

Senglasial- og holocen strandforskyvning for østlige deler av Hinnøya

Masteroppgave i naturgeografi

Av:

Håkon André Halvorsen



Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen

August 2022

Forord

Takk til min hovedveileder Kristian Vasskog, for utallige hjelpsomme diskusjoner og støtte gjennom hele prosjektet. Sender ut en takk til Svein Olaf Dahl og Bono som sammen med Kristian gjorde feltarbeidet mulig med og kjøring, utstyr og praktisk arbeid. Spesielt takk til Kristian for lån av bil under feltarbeidet, som på mystisk vis fikk hull i bunnplaten og trengte hurtig reparasjon.

Jeg vil takke alle som har bidratt med råd, tips og opplæring under lab-arbeid; Joeseeph Michael Buckby, Pål Ringkjøb Nielsen, Jarle sleire, Ørjan Dybvik, Maurin Rousseau, George Young, Mathias Holtedal Thorp og Sofie Jordheim. Takk til Jan Magne Cederstrøm og Eivind Støren for hjelp med XRF og MS. Takk til Anne Bjune for hjelp i Bio-labben og lån av mikroskop, og Linn Cecilie Krüger for opplæring i pollenpreparering. Spesiell takk til Maurin Rousseau for nyttige diskusjoner og hjelp med kalibrering, Tilia og Grapher.

For moralsk støtte vil jeg takke Solveig, min samboer og Rago, vår hund for fine turer. Sist fortjener mine foreldre en takk for deres støtte og engasjement gjennom hele studieløpet

Takk!

Bergen, august 2022

Håkon André Halvorsen

Abstract

A relative sea-level curve (RSL) from eastern Hinnøya, northern Norway has been created. A total of five Russian Peat Cores were analyzed from the two isolation basins Medkilvatnet (58.5 m a.s.l.) and Nordviksvatnan (51.5 m a.s.l.). A range of laboratory methods were performed on the cores, including X-ray fluorescence (XRF), Magnetic Susceptibility (MS), Loss on ignition (LOI), Lithostratigraphy and phytoplankton analysis. The phytoplankton analysis is based on the content of dinoflagellates and green algae in the sediment, and is used in combination with lithostratigraphic analysis to determine the depth of the isolation contacts in the cores. 11 samples of terrestrial plant macrofossils and shell fragments were sent to Poznan Radiocarbon Laboratory in Polen in order to determine the age of deglaciation and basin isolations. The collected cores are believed to contain a complete sedimentary history of their respective basins, and age-depth models were constructed using the software Rbacon. The area around Medkilvatnet seems to have become ice free around 14.9 thousand years before present (cal. ka BP). Medkilvatnet shows a steady sedimentation rate until isolation, after which there is a period of approximately 5000 years of low sedimentation rates, followed by a rebound to normal values. The isolation of Medkilvatnet happened at 13.4 cal. ka BP. Nordviksvatnan have experienced a steady sedimentation rate during the whole period after deglaciation and became isolated at 11 cal. ka BP. A curious layer of lighter and coarser sediments is observed in Medkilvatnet and dated to 8.2 cal. ka BP, which is believed to be an indication of the Finse-Event. The Sea-level index points (SLIPs) from this study represent the sea-level during the late Weichselian and early Holocene, and additional SLIPs covering the entire Holocene were retrieved from earlier studies at Leknes and Evenes to produce a complete postglacial sea-level curve.

Sammenheng

En strandforskyvningskurve har i denne studien blitt konstruert for et område øst på Hinnøya i Nord-Norge. Totalt ble fem sediment kjerner hentet med «russer bor» fra to isolasjons basseng analysert. Bassengene; Medkilvatnet (58.5 moh) og Nordviksvatnan (51.5 moh) er begge myr områder som tidligere har befunnet seg under havoverflaten. En rekke laboriemetoder er blitt gjennomført på kjernene; Røntgenfluorescens (XRF), Magnetisk susceptibilitet (MS), Glødetap (LOI), Litostratigrafisk- og fytoplanktonanalyse. Her er isolasjonskontakten til bassengene estimert ved en kombinasjon av fytoplanktonanalyse, som ser på innholdet av dinoflagellater og grønnalger i sedimentet, og litostratigrafiske undersøkelser. 11 prøver av terrestriske plantemakrofoser og skjell er hentet fra kjernene og sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen for datering av når bassengene ble isfrie og isolert fra havet. Begge kjernene er antatt å representere en full, uavbrutt avsetningshistorie etter isens tilbaketrekning. Aldersmodeller ble konstruert i programvaren Rbacon, der alder på spesifikke punkter er interpolert. Ekstrapolering fra bunndateringen i Medkilvatnet indikerer isfrie forhold i området rundt 14.9 tusen kalenderår før nåtid (kal. ka BP). I Medkilvatnet ser vi en stødig avsetningsrate helt frem til bassenget blir isolert, før tilførselen av sedimenter reduseres drastisk over en periode på omtrent 5000 år. Isolasjonen av Medkilvatnet fant sted rundt 13.4 kal. ka BP, mens Nordviksvatnan ble isolert rundt 11 kal. ka BP. Et lag med grovere og lysere sedimenter er observert i den lakustrine avsetningsfasen i Medkilvatnet som ellers bare inneholder gytje. Laget er datert til 8.2 kal. ka BP og er tolket til å reflektere Finsehendelsen. Bassengene i denne undersøkelsen ga to nye havnivåpunkter fra henholdsvis sen- og tidlig holocen, mens tidligere studier ble brukt til å supplere med havnivåpunkter gjennom holocen for å få en komplett postglacial strandforskyvningskurve for østre Hinnøya.

Forord	I
Abstract	II
Sammendrag	III
Innholdsfortegnelse	IV
Figur- og tabelliste	VI
1 Introduksjon	1
1.1 Målsetting	2
1.2 Havnivå.....	3
1.3 Tidligere arbeid.....	6
1.4 Feltområdet.....	8
1.5 Geologisk rammeverk.....	10
1.6 Isavsmeltingshistorie	14
1.7 Tidevann	16
2 Metoder	18
2.1 Bassenganalyse	18
2.2 Kjerneboring.....	21
2.3 Differensiell Global Posisjons System (DGPS)	23
2.4 Røntgenfluorescens (XRF)	24
2.5 Glødetap.....	26
2.6 Magnetisk susceptibilitet (MS).....	27
2.7 Radiokarbondatering (¹⁴ C)	28
2.8 Fytoplanktonanalyse	32
2.8.1 Slekt og artsbeskrivelser.....	32
3 Resultater.....	39
3.1 Medkilvatnet.....	39
3.1.1 Litostratigrafi.....	40
3.1.2 Fytoplanktondiagram fra Medkilvatnet.....	42
3.1.3 XRF-analyse fra Medkilvatnet	47
3.1.4 Glødetap (LOI) og MS i Medkilvatnet.....	49
3.2 Nordviksvatnan.....	51
3.2.1 Litostratigrafi.....	51
3.2.2 Fytoplanktondiagram fra Nordviksvatnan	53
3.2.3 XRF analyse fra Nordviksvatnan	57

3.2.4	Glødetap (LOI) og MS i Nordviksvatnan	59
3.3	Radiokarbondateringer fra Medkilvatnet og Nordviksvatnan	60
4	Diskusjon.....	65
4.1	Isens tilbaketrekning fra området	65
4.2	Usikkerheter.....	66
4.3	Havnivå indeks punkt	69
4.4	Strandforskyvningskurve.....	74
4.5	Compton og Rayleigh spredning og glødetap	77
4.6	Finse-hendelsen	78
5	Konklusjon	79
6	Videre forskning.....	80
7	Referanser.....	81

Figur- og tabelliste

Figur 1.1: Geoiden og ellipsoiden i relasjon til jordas overflate. Ellipsoiden er et gjennomsnitt av jordas overflate, mens geoiden tar for seg gravitasjonskraften fra landmasser. Geoiden er dermed mer nøyaktig som referansepunkt for havnivå. Jordas overflater er veldig overdrevent i figuren for visuell effekt. Modifisert fra (Vivien, 2013).....	3
Figur 1.2: Forenklet modell på samspillet mellom isdekker, jordskorpen og havnivå, modifisert fra (de Boer et al., 2017). A) viser situasjonen under siste istid. B) Isbreen minker, som tilfører mer vann i havet, landheving forekommer i jordskorpen da vekten av isen forsvinner. C) viser hvordan gravitasjonskraften til isen påvirker havnivået, den totale mengden vann øker, samtidig minker relativt havnivå nær isdekket og øker lengre bort fra isdekket.....	4
Figur 1.3: Forenklet modell av faktorer som påvirker strandforskyving og deres sammenheng. I korte trekk skyldes strandforskyving vertikale endringer i enten land-overflaten eller lav-overflaten og formen på geoiden. Figuren er modifisert fra Shennan et al. (2015) Og laget i samarbeid med Billah og Rousseau.....	5
Figur 1.4: Topografisk oversiktskart over Norge og feltområdet på Hinnøya. Høyre viser relevante stedsnavn, borrelokasjoner og utbredelsen av figur 1.5.....	9
Figur 1.5: Oversiktskart for lokalitetene i dette arbeidet og bergrunnen de ligger på; Medkilvatnet og Nordviksvatnan. Stiplet svart boks indikerer utbredelsen til figur 1.6 som viser løsmasser. Nedslagsfeltet er indikert med rød stiplet linje.....	11
Figur 1.6: Løsmassekart over lokalitetene; Medkilvatnet og Nordviksvatnan. Kartlegging er gjennomført av NGU og interaktivt kartblad finnes på deres nettsider.....	13
Figur 1.7: Variasjoner i tidevann med referanse i middelvannstand mellom 1996 og 2014 fra tidevannsmåleren i Harstad. Hentet fra kartverket sine tidevannstabeller (Kartverket, 2022b). Horisontal stiplet linje indikerer nivået på terskelen i det bassengene isoleres.....	17
Figur 2.1: Isolering av isolasjonsbasseng. Avsetningsmiljø før a) under b) og etter c) isolering. d) viser fire kjerner hentet fra forskjellig høyde, deres sammensetning og tilsvarende strandforskyvningskurve. Figuren er modifisert fra Hafsten (1983).....	19
Figur 2.2: Bilde av en Russerbor fylt med sedimenter, til venstre kan man se en tidligere sediment prøve som ble forkastet, en stor fordel med dette systemet er at man kan se sedimentene før man pakker dem inn og deretter ta vurdering i felt om behov for justeringer i prøvetakingen.....	21

Figur 2.3: DGPS i bruk. Bilde er fra terskelen til Nordviksvatnan	23
Figur 2.4: Illustrasjon av uthenting av materiale fra en halvkerne med bruk av U-kanal. Kanalen presses ned i materialet og så føres en ståltråd på undersiden av kanalen for å løsne materialet fra kjernen, U-kanalen kan så løftes opp fra sedimentkjernen.....	24
Figur 2.5: SDH-Pelletron Model «Compact Carbon AMS» sine komponenter. I teksten er navnene på komponentene oversatt til norsk.....	29
Figur 2.6: Bilder tatt under mikroskopering. Målestokk på 50µm er satt inn via programvaren som følger med AxioCam ERc 5s. For noen bilder er det ikke plassert inn målestokk. A-B: dinoflagellat-cyster, C: <i>Scenedesmus</i> , D: <i>Tetraedron trigonum</i> , E: <i>Tetraedron minimum</i> , F: <i>Pediastrum boryanum</i> , G: <i>Pediastrum boryanum var. longicorne</i> , H: <i>Pediastrum angulosum</i> , I: <i>Pediastrum orientale</i> , J: <i>Pediastrum tetras</i> , K: <i>Pediastrum obtusum</i> , L: <i>Botryococcus Braunii</i> , M: <i>Pediastrum integrum</i> , N: Viser <i>Botryococcus braunii</i> nede til venstre, <i>Scenedesmus</i> oppe til venstre og <i>Pediastrum praecox</i> nede til høyre.....	38
Figur 3.1: Litostratigrafi, MEDKR-121 og MEDKR-221. Begge kjernene har samme enheter, men overgangene observeres i litt forskjellig dybde. Figuren viser også hvor U-kanalen, fytoplanktonprøver og radiokarbondateringer er hentet fra.....	41
Figur 3.2: Relativ frekvens diagram fra Medkilvatnet (MEDKR-121). Diagrammet er konstruert i programvaren Tilia. Rød horisontal linje indikerer isolasjonskontakt. Lysere område er 10x for å lettere visualisere små prosentandeler av en art. Merk skalaen på hver enkelt art.....	45
Figur.3.3: Influx-diagram fra Medkilvatnet (MEDKR-121). Diagrammet viser estimert antall arter per cm ³ per år. Rød horisontal strek indikerer isolasjonskontakt. Merk at skala for artene er ganget med 10 for lettere visualisering og skala for avsetningsrate (helt til høyre) vises i år/cm, i teksten er dette konvertert til mm/år.....	46
Figur 3.4: XRF, MS og glødetap vist sammen med litostratigrafiske enheter i MEDKR-221. Inc/coh spredning, S/(inc+coh), Ca/(inc+coh), Ti/(inc+coh) er sett nærmere på for å utfylle fytoplanktonanalysen i å identifisere isolasjonskontakt og endringer i avsetningsmiljø.....	50
Figur 3.5: Litostratigrafi fra Nordviksvatnan, med inndeling i enheter og indikasjon på hvor fytoplanktonprøver radiokarbondateringer og U-kanal er hentet fra.....	52
figur 3.6: Relativ frekvens diagram fra Nordviksvatnan. Rød horisontal strek markerer isolasjonskontakt, Lysere areal er 10x for å lettere visualisere små forekomster. Stiplet linje viser dybde på fytoplanktonprøvene.....	55

Figur 3.7: Influx-diagram fra Nordviksvatnan. Isolasjonskontakten vises med rød strek og avsetningsraten helt til høyre. Verdiene er oppgitt i $\text{cm}^3/\text{år}$	56
Figur 3.8: Figur 3.8. XRF, LOI og MS resultater fra Nordviksvatnan. Grafene viser Inc/coh spredning, svovel, kalsium, titan glødetap (LOI) og MS, sammen med litostratigrafiske enheter.....	58
Figur 3.9: Dybde/aldersmodell konstruert i programvaren R med tilleggspakken Bacon. Rød stiplet linje viser antatt isolasjonskontakt for Medkilvatnet 13.4 kal ka BP.....	61
Figur 3.10: Histogram fra Medkilvatnet med sannsynlighetsfordeling for aldre av ulike dyp i kjernen. 561 cm representerer bunn av kjernen, 518 og 500 cm er mulige klimatiske endringer basert på det organiske innholdet i kjernen, og 524 cm ned i kjerner er isolasjonskontakten.....	62
Figur 3.11: Dybde/aldersmodell konstruert i programvaren R med tilleggspakken Bacon. Rød stiplet linje viser antatt isolasjonskontakt for Nordviksvatnan 11 kal. ka BP.....	64
Figur 3.12: Histogram fra Nordviksvatnan med interpolerte og ekstrapolerte aldre. 572 cm som er bunndatering og 402 cm som er isolasjonskontakten.....	64
Figur 4.1: Isobaser fra Bergstrøm et al. (2005) med lokaliteter fra dette arbeidet og arbeidet til Billah (2020). Projeksjonsplanet er en rett linje i gult rettvinklet gjennom isobasene. Her er avstandene som er brukt til utregning av havnivå indeks punkt visualisert med blå streker.....	70
Figur 4.2: Strandlinjediagram, modifisert fra Billah (2020). Her har forfatteren brukt to strandforskyvningskurver, en fra Pålsvatnet (Evenes) og en fra Leknes (Midtun, 2019). Linjer er trukket fra bestemte aldre fra den ene kurven til den andre og gradienter på hver strandlinje er da funnet (svart skrift). Posisjonen til Medkilvatnet relativt til de to andre strandforskyvningskurver er tegnet på figuren.....	72
Figur 4.3: Strandforskyvningskurve fra Medkilvatnet. Rødt område viser usikkerheten.....	74
Figur 4.4: Strandforskyvningskurve fra Lyngen (øverst)(Rasmussen et al., 2018), Sotra (nederst svart)(Owe, 2014) og Bømlo (nederst rød) (Vasskog, 2006).....	76
Tabell 2.1: Inndeling av grønnalgene i halobiegrupper, modifisert fra Tjemsland (1983) og Vasskog (2006).....	33
Tabell 2.2: Oversikt av slekt/artene observert i Medkilvatnet og Nordviksvatnan. Inndelingen er basert på Tjemsland (1983), Vasskog (2006) og Lunnan (2016).....	37
Tabell 3.1: Dateringer fra Medkilvatnet og Nordviksvatnan med lab nr., dybde og tykkelsen	

på prøvene, karakter på materialet funnet. ^{14}C -alder og kalibrert alder med to standardavvik fra tilleggspakken Clam i programvaren R.....	60
Tabell 3.2: Ekstrapolerte aldre fra Medkilvatnet og Nordviksvatnet, med gjennomsnitt alderen som brukes i teksten, og aldersintervall.....	63
Tabell 4.1: Justeringer og vertikale usikkerheter tilknyttet havnivå indeks punktene for Medkilvatnet og Nordviksvatnet.....	68
Tabell 4.2: HIP til strandforskyvningskurven. Høyden viser kalibrert høyde, alder for Medkilvatnet og Nordviksvatnet er gjennomsnitt alder interpolert fra alder/dybde modell. Tabellen viser også vertikal og horisontal usikkerhet.....	73

1 Introduksjon

Havnivåendringer påvirker millioner av mennesker i kystnære områder. Det globale havnivået stiger med stadig økende hurtighet, en trend som er forventet å fortsette (Church et al., 2013; Vivien, 2013). Derfor er det nødvendig med god forståelse av hvilke globale og lokale faktorer som påvirker havnivåendringer og på hvilke tidsskalaer disse faktorene er gjeldende.

Undersøkelser av paleoklima kan bidra til å forstå disse faktorene bedre og tilføre nødvendig informasjon for å konstruere modeller for fremtidige havnivåendringer (Barnett et al., 2015).

Dette arbeidet vil også bli brukt som et arkeologisk verktøy både for å få et bilde på hvor mulige menneskelige bosetninger kan finnes, da de ofte konsentreres langs kysten. Samtidig, der man har detaljert informasjon om havnivåhistorien kan man bruke strandforskyvningskurver som et verktøy for å avgrense alderen på bosetninger langs kystområder.

Dette arbeidet er delvis finansiert av NGU for å rekonstruere havnivåendringer i forbindelse med arkeologiske utgravinger av Tromsø Museum – Universitetsmuseet, som igjen er finansiert av Statens Vegvesen i forbindelse med utbygging av ny E10/Rv85.

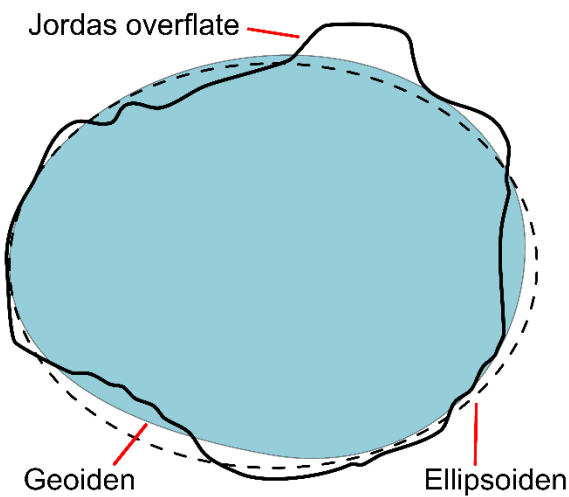
1.1 Målsetting

Hovedmålet for dette arbeidet er å konstruere en strandforskyvningskurve basert på isolasjonsbassenger fra Hinnøya sammen med datapunkter fra strandlinjediagrammet til Billah (2020) som dekker holocen. Formålet er å få en bedre forståelse av strandforskyvnings historien i området rundt Hinnøya etter innlandsisens tilbaketrekning. Datagrunnlaget lagt frem her er uthentet fra analyser av totalt 5 sedimentkjerner hentet fra to myrer (isolasjonsbasseng); Medkilvatnet og Nordviksvatnan. Høyden over havet på myrene er hovedårsaken til at valget falt på disse to, med sine henholdsvis 58,5 og 51,5 moh. ligger lokalitetene like under marin grense i området (62-63 moh) (Bergstrøm et al., 2005). Dette betyr at bassengene har blitt isolert relativt tidlig etter isens tilbaketrekning fra området (sammenlignet med lavere liggende basseng), og vil derfor være egnet for å anskaffe informasjon fra denne perioden.

Delmål med arbeidet er å vurdere i hvilken grad måling av røntgenfluorescens (XRF) på seksjoner av sedimentkjerner hentet med Russerbor kan brukes til å identifisere isolasjonskontakter fra isolasjonsbasseng. Seksjoner av kjernene er i denne sammenheng hentet ut med en såkalt U-kanaler. Samtidig ble det gjort sammenligning av Rayleigh/compton spredningen i XRF-dataene med grov glødetapsanalyse, for å si noe om mulighetene til å unngå tidkrevende og destruktive glødetapsanalyser.

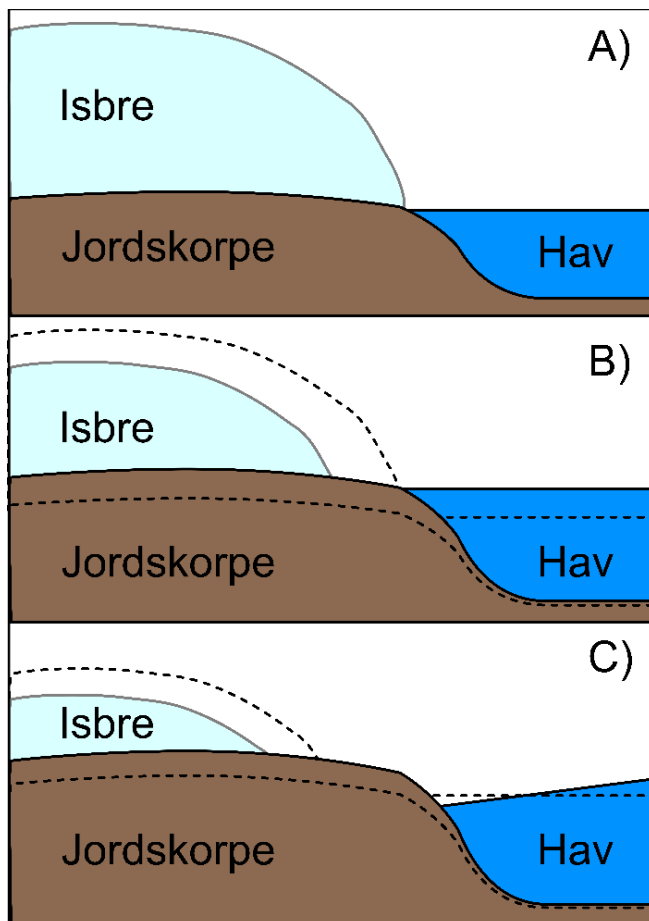
1.2 Havnivå

Vannets bevegelse gjennom sine faser (fast, væske og damp) og forskjellige reservoarer, er en evig syklus som sjeldent er i balanse og refereres ofte til som den hydrologiske syklus (Davie og Quinn, 2019). Denne forflyttelsen mellom forskjellige reservoarer er hovedårsaken bak endringer i havnivå. Globalt havnivå (GHN) eller GMSL (Global Mean Sea Level) er produktet av forholdet mellom alt vann til stede i havene og volumet til havbassengene, og refereres ofte også til som eustasi eller eustatisk havnivå/EHN (Vivien, 2013). EHN er derfor et uttrykk for globalt havnivå, og tar ikke høyde for alle faktorer som kan gi lokale endringer i havnivået (Rovere et al., 2016). Relativt havnivå eller RHN defineres som høyden på havoverflaten relativt til et fast punkt på land (Kemp et al., 2015). I dette arbeidet blir begrepet strandforskyvning og relativt havnivå brukt om hverandre i samsvar med Shennan et al. (2015) sin definisjon på havnivå; «... forskjellen mellom geoiden og grunnfjell/sedimentoverflaten til jorda, målt i relasjon til jordas senter». Geoiden er en hypotetisk havoverflate med lik gravitasjons potensial, altså der havnivå vil ligge dersom alle andre faktorer utenom gravitasjonskraften er ekskludert (figur 1.1) (Vivien, 2013).



Figur 1.1 Geoiden og ellipsoiden i relasjon til jordas overflate. Ellipsoiden er et gjennomsnitt av jordas overflate, mens geoiden tar for seg gravitasjonskraften fra landmasser. Geoiden er dermed mer nøyaktig som referansepunkt for havnivå. Jordas overflater er veldig overdrevet i figuren for visuell effekt. Modifisert fra (Vivien, 2013)

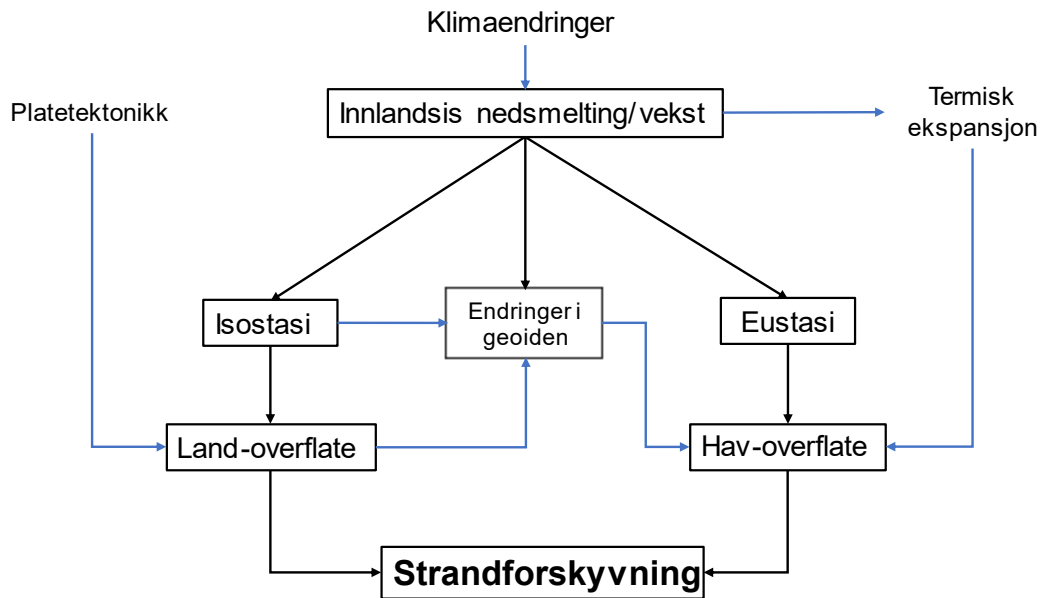
Store isdekker og dens gravitasjonskraft tiltrekker seg vann som øker RHN i nærheten av isdekket. Når isen smelter forsvinner gravitasjonskraften, som gjør at geoiden endrer seg og vannet blir tiltrukket andre steder, slik at RHN i områder med store smeltende isdekker faktisk kan synke selv om EHN stiger. (Vivien, 2013; Hsu og Velicogna, 2017) Jordskorpen opplever også vertikale endringer som påvirker relativt havnivå (figur 1.2). Isostasi er en likevekt mellom jordskorpa (litosfæren) og astenosfæren, der jordskorpa «flyter» på den underliggende astenosfæren. Masse-endringer som erosjon, avsetning, vulkanisme, platetektonikk og vekst/tilbaketrekning av isdekker fører til vertikal bevegelse i jordskorpa (Vivien, 2013; Benn og Evans, 2014). I store deler av Skandinavia er glasio-isostasi (GIA, Glasio Isostatic Adjustment), landheving forårsaket av smeltingen av innlandsisen, en stor kilde til endringer i relativt havnivå. Dette gjør at RHN kan synke selv om EHN er uendret (Rovere et al., 2016), slik vi i dag opplever i Skandinavia grunnet landheving fra smeltingen av innlandsisen fra siste istid (Vivien, 2013). I tidsperioden 1993 – 2010 har EHL steget med $\sim 3,2\text{mm/år}$ (Church et al., 2013), samtidig som strandforskyvningen i Bergen har vært tilnærmet uendret (Kartverket, 2020b).



Figur 1.2 Forenklet modell på samspillet mellom isdekker, jordskorpen og havnivå, modifisert fra (de Boer et al., 2017). A) viser situasjonen under siste istid. B) Isbreen minker, som tilfører mer vann i havet, landheving forekommer i jordskorpen da vekten av isen forsvinner. C) viser hvordan gravitasjonskraften til isen påvirker havnivået, den totale mengden vann øker, samtidig minker relativt havnivå nær isdekket og øker lengre bort fra isdekket.

Strandforskyvning er da et produkt av mengden vann i verdens hav (eustasi), vertikale endringer i jordskorpen (isostasi) og endringer i vannets fordeling rundt jorda basert på endringer i jordens gravitasjonsfelt (geoiden)(figur 1.3) (Rovere et al., 2016). Hovedårsaken til dagens EHN stigning er smeltingen av jordas store innlandsiser (Grønland og Antarktis) og termisk

ekspansjon påført av oppvarming av havene. Platetektonikk påvirker også EHN i stor grad, hvor over tid kontinentene konvergerer eller separeres, som forårsaker volumendringer i havbassengene, men denne effekten er mer relevant når man prater om tidsperioder på 10 til 100 millioner år (Vivien, 2013).



