en utflating av strandforskyvningskurven under Tapes tid. Langvatnet viser en liten, nesten ubetydelig transgresjon i «Sea Level Change». Etersom Langvatnet ligger lengre vest for Øvrevatnet, og at en overgang fra lakustrine forhold til en lang marin fase tar sted (enhet L3 og L5), sannsynliggjøres en noe større transgresjon på minst 366 cm i området enn programmet «Sea Level Change» foreslår.

Programmet «Sea Level Change» presenterer riktignok dårlig kildeføring av datagrunnlag, med unntak av at siste dataoppdatering var fra år 2002. Det er derfor grunn til å tro at datagrunnlaget for modellerte strandforskyvningskurver er utdatert, spesielt med den økende bruken av LiDAR-data og AMS-radiokarbondatering utover 2000-tallet.

Fordelen med å undersøke Tapes-transgresjonen og Tapes-prosesser i basseng fra ulike isobaser er at man kan sette funn inn i en større geografisk kontekst. Dersom et bassengs resultat avviker betraktelig fra etablert kunnskap, vil lignende data fra en nærliggende isobase styrke grunnen til å forkaste en innledende nullhypotese; at tidligere etablerte Tapes-isobaser stemmer. I arbeidet fra Øvrevatnet og Langvatnet fremhevet det at Tapes-isobasene på 15 og

20-meter bøl justeres positivt ~5 meter. I og med at to basseng på to ulike isobaser viser samme resultat står konklusjonen sterkere enn dersom kun ett basseng/én isobase hadde vært analysert.



Figur 5.10 Revidert kart over Tapes-isobasene over Hinnøya. Redigert fra Møller (1987)

På bakgrunn av dataen analysert og diskutert i dette arbeidet kan et revidert isobasekart over studieområdet produseres, se figur 5.10. De nye isobaselinjene for henholdsvis 20- og 25-metersisobasene for Tapes-transgresjonen er justert så de kurver konvekst ut mot Hinnøya tilsvarende en maksimal justering på ~5 meter. Denne justeringen kan kun utføres på disse to isobasene grunnet arbeidets omfang. I områdene nord-øst og sør-vest for Hinnøya er isobasen trukket tilbake til tidligere etablerte intervaller, for ikke å trekke funn fra dette arbeidet i en større kontekst enn nødvendig uten at flere basseng i samme isobase er undersøkt. Hvorvidt og i hvor stor grad de nye isobasene bør kurve mot Hinnøya er usikkert, men generaliseringen av kurvene fremviser uansett nye funn gjort i dette arbeidet.

Grunnen til uenigheten mellom tidligere interpolert Tapes-isobase og data fra Langvatnet er sannsynligvis dårlig datagrunnlag med et mangelfullt arsenal av metoder i eldre rekonstruksjoner. Den økende bruken av LiDAR, AMS-radiokarbondateringer og ortofoto av

høy kvalitet gjør at datagrunnlaget i blant annet kvartærgeologiske studier får høyere kvalitet. Bedre kartgrunnlag og kumulativ kunnskap innenfor fagfeltet bidrar også til enda bedre forståelse av strandforskyvning som prosess.

Dataen fra tidligere litteratur oversettes dårlig for detaljert forståelse Tapes-transgresjonen ved Hinnøya, ikke bare grunnet deres tilgang på metoder, men også grunnet deres avstand til Hinnøya. Tidligere rekonstruksjoner av Tapes-isobasene er for upresise rundt Hinnøya, og dataen presentert i dette arbeidet vil bidra til å forstå strandforskyvningen i Hinnøya-Tjeldsundsområdet bedre. Dette vil i sin kraft fremme insentiver for å analysere strandforskyvningskurver i en større region, eksempelvis ytre Lofoten, Vesterålen, Senja, indre Ofoten osv.

Tidligere rekonstruerte YD-isobaser har også blitt anbefalt justert vestover i Hinnøya (Bergstrøm et al., 2005). Her foreslås grunnen til uoverensstemmende YD-isobaser å være neotektonisk aktivitet i jordskorpen, glasi-isostatisk kompensjon grunnet lokal glasiasjon etter siste istid maksimum, eller en kombinasjon av begge. Betydningen av dette forslaget er stor i den grad det belyser behovet for mer arbeid tilknyttet strandforskyvning regionalt og lokalt. Hinnøya i seg selv fremstår med stor uenighet mellom tidligere interpolerte isobaser og data fra isolasjonsbasseng, og det er ikke utenkelig at denne kan gjelde andre lokaliteter i nær og fjernområdet.

5.4 Mulige spor av Storegga-tsunamien i Lødingen

(Det andre) Storegga-skredet var et stort undersjøisk skred på den norske kontinentalskråningen vest for Møre og Romsdal som fant sted for 8 200 år siden (Bondevik, Svendsen, Johnsen, et al., 1997; Bugge et al., 1987). Det første skredet fant sted i samme skredkant for 30 000 – 50 000 cal a BP (Bugge et al., 1987), og er ikke relevant for dette arbeidet. Storegga-skredet var opp til 450 meter tykt, og har en skredkant over 290 km lang og et over 800 km langt avsetningsområde som dekker 95 000 km². Omtrent 2400-3200 km³ med masser ble resedimentert (Haflidason et al., 2005). Etter undersøkelser i Skottland, Færøyene og Norge ble det som tidligere var antatt til å være transgresjonsprosesser i isolasjonsbassenger forstått som tsunamiavsetninger etter Storegga-skredet (Bondevik, Svendsen, Johnsen, et al., 1997; Bondevik, Svendsen & Mangerud, 1997), se figur 5.11. Storegga-avsetninger har blitt datert til 8100 ± 250 år cal a BP. (eks. Haflidason et al., 2005).

Tsunami-avsetninger fra Storegga-tsunamien har erfaringsvis vært bygd opp av opp til 6 facies (Bondevik, Svendsen & Mangerud, 1997). Den første (facies 4 i litteraturen) definerer

en gradert sand med en erosjonell diskordans under. Over denne kommer facies 5 med massiv sand. Facies 6 inneholder organiske konglomerat, oftest av torv av større planterester. Denne et etterfulgt av organisk detritus avsatt i noe rolige forhold, som definerer facies 7. Facies 8 viser til avsetning av suspendert silt, og facies 9 viser til laminert gyttje over siste tsunamipuls. Lamineringen er ifølge Bondevik, Svendsen og Mangerud (1997) et resultat av anoksiske forhold grunnet saltvannstilførselen til bassenget. De få bassengene som viste dette i Bondeviks arbeid var bassenger med små nedbørsfelt, hvor saltvann saktere skiftes ut av ferskvannstilførsel.