Figur 1.3 Forenklet modell av faktorer som påvirker strandforskyvning og deres sammenheng. I korte trekk skyldes strandforskyvning vertikale endringer i enten land-overflaten eller hav-overflaten og formen på geoiden. Figuren er modifisert fra Shennan et al. (2015) og laget i samarbeid med Billah og Rousseau.

1.3 Tidligere arbeid

Dateringer i dette arbeidet er oppgitt i samme format som kildene de er hentet fra med mindre annet er spesifisert, det blir likevel spesifisert om alderen er en ^{14}C -alder eller kalibrert alder/aldersintervall. Dateringer fra annet arbeid som er kalibrert med eldre kalibreringskurver f.eks. intCal-13, er ikke re-kalibrert med nyere kurver.

Det er ikke før blitt konstruert noen strandforskyvingskurve fra øst på Hinnøya. Det er derimot blitt gjennomført arbeid på andre siden av Tjeldsundet, øst for lokalitetene i dette arbeidet. Billah (2020) konstruerte en strandforskyvningskurve for Pålsvatnet nær Evenes og sammenstilte den med en kurve fra Leknes av Midtun (2019) for å konstruere et strandlinjediagram (figur 4.2). Begge kurvene bygger videre på tidligere arbeid, først fra Marthinussen (1962) som foreslo en firedelt tapes-transgresjon og konstruerte en strandforskyvningskurve for Andøya. Senere kunne Møller (1984) kun observere en todelt transgresjon fra sine undersøkelser fra Nappstraumen, mens resultater fra isolasjonsbassenger rundt leknes antyder at det kun var en enkelt transgresjonsfase (Midtun, 2019).

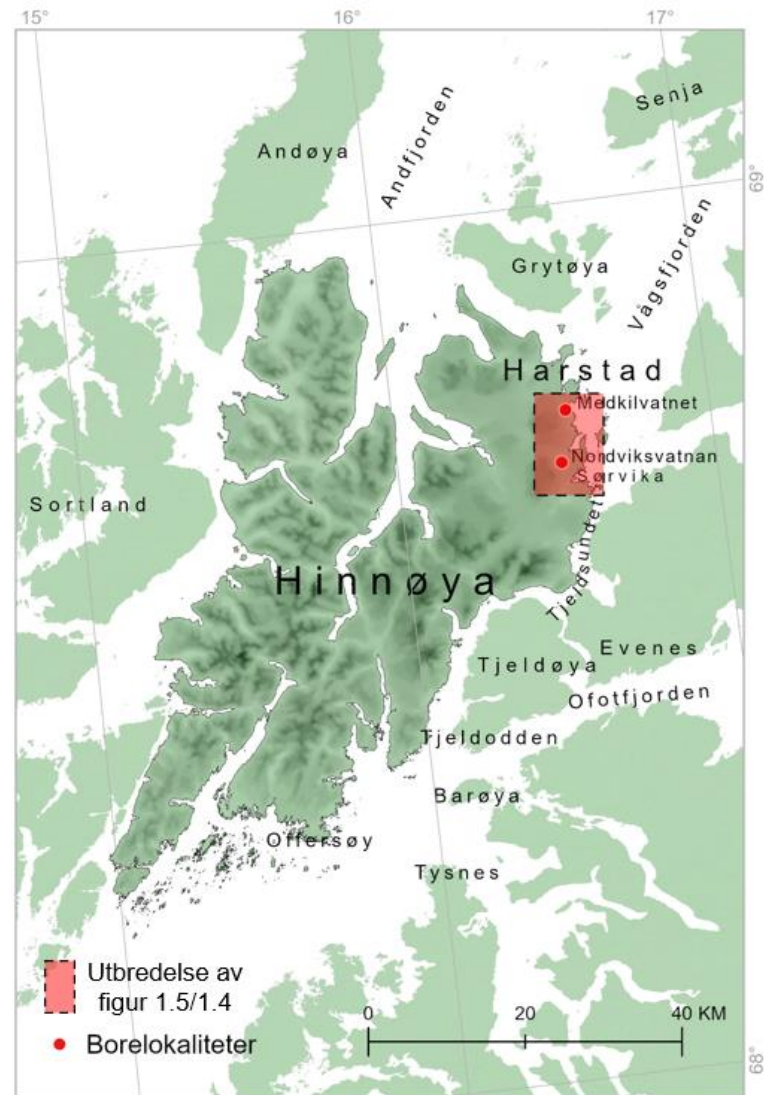
Det er gjennomført mye arbeid med rekonstruksjon av havnivå i området. På 20-tallet ble de første strandlinjediagrammene konstruert for Nord-Norge av Grønlie (1922), som også kommenterte avvik i isobasene rundt Tjeldsundet hvor gradienten er brattere enn forventet. Marin grense i Sørvika er observert 5 meter høyere enn isobasene tilsier. Grønlie (1922) foreslo at bevegelse i forkastningen i bunnen av Tjeldsundet kan være årsaken. Isobasene til hovedstrandlinjen brukt i dette arbeidet ble kartlagt av Marthinussen (1962), som i sitt arbeid også foreslo en sen bølling/tidlig eldre dryas alder på isens tilbaketrekning fra området. De to mest synlige morenene er Tromsø-Lyngen (T-L) og Skarpnes morenene hvor den førstnevnte er tilknyttet yngre dryas (YD) og den sistnevnte bølling/eldre dryas (Andersen, 1968). På 70-tallet foreslo Möller og Sollid (1972) en deglasiasjons-kronologi for Lofoten, Vesterålen og Ofoten hvor de foreslo at is-fronten lå halvveis ut i Ofotfjorden under T-L-trinnet. Senere foreslo Andersen (1975) at Tromsø-Lyngen brefronten strakk seg lengre ut i Ofotfjorden, tvers over fra Barøya og Tjeldodden (referert til i (Bergstrøm et al., 2005). Lokale breer som dekket store deler av Hinnøya ble foreslått av Rasmussen (1984) etter at Möller og Sollid (1972) argumenterte for en lokal bre som dekket deler av Hinnøya. Skarpnes og Tromsø-Lyngen fremstøtene har blitt aldersbestemt til henholdsvis 12.3 ka. BP (^{14}C) av Vorren og Elvsborg (1979) og 10.7 – 10.3 ka. BP (^{14}C) av Fimreite et al. (2001). Et tid-distanse diagram av deglasiasjonen i Andfjord-

Vågsfjord området er konstruert av Vorren og Plassen (2002) som viser at deglasiasjonen i Vågsfjorden er estimert til å ha funnet sted mellom 13.2 og 12.2 ka. BP (¹⁴C)

Bergstrøm et al. (2005) bygger videre på dette arbeidet og foreslår at Tromsø-Lyngen bre-fronten er plassert enda lengre vest og nord enn tidligere antatt basert på blant annet seismiske undersøkelser og nye radiokarbondateringer. Minimum så langt vest som mellom Offersøy og Tysnes, samtidig like langt nord som over Vågsfjorden mellom Sørvika og Sandstrand.

1.4 Feltområdet

Hinnøya deles i to av fylkesgrensen mellom Nordland og Troms og Finnmark. Svalbard ekskludert, er det Norges største øy. Topografien er preget av fjell som strekker seg rundt 1000 meter over havet, bølgende myrområder og fjordarmer som omringer øya. Denne oppgaven tar for seg to lokaliteter på østsiden av Hinnøya (figur 1.4), Medkilvatnet og Nordviksvatnan. Begge lokalitetene er små innsjøer, men materialet brukt i denne oppgaven er hentet fra myrområdet som ligger rundt innsjøene. For enkelhets skyld blir myrene omtalt med samme navn som innsjøene. Harstad er den største byen på Hinnøya og befinner seg ca 4 og 10 km nord for henholdsvis Medkilvatnet og Nordviksvatnan. I Sørvika ligger et nettverk av morener som er antatt avsatt av Tromsø-Lyngen fremstøtet under yngre dryas (Bergstrøm et al., 2005). Medkilvatnet befinner seg ca. 9 km nord for den antatte posisjonen av brefronten i yngre dryas i Sørvika og, Nordviksvatnan litt over 2 km. Nedslagsfeltet til bassengene vises i figur 1.5 og 1.6. Medkilvatnet har et beskjedent nedslagsfelt på ca. 0,77 km² og Nordviksvatnan sitt er større med rundt 7.61 km².



Figur 1.4. Topografisk oversiktskart over Norge og feltområdet (Hinnøya). Høyre viser relevante stedsnavn, borelokaliteter og utbredelsen av figur 1.5.

1.5 Geologisk rammeverk

Berggrunnen i feltområdet er kartlagt på regionalt nivå i oppløsningen 1:250 000 av NGU.

Interaktivt kartblad finnes ved; «geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/». Medkilvatnet og

nedslagsfeltet ligger hovedsakelig i glimmerskifer og delvis i marmor tilhørende

Storvassgruppen, som er autoktone bergarter fra tidsperioden Silur (Bartley, 1981).

Nordviksvatnan befinner seg i amfibolitt tilhørende Narvikdekkekomplekset som er et allokton

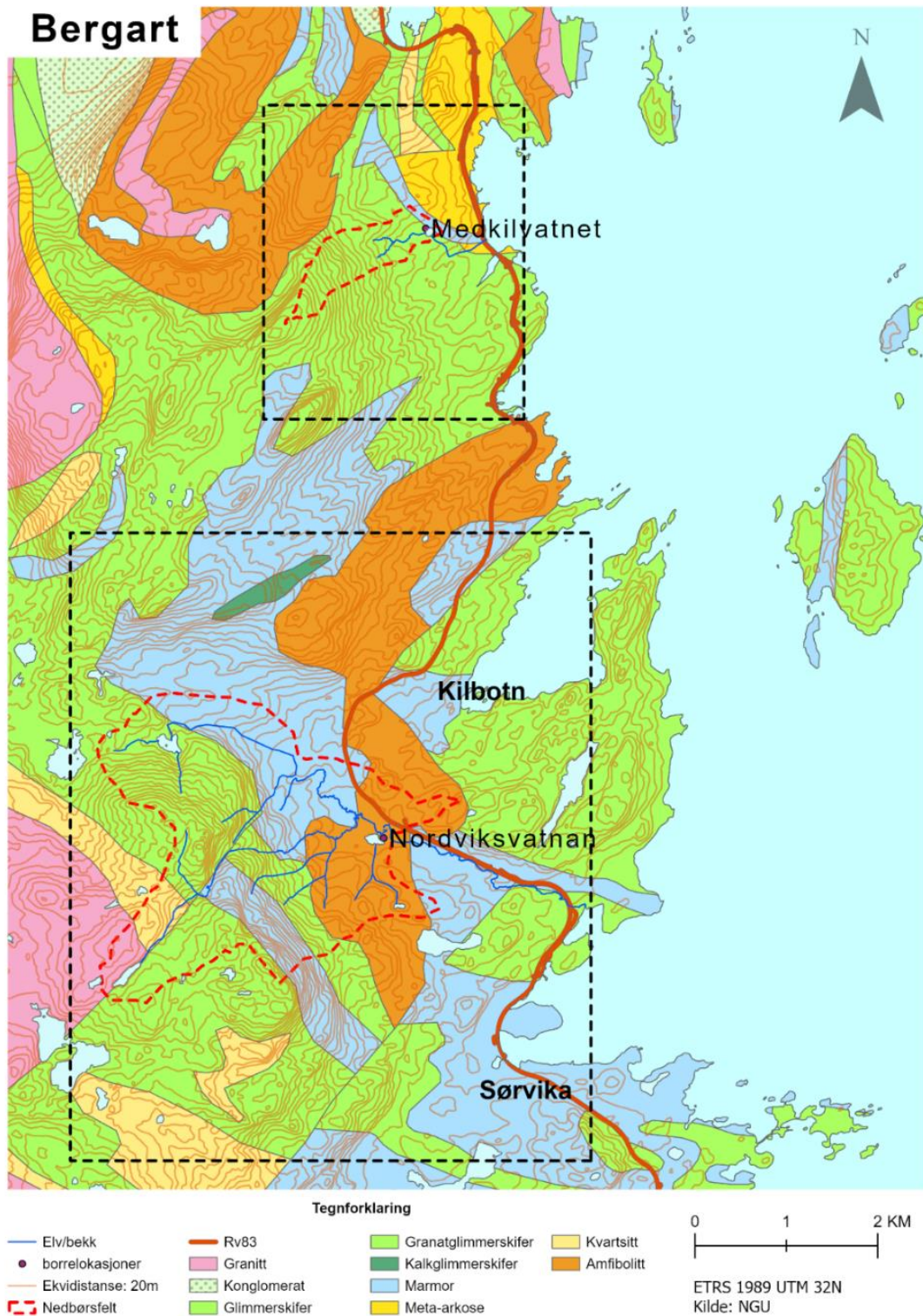
berggrunnsdekke også fra Silur (Gustavson, 1972). Dreneringsfeltet inneholder flere bergartstyper

som kvartsitt, amfibolitt, marmor, glimmerskifer og granitt. Hinnøya har en alpin topografi, med

høye topper, botnbreer og hengende daler. Vestover fortsetter det alpine landskapet, mens øst

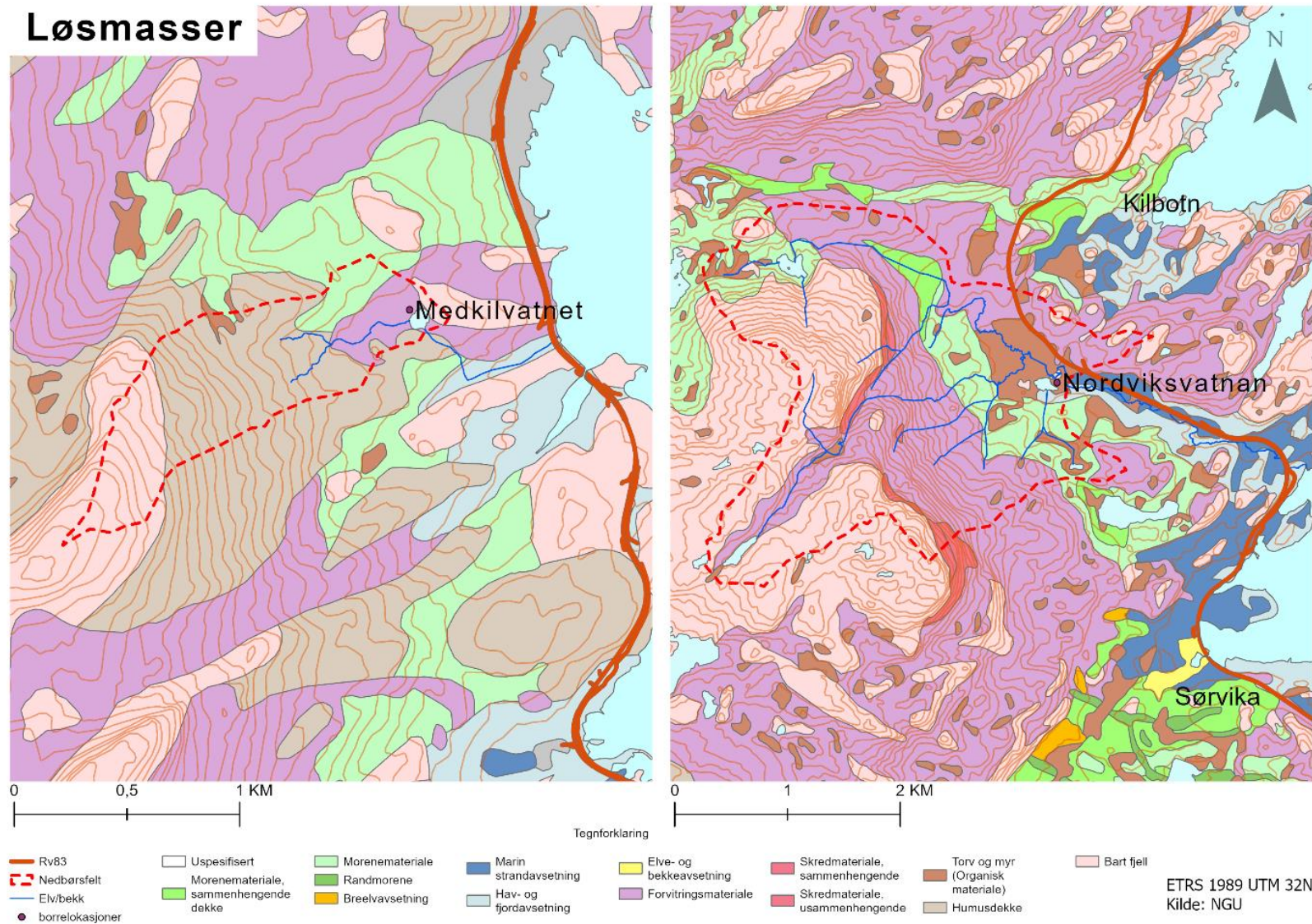
over Tjeldsundet er landskapet mindre dramatisk (Bergstrøm et al., 2005). I følge Bergstrøm et

al. (2005) er Tjeldsundet dannet av en kombinasjon mellom tektonikk og breerosjon.



Figur 1.5. Oversiktskart for lokalitetene i dette arbeidet og berggrunnen de ligger på; Medkilyvatnet og Nordviksvatnan. Stiplet svart boks indikerer utbredelsen til figur 1.6 som viser løsmasser. Nedslagsfeltet er indikert med rød stiplet linje.

Løsmassene i området kan også sees på NGU sine interaktive kartblad; «geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/» og i figur 1.6. Grundigere kartlegging i felt er ikke blitt gjennomført i forbindelse med dette arbeidet. Kartleggingen som vises til her er gjennomført av Bergstrøm et al. (2005). Medkilvatnet ligger hovedsakelig i forvitningsmateriale, omringet av bart fjell og tynt torvdekket berggrunn (humus) og i nord er det usammenhengende morenemateriale. Nordviksvatnan ligger i et mer omfattende myrområde som omringer vannet i øst, vest og nord. I sør/sør-øst finner man hav/fjordavsetninger og usammenhengende morenemateriale.



Figur 1.6. Løsmassekart over lokalitetene; Medkilvatnet og Nordviksvatnan. Kartleggingen er gjennomført av NGU og interaktivt kartblad finnes på deres nettsider

1.6 Isavsmeltingshistorie

Gjennom kvartærgeologisk historie, de siste 2.58 millioner år, har jorda opplevd vekslende perioder med kaldt og varmt klima, med rundt 30 sykluser mellom glasier og interglasialer på den nordlige halvkule (Marshall, 2009; Cohen et al., 2021). Siste istid, navngitt Weichsel i Europa, har de siste 117 ka BP til 11.7 ka BP årene hatt perioder med glisial vekst og tilbaketrekninger over Skandinavia, Nord-Europa, inkludert de britiske øyene, samt vestlige deler av Russland og Barents havet (Svendsen et al., 2004; Hughes et al., 2016). Den største utbredelsen, LGM, (Last Glacial Maximum) var mellom 21 ka BP og 23 ka BP år siden, hvor hele Vesterålen og Lofoten var isdekket (Svendsen et al., 2004; Hughes et al., 2016). Weichsel ble avsluttet med et siste brefremstøt under yngre dryas, etterfulgt av tilbaketrekning av de store isdekkene og stabilt varmere klima som definerer epoken vi befinner oss i nå, holocen. YD-holocen skillet i Norge er mest nøyaktig datert til 11.5 tusen kalibrerte (kalender-) år før nåtid (kal. ka BP) fra Kråkenes (Lohne et al., 2014), der nåtid henviser til 1950.

Området rundt Hinnøya har opplevd flere brefremstøt og tilbaketrekninger etter LGM (Bergstrøm et al., 2005; Vorren et al., 2015). Egga I og Egga II morenene strekker seg langs den norske kontinentalhyllen og er de ytterste morenene man finner i området (Vorren et al., 2015). Morenene ble avsatt i to perioder henholdsvis før 24. kal. ka BP og deretter mellom 23.5 og 22.2 kal. ka BP (Vorren et al., 2015). Senere kom det såkalte Endleten-hendelsen, hvor brefronten etterlot seg morener på nordlige deler av Andøya mellom 22.2 og 18.6 kal. ka BP (Vorren et al., 2013). Undersjøiske morener i Andfjorden og mellom Senja og Grytøya er datert til å representere Flesen og D-event, ved henholdsvis 18-17.5 kal. ka BP og 16.9 – 16.3 kal. ka BP (Bergstrøm et al., 2005; Vorren et al., 2015). Morenene tilknyttet Skarpnes-hendelsen er de første morenene innenfor de undersjøiske morenene hvor man ser mer tydelige morenerygger både på tvers og langs fjordarmene (Andersen, 1968). Skarpnes-morenene er datert til 12.280 ± 140 ¹⁴C-år BP av Vorren og Elvsborg (1979) som indikerer eldre dryas alder på morenene. De mest tydelige og sammenhengende morenene i området er Tromsø-Lyngen morenene (Andersen, 1968; Bergstrøm et al., 2005).

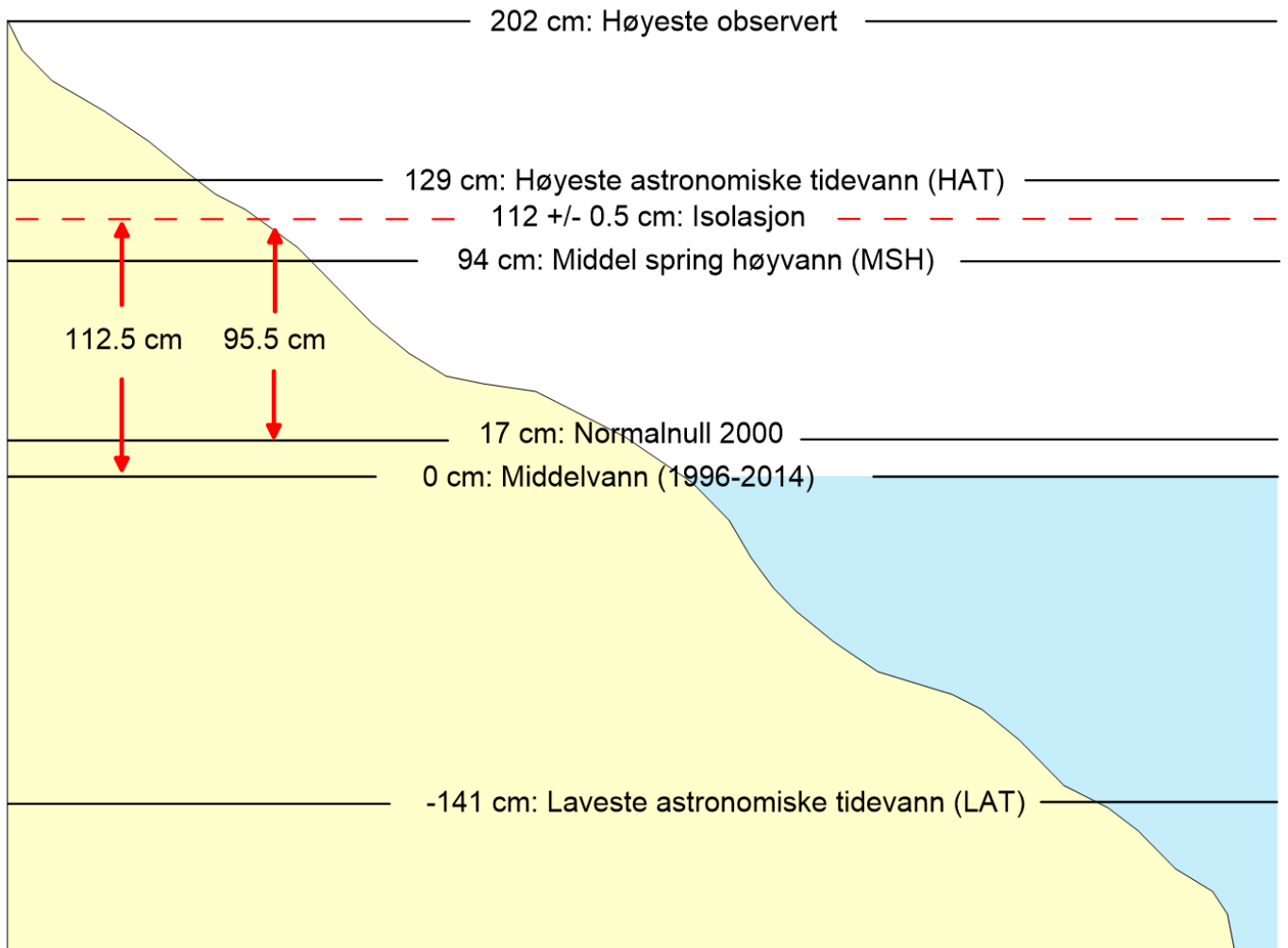
Den lokale glasierhistorien på Hinnøya er komplisert og består av flere brefremstøt fra det Skandinaviske isdekket og lokale breer (Bergstrøm et al., 2005). I Sørvika, like sør for mine lokaliteter er finner man YD-morener i vest-østgående retning. Morenene er avsatt av breen som kom sørfra og er estimert til å ha blitt avsatt mellom 10.4 og 10.7 ka BP (Bergstrøm et al., 2005).

Begge bassengene undersøkt i dette arbeidet ligger altså utfor yngre dryas morenen i Sørvika og det antas at bassengene ble isfrie en før avsetningen av morenene. Basert på tidligere kartlegging av hovedstrandlinjen er det antatt at Medkilvatnet ble isolert før og Nordviksvatnan etter YD.

1.7 Tidevann

Havnivået endrer seg flere ganger daglig på grunn av månens og solens gravitasjonskraft, og sentrifugal krefter fra jordens rotasjon, og det er disse endringene vi kaller tidevann (Lindzen og Chapman, 1969). Lufttrykk og vindmønster kan påvirke tidevannet ytterligere hvor pålandsvind og fralandsvind kan føre til henholdsvis høyere og lavere lokal vannstand (Kartverket, 2020a). Høyeste astronomiske tidevann (HAT) og Laveste astronomiske tidevann (LAT) er det høyeste og laveste mulige havnivået når man utelukker meteorologiske faktorer. Middel-høyvann er gjennomsnittsnivået på høyvannet i et område, mens middel spring høyvann (MSH) er gjennomsnittsnivået på vannet under spring flo som forekommer to ganger i måneden. (Figur 1.7). Vannstanden ved en målestasjon blir målt med fast intervall og gjennomsnittlig vannstand over en periode på 19 år kalles middelvann og er i dag målt i perioden 1996 til 2014 (Kartverket, 2021). Normalnull (NN2000) er høydesystemet som brukes nasjonalt i Norge og DGPS målingene brukt i dette arbeidet er i dette formatet. I følge Kartverket (2022a) er NN2000 for Harstad området 17 centimeter over middelvann. I kapittel 4.2 brukes dette til å justere høyden på terskelen.

Tidevann innfører en vertikal usikkerhet til isolasjonen av bassenger, fordi når terskelen til et gitt basseng befinner seg i tidevannssonen vil det bli påvirket av både ferskvann og saltvann. I denne fasen vil vannet i bassenget være brakt, og hvor lenge brakkvannsfasen varer avhenger av mengden landheving, eustatisk havnivåendring og mengden ferskvann som tilføres bassenget (Shennan et al., 2000) referert til i Lid (2019). Så lenge bassengets terskel ligger under HAT vil bassenget ha regelmessig tilførsel av saltvann, men selv etter at terskelen er over HAT kan bassenget få tilførsel av saltvann under ekstremhendelser (Vasskog, 2006). Med referanse i middelvann er HAT i Harstad 129 cm og middel spring høyvann 94 cm. Høyeste målte vannstand ble derimot målt i 2011 under stormen «Berit» på 202 cm, hele 73 cm over HAT (Kartverket, 2022b). I dette arbeidet brukes tidevannsnivået mellom HAT og MSH som referansenivå for isolasjon i strandforskyvningskurven (diskutert i kapittel 4)

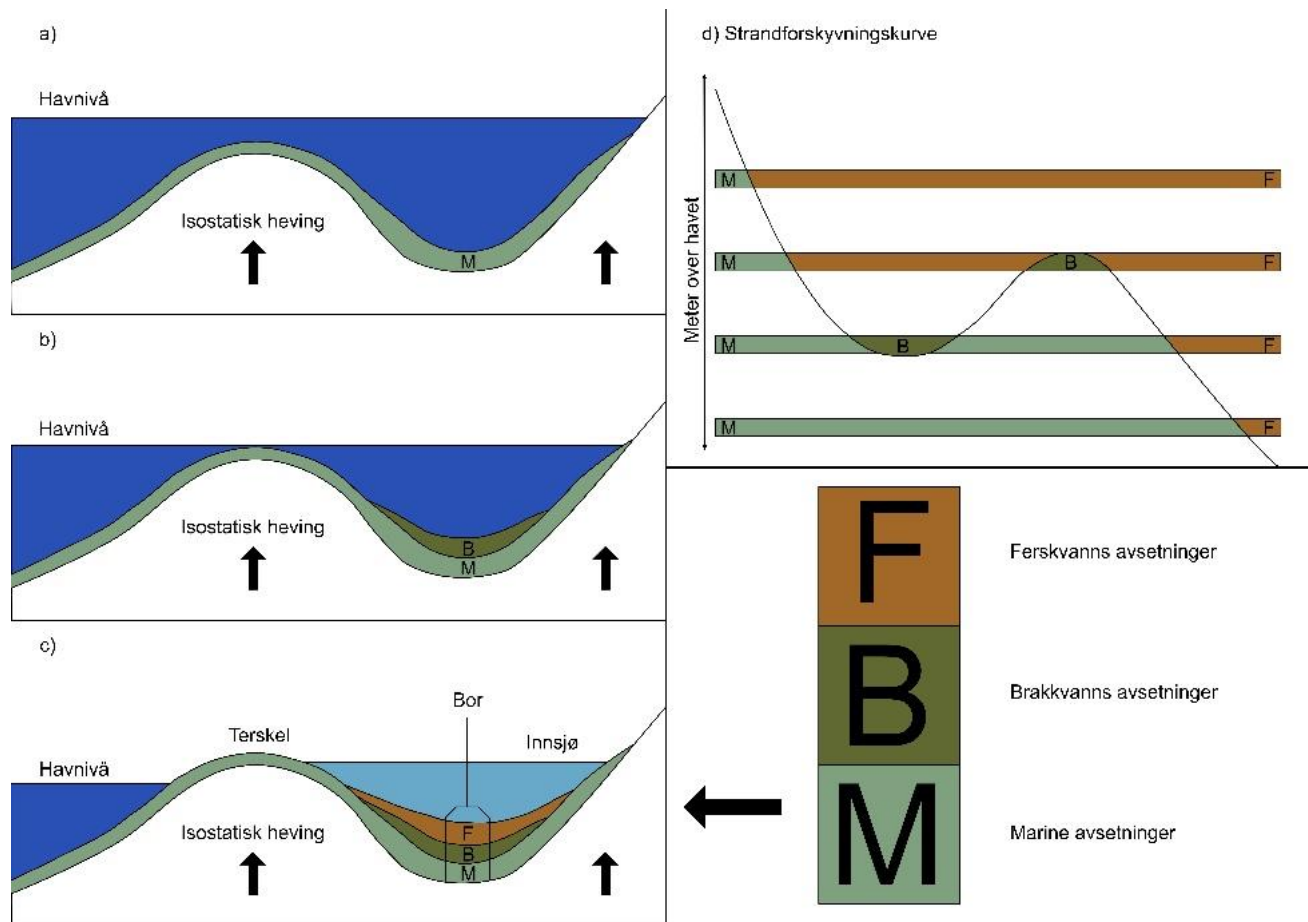


Figur 1.7. Variasjoner i tidevann med referanse i middelvannstand mellom 1996 og 2014 fra tidevannsmåleren i Harstad. Hentet fra kartverket sine tidevannstabeller (Kartverket, 2022b). Horisontal stiplet linje indikerer nivået på terskelen i det bassengene isoleres.