Figur 5.11 Storegga-skredets skredsår og avsetningsområde, samt funn av resulterende tsunamiavsetninger og tsunاميens amplitude. Figur hentet fra Bondevik, Svendsen, Johnsen, et al. (1997).

Kjernen ØKS-6 er tolket gjennom den litologiske beskrivelsen som å inneholde en «tsunami-facies» i enhet L-4 mellom 240-210 cm (kapittel 4.2.1). Imidlertid viser røntgenbildene at forstyrrelsene i kjernen forlenges både oppover og nedover stratigrafien sammenlignet med fotografiene, og tsunami-facies kan utvides til 245-207 cm.

I ØKS-6 representerer sandpulsene facies 4 og 5 godt, hvor undersiden av den første pulsen fremstår erosiv, og pulsene er noe gradert og dårlig sortert. Graderingen innad i hver puls er minimal, men sammenlignet mellom pulsene synliggjøres en viss gradering, da spesielt mellom tredje og fjerde puls. Facies 6 er godt representert ved at ØKS-6 viser til en redeposisjonert matriks av gytje mellom sandpulsene. Klaster av torv er ikke fremtredende.

ØKS-6 viser at avsetningene etter tsunami-facies er marine, både gjennom makrofossiler og en tydelig senere isolasjon over til lakustrint miljø. De marine avsetningene tyder på at Tapes-transgresjonen må ha overgått bassengets terskelhøyde i tydelig grad, slik at et vedvarende marint miljø kan ivaretas etter Storegga-tsunamien og ingresjonen av bassenget. Det er derfor grunn til å tro at Storegga-tsunamien eroderte og resedimenterte all marin siltig gytje som kom fra Tapes-ingresjonen under første sandpuls, resulterende i en inkonformitet (diskordans) mot fersk (lakustrin) gytje ved 240 cm. Erosjonen av lagrekken fører til en hiatus – en seksjon av materialet som mangler, og dermed skaper et «hopp» i tid. «Facies 9» etter Bondevik, Svendsen, Johnsen, et al. (1997) fremtrer ikke umiddelbart etter avsatt tsunami-facies, som styrker hypotesen om at Langvatnet ble transgredert. Nødbørsfeltet til Langvatnet er lite, med kun 0,2 km² i størrelse (NVE, 2020). Et lite nedbørsfelt som dette ville fremmet stagnert saltvann i bunnen av innsjøen, og dermed laminert gytje dersom Storegga-tsunamien hadde skjedd i det Langvatnet var et isolert basseng (Bondevik, Svendsen & Mangerud, 1997).

Dateringer utført på mosefragmenter og rakleskall fra *Betula* sp. på cm 208-210 i ØKS-6 viser aldre på henholdsvis 8425-8720 cal a BP og 8541-8980 cal a BP. Dette resultatet presenterer dateringer eldre enn tidligere tidfesting av Storegga-tsunamien (eks. Haflidason et al., 2005). Bondevik, Svendsen, Johnsen, et al. (1997) angir Storegga-tsunamien å ha en alder av ~7200 ¹⁴C-år BP (~8100 cal a BP) etter undersøkelser i Norge. Grunnen til at ØKS-6 viser så gamle resultater er sannsynligvis at dateringene ble utført på resedimentert materiale som ble suspendert og transportert fra innsjøbunnen under Storegga-tsunamien. Dateringene ØKS-6-4 og ØKS-6-5 over Storegga-tsunamien presenterer valide dateringsresultater, og om man produserte flere dateringer med høy oppløsning oppover kjernematerialet vil man omsider nå en mer realistisk alder for Storegga-tsunamien, før normal sedimentasjon fortsetter.

Flere andre basseng fra Lødingen som vi samlet prøver fra under feltarbeidet i 2021/2022 viser også lignende avsetninger som ØKS-6, og kan også tolkes som avsetninger fra Storegga-tsunamien (Romundset, unpubl.). Disse bassengene viser også samme tsunami-facies

som beskrevet over, dog med betydelig variasjon mellom bassengene. Selv om Langvatnets ingresjon i stratigrafien ble erodert vekk av Storegga-tsunamien kan andre basseng være bedre egnet for å finne eventuell ingresjonsalder, og et mer omfattende arbeid i nærområdet har stort potensiale for å presist registrere dette.

Manglende data om strandforskyvning vanskeliggjør etablering av Storegga-tsunamiens amplitude for Øksnesområdet. Bondevik, Svendsen, Johnsen, et al. (1997) viser at Storegga-tsunamiens amplitude var 10-11 meter rundt Sula, Møre og Romsdal; 6-7 meter rundt Bjugn, Trøndelag; og 3-4 meter ved Lyngen, Troms og Finnmark. Rasmussen et al. (2018) viser at tsunamien trolig nådde 6-7 meter over havnivå i Lyngen. Romundset og Bondevik (2011) viser at amplituden for Storegga-tsunamien rundt norskekysten mot Barentshavet (Nordkinn, Sørøya og Rolvsøya) var 3-5 meter. Det er da rom til å anta at amplituden for Storegga-tsunamien rundt Hinnøya er rundt 4-6 meter. Bondevik, Svendsen, Johnsen, et al. (1997) forklarer at Storegga-tsunamien ble relativt lite påvirket av lokal topografi, i motsetning til eksempelvis stormflo. Dermed vil en presis strandforskyvningskurve kunne produsere en antatt tsunami-amplitude for alle bassengene i området. Denne type data mangler for Hinnøya, og kan gi verdifull kunnskap om tsunami-utbredelse langs norskekysten.

6 Oppsummering

Sammenlignbarheten mellom Langvatnet og Øvrevatnet er tvetydig. Bassengene befinner seg i ulike isobaser for Tapes-transgresjonen, men innledende isolasjon oppstår først i Øvrevatnet selv om det nå ligger 5 meter høyere i terrenget enn Langvatnet. Begge bassengene opplever å bli transgredert av Tapes-transgresjonen, men Langvatnets ingresjon er erodert vekk av Storegga-tsunamien for 8150 cal a BP. Øvrevatnet viser gode geomorfologiske indekspunkter for Tapes-transgresjonen, mens Langvatnet viser ingen tilstrekkelige strandlinjer. Man kan derfor anta hvor mye Tapes-transgresjonen gikk over Øvrevatnets terskelhøyde veldig presist, noe som ikke var mulig som Langvatnet. Makrofossilanalysen viser to basseng med forskjellige grader av produktivitet og næringstilgang, men likevel med klare og pålitelige data for å identifisere isolasjonskontakter. Metoden fremstår som veldig effektiv for å sikre gode dateringer av isolasjoner og ingresjoner.

Hevede strandlinjer ved Øvrevatnet har gitt verdifull informasjon som presiserer den vertikale utbredelsen av Tapes-transgresjonen. Med dette kan en presis strandforskyvningskurve presenteres for Øvrevatnet, som igjen kan forsterkes med ytterligere bassengstudier i samme isobase. Resultatet av samstillingen av isolasjonsbassengdata og hevede strandlinjer presiserer Tapes-transgresjonens maksimale vertikale utbredelse med desimeterpresisjon. Høyden på en hevet strandvoll ved Lødingen sentrum kan ikke forklares ut fra kjernedata fra Øvrevatnet (LØD-5) opp mot tidligere kalkulerte høydefordelinger av aktive strandvoller over middelvann i Lofoten-Vesterålen-Ofoten. Forståelsen av hvor høyt en strandvoll kan dannes over MV bør revideres for studieområdet.

Sammenlagt er det rom for å konkludere med at dataen fra dette arbeidet beskriver at en justering av tidligere interpolerte Tapes-isobaser i retning vest-nordvest omtrent 20 kilometer er nødvendig for studieområdet. Det må også anerkjennes en viss amplitude for Tapes-transgresjonen ved både Øvrevatnet og Langvatnet. Årsaken til uoverensstemmende isobaser og resultater fra arbeidet presentert er kan være neotektonikk eller betydelig sen lokal glasiasjon over Hinnøya, og dermed betydelig sen glasi-isostatisk landhevning.

Summen av data fra dette arbeidet vil hjelpe med å forstå tidligere relativ havnivåendring i høyere oppløsning rundt studieområdet, som vil bidra med data til en helhetlig forståelse av havnivåendring langs Norges kyst. Med mer data om forhistorisk strandforskyvning er det enklere å modellere og forstå kommende endringer i fremtidens havnivå.

6.1 Videre forskning

Arbeidet gjennomført i Lødingen kommune ga fruktbare funn gjennom kjente metoder innenfor kvartærgeologi. Videre er det flere problemer eller detaljer som kan undersøkes for å skape ny eller bedre kunnskap i nærheten av dette arbeidets rammer.

- Forsøk på datering av Tapes-strandlinjer assosiert med Øvrevatnet-isobasen kan gi komparative aldre mot aldre for ingresjonen i Øvrevatnet. En undersøkelse på dette kan fastsette deres forhold i ytterligere grad.
- Ved Langvatnet kan et transekt av boreprøver utføres langs bassenget, i forsøk på å nærmere beskrive Storegga-tsunamien og dens utbredelse. Langt nok unna utløpet kan også ingresjonen av bassenget være ivaretatt, som igjen kan gi viktig informasjon vedvarende Tapes-transgresjonen. Et forsøk på dette ble utført med russerbor på vinterstid i mars 2022, men vanddybden var for dyp for å bruke russerbor. Slagbor bør benyttes for dette.
- Videre lignende arbeid som omfavner flere isobaser både på og i nærheten av Hinnøya kan gi gode resultater for strandforskyvningsproblemstillinger, spesielt angående Tapes-transgresjonen. I skrivende stund vil Romundset (upubl.) sitt arbeid, som denne oppgaven er formulert under, omfatte flere isobaser i sørlige Hinnøya og Tjeldøya med høyere oppløsning. Innenfor dette arbeidet vil også presise høyder for bassengterskler defineres, som vil gi bedre data for bassengene Øvrevatnet og Langvatnet.
- Informasjon over deglasiationsalder langs Tjeldsundet og den sørlige delen av Hinnøya er i dag manglende. Detaljundersøkelser for å fastsette disse aldre vil bidra til å produsere bedre strandforskyvningskurver, inkludert regresjonsrater.
- Data over marin grense for sørsiden av Hinnøya er også manglende, og detaljerte undersøkelser på dette kan være både fruktbare og nyttige for videre rekonstruksjon av tidligere havnivå samt utbredelse av marin, potensiell kvikk leire.

7 Referanser

- Aitchison, J. (1984a). Reducing the Dimensionality of Compositional Data Sets. *Mathematical Geology*, 16(6).
- Aitchison, J. (1984b). The statistical analysis of geochemical compositions. *Mathematical Geology*, 16(6).
- American Chemical Society. (2016). Discovery of Radiocarbon Dating. I.
- Andersen, B. G. (1975). Glacial Geology of Northern Nordland, North Norway. *Norges geologiske undersøkelse bulletin* 320, 33.
- Andersen, B. G. (2000). *Istider i Norge : landskap formet av istidenes breer*. Universitetsforlaget.
- Andersen, B. G., Mangerud, J., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. & Bergstrøm, B. (1995). Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International*, 28.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. (1998). *Glaciers & glaciation*. Arnold, Hodder Headline Group.
- Bergstrøm, B., Olsen, L. & Sveian, H. (2005). The Tromsø-Lyngen glacier readvance (early Younger Dryas) at Hinnøya-Ofofjorden, northern Norway: a reassessment. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* 445, 73-88.
- Blikra, L. H. & Longva, O. (1994). Frost-shattered debris facies of Younger Dryas age in the coastal sedimentary successions in western Norway: palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 18, 89-110.
- Boggs, S. (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy* (4. utg.). Pearson Education Inc.
- Bondevik, S., Birks, H. H., Gulliksen, S. & Mangerud, J. (1999). Late Weichselian Marine 14C Reservoir Ages at the Western Coast of Norway. *Quaternary Research*, 52, 104-114.
- 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(1), 29-53. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1997.tb00649.x>
- Bondevik, S., Svendsen, J. I. & Mangerud, J. (1997). Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, 44, 1115-1131.
- Bouma, A. H. (1964). Notes on X-ray interpretation of marine sediments. *Marine Geology*, 2(4), 278-309. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(64\)90045-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(64)90045-3)
- Bowman, S. (1990). *Radiocarbon dating*. British Museum.
- Brandrud, T. E. (1994). *Vannvegetasjon i verneverdige grytehullsjøer på Romerike*. Norsk institutt for vannforskning.
- Breili, K., Simpson, M. J. R., Klokkervold, E. & Roaldsdotter Ravndal, O. (2020). High-accuracy coastal flood mapping for Norway using lidar data. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20(2), 673-694. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-673-2020>
- 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(5), 363-368. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0567-4>
- Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51, 337-360. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.51.3494
- Bugge, T., Befring, S., Belderson, R. H., Eidvin, T., Jansen, E., Kenyon, N. H., Holtedahl, H. & Sejrup, H. P. (1987). A giant three-stage submarine slide off Norway. *Geo-Marine Letters*, 7(4), 191-198. <https://doi.org/10.1007/bf02242771>