2 Metoder

2.1 Bassenganalyse

I dette arbeidet har relative havnivåendringer blitt rekonstruert ved hjelp av sedimentkjerner fra isolasjonsbassenger. Et isolasjonsbasseng er en innsjø eller myr som ligger under den postglasiale marine grensen og har dermed tidligere ligget under havets overflate (Kaland, 1984)(figur 2.1). Avsetninger i et isolasjonsbasseng vil reflektere miljøet (marint, lakustrint eller brakkvann) fra da det ble avsatt. En overgang fra marint til lakustrint miljø vil inntreffe ved synkende relativt havnivå og kalles en isolasjon, og dette gjenspeiles i sedimentet som en isolasjonskontakt (Kjemperud, 1986). Ved en overgang fra lakustrint til marint avsetningsmiljø kaller man det en ingresjonskontakt, som gjenspeiler motsatt hendelsesforløp. Ved å datere isolasjons- og ingresjonskontaktene i flere isolasjonsbasseng i forskjellig høyde, kan man konstruere en strandforskyvningskurve (Svendsen og Mangerud, 1987). I følge Svendsen og Mangerud (1987) er dette den mest presise metoden for å rekonstruere strandforskyvning (relativt havnivå) i Skandinavia. Metoden er brukt både nasjonalt; eksempelvis i Rogaland (Lunnan, 2016; Johnsen, 2017; Strømsnes, 2018; Vasskog et al., 2019), Vestland (Kaland, 1984; Vasskog, 2006; Lohne et al., 2007; Owe, 2014), Agder (Romundset et al., 2015), Trøndelag (Kjemperud, 1986), Møre og Romsdal/Trøndelag (Svendsen og Mangerud, 1987) og Nordland (Lid, 2019; Midtun, 2019; Billah, 2020), og internasjonalt; eksempelvis Skottland (Shennan et al., 1996), Grønland (Long et al., 2011), og Canada (Letham et al., 2016)



Figur 2.1 Isolering av isolasjonsbasseng. Avsetningsmiljø før a) under b) og etter c) isolering. d) viser fire kjerner hentet fra forskjellig høyde, deres sammensetning og tilsvarende strandforskyvningskurve. Figuren er modifisert fra Hafsten (1983)

Dybden på isolasjonsbassenger kan variere, og begrepet omfatter både innsjøer og myrer som tidligere har vært innsjøer. Store isolasjonsbasseng med høy tilførsel av ferskvann og sesong baserte konveksjon-strømmer kan forstyrre avsetningene og gi en mindre nøyaktig tolkning av relativt havnivå (Long et al., 2011). Grunne isolasjonsbasseng kan også være problematiske da de kan bli fylt opp med sedimenter, og dermed ikke kunne registrere en mulig ingresjonskontakt (Long et al., 2011). Disse faktorene må tas hensyn til ved valg av lokalitet.

Tiden det tar for å isolere et basseng varierer stort, det kan ta titalls eller hundrevis av år, avhengig av isostatisk hevingrate, lokalt tidevannsregime, lokale meteorologiske faktorer (Eronen et al., 2001), eustatiske havnivå endringer (Vivien, 2013) og hvor beskyttet bassenget er mot stormbølger (Vasskog, 2006). Eksempelvis kan et basseng befinne seg over havnivåets middelvannstand, men samtidig under høyeste tidevannsnivå. Dette fører til brakkevannsmiljø i

bassenget selv om det ligger over middelvann, som ofte er det nivået man forbinder med havnivå.

Kjemperud (1986) beskrev fire deler av isolasjonsfasen som hvert har potensiale til å danne en observerbar overgang, eller kontakt, i sedimentene i et isolasjonsbasseng. I dette arbeidet brukes samme inndeling, basert på litostratigrafiske observasjoner og fytoplanktonanalyse

Sedimentologisk isolasjonskontakt.

Den sedimentologiske isolasjonskontakten representerer kontakten mellom sediment og vann når sedimentasjonsmiljøet endrer seg fra å bestå av hovedsakelig minerogene sedimenter produsert i havet og fraktet inn i bassenget, til mer organiske sedimenter som produseres lokalt i bassenget (Vasskog, 2006). Den sedimentologiske isolasjonskontakt inntreffer i det havstrømmene blir for svake til å frakte sedimenter inn i bassenget (Kjemperud, 1986)

Fytologisk isolasjonskontakt.

Den fytologiske isolasjonskontakt blir brukt synonymt med isolasjonskontakt i dette arbeidet. Horisonten representerer kontakten mellom sediment og vann når vannet i den eufotiske sonen blir ferskt (Kjemperud, 1986). Her defineres «ferskvann» som vann med en salinitet mellom 0 – 0,2‰ (Tjemsland, 1983). De fleste typer fytoplankton er autrofe, som betyr at de er begrenset til den eufotiske sonen i et basseng, som strekker seg så dypt som organismer kan drive fotosyntese (Vasskog, 2006; Marra et al., 2014).

Hydrologisk isolasjonskontakt.

Den hydrologiske isolasjonskontakten representerer kontakten mellom sediment og vann i det den marine tilførselen opphører fullstendig (Kjemperud, 1986). Hydrologisk isolasjonskontakt kan forekomme samtidig som Fytologisk isolasjonskontakt, men i noen tilfeller, hvor bassengene er vel beskyttet eller særdeles dype, kan havvann tilføres, sirkuleres og oppbevares under den fotiske sonen uten å påvirke fytoplanktonsamfunnet (Kjemperud, 1986).

Sediment/ferskvannskontakt.

Denne overgangen representerer kontakten mellom sediment og vann der all resterende havvann er borte fra bassenget etter fullstendig hydrologisk isolering (Kjemperud, 1986). I Norge er det funnet innsjøer som er isolert for tusenvis av år siden, men hvor det ennå finnes havvann i bunnen (Strøm, 1957; Vasskog, 2006)

2.2 Kjerneboring

Alle kjernene fra begge lokalitetene i dette arbeidet ble hentet ved hjelp av et «Russerbor» eller RCP (Russian Peat Corer) (figur 2.2). Innretningen er beskrevet i detalj av Jowsey (1965) og ble opprinnelig utviklet av Belokopytov og Beresnevich (1955). Én kjerne tatt med RPC er 100 cm lang og 7.5 cm bred. RPC systemet veier relativt lite, settes fort opp og flere kjerner kan uthentes på under en time. Det er også fordelaktig å kunne visuelt inspisere kjernen før pakking i felt for å ta en vurdering på behovet for å uthente flere kjerner og/eller juster dybden. Ulempene med RCP fremfor andre systemer som for eksempel Stempelprøvetakeren beskrevet av Nesje (1992) er at mengden materiale er betraktelig mindre. Terrenget gjorde mulighetene for å bruke en stempelprøvetaker vanskelig, derfor ble RCP brukt i dette arbeidet.



Figur 2.2, Bilde av en Russerbør fylt med sedimenter, til venstre kan man se en tidligere sediment prøve som ble forkastet, en stor fordel med dette systemet er at man kan se sedimentene før man pakker dem inn og deretter ta vurdering i felt om behov for justeringer i prøvetakingen.

Sedimentkjernene i dette arbeidet ble plassert på planker med målestokk. Alle referanser til dybde i kjernen kommer fra denne målestokken. Det finnes en usikkerhet med målene da

kjernene krymper i takt med at fuktighet forsvinner fra kjernen. Deler av kjernene krymper mer enn andre noe som gjør det vanskelig å korrigere for dette. Alle fytoplanktonprøver og materiale til karbondatering ble hentet ut i løpet av relativt kort tid fra samme kjerne og det antas derfor at krymping i kjernen ikke har påvirket avlesningen av prøvene i relasjon til hverandre mer enn 0.5 cm. Materiale fra glødetapsanalysen ble hentet fra U-kanalene som ikke har vist noen tegn til krymping etter uthenting.

2.3 Differensiell Global Posisjons System (DGPS)

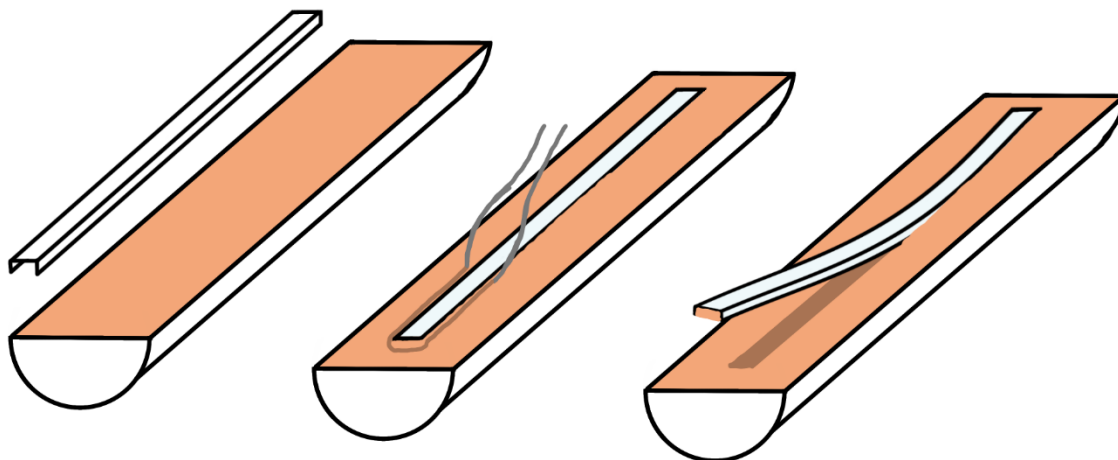
DGPS (figur 2.3) ble brukt til å måle høyden over havet på terskelen til Medkilvatnet og Nordviksvatnan. En DGPS bruker i likhet med vanlig GPS et nettverk av satellitter som sender tidssignaler til en mottaker på bakken for å triangulere mottakeren sin posisjon og høyde over havet (Kaplan og Lewis, 1997). DGPS skiller seg fra GPS med bruken av basestasjoner på bakken som har en kjent posisjon, der basestasjonen tar opp de samme signalene fra satellittene, finner ut feilmarginen og sender korrigeringer til mottakeren i felt (Aase, 2011). Nøyaktigheten kan forbedres fra flere meters usikkerhet på vanlig GPS til helt ned i centimeternivå for DGPS (Kjerstad og Tandberg, 2022). Den største svakheten til systemet er dekningen med basestasjoner, i Norge finnes det 12 basestasjoner (Aase, 2011) hvor den nærmeste er ved Andenes Fyr som er 65 – 70 km nord-nordvest for mine lokaliteter. Den vertikale usikkerheten i målingene i dette arbeidet er på ± 0.037 meter for Medkilvatnet og ± 0.018 meter for Nordviksvatnan.



Figur 2.3, DGPS i bruk. Bilde er fra terskelen til Nordviksvatnan.

2.4 Røntgenfluorescens (XRF)

EARTHLAB ved Universitetet i Bergen har en Cox Analytics: ITRAX XRF-Skanner, som ble brukt i dette arbeidet for å skaffe informasjon om den geokjemiske sammensetningen av sedimentkjernene. Skanneren blir beskrevet i detalj av Croudace et al. (2006) og prinsippene bak teknologien av Brouwer (2010). Den er designet for å innhente en geokjemisk profil fra halve sedimentkjerner (Croudace et al., 2006). I dette arbeidet ble det brukt en adapter for å skanne «U-kanaler», som er U-formede rør brukt til å hente ut seksjoner av en sedimentkjerne (figur 2.4). U-kanalene er 1.5x2 cm tverrsnitt og 1 meter lange, men kan kuttes ned til ønsket lengde (Wien et al., 2005). Sedimenter overføres fra kjernen til U-kanalen ved å presse åpningen mot sedimentene, deretter føre en ståltråd langs åpningen av kanalen for å separere sedimentene fra kjernen.



Figur 2.4 Illustrasjon av uthenting av materiale fra en halvkjerne med bruk av U-kanal. Kanalen presses ned i materialet og så føres en ståltråd på undersiden av kanalen for å løsne materialet fra sedimentkjernen, U-kanalen kan så løftes opp fra sedimentkjernen.

XRF-skanning er ikke-destruktivt og egner seg dermed til å gjennomføres tidlig i analysen og resultatet kan brukes sammen med Magnetisk susceptibilitet (MS) til å avgjøre hvilke deler av kjernen man vil fokusere andre laboratoriemetoder på. Selv etter skanning kan sedimentene i U-kanalen brukes til videre, destruktive analyser som fytoplanktonanalyse, radiokarbondatering og glødetap.

For skanningen av U-kanalene til MEDKR-221 og NORDR-121 ble det brukt røntgenrør med Cr-anode (krom). U-kanalene ble pakket inn i tynn plastfolie på 0.006 mm (6 μ m) for å unngå

uttørking og sprekkdannelse under skanningen. Strømstyrken ble satt til 40 mA, spenning til 35 kV, eksponeringstid til 10 sekunder og måleintervallet til 0.2 mm (200 μ m).

ITRAX XRF-skanneren måler fluorescens, inkludert Compton (incoherent) og Rayleigh (coherent) spredning. Under skanning pepres kjerneprøven med fotoner i form av røntgenstråler, der noen fotoner blir absorbert av prøven som deretter avgir fluorescens av en bestemt energi/bølgelengde som er karakteristisk for grunnstoffene tilstede i kjerneprøven (Brouwer, 2010). Andre fotoner vil reflekteres på en av to forskjellige måter, Compton-spredning eller Rayleigh-spredning. Compton-spredning fører til tap av energi for fotonene, mens Rayleigh-spredning foregår uten tap av energi, og hvilken type spredning som inntreffer påvirkes av tykkelsen og tettheten til materialet som blir truffet og energien til fotonene som treffer prøven (Brouwer, 2010). I en kjerneprøve vil spredningen påvirkes av det gjennomsnittlige atomnummeret i materialet, slik at man får høy Compton-spredning ved lave atomnummer og høy Rayleigh-spredning for høye atomnummer (Liu et al., 2013). Organisk materiale består ofte av lavere atomnummer sammenlignet med minerogent materiale, derfor kan forholdet mellom Compton- og Rayleigh-spredning (inc/coh) indikere endringer i organisk materiale i kjerneprøver (Liu et al., 2013).

Elementer som er sett nærmere på i dette studiet er svovel (S), titan (Ti) og kalsium (Ca) for å identifisere marine avsetningsmiljø (Balascio et al., 2011; Vasskog et al., 2019). Forholdet mellom Inc/coh spredning har blitt brukt tidligere som en indikator på mengde organisk materiale i kjernen (Sáez et al., 2009; Giralt et al., 2011; Liu et al., 2013), men i følge Chawchai et al. (2015) bør man ikke bruke forholdet mellom inc/coh spredning alene som en proxy på organisk materiale. Det er derfor også tatt ut prøver til glødetap fra kjernene.

2.5 Glødetap

Glødetap ble gjennomført på EARTHLAB ved Institutt for Geovitenskap, UiB. På grunn av lite materiale, ble det kun hentet ut prøver ca. hver 2 cm fra U-kanalene fra; MEDKR-221 og NORDR-121. Det var tidligere hentet ut algeprøver fra U-kanalene, noe som begrenset oppløsningen. Hensikten er å teste korrelasjonen mellom inc/coh-spredning fra XRF-skanningen og glødetapet for å se i hvilken grad inc/coh-spredning er en presis indikator på organisk materiale.

Prøver på 1 cm³ ble hentet ut fra kjernene med 2 cm mellomrom og plassert i rene, forhåndsveide digeler. Deretter ble prøvene veid i våt tilstand, tørket i 24 timer på 105 °C, veid på ny i tørr tilstand, glødet på 550 °C i én time og veid en siste gang. Prøvene ble avkjølt i en eksikkator etter tørking og gløding, og all veiing ble gjennomført ved romtemperatur.

Organisk materiale vil antenne ved rundt 200 °C, og etter 60 minutter i 550 °C vil alt organisk materiale som regel være forbrent, mens det meste av uorganisk materiale vil forbli ubrent. Dermed vil vektforskjellen før og etter gløding (antenneing), glødetapet, være en indikasjon på mengden organisk materiale i prøven (Dean, 1974). Glødetapsverdien er ikke et direkte mål av mengden organisk materiale, da noe uorganisk materiale, samt krystallvann også vil forsvinne under gløding på 550°C, men glødetapet er lineært korrelert med den faktiske mengden organisk materiale (Dean, 1974) og dermed vil det gi et godt bilde av hvordan organisk innhold endrer seg gjennom en sedimentkjerne.

2.6 Magnetisk susceptibilitet (MS)

Magnetisk susceptibilitet ble målt ved hjelp av en Bartington MS2E punktsensor montert på en Multi Sensor Core Logger (MSCL) ved EARTHLAB, Institutt for Geovitenskap, UiB. I dette oppsettet blir halve sedimentkjerner utsatt for et svakt magnetisk felt, og sensoren måler styrken på magnetiseringen (Thompson et al., 1975). Endringer i MS langs en sedimentkjerne kan reflektere endringer i avsetningsmiljø (Thompson et al., 1975), og i isolasjonsbassenger ses det ofte at høye MS verdier har en sammenheng med marine sedimenter (Strunk et al., 2018) Overflateskanning av MS er relativt billig, tar ikke lang tid, krever lite forarbeid og påfører kjernen minimalt med forstyrrelser. Dette betyr at MS er hensiktsmessig å gjennomføre tidlig i analysen.

MSCL ved EARTHLAB er designet for å ta imot halvkjerner fra en stempelprøvetaker. Kjernene analysert her er U-kanaler fra to russerbor-kjerner som er betraktelig mindre og lettere. Det medfører noen utfordringer; kjernene er for lette til å presse ned «førerhjulet» i MSCL og vil derfor ikke ligge stabilt under skanningen. Førerhjulet ble tapet fast i nedre stilling, uten at dette førte til problemer. Overflaten på sensoren til Bartington MS2E er akkurat litt breiere enn U-kanalene noe som kan føre til unøyaktige avlesninger. Målingene ble gjort med 0.2 cm mellomrom.

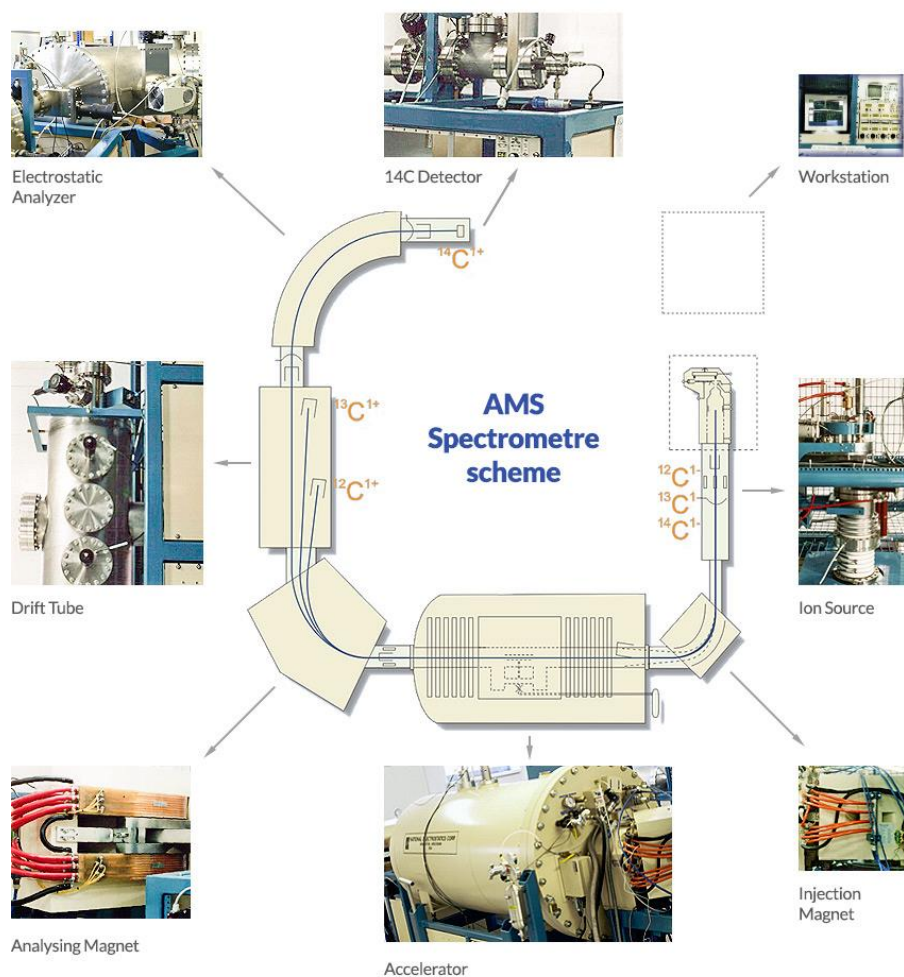
2.7 Radiokarbondatering (^{14}C)

Uthenting av radiokarbondateringsprøver ble gjennomført på Institutt for Geovitenskaps EARHTLAB ved UiB. Totalt ble 11 prøver sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen for datering. 6 fra Medkilvatnet (MEDKR-121) hvorav 4 bestående av terrestriske plantemakrofossiler og 2 bestående av marine skjellfragmenter. 5 prøver fra Nordviksvatnan (NORDR-121) ble sendt, hvorav 2 med terrestriske plantemakrofossiler og 3 med marine skjellfragmenter.

Skiver med 1 cm tykkelse ble skjært ut fra kjernene der vi ønsket dateringer. Prøvene ble ristet i et beger med vann for å oppløse sedimentene, og deretter siktet på 250 μm . De største makrofossilene ble plukket ut med pinsett direkte fra silen og puttet i en petriskål. Det resterende materialet ble skylt over i en separat petriskål og undersøkt med stereolupe. Først ble alt materiale av interesse hentet ut, og senere finsortert med fokus på identifiserbart terrestrisk materiale. Materiale som skal dateres tørkes i sterile glass på 50°C (glassene steriliseres på 550°C i 3 min). Full detaljert instruks på uthenting av materiale for radiokarbondatering finnes ved Ecological and Environmental Change Research Group sine nettsider (Birks og Lotter, 2020). Vekt på prøvematerialet bør være over 5 mg for terrestriske plantemakrofossiler og mellom 20 – 50 mg for marine skjell (Poznan Radiocarbon Laboratory, 2022b). De terrestriske prøvene som ble sendt inneholdt blant annet blad fragmenter, kvister, bark, frukt fra bjørk og dvergbjørk (*Betula pubescens*, *Betula nana*), rakleskjell og knoppskall (bud-scale) fra furu (*Pinus sylvestris*). Marint materiale som ble sendt besto kun av skjell og skjell fragmenter. Identifisering av materialet ble gjennomført med hjelp av bilder og beskrivelser fra Birks (2013).

^{14}C har vist seg å være en effektiv metode for datering av biologisk materiale, i stor grad på grunn av ^{14}C sin fordeling i karbonkretsløpet. ^{14}C dannes i stratosfæren ved at høyenergisk kosmisk stråling treffer nitrogen-atomer (Bradley, 2014). Lavere nede i atmosfæren oksideres ^{14}C til $^{14}\text{CO}_2$, som blandes sammen med resten av atmosfærens CO_2 (Bradley, 2014) og spres ut i karbonkretsløpet til planter via fotosyntese, herbivorer via konsumering av planter og til karnivorer via konsumering av andre dyr (Bradley, 2014). Så lenge en organisme er i live vil mengden ^{14}C være i likevekt med atmosfæren, mens i det organismen dør vil ikke ny ^{14}C tilføres, og over tid brytes ^{14}C ned til nitrogen (Bradley, 2014). Poznan Radiocarbon Laboratory bruker en Amerikansk-produsert 1.5 SDH-Pelletron Model «Compact Carbon AMS» til å gjennomføre akselerator massespektrometri datering (AMS). Prinsippene bak AMS datering er forklart av

Fifield (1999) og Hellborg og Skog (2008), og illustreres i figur 2.5 som er hentet fra Poznan Radiocarbon Laboratory sine nettsider (www.radiocarbon.pl). Figuren viser de forskjellige komponentene i deres AMS apparat. Prøvene som skal dateres plasseres i ion kilden som sender negative ioner mot injeksjonsmagneten. Injeksjonsmagneten «sorterer» ionene etter masse slik kun ønskede ioner med atom masse 12, 13 og 14 går gjennom til akseleratoren. I akseleratoren blir ionene «strippet» for elektroner og fortsetter til analyseringsmagneten som positivt ladde ioner. Analyseringsmagneten fører ionene i en 90° sving hvor massen til de forskjellige karbon ionene (12, 13 og 14) påvirker radiusen på svingen. Slik skilles ionene, $^{12}\text{C}^+$ og $^{13}\text{C}^+$ samles og måles i drift røret, mens $^{14}\text{C}^+$ fortsetter til en siste 90° sving for å forsikre at ingen $^{12}\text{C}^+$ eller $^{13}\text{C}^+$ ioner som mulig kan ha følget feil bane når ^{14}C måleren. Hvert ion blir talt i ^{14}C måleren som blir grunnlaget for aldersbestemmelsen (Poznan Radiocarbon Laboratory, 2022a) .



Figur 2.5 SDH-Pelletron Model «Compact Carbon AMS» sine komponenter. I teksten er navnene på komponentene oversatt til norsk.

Fordeler med AMS-datering er at det er raskere og prøvene kan være mindre sammenlignet med andre radiokarbondaterings-metoder (Hellborg og Skog, 2008). 55,000 BP regnes som maksimal alder som er mulig å datere mens dateringer eldre enn 45,000 BP må tolkes med forsiktighet (Bradley, 2014).

Metoden introduserer noen potensielle feilkilder man må ta hensyn til; Hardvannseffekten beskrevet av Shotton (1972) kan gi en estimering av dateringene som er eldre enn den virkelige alderen til materialet. Effekten forekommer når eldre kilder av bikarbonat, kalkstein eller andre kalkholdige bergarter, løses opp i innsjøer. Forholdet mellom $^{14}\text{C}/\text{CO}_2$ i disse innsjøene vil være mye lavere enn i atmosfæren på grunn av bergartene sin lave andel av ^{14}C (Bradley, 2014). Feilmarginen ved å datere akvatiske organismer som får karbonet sitt fra vannet i innsjøen kan i verste fall være på tusenvis av år (Shotton, 1972). Dette var spesielt relevant i denne studien, siden nedslagsfeltet til de undersøkte bassengene inneholder kalkholdige bergarter som marmor (kapittel. 1.5). For å unngå problemer med hardvannseffekten ble derfor bare planterester fra terrestriske arter fra innsjøsedimentene brukt, mens i de marine seksjonene av kjernen ble det brukt marine skjell.

Kontaminering fra andre deler av kjernen er også mulig. Typisk i det kjernen blir hentet kan materiale langs kantene bli skjøvet fra toppen og lengre ned i kjernen. I dette tilfellet er kjernene hentet med Russerbor, som ikke drar alt materiale gjennom røret, men heller åpner røret når kjernetageren er i riktig posisjon noe som minimerer risikoen for kontaminering fra yngre materiale. Kontaminering fra røtter høyere oppe i kjernen som rekker dypt ned kan også forekomme. Denne feilkilden kan unngås ved å ikke datere på røtter.