- Bye, L. M., Lein, H. & Rød, J. K. (2013). *Mot en farligere fremtid?: Om klimaendringer, sårbarhet og tilpasning i Norge*. Akademika.
- Corner, G. D. & Haugane, E. (1993). Marine-lacustrine stratigraphy of raised coastal basins and postglacial sea-level change at Lyngen and Vanna, Troms, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 73, 175-197.
- Corner, G. D., Yevzerov, V. Y., Kolka, V. V. & Møller, J. J. (1999). Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia. *Boreas*, 28, 146-166.
- De Laeter, J. R., Böhlke, J. K., De Bièvre, P., Hidaka, H., Peiser, H. S., Rosman, K. J. R. & Taylor, P. D. P. (2003). Atomic weights of the elements: Review 2000. *Pure and Applied Chemistry*, 75, 683-800.
- Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (2007). The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary International*, 164-165, 6-20. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.10.008>
- Ekman, M. & Mäkinen, J. (1996). Recent postglacial rebound, gravity change and mantle flow in Fennoscandia. *Geophysical Journal International*, 126, 229-234.
- Elkibbi, M. & Rial, J. A. (2001). An outsider's review of the astronomical theory of the climate: is the eccentricity-driven insolation the main driver of the ice ages? *Earth-Science Reviews*, 56(1-4), 161-177. [https://doi.org/10.1016/s0012-8252\(01\)00061-7](https://doi.org/10.1016/s0012-8252(01)00061-7)
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. A. & Urey, H. C. (1953). Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, 64(11), 1315. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1953\)64\[1315:rcits\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1953)64[1315:rcits]2.0.co;2)
- Fjeldskaar, W. (1994). The amplitude and decay of the glacial forebulge in Fennoscandia. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 74, 2-8.
- Fjeldskaar, W. & Bondevik, S. (2020). The Early-Mid Holocene transgression (Tapes) at the Norwegian coast – comparing observations with numerical modelling. *Quaternary Science Reviews*, 242. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106435>
- Fløistad, K. R., Laberg, J. S. & Vorren, T. O. (2009). Morphology of Younger Dryas subglacial and ice-proximal submarine landforms, inner Vestfjorden, northern Norway. *Boreas*, 38, 610-619.
- Fowler, C. M. R. (2005). *The Solid Earth - An Introduction to Global Geophysics* (Bd. 2). Cambridge University Press.
- Fox-Kemper, B., Hewitt, H. T., Xiao, C., Aðalgeirsdóttir, G., Drijfhout, S. S., Edwards, T. L., Gollledge, N. R., Hemer, M., Kopp, R. E., Krinner, G., Mix, A., Notz, D., Nowicki, S., Nurhati, I. S., Ruiz, L., Sallée, J.-B., Slangen, A. B. A. & Yu, Y. (2021). *Ocean, Cryosphere and Sea Level Change* (Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Issue. C. U. Press.
- Gjevik, B. (2009). *Flo og fjære langs kysten av Norge og Svalbard*. Farleia Forlag.
- Godwin, H. (1962). Half-life of Radiocarbon. *Nature*, 195, 984.
- Grønlie, O. T. (1951). On the rise of sea and land and the forming of strandflats on the west coast of Fennoscandia. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 29, 26-64.
- Haflidason, H., Lien, R., Sejrup, H. P., Forsberg, C. F. & Bryn, P. (2005). The dating and morphometry of the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1-2), 123-136. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.10.008>
- Hafsten, U. (1983). Shore-level changes in South Norway during the last 13,000 years, traced by biostratigraphical methods and radiometric datings. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 37(2), 63-79. <https://doi.org/10.1080/00291958308552089>
- Haug, G. H., Ganopolski, A., Sigman, D. M., Rosell-Mele, A., Swann, G. E., Tiedemann, R., Jaccard, S. L., Bollmann, J., Maslin, M. A., Leng, M. J. & Eglinton, G. (2005). North

- Pacific seasonality and the glaciation of North America 2.7 million years ago. *Nature*, 433(7028), 821-825. <https://doi.org/10.1038/nature03332>
- Haug, G. H. & Tiedemann, R. (1998). Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, 393(6686), 673-676. <https://doi.org/10.1038/31447>
- Hay, W. W. (1996). Tectonics and climate. *Geologische Rundschau*, 85(3), 409-437. <https://doi.org/10.1007/bf02369000>
- Hays, J. D., Imbrie, J. & Shackleton, N. J. (1976). Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 194(4270), 1121-1132.
- 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(4), 779-820. <https://doi.org/10.1017/rdc.2020.68>
- Høgaas, F., Hansen, L., Rindstad, B. I., Sveian, H. & Olsen, L. (2012). *Database for registrering av marin grense (MG) i Norge*. Norges Geologiske Undersøkelse.
- Høgaas, F., Larsson, S. A., Klug, M., Olsen, L. & Wastegård, S. (2021). Palaeolake sediment records reveal a mid- to late Younger Dryas ice-sheet maximum in Mid-Norway. *Boreas*. <https://doi.org/10.1111/bor.12543>
- Holden, J. (2017). *An Introduction to Physical Geography and the Environment* (Bd. 4). Pearson Education Limited.
- Jansen, E. (1989). The use of stable oxygen and carbon isotope stratigraphy as a dating tool. *Quaternary International*, 1, 151-166. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(89\)90013-x](https://doi.org/10.1016/1040-6182(89)90013-x)
- Jowsey, P. C. (1965). An improved peat sampler. *The Macaulay Institute for Soil Research, Craigiebuckler, Aberdeen*.
- Kartverket. (2021a, 10.09.2021). *Høgdedata og djupnedata*. <https://www.kartverket.no/api-og-data/terrengdata>
- Kartverket. (2021b, 01.02.2021). *Hva er et referansenivå*. Hentet 26.10.2021 fra <https://www.kartverket.no/til-sjos/se-havniva/referanseniva/hva-er-et-referanseniva>
- Kartverket. (2021c, 25.10.2021). *Se havnivå*. Hentet 25.10.2021 fra <https://www.kartverket.no/til-sjos/se-havniva>
- Kirch, M., Romundset, A., Gilbert, M. T. P., Jones, F. C. & Foote, A. D. (2021). Ancient and modern stickleback genomes reveal the demographic constraints on adaptation. *Current Biology*, 31(9), 2027-2036.e2028. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.cub.2021.02.027>
- Kjemperud, A. (1986). Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. *Boreas*, 15.
- Korff, S. A. & Mendell, R. B. (1980). Variations in radiocarbon production in the earth's atmosphere. *Radiocarbon*, 22, 159-165.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. & Rubel, F. (2006). World map of the Köppen-Geiger climate classification updated.
- Lamentowicz, M. (2004). *Lobelia dortmanna* L. seeds in lake sediments from the Tuchola Forest (Pomerania, northern Poland). *Acta Palaeobotanica*, 44, 281-285.
- Langangen, A. (2007). *Charophytes of the Nordic countries*.
- Lid, J. & Lid, D. T. (2017). *Norsk flora* (Bd. 7). Det Norske Samlaget.
- Linick, T. W., Damon, P. E., Donahue, D. J. & Juli, A. J. T. (1989). Accelerator mass spectrometry: The new revolution in radiocarbon dating. *Quaternary International*, 1, 1-6.

- Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoana, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L. & Oldfield, F. (2012). Environmental magnetism: Principles and applications. *Reviews of Geophysics*, 50(4). <https://doi.org/10.1029/2012rg000393>
- 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(17), 2128-2151. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.04.008>
- Long, A. J., Woodroffe, S. A., Roberts, D. H. & Dawson, S. (2011). Isolation basins, sea-level changes and the Holocene history of the Greenland Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 30(27-28), 3748-3768. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.10.013>
- Longley, P. A., Goodchild, M. F., Maguire, D. J. & Rhind, D. J. (2015). *Geographic Information Science and Systems* (4. utg.). John Wiley & Sons Inc.
- Lowe, J. J. & Walker, M. J. C. (1997). *Reconstructing Quaternary Environments* (2. utg.). Pearson Education Limited.
- Marthinussen, M. (1960). Coast and fjord area of Finnmark. *Geology of Norway*, 208, 416-429.
- Møller, J. J. (1984). Holocene shore displacement at Nappstraumen, Lofoten, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 64, 1-5.
- Møller, J. J. (1987). Shoreline relation and prehistoric settlement in northern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 41(1), 45-60. <https://doi.org/10.1080/00291958708552171>
- Møller, J. J. (1989). Geometric Simulation and Mapping of Holocene Relative Sea-Level Changes in Northern Norway. 5(3), 403-417. <http://journals.fcla.edu/jcr/article/view/78154>
- Møller, J. J. & Holmeslet, B. H. (2012, 2. mars 2002). *Havets historie i Fennoskandia og NV Russland*. <https://www.tgo.uit.no/sealev/>
- Møller, J. J. & Sollid, J. L. (1972). Deglaciation Chronology of Lofoten-Vesterålen-Ofoten, Northern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 26(3), 101-133.
- Murphy, L. R., Kinsey, S. T. & Durako, M. J. (2003). Physiological effects of short-term salinity changes on *Ruppia maritima*. *Aquatic Botany*, 75(4), 293-309. [https://doi.org/10.1016/s0304-3770\(02\)00206-1](https://doi.org/10.1016/s0304-3770(02)00206-1)
- NOAA. (2021, 26/2). *What is the global ocean conveyor belt?* . Hentet 19/10 fra <https://oceanservice.noaa.gov/facts/conveyor.html>
- Norges Geologiske Undersøkelse. (2015a, 28.10.2020). *Berggrunnsgeologi*. <https://www.ngu.no/emne/berggrunnsgeologi>
- Norges Geologiske Undersøkelse. (2015b, 29.1.2020). *Kvartærgeologisk kart (løsmassekart)*. <https://www.ngu.no/emne/kvart%C3%A6rgeologiske-kart-1%C3%B8smassekart>
- Norges Geologiske Undersøkelse. (2022, 28.03). *Mulighet for marin leire* Hentet 12.05 fra <https://www.ngu.no/emne/mulighet-marin-leire-mml>
- NVE. (2020, 17.06.2021). *Innsjødatabase*. <https://www.nve.no/kart/kartdata/vassdragsdata/innsjodatabase/>
- Økland, J. & Lund, H. M.-K. (1986). *Dyreliv i vann og vassdrag* (Bd. 6). Cappelen.
- Olesen, O., Kierulf, H. P., Brønner, M., Dalsegg, E., Fredin, O. & Solbakk, T. (2013). Deep weathering, neotectonics and strandflat formation in Nordland, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 93, 189-213.
- Perovich, D. K., Light, B., Eicken, H., Jones, K. F., Runciman, K. & Nghiem, S. V. (2007). Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback. *Geophysical Research Letters*, 34(19). <https://doi.org/10.1029/2007gl031480>