Resultatene fra karbondateringen ble tilsendt fra Poznan Radiocarbon Laboratory i en .pdf fil. Alderen fra laben er oppgitt i ^{14}C år, som grunnet endringer i atmosfærens ^{14}C -innhold over tid ikke har samme lengde som et standard kalenderår (Shennan et al., 2015). Radiokarbonaldre må derfor kalibreres til kalenderår for å finne riktig alder. Kalibreringskurve for den nordlige halvkule, IntCal20, er brukt i dette arbeidet for å kalibrere ^{14}C år fra terrestrisk materiale til kalenderår (Reimer et al., 2020). Kurven er basert på treninger og oppdatert i 2020. For ^{14}C -dateringer av marine skjell brukes Marine20 kurven for kalibrering til kalenderår (Heaton et al., 2020). Kalibreringene i dette arbeidet ble gjennomført i programmet R med tilleggspakken Clam, mens en aldersmodell ble laget med tilleggspakken Bacon (Blaauw, 2010; Blaauw og Christen,

2022). ^{14}C -alderne ble plottet inn i Bacon hvor man velger kalibreringskurve, IntCal20 eller Marine20, basert på materialet sitt opphav.

Marine20 tar hensyn til en generell marin reservoar effekt, som oppstår fordi det tar tid å blande det atmosfæriske karbonet ned i de marine vannmassene, og justerer alderne deretter. Kurven er egnet til globalt bruk med unntak av polare områder hvor utbredelsen av havis, oppstrømming og utveksling av karbon mellom hav og luft skaper større endringer i marint karboninnhold (Heaton et al., 2020). Derfor må en bruke lokale justeringer av den globale marine kalibreringskurven for å få mer presise dateringer på høye breddegrader. Mangerud et al. (2006) har datert hvalbein og mollusker langs norskekysten og kommet frem til lokale justeringer, såkalt ΔR , som indikerer avviket mellom den globale og lokale marine reservoareffekten. For Nord-Norge er den lokale ΔR verdien 71 ± 21 (Mangerud et al., 2006). Denne ΔR -verdien ble plottet inn i Bacon sammen med Marine20 kurven for å kalibrere de marine prøvene. Alle radiokarbondateringer fra dette arbeidet oppgis i kalibrert alder, enten som gjennomsnitt eller som et aldersintervall på to standardavvik.

2.8 Fytoplanktonanalyse

Det ble hentet ut prøver fra sedimentkjernene på ca. 1 mc³ fra områder som ut ifra litostratigrafien antyder forskjellige typer avsetningsmiljø. Prøvene ble preparert ved Institutt for Biologi, ved UiB, med samme metode som er standard for pollenpreparering (Faegri et al., 1989). Dette innebærer å fjerne uønsket organisk og minerogent materiale med henholdsvis acetolyse og HF-syre (flussyre). Det ble tilsatt tre lycopodium-tabellter for å kunne gjennomføre kvantitative undersøkelser på fytoplankton forekomstene.

Det ble brukt et Carl Zeiss lysmikroskop av typen Zeiss Imager M2 under fytoplankton analysen, og bilder ble tatt med AxioCam ERc 5s. Deler av mikroskoperingen ble også gjennomført med Axioskop 2 plus. Under mesteparten av identifiseringen ble det brukt 40x forstørrelse, mens 63x og 100x ble brukt for mer nøyaktig identifisering i noen tilfeller. Med bruk av fasekontrast blir omrisset av fytoplanktonet mer tydelig. Fordelingen av artene er ikke forventet å være uniform i slidesene, da de mindre artene enklere presses ut mot kantene av preparatet, så i hver prøve ble minst halve prøven talt fra kant til kant. Slides med lite materiale ble talt med 1 mm avstand per passering og opp til 19 passeringer, mens 2 mm ble brukt og minst 5 passeringer på slides med mer materiale.

2.8.1 Slekt og artsbeskrivelser

Fordelingen av Grønnalger og Dinoflagellater er blitt brukt til å fastsette overgangen fra marint til lakustrin avsetningsmiljø. Begrepet Grønnalger brukes i dette arbeidet for enkelhetens skyld for å beskrive arter under slektene *Pediastrum*, *Tetraedron*, *Scenedesmus* og *Botryococcus*.

Chlorophyceae eller Grønnalger har ferskvann som sitt hovedhabitat og er i dette arbeidet brukt til å identifisere ferskvannsomgivelser, selv om enkelte av artene også kan tolerere lave salinitetsverdier. Artene blir beskrevet under og de deles inn i halobiegrupper basert på salinitetstoleranser fra Tjemsland (1983) (tabell 2.1 og 2.2).

Klassifiseringssystemet som brukes her er det samme som brukes for å karakterisere salinitet og pH toleranser i diatomé-analyser, hentet fra arbeidet til Tjemsland (1983). Salinitetsinndelingen er vist i tabell 2.1. Bilder av artene undersøkt i dette arbeidet vises i figur 2.6.

Tabell 2.1. Inndeling av grønnalgene i halobiegrupper, modifisert fra Tjemsland (1983) og Vasskog (2006)

Halobiegruppe	Salinitetstoleranse	Miljø
Polyhalob	>30‰	Marin
Mesohalob	0.2 – 30 ‰	Brakkvann
Oligohalob halofile	Varierende	Brakkvann/ferskvann, optimum i brakkvann
Oligohalob indifferente	Varierende	Brakkvann/ferskvann, optimum i ferskvann
Halofob	0 – 0.2‰	Ferskvann

Scenedesmus spp.

Scenedesmus-slekten (figur 2.6 C, N) består av en rekke arter. Prepareringen av prøvene fjerner flere karakteristiske trekk som skiller artene, det er derfor ikke gjort noe forsøk på å artsbestemme forekomstene. Arten fremstår som en koloni (coenobium) på fire avlange celler som henger sammen med langsiden mot hverandre. Noen arter har stav lignende utvekster på hvert hjørne, men dette er ett av trekkene som forsvinner under preparering og er ikke observert i dette arbeidet. Noen forekomster opptrer i par hvor man kan finne kolonier på opptil 16 celler. (Pentecost, 1984). De tar ikke til seg fargestoffer under prepareringen og ser ofte gjennomsliktige ut i lysmikroskopet. Størrelsen varierer stort og de minste ligger ofte med sin korteste akse mot mikroskopet, det fører til at man må justere fokuset frem og tilbake for å observere alle cellene. Arten kan opptre i masseforekomster i svak salinitet mellom 4,2 – 6,4 ‰ (Tjemsland, 1983).

Tetraedron spp.

To arter av slekten *Tetraedron* (figur 2.6 D-E) er observert i dette arbeidet; *T. trigonum* og i større grad *T. minimum*. Slekten forekommer som enkelte celler og ikke i kolonier slik som *Pediastrum* og *Scenedesms*. *T. trigonum* har en avrundet trekantet form, den er generelt lite observert i dette arbeidet. Tjemsland (1983) karakteriserer *T. trigonum* som indifferent oligohalob. *T. Minimum* er derimot observert i store mengder. Den har en mer firkantet form med innsenkninger på alle sidene sett ovenfra. Arten finnes i store mengder i grunne, næringsrike innsjøer med den høyeste forekomsten ved saliniteter på rundt 3‰ (Tjemsland, 1983). Tjemsland

(1983) nevner at denne arten er observert i store antall like etter isolasjonen av et basseng. *T. Minimum* blir dermed karakterisert som halofil oligohalob.

Pediastrum spp.

Pediastrum-slekten (figur 2.6 F-K, M og N) finner man nesten over hele verden (Komárek og Jankovská, 2001). De fleste artene består av en rund cellekoloni på alt fra 2 til 512 celler (Komárek og Jankovská, 2001). Randcellene har ofte 1 – 4 horn-lignende utvekster med kløft mellom utvekstene. Noen arter har mellomrom mellom cellene i kolonien mens andre er tette. Overflaten på cellene kan ha én eller flere av disse egenskapene; glatt, nettmønstret, rynkete, og ruglete «vorter» (Vasskog, 2006). Disse egenskapene er blitt brukt til å artsbestemme alger i *Pediastrum* slekten, mens de individene som ikke kan artsbestemmes på grunn av manglende randceller, krølling eller andre skader har her blitt talt som *Pediastrum spp* (uidentifisert *Pediastrum*)

Pediastrum boryanum var. boryanum

P. boryanum (figur 2.6 F) består av flere underarter der den vanligste er *P. boryanum var. boryanum*, referert til i dette arbeide som *P. boryanum* (Komárek og Jankovská, 2001). Den er også mest representert i dette arbeidet, med unntak av en prøve hvor variasjonen *Longicorne* er vanligst. Arten har et sirkulært coenobium uten mellomrom mellom cellene. Randcellene har to utvekster med hver sitt horn, og det er en v-formet kløft mellom hornene (Tjemsland, 1983; Komárek og Jankovská, 2001). Dybden på kløften varierer, den når på det meste halvveis ned i randcellen (Komárek og Jankovská, 2001). Overflaten er ruglete med vorter (Vasskog, 2006). Arten kategoriseres som indifferent oligohalob av Tjemsland (1983). Salinitetstoleransen varierer noe, større forekomster er observert mellom 2.7 til 3‰, men den forekommer også ved høyere saliniteter mellom 3 og 6‰. Arten foretrekker høye PH verdier og næringsrike forhold (Komárek og Jankovská, 2001). *P. boryanum* er i dette arbeidet observert i alle tilfeller hvor andre *Pediastrum* arter er observert.

Pediastrum boryanum var. longicorne

P. boryanum var. longicorne (figur 2.6 G) er den eneste underarten av *P. boryanum* som er funnet i dette arbeidet. Den er relativt enkel å differensiere fra *P. boryanum var. boryanum* da den har lengre tapper som stikker ut av hornene på randcellene. *P. boryanum var. longicorne* har grovere vorter og kan opptre i større coenobier sammenlignet med *var. boryanum* (Owe, 2014). I

noen tilfeller kan man finne individ som er på grensen mellom *var. boryanum* og *var. longicorne*. Da er arten oftest talt som *var. boryanum*. I Tjemsland (1983) karakteriseres samme foretrukne salinitetsforhold for *var. longicorne* som for *var. boryanum*.

Pediastrum integrum

P. integrum (figur 2.6 M) har en sirkulær utforming hvor randcellene har en konveks kant og ingen kløft. På hver randcellene kan man se to korte tapper (Komárek og Jankovská, 2001). Sammenlignet med *P. boryanum* har den en glattere overflate. Det er usikkert om *P. integrum* er en egen art eller en variant av *P. boryanum* (Tjemsland, 1983; Komárek og Jankovská, 2001; Midtun, 2019). I dette arbeide har tvils tilfeller av *P. integrum* blitt talt som *P. Boryanum*. Arten blir karakterisert som en indifferent oligohalob art (Tjemsland, 1983)

Pediastrum angulosum

P. angulosum (figur 2.6 H) gjenkjennes først og fremst med sitt karakteristiske nettmønster på overflaten. Den har to tapper på hver randcelle som er separert med en bred kløft (Komárek og Jankovská, 2001). Arten er relativt stor sammenlignet med andre *Pediastrum* og det kreves som regel litt justering av fokus i lysmikroskop for å observere hele nettmønsteret. *P. angulosum* karakteriseres som en halofob art, da den ikke er observert på høyere salinitetsnivå enn 1.8‰ (Tjemsland, 1983).

Pediastrum obtusum

Coenobiumet i *P. obtusum* (figur 2.6 K) skiller seg fra de fleste andre *Pediastrum*-artene med et innsnitt fra ytterkanten til midten av randcellene hvor man finner en liten perforasjon. Hver randcelle har også en V-formet kløft på hver side av innsnittet. Arten kan forveksles med *P. tetras*, men skilles fra den ved å være større, fravær av tapper og innsnittet som i *P. tetras* er mer som en dyp kløft. *P. obtusum* karakteriseres som en halofob art av Tjemsland (1983), og forekommer i dette arbeidet i likhet med Owe (2014) alltid sammen med *P. angulosum*.

Pediastrum tetras

P. tetras (figur 2.6 J) opptrer sjeldent i dette arbeidet. Arten er liten og blir lett oversett i lysmikroskop noe som fører til at miljøindikatorerne er ukjente (Komárek og Jankovská, 2001). Arten består av et coenobium som henger sammen uten hull. På hver randcelle finner man et karakteristisk innsnitt (innsnittet kan også sees i noen av senter cellene). Hver randcelle har to

korte tapper på hver side av innsnittet med en svak konkav kløft mellom hver tapp (Komárek og Jankovská, 2001). Den karakteriseres som indifferent oligohalob av Tjemsland (1983) selv om den er mer sensitiv for salinitet enn *P. boryanum*.

Pediastrum praecox

P. praecox (figur 2.6 N) gjenkjennes ved at coenobiet består av kule formede celler som henger sammen i flere plan (Tjemsland, 1983). I likhet med *P. integrum*, er det ikke bestemt om denne arten er en variant/misdannelse av *P. boryanum* eller en egen art (Tjemsland, 1983). Arten karakteriseres som halofil oligohalob og har en utbredelse på mellom 0.2 til 10 %.

Pediastrum orientale

P. orientale (figur 2.6 I) består av maksimum 32 celler i coenobiet. Randcellene er tilnærmet runde uten noen kløfter, hver randcelle har to tapper som er orientert 90° relativt til planet til coenobiet (Komárek og Jankovská, 2001). I lysmikroskop vil én tapp orienteres mot og én bort fra synsvinkelen, som betyr at man må justere fokus en god del for å kunne observere begge tappene. Arten blir her kategorisert som indifferent oligohalob sammen med de fleste artene i *Pediastrum*-slekten (Lunnan, 2016)

Botryococcus braunii

Botryococcus braunii (figur 2.6 L,N)opptrer som en klasse med runde eggformede celler (Tjemsland, 1983). Arten vises godt i lysmikroskop da den lett tar opp fuchsinen som blir tilsatt under preparering og får en brun/rød farge. Arten er en dårlig miljøindikator da den er tilpasningsdyktig (Tjemsland, 1983). Ifølge Tjemsland (1983) er *Botryococcus braunii* observert i saliniteter mellom 0 - 10%, med størst utbredelse mellom 6.3 - 7.8%, karakteriseres derfor som en indifferent oligohalob art.

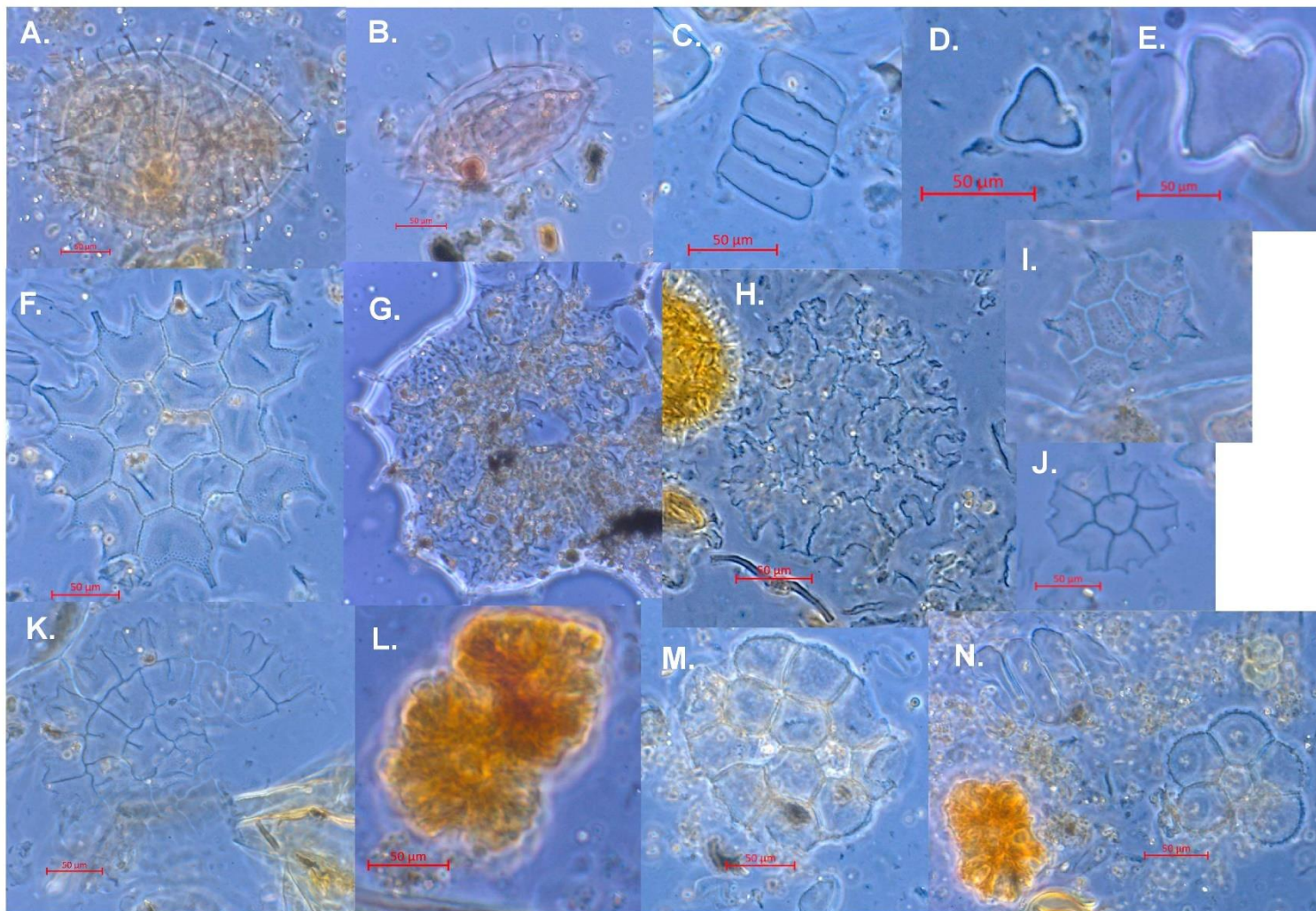
Dinophyceae

Hvilecyster av dinoflagellater (klasse: *Dinophyceae*) (figur 2.6 A-B). Dinoflagellat-cyster varierer i form fra rund til avlang/oval med stav-lignende utvekster (Midtun, 2019). Utvekstene har ofte en karakteristisk "T" eller "Y" form, men avhengig av posisjon i preparatet og art kan det være utfordrende å se tuppene av utvekstene. Det er ikke forsøkt å artsbestemme dinoflagellat-cystene i dette arbeidet, på grunn av stort slekts- og artsmangfold. Siden 90% av

artene oppholder seg i marine miljø brukes dinoflagellat-cyster her som en marin indikator (Bellinger og Sigeo, 2010).

Tabell 2.2. Oversikt av slekt/artene observert i Medkilvatnet og Nordviksvatnan. Inndelingen er basert på Tjemsland (1983), Vasskog (2006) og Lunnan (2016).

Navn	Halobiegruppe
<i>Dinophyceae cyster</i>	Polyhalob
<i>Pediastrum praecox</i>	Halofil oligohalob
<i>Scenedesmus spp.</i>	Halofil oligohalob
<i>Tetraedron minimum</i>	Halofil oligohalob
<i>Tetraedron trigonum</i>	Indifferent oligohalob
<i>Pediastrum integrum</i>	Indifferent oligohalob
<i>Pediastrum boryanum</i>	Indifferent oligohalob
<i>P. bor. var. longicorne</i>	Indifferent oligohalob
<i>Pediastrum tetras</i>	Indifferent oligohalob
<i>Pediastrum orientale</i>	Indifferent oligohalob
<i>Botryococcus braunii</i>	Indifferent oligohalob
<i>Pediastrum angulosum</i>	Halofob
<i>Pediastrum obtusum</i>	Halofob



Figur 2.6. Bilder tatt under mikroskopering. Målestokk på 50µm er satt inn via programvaren som følger med AxioCam ERc 5s. For noen bilder er det ikke plassert inn målestokk. A-B: dinoflagellat-cyster, C: *Scenedesmus*, D: *Tetraedron trigonum*, E: *Tetraedron minimum*, F: *Pediastrum boryanum*, G: *Pediastrum boryanum* var. *longicorne*, H: *Pediastrum angulosum*, I: *Pediastrum orientale*, J: *Pediastrum tetras*, K: *Pediastrum obtusum*, L: *Botryococcus Braunii*, M: *Pediastrum integrum*, N: Viser *Botryococcus braunii* nede til venstre, *Scenedesmus* oppe til venstre og *Pediastrum praecox* nede til høyre.

3 Resultater

3.1 Medkilvatnet

UTM: 33W 562494 7628888

Terskelhøyde: 58.542 moh

Medkilvatnet er en liten innsjø på ca. 0.006 km² som er tilknyttet et myrområde i nord og vest som utgjør til sammen ca. 0.010 km². Vannet ligger knappe 5 km sør for Harstad sentrum og 9 km nord for antatt isutbredelse under yngre dryas (Bergstrøm et al., 2005). Bassenget er omringet av bakker og fjell i nord, øst og vest, mens i sør er det åpning. Vanntilførselen kommer fra vest i bekker og dreneres i sør gjennom en kulvert med gangsti over. Borepunktet finnes i myren like nord for selve Medkilvatnet, men i oppgaven blir bore-lokaliteter omtalt som Medkilvatnet for ordens skyld. Høyden på terskelen til Medkilvatnet ble målt til 58.542 moh, høyden er noe usikker da vannet dreneres gjennom en kulvert under en gangsti i sør-øst. Grunnfjell er synlig øst og vest for bekken som drenerer vannet, men det ble ikke funnet grunnfjell i selve bekkeleiet. Det kan derfor ikke utelukkes helt at høyden på utløpet har blitt noe endret etter isolasjon av bassenget, men det er ikke tydelige spor av betydelig erosjon, så det antas at denne endringen i så fall har vært liten. Marin grense i området er 62-63 moh.

3.1.1 Litostratigrafi

To kjerner på 100 cm hver ble hentet fra Medkilvatnet med Russerbor. MEDKR-121 og MEDKR-221 (figur 3.1). Begge kjernene er hentet fra same dybde (461 – 561 cm under overflaten) og viser samme litostratigrafiske inndeling med noe variasjon i dybden og tykkelsen på lagene. Dateringsmateriale og fytoplanktonprøver er hentet fra MEDKR-121, mens XRF, MS, og glødetap er gjennomført på MEDKR-221 (figur 3.4). MEDKR-121 er brukt når det refereres til dybde på enhetene, med mindre annet er spesifisert.

M1 (561 - 524 cm)

I begge kjernene er denne enheten nokså lik. I MEDKR-121 slutter den én cm høyere i kjernen sammenlignet med MEDKR-221 (561 – 523 cm). Enheten består av grå, minerogene sedimenter i størrelsen sand til silt. I begge kjernene er det observert skjellfragmenter med en økende hyppighet i nedre del av enheten. MEDKR-121 har et 5 cm tykt lag med skjellfragmenter (555 – 550 cm), Det samme laget observeres også i MEDKR-221, men kun 2 cm tykt og lengre opp i enheten. I bunn finnes de groveste sedimentene, deretter blir sammensetningen gradvis finere før den blir grovere igjen i toppen av enheten mot skille mellom M1 og M2.

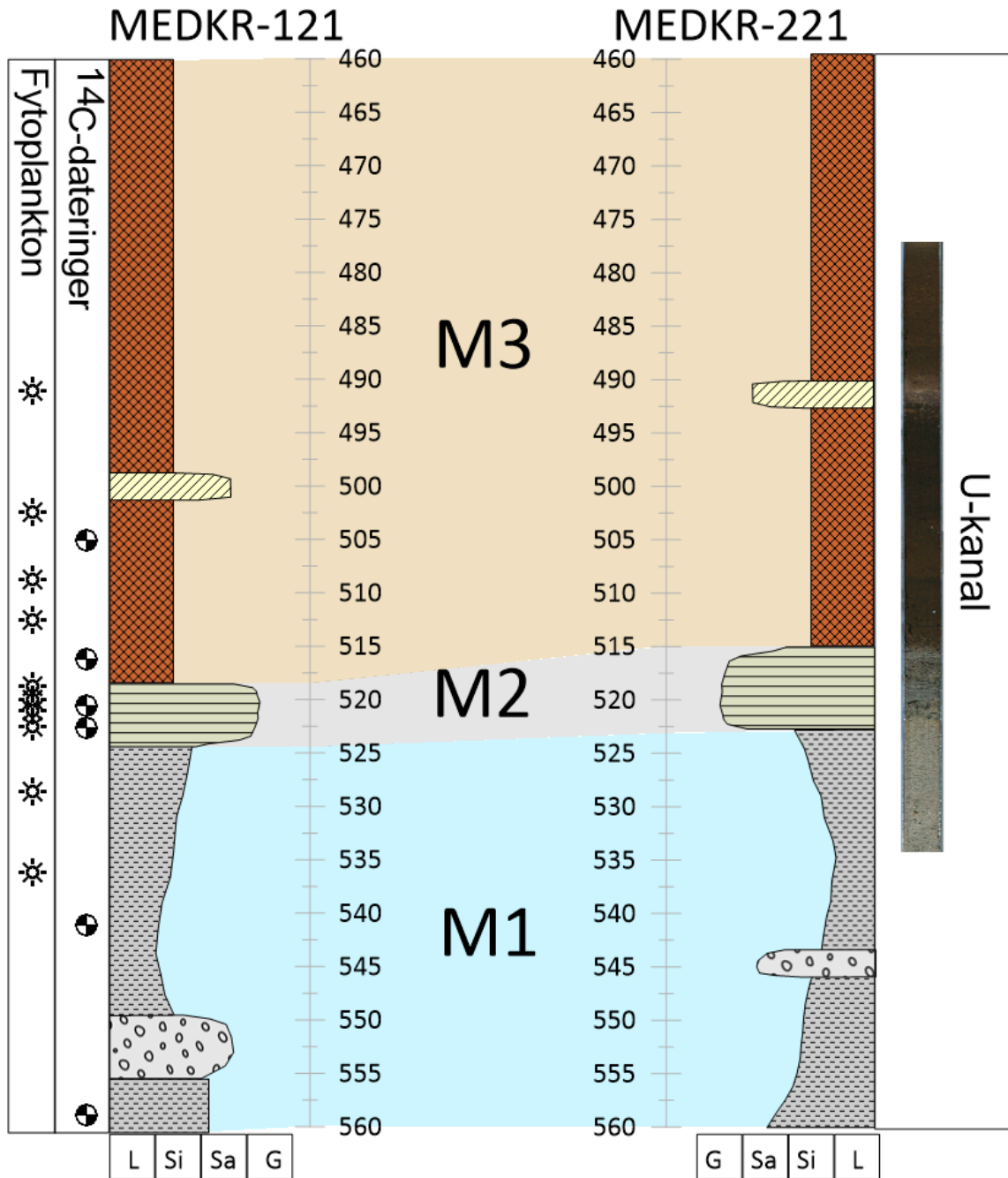
M2 (524 – 518 cm)

Enheten bærer preg av vekslende horisonter med grå og brune avsetninger. Enheten starter 1 cm og slutter 3 cm lengre opp (523 – 515 cm) i MEDKR-221. Minst 4 tydelige horisonter kan observeres, med antydning til laminering innad i horisontene. De brune lagene er mer organiske og inneholder røtter og organisk materiale, mens de grå lagene består av sedimenter i størrelsen sand og fin sand. Overgangen fra M1 til M2 er brå fargemessig, fra en distinkt grå farge til mer brunlig-grå farge. Endringen i kornstørrelse mellom enhetene er ikke like brå.

M3 (518 – 461 cm)

M3 er den øverste enheten og består av en tilnærmet uniform masse av brun gytje. Det er ikke mulig å se noen lagvis inndeling med unntak av ett 3 cm tykt lag med sand. Fargen på dette laget er fortsatt brunlig, men med en tydelig lysere farge enn resten av enheten grunnet innhold av mer

minerogent materiale. Dette lyse laget er tydeligst i MEDKR-221 og vises godt i XRF dataene.



Figur 3.1 Litostratigrafi, MEDKR-121 og MEDKR-221. Begge kjernene har samme enheter, men i litt forskjellig dybde. Figuren viser også hvor U-kanalen, fytoplanktonprøver og radiokarbondateringer er hentet fra.

3.1.2 Fytoplanktondiagram fra Medkilvatnet

Fytoplanktonprøver ble preparert og analysert etter metoden beskrevet i kapittel 2.8. Resultatene vises som relativ frekvens i figur 3.2, og som influx (antall individer avsatt per kvadratcentimeter per år) i figur 3.3. Hensikten med analysen er å fastsette hvor i kjernen isolasjonskontakten befinner seg, skillet i sedimentene hvor vannet i den fotiske sonen i bassenget er ferskt (Kjemperud, 1986). Isolasjonskontakten har i tidligere arbeid blitt satt til der det er en oppgang i indifferente oligohalobe arter, like før artenes maksimum utbredelse (Vasskog, 2006; Lunnan, 2016; Strømsnes, 2018; Midtun, 2019), eller når andel polyhalobe arter utgjør omtrent 10% (Johnsen, 2017). I dette arbeidet er den definert basert på både litostratigrafi og fytoplanktonanalyse. De individuelle fytoplanktonprøvene er markert med «M» for Medkilvatnet etterfulgt av et nummer som representerer cm under myroverflaten.

Enhet M1

I to av fytoplanktonprøvene som ble analysert (M536.5 og M528) ble det utelukkende funnet dinoflagellat-cyster. I tillegg ble det funnet skjell like ved bunn av kjernen som indikerer at enheten fra dypeste fytoplanktonprøve og bunn består av marine avsetninger.

Enhet M2

Ved prøve M523 ble det ikke observert noen dinoflagellat-cyster, men heller en fordeling av indifferent oligohalobe og halofil oligohalobe arter på henholdsvis 63% og 37% (figur 3.2). Avsetnings-raten stiger gjennom enheten med de høyeste verdiene nederst med et gjennomsnitt på 0.11 mm/år (figur 3.3) Videre inn i enhet M2 er frekvensen av halofile oligohalobe arter høyere enn Indifferent oligohalobe. M521.5, M520 og M518.5, viser en relativ lik inndeling med 65 - 75% halofile oligohalobe arter og 25-35% Indifferent oligohalobe arter. En oppblomstring av *Tetraedron minimum* observeres her. Enheten har en kraftig reduksjon i avsetnings-rate, hvor det gjennomsnittlig avsatt bare 0.02 mm/år.

Enhet M3

Øverste enhet er i likhet med M2 dominert av halofile oligohalobe arter, med over 80% i alle de fire prøvene fra enheten. Prøve M513 er første gang man ser fremtredelse av halofobe arter, noe som tyder på at ved 513 cm i kjernen er bassenget utelukkende ferskvann i den fotiske sonen. I et grunt basseng som dette kan man anta at den fotiske sonen går helt til bunns, altså har bassengets terskel på dette tidspunktet blitt hevet over tidevannsnivået assosiert med isolasjon (kapittel 1.7),

og hele vannmassen har fått tid til å bli helt fersk. Både *Tetraedron minimum* og *Scenedesmus* har sin største forekomst i denne enheten, noe som er uventet å se etter isolasjonen. Avsetningsraten i M3 øker til 0.13 mm/år i øverste del av enheten.

Tolkning av avsetningsmiljø

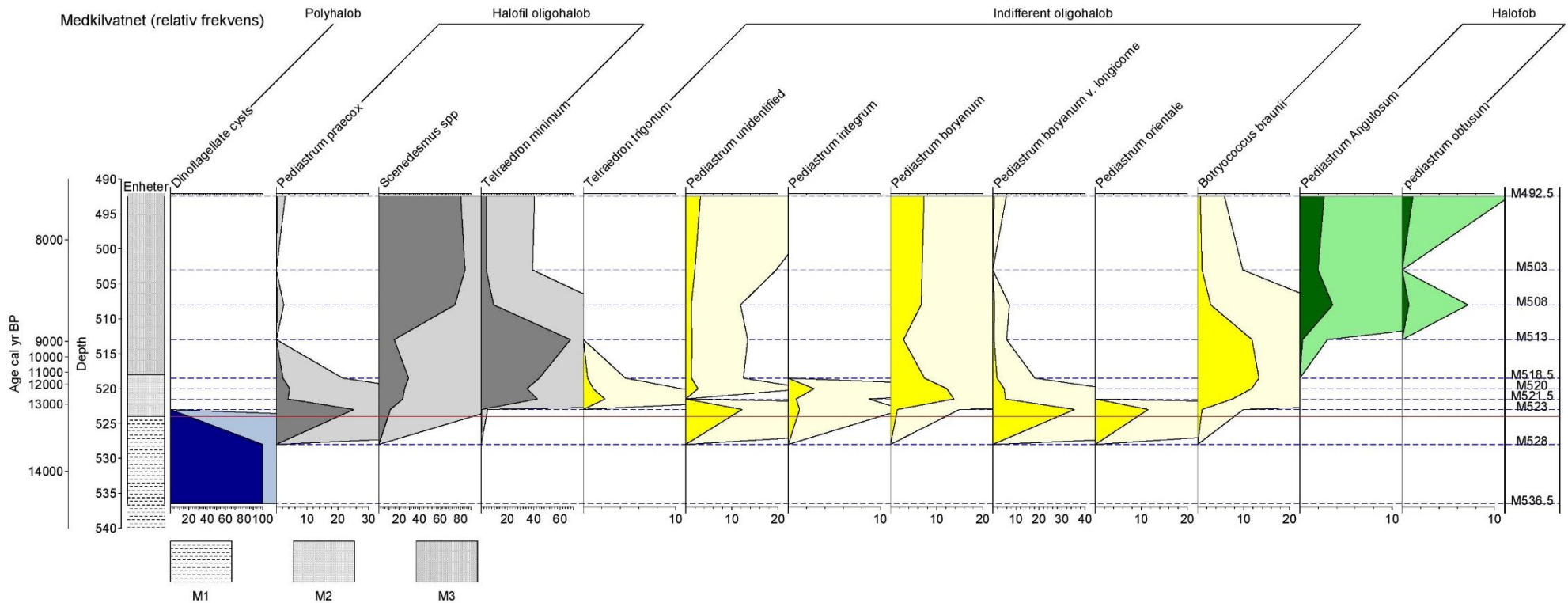
Enhetene M1, M2 og M3 tolkes henholdsvis som marin, fersk og fersk. Mellom M528 og M523 forekommer den første endringen i avsetningsmiljø, her opphører forekomsten av polyhalobe arter, samtidig observeres det halofile- og indifferente oligohalobe arter. Med utgangspunkt i dette kan man si at isolasjonen finner sted mellom 528 og 523 cm ned i kjernen. Figur 3.3 viser at artene *P. Boryanum* og *Botryococcus Braunii* har sine høyeste forekomster lengre opp i kjernen. I tilfellet med *Botryococcus Braunii* kan det forklares med at arten tolererer et bredt miljøspekter og andre faktorer som pH, næringsinnhold og temperatur kan ha påvirket forekomsten i større grad enn salinitet. En rekke individer i M523 ble identifisert som *Pediastrum* på slektsnivå, men det var ikke mulig å gjøre en artsbestemmelse. Individene i denne gruppen antas å ha samme salinitetstoleranse som *P.boryanum*. *P. integrum*, som det ikke er sikkert er en egen art eller en misdannelse av *P.boryanum*, og *P. bor. var. longicorne* har samme salinitetstoleranse. Fordi *P. orientale* har usikker toleranse for salinitet er den satt i samme halobiegruppe som *P. Boryanum*. Til sammen tyder dette på at toppen av de indifferente oligohalobe finner sted ved M523, og isolasjonen kan antas å forekomme like før (lengre ned)

I litostratografien (figur 3.1) er det et tydelig skille 524 cm ned i kjernen hvor sedimentene skifter farge og sammensetning. Dette tolkes til å være en endring i avsetningsmiljø. Miljøet endrer seg fra å være fullt marint til å bli påvirket av ferskvann og avsetningen går fra å domineres av minerogene, alloktone sedimenter til å domineres av mer organiske, autoktone sedimenter. Tolkningen her er at bassenget påvirkes i den grad at vannet i den fotiske sonen blir ferskt, altså at den fytologiske isolasjonskontakten er nådd ved 524 cm. Denne tolkningen utelukker at bassenget har hatt noen brakkevannsfase av betydning og at isolasjonen har forekommet relativt raskt.

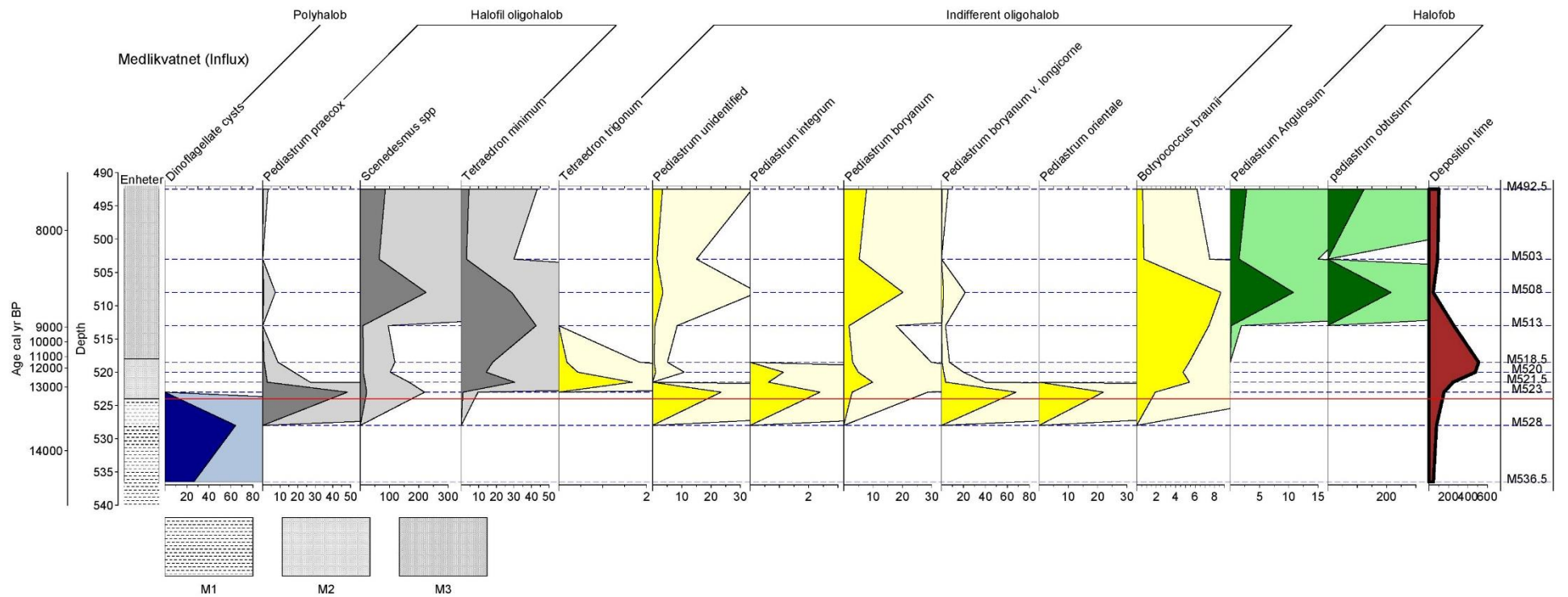
Årsaken til en sen oppblomstring av halofile oligohalobe arter, som ofte indikerer brakkevannsmiljø, er usikker. En forklaring kan være at bassenget ble, av klimatiske årsaker, mer næringsrikt i M2 da begge artene trives i næringsrike miljø. Det at de her viser sin største

utbredelse samtidig som det er forekomster av halofobe arter i bassenget, tyder på at vannmassene i bassenget er helt ferske.

Den brå endringen i avsetnings-rate i M2 kan forklares med at mesteparten av sediment tilførselen i M1 kom fra havet, og i det bassenget ble isolert ble tilførsel av sedimenter veldig lav. Nedslagsfeltet til bassenget er ikke særlig stort, kun 0,76 km² (figur 1.5). En ny økning i avsetnings-raten forekommer ikke før godt opp i enhet M3, og årsaken til det kan være at et varmere klima forårsaket høyere produksjon av organisk, autoktone sedimenter.



Figur 3.2. Relativ frekvens diagram fra Medkilvatnet (MEDKR-121). Diagrammet er konstruert i programvaren Tilia. Rød horisontal linje indikerer isolasjonskontakt. Lysere område er 10x for å lettere visualisere små prosentandeler av en art. Merk skala for hver enkel art.



Figur 3.3. Influx-diagram fra Medkilvatnet (MEDKR-121). Diagrammet viser estimert antall arter per cm^3 per år. Rød horisontal strek indikerer isolasjonskontakt. Merk at skala for artene er ganget med 10 for lettere visualisering og skala for avsetningsrate (helt til høyre) vises i år/cm, i teksten er dette konvertert til mm/år.

3.1.3 XRF-analyse fra Medkilvatnet

Resultater fra Røntgenfluorescens analysen er oppsummert i figur 3.4. Målingene ble gjennomført på U-kanal av kjernen MEDKR-221 fra 477 – 535 cm under overflaten. Inndelingen av enhetene følger litostratigrafien (kapittel. 3.1.1). Verdiene av alle grunnstoffene er normalisert mot total spredning (compton + rayleigh)

Kalsium (Ca) og svovel (S) er mulige indikatorer for marin påvirkning (Balascio et al., 2011). Kalkholdige bergarter i nedslagsfeltet til en innsjø kan være en kilde til kalsium i en sedimentkjerne, mens i isolasjonsbassenger kan kalsium også avsettes i den marine fasen i form av skjell, foraniferer og andre marine organismer som bygger skallet sitt av kalsiumkarbonat (Balascio et al., 2011). XRF dataene viser en nedgang i kalsium-verdier gjennom enhet M1 og M2. Ved skillet mellom M2 og M3 er verdiene lave og slik fortsetter de gjennom hele M3, med unntak av en liten stigning rundt 490 cm i kjernen hvor verdiene øker litt før de går ned igjen til samme nivå som for resten av M3. Sammenstilt med fytoplankton dataene kan det tyde på at bidraget av kalsium fra marine organismer avtar gradvis gjennom en marin fase i enhet M1, og at det noe høyere kalsiumnivået i M2 og oppgangen rundt 490 cm i enhet M3 skyldes økt avsetning av minerogene sedimenter fra nedslagsfeltet sammenlignet med resten av enhet M3.

Hovedkilden til svovel er også marine miljøer og brukes derfor her som marin indikator (Balascio et al., 2011; Vasskog et al., 2019). I kjernen ser vi at svovel har en tilnærmet lik graf som kalsium, med litt større variasjoner i enhet M1 og en topp i M2 etterfulgt av nedgang mot skillet M2/M3. I M3 flater grafen ut med lave verdier gjennom hele enheten.

Titan reflekterer vanligvis avsetninger av minerogene sedimenter (Bakke et al., 2010), og har jevne verdier gjennom hele M1, mens etter overgangen til M2 synker verdiene før de fluktuerer litt gjennom resten av M2. Etter overgangen til M3 synker verdiene brått og er lave gjennom resten av M3 med unntak av samme oppgang som sees i kalsium-verdiene rundt 490 cm, bare i større grad.

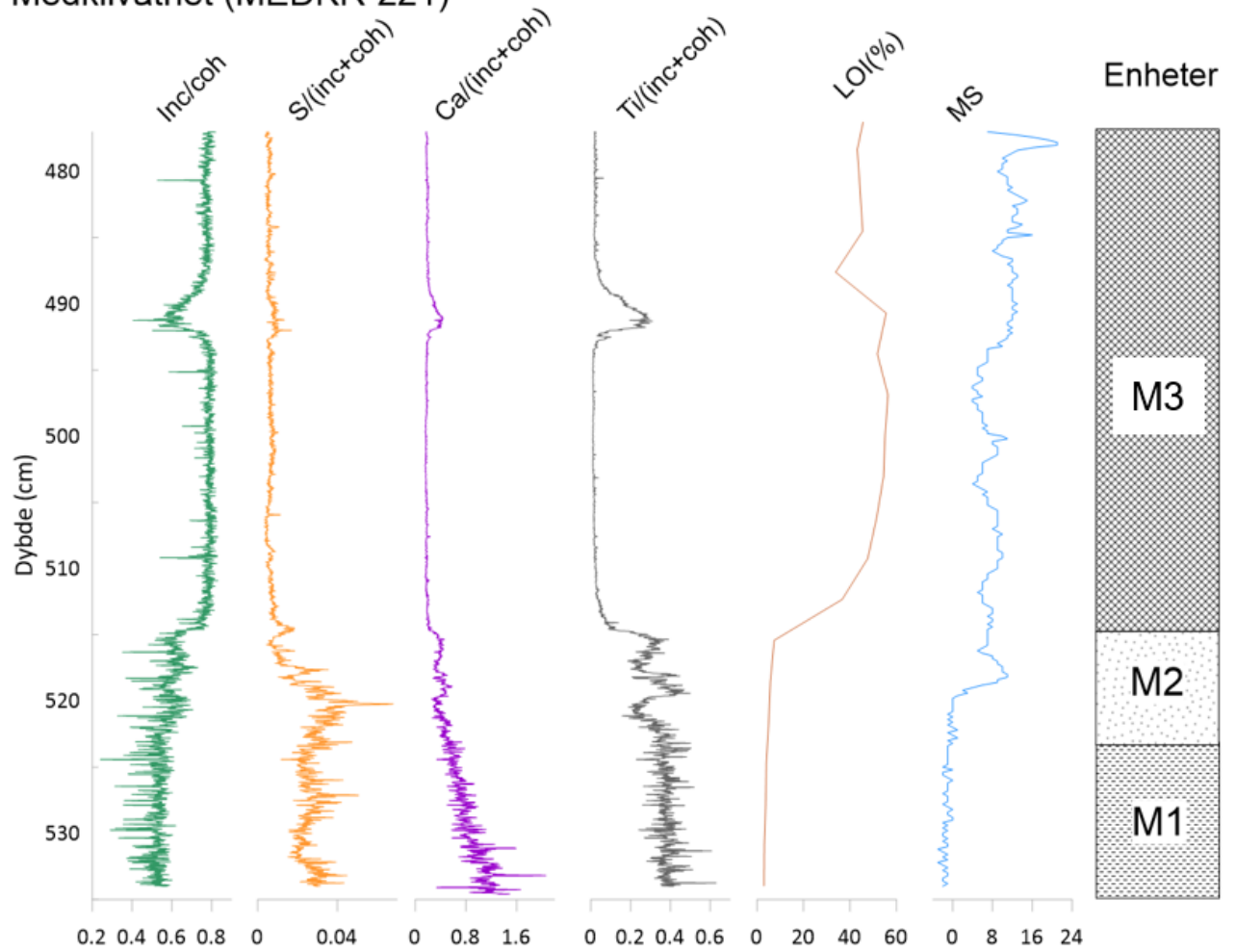
Sett som en helhet forekommer de største endringene i skillet mellom M2 og M3, som ved første øyekast kan antyde at isolasjonen finner sted ca. 515 cm (518 i MEDKR-121) under overflaten. Der observeres det nedgang i titan, kalsium og svovel, i tillegg observeres økning i glødetap og inc/coh (se kapittel 3.1.4), mens i basert på fytoplanktondiagrammet i kapittel 3.1.2, foreslås det at isolasjonen skal finne sted 524 cm under overflaten. Det legges større vekt på

fytoplanktonanalysen når det kommer til å identifisere isolasjonskontakten, siden fytoplanktonet gir mer direkte refleksjon av avsetningsmiljø. Endringene vi ser ved 515 cm reflekterer derfor mest sannsynlig en klimatisk endring.

3.1.4 Glødetap (LOI) og MS i Medkilvatnet

Figur 3.4 viser også resultatene fra MS og Glødetaps analysen. MS-resultatene viser lite sammenheng med XRF-dataene. Det vises en liten topp i midten av enhet M2 og en svak økning i verdier som samsvarer med toppen som vises i XRF-dataene, glødetaps-analysen og litostratigrafien. Ellers er resultatene ufullstendige. Potensielle grunner til dette forklares i (kapittel 2.6). Glødetapsanalysen viser derimot resultater som samsvarer bedre med XRF-dataene. Korrelasjonskoeffisienten mellom Glødetapet og Inc/coh spredning er 0.88 som er tilnærmet likt resultatene til (Chawchai et al., 2015) når hele kjernen er tatt i betraktning. Dette viser at selv med grov oppløsning på glødetapet er korrelasjonen sterk. Glødetapsverdiene er lave gjennom enhet M1 og M2 før de øker kraftig like etter skillet mellom enhet M2 og M3. Gjennom M3 er verdiene høye med en liten dupp der man ser toppen Ca, og Ti. Det ser ut til å være en liten forskyvning, der glødetapstoppen inntreffer litt høyere i kjernen sammenlignet med de andre dataene. Årsaken til dette antas å være forårsaket av den grove oppløsningen i glødetapsanalysen. Dette samsvarer som nevnt tidligere godt med Inc/coh spredning og begge representerer organisk materiale i kjernen.

Medkilvatnet (MEDKR-221)



Figur 3.4. XRF, MS og glødetap vist sammen med litostratigrafisk enheter i MEDKR-221. Inc/coh spredning, S/(inc+coh), Ca/(inc+coh), Ti/(inc+coh) er sett nærmere på for å utfyllende fytoplanktonanalysen i å identifisere isolasjonskontakt og endringer i avsetningsmiljø.

3.2 Nordviksvatnan

UTM: 33W 561347 7622276

Terskelhøyde: 51.548 moh.

Nordviksvatnan (vises også som "fjellvannet" på noen kart) er på ca. 0.015 km² og omringet av et myrområde på 0.427 km². Området ligger like sør for Kilbotn, ca. 10 km sør for Harstad sentrum og 3 km nord for den antatte yngre dryas breutbredelsen i Sørvika. Bassenget ligger sør-vest for Fv. 83 som kommer sørfra og fortsetter nordover mot Harstad. På vest- og nordsiden av myrområdet ligger det kupert fjellterreng. Nordviksvatnan får vanntilførsel fra vest og nord, og dreneres i sør-østlig retning via en bekk/liten elv. Terskelhøyden er målt med DGPS fra noen blokker i bekkeleiet til 51.548 moh. Målingene ble gjort her på en blokk i elven hvor vannet starter å renne. Her er det heller ikke målt direkte på grunnfjell, men det finnes eksponert grunnfjell et lite stykke ned elven som tyder på at det kun er et tynt dekke av blokkrikt materiale mellom grunnfjellet og elveleiet.

3.2.1 Litostratigrafi

Tre kjerner ble hentet fra Nordviksvatnan, NORDR-121 «øvre», NORDR-121 «midtre», og NORDR-121 «nedre» (figur 3.5). Kjernene inneholder sedimenter fra 297 – 572 cm under overflaten. Fra «øvre» til «midtre» er det 22 cm overlapp og mellom «midtre» og «nedre» er det 3 cm overlapp. I likhet med Medkilvatnet er navnet Nordviksvatnan tilhørende innsjøen, mens bore-lokaliteter befinner seg i myren. For ordens skyld omtales myren også som Nordviksvatnan her.

Enhet N1 (573 – 538 cm)

573 cm antas å være bunn av bassenget, da boret stoppet brått i noe hardt, antageligvis grunnfjell eller større blokker. Sedimentene i bunnen består hovedsakelig av sand og veksler mellom grov og fin sand oppover i enheten med de fineste sedimentene nærmest skillet mellom N1 og N2.

Enhet N2 (538 – 402 cm)

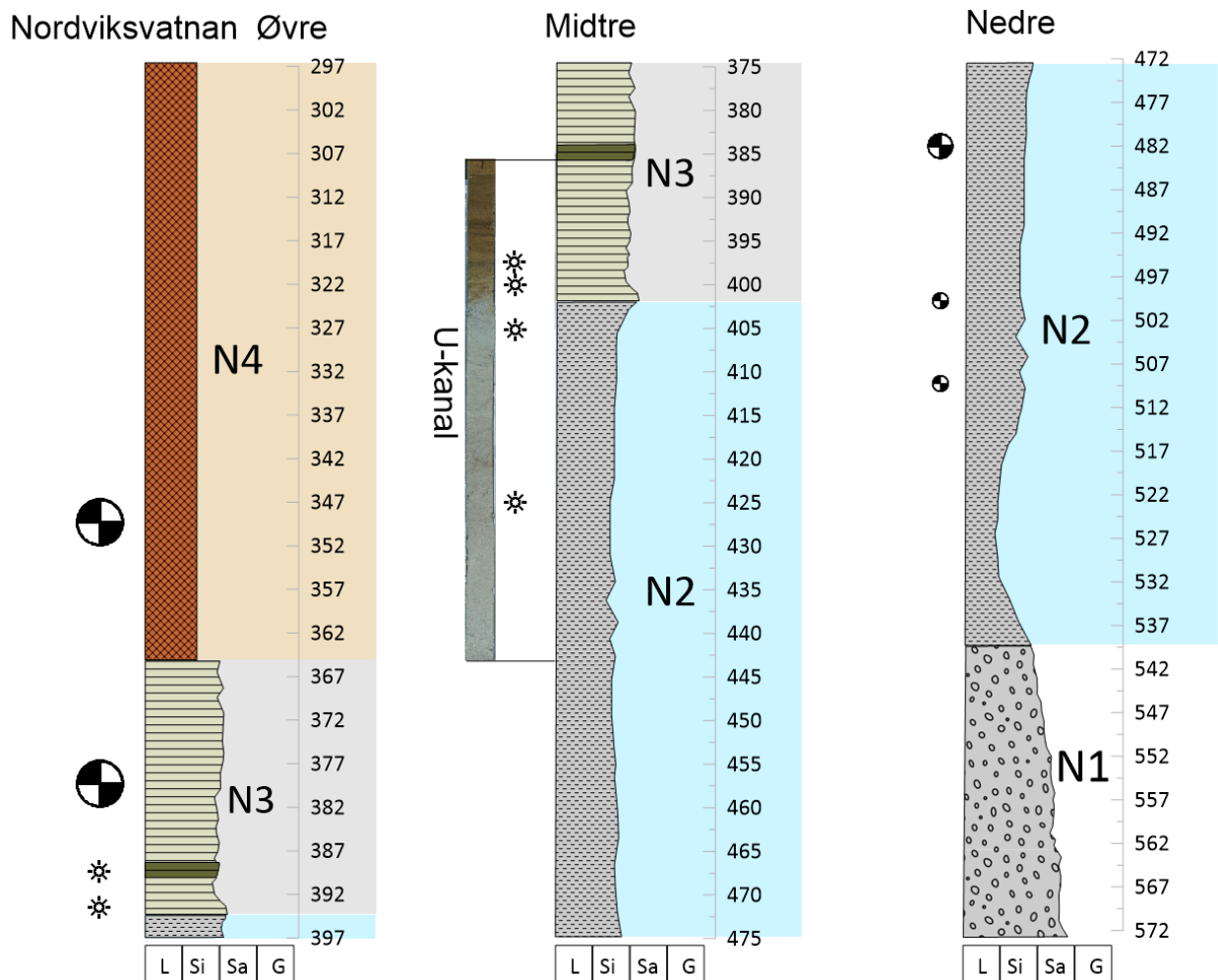
I nederste del av enheten finnes silt, som er de fineste sedimentene observert i kjernen. Derfra øker kornstørrelsen på sedimentene gradvis. Hele enheten har en grå farge, men fargen er litt brunere i «nedre» sammenlignet med samme dybde i «midtre». I øverste del av enheten, mellom 400 – 445 cm er det observert sporadiske grus partikler.

Enhet N3 (395 – 365 cm)

Sedimentene har brunlig farge med vekslende lyse og mørke lag. De lysere lagene har mer minerogent materiale, mens de mørke lagene er mer organiske. Kornstørrelsen er sand, dominert av fin sand. Nederst i enheten ved 388 – 390 cm under overflaten er det et betraktelig mørkere, nesten svart lag. Laget er mørkest nederst og har en gradvis laminering oppover der det blir lysere til det stopper brått ved 388 cm. Enheten observeres kjernen midtre og øvre. I midtre finnes enheten fra 375 – 402 cm under overflaten.

Enhet N4 (365 - 297)

Denne enheten består av uniform mørk brun gyttje. Enheten har ingen lagdeling og har en veldig konsistent farge. Hele enheten antas å være lakustrine avsetninger.



Figur 3.5. Litostratigrafi fra Nordviksvatnan, med inndeling i enheter og indikasjon på hvor fytoplanktonprøver radiokarbondateringer og U-kanal er hentet fra.

3.2.2 Fytoplanktondiagram fra Nordviksvatnan

Figur 3.6 og 3.7 viser resultatene fra fytoplanktonanalysen gjennomført for Nordviksvatnan. Individuelle fytoplanktonprøver er markert med «N» for Nordviksvatnan etterfulgt av et nummer som indikerer cm under overflaten. Nordviksvatnan består av en kjerne hentet i tre deler. 4 enheter er identifisert hvor fytoplanktonprøver ble hentet fra to av dem (figur 3.5).

N1 og N2

Det ble ikke hentet ut noen fytoplanktonprøver fra denne enheten på grunn av antagelsen at hele nedre del av kjernen fra 475-574 cm består av marine avsetninger. Det ble derimot ikke funnet noen skjell i enhet N1, men heller grov sand. I N2 enheten er det observert skjell og to fytoplanktonprøver (N425 og N405) inneholder utelukkende dinoflagellat-cyster. Som antyder at hele kjernen under 405 cm består av marine avsetninger.