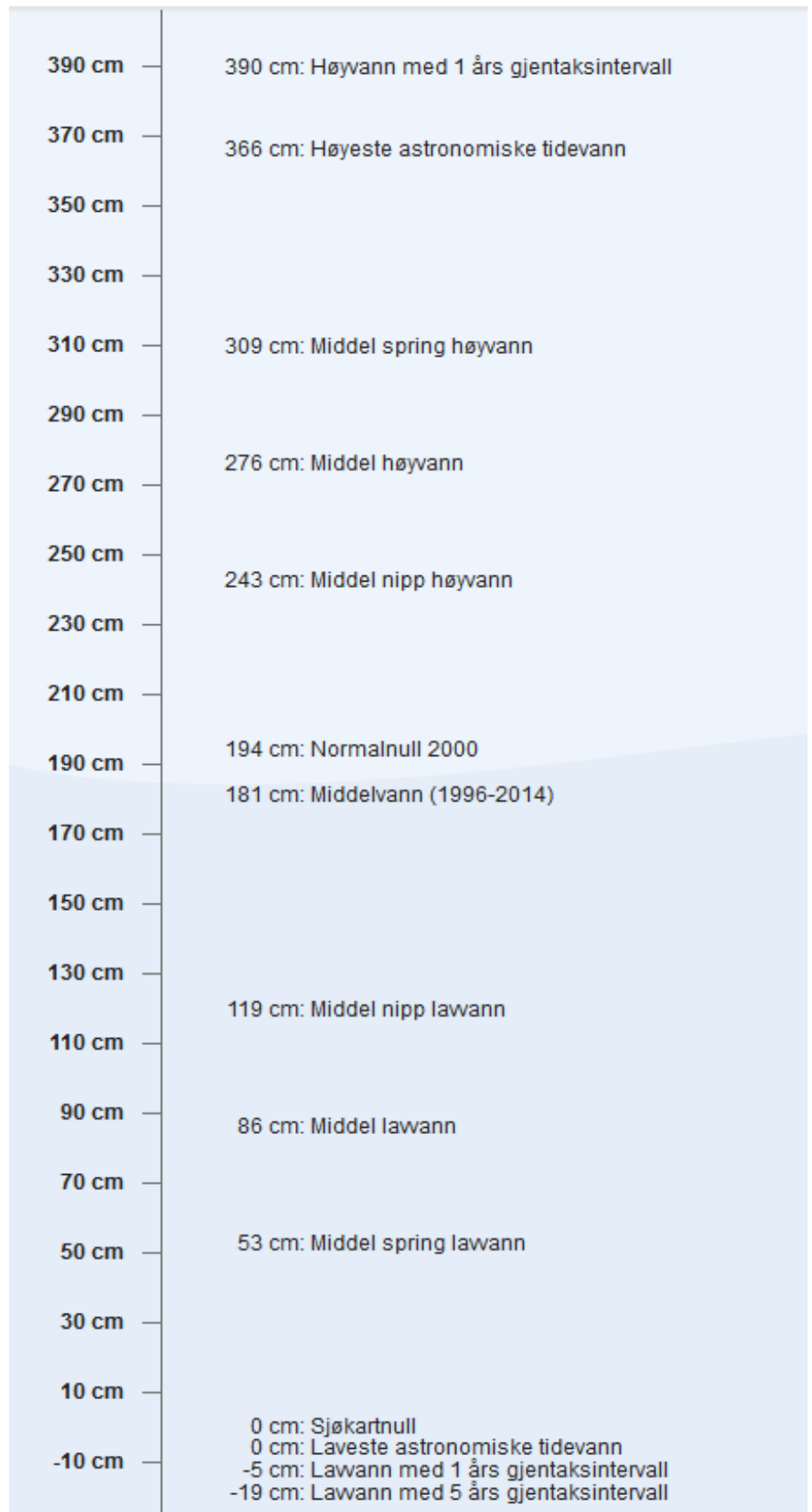
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (2008). *The Making of a Land - Geology of Norway*. Norsk Geologisk Forening.
- Rasmussen, A. (1984). Late Weichselian moraine chronology of the Vesterålen islands, North Norway *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 64, 193-219.
- Rasmussen, H., Bondevik, S. & Corner, G. D. (2018). Holocene relative sea level history and Storegga tsunami run-up in Lyngen, northern Norway. *Journal of Quaternary Science*, 33(4), 393-408. <https://doi.org/10.1002/jqs.3021>
- Reasoner, M. A. (1986). An Inexpensive, Lightweight Percussion Core Sampling System. *Géographie physique et Quaternaire*, 40(2), 217-219.
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. & Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725-757. <https://doi.org/10.1017/rdc.2020.41>
- Richter, T., Van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., Stigter, H., Haas, H. & Van Weering, T. (2006). The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, 267(1), 39-50.
- 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(5), 457-462. <https://doi.org/10.1002/jqs.1511>
- Romundset, A., Bondevik, S. & Bennike, O. (2011). Postglacial uplift and relative sea level changes in Finnmark, northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 30(19-20), 2398-2421. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.06.007>
- Romundset, A., Fredin, O. & Høgaas, F. (2015). A Holocene sea-level curve and revised isobase map based on isolation basins from near the southern tip of Norway. *Boreas*, 44(2), 383-400. <https://doi.org/10.1111/bor.12105>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.041>
- Rovere, A., Stocchi, P. & Vacchi, M. (2016). Eustatic and Relative Sea Level Changes. *Current Climate Change Reports*, 24.
- Simms, A. R., Lisiecki, L., Hogg, G., Whiterhouse, P. L. & Clark, J. F. (2019). Balancing the last glacial maximum (LGM) sea-level budget. *Quaternary Science Reviews*, 205, 143-153.
- Simpson, M. J., Nilsen, J. E. Ø., Ravndal, O. R., Breili, K., Sande, H., Kierulf, H. P., Steffen, H., Jansen, E., Carson, M. & Vestøl, O. (2015). Sea level change for Norway: past and present observations and projections to 2100. *Norwegian Centre for Climate Services report*, 1, 2015.
- Snowball, I. & Thompson, R. (2008). A mineral magnetic study of Holocene sedimentation in Lough Catherine, Northern Ireland. *Boreas*, 19(2), 127-146. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1990.tb00574.x>
- Søbye, E. (2014). *Folkemengdens bevegelse 1735–2014. En tabellstudie*. Forlaget Oktober AS.

- Sørensen, R., Bakkelid, S. & Torp, B. (1987). *Landhevning: Land Uplift*. Kartverket.
- Sparrenbom, C. J., Bennike, O., Björck, S. & Lambeck, K. (2006). Holocene relative sea-level changes in the Qaqortoq area, southern Greenland. *Boreas*, 35, 171-187.
- Sulebak, J. (2007). *Landformer og prosesser - En innføring i naturgeografisk tema*. Fagbokforlaget.
- Svendsen, J. I. & Mangerud, J. (1987). Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 2(113-132).
- Thompsen, V. (2007). Basic fundamental parameters in X-Ray Fluorescence. *Spectroscopy*, 22(5).
- Thompson, R., Battarbee, R. W., O'Sullivan, P. E. & Oldfield, F. (1975). Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and oceanography*, 20.
- Thompson, R. & Oldfield, F. (1986). *Environmental Magnetism*. Allen & Unwin.
- Tro, N. J. (2017). *Chemistry - A Molecular Approach* (4. utg.). Pearson.
- Tveten, E. (2014a). *Berggrunnskart Lødingern 1231-1, M 1:50 000*. Trondheim, Norges Geologiske Undersøkelse.
- Tveten, E. (2014b). *Berggrunnskart Raftsundet 1231-4, M 1:50 000*. Trondheim, Norges Geologiske Undersøkelse.
- Vestøl, O., Ågren, J., Steffen, H., Kierulf, H. & Tarasov, L. (2019). NKG2016LU: a new land uplift model for Fennoscandia and the Baltic Region. *Journal of Geodesy*, 93. <https://doi.org/10.1007/s00190-019-01280-8>
- Vorren, K.-D. & Moe, D. (1986). The early Holocene climate and sea-level changes in Lofoten and Vesterålen, North Norway *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 66, 135-143.
- Vorren, T. O., Edvardsen, M., Hald, M. & Thomsen, E. (1983). Deglaciation of the Continental Shelf off Southern Troms, North Norway. *Norges geologiske undersøkelse bulletin 280*, 173-187.
- Vorren, T. O. & Plassen, L. (2002). Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord–Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31, 97-125.
- Vorren, T. O., Vorren, K.-D., Alm, T., Gulliksen, S. & Løvlie, R. (1988). The last deglaciation (20,000 to 11,000 B.P.) on Andøya, Northern Norway *Boreas*, 17, 41-77.
- Vousdoukas, M. I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Verlaan, M., Jevrejeva, S., Jackson, L. P. & Feyen, L. (2018). Global probabilistic projections of extreme sea levels show intensification of coastal flood hazard. *Nature Communications*, 9(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04692-w>

Appendikser

Appendiks 1

Oversikt over vannstandsnivåer for Vestbygda i Lødingen kommune, kalkulert fra nærliggende vannstandsmålere. Figuren har sjøkartnull som referansepunkt. Data hentet fra Kartverket (2021c).



Appendiks 2

Tabell over makrofossilanalyse for ØKS-6

ØKS-6 Langvatnet			
(AA) = Veldig tallrik (extremely abundant), >100. (A) = Tallrik (abundant), >20. (C) = Vanlig/moderat (common), >5. (R) = Sjelden (rare), <5.			
Dybde (cm)	Makrofossil	Kommentar	Avsetningsmiljø
125	Rhabdocoela (C), Oligochaeta (C)		Lakustrint
126	Rhabdocoela (C), <i>Plumatella repens</i> (C), Oligochaeta (C), Rhizopoda (R)		Lakustrint
127	Rhabdocoela (R), Oligochaeta (R)		Lakustrint
128	Rhabdocoela (C), <i>Plumatella repens</i> (C), Oligochaeta (R), <i>Cristatella mucedo</i> (R), Rhizopoda (R)		Lakustrint
129	Rhabdocoela (C), <i>Plumatella repens</i> (C), Oligochaeta (R), <i>Cristatella mucedo</i> (R)		Lakustrint
130	Rhabdocoela (C), <i>Plumatella repens</i> (R), Oligochaeta (R)		Lakustrint
131	Trichoptera (C), Oligochaeta (R)		Lakustrint
132	Rhabdocoela (C), <i>Plumatella repens</i> (C), Trichoptera (C)		Lakustrint
133	Oligochaeta (R), Rhabdocoela (R), <i>Cristatella mucedo</i> (R), <i>Plumatella repens</i> (R)		Lakustrint
134	<i>Plumatella repens</i> (R), Oligochaeta (R), Rhabdocoela (R)		Lakustrint
135	Rhabdocoela (C), Oligochaeta (C)		Lakustrint
136	<i>Plumatella repens</i> (R), Rhabdocoela (R)		Lakustrint
137	Rhabdocoela (R)		Lakustrint
138	-	Datering	Lakustrint
139	<i>Daphnia pulex</i> (R)		Lakustrint
140	-	Isolasjon	Brakt/lakustrint
141	<i>Ruppia</i> (R)		Brakt

142	-		Brakt
143	-		Brakt
144	-		Brakt
148	-		Brakt
155	<i>Elphidium excavatum</i> (A), <i>Eggerelloides scabrus</i> (R), <i>Pectinaria</i> sp. (R)	Rett under isolasjon 2	Marint
195	<i>Pectinaria</i> sp. (AA), <i>Elphidium excavatum</i> (A)		Marint
205	<i>Elphidium excavatum</i> (C), <i>Pectinaria</i> sp. (C), <i>Cristatella mucedo</i> (C), <i>Plumatella repens</i> (C)	Blandet	Resedimentert
210	<i>Elphidium excavatum</i> (C), Rhizopoda (R)	Siste sandpuls av tsunamifacies, Datering	Resedimentert
220	<i>Cristatella mucedo</i> (A), <i>Elphidium excavatum</i> (C), <i>Diffflugia pyriformis</i> (C), Trichoptera (C), <i>Plumatella repens</i> (R), <i>Dynamena pumila</i> (R)	Blandet	Resedimentert
240	Oligochaeta (A), <i>Plumatella repens</i> (C), Rhizopoda (C)		Lakustrint
260	<i>Diffflugia pyriformis</i> (C), <i>Fredericell indica</i> (R)		Lakustrint
265	<i>Plumatella repens</i> (C)		Lakustrint
269	<i>Plumatella repens</i> (R), <i>Cristatella mucedo</i> (R)		Lakustrint
272	<i>Eggerelloides scabrus</i> (A), <i>Pectinaria</i> sp.(C), <i>Plumatella repens</i> (R), <i>Elphidium excavatum</i> (R), <i>Gasterosteus aculaetus</i> (R)	Isolasjon Datering	Brakt
273	<i>Eggerelloides scabrus</i> (A), <i>Pectinaria</i> sp. (C),		Marint
277	<i>Eggerelloides scabrus</i> (A), <i>Pectinaria</i> sp. (A), <i>Elphidium excavatum</i> (C),		Marint
282	<i>Eggerelloides scabrus</i> (A), <i>Pectinaria</i> sp. (A), <i>Elphidium excavatum</i> (C)		Marint
287	<i>Pectinaria</i> sp. (A), <i>Elphidium excavatum</i> (C)		Marint
292	<i>Eggerelloides scabrus</i> (A), <i>Elphidium excavatum</i> (C), <i>Pectinaria</i> sp. (C)		Marint