N3

I prøve N400 er det ikke observert noen dinoflagellat-cyster, men heller en fremvekst av halofile oligohalobe og indifferent oligohalobe arter, henholdsvis 67% og 33%. *P. orientale* har sin største oppblomstring i N400. *P. boryanum* og uidentifisert *Pediastrum* har også en topp i N400, men forekomsten minker i N397 før det øker igjen ved N393. Også i N397 er det observert *P. angulosum*, som har lav salinitets-toleranse og observeres vanligvis bare i rent ferskvann. Forekomsten av *Scenedesmus* og *Tetraedron minimum* når sin topp i N393. Øverste prøve, N389, får en oppblomstring av *Botryococcus braunii* og *P. integrum*, men generell nedgang i alle andre arter. Avsetnings-raten er jevn gjennom hele kjernen på ca. 0.33 mm/år

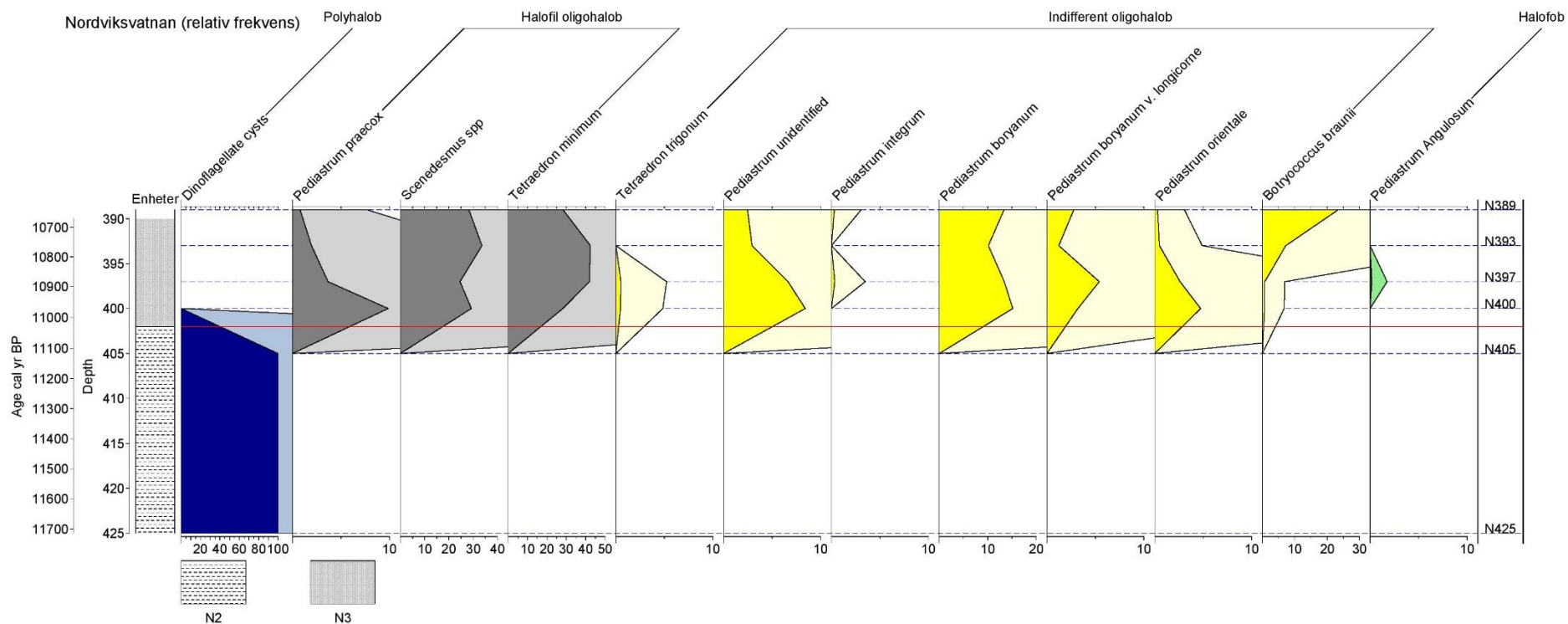
N4

Det ble heller ikke hentet fytoplanktonprøver fra denne enheten fordi litostratigrafien tydet på at hele enheten består av gytje som er avsatt i et lakustrint avsetningsmiljø.

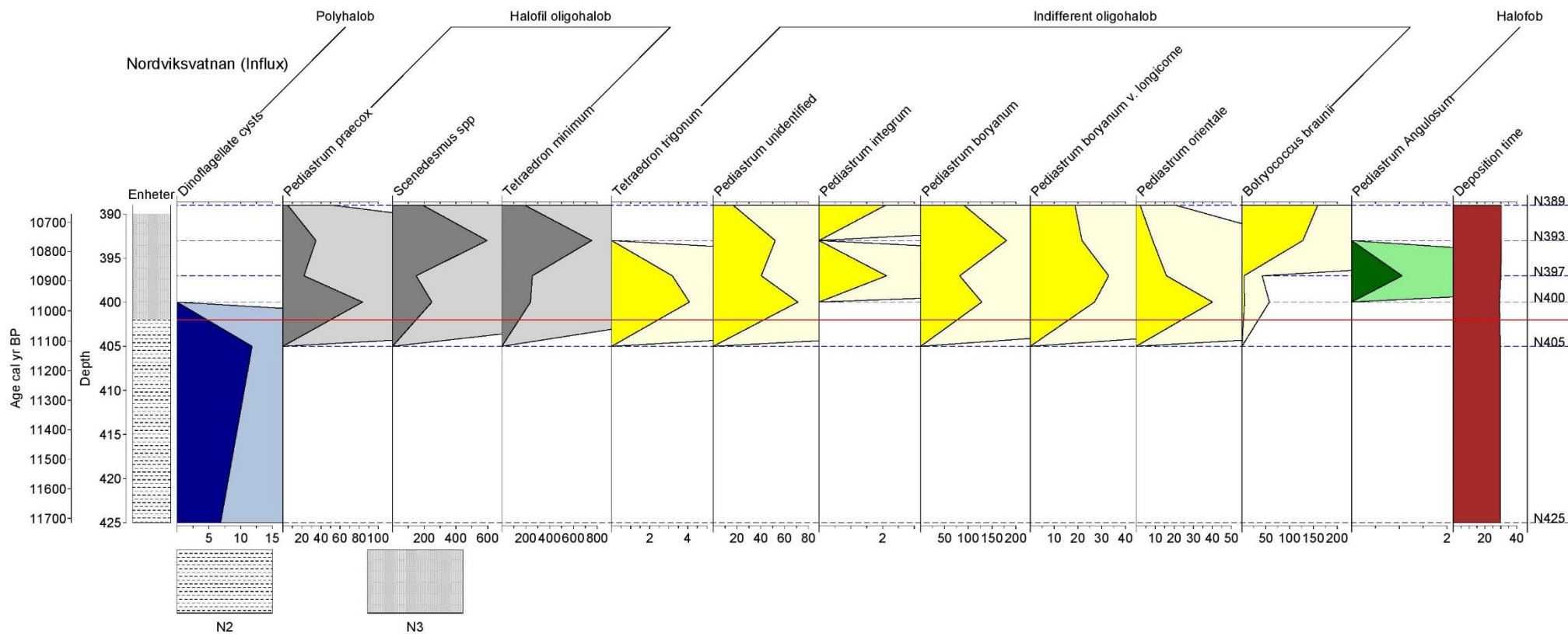
Tolkning

N400 var fri for dinoflagellat-cyster og N405 inneholdt utelukkende dinoflagellat-cyster. Isolasjonen skal da ha funnet sted mellom 400 og 405 cm under overflaten. Sammenligning mellom litostratigrafien og fytoplanktondiagrammet antyder at isolasjonen skjer ved 402 cm under overflaten, like før de indifferente oligohalobe arter nå sin maks (med unntak av *Botryococcus braunii*) og overgang fra finere grå sedimenter til brun gytje. Fytoplanktonanalysen av Nordviksvatnan viser også en sen oppblomstring for halofile

oligohalobe arter, som kan være forårsaket av mer næringsrike forhold fremfor en endring i salinitet. Forekomsten av *Pediastrum angulosum* er i denne kjernen begrenset til ett individ, så det er mulig at dette ikke bør legges for stor vekt på i analysen. Det ene individet kan for eksempel ha blitt skylt inn i bassenget fra nedslagsfeltet eller feil-identifisert. Nedslagsfeltet er på 7.61 km², som er en god del større enn for Medkilvatnet, men fortsatt relativt lite. Det kan forklare hvorfor avsetningsraten også her er ganske lav med gjennomsnittlig ca. 0.33 millimeter i året.



Figur 3.6. Relativ frekvens fra Nordviksvatnan. Rød horisontal strek markerer isolasjonskontakt, lysere areal er 10x for å lettere visualisere små forekomster. Stiplet linje viser dybde på fytoplanktonprøvene.



Figur 3.7. Influx-diagram fra Nordviksvatnan, verdiene er oppgitt i $\text{cm}^3/\text{år}$. Isolasjonskontakten vises med rød strek og avsetnings-raten helt til høyre vises i $\text{år}/\text{cm}$, I teksten er dette konvertert til $\text{mm}/\text{år}$.

3.2.3 XRF analyse fra Nordviksvatnan

Figur 3.8 viser resultater fra røntgenfluorescens, glødetap og MS-analysene på kjernene fra Nordviksvatnan. Målingene ble gjennomført på en U-kanal fra kjernen NORDR-121 «midtre» fra 344 – 444 cm under overflaten.

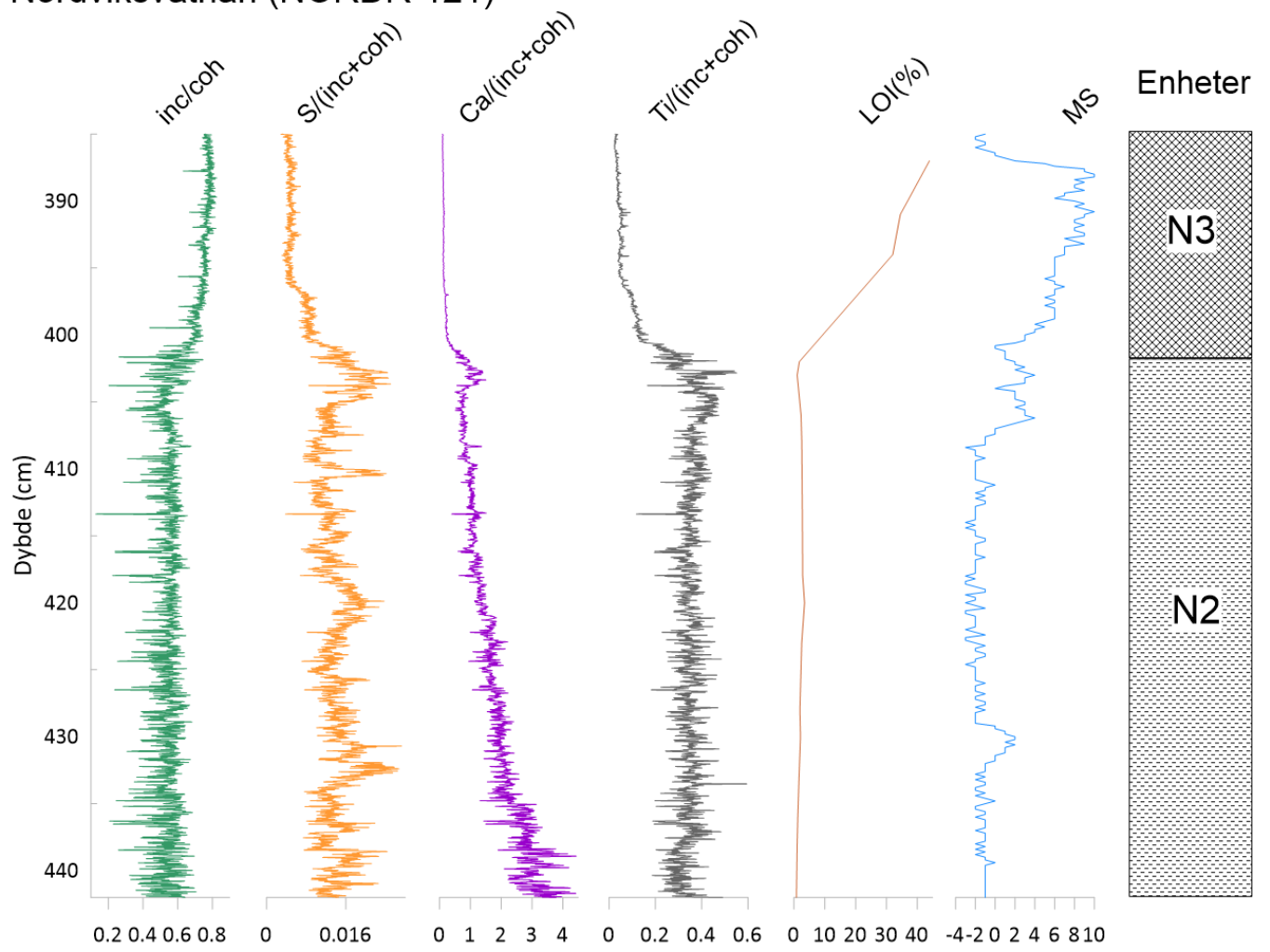
Kalsium verdiene (Ca) er på sitt høyeste nederst i enhet N2, og blir gradvis lavere mot overgangen mellom N2 og N3. I overgangen mellom enhetene er det en liten økning i verdiene før de synker til tilnærmet null gjennom enhet N3.

Svovel verdiene (S) har større fluktasjoner sammenlignet med kalsium, men samtidig er grafen stabil gjennom enhet N2 til den når skillet mellom N2 og N3 der det igjen vises en liten økning i verdier før de synker kraftig og holder seg lave gjennom resten av N3.

Titan (Ti) viser jevne verdier gjennom M2 etterfulgt av en nedgang i verdier etter skillet mellom M2 og M3. Gjennom M3 er verdiene jevnt lave.

Det overordnede mønsteret i S, Ca og Ti er sammenlignbart mellom Medkilvatnet og Nordviksvatnan. Den største endringen i verdiene forekommer her ca. 400 under overflaten, mens i fytoplanktonanalysen foreslås det en isolasjon 402 cm under overflaten. I likhet med Medkilvatnet så tolkes det slik at den største endringen i verdiene observert fra XRF-dataene representerer en klimatisk endring og overgangen i avsetningsmiljø fra marint til lakustrint er ikke tydelig gjenspeilet i dataene. Utfordringen for resultatene for Nordviksvatnan er at isolasjonskontakten og en antatt klimatisk endring finner sted innenfor et kort tidsintervall.

Nordviksvatnan (NORDR-121)



Figur 3.8. XRF, LOI og MS resultater fra Nordviksvatnan. Grafene viser Inc/coh spredning, svovel, calcium, titan glødetap (LOI) og MS, sammen med litostratigrafiske enheter.

3.2.4 Glødetap (LOI) og MS i Nordviksvatnan

MS analysen fra Nordviksvatnet korrelerer i større grad med XRF-dataene sammenlignet med Medkilvatnet. MS-verdiene for Nordviksvatnan viser de laveste verdiene i enhet N2 med en distinkt topp i nedre del av enheten. Like før skillet mellom enhet N2 og N3 stiger verdiene, og de fortsetter å stige gjennom N3 før de synker igjen like før toppen av målingene. Det er ofte slik at høye MS-verdier er observert i sammenheng med marint avsetningsmiljø, da det er større tilførsel av minerogent materiale fra havet (Strunk et al., 2018). Denne økningen er dermed ikke forventet, men kan forekomme under omstendigheter der det minerogene materialet som vaskes inn fra nedslagsfeltet inneholder mer magnetiske mineraler enn sedimentene som fraktes inn fra havet. Målefeil kan også ha forekommet da målingene ble gjennomført på U-kanaler som ikke er dimensjonert for MS målinger ved EARTHLAB. I kapittel 3.1.4 ble MS resultatene avgjort som ufullstendige og derfor blir det feil å legge for mye vekt på resultatene her. Glødetaps-analysen viser i liket med kjernen fra Medkilvatnet sammenlignbare resultater med inc/coh spredning. Grafen har lave verdier gjennom hele N2 og øker kraftig i det Enhet N3 starter. Inc/coh spredning har større variasjon, men grafen i sin helhet viser samme mønster. Korrelasjonskoeffisienten er regnet ut til 0.84, som er noe lavere enn resultatene fra Chawchai et al. (2015) og Medkilvatnet.

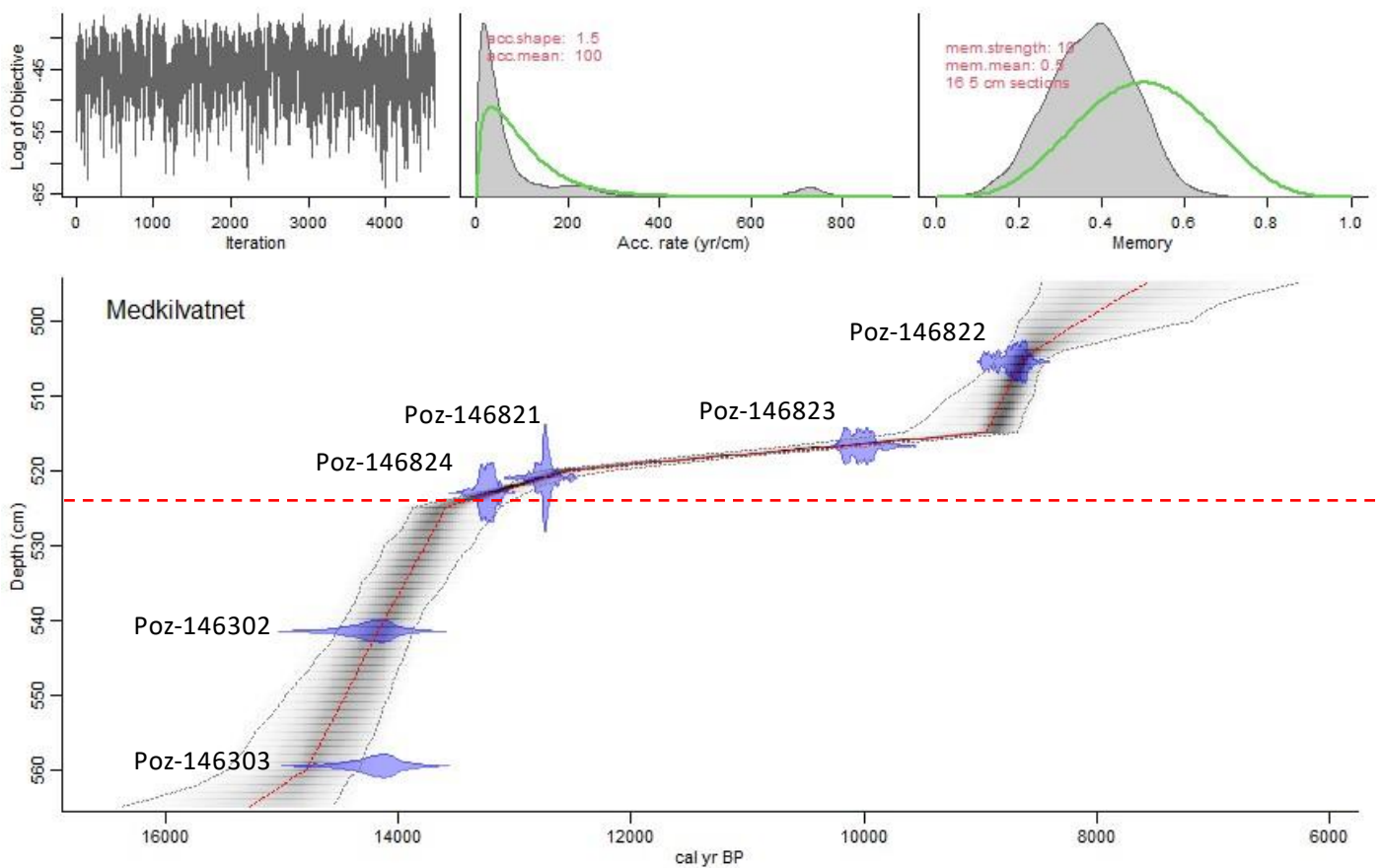
3.3 Radiokarbondateringer fra Medkilvatnet og Nordviksvatnan

Tabell 3.1. viser alle radiokarbondateringene som ble hentet fra Medkilvatnet og Nordviksvatnan. Alle dateringene er kalibrert med tilleggspakken Clam (Blaauw, 2010) i programvaren R, beskrevet i kapittel 2.7. For terrestrisk materiale er IntCal20 benyttet, mens Marine20 for marint materiale. I tillegg er det benyttet en lokal justering for den marine reservoareffekten fra Mangerud et al. (2006). I utgangspunktet ble det hentet ut en centimeter materiale fra kjernen, men i flere tilfeller var det ikke nok materiale for datering. Da ble prøvestørrelsen gradvis økt til nok materiale var funnet. I de groveste prøvene representerer dateringene et område på 5 centimeter noe som kan skape store usikkerheter med noen av dateringene da avsetnings-raten i kjernene varierer 0.02 mm per år til 0.33 mm per år. Altså 5 centimeter i kjernen kan representere opptil 2500 år. Dateringene i tabellen under er grunnlaget for aldersmodellene konstruert med tilleggspakken Bacon (Blaauw og Christen, 2011) som brukes til å interpolere alderen på deler av kjernene som ligger mellom enkeltdateringer og ekstrapolere alderen på deler som ligger utenfor enkeltdateringer.

Tabell 3.1. Dateringer fra Medkilvatnet og Nordviksvatnan med lab nr., dybde og tykkelsen på prøvene, karakter på materialet funnet. ^{14}C -alder og kalibrert alder med to standardavvik fra tilleggspakken Clam i programvaren R.

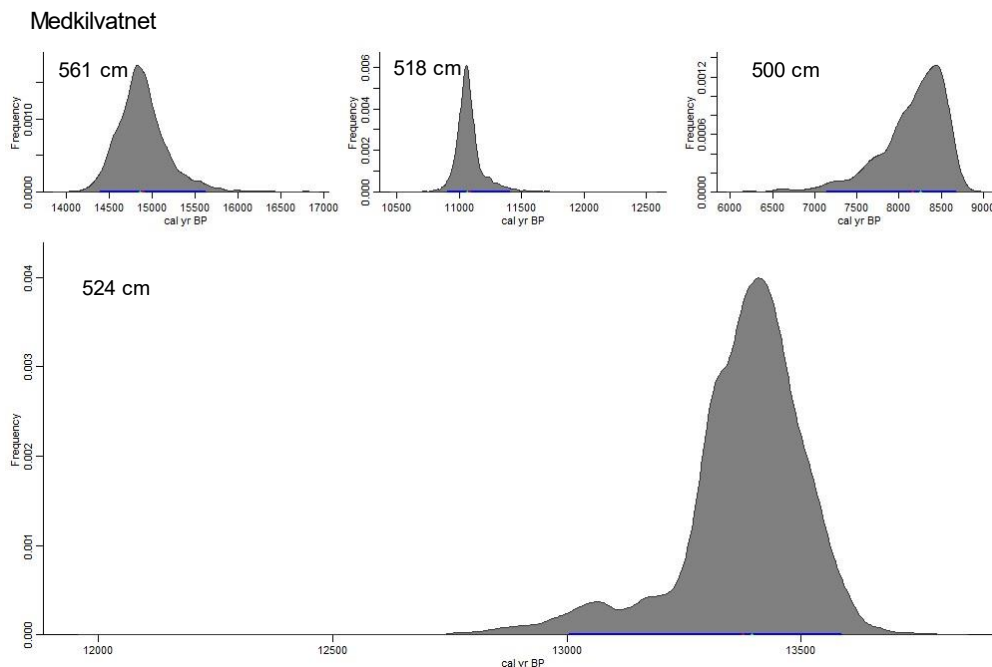
Lab. No.	Dybde	Material	^{14}C – Alder	Kalibrert alder 2σ	lokaltet
Poz-146822	504.5 – 506.5	Frukt/blad	7880 ± 50 BP	8790-8590	Medkilvatnet
Poz-146823	516 – 517.5	Frukt/blad	8920 ± 50 BP	10215-9895	Medkilvatnet
Poz-146821	520.5 – 521.5	Frukt/blad	10770 ± 70 BP	12835-12670	Medkilvatnet
Poz-146824	522.5 – 523.5	Frukt/blad	11350 ± 60 BP	13325-13120	Medkilvatnet
Poz-146302	541 - 542	Skjell	12770 ± 70 BP	14550-13890	Medkilvatnet
Poz-146303	559 - 560	Skjell	12750 ± 70 BP	14510-13870	Medkilvatnet
Poz-146825	346 – 351	Frukt/blad	7900 ± 50 BP	8810-8595	Nordviksvatnan
Poz-146827	377 – 382	Frukt/blad	9180 ± 50 BP	10435-10240	Nordviksvatnan
Poz-146306	481.5 – 484	Skjell	12040 ± 70 BP	13100-13470	Nordviksvatnan
Poz-146304	500 – 501	Skjell	12660 ± 70 BP	14300-13770	Nordviksvatnan
Poz-146307	509 – 510	Skjell	12780 ± 80 BP	14610-13880	Nordviksvatnan

Figur 3.9 er aldersmodell fra Medkilvatnet, de to eldste dateringene Poz-146302 og Poz-146303 er skjellfragmenter hvor skjellet funnet nederst i kjernen (Poz-146393) er datert yngre enn det overliggende materialet. Årsaken til dette kan være kontaminering fra yngre materiale (Birks og Lotter, 2020), men siden overlappingen mellom dateringene er relativt stor kan begge være riktige, og begge er dermed brukt for å konstruere aldersmodellen. Mellom Poz-146822 og Poz-146823 (de to yngste dateringene) antyder programvaren Bacon at det skal være en hurtig endring i avsetnings-rate. Denne brå endringen skyldes antagelig Bacon sin måte å dele inn kjernen i seksjoner når aldersmodellen skal beregnes, mens i realiteten kan det nok være mer sannsynlig at denne endringen i sedimentasjonsrate er mer gradvis.



Figur 3.9. Aldersmodell konstruert i programvaren R med tilleggspakken Bacon. Rød stiple linje viser antatt isolasjonskontakt for Medkilvatnet 13.4 kal. ka BP.

Det ble hentet ut fire aldersfordelinger fra Bacon-modellen basert på interessepunkt i kjernen fra fytoplanktondiagrammet, XRF dataene og litostratigrafien. Figur 3.10 viser histogrammer som viser sannsynligheten for aldre til disse nivåene, og tabell 3.2 inneholder alderne.



Figur 3.10. Histogram fra Medkilvatnet med sannsynlighetsfordeling for aldre av ulik dyp i kjernen. 561 cm representerer bunn av kjernen, 518 og 500 er mulige klimatiske endringer basert på det organiske innholdet i kjernen og 524 cm ned i kjerner er isolasjonskontakten.

En bunndatering er ekstrapolert fra aldersmodellen ved 561 cm ned i kjernen og antas og representere alderen på isens tilbaketrekning fra Medkilvatnet 14.9 kal. ka BP (15 611 – 14 398 kal. a BP). Interpoleringene er fra 524 cm ned i kjernen, som er antatt isolasjonskontakt får en gjennomsnittsalder på 13.4 kal. ka BP (13 584 – 13 005 kal. a BP). Dateringsmateriale er hentet kun 0.5 til 1 cm over isolasjonskontakten, noe som gir større sannsynlighet for at den modellerte alderen ligger nær det faktiske aldersintervallet for isolasjonen. Man kan også her tydelig se hvordan avsetnings-raten reduseres like etter isolasjonen av bassenget. 518 cm ned i kjernen er det en overgang fra hovedsakelig minerogene sedimenter til gytje med en interpolert alder på 11.1 kal. ka BP (11 404 – 13 906 kal. a BP). Med første øyekast i felt var dette den antatte isolasjonskontakt, men dateringer og fytoplanktonanalysen indikerer at bassenget allerede var isolert på dette tidspunktet. Det tolkes her som en klimatisk endring i tidlig holocen. Øverste interpolering er 500 cm under overflaten hvor det i litostratigrafien finnes et lysere område med

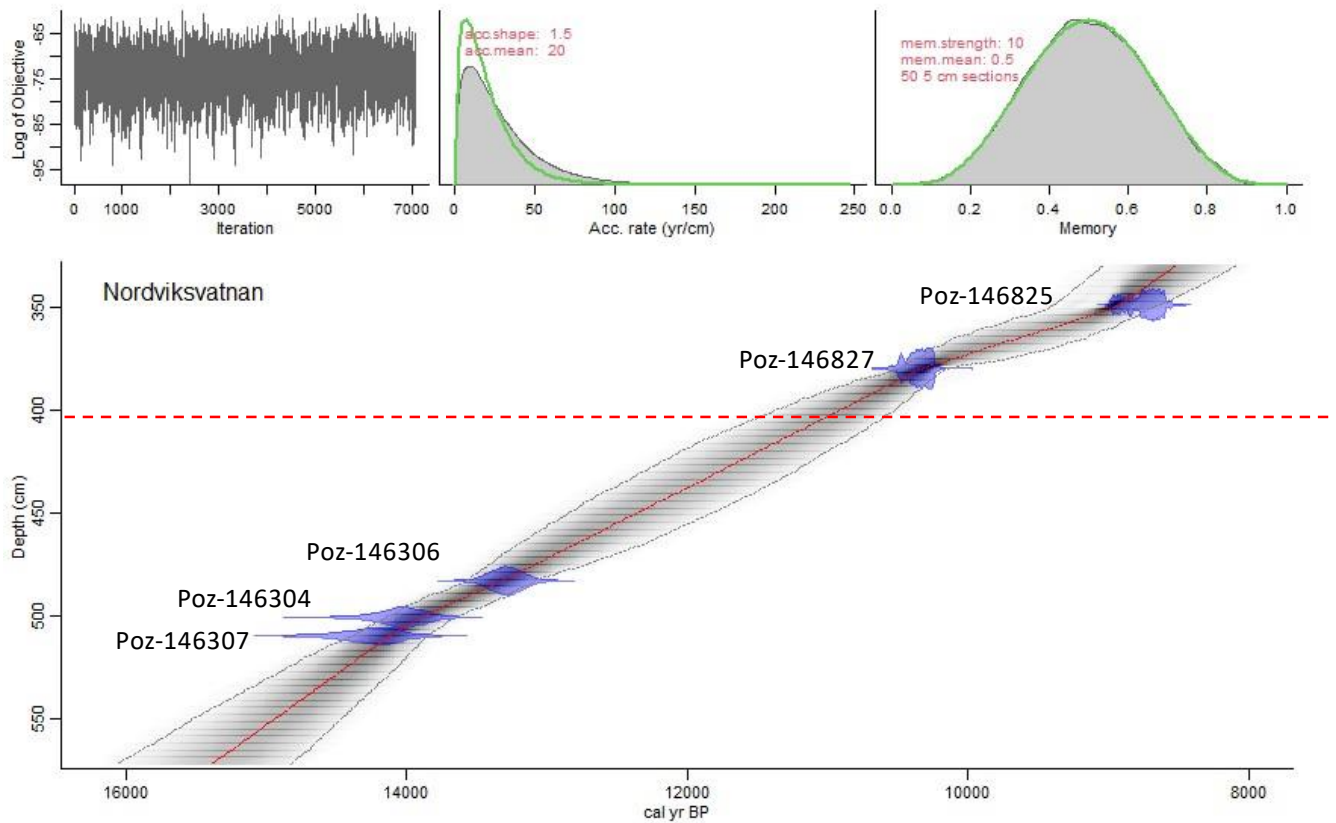
mer minerogent materiale og i XRF dataene som en økning i Ti og Ca, samtidig en nedgang i Inc/coh og Loi. Interpoleringen gir en gjennomsnittsalder på 8.2 kal. ka BP (8 671 – 7 146 kal. a BP).

Tabell 3.2 Ekstrapolerte aldre fra Medkilvatnet og Nordviksvatnan, med gjennomsnitt alderen som brukes i teksten, og aldersintervall.

lokaltet	Dybde	Modellerte alders intervaller ($\alpha 2$ kal. a BP)	Gjennomsnitt (kal. a BP)	Beskrivelse/tolkning
Medkilvatnet	500	8671 – 7146	8162	Finse hendelse
Medkilvatnet	518	11404 – 10906	11086	Overgang til gytje/klimatisk endring
Medkilvatnet	524	13584 - 13005	13376	Isolasjonskontakt
Medkilvatnet	561	15611 – 14398	14890	Bunn av kjernen
Nordviksvatnan	402	11439 – 10580	10977	Isolasjonskontakt
Nordviksvatnan	572	16060 - 14824	15387	Bunn av kjernen

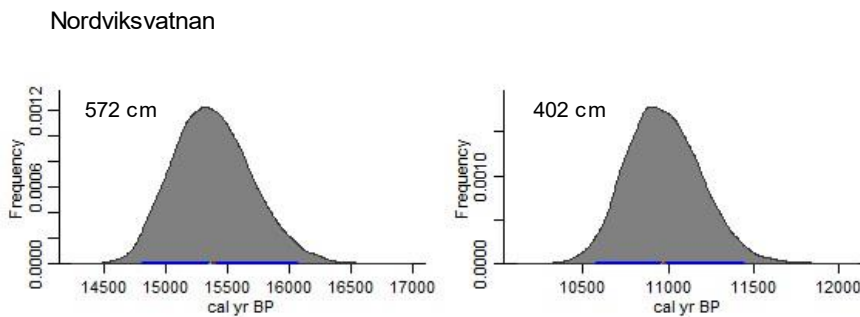
Aldersmodellen for Nordviksvatnan vises i figur 3.11 og er konstruert på samme måte som for Medkilvatnet. Sedimentasjons-raten er mye jevnere her på ca. 0.33 mm/år.

Det ble hentet ut to aldersfordelinger fra aldersmodellen til Nordviksvatnan (figur 3.12) For å finne alderen i bunnen av kjernen fra Nordviksvatnan, ble aldersmodellen ekstrapolert fra den dypeste dateringen på 509 - 510 cm dyp, til bunnen av kjernen 572 cm under overflaten, noe som gjør at denne ekstrapolerte alderen har høy usikkerhet. Alderen på bunn er beregnet til 15.4 kal. ka BP (16 060 – 14 824 kal. a BP).



Figur 3.11. Dybde/aldersmodell konstruert i programvaren R med tilleggspakken Bacon. Rød stiplet linje viser antatt isolasjonskontakt for Nordviksvatnan 11 kal. ka BP.

Det ble ikke funnet materiale som var egnet for datering i nærheten av isolasjonskontakten, noe som gjør interpoleringen for isolasjonen mindre nøyaktig. En jevn sedimentasjonsrate gjør at man likevel kan anta at interpoleringen er pålitelig. Alderen på isolasjonskontakten er interpolert



til 11 kal. ka BP (11 439 – 10 580 kal. a BP) og samsvarer dermed med den ene antatte klimatiske endringen fra Medkilvatnet.

Figur 3.12. Histogram fra Nordviksvatnan med interpolerte og ekstrapolerte aldre. 572 cm som er bunndatering og 402 cm som er isolasjonskontakten.

4 Diskusjon

4.1 Isens tilbaketrekning fra området

Radiokarbondateringer fra bunnsedimentene i bassengene kan gi en indikasjon på når isen trakk seg tilbake fra området. Som nevnt tidligere (kapittel 1.6) antas det at isen kom fra sør, og det nordligste bassenget undersøkt i dette arbeidet er Medkilvatnet. Ekstrapolert alder på bunnen av kjernene fra Medkilvatnet er 14.9 kal. ka BP (15 611 – 14 398 kal. a BP) og indikerer en minimumsalder for isens tilbaketrekning fra området. Bunndatering fra Nordviksvatnan indikerer derimot at isen trakk seg tilbake 15.4 kal. ka BP (16 060 – 13 824 kal. a BP).

Gjennomsnittsalderen på dateringene motstrider derfor hverandre noe da Nordviksvatnan befinner seg lengre sør, og burde derfor opplevd isfrie forhold etter Medkilvatnet (Bergstrøm et al., 2005). Ekstrapoleringen fra Nordviksvatnan er derimot mye grovere da nærmeste radiokarbondatering ble hentet hele 62.5 centimeter lengre opp i kjernen, og begge estimatene overlapper hverandre i tid ved to standardavvik. Ut ifra disse resultatene antas det derfor at isen trakk seg tilbake fra området mellom Sørvika og Harstad før 14.9 kal. ka. BP. Morener knyttet til D-event er omtrent 40 km nord for Medkilvatnet og datert til 16.9 – 16.3 kal. ka BP av Vorren et al. (2015), mens de antatte Skarpnes-morenene, som man finner i Sørvika 9 km sør for Medkilvatnet er datert til 14.9 – 14 kal. ka BP (kalibrert fra datering i Vorren og Elvsborg (1979)). Dette tyder på at isen hadde en tilbaketrekning mellom D-event og Skarpnes som er grovt estimert til 20-25 meter i året. Bassengene undersøkt her ble da isfrie innen en periode på 200 år fra hverandre.

4.2 Usikkerheter

En strandforskyvningskurve (figur 4.3) konstrueres ut fra punkter som angir havnivå i høyde over dagens nivå og en alder som kommer fra datering av isolasjons- og ingresjonskontakter (Svendsen og Mangerud, 1987). Punktene er ofte omtalt som SLIPs (sea-level index point) eller HIP (havnivå indeks punkt) i litteraturen. Utgangspunktet for kurven i dette arbeidet er tatt i Medkilvatnet og alle andre punkter er derfor justert for skjev landheving inn mot Medkilvatnet. yngre dryas-isobaser er hentet fra Bergstrøm et al. (2005) (figur 4.1). Målingene av tersklene til Medkilvatnet og Nordviksvatnan er justert og usikkerheter er lagt til i tråd med formelen under som er hentet fra tilleggsinformasjon fra Vasskog et al. (2019) (tabell 4.1).

total usikkerhet =

$$\sqrt{u_{DGPS^2} + u_{transformering^2} + u_{nullnivå^2} + u_{isolasjon^2} + u_{paleotidevann^2} + u_{landheving^2}}$$

Usikkerhet knyttet til måling med DGPS finner man i landmålingsrapporten fra målingene, den er i dette tilfellet ± 3.7 centimeter for Medkilvatnet og ± 1.8 centimeter for Nordviksvatnan. Her legges det også til en ekstra usikkerhet på ± 3 centimeter basert på transformering mellom EUREF89 og NN2000, i samsvar med tilleggsinformasjonen fra Vasskog et al. (2019).

Det finnes ingen fasit på hvilke tidevannsnivå man skal bruke som referansenivå for isolasjonen av et basseng. I tidligere strandforskyvningsundersøkelser har det vært vanlig å anta at isolasjonen finner sted i det terskelen til bassenget heves over middel spring høyvann (MSH) (Vasskog et al., 2019) eller HAT (Lohne et al., 2007; Rasmussen et al., 2018). Det er derimot fortsatt usikkert om isolasjonskontakten representerer slutt på marin tilførsel gjennom heving over HAT, MSH, eller sjeldnere tidevanns-hendelser (Vasskog, 2006). Owe (2014) undersøkte et basseng på Sotra som har en terskel som ligger på nivå med middel spring høyvann og som fremdeles ikke har nådd en komplett fytologisk isolasjon. I dette arbeidet antas det derfor at HAT er maks høyde og MSH er laveste mulig høyde på terskelen i den perioden som sammenfaller med den fytologiske isolasjonen funnet i sedimentkjernene. Referansenivået er da altså midtpunktet mellom HAT og MSH for tidevannsmålestasjonen i Harstad. Midtpunktet mellom HAT og MSH ligger i dag 95.5 cm over Normalnull (NN2000), som er referansesystemet brukt i forbindelse med høydemålinger av terskel i dette arbeidet. Det meste av tidevannsdata refererer derimot oftest til middelvann (1996 – 2014), som er 17 cm lavere enn Normalnull (NN2000). Derfor legges det til 17 cm (se figur 1.7) Bassengene i dette arbeidet antas å ha blitt isolert når

tersklene var 112.5 cm over middelvann. I Kartverket (2022b) sine tidevannstabeller er forskjellen mellom NN2000 og middel spring høyvann 78 cm hvis man bruker NN200 som nullnivå, men bruker man middelvann som nullnivå er forskjellen 77 cm. Denne forskjellen fører til at referansenivået (midtpunktet mellom HAT og MSH) enten er 112.5 eller 111.5 cm over middelvann. Altså justeres den målte terskelen til bassengene skal justeres ned med 112 ± 0.5 cm. Siden det er usikkert hvilke tidevannsnivå som faktisk representerer isolasjonen legges det til en \pm usikkerhet som er lik halvparten av differansen mellom høyeste astronomiske tidevann og middel spring høyvann (35 cm), som gir en usikkerhet knyttet til tidevannsnivå ved isolasjon på ± 17.5 cm. I tillegg endrer tidevannet seg over tid og man vet ikke helt nøyaktig hvordan tidevannet var i dette området da bassengene ble isolert (Arbic et al., 2004). Usikkerhet knyttet til amplituden til paleotidevannet er satt til 20 cm, rundet opp fra 14 cm (Ward et al., 2016) i likhet med Vasskog et al. (2019).

En usikkerhet tilknyttet skjev landheving legges også til for Nordviksvatnan, siden terskelhøyden herfra må justeres til Medkilvatnet. Denne er satt til halvparten av differansen man får ved å bruke YD gradienten på 1.026 m/km (se kapittel 4.3) og 10 kal. ka BP gradienten fra arbeidet til Billah (2020) som er 0.79 m/km. Dette tilfører en usikkerhet på ± 38.9 cm i høyden på terskelmålingen fra Nordviksvatnan. Ferdig justert høyde blir ut i fra dette 57.375 moh for Medkilvatnet og 50.428 moh for Nordviksvatnan med henholdsvis usikkerhet på 0.270 og 0.472 m, regnet ut med formelen over.

	Medkilvatnet (moh)	Nordviksvatnan (moh)	
Målt høyde	58.495 moh	51.548 moh	Justeringer
Ref. isolasjon	- 1.12 m	- 1.12 m	
DGPS måling	0.037 m	0.018 m	Usikkerheter
Transformerering	0.03 m	0.03 m	
Nullnivå	0.005 m	0.005 m	
Isolasjonskontakt betydning	0.175 m	0.175 m	
Paleotidevann	0.2 m	0.2 m	
Skjev landheving	-	0.389 m	
SUM	57.375± 0.270 moh	50.428± 0.472 moh	

Tabell 4.1. Justeringer og vertikale usikkerheter tilknyttet havnivå indeks punktene for Medkilvatnet og Nordviksvatnan.

4.3 Havnivå indeks punkt

Det eldste og høyeste HIPet kommer fra Medkilvatnet som er lokaliteten kurven tar utgangspunkt i. Høyden på punktet, ut ifra justeringene over, er 57.375 moh og alderen er interpolert fra aldersmodellen (figur 3.9) i programvaren Bacon. Isolasjonen fant sted mellom 13 584 – 13 005 kal. a BP (gjennomsnitt 13 376 kal. a BP) (kapittel 3.3) HIPet settes til gjennomsnittsalderen med aldersintervallet som horisontal usikkerhet og ± 0.270 meter som vertikal usikkerhet.

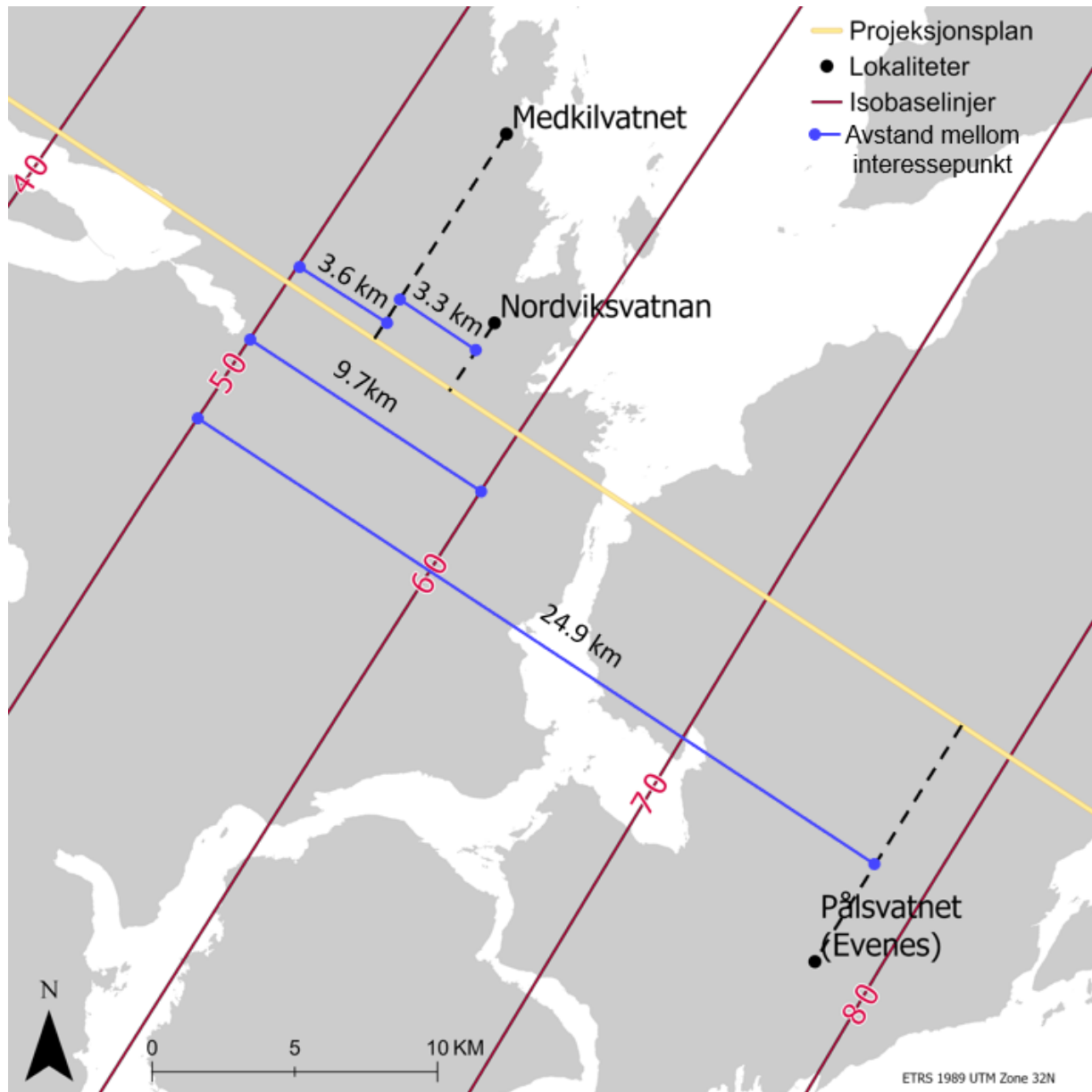
Neste punkt er hentet fra YD isobase linjer i Bergstrøm et al. (2005), først konstruert av Marthinussen (1960). Et projeksjonsplan (figur 4.1) ble derfor trukket vinkelrett gjennom isobasene mellom Medkilvatnet og Pålsvatnet fra Billah (2020), og gradienten (G) til YD isobasene ble funnet med å ta høydeforskjellen mellom 50 og 60 isobasene (Δh_{50-60}) dividert på avstanden mellom isobasene langs projeksjonsplanet (Δd_{50-60}). Avstanden mellom isobasene er 9.741 km, og høydeforskjellen er 10 meter. YD gradienten er dermed på 1.026 m/km, funnet ved formelen:

$$G_{yd} = \frac{\Delta h_{50-60}}{\Delta d_{50-60}} = \frac{10}{9.741} = 1.026$$

Gradienten multipliseres med avstanden mellom 50 isobasen og Medkilvatnet langs projeksjonsplanet for å finne høydeforskjellen. Avstanden (Δd_{50-m}) mellom 50 isobasen og Medkilvatnet ble målt til 3.598 km. Korrigert høyde (kh) er da gitt ved formelen;

$$kh = h_m - (\Delta d_{50-m} \times G_{yd})$$

hvor h_m terskelen til Medkilvatnet (57.357 moh) og ($\Delta d \times G_{yd}$) er 3.691 m. Korrigert høyde blir da 53.684 moh. som representerer YD havnivå. Det er relativt stor usikkerhet tilknyttet alderen på YD strandlinjene. Bergstrøm et al. (2005) foreslår at hovedstrandlinjene er dannet i en senere fase av YD. Eldste alder settes her til 12.8 kal. ka BP som representerer tidligste alder på Tromsø-Lyngen brefremstøtet (Bergstrøm et al., 2005) og yngste alder settes til slutten av YD, rundt 11.5 kal. ka BP. Havnivå indeks punktet settes i midten av de to ekstremene. Som vertikal usikkerhet til dette punktet ble det lagt til en $\pm 15\%$ usikkerhet til YD-gradienten for å ta hensyn til unøyaktigheter, som utgjør ± 0.554 meter. Samme usikkerhet er brukt for de interpolerte HIP'ene gjennom holocen og er i tråd med arbeidet til Vasskog et al. (2019).



Figur 4.1. Isobaser fra Bergstrøm et al. (2005) med lokaliteter fra dette arbeidet og arbeidet til Billah (2020).

Projeksjonsplanet er en rett linje i gult rettinklet gjennom isobasene. Her er avstandene som er brukt til utregning av havnivå indeks punkt visualisert med blå streker.

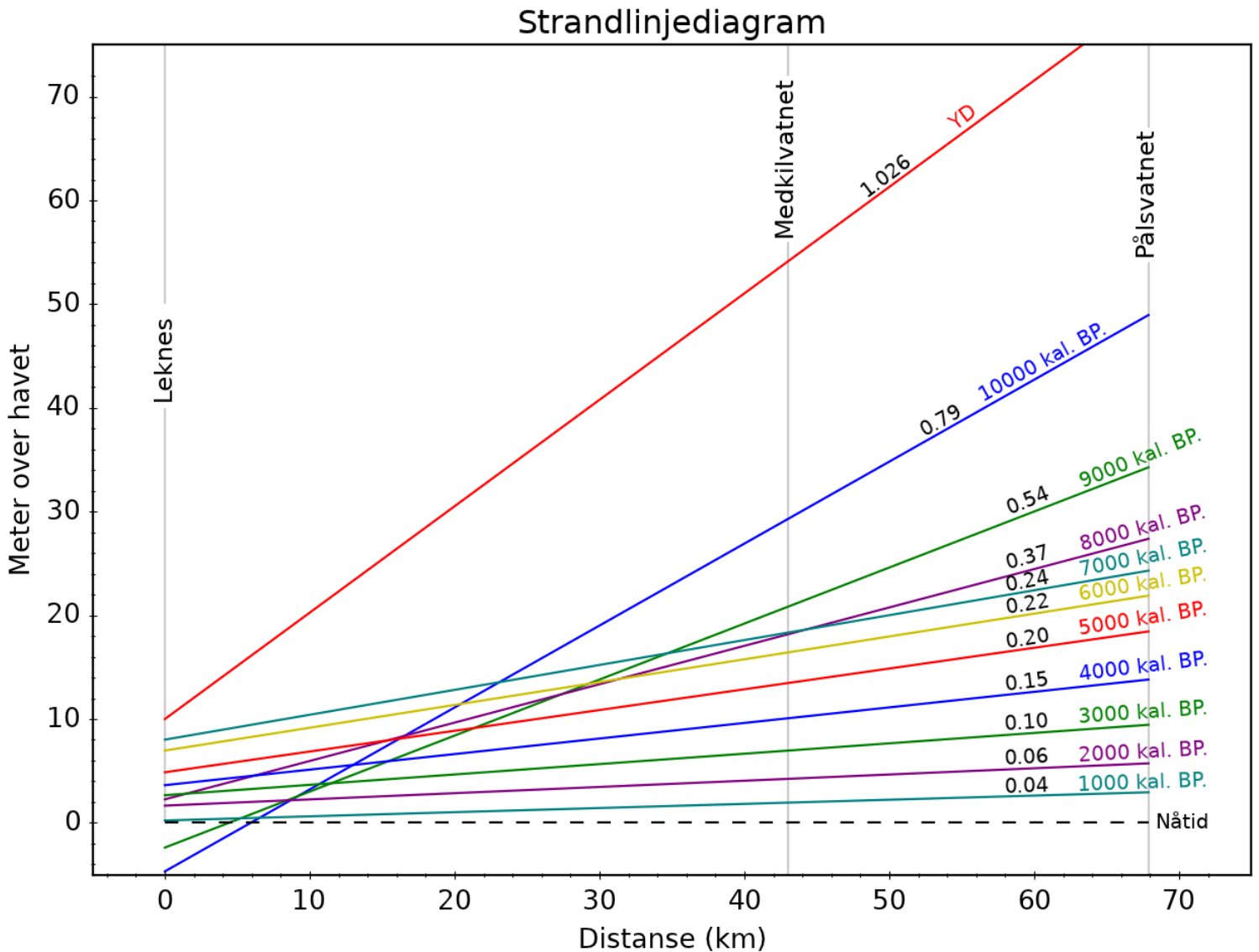
Tredje punkt er fra Nordviksvatnan med en justert terskel på 50.428 moh (h_n) som ble isolert mellom 11 439 – 10 580 Kal. BP (gjennomsnitt 10 977 kal. a BP) (interpolert fra aldersmodellen i figur 3.11). For å justere høyden relativ til Medkilvatnet er avstanden mellom lokalitetene målt langs projeksjonsplanet til 3.3km (Δd_{n-m}) som multipliseres med gradienten. Det finnes ikke noen nøyaktig gradient for denne perioden fra før, derfor er det regnet ut en maksimum og

minimum høyde på justering av terskelen ved bruk av henholdsvis YD gradienten og 10 ka BP gradienten fra Billah (2020). Formelen er den samme som for YD-HIPet, men høyden refererer nå til Nordviksvatnan, og avstanden er nå mellom Nordviksvatnan og Medkilvatnet. Gradienten regnes så ut med bruk av henholdsvis YD-gradienten (1.026 m/km) og 10 ka BP-gradienten (0.79 m/km), og forskjellen mellom disse utregningene gir en usikkerhet tilknyttet gradienten på ± 0.389 meter. Kalibrert høyde på Nordviksvatnan HIP blir dermed 47.432 moh, med en total usikkerhet på ± 0.472 meter (se ekstra usikkerheter tilknyttet Nordviksvatnan i kapittel 4.1).

Resterende punkter er hentet fra strandlinjediagrammet til Billah (2020) (figur 4.2).

Strandlinjediagrammet er konstruert ved å finne havnivået i et gitt aldersintervall i hans strandforskyvingskurve fra Evenes sammenlignet med havnivået fra samme aldersintervall i strandforskyvningskurven til Midtun (2019) fra Leknes. I teorien skal man da kunne konstruere strandforskyvningskurver for alle punkt mellom Evenes og Leknes. Avstanden mellom Pålsvatnet (Evenes) og Medkilvatnet langs projeksjonsplanet er 24.887 km. Figur 4.2 er modifisert fra Billah (2020) og viser gradienten mellom de to strandforskyvningskurvene med 1000 års intervall. Utregningen for å finne havnivået for de respektive alderne er gjort med formelen;

$$h_{px} - (G_x \times \Delta d_{m-p})$$



Figur 4.2 Strandlinjediagram, modifisert fra Billah (2020). Her har forfatteren brukt to strandforskyvningskurver, en fra Pålsvatnet (Evenes) og en fra Leknes (Midtun, 2019). Linjer er strukket fra bestemte aldre fra den ene kurven til den andre og gradienter på hver strandlinje er da funnet (svart skrift). Posisjonen til Medkilvatnet relativt til de to andre strandforskyvningskurvene er tegnet på figuren.

Hvor G_x er gradienten til hver strandlinje og Δd er avstanden mellom Medkilvatnet og Pålsvatnet langs projeksjonsplanet og h_{px} er rekonstruert høyde fra Pålsvatnet for de respektive aldersintervallene. Resultatene vises i tabellen under (tabell 4.2). Det finnes en usikkerhet knyttet til gradientene brukt til utregningen, men denne er vanskelig å kvantifisere nøyaktig. Det er derfor valgt å legge til en $\pm 15\%$ usikkerhet i gradienten som vertikal usikkerhet for punktene, på samme måte som i Vasskog et al. (2019). Det er ikke tilknyttet noen alders-usikkerhet til disse

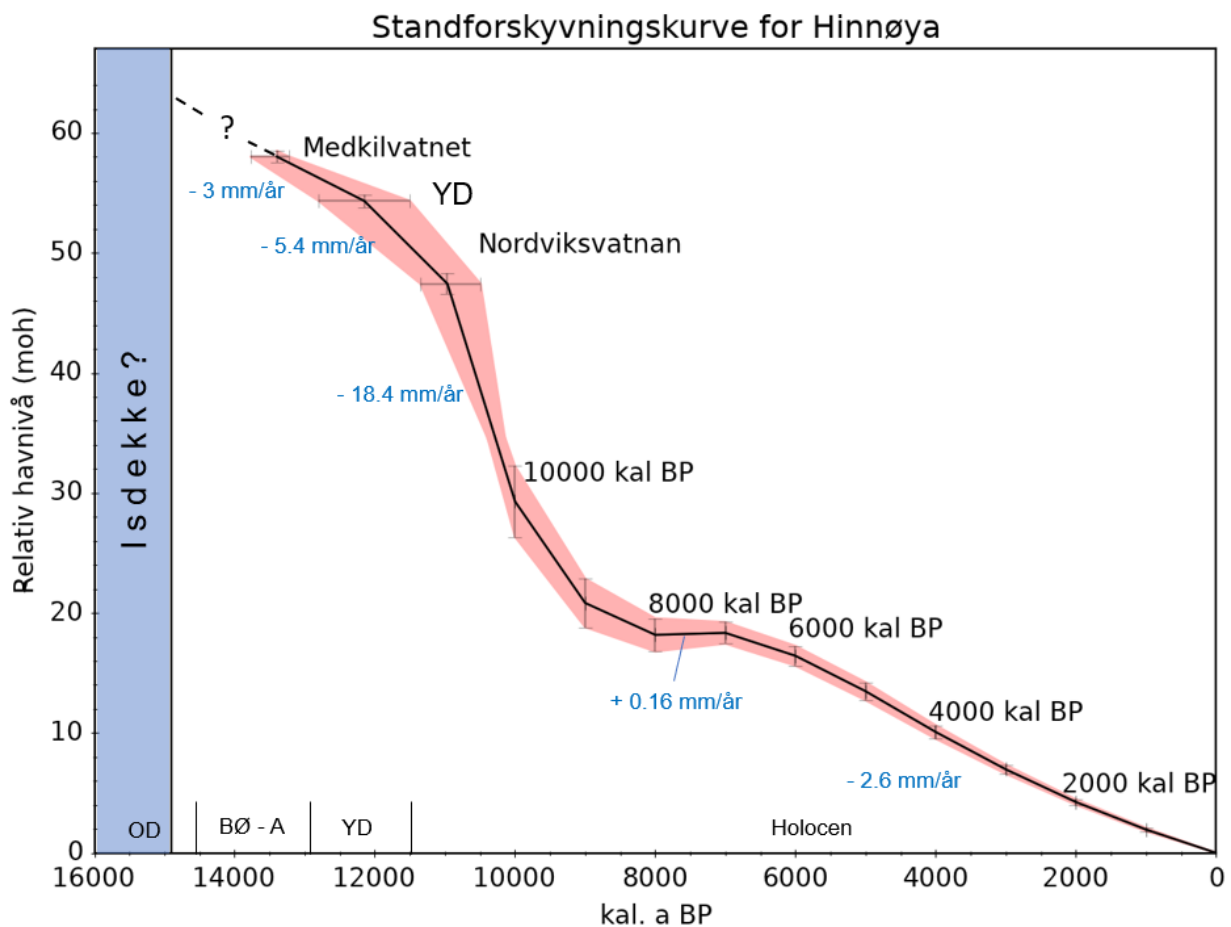
punktene da det antas at den vertikale usikkerheten er stor nok til å innlemme all usikkerhet tilknyttet punktene.

Tabell 4.2. HIP til strandforskyvningskurven. Høyden viser kalibrert høyde, alder for Medkilvatnet og Nordviksvatnet er gjennomsnitt alder interpolert fra alder/dybde modell. Tabellen viser også vertikal (høyde) og horisontal (alder) usikkerhet.