Appendiks 3

Tabell over makrofossilanalyse for LØD-5

LØD-5 Øvrevatnet			
(AA) = Veldig tallrik (extremely abundant), >100. (A) = Tallrik (abundant), >20. (C) = Vanlig/moderat (common), >5. (R) = Sjelden (rare), <5.			
Dybde (cm)	Makrofossil	Kommentar	Avsetningsmiljø
652	<i>Chara</i> (C), <i>Daphnia pulex</i> (R), <i>Rhabdoceola</i> (R)		Lakustrint
654	<i>Chara</i> (A), <i>Diffflugia pyriformis</i> (A), <i>Nitella</i> (R), <i>Potamogeton natans</i> (R)		Lakustrint
656	<i>Chara</i> (C), <i>Lepidurus</i> (C), <i>Diffflugia pyriformis</i> (R), <i>Oligochaeta</i> (R), <i>Ruppia</i> (R)		Brakt
658	<i>Chara</i> (C), <i>Lepidurus</i> (C), <i>Cristatella mucedo</i> (R), <i>Trichoptera</i> (R)		Lakustrint/Brakt
660	<i>Ruppia</i> (C), <i>Chara</i> sp. (C), <i>Lepidurus</i> (R)	Datering, dårlig fasong på <i>Ruppia</i>	Brakt
662	<i>Ruppia</i> (A), <i>Chara</i> sp. (A), <i>Plumatella repens</i> (C), <i>Daphnia pulex</i> (C), <i>Cristatella mucedo</i> (R)		Brakt
664	<i>Ruppia</i> (A), <i>Chara</i> sp. (A), <i>Cristatella mucedo</i> (C), <i>Rhabdoceola</i> (R), <i>Daphnia pulex</i> (R)		Brakt
666	<i>Ruppia</i> (A), <i>Chara</i> sp. (A), <i>Diffflugia pyriformis</i> (C), <i>Oligochaeta</i> (C), <i>Elphidium excavatum</i> (R), <i>Plumatella repens</i> (R)	Datering (665 cm)	Brakt
668	<i>Ruppia</i> (A), <i>Chara</i> sp. (A), <i>Diffflugia pyriformis</i> (C), <i>Plumatella repens</i> (C)	Dårlig fasong på mange <i>Ruppia</i>	Brakt
670	<i>Chara</i> sp. (A), <i>Oligochaeta</i> (C), <i>Daphnia pulex</i> (C), <i>Diffflugia pyriformis</i> (C), <i>Ruppia</i> (C), <i>Plumatella repens</i> (R)	Mer minerogent, datering	Lakustrint/Brakt
675	<i>Chara</i> sp. (AA) , <i>Daphnia pulex</i> (C), <i>Diffflugia pyriformis</i> (C), <i>Cristatella mucedo</i> (R), <i>Oligochaeta</i> (R), <i>Oribatida</i> (R)		Lakustrint
680	<i>Daphnia pulex</i> (C), <i>Chara</i> sp. (C), <i>Diffflugia pyriformis</i> (C), <i>Cristatella mucedo</i> (R), <i>Plumatella repens</i> (R)		Lakustrint
685	<i>Diffflugia pyriformis</i> (A), <i>Chara</i> sp. (C), <i>Plumatella repens</i> (R)		Lakustrint

690	Oligochaeta (C), <i>Chara</i> sp. (C), Rhabdocoela (C), <i>Daphnia pulex</i> (C), <i>Cristatella mucedo</i> (R)		Lakustrint
696	<i>Daphnia Pulex</i> (AA), Oligochaeta (A), <i>Plumatella repens</i> (A), Rhabdocoela (A), <i>Cristatella mucedo</i> (C), <i>Chara</i> sp. (R)		Lakustrint
700	<i>Daphnia Pulex</i> (A), Rhabdocoela (C), <i>Chara</i> sp. (C), <i>Plumatella nepens</i> (C), <i>Potamogeton natans</i> (R), <i>Cristatella mucedo</i> (R)		Lakustrint
701	<i>Daphnia Pulex</i> (A), Rhabdocoela (C), <i>Plumatella repens</i> (C), <i>Diffugia pyriformis</i> (C)		Lakustrint
702	<i>Daphnia Pulex</i> (A), <i>Diffugia pyriformis</i> (A), Rhabdocoela (C), <i>Plumatella repens</i> (C), Rhizopoda (C)		Lakustrint
703	<i>Daphnia Pulex</i> (A), <i>Diffugia pyriformis</i> (A), Rhabdocoela (C), <i>Plumatella repens</i> (C), Rhizopoda (R), <i>Chara</i> sp. (R)		Lakustrint
704	<i>Daphnia Pulex</i> (A), <i>Diffugia pyriformis</i> (A), Rhizopoda (A), <i>Plumatella repens</i> (C), Trichoptera (C), Oribatida (C)		Lakustrint
705	Oribatida (A), <i>Diffugia pyriformis</i> (A), <i>Daphnia Pulex</i> (C), Rhizopoda (C), Rhizopoda (C), Rhabdocoela (C), <i>Cristatella mucedo</i> (R), <i>Plumatella repens</i> (R)		Lakustrint
706	<i>Diffugia pyriformis</i> (A), <i>Cristatella mucedo</i> (C), Oribatida (C), <i>Daphnia pulex</i> (C), Rhizopoda (C), <i>Nitella</i> sp. (R)		Lakustrint
707	<i>Daphnia Pulex</i> (C), <i>Plumatella repens</i> (C), <i>Fredericella indica</i> (C), Oribatida (C), <i>Cristatella mucedo</i> (R)		Lakustrint
708	<i>Daphnia pulex</i> (C), <i>Plumatella repens</i> (C), <i>Fredericella indica</i> (C), Oribatida (C), <i>Chara</i> sp. (R), <i>Elphidium excavatum</i> (R)	Datering	Lakustrint
709	<i>Daphnia pulex</i> (C), <i>Fredericella indica</i> (C), <i>Chara</i> sp. (R)	Isolasjon/datering	Brakt
710	<i>Elphidium excavatum</i> (R)	Isolasjon	Brakt
711	<i>Elphidium excavatum</i> (C), <i>Egerelloides scabrus</i> (C)		Marint
712	<i>Egerelloides scabrus</i> (A), <i>Pectinaria</i> sp. (C), <i>Elphidium excavatum</i> (R)		Marint
713	<i>Egerelloides scabrus</i> (A), <i>Pectinaria</i> sp. (A), <i>Elphidium excavatum</i> (R)		Marint
715	<i>Egerelloides scabrus</i> (AA), <i>Pectinaria</i> sp.(A), <i>Elphidium excavatum</i> (C), Tricladida (R), <i>Mallotus villosus</i> (R)		Marint
720	<i>Elphidium excavatum</i> (A), Tricladida (C)		Marint

725	<i>Elphidium excavatum</i> (A), Tricladida (C)		Marint
730	<i>Elphidium excavatum</i> (A), Tricladida (C), Rhabdoceola (R)		Marint