Betegnelse	Høyde (moh)	Alder (gjennomsnitt kal. BP)	Usikkerhet høyde/Vertikal usikkerhet (\pmm)	Usikkerhet alder/Horisontal(\pm kal. a BP)
Medkilvatnet	57.375	13378	0.270	277.5
YD-isobase	53.684	12150	0.554	650
Nordviksvatnan	47.432	10977	0.472	429.5
Strandlinje 10	29.289	10000	2.949	-
Strandlinje 9	20.831	9000	2.016	-
Strandlinje 8	18.172	8000	1.381	-
Strandlinje 7	18.337	7000	0.896	-
Strandlinje 6	16.425	6000	0.821	-
Strandlinje 5	13.473	5000	0.747	-
Strandlinje 4	10.077	4000	0.560	-
Strandlinje 3	6.961	3000	0.373	-
Strandlinje 2	4.237	2000	0.224	-
Strandlinje 1	1.945	1000	0.149	-
Nåtid	0	0	0	-

4.4 Strandforskyvningskurve

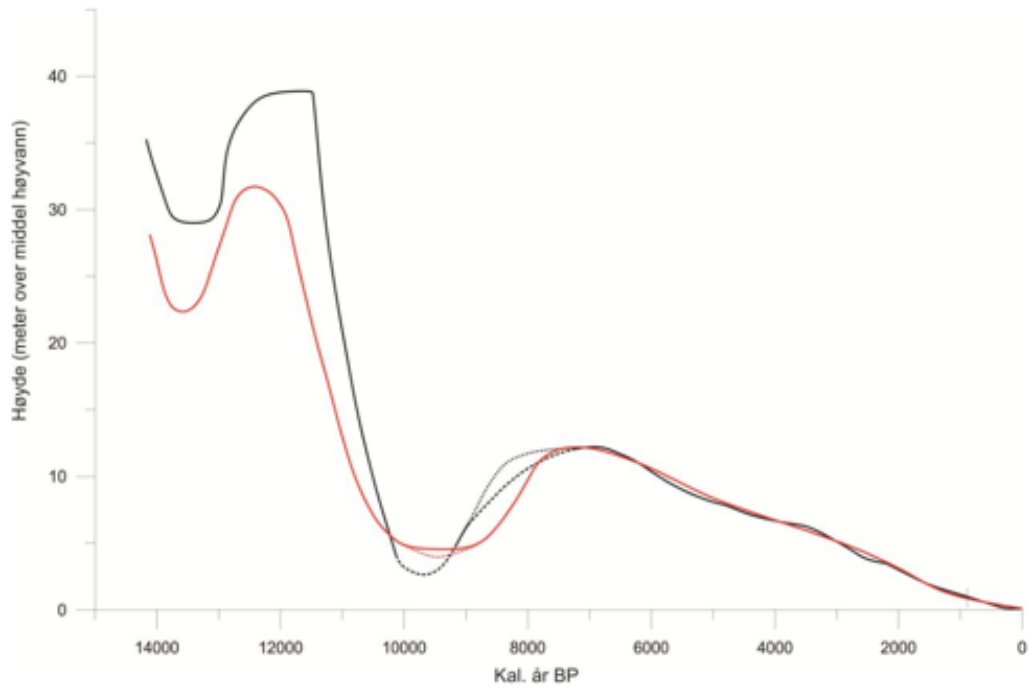
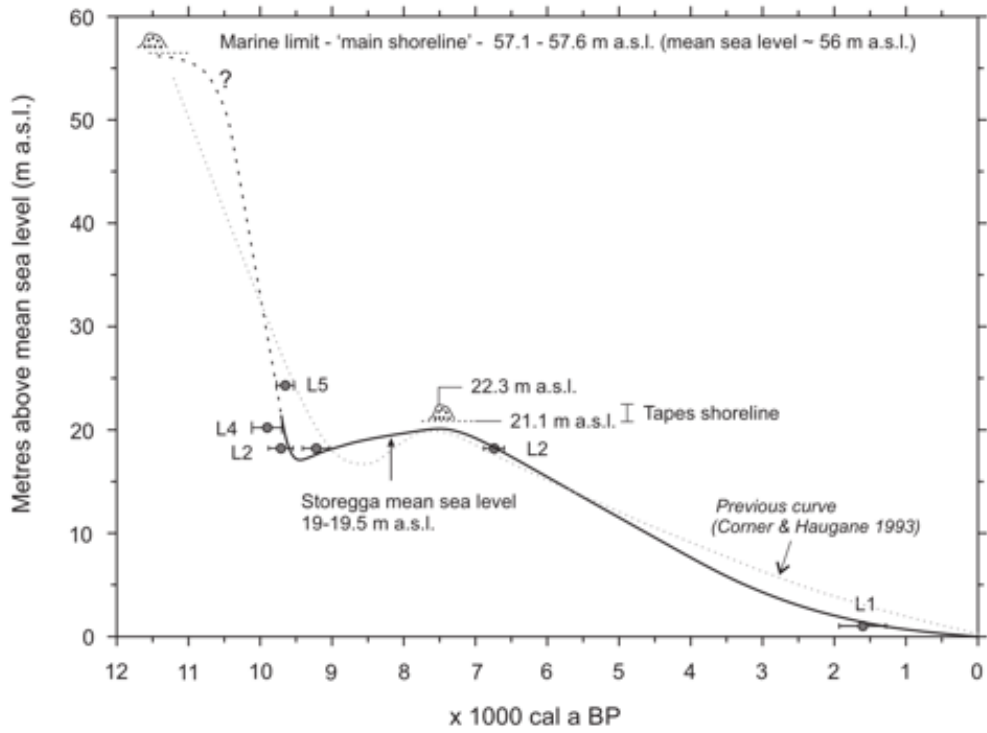
Strandforskyvningskurven (figur 4.3) beskriver hvordan havnivået, med utgangspunkt i Medkilvatnet har endret seg fra området ble isfritt og fram til i dag. Det er usikkert hvordan strandforskyvningen utfoldet seg i perioden mellom isens tilbaketrekning ca. 14.9 kal. ka BP og isolasjonen av Medkilvatnet 13.4 kal. ka BP, men i strandforskyvningskurven er det antatt en generell regresjon på 3 mm/år lik den mellom HIPet for Medkilvatnet og YD. Kurven viser en liten knekk midt i YD hvor regresjonen øker til 5.4 mm/år. regresjonen akselererer ytterligere etter YD og isolasjonen av Nordviksvatnan 11 kal. ka BP til 18.4 mm/år. Deretter blir kurven slakere til den mellom 8000 og 7000 kal. a BP får en ørliten transgresjon der havnivået øker med 0.16 mm/år. Dette samsvarer med modelleringer fra Fjeldskaar og Bondevik (2020) som også indikerer at området har opplevd en transgresjon i midtre deler av holocen. Fra 7000 kal. a BP til nåtid viser kurven en relativt jevn regresjon på gjennomsnittlig 2.6 mm/år.



Figur 4.3 Strandforskyvningskurve fra Medkilvatnet. Rødt område viser usikkerheten. Forkortelser på epoker; OD (eldste dryas), BØ (Bølling), A (Allerød), YD (yngre dryas).

Kurven fra dette arbeidet kan sammenlignes med andre kurver fra Norge (figur 4.4). Rasmussen et al. (2018) Konstruerte en kurve fra Lyngen, som er omtrent 175 km Nord-øst for Hinnøya. Kurven til Rasmussen et al. (2018) antyder en rask regresjon i tidlig holocen etterfulgt av en transgresjon som sammenfaller med perioden Hinnøya opplevde en slakere regresjon og en liten transgresjon (kurven fra dette arbeidet). Denne transgresjonen i tidlig- midtre holocen langs norskekysten er kjent som Tapestransgresjonen (Kaland, 1984; Fjeldskaar og Bondevik, 2020).

På Vestlandet, fra Sotra har Owe (2014) konstruert en strandforskyvningskurve med store likhetstrekk som kurven fra Bømlo (Vasskog, 2006). Disse kurvene skiller seg fra Hinnøya-kurven med en transgresjon gjennom YD. Fra tidlig holocen viser Sotra og Bømlo kurvene en hurtig regresjon som for ca. 10 000 kal. a BP går over i en relativt hurtig transgresjon som stopper ca. 7 000 kal. a BP. tapestransgresjonen er dermed betraktelig større på Vestlandet enn den som er observert på Hinnøya. Gjennom siste del av holocen viser kurvene fra Lyngen, Hinnøya, Sotra og Bømlo en lignende utvikling.



Figur 4.4 Strandforskyvningskurve fra Lyngen (øverst)(Rasmussen et al., 2018), Sotra (nederst svart)(Owe, 2014) og Bømlo (nederst rød) (Vasskog, 2006).

4.5 Compton og Rayleigh spredning og glødetap

I dette arbeidet er det sammenlignet resultater fra glødetapsanalysen med Compton (incoherent) og Rayleigh (coherent) spredning slik som tidligere gjennomført av Chawchai et al., 2015. Når hele kjernen ble tatt i betraktning så er koeffisienten høy i begge tilfeller, mens dersom man deler opp kjernen i seksjoner er resultatene varierende. Her stilles det en enighet med Chawchai et al., 2015 i at Inc/coh spredning alene ikke kan brukes som indikator på mengde organisk materiale i en kjerne, men derimot fremstår som en god indikator på endring i avsetningsmiljø fra dominerende minerogen til organisk avsetning og *vice versa*.

4.6 Finse-hendelsen

Holocen er karakterisert som en epoke med relativt stabilt klima. Det finnes derimot betydelige klimavariasjoner i holocen også, der avkjølingen under den såkalte 8200-hendelsen er mest dramatisk. I Sør-Norge har hendelsen fått navnet Finse-hendelsen av Nesje og Dahl (2001). Hendelsen er observert i innsjøer, havbunn og iskjerner fra Grønland og finner sted mellom 8000 og 8400 cal. BP. I kjernene fra Medkilvatnet er det observert et lag av lysere og mer minerogene sedimenter ca. 500 cm under overflaten i MEDK-121 og 490 under overflaten i MEDKR-221. XRF-resultatene viser en tydelig endring i Inc/coh, og titan i samme området, og det samme gjelder glødetapet. Interpolering fra aldersmodellen (figur 3.9) indikerer at denne hendelsen fant sted 8.2 kal. ka BP (8 671 – 7 146 kal. a BP) og tolkes derfor til å være Finse-hendelsen.

5 Konklusjon

- Medkilvatnet ble isolert i tidsperioden mellom 13584 og 13005 (gjennomsnitt 13376) kal. år BP.
- Nordviksvatnan ble isolert mellom 11439 og 10580 (gjennomsnitt 10977) kal. år BP.
- Det finnes ikke spor av noen transgresjon i yngre dryas på østre Hinnøya.
- Den konstruerte strandforskyvningskurven viser antydning til tapest transgresjon mellom 8000 og 7000 kal. BP.
- Finse-hendelsen observeres i sedimentkjerner fra østre Hinnøya som et ca. 3 centimeter tykt lag av sand. Interpolering av radiokarbondateringer antyder at laget ble avsatt i perioden 8 671 – 7 146 kal. a BP (gjennomsnitt 8.2).
- XRF-data kan ikke brukes alene som metode for å anslå isolasjonskontakten til basseng. Endringer i salinitet viser ikke tydelig utslag i dataene, det er derimot her brukt som indikator på klimatisk endring.
- Det antydes her at isens tilbaketrekning fra nord på Grytøya (D-event morenene) og Sørvika (Skarpnes/YD morenene) var på ca. 20 – 25 meter per år.
- Glødetapssanalyse med lav oppløsning har høy korrelasjon med rayleigh/compton spredning målt i XRF-data. Spredningsdataene fra XRF-skanning kan dermed brukes som en høyoppløselig proxy for organisk innhold, men det anbefales ikke å bruke XRF-dataene alene uten å gjøre parallelle, lavoppløselig glødetapsanalyser.

6 Videre forskning

I dette arbeidet er det blitt undersøkt bassenger som befinner seg nær marin grense, det vil være hensiktsmessig å undersøke flere bassenger på Hinnøya for å forbedre strandforskyvningskurven. Spesielt i høyden 17 til 20 meter over havet hvor det ut ifra dette arbeidet er indikert en svak transgresjon. Delen av kurven som dekker epoken holocen er interpolert fra en strandforskyvningskurve på andre siden av Tjeldsundet, det vil være interessant å se om man finner avvik mellom holocen strandforskyvning på Hinnøya sammenlignet med fastlandet. Dessuten er det fortsatt usikkerheter knyttet til marin grense i området, og et grundig arbeid på å kartlegge marin grense bør gjennomføres. Det er også interessant å se om man kan finne basseng som befinner seg enda nærmere marin grense for å rekonstruere den siste biten av strandforskyvningskurven fra området var islagt til nåtid.

Fytoplanktonanalyser av isolasjonsbasseng med en terskel som befinner seg i en høyde over havet som er lik forskjellige tidevannsnivå kan være nyttig for å få bedre forståelse av hvilke tidevannsnivå man bør bruke som referanse for isolasjonen i fremtidige undersøkelser.

7 Referanser

- 2022a. *AMS Machine* [Online]. Poznańskie Laboratorium Radiowęglowe. Available: <https://radiocarbon.pl/en/ams-machine/> [Accessed 18.04.2022 2022].
- 2022b. *Types Of Samples Suitable For Dating* [Online]. Poznańskie Laboratorium Radiowęglowe. Available: <https://radiocarbon.pl/en/types-of-samples-suitable-for-dating/> [Accessed 21.03.2022 2022].
- Andersen, B. G., 1968. Glacial Geology of Western Troms, North Norway, Andersen, B. G. (NGU).
- Andersen, B. G. 1975. Glacial geology of Northern Nordland, North Norway. *Norges geologiske Undersøkelse*, 320(1-74).
- Arbic, B., MacAyeal, D., Mitrovica, J. & Milne, G. 2004. Palaeoclimate: Ocean tides and Heinrich events. *Nature*, 432(460).
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Riis Simonsen, J., Kvisvik, B., Bakke, K. & Nesje, A. 2010. A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews*, 29(9-10), pp 1246-1262.
- Balascio, N., Zhang, Z., Bradley, R., Perren, B., Dahl, S. & Bakke, J. 2011. A multi-proxy approach to assessing isolation basin stratigraphy from the Lofoten Islands, Norway. *Quaternary Research*, 75(288-300).
- Barnett, R. L., Gehrels, W. R., Charman, D. J., Saher, M. H. & Marshall, W. A. 2015. Late Holocene sea-level change in Arctic Norway. *Quaternary Science Reviews*, 107(214-230).
- Bartley, J. M. 1981. Lithostratigraphy of the Storvann Group, East Hinnøya, North Norway and its Regional Implications. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 370(11-24).
- Bellinger, E. & Sigeo, D. 2010. *Freshwater Algae: Identification and Use as Bioindicators*. Wiley-Blackwell, 187-238.
- Belokopytov, I. E. & Beresnevich, V. V. 1955. Giktorf's peat borers. *Torf. Prom*, 8(9-10).
- Benn, D. & Evans, D. J. A. 2014. *Glaciers & glaciation*: Hodder.

- Bergstrøm, B., Olsen, L. & Sveian, H. 2005. The Tromsø-Lyngen glacier readvance (early Younger Dryas) at Hinnøya-Ofotfjorden, northern Norway: A reassessment. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 445(73-88).
- Billah, M. 2020. *Holocene Relative Sea-level Changes in Evenes, Northern Norway*. Master, University of Bergen.
- Birks, H. 2013. Plant Macrofossil Introduction. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 3(2266-2288).
- Birks, H. & Lotter, A. 2020. *Sampling protocol for AMS radiocarbon dating of terrestrial plant macrofossils* [Online]. UIB.no. Available: <https://www.uib.no/en/rg/EECRG/135968/sampling-protocol-ams-radiocarbon-dating-terrestrial-plant-macrofossils> [Accessed 15.03 2020].
- Blaauw, M. 2010. Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5(5), pp 512-518.
- Blaauw, M. & Christen, J. A. 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3), pp 457-474, 18.
- Blaauw, M. J. & Christen, A. 2022. *Bacon: Main age-depth modelling function* [Online]. Available: <https://rdrr.io/cran/rbacon/man/Bacon.html> [Accessed 01.04 2022].
- Bradley, R. S. 2014. *Paleoclimatology : reconstructing climates of the quaternary*. Third edition. ed. Place of publication not identified: Elsevier.
- Brouwer, P. 2010. *Theory of XRF: Getting acquainted with the principles*, The Netherlands: Panalytical.
- Chawchai, S., Kylander, M., Jirapinyakul, A., Löwemark, L. & Wohlfarth, B. 2015. Testing commonly used X-ray fluorescence core scanning-based proxies for organic-rich lake sediments and peat. *Boreas*.
- Church, J. A., Clark, P. U., Cazenave, A., Gregory, J. M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M. A., Milne, G. A., Nerem, R. S., Nunn, P. D., Payne, A. J., Pfeffer, W. T., Stammer, D. & Unnikrishnan, A. S. 2013. *IPCC Sea Level Change*, (Cambridge).
- Cohen, K. M., Harper, D. A. T. & Gibbard, P. L. 2021. *ICS International Chronostratigraphic Chart* [Online]. Available: www.stratigraphy.org.

- Croudace, I. W., Rindby, A. & Rothwell, R. G. 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, 267(1), pp 51-63.
- Davie, T. & Quinn, N. W. 2019. *Fundamentals of Hydrology*, Florence, UNITED STATES: Taylor & Francis Group.
- de Boer, B., Stocchi, P., Whitehouse, P. L. & van de Wal, R. S. W. 2017. Current state and future perspectives on coupled ice-sheet – sea-level modelling. *Quaternary Science Reviews*, 169(13-28).
- Dean, W. E. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44(1), pp 242-248.
- Eronen, M., Gluckert, G., Hatakka, L., Plassche, O. V. D., Plicht, J. V. D. & Rantala, P. 2001. Rates of Holocene isostatic uplift and relative sea-level lowering of the Baltic in SW Finland based on studies of isolation contacts. *Boreas*, 30(1), pp 17-30.
- Fægri, K., Iversen, J. & Krzywinski, K. 1989. *Textbook of pollen analysis.*, 4, Chichester: Wiley.
- Fifield, L. K. 1999. Accelerator mass spectrometry and its applications. *Reports on Progress in Physics*, 62(8), pp 1223-1274.
- Fimreite, S., Vorren, K.-D. & Vorren, T. 2001. Vegetation, climate and ice-front oscillations in the Tromsø area, northern Norway during the Allerød and Younger Dryas. *Boreas*, 30(89-100).
- Fjeldskaar, W. & Bondevik, S. 2020. The Early-Mid Holocene transgression (Tapes) at the Norwegian coast – comparing observations with numerical modelling. *Quaternary Science Reviews*, 242(106435).
- Giralt, S., Rico, M., José Carlos, V. & Valero-Garcés, B. 2011. Quantitative climate reconstruction linking meteorological, limnological and XRF core scanner datasets: The Lake Sanabria case study, NW Spain. *Journal of Paleolimnology*, 46(487-502).
- Grønlie, O. T. 1922. Strandliner, moræner og skjælføremster i en sydlige del av Troms fylke. *Norges geologiske Undersøkelse* 94(1-39).

- Gustavson, M. 1972. The Caledonian Mountain Chain of the Southern Troms and Ofoten Areas Part 111. Structures and Structural History. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 283(1-56).
- Hafsten, U. L. F. 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), pp 63-79.
- 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), pp 779-820.
- Hellborg, R. & Skog, G. 2008. Accelerator mass spectrometry. *Mass Spectrometry Reviews*, 27(5), pp 398-427.
- Hsu, C.-W. & Velicogna, I. 2017. Detection of sea level fingerprints derived from GRACE gravity data. *Geophysical Research Letters*, 44(17), pp 8953-8961.
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2016. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45(1), pp 1-45.
- Johnsen, I. S. 2017. *Strandforskyvning på Bokn og deglasiasjonen av Boknafjorden, Rogaland*. Master, University of Bergen.
- Jowsey, P. C. 1965. An improved peat sampler. *The Macaulay Institute for Soil Research*, 245 - 248.
- Kaland, P. E. 1984. Holocene shore displacement and shorelines in Hordaland, Western Norway. *Boreas*, 13(203-242).
- Kaplan, E. D. & Lewis, S. 1997. Understanding GPS principles and applications. *Journal of Electronic Defense*, 81.
- Kartverket. 2020a. *Hvorfor er ikke tidevannet likt over alt?* [Online]. Available: <https://www.kartverket.no/til-sjos/se-havniva/lar-om-tidevann-og-vannstand/hvorfor-er-ikke-tidevannet-lik-over-alt> [Accessed 20.07 2022].

- Kartverket. 2020b. *Se havnivå (Resultat for Bergen, Hordaland)* [Online]. Available: <https://www.kartverket.no/til-sjos/se-havniva/resultat?id=9000002> [Accessed 26.11 2020].
- Kartverket. 2021. *Vannstandsnivå* [Online]. Available: [https://www.kartverket.no/til-sjos/se-havniva/referanseniva/vannstandsniva#:~:text=Normalnull%20\(NN\),fjell%20eller%20en%20innsj%C3%B8%20ligger](https://www.kartverket.no/til-sjos/se-havniva/referanseniva/vannstandsniva#:~:text=Normalnull%20(NN),fjell%20eller%20en%20innsj%C3%B8%20ligger). [Accessed 26.07 2022].
- Kartverket. 2022a. *Resultat for Harstad vannstandsmåler (Harstad - Hårsttåk)* [Online]. Available: <https://www.kartverket.no/til-sjos/se-havniva/resultat?id=1082328&location=Harstad%20vannstandsm%C3%A5ler> [Accessed 26.07 2022].
- Kartverket. 2022b. *Tidevannstabell 2022: Harstad* [Online]. Available: <https://www.kartverket.no/til-sjos/se-havniva/resultat?id=139510&location=Harstad> [Accessed 10.05 2022].
- Kemp, A., Dutton, A. & Raymo, M. 2015. Paleo Constraints on Future Sea-Level Rise. *Current Climate Change Reports*, 1(
- Kjemperud, A. 1986. Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. *Boreas*, 15(61-82).
- Kjerstad, N. & Tandberg, E. 2022. *DGPS i Store Norske Leksikon på snl.no* [Online]. Store Norske Leksikon: snl.no. Available: <https://snl.no/DGPS> [Accessed 10.03 2022].
- Komárek, J. & Jankovská, V. 2001. Review of the Green Algal Genus *Pediastrum*; Implication for Pollen-analytical Research. *Bibliotheca Phycologica, Band 108*, 108(
- Letham, B., Martindale, A., Macdonald, R., Guiry, E., Jones, J. & Ames, K. M. 2016. Postglacial relative sea-level history of the Prince Rupert area, British Columbia, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 153(156-191).
- Lid, K. 2019. *Holocen strandforskyvning ved Skånland, Troms*. Master, University of Bergen.
- Lindzen, R. S. & Chapman, S. 1969. Atmospheric tides. *Space Science Reviews*, 10(1), pp 3-188.
- Liu, X., Colman, S. M., Brown, E. T., Minor, E. C. & Li, H. 2013. Estimation of carbonate, total organic carbon, and biogenic silica content by FTIR and XRF techniques in lacustrine sediments. *Journal of Paleolimnology*, 50(3), pp 387-398.

- Lohne, Ø., Mangerud, J. & Birks, H. 2014. IntCal13 calibrated ages of the Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from Kråkenes, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 29(
- 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(17-18), pp 2128-2151.
- 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), pp 3748-3768.
- Lunnan, E. M. 2016. *Strandforskyvning og isavsmeltingshistorie på sørlige Karmøy*. Master, University of Bergen.
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Karin Hufthammer, A. & Høisæter, T. 2006. Marine 14C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, 25(23), pp 3228-3245.
- Marra, J. F., Lance, V. P., Vaillancourt, R. D. & Hargreaves, B. R. 2014. Resolving the ocean's euphotic zone. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 83(45-50).
- Marshall, S. J. 2009. Glaciations, Quaternary. In: Gornitz, V. (ed.) *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Marthinussen, M. 1960. Coast and fjord area of Finnmark. With remarks on some other districts. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, 208/(416 - 429).
- Marthinussen, M., 1962. C-14 datings referring to shorelines, transgressions and glacial substages in Northern Norway, Marthinussen, M.
- Midtun, E. S. 2019. *Holosen strandforskyvning for Leknes, Vestvågøy*. Master, University of Bergen.
- Møller, J. J. 1984. Holocene shore displacement at Nappstraumen, Lofoten, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 64(1-5).

- Möller, J. J. & Sollid, J. L. 1972. Deglaciation Chronology of Lofoten – Vesterålen – Ofoten, North Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 26(3), pp 101-133.
- Nesje, A. 1992. A Piston Corer for Lacustrine and Marine Sediments. *Arctic and Alpine Research*, 24(3), pp.
- Nesje, A. & Dahl, S. O. 2001. The Greenland 8200 cal. yr BP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences. *Journal of Quaternary Science*, 16(2), pp 155-166.
- Owe, L. 2014. *Holosen strandforysnyning og sedimentstratigrafi på Askøy og Sotra*. Master, University of Bergen.
- Pentecost, A. 1984. *Introduction to freshwater algae*, Richmond: Richmond Publishing Co. Ltd.
- 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(393-408).
- 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), pp 725-757.
- 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), pp 383-400.
- Rovere, A., Stocchi, P. & Vacchi, M. 2016. Eustatic and Relative Sea Level Changes. *Current Climate Change Reports*, 2(4), pp 221-231.

- Sáez, A., Valero-Garcés, B. L., Giralt, S., Moreno, A., Bao, R., Pueyo, J. J., Hernández, A. & Casas, D. 2009. Glacial to Holocene climate changes in the SE Pacific. The Raraku Lake sedimentary record (Easter Island, 27°S). *Quaternary Science Reviews*, 28(25-26), pp 2743-2759.
- Shennan, I., Green, F., Innes, J., Lloyd, J., Rutherford, M. & Walker, K. 1996. Evaluation of Rapid Relative Sea-Level Changes in North-West Scotland during the Last Glacial-Interglacial Transition: Evidence from Ardtoe and Other Isolation Basins. *Journal of Coastal Research*, 12(4), pp 862-874.
- Shennan, I., Lambeck, K., Horton, B. P., Innes, J. B., Lloyd, J. M., McArthur, J. J., Purcell, T. & Rutherford, M. M. 2000. Late Devensian and Holocene records of relative sea-level changes in northwest Scotland and their implications for glacio-hydro-isostatic modelling. *Quaternary Science Reviews*, 19(1103-1135).
- Shennan, I., Long, A. J. & Horton, B. P. 2015. Handbook of sea-level research. *Handbook of Sea-Level Research*.
- Shotton, F. W. 1972. An Example of Hard-Water Error in Radiocarbon Dating of Vegetable Matter. *Nature*, 240(5382), pp 460-461.
- Strunk, A., Larsen, N. K., Nilsson, A., Seidenkrantz, M.-S., Levy, L. B., Olsen, J. & Lauridsen, T. L. 2018. Relative Sea-Level Changes and Ice Sheet History in Finderup Land, North Greenland. *Frontiers in Earth Science*, 6(
- Strøm, K. 1957. A lake with trapped sea-water? *Nature* 180(982 - 983).
- Strømsnes, K. 2018. *Isavsmelting og senglasial strandforskyvning på Bokn i Rogaland*. Master, University of Bergen.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F. & Stein, R. 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23(11), pp 1229-1271.
- 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).

- Thompson, R., Battarbee, R. W., E., O. S. P. & Oldfield, F. 1975. Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 20(
- Tjemsland, A. E. 1983. *Vegetasjonshistoriske og paleolimnologiske undersøkelser av Rekkingedalstjørna og Sengsvatnet, Fedje, Hordaland*. Upublisert hovedfagsoppgave, Universitetet i Bergen.
- Vasskog, K. 2006. *Holosen strandforskyvning på sørlige Bømlo*. Master, University of Bergen.
- Vasskog, K., Svendsen, J.-I., Mangerud, J., Agasøster Haaga, K., Svean, A. & Lunnan, E. M. 2019. Evidence of early deglaciation (18 000 cal a bp) and a postglacial relative sea-level curve from southern Karmøy, south-west Norway. *Journal of Quaternary Science*, 34(6), pp 410-423.
- Vivien, G. 2013. *Rising Seas : Past, Present, Future*, New York: Columbia University Press.
- Vorren, T. O. & Elvsborg, A. 1979. Late Weichselian deglaciation and paleoenvironment of the shelf and coastal areas of Troms, north Norway - a review. *Boreas*, 8(2), pp 247-253.
- Vorren, T. O. & Plassen, L. 2002. Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31(2), pp 97-125.
- Vorren, T. O., Rydningen, T. A., Baeten, N. J. & Laberg, J. S. 2015. Chronology and extent of the Lofoten–Vesterålen sector of the Scandinavian Ice Sheet from 26 to 16 cal. ka BP. *Boreas*, 44(3), pp 445-458.
- Vorren, T. O., Vorren, K.-D., Aasheim, O., Dahlgren, K. I. T., Forwick, M. & Hassel, K. 2013. Palaeoenvironment in northern Norway between 22.2 and 14.5 cal. ka BP. *Boreas*, 42(4), pp 876-895.
- Ward, S. L., Neill, S. P., Scourse, J. D., Bradley, S. L. & Uehara, K. 2016. Sensitivity of palaeotidal models of the northwest European shelf seas to glacial isostatic adjustment since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 151(198-211).
- Wien, K., Wissmann, D., Koelling, M. & Schulz, H. 2005. Fast application of X-ray fluorescence spectrometry aboard ship: How good is the new portable Spectro Xepos analyser? *Geo-Marine Letters*, 25(248-264).

Aase, R. 2011. *Radionavigasjon (DGPS)* [Online]. Kystverket.no. Available: <https://www.kystverket.no/en/navigation-and-monitoring/dgps---radio-navigation/> [Accessed 11.06 2020].